

ЛЕДЯНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ МОРЕЙ ЗАПАДНОЙ АРКТИКИ



ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
АРКТИЧЕСКИЙ И АНТАРКТИЧЕСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

ЛЕДЯНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ МОРЕЙ ЗАПАДНОЙ АРКТИКИ

Под редакцией
д-ра геогр. наук Г.К.Зубакина

Санкт-Петербург
ААНИИ
2006

УДК 551.467+551.468.1 [45+52]

В монографии даны характеристики ледяных образований (торосы, стамухи, айсберги, припай), рассмотрено их воздействие на берега и дно, предложен ряд моделей для расчета некоторых ледовых процессов и явлений (дрейф и торошение льдов, экзарация дна, навалы льда на берег). Приведены результаты модельных расчетов.

Монография рассчитана на широкий круг специалистов, занимающихся освоением шельфа арктических морей: проектировщиков, строителей гидротехнических сооружений, эксплуатационников. Она будет полезна океанологам и экологам, студентам и аспирантам соответствующих специальностей.

Characteristics of ice formations (ridges, stamukhas, icebergs, fast ice) are given in the monograph. Their influence on coasts and bottom is considered; a number of models is proposed for calculation of some ice processes and phenomena (ice drift and ridging, bottom scouring, ice pile-up on coast). Results of model simulations are demonstrated.

The monograph is oriented for a wide circle of specialists dealing with exploitation of Arctic shelf: designers, constructors of hydrotechnical structures, producing people. It will be useful to oceanographers and ecologists, students and post-graduate students of these professions.

МОНОГРАФИЯ

ЛЕДЯНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ МОРЕЙ ЗАПАДНОЙ АРКТИКИ

Под ред. д-ра геогр. наук Г.К.Зубакина

Рецензенты:

Заслуженный деятель науки,
д-р физ.-мат. наук, профессор Ю.П.Доронин

канд. геогр. наук, доцент А.В.Юлин

Оригинал-макет: Е.А.Скутина
Обложка: А.А.Меркулов

Арктический и антарктический научно-исследовательский институт
199397, Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38.

Подписано в печать 4.12.06. Формат 70 × 100 1/16.
Печать офсетная. Заказ № 37
Усл. печ. л. 17 с вкл. Тираж 500 экз.

Типография ААНИИ
199397, Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38.

ISBN 5-98364-011-9

© Государственный научный центр
Российской Федерации —
Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт, 2006

Оглавление

Предисловие 6
Введение (*Горбунов Ю.А., Зубакин Г.К.*) 8
1. Режимные характеристики ледяных образований 10
1.1. Сезонная и многолетняя изменчивость состояния ледяного покрова Баренцева моря (*Зубакин Г.К., Бузин И.В., Скутина Е.А.*) 10
1.2. Особенности сезонных и межгодовых изменений состояния ледяного покрова Карского моря (*Егоров А.Г.*) 26
1.2.1. Основные элементы сезонной изменчивости ледовых условий в Карском море 26
1.2.2. Различия ледовых условий в юго-западной и северо-восточной частях Карского моря 30
1.2.3. Пространственные особенности очищения акватории Карского моря ... 34
1.2.4. Классификация ледовых условий Карского моря 37
1.2.5. Многолетняя изменчивость ледовых условий Карского моря 38
1.3. Виды ледяных образований (*Миронов Е.У.*) 46
1.4. Распространение припая в период максимального развития 50
1.4.1. Типизация распространения припая (*Спичкин В.А.*) 51
1.4.2. Толщина ровного льда в припае по наблюдениям полярных станций (*Наумов А.К.*) 58
1.5. Стамухи Баренцева и Карского морей 61
1.5.1. Материалы наблюдений (*Горбунов Ю.А., Лосев С.М, Дымент Л.Н.*) 62
1.5.2. Стамухи Печорского моря (*Горбунов Ю.А., Лосев С.М, Дымент Л.Н.*) . 63
1.5.3. Морфометрические характеристики стамух по данным прямых измерений и стереофотосъемки в юго-восточной части Баренцева моря (*Гудошников Ю.П., Зубакин Г.К., Наумов А.К.*) 66
1.5.4. Стамухи Карского моря (*Горбунов Ю.А., Лосев С.М, Дымент Л.Н.*) 70
1.5.5. Аппроксимация распределений осадки стамух по данным исследований в Карском море (*Горбунов Ю.А., Лосев С.М, Дымент Л.Н.*) ... 76
1.6. Торосы Баренцева и Карского морей 81
1.6.1. Торосистость ледяного покрова Печорского моря (*Тюряков А.Б.*) 82
1.6.2. Статистические характеристики элементов торосистых образований (*Гудошников Ю.П., Зубакин Г.К., Наумов А.К.*) 88
1.6.3. Характеристика грядовой торосистости припая Печорского моря (*Горбунов Ю.А., Лосев С.М, Дымент Л.Н.*) 100
1.6.4. Торосы Карского моря (*Кубышкин Н.В.*) 102
1.7. Айсберги Баренцева и Карского морей (*Зубакин Г.К., Гудошников Ю.П., Наумов А.К., Бузин И.В., Скутин А.А., Скутина Е.А.*) 109
1.7.1. Районы образования айсбергов в Баренцевом и Карском морях 109
1.7.2. Наблюдения за дислокацией айсбергов 113

1.7.2.1. Многолетняя изменчивость числа зафиксированных айсбергов .. 113
1.7.2.2. Распространение айсбергов 115
1.7.3. Случаи экстремального распространения айсбергов в Баренцевом море 116
1.7.4. Форма айсбергов, оценки их размеров и масс 121
1.7.5. Дрейф айсбергов (*Дмитриев Н.Е.*) 123
Литература 126
2. Воздействие ледяных образований на природные и инженерные объекты 131
2.1. Интерпретация данных о ледяном покрове при расчете ледовых нагрузок на дно и шельфовые сооружения (*Лихоманов В.А., Степанов И.В.*) 131
2.1.1. Формулировка проблемы 131
2.1.2. Морфометрия ледяного покрова 132
2.1.3. Физико-механические свойства льда 135
2.2. Роль морских льдов в динамике берегов и дна арктических морей 139
2.2.1. Защитная роль припая и дрейфующих льдов (*Огородов С.А.*) 140
2.2.2. Роль морских льдов в выносе обломочного материала с мелководья (*Огородов С.А.*) 142
2.2.3. Экзарация берегов и дна льдами. Морфология и морфометрия образовавшихся форм рельефа (*Огородов С.А.*) 145
2.2.4. Результаты исследований экзарации дна ледяными образованиями в юго-восточной части Баренцева моря (*Гудошников Ю.П., Зубакин Г.К., Наумов А.К., Нестеров А.В.*) 150
2.2.4.1. Исходные данные 151
2.2.4.2. Статические характеристики борозд пропашки 152
2.2.5. Процессы формирования припая и мерзлых пород в приурезовой зоне (*Огородов С.А.*) 160
2.2.6. Районирование береговой зоны по видам ледяных образований и их воздействию на берега и дно (*Огородов С.А.*) 162
2.3. Методы активной борьбы с айсбергами (*Бузин И.В., Алексеев Ю.Н.*) 164
2.3.1. Методы, основанные на буксировке айсберга 166
2.3.2. Другие проверенные методы 171
2.3.3. Прототипные методы 172
2.3.4. Концептуальные методы 173
Литература 176
3. Методы расчета движения льдов и их воздействия на природные и инженерные объекты 180
3.1. Трехмерная нестационарная гидродинамическая модель трансформации ледяных образований и прикладные аспекты ее использования (*Дмитриев Н.Е.*) 180
3.1.1. Модель льда 181
3.1.2. Гидрологический блок модели 183
3.1.3. Дискретная формулировка модели 186
3.1.4. Прикладные аспекты работы с моделью 186
3.1.4.1. Моделирование короткопериодной изменчивости дрейфа льдов в Печорском море 186
3.1.4.2. Расчет вероятности проникновения тяжелых льдов в район Штокмановского ГКМ 188
3.1.4.3. Результаты расчетов движения льдов в районе ШГКМ 191
3.1.4.4. Оценка вероятности столкновения айсберга с платформой (*Дмитриев Н.Е., Наумов А.К.*) 191

3.2. Модели торошения морских льдов (*Марченко А.В.*) 196
3.2.1. Натурные и лабораторные исследования торосов 196
3.2.1.1. Толщина арктического ледяного покрова 196
3.2.1.2. Особенности формы и пространственного распределения торосов 198
3.2.1.3. Экспериментальные исследования динамики формирования торосов 201
3.2.1.4. Методы дискретных элементов при моделировании формирования торосов 203
3.2.2. Уравнения динамики ледяного покрова 205
3.2.2.1. Законы сохранения массы и импульса 205
3.2.2.2. Энергетические соотношения 206
3.2.2.3. Параметризация внешних сил 207
3.2.3. Динамические модели формирования торосов 208
3.2.3.1. Концепция линии торошения 208
3.2.3.2. Динамические характеристики линии торошения 211
3.2.3.3. Гипотеза об автомодельности формы тороса 211
3.2.3.4. Диссипация энергии и реологические соотношения 212
3.2.3.5. Уравнения динамики торосов для конечных объемов льда 214
3.2.3.6. Масштабирование 215
3.2.3.7. Динамические уравнения линии торошения 216
3.2.3.8. Автоколебательные движения льдин при торошении 219
3.2.3.9. О механизме ограничения вертикальных размеров торосов ... 226
3.2.3.10. Модель формирования поля сжатого льда 228
3.2.4. Учет торошения в крупномасштабных моделях динамики ледяного покрова 230
3.2.4.1. Уравнение для оценки изменения сплоченности и средней толщины льда 230
3.2.4.2. Статистический подход при описании структуры ледяного покрова в крупномасштабных моделях 231
3.2.4.3. Модели, учитывающие фракцию всторошенного льда 234
3.2.4.4. О построении кривой текучести для крупномасштабных пластических деформаций ледяного покрова 236
3.3. Разработка моделей экзарации дна движущимися ледяными образованиями и айсбергами (*Наумов А.К.*) 240
3.3.1. Энергетическая модель внедрения движущихся ледяных образований в грунт . 240
3.3.2. Результаты тестовых расчетов 242
3.3.3. Результаты расчетов экзарации дна в Печорском море под воздействием прилива 245
3.4. Нагромождения и надвиги льда на побережьях замерзающих морей и моделирование этих явлений (*Клячкин С.В., Гудкович З.М., Драбкин В.В., Воеводин В.А.*) 248
3.4.1. Модель образования навалов под воздействием квазистатического сжатия ледяного покрова 250
3.4.1.1. Образование навала в результате единичной нагрузки 250
3.4.1.2. Образование навалов при повторяющихся нагрузках 255
3.4.2. Модель образования навалов за счет кинетической энергии движущихся льдин 260
Литература 265
Заключение (*Зубакин Г.К.*) 271

Предисловие

Данная монография является результатом исследований ледяных образований Баренцева и Карского морей, оказывающих наибольшее влияние на природные объекты (дно, берега). В основе исследований лежат материалы длительных комплексных полевых наблюдений за ледяным покровом.

Монография состоит из трех частей.

В первой части в основном изложены результаты анализа архивных источников и экспедиционных исследований. Ледяные образования являются частью ледяного покрова. Поэтому в двух первых разделах рассмотрена оценка изменчивости ледовитости Баренцева и Карского морей. Далее приведены виды ледяных образований (раздел 1.3), излагаются особенности распространения припая в различных районах в период его максимального развития, а также статистические характеристики толщины ровного льда в припае в районах полярных станций (раздел 1.4). В разделе 1.5 по материалам ледовой авиаразведки рассмотрены особенности распространения стамух, представлены статистические характеристики их осадки, приведены морфометрические характеристики стамух по данным прямых измерений и стереофотосъемки. Торосам посвящен раздел 1.6, в котором даются оценки общей торосистости ледяного покрова, морфометрические характеристики торосов по результатам прямых измерений и характеристики грядовой торосистости припая Печорского моря по материалам аэрофотосъемки. В раздел 1.7 включена информация о районах образования айсбергов, их характеристиках, траекториях и скоростях дрейфа.

Вторая часть посвящена исследованию воздействия ледяных образований на природные и инженерные объекты. В разделе 2.1 для анализа взаимодействия льда и шельфового сооружения рекомендуется новый подход, заключающийся в использовании компьютерного стохастического моделирования. В разделе 2.2 показана как защитная, так и разрушающая роль морских льдов в динамике морских берегов и дна арктических морей, приведены статистические характеристики борозд ледовой экзарации по данным прямых измерений, оценена роль морских льдов в выносе обломочного материала с мелководья, выполнено районирование береговой зоны по видам ледяных образований и их воздействию на берега и дно. Раздел 2.3 посвящен методам активной борьбы с айсбергами.

В третьей части представлены модели некоторых ледовых процессов и явлений и результаты их использования. В разделе 3.1 приведена трехмерная модель океана со льдом, разработанная в ААНИИ. Проверка модели показала возмож-

ность ее использования для решения ряда прикладных задач. Приведены также результаты модельных расчетов дрейфа льда в Печорском море и в районе Штокмановского газоконденсатного месторождения. Выполнена оценка вероятности столкновения айсбергов с платформой. В разделе 3.2 рассмотрены модели торошения морских льдов в различных пространственных и временных масштабах. В разделе 3.3 излагаются модель и результаты расчета экзарации дна движущимися ледяными образованиями. Проведен численный эксперимент по оценке параметров пропахивания дна килями ледяных образований в районе действующего временного терминала компании Лукойл (п. Варандей). В разделе 3.4 представлены модели образования навалов льда на побережье, приведены результаты расчетов для условий Печорского моря и Финского залива.

Введение

Ледяной покров арктических морей представляет собой конгломерат льдов разного возраста, размеров и форм. Ледяные образования, рассматриваемые в данной работе (торосы, стамухи, айсберги, припай), являются его составной частью. Наблюдения за ними производились в течение многих десятилетий. До 1990-х годов основной практической целью ледовых наблюдений и исследований ледяного покрова было обеспечение регулярного плавания судов по трассе Северного морского пути фактической и прогностической информацией. Приведем несколько примеров. Помимо стандартных наблюдений в 1960–1970-е годы проводились детальные визуальные авианаблюдения торосистости припая северо-восточной части Карского моря, маршрутные измерения толщины льда в проливе Вилькицкого, Енисейском заливе, Обской и Тазовской губах с целью выбора пути форсирования припая ледоколами или оценки возможности выполнения этих операций.

В 1970–1980-х годах в течение почти 15 лет в весенний период производилась разгрузка судов на припай в районе мыса Харасавей (полуостров Ямал). Для выбора места выгрузки обычно проводилось обследование припая. Наиболее детальное его обследование в этом районе выполнено весной 1977 и 1978 годов. Основной задачей этих исследований являлось определение морфологии верхней и нижней поверхностей ледяного покрова. При этом большое внимание уделялось изучению торосов. Их надводная часть оценивалась путем прямых измерений, а наблюдения за состоянием их подводной поверхности выполнялись аквалангистами. Ими были также отмечены борозды пропахивания дна стамухами (Чилингаров А.Н., Кадачигов Г.А., 1981).

Авианаблюдения за положением стамух имели важное практическое значение. Стамухи в мелководных районах арктических морей представляют серьезную навигационную опасность в условиях плохой видимости. Поэтому координаты крупных стамух сообщались в навигационных извещениях мореплавателям. В ряде случаев в сложных ледовых условиях цепочки мощных стамух формировались на глубинах 10–15 метров, препятствуя подходу сплоченных льдов к берегу. При этом прибрежная зона редких льдов могла использоваться для плавания судов. Подобные варианты плавания имели место, в частности, на участке трассы Певек – Колыма.

Результаты визуальных наблюдений за ледяными образованиями стали основой многих исследований (Бородачев В.Е. и др., 1990; Абрамов В.А., Зубакин Г.К., 1992; Бородачев В.Е., 1998; Gorbunov Ju.A. et al., 2000, и др.) и приведены в ряде разделов монографии.

В 1990-х годах резко сократились перевозки грузов по Северному морскому пути. Одновременно прекратила существование регулярная ледовая авиаразведка. Сведения о льдах стали поступать в основном от искусственных спутников Земли (ИСЗ). Однако необходимость продолжения исследований ледяного покрова арктических морей не только сохранилась, но наступил их новый этап. В эти годы активизировались проектно-изыскательские работы на нефтяных и газовых месторождениях на шельфе Западной Арктики. В этой связи ледовые исследования приняли новое направление. В результате ежегодных судовых экспедиций, имевших комплексный характер, собирались подробные данные о природных условиях районов месторождений. В экспедициях принимали участие специалисты разного профиля из различных организаций. Среди получаемых материалов наблюдений важнейшее значение имела информация о льдах, представляющих большую опасность для проектируемых гидротехнических сооружений. Перечень выполняемых работ по исследованию льда с каждым годом расширялся, закупались или разрабатывались новые приборы и оборудование. Помимо ставших уже стандартными прямых измерений морфометрии верхней и нижней поверхностей торосов и стамух, определений физико-механических параметров льда стала применяться гидролокация нижней поверхности льда гидролокатором кругового обзора конструкции ВНИИОкеангеология, сонары для оценки максимальных значений осадки килей торосов для участков прямого бурения. Впервые в Российской Арктике были установлены донные сонары для наблюдения за нижней топографией льда. Возродились визуальное обследование и фотосъемка нижней поверхности торосистых образований, проводившиеся ранее в арктическом бассейне на дрейфующих станциях «Северный Полюс». Стала обычной аэростереофотосъемка ледяного покрова для определения плановых высотных параметров торосистых образований. Выполняются регулярные наблюдения за дислокацией, размерами и дрейфом айсбергов. Некоторые результаты обобщения материалов наблюдений, полученных в этих экспедициях, представлены в монографии.

Наблюдения все же не могли в полной мере решить все вопросы, поставленные проектировщиками. Потребовалась разработка математических моделей некоторых ледовых процессов и явлений. Модели и результаты их проверки также представлены в монографии.

1 Режимные характеристики ледяных образований

1.1. СЕЗОННАЯ И МНОГОЛЕТНЯЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СОСТОЯНИЯ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Развитие ледяного покрова происходит под действием термических и динамических атмосферных и океанических процессов различных масштабов. Являясь продуктом взаимодействия океана и атмосферы, ледяной покров служит естественным индикатором интенсивности этого взаимодействия.

В работе (Зубакин Г.К., 1988) дано определение термина «состояние ледяного покрова» как оптимальной совокупности его параметров, пространственно-временная изменчивость которых характеризует объект в конкретных физико-географических условиях. В первую очередь такими крупномасштабными параметрами состояния ледяного покрова Баренцева моря для сезонных и междугодичных (а также вековых) колебаний являются его ледовитость и положение кромки льда.

Ледовитость Баренцева моря является интегральной (обобщающей) характеристикой ледового режима и непосредственно связана с положением кромки льда, изохронами замерзания и таяния льда и т.п. Она в достаточной степени определяет ледовые условия плавания, характеризует экстремальное распространение ледяного покрова, несет информацию о процессах климатического характера в данном регионе и о возможных тенденциях климата. Ледовитость, как показывают исследования (Захаров В.Ф., 1981; 1976), является наиболее объективным элементом, отражающим гидротермодинамические процессы, происходящие в системе атмосфера – лед – океан. Выбор этого показателя справедлив для Баренцева моря во все периоды года, так как оно практически никогда не покрывается полностью льдом.

Кромка льда также является своеобразным индикатором термодинамических процессов в системе атмосфера – лед – океан, чутко реагируя на развитие тех или иных процессов.

Ледовитость и кромка льда являются наиболее изученными и доступными элементами ледового режима, которые к тому же функционально зависимы и коррелируют с достаточно высокими коэффициентами 0,6–0,8 для различных месяцев года (Зубакин Г.К., 1987). Такая взаимообусловленность позволяет использовать эти два элемента либо в целях реконструкции состояния ледяного покрова, либо при решении задач прогностического характера.

Ледяному покрову, как одному из фазовых состояний воды, свойственна пространственно-временная изменчивость, характерная для гидрофизических полей океана (Зубакин Г.К., 1987). Наиболее существенный вклад в изменение состояния ледяного покрова Баренцева моря вносят синоптические, сезонные, междугодичные и внутривековые масштабы изменчивости, которые являются основными климатическими интервалами. Временной интервал синоптической изменчивости составляет от суток до десятков суток, сезонные колебания имеют годовой период с гармониками меньших интервалов, междугодичная изменчивость определяется периодами от года до десятка лет, и внутривековая насчитывает периоды в десятки лет и более. Пространственные масштабы составляют от нескольких десятков до нескольких сотен километров у синоптической изменчивости и нескольких сотен километров у междугодичной и внутривековой изменчивости (в качестве меры масштаба бралось смещение кромки льда по 45° в.д.).

Следуя работам (Доронин Ю.П., Хейсин Д.С., 1975; Каменкович В.М. и др., 1982; Озмидов Р.В., 1965; Woods J.D., 1980), подчеркнем, что в области выделенных пространственно-временных масштабов происходит передача энергии между атмосферой и океаном через его поверхностную подвижную «пленку» – ледяной покров. Его наличие вносит существенные различия в протекание процессов сезонного масштаба в Баренцевом море – в летний период в открытой части бассейна происходит активное поглощение лучистой энергии, а в области, покрытой льдом, за счет альбедо (0,7–0,9) подстилающей поверхности верхний слой моря недополучает значительное количество тепла. В зимний период открытая часть бассейна является зоной повышенного стока энергии в атмосферу, а ледяной покров на остальной части бассейна является своеобразным терморегулятором при взаимодействии системы океан–атмосфера. Междугодичные изменения состояния ледяного покрова Баренцева моря определяются глобальными процессами, проявляющимися над акваторией моря благодаря его климатическим и физико-географическим особенностям.

Для количественных оценок состояния ледяного покрова (как и для других гидрометеорологических процессов) используется целый набор статистических параметров, характеризующих пространственно-временные интервалы изменчивости: среднее значение, дисперсия, среднеквадратическое отклонение, тренды и т.д. Привлечение методов корреляционного и спектрального анализа позволяет узнать энергетику процессов и оценить их вклад в общий спектр изменчивости по всему диапазону масштабов. В работе (Зубакин Г.К., 1988) проведен анализ ледовитости Баренцева моря с использованием вышеперечисленных статистических методов, а также рассмотрены вопросы иерархии, перераспределения и передачи энергии между процессами различных масштабов. Предлагае-

мая работа выполнена в духе цитируемого источника на продолженных до настоящего времени рядах, что позволило уточнить полученные ранее оценки.

В ААНИИ собраны сведения о среднемесячных значениях ледовитости Баренцева моря в период с 1934 по 2003 гг., а для отдельных месяцев (апрель–август) – с 1899 по 2003 гг. Анализ имеющихся данных позволяет выявить некоторые особенности ледового режима Баренцева моря, проследить его сезонную и многолетнюю изменчивость. Отметим, что такой анализ уже проводился (Зубакин Г.К., 1987; Проект «Моря СССР», 1990) и охватывал период с 1934 по 1983 гг. Кроме того, сезонная изменчивость и особенности многолетнего хода значений ледовитости в различные временные периоды изучались и для отдельных районов моря. Например, особенности ледового режима Печорского моря в период с 1900 по 1995 гг. рассматриваются в статье (Mironov Ye.U. et al., 1999). Ряд исследований посвящены району Штокмановского газоконденсатного месторождения (Зубакин Г.К., 2004; Наумов А.К. и др., 2003). В предлагаемой работе особенности ледового режима Баренцева моря изучаются по результатам более длительного периода наблюдений (вплоть до 2003 г., данные по которому были любезно предоставлены А.А. Лебедевым).

Таблица 1.1.1

Статистические параметры среднемесячных значений ледовитости Баренцева моря, %

Параметры ледовитости	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Среднее значение	51,4	57,1	60,7	66,4	58,7	46,2	27,4	14,6	7,8	15,6	29,1	39,4	37,7
Максимальное значение, годы	73	83	83	92	89	83	65	42	35	38	53	64,1	51,9
	1979	1979	1963	1917	1917	1902	1917	1917	1969	1968	1968	1978	1969
Минимальное значение, годы	30	34	39	25	28	18	5	0	0	0	10	14	22,8
	1956	1955, 1956	1995	1995	1992	1995	1937	1972, 1974	1955, 1972, 1979, 1983, 1984	1972, 1984	1955	1935	1955
Амплитуда (размах) значений	43	49	44	67	61	65	60	42	35	38	43	50,1	–
Дисперсия	71,3	96,8	90,2	122,7	144,0	197,0	149,8	84,3	36,9	54,2	86,4	86,8	42,9
Среднеквадратическое отклонение	8,44	9,84	9,50	11,08	12,00	14,04	12,24	9,18	6,08	7,37	9,29	9,32	6,55
Коэффициент асимметрии	0,01	0,15	0,18	–0,15	0,32	0,44	0,69	0,74	1,61	0,25	–0,07	–0,19	0,31
Коэффициент эксцесса	0,46	0,16	–0,24	0,85	0,08	–0,06	0,63	0,14	4,80	0,38	–0,22	0,61	–0,18

Настоящий раздел можно разбить на три основные части. В первой приведены основные статистические параметры значений ледовитости Баренцева моря; она служит дополнением анализа данных, проведенного в предшествующих работах (Зубакин Г.К., 1987; Проект «Моря СССР», 1990). Во второй части на основе методов спектрального анализа рассмотрены вопросы существования периодичности в многолетнем ходе ледовитости. В третьей части охарактеризована изменчивость ледовитости для отдельных месяцев в сравнении со средней многолетней.

Среднемесячные и среднегодовые значения ледовитости Баренцева моря позволяют построить среднегодовой ход этой характеристики. В таблице 1.1.1 приведены основные статистические параметры ледовитости Баренцева моря, вычисленные по имеющимся сведениям. При этом данные с января по март и с сентября по декабрь охватывают период с 1934 по 2003 гг., с апреля по август – с 1899 по 2003 гг.

По среднемноголетним данным максимум ледовитости приходится на апрель, минимум – на сентябрь. Максимальное значение ледовитости (92 %) было отмечено в апреле 1917 г., а минимальное (0 %) – в августе 1972, 1974 гг., сентябре 1955, 1972, 1979, 1983 и 1984 гг., октябре 1972 и 1984 гг. Амплитуда средних годовых значений составляет 29,1 %, средняя амплитуда сезонных колебаний – 48,8 %, максимальные межгодовые амплитуды – 67 % (апрель), 65 % (июнь), 61 % (май), 60 % (июль). Особо следует выделить 1979 г., для которого характерны максимальные зафиксированные за весь период наблюдений значения ледовитости в январе и феврале и минимальное значение в сентябре. Уникальным можно считать и 1917 г. – наибольшие месячные значения ледовитости отмечены в апреле, мае, июле и августе.

На рисунке 1.1.1 представлен сезонный ход ледовитости Баренцева моря, построенный по данным таблицы 1.1.1. Кроме среднемноголетних значений ледовитости для каждого месяца на рисунке 1.1.1 представлены значения дисперсии этой величины.

Наименьшее значение дисперсии отмечается в сентябре, наибольшее – в июне. Таким образом, сентябрь можно назвать наиболее «предсказуемым» месяцем, поскольку для него характерен наименьший разброс значений относительно среднего. Если, к тому же, учесть, что минимальное среднемесячное зна-

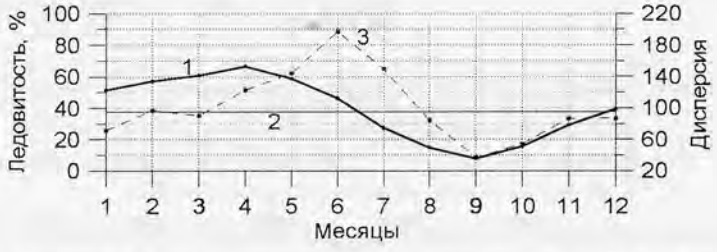


Рис. 1.1.1. Сезонный ход (1), среднее многолетнее значение (2) и среднемесячные значения дисперсии (3) ледовитости Баренцева моря (по данным табл. 1.1.1)

чение ледовитости Баренцева моря отмечается в сентябре, то можно сказать, что этот месяц характеризуется «стабильно низкими» значениями рассматриваемой величины. Для июня, напротив, характерным является большой разброс значений ледовитости относительно среднего.

Ежемесячные данные позволяют проследить за межгодовыми колебаниями общей ледовитости Баренцева моря. На рисунках 1.1.2, 1.1.3 представлены межгодовые колебания, среднее значение и линейные тренды ледовитости, построенные по среднегодовым и ежемесячным данным. Коэффициенты, задающие линейный тренд ледовитости в виде:

$$L(T) = a(T - 1934) + b\,, \qquad (1.1.1)$$

где $L(T)$ – значение ледовитости (%); T – годы (1934, ..., 2003); a, b – коэффициенты, приведены в таблице 1.1.2.

Отметим, что согласно критерию Фишера для уровня значимости (α) менее 5 % значимыми являются модели линейной регрессии для апреля (α = 2,3 %), ноября (α = 0,04 %) и декабря (α = 0,03 %). Для остальных месяцев значения ледовитости можно описать, используя линейный тренд, выбрав значение α более 20 %. Самый низкий уровень значимости линейного тренда, описывающего

Таблица 1.1.2

Таблица коэффициентов, задающих уравнения линейных трендов ледовитости в виде $L(T) = a(T - 1934) + b$ в период с 1934 по 2003 гг., и коэффициентов детерминации соответствующих моделей линейной регрессии

Месяц	Значения коэффициентов		Достоверн. аппроксимации, R^2	Месяц	Значения коэффициентов		Достоверн. аппроксимации, R^2
	a	b			a	b	
I	0,052	49,568	0,016	VII	–0,005	22,645	$1 \cdot 10^{-4}$
II	0,047	55,452	0,009	VIII	–0,037	11,84	0,016
III	–0,069	63,128	0,022	IX	–0,042	9,2863	0,019
IV	–0,137	67,473	0,074	X	0,004	15,432	$1 \cdot 10^{-4}$
V	–0,036	56,357	0,005	XI	0,189	22,436	0,171
VI	–0,005	40,87	$1 \cdot 10^{-4}$	XII	0,191	32,651	0,173
				Средне-многолет.	0,011	37,293	0,001

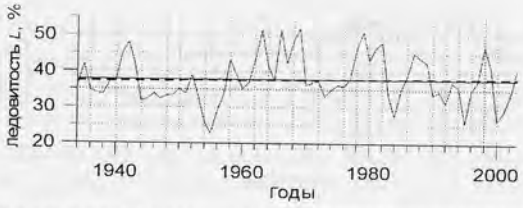


Рис. 1.1.2. Среднемноголетняя изменчивость, среднее значение и линейный тренд ледовитости Баренцева моря за период с 1934 по 2003 гг.

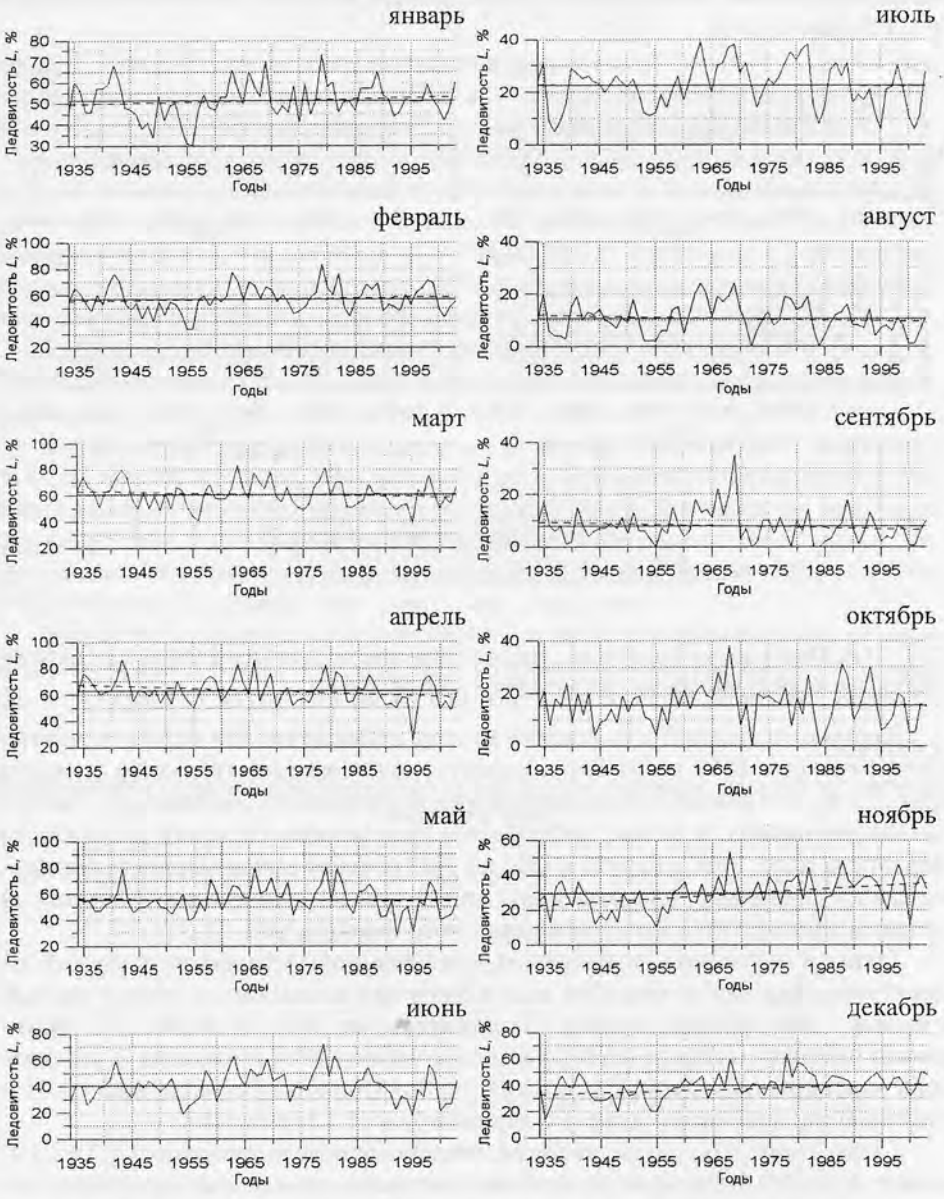


Рис. 1.1.3. Межгодовые колебания, среднее значение и линейный тренд ледовитости Баренцева моря за все месяцы в период с 1934 по 2003 гг.

значения ледовитости, отмечается для июня и июля. Однако для летних месяцев наблюдения за ледовитостью охватывают период с 1899 по 2003 гг., а модель линейной регрессии, построенная по этим данным, является значимой при уровне $\alpha < 1$ % (рис. 1.1.4).

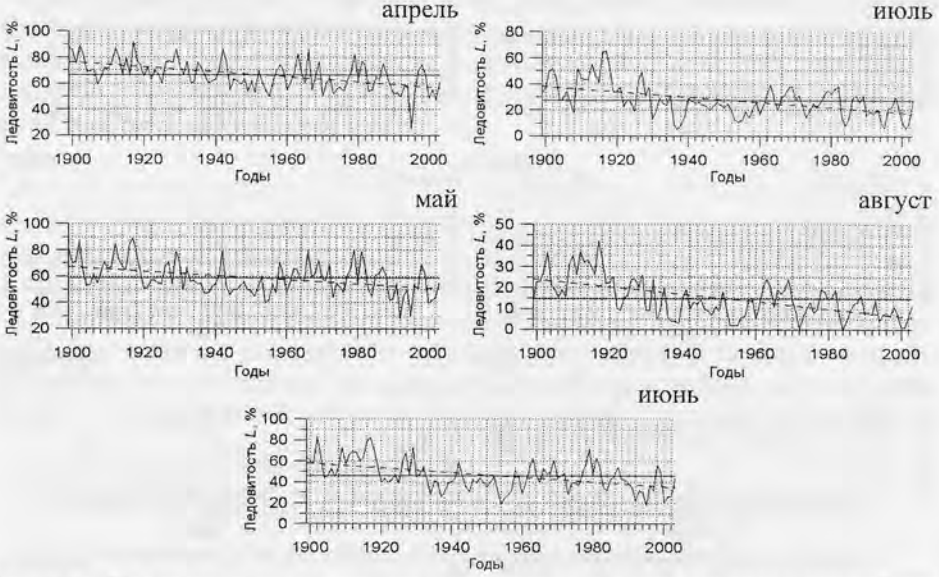


Рис. 1.1.4. Межгодовые колебания, среднее значение и линейный тренд ледовитости Баренцева моря за апрель–август в период с 1899 по 2003 гг.

Кроме того, ледовитость каждого месяца, наблюдения для которого охватывают период с 1899 по 2003 гг., характеризуется отрицательным трендом (рис. 1.1.4). Это значит, что на протяжении всего времени наблюдений в весенне-летний период, в целом, наблюдается уменьшение значений ледовитости Баренцева моря, хотя в период с 1934 по 2003 гг. такая закономерность выражена слабее (например, для мая–июня линия тренда практически совпадает со средним многолетним значением указанного периода, рис. 1.1.3).

Таким образом, можно говорить о двух тенденциях изменения значений ледовитости. Для марта–сентября ход ледовитости описывается отрицательным трендом, а для октября–февраля – положительным. Иными словами, на протяжении рассматриваемого периода в целом наблюдается тенденция к увеличению значений ледовитости в зимний период (ноябрь–февраль, рис. 1.1.3) и уменьшению в весенний и летний периоды (рис. 1.1.3, рис. 1.1.4).

Следует отметить, что на графиках, представленных на рисунках 1.1.3 и 1.1.4, можно выделить отдельные временные интервалы, для которых характерен положительный тренд (например, в период с 1955 по 1965–1970 гг. для большинства месяцев наблюдается положительный тренд, указывающий на рост значений ледовитости). Таким образом, рассуждая об изменениях значений ледовитости, важно указывать, о каком именно периоде идет речь.

Среднемноголетней изменчивости значений ледовитости соответствует линейный тренд, уравнение для которого имеет вид:

$$L(T) = 0{,}0112 \cdot (T - 1934) + 37{,}293, \qquad (1.1.2)$$

где $L(T)$ – среднегодовое значение ледовитости за год T, $T = 1934, ..., 2003$. Угол наклона линии тренда составляет 0,64° и на интервале [1934; 2003] она практически совпадает с линией среднего значения ледовитости $L(T) = 37{,}7$.

Достоверность аппроксимации среднегодовых значений ледовитости крайне мала, поэтому для их описания лучше использовать более сложную модель, чем модель линейной регрессии. Однако построенный линейный тренд позволяет предположить, что для периода с 1934 по 2003 гг. тенденции к уменьшению значений ледовитости не наблюдается, оснований для выдвижения гипотезы о постепенном сокращении ледяного покрова Баренцева моря нет.

В целом же представленная картина дополняет уже описанные (Миронов Е.У., 2000; Проект «Моря СССР», 1990) многолетние изменения ледовитости Баренцева моря и полностью согласуется с ними в период с 1934 по 1983 гг.

Важная, но в то же время «ожидаемая» особенность ледовитости заключается в том, что эта величина обладает большой инерцией, что подтверждают значения коэффициентов корреляции внутригодовых связей средних месячных значений (табл. 1.1.3). Их значения, вычисленные по дополненным рядам, незначительно отличаются от величин, полученных ранее (Проект «Моря СССР», 1990; Зубакин Г.К., 1987).

Видно, что ледовитость текущего месяца зависит, главным образом, от ледовитости предшествующего месяца, среднегодовое значение ледовитости наиболее тесно связано со средней июньской ледовитостью (коэффициент корреля-

Таблица 1.1.3

Коэффициенты корреляции внутригодовых связей средних месячных значений ледовитости Баренцева моря

Месяц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
I	1	0,78	0,72	0,54	0,52	0,62	0,46	0,49	0,31	0,23	0,35	0,34	0,73
II		1	0,84	0,64	0,61	0,68	0,56	0,51	0,27	0,30	0,42	0,37	0,81
III			1	0,82	0,74	0,79	0,61	0,57	0,40	0,29	0,26	0,24	0,85
IV				1	0,79	0,75	0,56	0,48	0,39	0,29	0,21	0,19	0,79
V					1	0,87	0,65	0,48	0,34	0,20	0,25	0,34	0,81
VI						1	0,80	0,66	0,40	0,27	0,30	0,36	0,88
VII							1	0,83	0,54	0,45	0,35	0,34	0,80
VIII								1	0,71	0,55	0,36	0,30	0,76
IX									1	0,64	0,35	0,17	0,58
X										1	0,73	0,46	0,58
XI											1	0,75	0,59
XII												1	0,56

ции составляет 0,88). Таким образом, инерционные связи являются устойчивыми и сохраняются при удлинении рядов.

Рассмотрим далее особенности внутренней структуры ряда среднемесячных значений ледовитости Баренцева моря в период с 1934 по 2003 гг. В ее спектральной плотности характерны два ярко выраженных пика, соответствующих годовому и полугодовому периодам (рис. 1.1.5а, б). Таким образом, все отмеченные выше среднегодовые особенности исследуемой характеристики можно считать сезонными особенностями ледовитости моря. На рисунке 1.1.5б представлено также распределение дисперсии по частотам (Вентцель Е.С., 1958), вычисленное на основе значений спектральной плотности $S(\omega)$ по правилу:

$$D(\omega)=\frac{S(\omega)\Delta\omega}{2\pi}. \qquad (1.1.3)$$

Определенная таким образом величина, так же как и спектральная плотность, описывает энергетику процесса и, на наш взгляд, является довольно наглядной его характеристикой. Если дисперсия исследуемого ряда равна 1 (а в настоящей работе все оценки строились для нормированных рядов), то величина $D(\omega)$ описывает долю дисперсии ряда, приходящуюся на частоту ω.

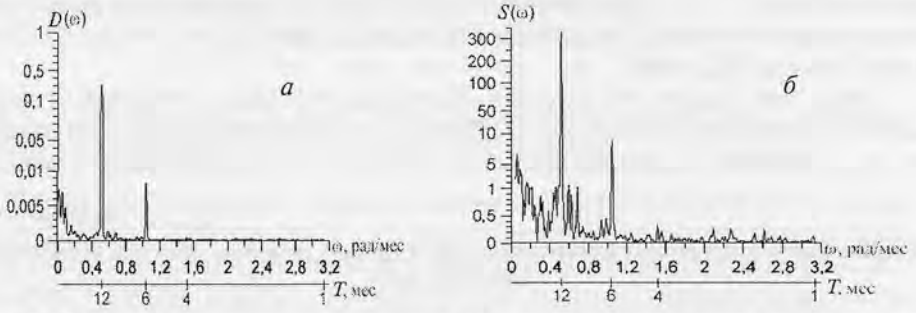


Рис. 1.1.5. График спектральной плотности (*а*) и распределение дисперсии значений ледовитости Баренцева моря по частотам (*б*), соответствующее приведенной спектральной плотности, по среднемесячным данным за период с 1934 по 2003 гг.

Довольно длительный период наблюдений (840 ежемесячных значений) позволил построить оценку двумерной частотно-временной спектральной функции. В отличие от работы (Зубакин Г.К., 1988) в данном случае приведена оценка в виде распределения дисперсии $D(\omega,t)\times10^2$ (рис. 1.1.6).

Кроме того, на рисунке 1.1.6 представлены:

– основные числовые характеристики (среднее значение и дисперсия) десятилетних рядов, которые использовались при построении оценок,

– границы циркуляционных эпох, описывающих направленность основных процессов, происходящих в атмосфере и влияющих на положение кромки льда и площадь, занимаемую льдами (а значит, и на ледовитость моря) (Иванов В.В., Лебедев А.А., 2004).

Числовые характеристики рядов	
среднее, %	дисперсия
38,9	525,72
33,8	358,64
36,1	456,34
41,7	444,61
41,7	478,11
37,0	403,31
35,2	460,93

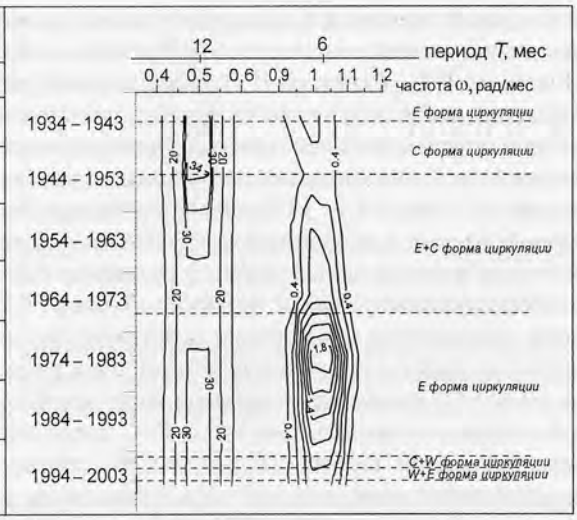


Рис. 1.1.6. Оценка $D(\omega,t)\times10^2$ частотно-временного спектра значений ледовитости Баренцева моря по среднемесячным данным за период с 1934 по 2003 гг.

На рисунке 1.1.7 представлен многолетний ход ледовитости в период с 1934 по 2003 гг., границы циркуляционных эпох, линейные тренды среднегодовых значений и среднее значение ледовитости в циркуляционные эпохи.

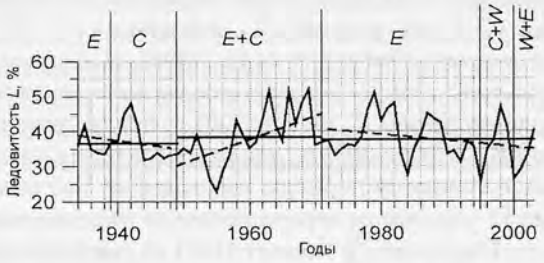


Рис. 1.1.7. Многолетний ход ледовитости в период с 1934 по 2003 гг., границы циркуляционных эпох, линейные тренды среднегодовых значений и средние значения ледовитости в циркуляционные эпохи.

Примечание: отдельно для эпох *C+W* и *W+E* циркуляции тренды и средние значения ледовитости не рассчитывались

Проанализируем рисунки 1.1.6 и 1.1.7 совместно. На рисунке 1.1.6 ясно видно наличие двух «волн», присутствующих на всем протяжении наблюдений, – годовой, соответствующей сезонной изменчивости, и полугодовой. Природа полугодовой волны до конца не известна и насчет нее существуют различные гипотезы: в работе (Федоров К.Н., 1957) высказано предположение о том, что полугодовые колебания имеют метеорологическое происхождение и создаются

полугодовой ритмикой в изменении атмосферного давления, вызванных полугодовой вариацией инсоляции в приполярных областях Земли; в исследованиях (Максимов И.В., Смирнов Н.П., 1965) выдвинута гипотеза о приливной природе полугодовой волны в колебаниях гидрологических элементов, обусловленность которой определяется действием солнечного полугодового прилива; возможным механизмом возникновения полугодовых колебаний, по мнению авторов (Григоркина Р.Г., Фукс В.Р., 1970), является индуцирование этих колебаний из резонансных широт, в особенностях воздействия приливообразующих сил на горизонтально неоднородный океан, в резонансе баротропных волн Россби с приливообразующими силами. В работе (Зубакин Г.К., 1988) присутствие полугодовой компоненты объясняется действием сил метеорологического характера, обусловленных крупномасштабной циркуляцией атмосферы. Из рисунков 1.1.6, 1.1.7 видно, что в период наименьшей ледовитости 1944–1955 гг. (когда наблюдалось преобладание *C* и *E+C* форм циркуляций) энергия процессов сосредоточена на частоте 0,52 рад/мес, что соответствует годовой волне. На восходящей ветви многолетнего хода ледовитости (в период преобладания *E+C* формы циркуляции, 1949–1971 гг.) происходит перераспределение энергии – своеобразная «перекачка» энергии от низких частот к более высоким. Это выражается в уменьшении значений спектральной плотности годовой волны и увеличении оценок на частоте ~1 рад/мес, соответствующей полугодовому периоду, достигающей максимума в 1978/79 г. (т.е. уже в эпоху *E* формы циркуляции). В период 1972–1995 гг. происходит уменьшение среднегодовых значений ледовитости, обусловленное преобладанием E формы циркуляции, и, следовательно, наличием устойчивого положительного тренда в многолетнем ходе температуры воздуха, рис. 1.1.7 (Гудошников Ю.П., Дмитриев А.А., 1999; Дмитриев А.А. и др., 1999; Ivanov V.V. and Vinogradov N.D., 1996). Наблюдается уменьшение оценки полугодовой гармоники и постепенное увеличение дисперсии на частоте 0,52 рад/мес (годовая волна). С 1995 по 2003 гг. эта тенденция сохраняется.

В целом в период с 1934 по 2003 гг. для распределения дисперсии на частоте, соответствующей годовому периоду, наблюдается две области до и после 1971 г., когда вклад 12-месячного периода сначала уменьшается, а затем начинает увеличиваться. Переломный момент (1971 г.) соответствует началу перестройки атмосферных процессов (*E+C* форма циркуляции сменяется *E* формой циркуляции).

Такое поведение оценок дисперсии годовой и полугодовой составляющих наводит на мысль о некотором «запаздывании» полугодовой гармоники относительно годовой, равном примерно 30–32 годам (временной отрезок между максимумами годовой ~ 1947 г. и полугодовой ~ 1978/79 г. волн). Увеличение мощности на частоте ~1 рад/мес показывает, что в амплитудности, присущей ходу ледовитости во второй половине XX века (Наумов А.К. и др., 2003), присутствует вклад как годовой, так и полугодовой составляющей.

Вообще говоря, поведение дисперсии ледовитости (интегральной характеристики ледового режима), а именно – увеличение значений величин на годовой или полугодовой гармонике, представляется весьма интересным фактом,

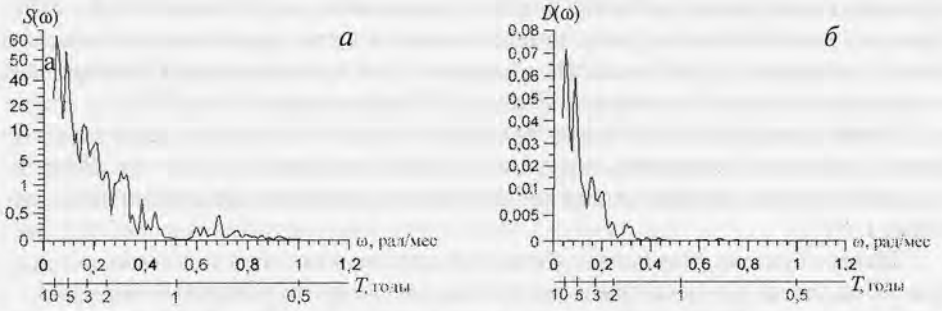


Рис. 1.1.8. График спектральной плотности (*а*) и распределение дисперсии значений ледовитости Баренцева моря по частотам (*б*), соответствующее приведенной спектральной плотности, по среднемесячным данным (после исключения из них сезонных колебаний) за период с 1934 по 2003 гг.

который необходимо проверить на других близких рядах (например, температура воздуха или температура воды).

Исключение сезонной составляющей ряда среднемесячных значений позволяет исследовать многолетний ход ледовитости Баренцева моря для выявления более длительных периодичностей. На рисунке 1.1.8 приведены оценки спектральной плотности, построенные по среднемесячным данным после исключения из наблюдений сезонной компоненты.

Анализируя графики, можно выдвинуть гипотезу о существовании 2–3-, 5- и 9–11-летнего циклов в многолетнем ходе. Наиболее ярко выражен 9–11-летний цикл колебаний ледовитости, создаваемых так называемым «одинадцатилетним циклом», связанным с солнечной активностью (Гудошников Ю.П., Дмитриев А.А., 1999; Гудкович З.М. и др., 2004; Максимов И.В., Смирнов Н.П., 1965). Колебания с периодичностью 5 лет связаны с изменениями ледовитости, которые возникают в результате наложения четырнадцатимесячной волны «полюсного

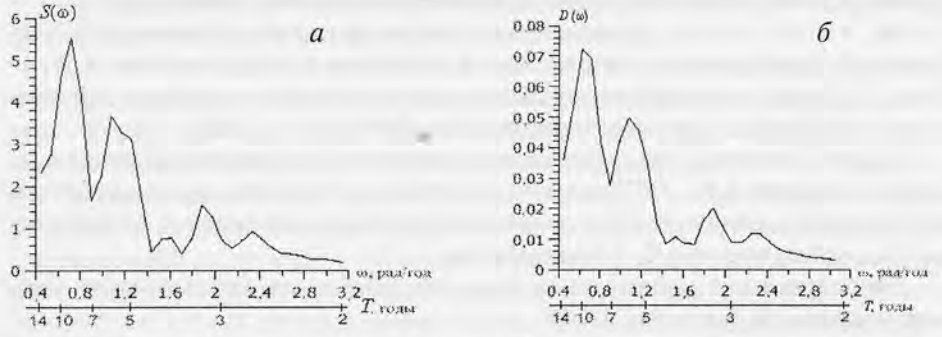


Рис. 1.1.9. График спектральной плотности (*а*) и распределение дисперсии значений ледовитости Баренцева моря по частотам (*б*), соответствующее приведенной спектральной плотности, по среднемноголетним данным за период с 1934 по 2003 гг.

прилива» на сезонные изменения циркуляции морских вод (Максимов И.В., 1970). Природа квазидвухлетней цикличности пока не ясна, предположительно, она имеет чисто земное происхождение (например, за счет изменений орбитальных параметров геоида (Borisenkov G.P. et al., 1983; Максимов И.В., 1970).

Полностью аналогичный результат получается и в том случае, если рассматривать ряд не среднемесячных, а среднегодовых значений ледовитости. Величина спектральной плотности для среднегодовых значений представлена на рисунке 1.1.9.

Таким образом, результаты обработки среднемноголетних данных полностью согласуются с результатами, полученными для среднемесячных значений, – оценка спектральной плотности показывает наличие 3-, 5- и 9–11-летних волн в многолетней изменчивости значений ледовитости Баренцева моря.

Необходимо отметить, что анализ структуры колебаний ледовитости Баренцева моря проводился многими исследователями. Так, в ставшей уже классической работе (Максимов И.В., 1970) проанализирован 60-летний ряд средних значений ледовитости за период с мая по август. В результате периодограммаанализа были получены колебания с периодом 3,3; 5,0; 8,1 и 14 лет. В работе (Любарский А.Н., 1977) доказывается существование 2-, 11-, 19-летних, а также вековых циклов колебаний.

В работе (Цветков М.В. и др., 1985) сделана попытка выявления периода колебаний ледовитости Баренцева моря для двух районов (северо-восточного и западного) с длиной ряда в 77 значений. В результате анализа в колебаниях ледовитости был выявлен только 2-летний цикл, выявить же какой-либо общий для всех районов Баренцева моря преобладающий период, по мнению исследователей, не представлялось возможным.

В работе (Лебедев А.А., 1985) проводился спектральный анализ межгодовых колебаний ледовитости североатлантических морей. Исследование долгопериодных (низкочастотных) колебаний средней за апрель–август ледовитости выполнялись на основе имеющихся 78-летних однородных рядов натурных наблюдений. В результате проведенного анализа было выявлено, что в Баренцевом море в общую дисперсию ледовитости значительный вклад вносят колебания с периодами 60, 12–15, 5–8 лет и 3 года. Анализ среднемесячных данных ледовитости Баренцева и Гренландского морей показал, что отмечаются колебания с периодичностью в 12, 4–5 лет, 1,5–2 года, и, как второстепенный, выделяется максимум спектральной плотности в области годовой квазипериодичности (Лебедев А.А., 1985).

Следует отметить, что к результатам, полученным в работах (Лебедев А.А., 1985; Любарский А.Н., 1977), следует относиться осторожно, поскольку авторы не всегда соблюдали основные положения спектрального анализа, выделяя периоды, составляющие 1/2, 1/3 длины ряда.

Дополнительная информация о связях получается при использовании автокорреляционной функции (АКФ).

В настоящей работе оценки АКФ проводились для дополненных с 1934 г. до 2003 г. рядов среднемесячных значений ледовитости Баренцева моря. Отдельные оценки АКФ рассчитывались также для имеющихся длительных рядов ле-

довитости с апреля по август за период 1899–2003 гг. Все ряды данных нормировались, интервал корреляции составил 15 лет для «коротких» и 20 лет для «длинных» рядов. Графики оценок АКФ за период с 1934 по 2003 гг. приведены на рисунке 1.1.10. Следуя идее о типизации вида автокорреляционных функций в зависимости от теплого/холодного периода года, оценки АКФ представлены для интервалов сентябрь–апрель (рис. 1.1.10*а*) и май–август (рис. 1.1.10*б*). Поведение АКФ, приведенных на рисунке 1.1.10, указывает на возможное существование в рядах данных периодичности 1–3, 6–7 и 9–11 лет.

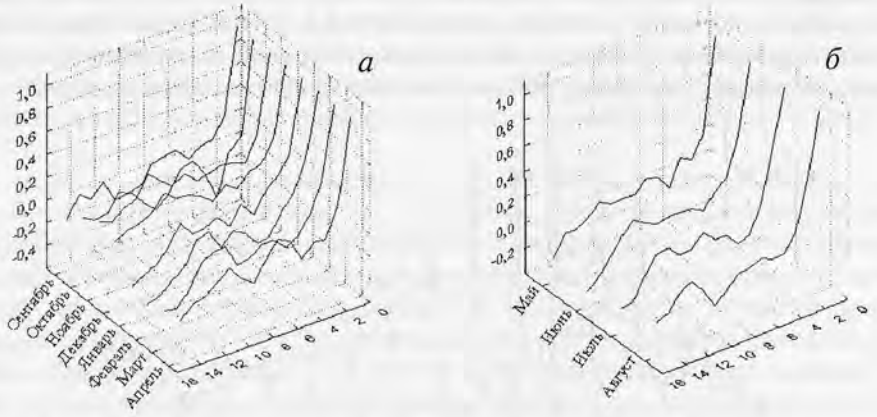


Рис. 1.1.10. Значения автокорреляционных функций среднемесячных рядов ледовитости Баренцева моря в период с 1934 по 2003 гг.
а – по данным за сентябрь–апрель, *б* – по данным за май–август

Для лучшего пространственного восприятия представим полученные нами значения АКФ в виде изолиний на двумерной плоскости в осях X – месяцы, Y – интервал корреляции (сдвиг по времени), сделаем сентябрь (начало ледообразования в Баренцевом море) начальной границей поля (рис. 1.1.11 цветной вклейки).

Предварительный анализ полученного поля значений АКФ ледовитости, показывает следующие интересные особенности:

1) В годовом ходе (по оси X) выявлены две области положительных значений АКФ: октябрь–январь (с максимумом в ноябре–декабре) и апрель–июль (с максимумом в мае–июне). Вторая область является менее выраженной, «смещение» по времени внутри года относительно первой области – 6–7 месяцев.

2) В межгодовом ходе (по оси Y) выявлены области положительных значений АКФ с периодом от 1 до 3 лет, 6–7 лет и 9–11 лет. Причем повышенные значения АКФ на периоде 1–3 года наиболее ярко выражены для месяцев с ноября по февраль и с мая по июль. Область положительных значений АКФ с периодичностью 9–11 лет практически одинаково хорошо представлена для всех месяцев внутри года, причем следует отметить их высокие значения, присущие ноябрю и декабрю. Положительные значения АКФ для периода в 6–7 лет менее ярко выражены на участке с января по апрель.

3) В межгодовом ходе на периодах с 11 до 14 лет выявлена замкнутая область отрицательных значений АКФ, простирающаяся внутри года с января по август.

Как видно из рисунков 1.1.10 и 1.1.11 (на вклейке), всем месяцам присуща квазидвухлетняя цикличность, возникающая под влиянием Северной Атлантики (Зубакин Г.К., 1988) и хорошо заметная в рядах других гидрометеорологических характеристик, например, температуры воды (рис. 1.1.12) на VI разрезе. Отметим, что на рисунке 1.1.12 можно выделить два уже упомянутых выше типа процессов (по виду автокорреляционной функции) – осенне-зимний, когда преобладают колебания значений ледовитости с периодом 2–3 года, и весенне-летний, когда преобладающими являются колебания с периодом 4–5 и 7–9 лет. Таким образом, поведение гидрометеорологических рядов (ледовитость моря и температура воды), характеризующих один период наблюдений, можно считать согласованным.

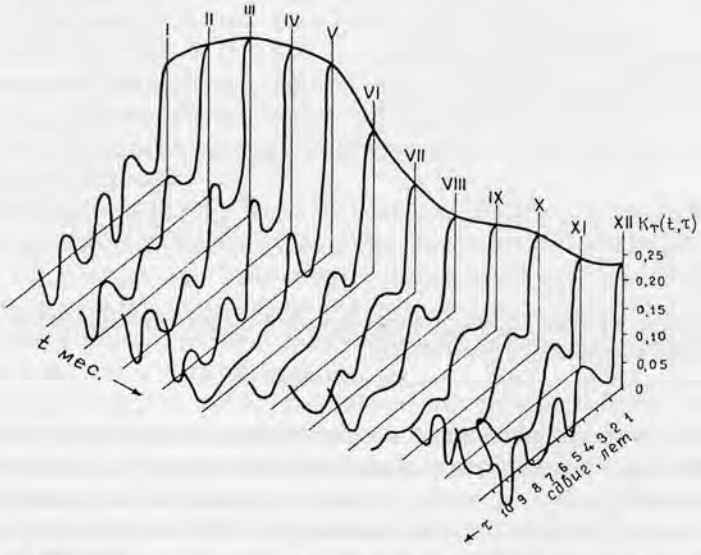


Рис. 1.1.12. Автокорреляционные функции сезонных и межгодовых изменений температуры воды на VI разрезе (Зубакин Г.К., 1988)

Рассмотрев, таким образом, внутреннюю структуру среднемесячных рядов ледовитости Баренцева моря во временной области (оценка значений АКФ), применим спектральный анализ для выявления распределения интенсивности процесса между составляющими различных временных масштабов. Оценки спектральной плотности среднемесячных значений ледовитости за период 1934–2003 гг. рассчитывались на частотном интервале [0 ÷ 0,5] (где 0,5 – частота Найквиста), затем сглаживались окном Бартлетта с шириной 5 единиц, после чего строилось поле значений (по аналогии с вышеописанным полем значений АКФ рядов ледовитости).

Представление спектральных плотностей в виде двумерного поля (рис. 1.1.13 вклейки), является, на наш взгляд, более удобным, т.к. позволяет четко локали-

зовать крупные вспышки «мощности» и не упустить из рассмотрения менее выраженные (по мощности) периодичности.

Построенное двумерное поле спектральных плотностей рядов ледовитости за период 1934–2003 гг. показывает следующее:

– существование в межгодовом ходе слабовыраженных областей повышенных значений спектральной плотности на квазидвухлетнем периоде, характерных для интервала с ноября (октября) по июнь (июль);

– существование областей повышенных значений спектральной плотности на периоде 5–7 лет (с максимумами 5–6 лет), характерных для внутригодовых интервалов июнь–декабрь и март (февраль)–май;

– существование областей повышенных значений спектральной плотности на периоде 7–11 лет на внутригодовых интервалах ноябрь–апрель и май–август, причем максимумы локализованы на периоде порядка 8,8 лет для февраля и июля.

Анализ поля спектральной плотности 104-летних рядов наблюдений (апрель–август 1899–2003 гг., рис. 1.1.13*б* вклейки), построенного тем же способом, подтверждает, в принципе, вышеописанную периодичность. Однако выявляется ряд особенностей распределения величин спектральной плотности ледовитости, вызванных увеличением длины ряда. Так, произошло понижение их значений на периоде 5–7 лет для интервала июнь–август; более четко локализовалась область повышенных значений спектральной плотности на периоде 7,5–10 лет, а также появилась область высоких значений спектральной плотности с максимумом на периоде 16,5–18,2 года, характерная для мая–июня.

Отметим, что по результатам автокорреляционного и спектрального анализов в поведении рядов среднемесячных значений ледовитости в период с 1934 по 2003 гг. и ряда среднемноголетних значений нет однозначного соответствия. Периоды, выявленные для среднемноголетних значений, не всегда отчетливо проявляются в среднемесячных рядах (например, для сентября не так явно выражен пик, соответствующий 9–11-летнему циклу). Однако основная особенность заключается в том, что как для среднемесячных, так и для среднегодовых значений ледовитости характерно наличие 1–3-, 6–7- и 9–11-летних циклов, интенсивность которых для выделенных месяцев различна.

Итак, анализ ледовитости Баренцева моря показал:

1. Ледовитость Баренцева моря – величина с четко выраженной сезонной составляющей. Рассчитанная спектральная плотность имеет два ярко выделяющихся пика, соответствующих годовому и полугодовому периодам.

2. Ледовитость Баренцева моря является сильно инерционной величиной, следовательно, значение, характерное для определенного месяца, можно предсказать по значению предшествующего месяца. Среднегодовая ледовитость наиболее тесно связана с июньской ледовитостью.

3. Для периода с 1934 по 2003 гг. отмечены две тенденции изменения значений ледовитости. Для марта–сентября ход ледовитости описывается отрицательным трендом, а для октября–февраля – положительным. Иными словами, на протяжении рассматриваемого периода в целом наблюдается тенденция к уве-

личению значений ледовитости в зимний период (ноябрь–февраль) и уменьшению в весенний и летний периоды.

4. Для периода с 1934 по 2003 гг. тенденции к уменьшению значений ледовитости не наблюдается, следовательно, оснований для подтверждения гипотезы о постепенном сокращении ледяного покрова Баренцева моря не обнаружено.

5. Для многолетнего хода значений ледовитости Баренцева моря отмечается наличие 3-, 5- и 9–11-летних циклов.

6. Оценка $D(\omega,t)\times10^2$ частотно-временного спектра ледовитости Баренцева моря по среднемесячным данным за период с 1934 по 2003 гг. показывает колебание дисперсии (мощности) годовой гармоники относительно полугодовой. Сосредоточение энергии на частоте, соответствующей годовой волне, наблюдается в эпоху *C* и *E*+*C*-форм циркуляции, а на частоте, соответствующей полугодовой волне, – в эпоху преобладания *E*-формы. Переломный момент, когда вклад 12-месячного периода сначала уменьшается, а затем начинает увеличиваться, приходится на начало перестройки атмосферных процессов (*E*+*C*-форма циркуляции сменяется *E*-формой).

7. Поля значений спектральных плотностей среднемесячных значений ледовитости за период 1934–2003 гг. показывают наличие колебаний с периодом 1–3 года, 4,5–7 лет и 7–11 лет.

8. Увеличение длины рядов наблюдений для периода апрель–август до 104 значений (1899–2003) показывает наличие колебаний с максимумом на периоде 16,5–18,2 года, характерного для мая–июня.

1.2. ОСОБЕННОСТИ СЕЗОННЫХ И МЕЖГОДОВЫХ ИЗМЕНЕНИЙ СОСТОЯНИЯ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА КАРСКОГО МОРЯ

1.2.1. Основные элементы сезонной изменчивости ледовых условий в Карском море

Замерзание

Устойчивое ледообразование начинается в северной части моря, расположенной за 80° с.ш., в первой декаде сентября. Сначала замерзание происходит среди остаточных льдов, откуда оно распространяется в сторону чистой воды; поэтому перемещение изохрон ледообразования направлено с северо-востока на юго-запад (рис. 1.2.1).

Наиболее позднее замерзание наблюдается в области затока теплых и соленых баренцевоморских вод. При средних условиях ледообразование всего моря длится в течение 75 суток: с 5 сентября по 18 ноября. При экстремально позднем замерзании оно начинается 20 сентября и заканчивается 24 декабря (продолжительность 95 суток), а при экстремально раннем, соответственно, 20 августа и 15 октября (продолжительность 56 суток).

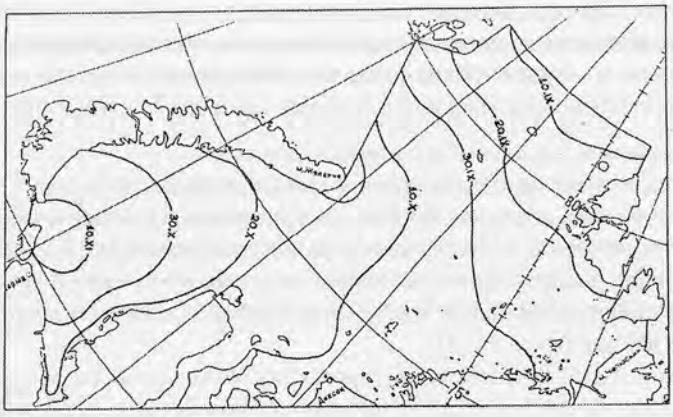


Рис. 1.2.1. Среднемноголетнее положение изохрон устойчивого ледообразования в Карском море

Нарастание толщины

Нарастание толщины льда на акватории Карского моря происходит крайне неравномерно. Во-первых, замерзание акватории обычно начинается среди остаточных льдов, откуда оно постепенно распространяется в юго-западном направлении. Во-вторых, на акватории к юго-западу от линии о. Диксон – м. Желания, расположенной преимущественно между 66° и 75° с.ш., утепляющее влияние Северной Атлантики сказывается существенно сильнее, чем на акватории к северо-востоку от указанной границы, расположенной между 75° и 82° с.ш. Как следствие, интенсивность выхолаживания подстилающей поверхности существенно различается по пространству моря. Суммы среднемесячных значений температуры воздуха за зимний период на станциях Амдерма и мыс Челюскин различаются почти в два раза (рис. 1.1.2).

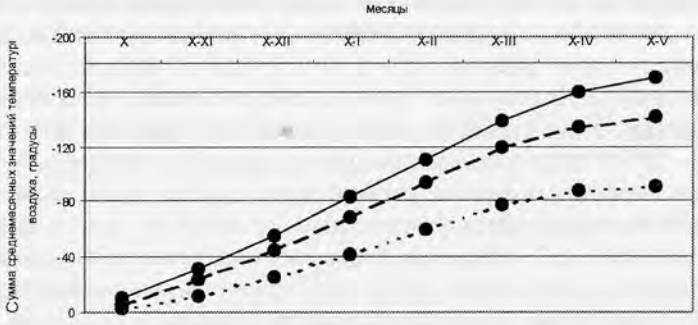


Рис. 1.2.2. Сумма среднемесячных значений температуры воздуха в зимний период (октябрь–май) на станциях Карского моря (пунктирная линия – Амдерма, прерывистая – Диксон, сплошная – Челюскин)

В результате, преобладающая толщина ровного ледяного покрова осеннего образования к концу зимы в юго-западной части моря составляет около 120 см, а в северо-восточной – около 180 см. Различия в исходной – к началу таяния – толщине льдов неизбежно сказываются в ледовых условиях последующим летом.

Очищение акватории от льдов в летний период

В первой половине июня начинается таяние ледяного покрова в море, в результате чего площадь льдов постепенно уменьшается. Очагами очищения выступают участки наиболее тонких льдов в районе заприпайных полыней, откуда разрежение льдов распространяется вглубь ледяных массивов. В течение июня ледовитость уменьшается от 100 % до 90 % и в дальнейшем уменьшается в среднем на 7 % за декаду (табл. 1.2.1).

Таблица 1.2.1

Площадь льдов (%) различной сплоченности в Карском море по декадам летнего периода

Показатель	VI_3	VII_1	VII_2	VII_3	$VIII_1$	$VIII_2$	$VIII_3$	IX_1	IX_2	IX_3
Чисто	10	14	19	28	42	52	60	67	71	72
1–6 б	8	10	15	19	19	17	16	14	12	12
7–10 б	82	76	66	53	39	31	24	19	17	16
1–10 б	90	86	81	72	58	48	40	33	29	28

Наиболее резкие изменения ледовых условий происходят в конце июля – первой половине августа. Эта временная граница делит летний сезон на две естественные части: если в июне–июле на акватории абсолютно преобладают сплоченные льды (сплоченность 7 баллов и более), то в августе–сентябре – чистая вода. Рубеж июля–августа совпадает с сезонным пиком площади редких и разреженных льдов (сплоченность 1–6 баллов) и соответствует периоду наибольшего разнообразия ледовых условий в Карском море. В среднем для 10 декад (конец июня – конец сентября) чистая вода занимает 44 % площади акватории, сплоченные льды – 42 %, а редкие и разреженные льды – только 14 %.

Ледяной покров в летний период представляет собой закономерно сгруппированную совокупность льдов различной сплоченности, которую можно свести в основные навигационные градации: 0, 1–3, 4–6, 7–8, 9–10 баллов. Количественное состояние ледяного покрова может быть описано различными способами. Наиболее распространенными из них являются ледовитость (площадь всех льдов сплоченностью 1–10 баллов) и площадь сплоченных льдов (сплоченность 7–10 баллов). Два указанных показателя хорошо связаны друг с другом, о чем свидетельствуют высокие значения коэффициента корреляции (от –0,87 до –0,93) в течение всего летнего сезона (табл. 1.2.2). Напротив, корреляция ледовитости/площади массива с площадью редких и разреженных льдов характеризуется, во-первых, переменным знаком связи, и, во-вторых, ее меньшей теснотой (в среднем в 2–3 раза). Таким образом, ледовитость и площадь сплоченных льдов являются двумя объективными, взаимосвязанными и равноценными по надежности и репрезентативности показателями состояния ледяного покрова в период его таяния.

Таблица 1.2.2

Значения коэффициента корреляции между площадью льдов различной сплоченности в Карском море по декадам летнего периода

Показатели	VI_3	VII_1	VII_2	VII_3	$VIII_1$	$VIII_2$	$VIII_3$	IX_1	IX_2	IX_3
0 и 1–6	0,31	0,05	–0,10	–0,44	–0,50	–0,59	–0,72	–0,71	–0,77	–0,78
1–6 и 7–10	–0,72	–0,44	–0,37	–0,06	0,10	0,26	0,41	0,29	0,38	0,39
0 и 7–10	–0,88	–0,92	–0,89	–0,87	–0,91	–0,93	–0,93	–0,88	–0,88	–0,88

Наиболее важной сезонной особенностью изменения ледовых условий в летний период является устойчивость ледяного покрова. Обычно под устойчивостью понимается сохранение в течение некоторого интервала времени основных аномалий – количественных и пространственных – исходного состояния ледяного покрова. По начальному количеству льдов и пространственным особенностям их распределения можно с определенной долей уверенности экстраполировать будущее состояние ледовых условий в море. Устойчивость является ведущим фактором, использующимся при статистическом анализе и ледовом прогнозировании. Обычно в качестве количественной меры устойчивости используют инерцию – неизменность знака аномалии какого-либо ледового показателя в течение определенного промежутка времени. Собственно, инерция является нормированной устойчивостью, то есть частной разновидностью устойчивости, приведенной к среднемноголетнему значению. Однако устойчивость может опираться и на иные показатели, как количественные (мода, квартили, характерные типовые значения), так и пространственные (расположение массивов, перемещение ледовых границ и т.д.), использование которых обусловлено спецификой конкретной исследовательской задачи.

Таблица 1.2.3

Значения коэффициента корреляции площади сплоченных льдов в Карском море между различными декадами летнего периода

Декада	VI_3	VII_1	VII_2	VII_3	$VIII_1$	$VIII_2$	$VIII_3$	IX_1	IX_2	IX_3
VI_3	1	0,92	0,77	0,76	0,74	0,71	0,69	0,62	0,60	0,54
VII_1		1	0,90	0,85	0,82	0,78	0,71	0,63	0,59	0,54
VII_2			1	0,89	0,85	0,79	0,70	0,64	0,59	0,54
VII_3				1	0,91	0,90	0,84	0,78	0,77	0,73
$VIII_1$					1	0,96	0,91	0,86	0,81	0,77
$VIII_2$						1	0,96	0,91	0,89	0,84
$VIII_3$							1	0,95	0,93	0,88
IX_1								1	0,97	0,93
IX_2									1	0,96
IX_3										1

Таблица 1.2.4

Значения коэффициента корреляции ледовитости в Карском море между различными декадами летнего периода

Декада	VI_3	VII_1	VII_2	VII_3	$VIII_1$	$VIII_2$	$VIII_3$	IX_1	IX_2	IX_3
VI_3	1	0,83	0,72	0,67	0,67	0,62	0,64	0,58	0,57	0,55
VII_1		1	0,89	0,84	0,79	0,78	0,71	0,64	0,63	0,58
VII_2			1	0,92	0,83	0,80	0,74	0,68	0,63	0,59
VII_3				1	0,91	0,88	0,80	0,74	0,71	0,69
$VIII_1$					1	0,94	0,88	0,84	0,82	0,79
$VIII_2$						1	0,90	0,88	0,86	0,82
$VIII_3$							1	0,95	0,93	0,89
IX_1								1	0,97	0,93
IX_2									1	0,97
IX_3										1

Наиболее характерным инерционным показателем является коэффициент корреляции между начальной и будущей ледовитостью (площадью сплоченных льдов). Как видно из таблиц 1.2.3 и 1.2.4, по исходной площади льдов различной сплоченности можно достаточно уверенно предвидеть основные особенности ледовых условий в течение летнего сезона.

При этом с увеличением временного интервала между сравниваемыми декадами теснота связи уменьшается: для интервала в 1 месяц коэффициент корреляции составляет в среднем 0,83 для площади массива и 0,81 для ледовитости, для интервала 2 месяца – 0,66 и 0,65, для интервала 3 месяца – 0,54 и 0,55, соответственно. Важной особенностью является то, что с начала августа инерционность ледяного покрова заметно возрастает. Это связано с увеличением площади чистой воды, что создает дополнительные природные возможности повышения устойчивости ледовых аномалий. Таким образом, с начала августа прогностические возможности чисто инерционного прогноза заметно возрастают.

1.2.2. Различия ледовых условий в юго-западной и северо-восточной частях Карского моря

Несмотря на то, что географически Карское море представляет собой единый природный объект, в ледовом отношении акватория в летний период состоит из двух, почти не связанных, независимых частей, граница между которыми проходит по линии о. Диксон – мыс Желания. Ледовые условия в юго-западной и северо-восточной части Карского моря кардинально различаются. Как уже указывалось, к концу зимнего периода толщина льдов в северо-восточной части акватории примерно в полтора раза больше, чем в юго-западной. В начале летнего сезона в юго-западной части уже в июне заметно большее развитие получают припайные полыньи, особенно в Обь-Енисейском районе и к западу от п-ова Ямал.

В июле–августе интенсивность уменьшения площади льдов в юго-западной части моря составляет 50 % в месяц и для ледовитости, и для сплоченных льдов, что примерно в 2 раза больше, чем в северо-восточной части моря (табл. 1.2.5).

В результате к концу летнего сезона ледовые условия по разные стороны от линии о. Диксон – мыс Желания существенно разнятся. В юго-западной части моря акватория полностью очищается ото льдов к концу сентября с вероятностью 84 %; в случае наличия остаточных льдов они занимают в среднем 16 % акватории. В северо-восточной части моря полного очищения вообще не наблюдается: средняя ледовитость к концу сентября составляет 44 %, а с вероятностью 36 % льды занимают более половины акватории. Период наибольшего разнообразия ледовых условий, когда наблюдается сезонный пик площади редких и разреженных льдов, приходится в юго-западной части моря на конец июля, а в северо-восточной части моря – на конец августа.

Таблица 1.2.5

Площадь редких и разреженных льдов (1–6 баллов), сплоченных льдов (7–10 баллов) и ледовитость (1–10 баллов) в юго-западной и северо-восточной части Карского моря по декадам летнего сезона

Акватория	VI_3	VII_1	VII_2	VII_3	$VIII_1$	$VIII_2$	$VIII_3$	IX_1	IX_2	IX_3
Площадь редких и разреженных льдов, %										
ЮЗ	12	15	21	27	21	13	8	3	2	2
СВ	5	7	11	14	18	20	21	20	19	18
СВ–ЮЗ	–7	–8	–10	–13	–3	7	13	17	17	16
Площадь сплоченных льдов, %										
ЮЗ	74	63	48	28	13	6	3	2	1	0,4
СВ	87	84	77	69	55	46	37	30	27	25
СВ–ЮЗ	13	21	29	41	42	40	34	28	26	25
Ледовитость, %										
ЮЗ	86	78	69	55	34	19	11	5	3	3
СВ	92	91	88	83	73	66	58	50	46	43
СВ–ЮЗ	6	13	19	28	39	47	47	45	43	40

Ледовая независимость юго-западной и северо-восточной части моря проявляется, прежде всего, в том, что между ними отсутствует количественная связь при формировании ледовых условий. Совпадение знака аномалии среднесезонной площади сплоченных льдов составляет только 52 % (табл. 1.2.6). Отметим, что это наименьший показатель для любых двух арктических морей, имеющих общую границу. Результатом аномальной независимости является отсутствие совпадений при формировании также и крупных аномалий (отклонения свыше 1,2σ) площади сплоченных льдов, которые составляют только 19 %. В случае формирования экстремальных ледовых условий они, как правило, наблюдаются только в одной из двух частей Карского моря. Как следствие, коэффициент корреля-

ции между среднесезонным количеством сплоченных льдов составляет только 0,19, т.е. ниже статистически значимых величин.

Таблица 1.2.6

Совпадение (%) знака аномалий ледовых условий в юго-западной и северо-восточной частях Карского моря

Часть Карского моря	Совпадение аномалий (%)		Коэффициент корреляции
	всех	крупных	
Юго-западная и северо-восточная	52	19	0,19

Непосредственной причиной отсутствия количественной связи между ледовыми условиями юго-западной и северо-восточной частей моря является разнонаправленность влияний тепловых и динамических предикторов (табл. 1.2.7). Показатели связи температуры воздуха на полярных станциях, характеризующие интенсивность нарастания льдов зимой и таяния летом, обеспечивают постоянство знака ледовых аномалий в юго-западной и северо-восточной частях акватории. Поэтому в зимний период Карское море является единым ледовым образованием с примерно одинаковым по аномальности фоном ледовых условий по всей его протяженности. Напротив, в летний период динамические показатели, характеризующие направление воздушных переносов и активность массообмена на характерных для данной части моря створах, показывают независимость двух частей акватории, что обеспечивает равновероятное сочетание знака ледовых аномалий.

Таблица 1.2.7

Коэффициенты корреляции между тепловыми (*T*) и динамическими (*P*) показателями юго-западной и северо-восточной частей Карского моря

Часть моря	T_{X-IV}	T_{V}	T_{VI}	T_{VII}	T_{VIII}	T_{IX}	$P_{VI-VIII}$
ЮЗ и СВ	0,89	0,78	0,63	0,37	0,72	0,75	–0,18

Особенностью связанности тепловых показателей является то, что теснота корреляции уменьшается от зимы к лету, достигая минимума в июле, и затем вновь увеличивается к осени. Особенность динамических показателей характеризуется некоторой оппозицией воздушных переносов летом, что не наблюдается ни в каком другом арктическом море. Это определяется чисто географическими причинами: замкнутостью Карского моря с запада и востока меридионально ориентированными архипелагами, и возникающим вследствие этого массопереносом между двумя частями единого целого.

Как можно предположить, основной причиной противоположно направленного воздействия динамических предикторов на соседние части Карского моря является соответствие расстояния между этими частями и характерным диаметром атмосферных вихрей в Арктике, а также относительная обособленность соседних акваторий. Так как расстояние между центрами частей моря составляет

около 800 км, то стационирующий вблизи границы таксонов циклон (или антициклон) вызывает противоположные по направлению переносы по разные стороны от естественной границы. Как следствие, исходный – для обеих акваторий– фон толщины льдов перебивается более сильным воздействием, и отсутствие совпадения ледовых аномалий становится доминирующим фактором.

Таким образом, разделение географически единого Карского моря на две естественные ледовые части можно свести к нескольким характерным причинам:

1. Географические факторы:

– обособленный от остальной части моря естественный залив между о-вом Новая Земля и п-овом Ямал,

– наличие автономных глубоководных образований – Новоземельская впадина, желоба Воронина и Св. Анны,

– присутствие/отсутствие мелких и средних островов.

2. Климатические факторы:

– меньшее/большее влияние утепляющей Атлантики или охлаждающей Арктики,

– различия: в сроках начала ледообразования (вторая половина октября и вторая половина сентября), средней интенсивности нарастания льда зимой (5–6 см и 7–8 см за декаду), продолжительности нарастания льдов (18–20 и 24–26 декад), в толщине ровных льдов к началу таяния (120–140 см и 180–200 см), в сроках начала таяния льдов (вторая половина мая и середина июня).

3. Гидрологические факторы:

– колоссальная водная система Оби-Енисея является естественной границей между двумя таксонами, причем само речное взморье, несомненно, тяготеет к юго-западной части моря.

4. Ледовые факторы:

– разделение и независимое существование Новоземельского и Северо-земельского массивов,

– режим полыней,

– площадь и значимость припая,

– общая граница с Арктическим бассейном.

Очевидно, что среди указанных причин разделения Карского моря на юго-западную и северо-восточную ледовые части географические, климатические и гидрометеорологические причины образуют некое единое целое, внутри которого четко и однозначно разделить составляющие трудно, если вообще возможно. Укажем лишь, что географические причины образуют некоторый исходный базис, на основе или под влиянием которого проявляются все остальные природные факторы.

Таким образом, в летний период Карское море состоит из двух самостоятельных частей с сильно различающимися природными свойствами. Поэтому неудивительно, что ранее уже предлагался новый вариант районирования, а именно: юго-западную часть акватории назвать собственно Карским морем, а северо-восточную часть акватории – Западно-Сибирским морем (в качестве терминологической параллели к уже существующему Восточно-Сибирскому морю).

1.2.3. Пространственные особенности очищения акватории Карского моря

Независимость количественных показателей состояния ледяного покрова в юго-западной и северо-восточной части Карского моря сопровождается соответствующими особенностями пространственного очищения акватории, которые в обеих частях моря отличаются характерным своеобразием и непохожестью.

В юго-западной части Карского моря наблюдаются два пространственных варианта очищения акватории с соответствующей локализацией Новоземельского массива.

1. При западном положении массива (повторяемость сценария 60 %) Новоземельская полынья отсутствует, сплоченные льды непосредственно примыкают к побережью Новой Земли, Ямальская полынья получает наибольшее развитие, а очищение акватории распространяется с востока на запад (рис. 1.2.3*а*). В этом случае остатки массива в августе–сентябре расположены у восточного берега Новой Земли.

2. При мористом положении массива (повторяемость сценария 40 %) сплоченные льды сдвинуты к Ямалу, Новоземельская и Ямальская полыньи получают одинаковое или сопоставимое развитие, а очищение моря происходит с востока и запада к центру акватории (рис. 1.2.3*б*). В этом случае остатки массива в августе расположены у линии о. Диксон – мыс Желания на границе с северо-восточной частью акватории.

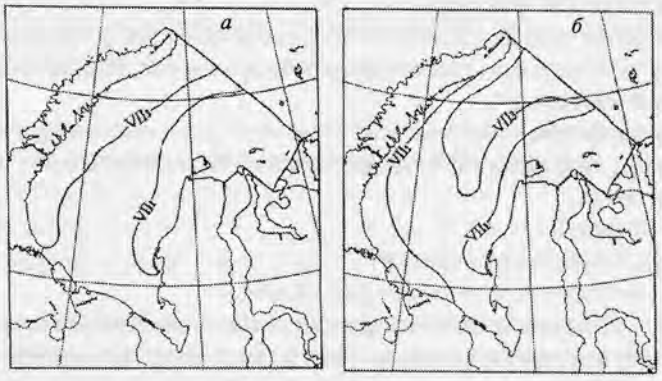


Рис. 1.2.3. Граница сплоченных льдов в первой и третьей декаде июля при западном (*а*) и мористом (*б*) положении Новоземельского ледяного массива

Площадь Новоземельского массива при западном и мористом положении примерно одинакова при среднесезонном осреднении, однако наблюдается различная интенсивность уменьшения количества сплоченных льдов летом (табл. 1.2.8). Разрушение Новоземельского массива при его мористом расположении происходит заметно активнее, чем при западном, особенно в период наибольших изменений в середине июля – начале августа. При этом ледовитость моря в случае западного положения массива на 10–15 % меньше, чем мористого, за счет меньшего развития периферии (льдов 1–6 баллов).

Таблица 1.2.8

Площадь сплоченных льдов в юго-западной части Карского моря при западной (1) и мористой (2) локализации Новоземельского массива

Массив	VI_3	VII_1	VII_2	VII_3	$VIII_1$	$VIII_2$	$VIII_3$
1	73	62	48	30	14	7	4
2	77	68	51	26	11	5	1

В северо-восточной части Карского моря наблюдаются два пространственных варианта очищения акватории в зависимости от взаимного расположения Североземельского и Северного Карского массивов (рис. 1.2.4*а, б*).

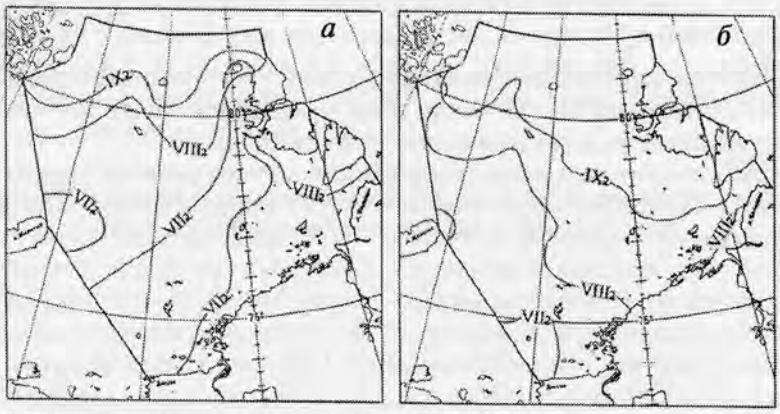


Рис. 1.2.4. Граница сплоченных льдов в июле–сентябре при раздельном (*а*) и соединенном (*б*) положении Североземельского и Северного Карского ледяных массивов

1. При широтном сценарии (повторяемость 44 %) массивы в июне разделяются, между ними формируется сплошная полоса чистой воды, редких или разреженных льдов. Разделение массивов происходит на границе припайных и дрейфующих льдов по линии о. Средний – о. Кирова – о. Исаченко – о. Свердруп. В этом случае Североземельский и Северный Карский массивы существуют автономно.

2. При меридиональном сценарии (повторяемость 56 %) массивы в течение летнего сезона соединены, между ними отсутствует сплошная переходная зона льдов пониженной сплоченности и чистой воды. В этом случае сплоченные льды формируют единое ледовое образование.

Сформировавшееся в июне взаимное расположение массивов определяет последовательность и особенности очищения акватории в течение всего летнего сезона. При меридиональной конфигурации очищение распространяется с запада на восток: от юго-западной части Карского моря и от Баренцева моря по направлению к Северной Земле; при широтной – от Центральной Карской полыньи на север, к границе с Арктическим бассейном и на юг, к полуострову Тай-

мыр. Количество сплоченных льдов в море при соединенных массивах намного больше, чем при разъединенных, – в среднем за сезон на 20 % (табл. 1.2.9).

Таблица 1.2.9

Площадь (%) сплоченных льдов при соединенном (1) и разъединенном (2) положении Северо-земельского и Карского массивов в северо-восточной части Карского моря

Массивы	VI_3	VII_1	VII_2	VII_3	$VIII_1$	$VIII_2$	$VIII_3$	IX_1	IX_2	IX_3
1	93	90	87	79	66	57	47	39	35	33
2	79	76	66	57	42	33	26	19	17	15
1–2, %	14	14	21	22	24	24	21	20	18	18
1–2, (б)	+1,31	+1,36	+1,43	+1,31	+1,17	+1,16	+1,13	+1,03	+1,06	+1,01

Примечание: б – баллы

Наряду с пространственными особенностями, свойственными отдельно юго-западной и северо-восточной частям моря, существуют общие пространственные закономерности, характерные для всей акватории.

Важным элементом ледового режима Карского моря является двумодальность взаимного расположения Новоземельского и Северо-земельского массивов.

При первом сценарии (повторяемость 57 %) массивы разделяются по линии о. Диксон – мыс Желания и автономно существуют в юго-западной и северо-восточной части моря. Наиболее вероятный период разделения – третья декада июля.

При втором сценарии (повторяемость 43 %) массивы остаются соединенными и существуют как единое образование. При этом Новоземельский массив представляет собой естественный отрог сплоченных льдов северо-восточной части Карского моря, постоянно сокращающийся по мере таяния льдов.

Интересно отметить, что площадь Новоземельского массива в случае его отделения от Северо-земельского массива по сравнению с вариантом их совместного расположения больше примерно на 0,4–0,5 значения среднеквадратического отклонения. При соединенном состоянии Новоземельского и Северо-земельского массивов корпус сплоченных льдов в Карском море в целом смещен в северо-восточном направлении, а при разъединенном наблюдается некоторый естественный ледовый баланс между двумя частями моря. Этот факт отражает независимое формирование ледовых условий в крупных ледово-географических районах моря и подтверждает необходимость его деления на юго-западный и северо-восточный фрагменты.

В режиме пространственного положения Новоземельского массива имеется определенная согласованность с особенностями его отделения от Северо-земельского массива. При западной локализации Новоземельского массива наиболее вероятно его отделение от сплоченных льдов северо-восточной части моря (повторяемость 80 %), при мористой – соединение (повторяемость 76 %). С другой стороны, если массивы соединены, то в 73 % случаев Новоземельский массив занимает западное положение, а если разъединены, то в 83 % мористое. Как следствие, в 78 % случаев реализуются лишь два варианта из возможных природных сочетаний:

1. Разделение сплоченных льдов юго-западной и северо-восточной частей Карского моря при западном положении Новоземельского массива.

2. Соединение сплоченных льдов юго-западной и северо-восточной частей Карского моря при мористом положении Новоземельского массива.

Каждое из остальных сочетаний (соединенные / западный и разъединенные / мористый) повторяется в среднем только 1 раз в 10 лет. Таким образом, реализуются две устойчивые комбинации, характеризующие пространственные особенности очищения всей акватории Карского моря.

1.2.4. Классификация ледовых условий Карского моря

Количественные и пространственные особенности формирования ледовых условий в юго-западной и северо-восточной частях акватории позволяют свести всю сложность и разнообразие процесса очищения акватории Карского моря в летний период в 6 характерных ледовых классов (табл. 1.2.10) с характерной структурой его составных частей (табл. 1.2.11) и пространственными особенностями распределения льдов (рис. 1.2.5).

Таблица 1.2.10

Площадь (%) сплоченных льдов в классах ледовых условий на совокупной акватории северо-восточной и юго-западной частей Карского моря

Класс	П, %	VI_3	VII_1	VII_2	VII_3	$VIII_1$	$VIII_2$	$VIII_3$	IX_1	IX_2	IX_3
1	20	91	88	83	69	59	51	43	37	33	31
2	21	80	76	64	52	34	26	19	15	14	12
3	14	87	82	74	58	44	33	23	17	16	14
4	23	72	61	50	37	20	13	10	6	5	4
5	9	80	79	70	55	42	31	24	19	14	14
6	13	83	75	66	57	46	38	32	28	26	25

Таблица 1.2.11

Среднесезонная аномалия (σ) площади сплоченных льдов в классах ледовых условий северо-восточной и юго-западной частей Карского моря

Класс	ЮЗКМ	СВКМ	ЮЗ+СВ
1	+0,94	+1,34	+1,44
2	–0,03	–0,33	–0,29
3	–0,05	+0,15	+0,21
4	–0,77	–1,21	–1,30
5	+1,32	–0,55	+0,02
6	–0,86	+0,86	+0,45

Класс 1 характеризуется аномально тяжелыми ледовыми условиями в обеих частях Карского моря. Классы 2 и 3 близки к среднемноголетним условиям по всей акватории. Класс 4 характеризуется аномально легкими ледовыми услови-

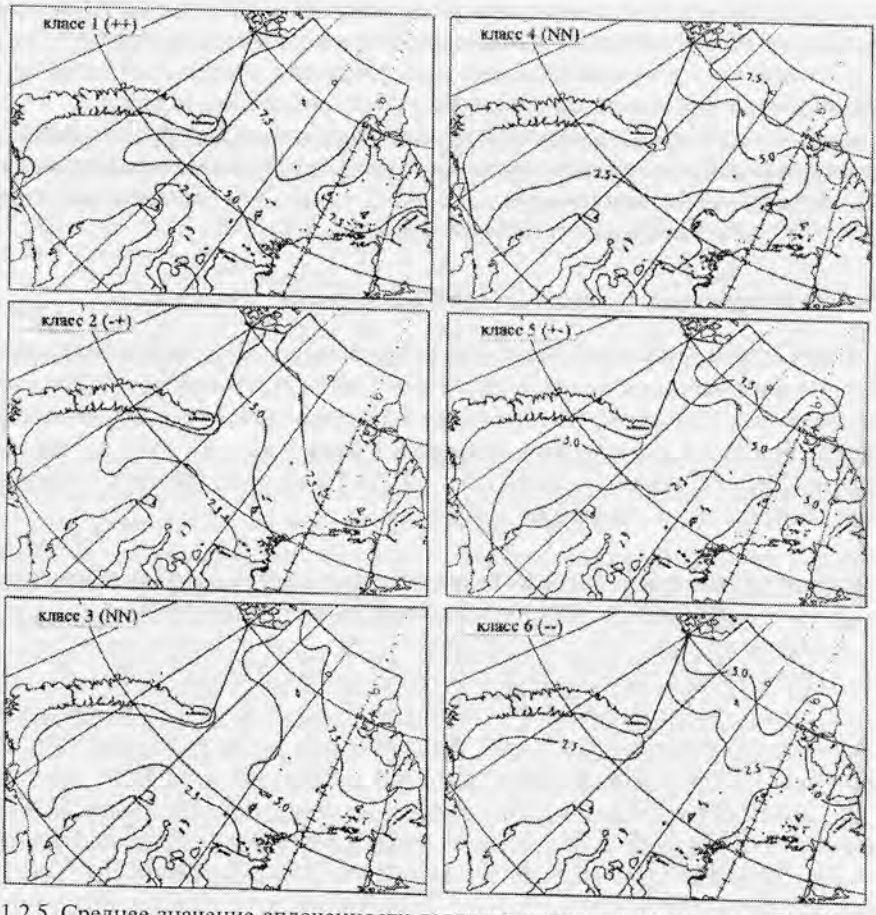


Рис. 1.2.5. Среднее значение сплоченности ледяного покрова в июне–сентябре (баллы) в различных классах ледовых условий Карского моря

ями в обеих частях моря. В классах 5 и 6 наблюдается ледовая оппозиция между юго-западной и северо-восточной частями моря.

В классах 1, 3, 6 основные массивы моря соединены, при этом Новоземельский массив занимает мористое положение. В классах 2, 4, 5 основные массивы разделены, при этом Новоземельский массив занимает западное положение.

Зеркально противоположны по распределению ледовых аномалий классы 1 и 4, 5 и 6. Классы 2 и 3 противоположны по расположению ледовых массивов.

1.2.5. Многолетняя изменчивость ледовых условий Карского моря

Как уже указывалось, количественные показатели о состоянии ледяного покрова в летний период в Карском море имеются с 1924 г. Однако необходимо учитывать, что за первые 9 лет данные являются недостаточно надежными и пред-

ставляют собой по преимуществу аналитическую реконструкцию, выполненную еще во второй половине 1930-х гг. Начиная же с 1933 г. данные основаны на непосредственных материалах ледовых наблюдений, прежде всего, авиационных разведок. Поэтому информация за 1933–2003 гг. является наиболее надежной и достоверной для анализа многолетних особенностей ледовых условий.

В среднем за 1933–2003 гг. ледовитость Карского моря во второй половине августа составляет около 382 тыс. км², значение среднеквадратического отклонения составляет около 155 тыс. км². Наиболее ледовитыми были 1966 г. (758 тыс. км²), 1969 г. (694 тыс. км²), 1974 г. (634 тыс. км²). Наименее ледовитыми были 1995 г. (40 тыс. км²), 1945 г. (41 тыс. км²), 1941 г. (96 тыс. км²). Разброс составляет около 738 тыс. км² (89 % площади моря), или около 4,8 величины среднеквадратического отклонения.

За последние восемь десятилетий наблюдается небольшой положительный тренд ледовитости, приводящий к ее ежегодному увеличению на 0,25 % (рис. 1.2.6).

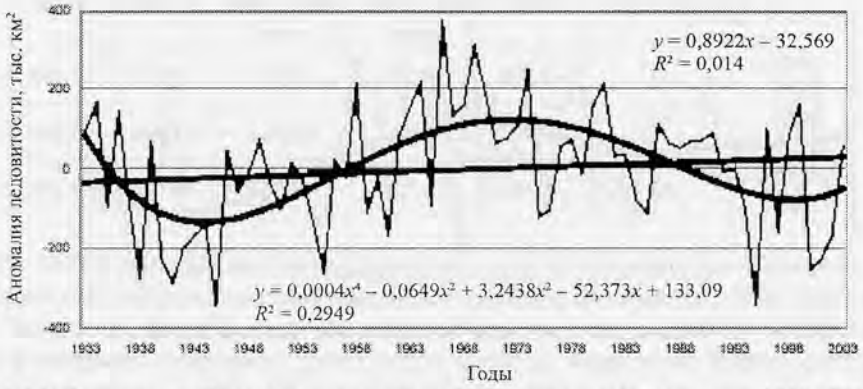


Рис. 1.2.6. Ледовитость Карского моря во второй половине августа за период 1933–2003 гг. (жирные линии – линейный тренд и полином 4-й степени)

Однако к подобного рода оценкам нужно относиться весьма осторожно. В зависимости от длины анализируемой базы знак тренда может меняться. Если за начало ряда взять любой год из периода 1924–1926 гг., то тренд будет отрицательным (наибольшее уменьшение ледовитости для ряда 1924–2003 гг.). Если за начало ряда взять любой год из периода 1927–1944 гг., то тренд будет положительным (наибольшее увеличение ледовитости для ряда 1937–2003 гг.). Если за начало ряда взять любой год из периода 1945–1993 гг., то тренд снова будет отрицательным (наибольшее уменьшение ледовитости для ряда 1966–2003 гг. и 1980–2003 гг.).

Причиной переменного знака линейного тренда является чередование длительных периодов пониженной и повышенной ледовитости средней продолжительностью 24 года каждый (табл. 1.2.12). Выделяются три однородных периода.

1. В 1933–1955 гг. наблюдались преимущественно легкие ледовые условия: в 70 % случаев ледовитость была меньше среднемноголетнего значения, средняя аномалия ледовитости составила $-0{,}51\sigma$. Особенно выделяется период 1940–1945 гг. со средней аномалией $-1{,}46\sigma$.

2. В 1956–1991 гг. наблюдались преимущественно тяжелые ледовые условия: в 72 % случаев ледовитость была больше среднемноголетнего значения, средняя аномалия ледовитости составила +0,47σ. Особенно выделяется период 1966–1970 гг. со средней аномалией +1,51σ.

3. В 1992–2003 гг. снова наблюдается период пониженной ледовитости, средняя аномалия которой составила –0,45σ. Особенно выделяется период 2000–2002 гг. со средней аномалией –1,38σ.

Таблица 1.2.12

Средние значения аномалии ледовитости в Карском море и среднемесячные значения температуры воздуха (о. Диксон) в климатически однородных периодах

Годы	Продолжительность периода	Карское море	Юго-западная часть Карского море	Северо-восточная часть Карского море	Температура (X–IV)	Температура (VI)
1933–1955	23	–0,51σ	–0,36σ	–0,60σ	–0,61σ	+0,39σ
1956–1991	36	+0,47σ	+0,40σ	+0,51σ	+0,40σ	–0,28σ
1992–2003	12	–0,45σ	–0,52σ	–0,37σ	–0,03σ	+0,10σ

Анализ показывает, что потепления (уменьшения ледовитости) в 1930–1940-х и в 1990–2000-х гг. заметно различаются по внутренней структуре. Для потепления 1930–1940-х гг. характерны наибольшие значения ледовых аномалий в северо-восточной части моря, которые на две трети превышают аномалии в юго-западной части моря. Напротив, для потепления 1990–2000-х гг. характерна противоположная ситуация – значения аномалий в юго-западной части моря почти наполовину превышают соответствующие показатели в северо-восточной части акватории. Другим отличием уменьшения ледовитости в 1930–1940-х и в 1990–2000-х гг. является различное начало этого процесса в двух частях Карского моря. Потепление 1930-х гг. в юго-западной и северо-восточной части Карского моря началось приблизительно в одно время – примерно в 1935–1937 гг. Напротив, потепление 1990-х гг. началось раньше в юго-западной части моря (1988 г.), чем в северо-восточной части акватории (1993 г.).

Пространственная неоднородность многолетних периодов уменьшения ледовитости в 1930–1940-х и в 1990–2000-х гг. подтверждается климатическим режимом изменения приземной температуры воздуха в октябре–апреле и в июне, которые определяют соответственно толщину наросшего льда зимой и интенсивность его таяния летом. Уменьшение ледовитости в 1930–1940-х гг. определяется, прежде всего, пониженной исходной толщиной ледяного покрова, сформировавшегося к началу таяния, и – в меньшей степени – повышенной активностью его таяния летом. То же соотношение генетических причин наблюдалось и во время похолодания 1960-х гг.: увеличение ледовитости определяется

повышенной толщиной льдов к концу зимы, а также его медленным таянием последующим летом. Напротив, уменьшение ледовитости в 1990-е гг. сопровождалось иным набором генетических факторов. Главное отличие заключается в том, что улучшение ледовых условий в конце XX века произошло на фоне толщины льдов, близком к среднемноголетним значениям, а положительная аномалия температуры воздуха в июне была в несколько раз меньше, чем во время предыдущего потепления.

Этот вывод подтверждают данные изменений температурных показателей за 1933–2003 гг. После пониженных значений суммы зимних температур в течение 1933–1956 гг. и их повышенных значений в течение 1957–1980 гг. (рис. 1.2.7), начиная с 1981 г. в толщине льдов не отмечено существенных аномалий (больше того, с 1998 г., уже после начавшегося потепления, выявлена тенденция увеличения толщины льда).

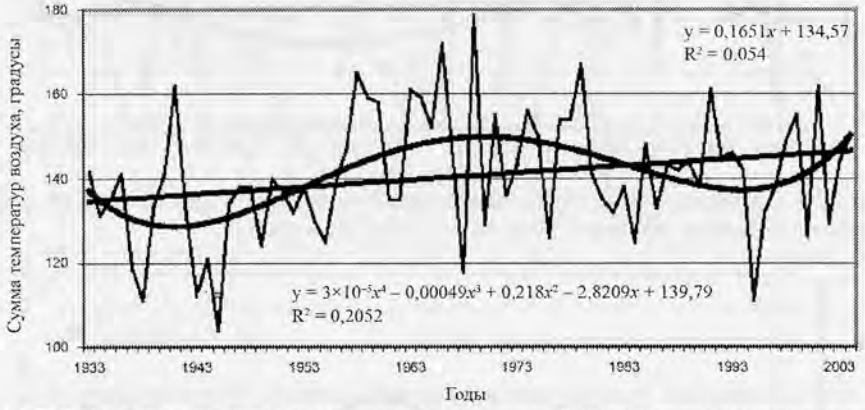


Рис. 1.2.7. Сумма среднемесячных отрицательных значений температуры воздуха в зимний период (октябрь–апрель) на полярной станции о. Диксон в течение 1933–2003 гг.

После повышенных значений температуры воздуха в июне в течение 1933–1963 гг. (аномалия +0,33σ) и их пониженных значений в течение 1964–1992 гг. (аномалия –0,47σ), с 1993 г. вновь наблюдается (рис. 1.2.8) рост температуры (аномалия +0,35σ), особенно заметное с 2001 г. (2003 г. является вторым после абсолютного положительного максимума 1943 г.).

Основной причиной наблюдаемых многолетних изменений ледовитости моря с характерным временным масштабом в несколько десятилетий являются соответствующие изменения атмосферной циркуляции в северной полярной области (рис. 1.2.9).

Климатические изменения температуры воздуха в Арктике и ледовитости арктических морей (в том числе Карского) предваряются усилением той или иной формы циркуляции атмосферы. Последовательная смена преобладающей формы атмосферной циркуляции приводит к естественному чередованию многолетних периодов потепления и похолодания Арктики, уменьшения и увеличения ледовитости арктических морей. В частности, потепления 1930–40-х гг. и

1990–2000-х гг. соответствуют периодам увеличения повторяемости формы циркуляции *W*. Напротив, похолодание 1960–1970-х гг. соответствует периоду уменьшения повторяемости формы *W*. В этом отношении 1950-е гг. и 1980-е гг. могут быть охарактеризованы как десятилетия важных метеорологических преобразований между крупными циркуляционными эпохами. Возможно, следующую циркуляционную трансформацию следует ожидать в течение 2010-х гг.

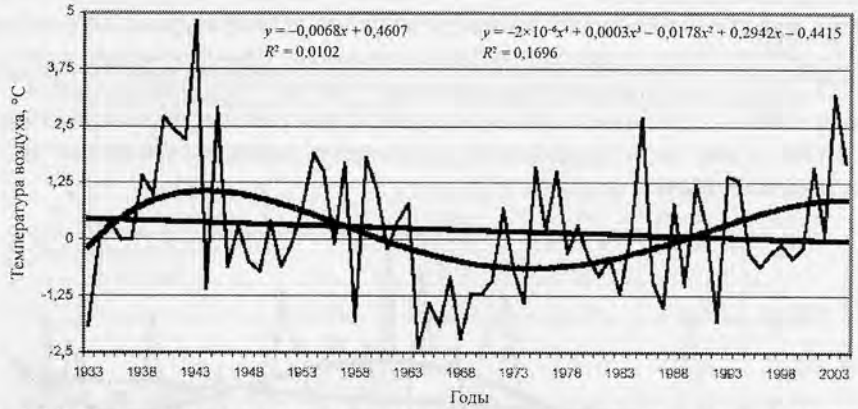


Рис. 1.2.8. Среднемесячные значения температуры воздуха в начале летнего периода (июнь) на полярной станции о. Диксон в течение 1933–2003 гг.

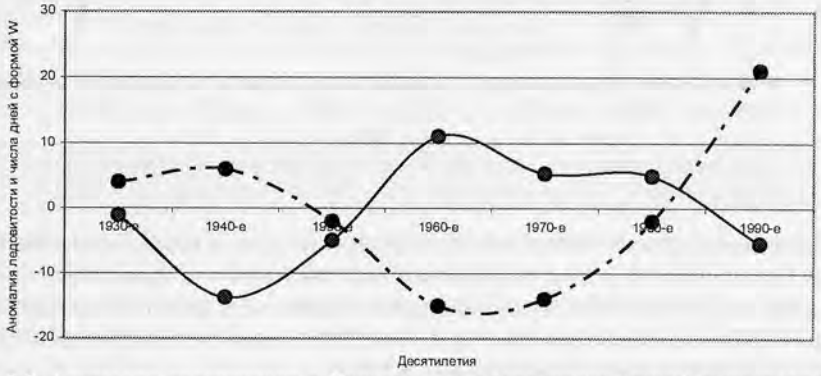


Рис. 1.2.9. Аномалия ледовитости в Карском море (сплошная линия) и повторяемость зональной формы атмосферной циркуляции *W* (пунктир) по десятилетиям за 1930–1990 гг.

Отметим также, что увеличение числа дней с формой циркуляции *W* в течение 1990-х гг. не имеет аналога на имеющемся ряде наблюдений и заведомо больше ситуации 1930–1940-х гг. Резкий рост (почти в два раза) повторяемости формы *W*, и параллельное (почти столь же существенное) падение повторяемости формы *E* началось в 1989 г. (первые признаки этого явления отмечались еще раньше – в 1987 г.). Перераспределение повторяемости между формами *W* и *E* является основным циркуляционным содержанием современной эпохи и определяет генетические особенности наблюдаемого уменьшения ледовитости Карского моря.

Помимо ритмичности продолжительностью в несколько десятилетий многолетняя изменчивость ледовых условий в Карском море характеризуется наличием колебаний меньших временных масштабов. Ледовитость на суммарной площади Карского моря во второй половине августа показывает наличие шести доминирующих ритмов продолжительностью 2,0; 2,5; 3,3 года, а также 5,8; 7,8; 14,0 лет (рис. 1.2.10).

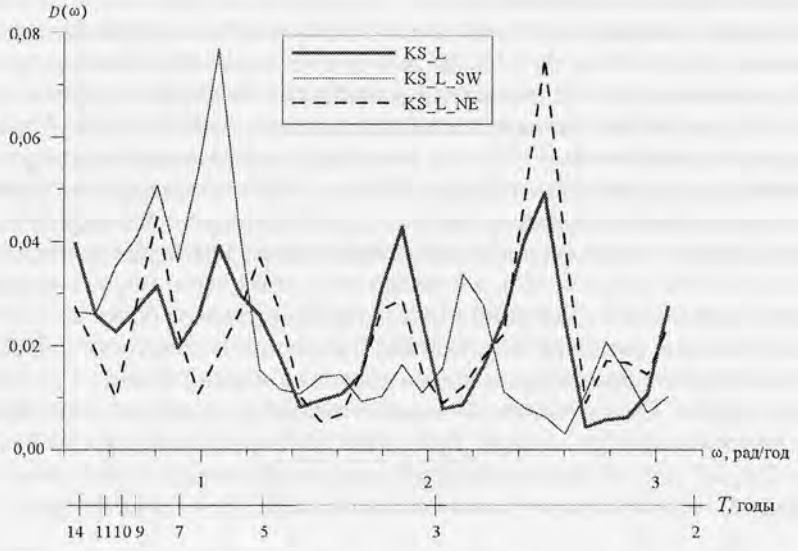


Рис. 1.2.10. Распределение дисперсий значений ледовитости Карского моря и его отдельных районов по частотам, соответствующее приведенной спектральной плотности за период 1933–2003 гг.

Спектральная плотность основных энергонесущих периодов примерно одинакова и изменяется в диапазоне 2,20–3,44. Ледовая изменчивость может быть разделена на две крупные части в зависимости от продолжительности ритмов и природных причин, определяющих их формирование. Ритмы продолжительностью от 2,0 до 3,5 лет относятся к 2–3-летней, или квазидвухлетней изменчивости, которая прослеживается в различных составляющих гидрометеорологической оболочки Земли и связана с собственным функционированием приземной атмосферы. Ритмы продолжительностью от половины до полутора десятилетий могут быть условно отнесены к десятилетней изменчивости, которую обычно рассматривают как следствие суперпозиции внешних воздействий на земную атмосферу. Интересно отметить, что в целом для Карского моря на квазидвухлетнюю периодичность приходится 55 %, а на десятилетнюю – 45 % ледовой изменчивости, т.е. наблюдается определенный ритмический паритет. Однако уже раздельный анализ ледовых условий юго-западной и северо-восточной частей моря показывает более сложный характер природных зависимостей.

Наиболее важным пространственным отличием Карского моря является доминирование ледовых ритмов различной продолжительности по разные стороны от линии мыс Желания – о. Диксон. В юго-западной части моря преобладают ритмы продолжительностью 2,2; 2,9; 5,8; 7,8 лет; при этом спектральная плотность основных энергонесущих периодов изменяется достаточно сильно – от 1,44 до 5,38. На квазидвухлетнюю ритмичность приходится 36 % ледовой изменчивости, а на десятилетнюю – 64 %, т.е. доминирующими являются относительно долгопериодные колебания.

Напротив, в северо-восточной части моря преобладают ритмы продолжительностью 2,0; 2,5; 3,3; 5,0; 7,8; 14,0 лет; при этом спектральная плотность основных энергонесущих периодов также изменяется достаточно сильно – от 1,91 до 5,25. На квазидвухлетнюю ритмичность приходится 60 % ледовой изменчивости, а на десятилетнюю – 40 %, т.е. доминирующими являются относительно короткопериодные колебания. Таким образом, наиболее важной особенностью многолетнего ледового режима является преобладание в юго-западной части Карского моря относительно долгопериодных колебаний ледовитости (продолжительностью от 4 лет и более), а в северо-восточной части моря – относительно короткопериодных колебаний (продолжительностью не более 2–3 лет).

Спектральные различия многолетних изменений ледовитости определяются особенностями нарастания ледяного покрова в зимний период и его таянием в летний период. Сумма значений зимних температур за период нарастания ледяного покрова (октябрь–апрель) показывает наличие преобладающей ритмичности в 2,0; 2,7; 6,4; 10,0 лет, а значения температуры воздуха при начале таяния льдов (июнь) – преобладание ритмичности в 2,0; 2,5; 2,8; 4,4; 14,0 лет (рис. 1.2.11).

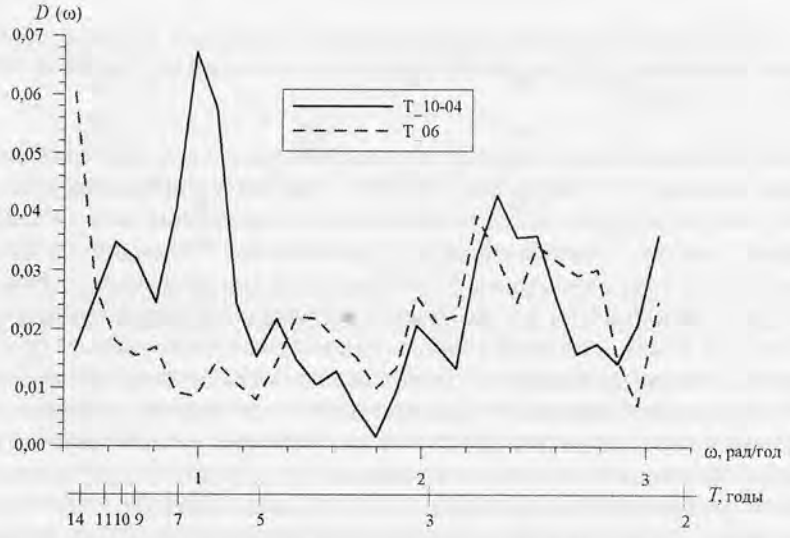


Рис. 1.2.11. Распределение дисперсий значений температур п/ст. о. Диксон по частотам, соответствующее приведенной спектральной плотности за период 1933–2003 гг.

Для зимних температур соотношение квазидвухлетней и десятилетней изменчивости составляет 51 % к 49 %, а для летних температур – 64 % к 36 %. Таким образом, в Карском море толщина ледяного покрова характеризуется относительно долгопериодными изменениями, а интенсивность его таяния – относительно короткопериодными изменениями. Такой режим увеличения и уменьшения толщины ледяного покрова, в свою очередь, определяется крупномасштабными особенностями ритмичности атмосферной циркуляции над акваторией Карского моря и Арктикой в целом. Повторяемость форм циркуляции *W, E, C* (по типизации Вангенгейма–Гирса) показывает преобладание ритмов изменений продолжительностью 2–3 года, 4–5 лет, 8–9 лет и 14 лет; при этом у формы *C* доминируют двухлетние колебания, а у формы *E* – 8–9-летние колебания (рис. 1.2.12). Соотношение квазидвухлетней и десятилетней изменчивости составляет для атмосферной циркуляции по форме *W* 55 % к 45 %, для формы *E* – 44 % к 56 %, для формы С – 49 % к 51 %. Таким образом, относительно долгопериодные природные изменения определяются вариациями повторяемости формы циркуляции по типу *E*, а относительно краткопериодные – формы циркуляции по типу *W*.

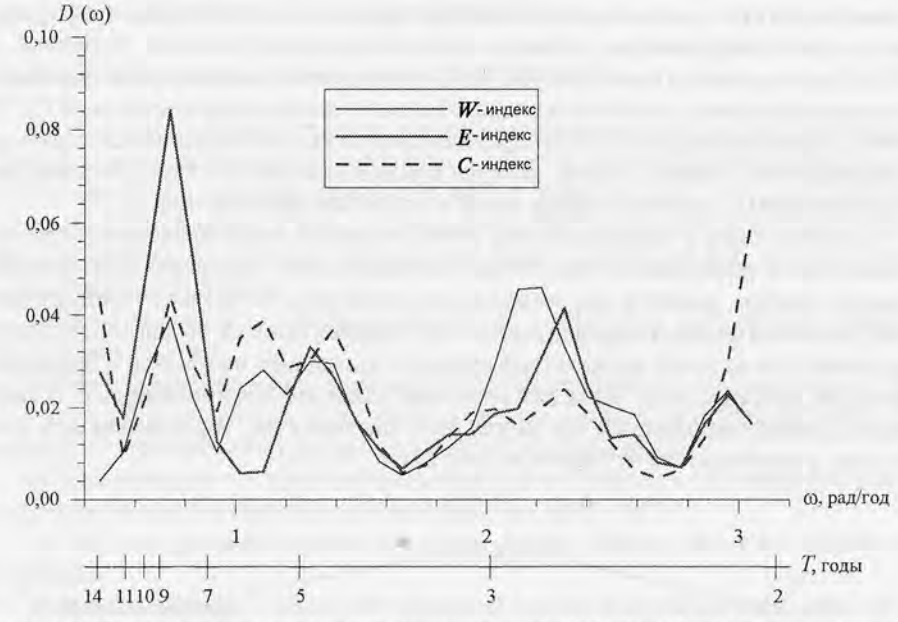


Рис. 1.2.12. Распределение дисперсий значений индексов атмосферной циркуляции по частотам, соответствующее приведенной спектральной плотности за период 1933–2000 гг.

В результате, можно констатировать, что многолетние изменения ледовитости по-разному проявляются в юго-западной и северо-восточной части Карского моря. В юго-западной части акватории решающее влияние на формирование ледовых аномалий оказывают температурные условия в течение зимнего перио-

да нарастания толщины ледяного покрова (октябрь–апрель), которые в основном определяются вариациями формы атмосферной циркуляции по типу *E*. Как следствие, многолетняя изменчивость характеризуется доминированием относительно долгопериодных ледовых колебаний. Напротив, в северо-восточной части акватории решающее влияние на формирование ледовых аномалий оказывают температурные условия в течение летнего периода таяния ледяного покрова (прежде всего, июнь), которые в основном определяются вариациями формы атмосферной циркуляции по типу *W*. Как следствие, многолетняя изменчивость характеризуется доминированием относительно короткопериодных ледовых колебаний.

1.3. ВИДЫ ЛЕДЯНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Всемирная метеорологическая организация (ВМО) постоянно разрабатывает и совершенствует единые международные правила по подготовке и оформлению ледовой информации, а также по идентификации ледовых терминов. В 1970 г. была принята Номенклатура ВМО по морскому льду, которая используется всеми странами для обмена оперативными и архивными данными. В СССР в 1984 г. была утверждена Международная символика для морских ледовых карт и номенклатура морских льдов, которая в основном соответствует документам, принятым ВМО, включая шкалы, коды и условные обозначения.

В соответствии с Номенклатурой 1984 г., морской лед подразделяется на неподвижный и дрейфующий лед. Формы неподвижного льда включают: припай, подошву припая, донный лед, стамухи и лед на берегу. Поскольку наиболее распространенной формой неподвижного льда является припай, то для соответствия масштабности явлений морской лед лучше подразделить на припай и дрейфующие льды, которые могут быть как ровными, так и деформированными. В свою очередь, деформированный лед может быть наслоенным, торосистым или холмистым, в зависимости от своего возраста (рис. 1.3.1).

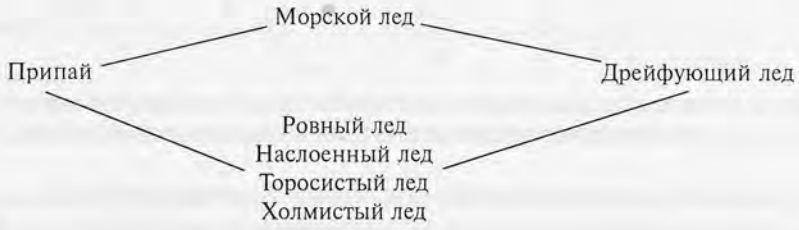


Рис. 1.3.1. Классификация морского льда

Ледяные образования формируются из ровного или деформированного льда и располагаются среди дрейфующих льдов или припая. Кроме того, возможно формирование ледяных образований в результате попадания в море льдов материкового происхождения. Возможные виды ледяных образований, в соответствии с Номенклатурой 1984 г., представлены в таблице 1.3.1.

Таблица 1.3.1

Виды ледяных образований, формирующиеся из морского льда и материкового льда (Номенклатура, 1984)

Ледяные образования ровного льда	Ледяные образования деформированного льда	Ледяные образования материкового льда
Блинчатый лед	Торос	Ледяной дрейфующий остров
Ледяные поля	Гряда тороса	Айсберг
Мелкобитый лед	Барьер торосов*	Обломок айсберга
Ропак	Стамуха	Кусок айсберга
Сморозь	Несяк	
Ледяная каша	Ледяной холм*	

Примечание: * – этот вид отсутствует в Номенклатуре ВМО (1970)

Для решения задач освоения нефтегазоконденсатных месторождений на шельфе замерзающих морей наибольшее значение имеют ледяные образования (нагромождения) деформированного льда и материкового льда, воздействия которых на сооружения и конструкции представляют реальную опасность. Поэтому приведем определения именно этих ледяных образований, в соответствии с Номенклатурой 1984 г.:

1) *Торос (hummock)* – любое отдельное нагромождение льда, образовавшееся в результате сжатия.

2) *Гряда торосов (ridge)* – сравнительно прямолинейное нагромождение битого льда, образовавшееся в результате сжатия. Может быть свежей или сглаженной. Подводная часть гряды называется ледяным килем.

3) *Барьер торосов* – мощная гряда торосов на припае, местами скрепленная с грунтом. Термин отсутствует в Номенклатуре ВМО 1970 г.

4) *Стамуха (grounded hummock)* – торосистое, сидящее на мели ледяное образование.

5) *Несяк (floeberg)* – большой торос или группа смерзшихся торосов, представляющих собой отдельную льдину, находящуюся на плаву.

6) *Ледяной холм (бугор)* – монолитное возвышение на поверхности льда, образовавшееся в результате многолетнего сглаживания тороса. Термин отсутствует в Номенклатуре ВМО 1970 г.

Наибольшее распространение на шельфе замерзающих морей имеют торосы, гряды торосов и стамухи, которые практически всегда присутствуют на любых участках дрейфующего льда или припая. Для решения инженерных задач

необходимы оценки конкретных морфометрических характеристик гряд торосов и стамух. На рисунке 1.3.2 приведена схема тороса и показаны основные параметры, оценка которых проводится во время изучения морфометрических характеристик ледяного покрова. Ниже приведены определения некоторых из основных параметров, в соответствии со Словарем морских ледовых терминов (Бородачев В.Е. и др., 1994), а в случае их отсутствия, приводится наша трактовка.

7) *Высота льда (freeboard)* – возвышение какой-либо точки верхней поверхности ледяного покрова над уровнем моря.

8) *Парус тороса (ridge sail)* – надводная часть тороса или гряды торосов.

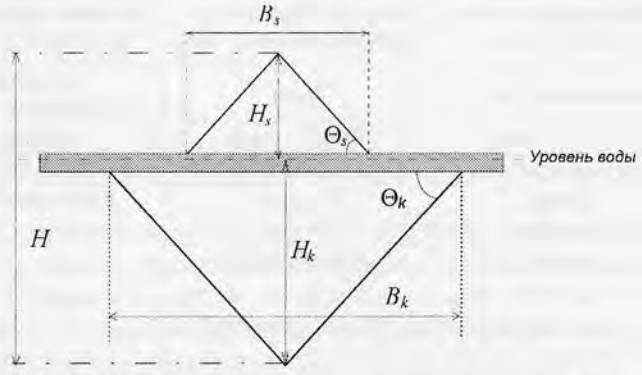


Рис. 1.3.2. Основные морфометрические характеристики тороса: H – общая толщина тороса, H_s– высота паруса, H_k – осадка киля, Θ_s– угол наклона паруса, Θ_k – угол наклона киля, B_s– ширина паруса, B_k– ширина киля

9) *Высота паруса (sail height)* – максимальное возвышение паруса тороса над уровнем моря.

10) *Осадка льда (ice draft)* – отметка какой-либо точки нижней поверхности ледяного покрова относительно уровня моря /Словарь морских ледовых терминов (Бородачев В.Е. и др., 1994)/.

11) *Киль тороса (ridge keel)* – подводная часть тороса или гряды торосов.

12) *Осадка киля (keel depth)* – отметка нижней части тороса или какой-либо точки гряды торосов относительно уровня моря /Словарь морских ледовых терминов (Бородачев В.Е. и др., 1994)/.

13) *Толщина льда (ice thickness)* – суммарная высота и осадка льда в какой-либо точке ледяного покрова /Словарь морских ледовых терминов (Бородачев В.Е. и др., 1994)/.

14) *Толщина тороса (ridge thickness)* – суммарная высота паруса и глубина киля в какой-либо точке тороса или гряды торосов.

15) *Гребень гряды торосов (ridge crest)* – верхняя наиболее возвышающаяся, часть гряды торосов /Словарь морских ледовых терминов (Бородачев В.Е. и др., 1994)/.

16) *Подошва гряды торосов (ridge base)* – условная линия у основания гряды торосов, отделяющая склон гряды от ровной (недеформированной) поверхности /Словарь морских ледовых терминов (Бородачев В.Е. и др., 1994)/.

17) *Склон гряды торосов (ridge slope)* – боковая сторона торосов, длина которой измеряется от гребня до подошвы /Словарь морских ледовых терминов (Бородачев В.Е. и др., 1994)/.

18) *Угол склона гряды торосов (ridge slope angle)* – угол между склоном гряды и горизонтальной плоскостью ледяного покрова (верхней поверхностью ровного льда) /Словарь морских ледовых терминов (Бородачев В.Е. и др., 1994)/.

19) *Ширина гряды торосов (ridge width)* – расстояние между двумя склонами, измеряемое на поверхности льда у подошвы гряды /Словарь морских ледовых терминов (Бородачев В.Е. и др., 1994)/.

20) *Ледяные блоки (ice blocks)* – отдельные обломки ровного льда, слагающие торос, различаются размерами и формой. Размеры ледяных блоков определяются толщиной, длиной и шириной.

21) *Консолидированный слой тороса* – уплотненный, частично или полностью смерзшийся слой обломков льда в районе ватерлинии, прочностные свойства которого сравнимы с прочностными свойствами ровного ледяного поля.

Ледяные образования материкового происхождения на шельфе замерзающих морей встречаются значительно реже, чем гряды торосов и стамухи. Однако появление айсбергов, обломков или кусков айсберга в непосредственной близости от гидротехнического сооружения может привести к чрезвычайным ситуациям. Ледяные образования материкового происхождения, в соответствии с Номенклатурой 1984 г., подразделяются:

1) *Ледяной дрейфующий остров (ice island)* – большой кусок плавучего льда, возвышающийся над уровнем моря, который откололся от арктического шельфового ледника. Имеет толщину 30–50 м и площадь от нескольких тысяч квадратных метров до нескольких сотен кв. км. Обычно имеет волнистую поверхность, благодаря которой он выглядит с воздуха ребристым.

2) *Айсберг (iceberg)* – массивный, отколовшийся от ледника кусок льда любой формы, который выступает над уровнем моря на несколько метров, находится на плаву или сидит на мели.

3) *Обломок айсберга (bergy bit)* – большой кусок плавающего глетчерного льда, обычно выступающий на высоту от 1 до 5 м над уровнем моря и имеющий площадь около 100–300 кв. м.

4) *Кусок айсберга (growler)* – кусок льда материкового происхождения меньшего размера, чем обломок айсберга или крупный несяк, часто прозрачный, но по цвету кажущийся зеленым или почти черным, выступающий менее чем на 1 м над поверхностью моря и занимающий площадь около 20 кв. м.

Таким образом, в рамках настоящей работы рассматриваются ледяные образования морского и материкового происхождения, оказывающие наибольшее воздействие на прибрежную зону и гидротехнические сооружения: торосы, гряды торосов, стамухи, а также айсберги, их обломки и куски. Кроме того, в связи со значительным влиянием припая на плавание судов и освоение природных ресурсов на шельфе, особое внимание уделено обобщению и систематизации натурных данных по распространению припая и его изменчивости.

1.4. РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПРИПАЯ В ПЕРИОД МАКСИМАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ

Важным элементом ледяного покрова являются неподвижные припайные льды, расположенные вдоль берега, вокруг островов, а также на мелководье. В связи с этим припай больше распространен в Карском море, чем в Баренцевом. К концу зимнего периода нарастания льдов (май) в Карском море он занимает около 163 тыс. кв. км, т.е. около 20 % акватории. Однако по пространству моря припай распределен крайне неравномерно: около 80 % его площади находится в северо-восточной части моря и только 20 % – в юго-западной (рис. 1.4.1).

Как следствие, в юго-западной части моря припай занимает только 10 % площади акватории, а в северо-восточной – увеличивается до 26 %. Это связано с наличием здесь большого количества удаленных от материка относительно некрупных и расположенных недалеко друг от друга островов, которые создают необходимые условия для мористого развития неподвижных льдов вдали от берега.

Наибольшие пространственные различия при максимальном и минимальном развитии припая наблюдаются на Обь-Енисейском взморье, а также на участке между о. Свердрупа и о. Большевик. Разрушение припая происходит обычно в течение июля: в первой половине месяца в юго-западной и в конце месяца – в северо-восточной части моря. Вдоль западного побережья Северной Земли припай в отдельные годы может вообще не взламываться.

Распространение припая в море существенно изменяется в зависимости от преобладающих гидрометеорологических условий и прибрежных морфологических характеристик. При этом сроки становления, толщина и ширина припая претерпевают большие сезонные и межгодовые изменения.

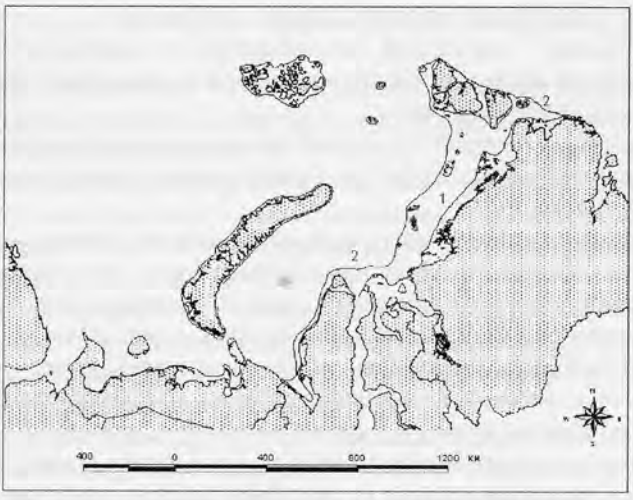


Рис. 1.4.1. Характерное положение изолиний 100 % (1) и 0 % (2) повторяемости наличия припая при его наибольшей ширине в конце зимы

В связи с этими обстоятельствами появляется необходимость выделять участки с однотипными параметрами припая. Наиболее значительные ошибки параметров могут возникать, если не учитывается локально-генетическая однородность условий формирования припая. Пространственная и генетическая однотипность наиболее полно обеспечивает однородность совокупности параметров припая, что гарантирует репрезентативность статистических режимных характеристик. Правильность выбора критерия оценки распространения припая имеет большое значение для установления наиболее достоверного положения участков однотипного припая и, соответственно, достоверных значений режимных характеристик припая.

За начало годового цикла сезонных изменений припая принимается стадия осеннего замерзания моря и становления припая. Затем следуют стадия зимнего нарастания толщины и увеличения ширины припая. Далее идет стадия летнего разрушения припая, которая завершает годовой цикл преобразований припая.

Наиболее устойчивым параметром припая является его ширина в период наибольшего развития, который приходится на конец зимы. В связи с этим распространение припая в марте–апреле для юго-восточной части Баренцева моря (Печорское море) и в апреле–мае для Карского моря принято в качестве информативного признака оценки ежегодных особенностей развития припая и определения пространственного положения участков с однотипными сезонными изменениями его параметров.

Анализ распространения припая и его параметров от мыса Канин Нос до мыса Арктический базируется на архивных данных. Целенаправленным наблюдениям за состоянием ледяного покрова и ледовых условий в Печорском и Карском морях немного менее 100 лет, а наиболее активным и регулярным наблюдениям – около 60 лет.

1.4.1. Типизация распространения припая

Главным обобщенным признаком подразделения припая на специфические участки принимается его ширина в период наибольшего развития. Преобладающая ширина припая определяется с одной стороны конструктивной прочностью припая, а с другой стороны – величиной характерных воздействий на льды гидрологических и метеорологических факторов (Гудкович З.М. и др., 1972; Зубов Н.Н., 1944; Песчанский И.С., 1967).

Конструктивная прочность припая зависит как от толщины припая, так и, в очень большой степени, от локальных морфологических особенностей района: изрезанности берегов, наличия островов и банок в прибрежной зоне (Песчанский И.С., 1967). Из анализа осенне-зимнего развития припая следует, что наибольшая ширина припая ежегодно устанавливается при достижении льдом толщины от 0,5 до 1 м (Отчет по НИР..., 1980). При этом меньшая толщина льда при полном становлении припая характерна для мелководных участков акватории с большой расчлененностью берега. Большая толщина льда при полном становлении припая характерна, наоборот, для глубоководных участков акватории с ровной береговой линией. Кроме того, большие приливы не способствуют боль-

шому развитию припая, а распреснение в приустьевых участках, наоборот, способствует формированию устойчивого припая.

Таким образом, в качестве основных локально-генетических признаков подразделения припая на однотипные участки принимаются: ширина припая в период его наибольшего развития, локальные морфологические особенности района, специфика гидрологических и метеорологических параметров.

Большой информативностью для подразделения припая на однотипные участки обладает положение изолиний 0 и 100 % повторяемости наличия припая в марте–апреле в Печорском море и в апреле–мае в Карском море (рис. 1.4.1), когда гарантировано установление максимального развития припая в каждом годовом цикле (Отчет по НИР..., 1980; Отчет по НИР..., 1996; Природные условия Байдарацкой губы, 1997).

Одновременного положения изолиний 0 или 100 % повторяемости наличия припая на разных однотипных участках обычно не бывает. Экстремальная ширина припая на разных участках формируется в разные годы.

В положении изолиний 0 и 100 % повторяемости наличия припая в конце зимы проявляются определенные особенности распространения припая в зависимости от географического места (рис. 1.4.1).

Изолиния стопроцентной повторяемости припая оконтуривает наименьшую область обязательного ежегодного распространения припая в период его максимального развития.

Из рисунка 1.4.1 видно, что изолиния 100 % повторяемости наличия припая проходит преимущественно в непосредственной близости от берега по глубинам меньше 5 м. Только в заливах из-за берегов, благоприятствующих становлению припая, его граница отступает в море на 30–50 км в сторону больших глубин.

У Таймырского побережья от островов Каменные до островов Фирнлея положение изолинии 100 % повторяемости наличия припая окаймляет многочисленные мелкие острова и банки, проходит вдоль материкового берега на расстоянии около 60 км от него. При этом эта изолиния в основном совпадает с изобатами 10 и 20 м вокруг прибрежных островов и частично находится над глубинами около 40 м.

Обычно с повторяемостью примерно 95 % на акватории пролива Вилькицкого устанавливается припай, минимальная граница которого проходит по западной границе пролива Вилькицкого от о-вов Фирнлея до мыса Неупокоева.

Однако в экстремальных случаях с повторяемостью около 5 % на акватории пролива Вилькицкого припай не устанавливается, и граница материкового припая проходит вдоль берега от островов Фирнлея к мысу Челюскина и далее по мысам уходит к островам Комсомольской Правды (рис. 1.4.1). У островов Малый Таймыр и Старокадомского образуется отдельный небольшой припай. У южного побережья островов Северной Земли образуется узкий припай шириной до 10 км. При этом изолиния 100 % повторяемости проходит по мысам.

На основании данных наблюдений можно выделить 6 вариантов типового положения изолинии 100 % повторяемости наличия припая при ежегодном максимальном его развитии:

1. В непосредственной близости от берега на удалении не более 5 км, по глубинам меньше 5 м.

2. Параллельно береговой линии по мысам и на удалении в пределах 5–10 км, примерно вдоль изобаты 10 м.

3. Параллельно береговой линии на удалении 20–30 км, примерно вдоль изобаты 10 м.

4. На удалении от материкового берега по северной границе материкового и островного мелководья с глубинами около 5 м или вдоль изобаты 10 м у цепочки островов, не соответствуя положению изрезанного материкового берега.

5. Вдоль слабо изрезанного материкового берега на расстоянии около 60 км от него, частично совпадая с изобатами 10 и 20 м вокруг прибрежных островов и частично располагаясь над глубинами около 40 м.

6. Над глубинами от 40 до 100 м и не придерживаясь ни линии берега, ни положения изобат.

Изолиния нулевой повторяемости припая оконтуривает наибольшую область распространения припая в редкие годы его наиболее сильного развития. В Баренцевом море она проходит преимущественно на небольшом расстоянии от берега по глубинам 5–10 м лишь в районе Печорской губы. Изолиния нулевой повторяемости наличия припая удаляется от берега на 20–50 км и проходит над глубинами от 10 до 20 м.

В юго-западной части Карского моря изолиния нулевой повторяемости придерживается изобаты 20 м, отходя от берега на расстояние 15–20 км.

В северо-восточной части моря изолиния нулевой повторяемости из-за многочисленных островов удалена от материкового берега на расстояние 100–200 км, а у островов Северная Земля – до 300 км.

Как и при рассмотрении 100 % повторяемости припая, в данном случае также выявляется 6 вариантов типового положения изолинии 0 % повторяемости наличия припая в период ежегодного максимального его развития:

1. Проходит в непосредственной близости от берега по глубинам меньше 5 м.

2. Проходит обычно по мысам и параллельно береговой линии на удалении в пределах от 5 до 15 км, примерно совпадая с положением изобаты 10 м.

3. Следует параллельно береговой линии на удалении преимущественно около 20 км, придерживаясь изобаты 20 м.

4. Не соответствует береговой линии, придерживается изобаты 20 м.

5. Расположена на удалении от берега, в основном от 20 до 100 км, над глубинами 10–20 м, местами соответствует береговой линии, обычно не придерживается определенных изобат.

6. Удалена от берега на расстоянии от 100 до 300 км, придерживается островных изобат 20 м, а между ними располагается над глубинами до 100 м.

У островов Новой Земли и Земли Франца-Иосифа положения изолиний 100 % и 0 % повторяемости наличия припая в основном примерно совпадают.

Из шести вариантов типового положения изолиний 0 и 100 % повторяемости наличия припая может быть организовано 36 вариантов их сочетаний. Поскольку положение изолиний предельной повторяемости создается не случай-

ным образом, а в соответствии с гидрометеорологическими и морфологическими особенностями прибрежной шельфовой зоны, то реализуются не все 36 вариантов сочетаний положения изолиний 0 и 100 % повторяемости.

Некоторые общие особенности положения изолиний предельной повторяемости 0 % и 100 % в зависимости от морфологических условий состоят в следующем:

1. В губах и заливах изолиния нулевой повторяемости наличия припая обычно следует береговой линии на различном отстоянии от берега в зависимости от местных условий, а изолиния 100 % повторяемости наличия припая в большей мере спрямляет линию берега вдоль устьевой части заливов, особенно в Карском море.

2. Вокруг островов изолинии 0 и 100 % повторяемости наличия припая проходят в основном близко к берегу и примерно совпадают.

3. Изолиния 100 % повторяемости наличия припая в Баренцевом море, как правило, проходит в непосредственной близости к берегу, а в Карском море обычно соответствует положению изобаты около 10 м.

4. Изолиния нулевой повторяемости наличия припая, как правило, проходит вдоль изобаты 15–20 м. Только между островами припай может располагаться над глубинами более 20 м.

На основании анализа положения изолиний 0 % и 100 % повторяемости наличия припая в Баренцевом и Карском морях (рис. 1.4.1) можно сделать вывод, что участки однотипного припая хорошо соответствуют определенным морфологическим структурам: ровным мелководным или приглубым побережьям при отсутствии или наличии островов, крупным губам и заливам, островам и проливам. Из этого обстоятельства следует, что участки однотипного припая можно идентифицировать на основании определенного однотипного варианта положения изолиний 0 % и 100 % повторяемости наличия припая в соответствии с морфологическими особенностями морского берега и прибрежного шельфа и с учетом специфических проявлений гидрометеорологических факторов.

В результате анализа вариантов однотипного положения изолиний 0 % и 100 % повторяемости наличия в Баренцевом и Карском морях с учетом географического положения припая, морфологических особенностей морского берега и прибрежного шельфа, а также с учетом специфических проявлений гидрометеорологических факторов выявлены участки однотипного припая, расположенные между звездочками на рис. 1.4.2.

Границы участков однотипного припая выделены на основании анализа и поэтому они являются условными. В большинстве случаев для участков однотипного припая вдоль побережий и на акваториях определенных географических объектов – заливов, проливов, островов границы хорошо соответствуют действительной ситуации. Иногда участок однотипного припая может разделяться в соответствии с границами географического объекта. В ряде случаев границы географического объекта несколько расширены в соответствии с продолжением однотипного припая. Это обстоятельство не содержит какой-либо ошибки по существу. Можно считать, что нежелательных объединений разнотипных участков в один, вероятно, нет. Хотя возможно некоторое их пересечение на участках с большой пространственной изменчивостью границ припая малой устойчиво-

сти, что характерно для участков широкого припая в северо-восточной части Карского моря.

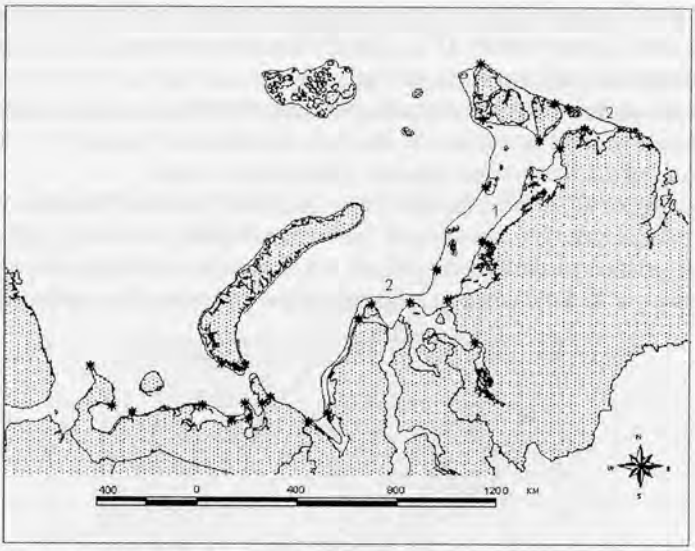


Рис. 1.4.2. Географическое положение участков однотипного припая (изолинии повторяемости наличия припая: 1 – 100 %, 2 – 0 %)

Положение границы припая в период наибольшего развития в конце зимы может существенно изменяться в различные годы. Однозначное среднее или экстремальное положение границ припая одновременно на всех участках от мыса Канин Нос до мыса Арктического – явление маловероятное. Поэтому для характеристики распространения припая на всем протяжении целесообразно составлять схемы типового положения границы припая в период его наибольшего развития отдельно по каждому участку.

При характеристике распространения припая отмечаются типичные положения границы припая: минимальное (которое может совпадать с линией берега), среднее и максимальное. На участках побережья Печорского моря, где припай образуется не каждый год, его средняя граница определялась только для случаев наличия припая. В качестве примера приведена характеристика припая на двух участках Печорского и Карского морей: в заливе и вокруг острова.

Участок однотипного припая Хайпудырская губа – акватория расширена от о. Матвеева до мыса Белый Нос (69°36' с.ш., 60°12' в.д.) у входа в пролив Югорский Шар. Собственно Хайпудырская губа вдается в материк между мысами Перевозный Нос и Синькин Нос, являясь вершиной обширного залива.

Изрезанность берегов в целом слабая, хотя имеются небольшие бухточки и лагуны. На западе от мыса Медынский Заворот примерно на 50 км к северу отходит цепочка островов. С юга большая часть акватории – мелководна с глубинами до 7 м. На западе – вдоль островов от мыса Медынский Заворот до о. Мат-

веев и на востоке – вдоль Югорского побережья примерно от широты 69°10' с.ш. до пролива Югорский Шар имеется узкая прибрежная отмель с большими уклонами дна. Изобата 10 м находится преимущественно в 3–5 км на всем протяжении берегов. В северной части акватории преобладающие глубины мористее изобаты 10 м составляют около 15 м (Лоция Баренцева моря, 1983). Средняя величина сизигийного прилива около 1 м.

Отрицательные температуры воздуха существуют в основном с ноября по май, при этом их средние значения в зимний период составляет –18 °С. В зимний период возможны продолжительные отжимные ветры.

Таким образом, морфологические и гидрометеорологические условия в самой Хайпудырской губе и в южной части акватории на малых глубинах способствуют развитию устойчивого припая, а в северной части акватории – нет.

Собственно Хайпудырская губа ежегодно покрывается припаем (рис. 1.4.3).

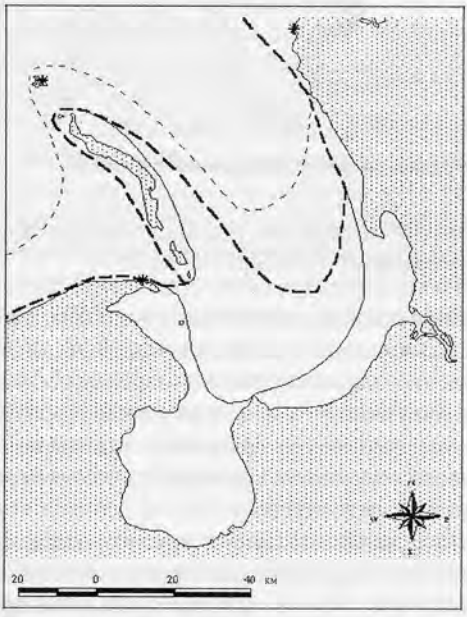


Рис. 1.4.3. Схема характерного положения границ припая в Хайпудырской губе в период его наибольшего развития в конце зимы.

Сплошная линия – граница минимального припая, толстая пунктирная линия – граница среднего припая, тонкая пунктирная линия – граница максимального припая

При благоприятных гидрометеорологических условиях зимы с высокими температурами воздуха и преобладанием отжимных ветров в центральной части акватории припая нет. В юго-западной части граница припая проходит в 10 км от берега. Узкий припай шириной 3–5 км устанавливается у западных островов и Югорского побережья.

При средних гидрометеорологических условиях зимы граница припая проходит примерно вдоль изобаты 10 м. В юго-западной части граница припая про-

ходит в 30 км от берега. Он занимает большую часть акватории и соединяет восточные острова с материковым побережьем.

Даже при экстремально большом развитии припая, когда его ширина в юго-западной части составляет примерно 50 км, его граница находится южнее изобаты 20 м.

Участок однотипного припая остров Белый – от мыса Скуратова (72°57' с.ш., 69°24' в.д.) до мыса Белый (73°29' с.ш., 70°51' в.д.), включает пролив Малыгина (рис. 1.4.4).

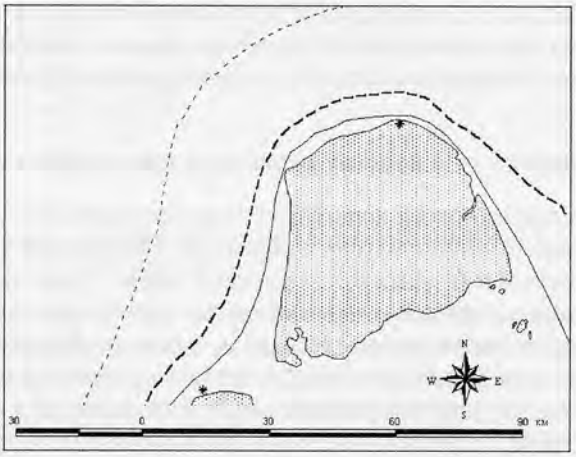


Рис. 1.4.4. Схема характерного положения границы припая в районе о. Белый в период его наибольшего развития в конце зимы.

Сплошная линия – граница минимального припая, толстая пунктирная линия – граница среднего припая, тонкая пунктирная линия – граница максимального припая

Берега о. Белый изрезаны слабо. Остров окружен обширной отмелью, вытянутой в северном направлении. Изобата 10 м проходит в среднем около 10 км от западного берега, удаляясь примерно на 30–40 км от северных берегов. Изобата 20 м отходит от западных берегов на 30–40 км и до 110 км к северу. Преобладающие глубины на отмели около 15 м, имеется большое количество банок. Преобладающая глубина в проливе Малыгина менее 5 м (Лоция западной части Карского моря, 1992; Лоция Обь-Енисейского района Карского моря, 1993).

Средняя величина сизигийного прилива 0,7 м, а сгонно-нагонных изменений уровня моря – 2,5 м. Скорость сизигийных приливных течений в полосе до 10 км от берега достигают почти 4 км/час. Отрицательные температуры воздуха наблюдаются с октября по май, при этом большую часть зимы их значения около –25 °С. Зимой преобладают сильные ветры южных направлений.

Таким образом, морфологические условия на участке о. Белый в холодные зимы способствуют установлению устойчивого припая большой ширины, а динамические явления – изменение уровня моря, течения и ветры препятствуют реализации этой возможности.

На участке о. Белый и во всем проливе Малыгина припай устанавливается ежегодно (рис. 1.4.4).

Граница припая в целом повторяет очертания берега острова, располагаясь на удалении примерно 10 км от берега. В теплые зимы с отжимными ветрами граница припая примерно на 5 км приближается к берегу. В холодные зимы с нажимными ветрами к западу от острова устанавливается широкий припай – около 40 км, северная граница припая смещается к 74° с.ш. на удалении от берега примерно на 30–40 км.

Из сравнения рисунков 1.4.1 и 1.4.3–1.4.4 видно, что последние дают более полную информацию о припае из-за их крупномасштабности, по сравнению с первым. Поэтому при планировании гидротехнических работ на шельфе необходимо опираться на крупномасштабные характеристики припая.

1.4.2. Толщина ровного льда в припае по наблюдениям полярных станций

Для анализа особенностей нарастания льда использовались данные наблюдений на полярных станциях Бугрино, Варандей, Болванский Нос, Марресаля, Харасавэй и о. Белый в Баренцевом и Карском морях. Нарастание льда в этом районе происходит с октября–ноября по апрель–май. Скорость увеличения толщины льда уменьшается от осени к весне. Так, в поселке Варандей средняя скорость нарастания льда в период с ноября по январь находится в пределах 7–11 см за декаду, затем постепенно уменьшается до 3–4 см за декаду в апреле. Средняя скорость увеличения толщины льда у станций Марресаля и о. Белый в ноябре–январе составляет 8–12 см за декаду и уменьшается к апрелю до 3 см за декаду.

Средние значения толщины ровного льда в припае в конце периода нарастания в юго-восточной части Баренцева моря составляют 80–110 см, в юго-западной части Карского моря – 142–155 см (табл. 1.4.1). Максимальная толщина ровного льда по данным наблюдений в этот же период в юго-восточной части Баренцева моря достигает 130–160 см, а в юго-западной части Карского моря – 185–198 см. По данным, приведенным в таблице 1.4.1, видно, что значения средних и экстремальных значений толщины льда увеличиваются с запада на восток (от Бугрино к о. Белый) довольно быстро.

Таблица 1.4.1

Средние и экстремальные значения толщины ровного льда в конце периода его нарастания

Станция	Толщина припайного льда, см		
	мин.	средняя	макс.
Бугрино	47	77	128
Варандей	70	107	158
Мыс Болванский Нос (Вайгач)	84	120	163
Харасавэй	114	142	185
Марресаля	112	142	195
Остров Белый	122	155	198

Толщина льда в юго-восточной части Баренцева моря достигает наибольших значений обычно в конце апреля (рис. 1.4.5), в юго-западной части Карского моря – в конце мая.

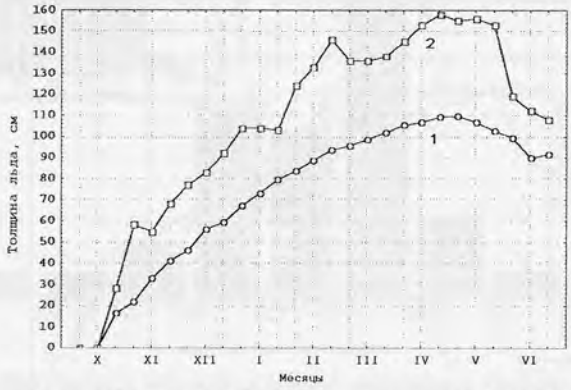


Рис. 1.4.5. Сезонные изменения средней (1) и максимальной (2) толщины льда в Печорском море (станция Варандей, 1952–1986 гг.)

В этот же период отмечается и наибольшее различие между средними и максимальными значениями толщины льда. Однако сроки достижения льдом наибольшей толщины от года к году могут существенно меняться. Например, у Варандея вероятность достижения льдом наибольшей толщины составляет в апреле 49 %, в мае – 38 %, в марте – 10 %, а в июне – только 3 % (рис. 1.4.6).

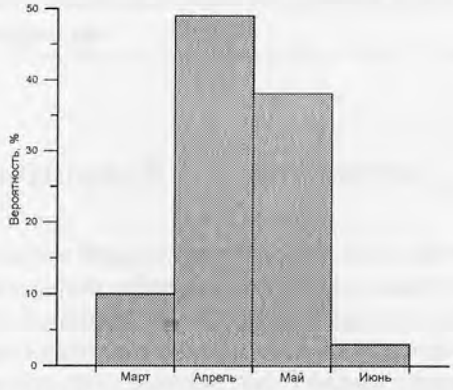


Рис. 1.4.6. Вероятность достижения льдом наибольшей толщины в различные месяцы в Печорском море (станция Варандей)

Значения наибольшей толщины ровного льда также весьма значительно изменяются от года к году в зависимости от суровости зимы. Например, у Варандея наибольшая толщина льда чаще всего (37 % случаев) отмечалась в диапазоне 100–110 см и изменялась от 80 до 154 см (рис. 1.4.7). Значения наибольшей толщины льда могут быть аппроксимированы логарифмически нормальным распределением.

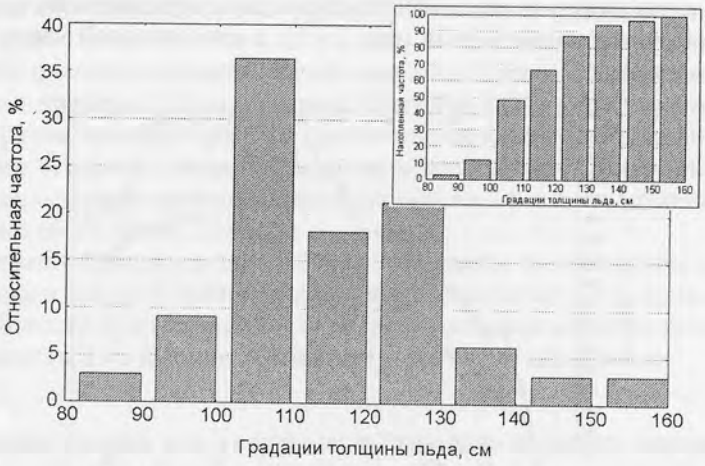


Рис. 1.4.7. Распределение наибольшей толщины ровного льда на станции Варандей. На врезке – эмпирическая функция распределения

Используя статистику экстремальных значений (Гумбель Э., 1965), по данным о наибольшей толщине льда в конце периода нарастания за 1952–1986 гг. можно рассчитать толщину ровного льда, возможную 1 раз в N лет. На основе вероятностных расчетов было определено значение толщины льда в конце периода нарастания у Варандея, возможное 1 раз в 100 лет. Оно равно 172 см, с учетом доверительного интервала 129–215 см (рис. 1.4.8). Значительный доверительный интервал объясняется небольшой длиной ряда.

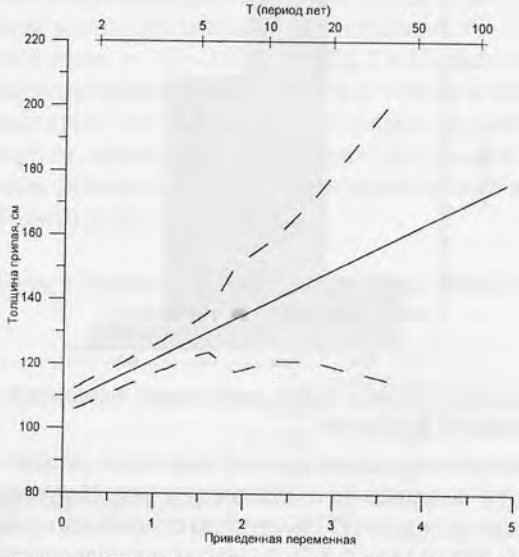


Рис. 1.4.8. Толщина льда в конце периода нарастания у станции Варандей, возможная один раз в N лет

Для сопоставления сезонного изменения толщины льда по данным различных станций была выполнена стандартизация рядов наблюдений. На рисунке 1.4.9, в качестве примера, приведены стандартизированные максимальные значения толщины льда с октября по июль на станциях Харасавей и Варандей.

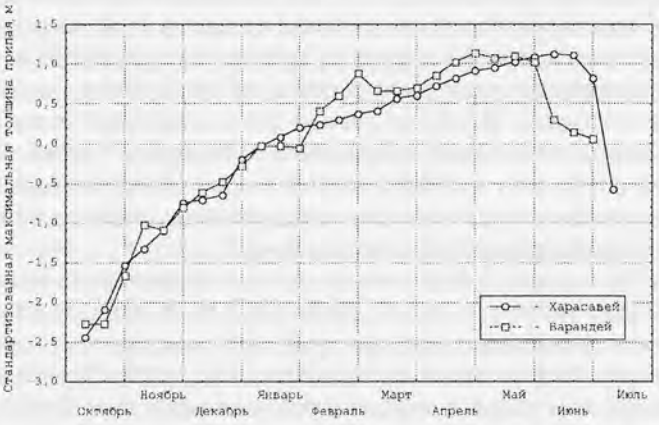


Рис. 1.4.9. Сезонные изменения стандартизированной максимальной толщины льда на станциях Харасавей и Варандей

Из рисунка 1.4.9 видно, что сезонные изменения максимальной толщины льда в районе этих станций в целом идентичны. Однако, как уже отмечалось, по многолетним данным наибольших значений максимальная толщина достигает в юго-восточной части Баренцева моря в конце апреля, в юго-западной части Карского моря – в конце мая.

1.5. СТАМУХИ БАРЕНЦЕВА И КАРСКОГО МОРЕЙ

Стамухи – торосистые ледяные образования, сидящие на мели, широко распространены в мелководных районах арктических морей России, в том числе в юго-восточной части Баренцева (Печорском) и Карском морях. Они могут формироваться зимой как в виде одиночных ледяных образований, так и в виде групп или скоплений. Нередко стамухи возникают у берега или границы припая в случаях нажима и торошения дрейфующего льда. При дальнейшем развитии припая они оказываются вмерзшими в неподвижный лед. При взломе припая мощные торосистые ледяные образования могут отрываться от грунта и дрейфовать в открытое море, представляя серьезную опасность для гидротехнических сооружений, а также для плавания судов, особенно в условиях плохой видимости. Формирование стамух возможно и в открытом море на отмелях. Здесь также могут наблюдаться единичные застамушенные образования, их группы и сидящие на

грунте торосистые барьеры. Летом дрейфующий торосистый лед может садиться на грунт в мелководных районах при понижении уровня моря, в результате чего возникают временно застамушенные ледяные образования.

На рисунке 1.5.1 вклейки изображена одиночная стамуха в припае, максимальная высота паруса которой равна 11,8 м, а максимальная осадка киля – 16,7 м.

Стамухи оказывают заметное влияние на дрейф льда, вызывая локальные изменения его направления и скорости (Горбунов Ю.А. и др., 1977). Являясь своеобразными «якорями», стамухи способствуют ускорению развития припая в осенне-зимний период. Наоборот, весной они задерживают взлом и разрушение припая. Известно, что стамухи вызывают пропахивание грунта. Последнее обстоятельство определяет необходимость учета возможного воздействия стамух при проектировании, строительстве и эксплуатации комплексов гидротехнических сооружений на шельфе арктических морей.

Стамухи Печорского и Карского морей в настоящее время еще недостаточно изучены. В конце 1970-х гг. исследовались стамухи у западного побережья полуострова Ямал при организации выгрузки транспортных судов через припай в районе мыса Харасавэй (Чилингаров А.Н., Кадачигов Г.А., 1981). При этом характеристики подводной части стамух определялись аквалангистами. В 1991–1992 гг. проводилось исследование стамух и их воздействия на дно Байдарацкой губы с целью изучения возможности прокладки здесь трубопровода. Результаты натурных исследований были использованы для тестирования математической модели, позволяющей оценивать возможное вспахивание (экзарацию) дна стамухами (Колесов С.А., Наумов А.К., 1993). В 1996–1999 гг. выполнялись исследования стамух в районе Приразломного нефтяного месторождения в Печорском море.

1.5.1. Материалы наблюдений

Важнейшим источником информации о стамухах являются материалы ледовой авиаразведки. В течение нескольких десятков лет во время выполнения ледовой авиаразведки в арктических морях России при обнаружении стамух фиксировалось их местоположение, а иногда также их геометрические параметры. Эта информация и явилась основой для создания базы данных о стамухах в шельфовой зоне арктических морей.

При сборе первичной информации по Печорскому морю данные о стамухах снимались с карт ледовой авиаразведки Северного управления Гидрометеослужбы за ноябрь–июль 1964–1991 гг. и Арктического и Антарктического НИИ за 1972–1991 гг. К сожалению, за указанные периоды стамухи фиксировались на ледовых картах только в течение 20 зимних периодов.

Информация о стамухах в Карском море снималась с карт ледовой авиаразведки, хранящихся в фондах ААНИИ, за 1972–1991 гг.

В качестве исходных данных в базу занесены даты наблюдений, координаты стамух, число стамух и глубина моря в местах их фиксирования, немногочисленные оценки размеров стамух. Глубина моря в местах фиксирования стамух снималась с навигационных карт, масштаб которых в основном составлял

1:500 000 и 1:700 000. Вся информация о координатах стамух и глубинах была откорректирована. Эта операция выполнялась с учетом возможных ошибок определения координат стамух и ошибок нанесения их на ледовую карту. Общее количество зафиксированных стамух в Печорском и Карском морях за указанные выше периоды составило 695 и 2116, соответственно. При подсчете общего количества стамух в море и последующей обработке информации учитывалась каждая стамуха, зафиксированная в одной локальной зоне. В то же время стамухи, фиксируемые в одной и той же точке при выполнении повторных полетов, учитывались только один раз.

Для исследования стамух в Карском море использовалась также спутниковая информация о ледяном покрове за 1987–1999 гг.

Следует более подробно остановиться на особенностях получения спутниковой информации о стамухах. Разрешающая способность телевизионных снимков ИСЗ «Метеор-2» составляет на местности около 1,6 км по строке сканирования (Бушуев А.В., Быченков Ю.Д., 1978). Поэтому в зонах льда сплоченностью 9–10 баллов на снимках могут быть выделены ледяные поля более 2 км в поперечнике. Они изображаются в виде пятен повышенной яркости на фоне участков, занятых более мелкими формами. Дешифровочным признаком, позволяющим отличить крупную стамуху от дрейфующего ледяного поля, являются зоны чистой воды и редкого льда с подветренной стороны стамухи. При смене направления ветра положение этой зоны меняется, стамуха при этом сохраняет свое местоположение.

Форма гигантских стамух с поперечником более 10 км опознается достаточно хорошо (Бушуев А.В., Быченков Ю.Д., 1978). Такие стамухи могут быть приведены на ледовой карте с учетом их реальных размеров.

Летом на поверхности гигантских стамух образуется много снежниц. Стамухи не выделяются на фоне окружающих льдов, и их дешифрирование становится затруднительным. По этой причине к концу июля в 70 % случаев стамухи на севере Карского моря не фиксировались по снимкам ИСЗ.

Обработка и анализ исходной информации позволяет установить границы зон формирования стамух, статистическое распределение стамух по глубине моря, особенности распространения стамух в различных районах моря. При оценке распространения стамух следует иметь в виду, что ледовая авиаразведка часто выполняется по стандартным маршрутам или маршрутам, близким к ним. Галсы маршрутов «привязываются» к одним и тем же мысам, островам, навигационным знакам на берегу. Поэтому на этих участках побережья вероятность фиксации стамух выше, чем на соседних участках, где самолеты ледовой разведки пролетали значительно реже. Природная вероятность образования стамух в таких местах может быть и одинаковой.

1.5.2. Стамухи Печорского моря

На рисунке 1.5.2 показаны места фиксирования стамух в Печорском море и выделена граница их максимального распространения. Кроме данных визуаль-

ной ледовой разведки здесь учтены также места расположения стамух, полученные по материалам аэрофотосъемки в районе к западу от полуострова Медынский Заворот весной 1999 г., а также по данным наблюдений с вертолета в районе Приразломного нефтяного месторождения (ПНМ).

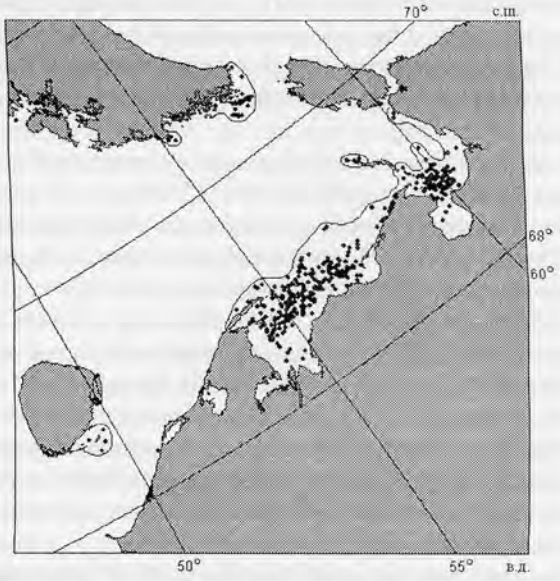


Рис. 1.5.2. Положение стамух и граница их максимального распространения в Печорском море в зимне-весенний период, 1964–1999 гг.

Наиболее обширным районом формирования стамух являются Печорская и Паханческая губы и прилегающая к ним акватория моря. Значительное количество стамух отмечается на мелководье крайней юго-восточной части Печорского моря. В пределах этих районов стамухи также распределены крайне неравномерно. В частности, наиболее часто они отмечались в Печорской губе в 15–20 км к востоку от мыса Тонкий Нос. Очень большое количество небольших по размеру стамух наблюдалось весной 1999 г. в припае у побережья между мысом Полярным и Варандеем.

Иногда стамухи встречаются на небольших банках у южной оконечности Новой Земли, а также у островов Плоские Кошки к югу от острова Колгуев. В остальных прибрежных районах моря стамухи встречаются редко и отмечаются только в непосредственной близости от берега.

Результаты обработки полученной информации свидетельствуют о том, что 67 % стамух имели осадку менее 4 м. Максимальное значение осадки (18 м) отмечено у Тиманского берега вблизи острова Сенгейский. Однако необходимо отметить, что термин «осадка» стамух в данном случае является не вполне точным, поскольку приводимые значения осадки характеризуют глубину моря в точках обнаружения стамух. Фактическая осадка с учетом возможности некоторого заглубления стамух в грунт несколько больше этих значений.

Распределение осадки стамух близко к экспоненциальному. Рассчитанные по фактическим данным значения плотности вероятности вполне удовлетворительно согласуются со значениями, полученными по экспоненте

$$f(h) = ke^{mh'}, \qquad (1.5.1)$$

где k и m – эмпирические параметры, численные значения которых составляют $k = 0{,}2706$, $m = -0{,}828$; h' – нормированная осадка стамух:

$$h' = (h - \bar{h})/\sigma. \qquad (1.5.2)$$

Средняя осадка стамух $\bar{h}$ и среднее квадратическое отклонение σ равны, соответственно, 4,19 м и 3,06 м.

Из равенства (1.5.1) находим выражение для расчета выровненных значений повторяемости p' (в %) по интервалам ряда распределения

$$\Delta p' = 27{,}06 \cdot e^{-0{,}828h'} \Delta h'. \qquad (1.5.3)$$

Здесь $\Delta h'$ – нормированный интервал, равный в нашем случае $2/\sigma$.

Различия между повторяемостью, вычисленной по экспоненте, и фактическими ее значениями не превышают 2,8 %.

Последовательное суммирование выровненной повторяемости p' позволяет получить интегральную функцию распределения F. В отличие от повторяемости ее значения относятся к правым значениям интервалов ряда распределения. Расчетная кривая (рис. 1.5.3) близка к фактическим данным. Последние на рисунке обозначены точками.

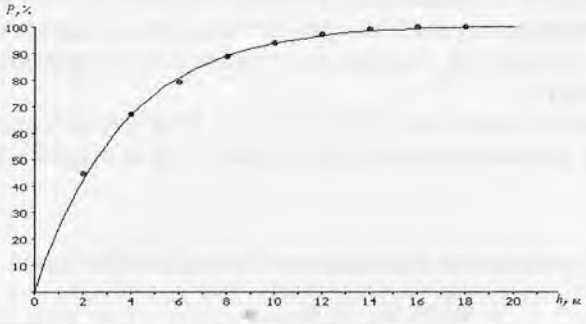


Рис. 1.5.3. Функция распределения осадки стамух в Печорском море

Информация о горизонтальных размерах стамух немногочисленна и не дает полного представления об этой характеристике. Тем не менее, визуальные авианаблюдения свидетельствуют, что в юго-восточной части моря в период формирования припая группы стамух на банках смерзаются, образуя крупные застамушенные ледяные поля. Лишь позднее они становятся составной частью припая. В период разрушения припая крупные застамушенные ледяные образования сохраняются некоторое время в мелководных районах.

В апреле 1999 г. во время выполнения вертолетной ледовой разведки были обнаружены вблизи Приразломного нефтяного месторождения на глубинах около 13 м две крупные стамухи размером 1,2×0,6 км и 1,0×0,3 км. По исследованию Тюрякова (Gorbunov Ju.A. etc., 2000) установлено, что образование столь крупных стамух в юго-восточной части Печорского моря за пределами области максимального распространения припая возможно в экстремально тяжелые годы при сохранении остаточных льдов в юго-западной части Карского моря, выносе торосистых Карских льдов в Печорское море и последующем их юго-западном дрейфе под влиянием северных и северо-восточных ветров. Однако вероятность такого развития процессов весьма незначительна.

1.5.3. Морфометрические характеристики стамух по данным прямых измерений и стереофотосъемки в юго-восточной части Баренцева моря

Весной 1998–2001 гг. в юго-восточной части Баренцева моря проводились регулярные обследования стамух путем прямых измерений и стереофотосъемки. При этом измерялись высота, ширина и длина надводной части; осадка киля и глубина внедрения киля в грунт.

Горизонтальные размеры надводной части и высота отдельных стамух определялись путем фотограмметрической обработки стереоснимков и топографической съемки на ледовых станциях. Осадка киля и внедрение его в грунт устанавливались разбуриванием стамухи и точным измерением глубины места.

Всего получены данные о размерах 24 стамух. Для обследования на вертолетных станциях и фотограмметрической обработки стереопар выбирались самые большие стамухи из отмеченных в районе. На рисунке 1.5.4 вклейки приведен пример топографии верхней поверхности стамухи по результатам обработки стереоснимка. В таблице 1.5.1 приведены основные статистические размеры надводной части стамух.

Средняя высота стамух составляла 8,6 м, в 90 % случаев высота стамух не превышала 12 м. Средняя ширина стамух равна 109 м, средняя длина – 335 м.

Таблица 1.5.1

Геометрические характеристики надводной части стамух

Характеристика	Среднее	Границы среднего		Медиана	Мин.	Макс.	Квартиль		Среднеквадратичное отклонение
		–95 %	+95 %				нижний	верхний	
Высота, м	8,6	7,5	9,7	7,6	5,6	14,7	6,6	10,45	2,6
Ширина, м	109,4	61,3	157,4	80	25	550	43	135	111,1
Длина, м	335,3	202,5	468,2	230	32	1200	130	430	307,2

Самая крупная стамуха была исследована в 1999 г. на одной из вертолетных станций. Ее горизонтальные размеры составили 550×1200 м при высоте 10,3 м. Самая высокая стамуха зафиксирована в 2001 г. при помощи аэрофотосъемки, ее высота равна 14,7 м.

Для нахождения зависимости между геометрическими характеристиками надводной части стамух по данным измерений рассчитана корреляционная матрица (табл. 1.5.2).

Таблица 1.5.2

Корреляционная матрица геометрических характеристик

	Высота, м	Ширина, м	Длина, м
Высота, м	1,00	0,33	0,26
Ширина, м		1,00	0,82
Длина, м			1,00

Из таблицы 1.5.2 видно, что линейная взаимосвязь прослеживается только между шириной B_w надводной части стамухи и ее длиной L_w (рис. 1.5.5). Коэффициент корреляции между ними равен 0,82. В линейном приближении эта зависимость может быть аппроксимирована функцией:

$$L_w = 2{,}2748 B_w + 86{,}46 . \qquad (1.5.4)$$

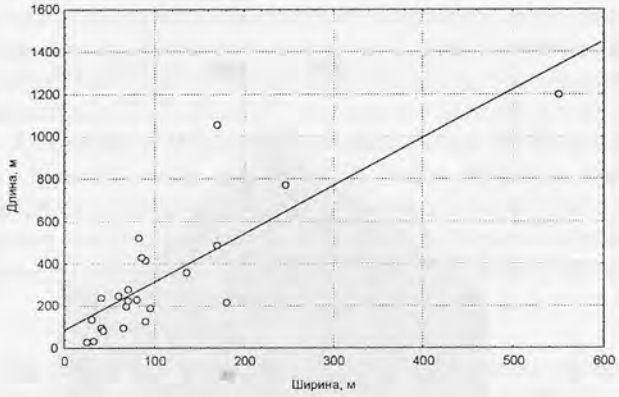


Рис. 1.5.5. Зависимость длины стамухи от ее ширины

Коэффициент детерминации данной регрессии равен 0,677, что недостаточно для использования полученной зависимости.

Изменение измеренных высот стамух в отдельные годы существенно различается (рис. 1.5.6). Наибольший размах высот отмечался в 2001 г., (от 5,6 до 14,7 м) в этом же году наблюдался самый большой размах в ширине и длине стамух (ширина от 25 до 246 м, длина от 32 до 775 м). В 1999 г. размах изменений высоты составил всего 7,1–10,7 м.

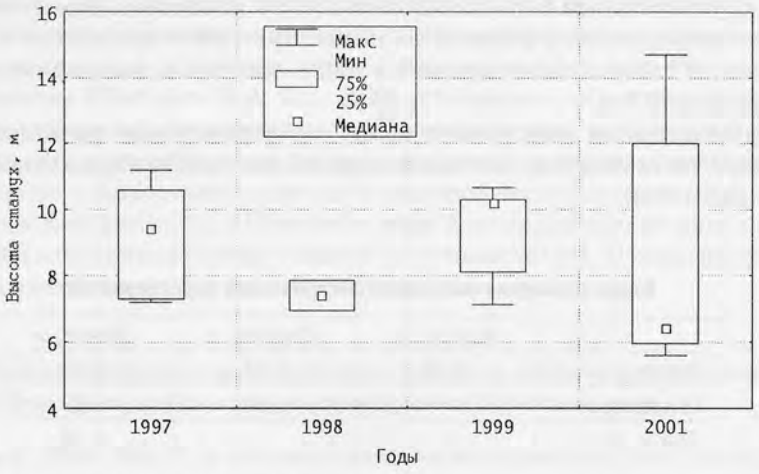


Рис. 1.5.6. Высота стамух в различные годы

По результатам бурения на станциях определялись коэффициент заполнения, осадка киля и глубина внедрения киля стамухи в грунт. Под коэффициентом заполнения понимается отношение объема льда в стамухе без учета пустот, заполненных шугой, снегом, водой, к общему объему стамухи (рис. 1.5.7). Коэффициент заполнения стамух изменялся от 0,89 до 0,98, и в среднем равен 0,96.

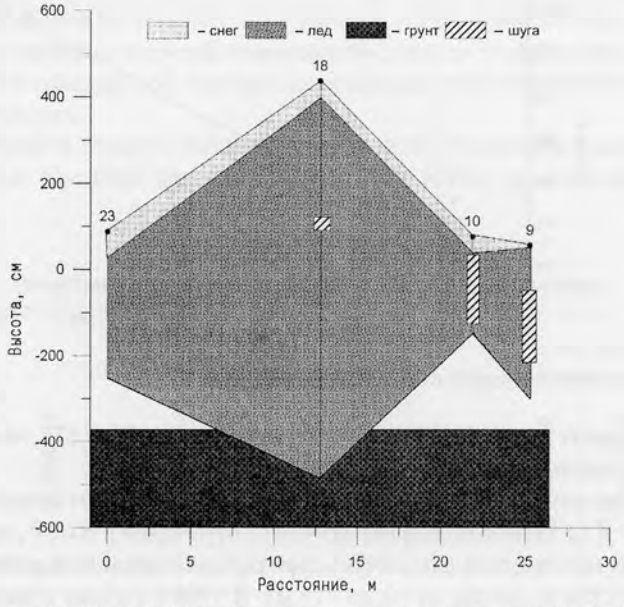


Рис. 1.5.7. Разрез стамухи по данным бурения на вертолетной станции № 7, 2001 г.

В расположении пустот четкой закономерности не выявлено, хотя в большинстве случаев пустоты располагались в надводной части от вершины стамухи до уровня 30 см над водой, в подводной части – ниже 400 см под уровнем воды. По своим вертикальным размерам пустоты, заполненные водой и шугой, изменялись в достаточно широких пределах – от 10 см до 300 см, в среднем же размер пустот был порядка 50 см.

Осадка киля в исследованных стамухах изменялась от 4,5 м до 16,3 м, в среднем эта величина составляла 10,3 метра. Максимальная наблюденная величина заглубления стамухи в грунт равнялась 1,5 м (глубина моря 7 м) при средней величине порядка 1 м.

Общая толщина льда для каждой стамухи определялась как максимум толщины льда по данным из точек бурения. Наибольшая общая толщина льда в стамухах достигала 22,1 м при средней величине 16,2 м.

Весьма важным представляется факт дрейфа стамухи. Это явление было зафиксировано во время выполнения работ на ледовой станции в апреле 1999 г. в районе п. Варандей, когда произошел отрыв припая. Размеры поля взломанного припая, вместе с которым бывшая стамуха дрейфовала, превышали 10 км в длину и 6 км в ширину. Горизонтальные размеры «стамухи» составляли 100×40 м. Максимальная измеренная общая толщина льда этой «стамухи» составила 22,1 метра, максимальная высота надводной части достигала величины 9,64 м (рис. 1.5.8 вклейки), причем среднее соотношение парус/киль приблизительно составляло 0,6.

Такое соотношение объясняется тем, что «стамуха» поддерживалась на плаву окружающим ее ледяным полем и конфигурация «стамухи» отличалась от принятой конфигурации тороса. Можно предположить, что с течением времени при разрушении ледяного поля соотношение парус/киль будет уменьшаться, геометрия стамухи изменится, и по внешнему виду она все более будет напоминать торос. Отличие этой стамухи от торосов проявилось также в коэффициенте заполнения, который в данном случае достигал 0,92. Было зафиксировано внедрение киля стамухи в грунт на глубину около 50 см. Максимальная скорость дрейфа поля взломанного припая со «стамухой» достигала 58 см/с. Летняя гидролокационная съемка в этом районе показала наличие борозды пропахивания длиной 1364 м.

Таблица 1.5.3

Сводные данные по морфометрическим характеристикам стамух

Характеристика	Среднее	Максимум
Длина, м	335	1200
Ширина, м	109	550
Высота паруса, м	8,6	14,7
Осадка киля	10,3	16,3
Общая толщина льда, м	16,2	22,1
Коэффициент заполнения	0,96	0,98
Глубина внедрения, м	1	1,5

В таблице 1.5.3 приведены основные характеристики исследованных стамух по данным прямых измерений и обработки стереопар.

Оценку объема льда в стамухах можно сделать только для надводной части, так как небольшое количество точек разбуривания не позволяет получить приемлемую аппроксимацию подводной части стамухи. Объем отдельных стамух превышал 700 тыс. м^3 при плановой площади порядка 450 тыс. м^2. В среднем объем надводной части несколько превышает 100 тыс. м^3.

Отношение объема надводной части стамухи к ее площади в плане может быть интерпретировано как высота стамухи, приведенной к призме того же объема. Эта величина изменялась от 0,7 до 1,85 м.

1.5.4. Стамухи Карского моря

На рисунке 1.5.9 показаны места фиксирования стамух в Карском море. В юго-западной части моря стамухи особенно часто встречаются в Обь-Енисейском районе и у западного побережья полуострова Ямал. В Байдарацкой, Обской и Тазовской губах, Енисейском и Гыданском заливах стамухи образуются значительно реже. У восточных берегов Новой Земли они наблюдаются крайне редко.

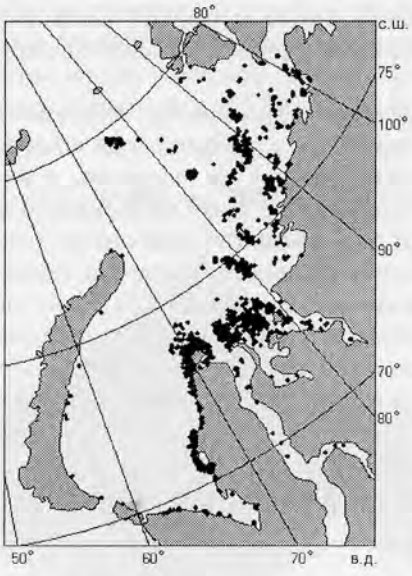


Рис. 1.5.9. Положение стамух в Карском море, 1972–1991 гг.

Стамухи в юго-западной части моря формируются, как правило, из льдов местного образования. Лишь в Обь-Енисейском районе возможно формирование стамух из льдов, принесенных из другого района. Так, в августе–сентябре 1974 г. здесь образовались стамухи из однолетних толстых и двухлетних льдов, принесенных из северо-восточной части Карского моря.

У материкового побережья северо-восточной части Карского моря стамухи отмечаются редко. Как правило, они образуются в открытом море на банках и у многочисленных островов.

Из-за сложного рельефа дна Карского моря, наличия сравнительно глубоководных участков между группами островов и банок выделение общей границы максимального распространения стамух здесь неправомерно. Наиболее правильно границы максимального распространения стамух устанавливать по отдельным участкам побережья, по районам отдельных островов или групп островов. Распределение и статистические характеристики осадки стамух в отдельных районах Карского моря приведены в таблице 1.5.4.

Таблица 1.5.4

Распределение и статистические характеристики осадки стамух в отдельных районах Карского моря, 1972–1991 гг.

Параметры	Район о. Свердрупа	Обь-Енисейский район	Северо-восточная часть моря
Общее число исследованных стамух	181	985	591
Повторяемость значений осадки стамух, %			
0–4 м	2,1	4,8	5,9
4–8 м	7,2	29,9	11,5
8–12 м	35,9	40,1	31,1
12–16 м	33,7	17,2	26,4
16–20 м	15,5	5,8	12,4
20–24 м	5,5	1,9	11,8
24–28 м	1,0	0,3	0,7
28–32 м	0	0	0,2
Максимальная осадка, м	26,0	26,0	28,0
Минимальная осадка, м	0,4	0,8	1,6
Средняя осадка, м	12,9	9,6	12,3
Среднеквадратичное отклонение	4,2	4,2	5,1

Рассмотрим более подробно особенности формирования стамух в некоторых районах Карского моря.

Район о. Свердрупа

Граница максимального распространения стамух в районе о. Свердрупа выделена с учетом рельефа дна (рис. 1.5.10). Кроме акватории вблизи острова стамухи отмечались на банках Ириновская (1), Пахтусова (2) и Малышка (3).

Стамухи образуются в районе острова в основном в конце октября – первой половине ноября. На мелководье вокруг острова они уже в ноябре вмерзают в

припай. В большинстве случаев встречаются одиночные стамухи или небольшие их группы численностью по 2–3. Лишь в 1974 г. к северу от острова отмечена группа из двенадцати стамух. Распределение стамух в районе острова неравномерно. Стамухи чаще образуются к северу и югу от острова.

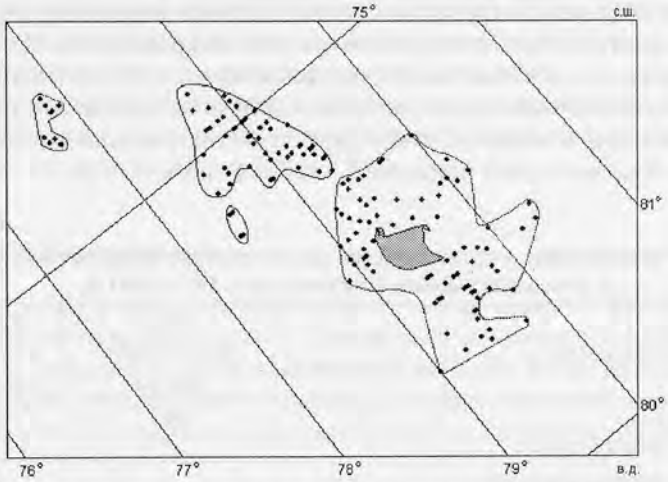


Рис. 1.5.10. Положение стамух и границы их максимального распространения в районе о. Свердрупа, 1972–1991 гг.

Значительное количество стамух наблюдалось на Ириновской банке. Здесь они отмечаются почти ежегодно численностью от 1 до 8 штук. При формировании припая между стамухами образуется гигантское застамушенное ледяное поле. В январе–марте поле смерзается с припаем у о. Свердрупа. В мягкие зимы этот процесс может не происходить.

На банке Малышка стамухи образуются редко (4 случая за 20 лет). Редко отмечаются стамухи и на банке Пахтусова.

Большая часть стамух (85 %) у о. Свердрупа и на прилегающих к нему банках формировалась на глубинах 8–20 м.

Максимальное значение осадки стамух равно 26 м, минимальное – 0,4 м. Средняя величина осадки стамух, наблюдавшихся в районе о. Свердрупа, составила 12,9 м (табл. 1.5.4).

Взлом припая в районе о. Свердрупа происходит обычно в июле. После взлома припая и очищения района ото льда стамухи исчезают. В неблагоприятные годы при поздних сроках взлома припая (в 1974 г. – 20–25 августа) и наличии дрейфующих льдов отдельные стамухи могут оставаться до следующей зимы. Возможно, это произошло в 1974, 1980 и 1982 гг., но убедительных данных, подтверждающих сохранение стамух, нет.

Обь-Енисейский район

Стамухи в Обь-Енисейском районе возникают в октябре–декабре в основном из льдов местного образования. Ко второй половине зимы подавляющее большин-

ство стамух оказываются вмерзшими в припай. В северной части мелководья в зоне глубин 18–23 м стамухи отмечаются в дрейфующем льду в течение всей зимы.

Положение стамух и границы их максимального распространения показаны на рисунке 1.5.11. Из него видно, что стамухи на мелководье Обь-Енисейского района могут формироваться почти повсеместно. Исключение составляет Восточный пролив Енисейского залива и северная часть Обской губы, где глубина превышает 20 м.

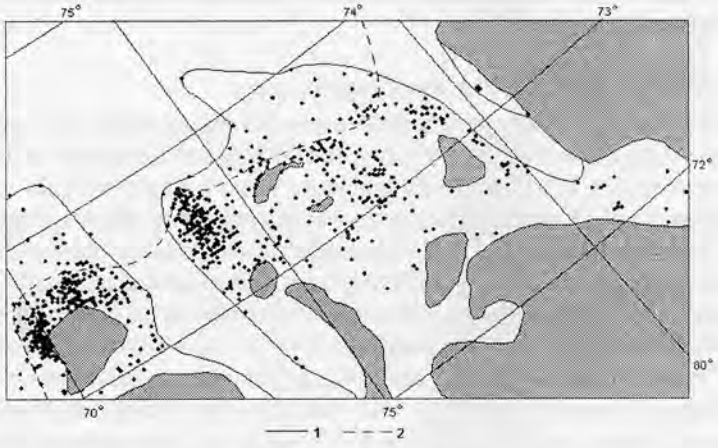


Рис. 1.5.11. Положение стамух в Обь-Енисейском районе.
1 – граница максимального распространения стамух; 2 – граница наибольшего распространения припая в конце зимы

Распределение стамух в пределах исследуемого района весьма неравномерно. Большое количество стамух наблюдается к западу и северу от о. Белый и на обширной отмели к северу от о. Шокальского. Повышенное количество стамух отмечено у западного берега о. Вилькицкого, у Восточной косы этого острова, а также на Северной Сибиряковской отмели и у восточного берега о. Неупокоева. В проливе Малыгина, южной части Енисейского залива стамухи встречаются редко. В Гыданском заливе и Юрацкой губе они не зафиксированы.

В большинстве случаев встречаются одиночные стамухи и очень редко их небольшие группы численностью от 2 до 7 штук.

Межгодовые изменения числа наблюдавшихся в районе стамух существенны. Наибольшее число стамух (115) наблюдалось в 1974 г., наименьшее (5) – в 1991 г.

Горизонтальные размеры стамух во время ледовой авиаразведки не фиксировались. Однако следует отметить, что на мелководьях к северу от о. Шокальского и о. Белый в отдельные годы в результате образования припая между группами стамух происходит формирование гигантских застамушенных ледяных полей, достигающих в поперечнике 20–40 км. Эти поля легко дешифрируются на мелкомасштабных снимках ИСЗ «Метеор» и NOAA. В декабре–январе поля могут смерзаться с припаем у о. Шокальского и о. Белый. Оценка высоты паруса, как правило, не производилась. Иногда фиксировалась лишь высота паруса наиболее крупного тороса. Максимальное его значение равно 15 м.

Осадка стамух определялась по глубине моря в местах их фиксирования. Максимальное значение осадки стамух, наблюдавшихся в Обь-Енисейском районе, равно 26 м, минимальное – 0,8 м, среднее – 9,6 м. На глубине менее 12 м формируется 75 % всех стамух (табл. 1.5.4).

Взлом припая в Обь-Енисейском районе происходит обычно в июле. После этого стамухи, как правило, быстро разрушаются. Лишь иногда (1973, 1974, 1987 гг.) отдельные стамухи сохраняются некоторое время после очищения района от льдов.

Район северо-восточной части Карского моря

В исследуемый район входит акватория Карского моря от о-вов Западных Каменных и Арктического института на юго-западе до западных подходов к проливу Вилькицкого. Стамухи, формирующиеся здесь у многочисленных островов и на банках, способствуют образованию и длительному сохранению обширного припая. Это обстоятельство дает основание рассматривать особенности формирования стамух по всему району в целом, хотя границы максимального их распространения могут быть выделены только у отдельных групп островов или банок.

Стамухи формируются в октябре–ноябре из серо-белых однолетних тонких льдов. Стамухи из однолетних толстых и двухлетних льдов образуются в августе–сентябре. В декабре подавляющее большинство стамух вмерзает в припай. Положение стамух, наблюдавшихся в 1972–1991 гг., показано на рисунке 1.5.12. Из него видно, что в пределах рассматриваемого района стамухи распределены крайне неравномерно. Наиболее часто они встречаются у о-вов Арктического института, на мелководье у о-вов Сергея Кирова и на банках к юго-западу от них, у о. Воронина и на банке к западу от него, у островков и на банках у западной границы шхер Минина, на банках Юкагир и Ермак. В относительно глубоководных проливах между группами островов и между банками стамухи не наблюдались.

В большинстве случаев встречаются одиночные стамухи, а иногда небольшие группы численностью 2–4 штуки. В двух случаях отмечались многочисленные группы стамух. Так, в апреле 1987 г. в припае в 20 милях к юго-западу от о. Сложный (острова Сергея Кирова) наблюдалась группа из 10 стамух. В октябре 1974 г. на банке в 15 милях к западу от о. Воронина на глубине около 12 м среди дрейфующих льдов зафиксирована группа из 30 стамух.

Межгодовые изменения числа наблюдавшихся в районе стамух весьма значительны. Наибольшее число стамух (83) зафиксировано в 1984 г., наименьшее (5) – в 1979 г. Горизонтальные размеры и высота паруса стамух обычно не фиксировались. Лишь 9 июля 1982 г. в припае у о. Воронина была отмечена стамуха с высотой паруса около 10 м.

Осадка стамух оценивалась по глубине моря в местах их фиксирования. Максимальное значение осадки равно 28 м, минимальное – 1,8 м, среднее – 12,3 м. Почти 70 % стамух формируются на глубине 8–20 м (табл. 1.5.4).

Взлом припая в исследуемом районе происходит обычно в конце июля. После взлома стамухи, как правило, быстро разрушаются. Вместе с тем отдельные стамухи сохраняются до начала ледообразования и вновь оказываются вмерзшими

в припай. Иногда у берегов в течение всего лета сохранялась узкая полоса припая. В ее пределах постоянно отмечалось наличие стамух. По этой причине у м. Русский на глубине 10 м одна и та же стамуха наблюдалась в течение 4 лет (1980–1983 гг.). В 1989–1991 гг. двухлетние стамухи отмечались в районе о-вов Сергея Кирова, на банках Брюзевица, Стамуха, Садко восточная.

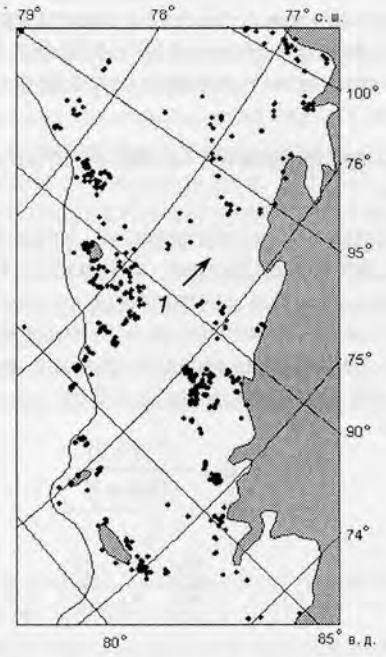


Рис. 1.5.12. Положение стамух в припайном районе северо-восточной части Карского моря. 1 – граница наибольшего распространения припая в третьей декаде мая по И.Д. Карелину

В северной части Карского моря возможность образования многолетних стамух подтверждается длительными наблюдениями.

В начале 70-х гг. во время выполнения ледовой авиаразведки в северной части Карского моря наблюдатели стали отмечать три очень крупные стамухи, иногда сохраняющиеся в течение нескольких лет. Местами их формирования являются банки в пределах Центральной Карской возвышенности, имеющие минимальные глубины: 14,4 м, 5,5 м, 11,2 м и 10,2 м.

Средние размеры всех трех стамух различались незначительно и составляли 13×24 км. Максимальные размеры стамух примерно вдвое больше (24×40 км). Размер многолетней стамухи увеличивается с увеличением ее возраста за счет формирования зимой припая из набивного очень торосистого льда. Так, например, средние размеры многолетней стамухи на банке с минимальной глубиной 5,5 м в конце первой зимы были 7×16 км, в конце второй зимы – 13×20 км, в конце третьей и четвертой зимы – 19×32 км.

Самая южная из трех стамух на начальном этапе формируется в виде двух изолированных ледяных образований на каждой банке отдельно. При дальнейшем их развитии, особенно если стамухи сохраняются в течение нескольких лет, между ними образуется припай. Возникает очень крупное ледяное образование с размерами 20×30 км.

Таким образом, гигантские стамухи, формирующиеся на подводных банках в северной части Карского моря, обычно сохраняются в течение нескольких лет. Площадь этих стамух иногда достигает 600–900 км². Такие многолетние стамухи было бы правильнее называть ледяными островами.

1.5.5. Аппроксимация распределений осадки стамух по данным исследований в Карском море

Найдем аппроксимации распределений, представленных в таблице 1.5.4. Обратимся к типам кривых распределения Пирсона (Митропольский А.К., 1971), совокупность которых охватывает практически все распределения случайных величин. Используя третий и четвертый основные моменты r_3 и r_4 совокупностей осадки стамух h, найдем для каждого района величину критерия ϑ, однозначно определяющего тип кривой (табл. 1.5.5):

$$\vartheta = -\frac{r_3^2(s+2)^2}{16(s+1)}, \qquad (1.5.5)$$

где

$$s = \frac{6(r_4 - r_3^2 - 1)}{3r_3^2 - 2r_4 + 6}. \qquad (1.5.6)$$

Таблица 1.5.5

Характеристики, определяющие типы распределения и параметры их уравнений

Район	Основные моменты		s	ϑ	Тип кривой распределения
	r_3	r_4			
о. Свердрупа	0,2042	3,2466	–35,9390	0,086	IV
о. Белый – Диксон	0,6664	3,5995	97,0418	–2,777	I
Северо-восточная часть моря	0,1444	2,5171	8,7300	–0,015	I

Согласно полученным данным, тип распределения значений h в районе о. Свердрупа отличается от типов распределения в двух других районах. Уравнение кривой этого типа имеет следующий вид:

$$p_i = p_0 \left(\left[1 + \left(\frac{x_i}{l} \right)^2 \right]^{-q} exp\left\{ -\nu \cdot arctg \frac{x_i}{l} \right\} \right) \Delta h, \qquad (1.5.7)$$

где

$$x_i = a\tilde{h}_i + b\,. \qquad (1.5.8)$$

Здесь p_i – оценка вероятности (%) существования стамух на интервале глубины $\Delta h = h_{i+1} - h_i$, $\tilde{h}_i$ – середина этого интервала.

Параметры уравнения, рассчитанные по статистикам ряда, оказались следующими: $l = 5{,}9135$; $q = 18{,}9695$; $n = -11{,}0183$; $a = 0{,}25$; $b = -1{,}407$; $p_0 = 2{,}0155$.

В уравнении (1.5.7) произведение $p_0\Delta h$ можно заменить одним множителем $n_0 = p_0\Delta h$. По данным фактического ряда при $\Delta h = 4$ м он равен 8,0622.

Сопоставление фактических повторяемостей (табл. 1.5.4) с вычисленными показало, что в данном случае расчетная кривая распределения довольно неплохо выравнивает эмпирические значения p_i (рис. 1.5.13*а*). Критерий согласия Романовского R, характеризующий степень соответствия выравнивающего распределения фактическому ряду, даже при $h = 4$ м (7 интервалов ряда, число степеней свободы 2) равен 1,3, что меньше предельно допустимой величины $R_п = 3$. Это означает, что различие между фактическим и выравнивающим распределением можно считать случайным.

Уравнение кривой типа I, которое применимо к ряду распределений в районе о. Белый – Диксон и в северо-восточной части моря, имеет вид:

$$p_i = p_0\left(1+\frac{h_i-h}{L_1}\right)^{q_1}\left(1-\frac{h_i-h}{L_2}\right)^{q_2}\cdot h\,. \qquad (1.5.9)$$

Параметры уравнения в первом из указанных районов равны: $L_1 = 9{,}964$; $L_2 = 150{,}1$ $h = 8{,}588$; $q_1 = 5{,}916$; $q_2 = 89{,}126$; $p_0 = 10{,}0343$.

Сравнение фактических и выравнивающих повторяемостей в рассматриваемой зоне при Δh=2 м представлено на рисунке 1.5.13*б*. Здесь отдельные точки отклоняются от расчетной кривой несколько больше, чем у о. Свердрупа. Критерий согласия R в этом случае (12 учитываемых интервалов, 7 степеней свободы) равен 2,1, что также меньше $R_п$.

По северо-восточной части Карского моря значения параметров уравнения (1.5.9) составляют: $L_1 = 13{,}5$; $L_2 = 18{,}64$; $h = 12{,}175$; $q_1 = 2{,}827$; $q_2 = 3{,}903$; $p_0 = 7{,}204$.

Если $\Delta h = 4$ м, то $n_0 = 28{,}816$; при $\Delta h = 2$ м $n_0 = 14{,}424$. В этом случае разброс фактических данных относительно выравнивающей кривой довольно значительный (рис. 1.5.13*в*). Однако необходимо заметить, что данный район изобилует банками, на которых глубина моря h существенно меньше, чем на прилегающей акватории. Поскольку стамухи в открытой части моря образуются в основном на банках, то в определенных диапазонах ряда распределения их число оказывается повышенным по сравнению с соседними диапазонами. Это особенно хорошо видно из распределения, составленного с шагом 2 м. Ниже приводится фрагмент ряда с данным шагом:

осадка стамух, м:	16–18	18–20	20–22	22–24
число стамух:	38	35	64	6

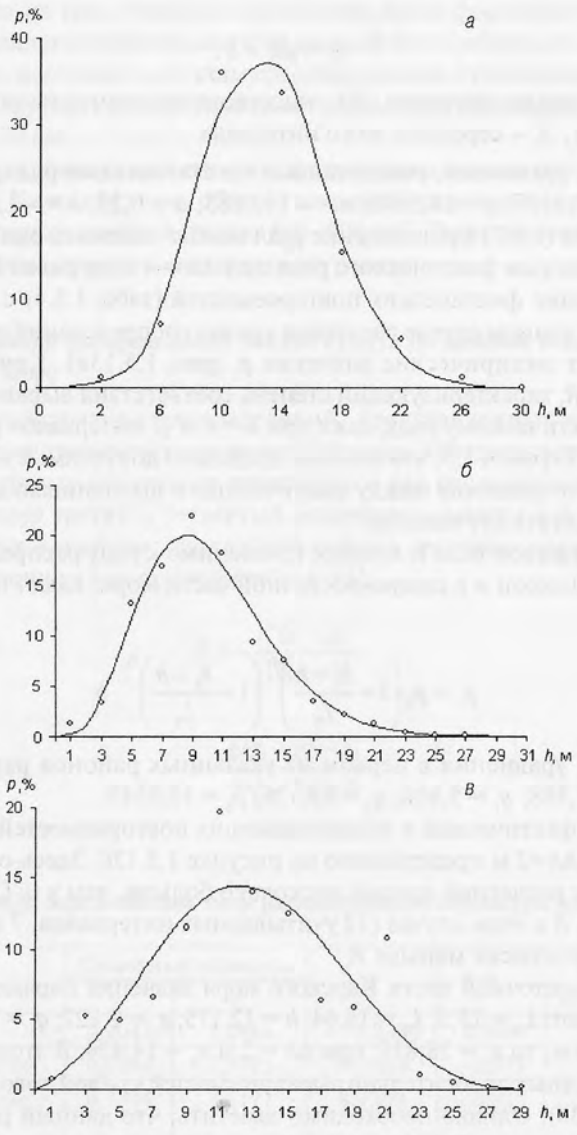


Рис. 1.5.13. Распределение осадки стамух в различных районах Карского моря.
а – район о. Свердрупа; *б* – Обь-Енисейский район; *в* – северо-восточная часть моря

Значительное количество стамух в интервале 20–22 м связано с тем, что на одной из банок с глубиной около 21 м в зимний период постоянно отмечалось повышенное число застамушенных ледяных образований. Практически интервал 20–22 м можно считать интервалом второй моды. Понятно, что одновершинная кривая распределения не может удовлетворительно выровнять такой ряд.

Тем не менее, она позволяет установить аномальные отклонения повторяемости стамух от общей закономерности ее изменения с изменением осадки. В свою очередь это определяет необходимость выявления причин таких отклонений, поскольку они не являются случайными.

Теперь, используя данные всех трех районов, найдем единую безразмерную функцию распределения осадки стамух h_i. Представим средние интервальные значения $\bar{h}_i'$ в нормированном виде

$$\tilde{h}_i' = \frac{\bar{h}_i - \bar{h}}{\sigma}, \qquad (1.5.10)$$

где $\bar{h}$ и σ – соответственно средняя осадка стамух и среднее квадратическое отклонение в выборке каждого района. Тогда различающиеся между собой распределения сводятся к одному общему, и выровненные вероятности встречи стамух (%) на интервале глубин $\Delta h' = h_{i+1}' - h'$ могут быть представлены уравнением:

$$p_i = p_0 \left[1 + \left(\frac{x_i}{l} \right)^2 \right]^{-q} e^{-\nu \cdot \operatorname{arctg} \frac{x_i}{l}} \Delta h', \qquad (1.5.11)$$

где

$$x_i = 2h_i' + b. \qquad (1.5.12)$$

Параметры уравнения (1.5.11), рассчитанные по фактическим данным, имеют следующие значения: $p_0 = 1{,}0356$; $l = 9{,}0431$; $q = 14{,}3542$; $\nu = 14{,}8257$; $b = 4{,}8898$.

На основе уравнения (1.5.11) для совокупности интервалов, первым из которых является (–3,0; –2,9), а последним (4,9; 5,0), т.е. при $\Delta h' = 0{,}1$ были рассчитаны значения повторяемостей p_i. В результате их последовательного суммирования получена безразмерная интегральная функция распределения осадки стамух $P(h')$ (табл. 1.5.6). Ее сопоставление со значениями интегральных функций, рассчитанных в рассматриваемых районах по фактическим данным, дает вполне удовлетворительные результаты (рис. 1.5.14), хотя критерий согласия и находится около допустимого предела.

Есть основание полагать, что установленные значения $P(h')$ могут быть использованы для получения оценок вероятностей встречи стамух и в других районах Карского моря, по которым вследствие малочисленности имеющихся данных нельзя определить вероятности, но можно найти приближенные значения $\bar{h}$ и σ. В таком случае для интересуемого диапазона глубины моря $h_1 - h_2$ по формуле (1.5.10) рассчитываются их нормированные значения h_1', h_2'. Вероятность появления стамух в этом интервале глубины равна

$$p_{1-2} = P(h_2') - P(h_1'), \qquad (1.5.13)$$

где значения интегральной функции $P(h_1')$, $P(h_2')$ определяются линейной интерполяцией по таблице 1.5.6.

Таблица 1.5.6

Значения функции распределения осадки стамух в Карском море, %

h'	$P(h')$	h'	$P(h')$	h'	$P(h')$	h'	$P(h')$
−2,9	0,02	−0,9	16,68	1,1	85,01	3,1	99,46
−2,8	0,04	−0,8	19,62	1,2	86,94	3,2	99,55
−2,7	0,08	−0,7	22,82	1,3	88,67	3,3	99,63
−2,6	0,13	−0,6	26,25	1,4	90,21	3,4	99,69
−2,5	0,2	−0,5	29,9	1,5	91,57	3,5	99,75
−2,4	0,3	−0,4	33,71	1,6	92,76	3,6	99,79
−2,3	0,44	−0,3	37,66	1,7	93,81	3,7	99,83
−2,2	0,63	−0,2	41,7	1,8	94,72	3,8	99,86
−2,1	0,89	−0,1	45,78	1,9	95,51	3,9	99,88
−2	1,23	0	49,85	2	96,19	4	99,9
−1,9	1,67	0,1	53,87	2,1	96,78	4,1	99,92
−1,8	2,23	0,2	57,81	2,2	97,28	4,2	99,935
−1,7	2,94	0,3	61,62	2,3	97,71	4,3	99,947
−1,6	3,82	0,4	65,27	2,4	98,08	4,4	99,957
−1,5	4,9	0,5	68,74	2,5	98,39	4,5	99,965
−1,4	6,21	0,6	72,01	2,6	98,65	4,6	99,971
−1,3	7,76	0,7	75,06	2,7	98,88	4,7	99,976
−1,2	9,57	0,8	77,89	2,8	99,06	4,8	99,981
−1,1	11,65	0,9	80,49	2,9	99,22	4,9	99,985
−1	14,03	1	82,86	3	99,35	5	99,988

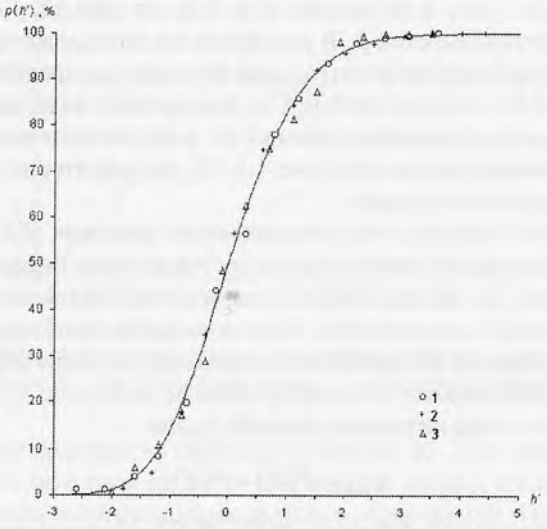


Рис. 1.5.14. Безразмерная функция распределения осадки стамух в Карском море.
1 – район о. Свердрупа; 2 – Обь-Енисейский район; 3 – северо-восточная часть моря

Возможность применения такого приема проверим, используя данные осадки 92 стамух, зарегистрированных в прибрежной зоне у западного берега полуострова Ямал. Из полученных результатов (табл. 1.5.7) следует, что в зоне с глубиной до 12 м число зафиксированных стамух относительно велико, и расчетные вероятности вполне согласуются с фактическими. На участках с глубиной больше 12 м, вследствие незначительного объема выборки, фактические данные недостаточно выровнены и по сравнению с ними расчетные вероятности в этой части распределения более корректны. В целом приведенный пример подтверждает применимость оценок вероятностей встречи стамух в заданных диапазонах глубины на основе определения $\bar{h}$ и σ по выборке небольшого объема: $\bar{h} = 8{,}66$; $\sigma = 4{,}88$.

Таблица 1.5.7

Расчет распределения осадки стамух у п-ова Ямал по выборке небольшого объема

Интервалы осадки, м	Нормированное правое значение интервала h'	Фактические данные			Расчетные данные	
		Число случаев	Повторяемость p, %	Σp, %	Σp, %	p, %
0–4	–0,955	14	15,22	15,22	15,22	15,22
4–8	–0,135	29	31,52	46,74	44,35	29,13
8–12	0,684	28	30,43	77,17	74,57	30,22
12–16	1,504	11	11,96	89,13	91,62	17,05
16–20	2,324	9	9,78	98,91	97,80	6,18
20–24	3,143	0	0	98,91	99,50	1,70
24–28	3,963	1	1,09	100	99,89	0,39

В случае если диапазон глубины не очень велик и его нормированное значение $\Delta h'$ не превышает 0,5, вероятность может быть рассчитана непосредственно и по уравнению (1.5.11). Значения p_{1-2}, полученные тем и другим способом, различаются между собой в основном не более чем на 0,3 %.

1.6. ТОРОСЫ БАРЕНЦЕВА И КАРСКОГО МОРЕЙ

Торошение льдов очень характерно для ледяного покрова полярных и замерзающих морей. Оно возникает при контакте льдин, когда сжимающие и касательные усилия в зоне контакта превышают некоторые критические усилия, в результате чего происходит ломка льда и образование торосов. Упрощенная схема тороса и определения его морфометрических характеристик приведены в разделе 1.3 (рис. 1.3.2). Еще Н.Н. Зубовым (Зубов Н.Н., 1944) были выделены три вида

торошения, в зависимости от его происхождения: 1) ветровое – самое мощное, возникающее при нажимных ветрах; 2) приливное, вызываемое неодновременной на близком расстоянии сменой скорости и направления приливо-отливных течений; 3) термическое – самое слабое из отмеченных.

Очень часто торосы имеют форму гряд, представляющих собой вытянутые в определенном направлении нагромождения обломков льда. Гряды торосов могут простираться на значительные расстояния. Высота паруса у таких гряд колеблется от десятков сантиметров до нескольких метров, а осадка киля в некоторых случаях достигает нескольких десятков метров.

Торосы, образованные в результате сжатия, когда льдины давят друг на друга, отличаются от торосов, образовавшихся при касательном трении льдин. Первые представляют собой хаотические нагромождения сравнительно больших обломков льда. Вторые образуют длинные относительно прямые гряды торосов, состоящие из мелкораздробленного льда (Доронин Ю.П., Хейсин Д.С., 1975). Динамика торошения будет подробно рассмотрена далее, в главе 3. В настоящем разделе описываются морфометрические характеристики торосистых образований и общая торосистость ледяного покрова Баренцева и Карского морей.

Одним из основных факторов, стимулирующих исследования торосов в последнее десятилетие, являются задачи, связанные с освоением природных ресурсов арктического шельфа. В связи с этим особое внимание при описании торосов в настоящем разделе уделено тем районам Баренцева и Карского морей, где предполагается или уже проводится интенсивная хозяйственная деятельность. Это, в первую очередь, юго-восточная часть Баренцева моря (Печорское море), юго-западная часть Карского моря, особенно районы п-ва Ямал и Обской губы.

1.6.1. Торосистость ледяного покрова Печорского моря

Торосистость является одной из важнейших характеристик ледяного покрова. Под торосистостью понимается отношение площади торосистого льда к общей площади зоны, в которой производится оценка степени покрытия льда торосами (Бородачев В.Е. и др., 1994). Она оценивается по 5-балльной шкале, где 0 означает отсутствие торосов, а 5 баллов – сплошь торосистый лед. Зоны с повышенной торосистостью в значительной степени лимитируют судоходство, а наиболее мощные торосистые образования представляют серьезную опасность для инженерных сооружений на шельфе арктических морей.

Особенности распределения торосистости льда в Печорском море обусловлены географическим положением региона и своеобразием гидрометеорологического режима, в частности, некоторой «закрытостью» моря с четкими границами по береговой линии материка на юге и островов на севере и востоке, активным ледообменом с Белым, Карским и Баренцевым морями, наличием сравнительно интенсивных морских течений, активной циклонической деятельностью на полярном фронте в зимний период, наличием значительного речного стока в восточной части моря.

Интенсивный ледообмен с Белым и Карским морями влияет на распределение торосов в Печорском море, так как из этих районов приносятся льды со зна-

чительной торосистостью. Беломорский лед (сильно всторошенный после прохождения горла Белого моря) поступает в Печорское море вдоль северного побережья п-ва Канин и далее на восток. Приносу в Поморский пролив беломорского льда способствуют периоды преобладания южного ветра с последующим переходом на ветры западных направлений. В результате беломорский лед поступает в Печорское море порциями, смерзается, а затем дрейфует в виде скоплений больших торосистых полей.

Ледообмен между Печорским и Карским морями происходит через пролив Карские Ворота. Карский лед (более толстый и более торосистый, чем лед местного образования) поступает в Печорское море и распространяется на значительные расстояния в виде «языка», выдвижению которого способствуют как стационарное течение Литке вдоль южного берега острова Новая Земля, так и периоды преобладания северных и северо-восточных ветровых потоков. Особенно часто происходит вторжение карского льда в начале зимнего сезона. «Язык» карского льда обычно окаймляют зоны повышенной торосистости и барьеры торосов. Иногда карские льды существуют в виде изолированного пятна в центральной части Печорского моря до полного вытаивания льда.

В то же время в зимний период, в зависимости от той или иной синоптической ситуации, в одних районах образуются обширные полыньи, а в других, одновременно с этим, происходит сжатие и интенсивное торошение льда.

В результате действия перечисленных выше динамических процессов создается весьма сложная картина распределения торосистости льда в Печорском море, происходят быстрые изменения в положении зон повышенной и пониженной торосистости.

В качестве исходных данных для исследования особенностей распределения торосистости льда в Печорском море использовались карты ледовых авиационных разведок, выполненных Северным Управлением Гидрометеослужбы, а также Арктическим и Антарктическим НИИ с 1962 по 1992 гг. Сведения о торосистости льда содержались на 192 картах. В годы с ранним началом ледообразования информация о торосистости имеется уже за октябрь и ноябрь. В годы с поздним очищением моря ото льдов данные о торосистости зафиксированы вплоть до июня и июля.

Исходная информация обобщалась по квадратам сетки размером 20 минут широты на 1 градус долготы, т.е. примерно 37×37 км. Общее число квадратов составило 72. По результатам статистической обработки построены карты среднего за один или два месяца распределения минимальной, максимальной и средней многолетней торосистости льда на акватории Печорского моря за период с октября по июль. Необходимо отметить, что из-за недостаточного количества данных в первую половину зимы и летом карты составлялись за двухмесячные периоды (октябрь–ноябрь, декабрь–январь и июнь–июль). В качестве примера на рисунке 1.6.1 приведено распределение минимальной, максимальной и средней многолетней торосистости льда в Печорском море в апреле.

Из рисунка 1.6.1 видно, что для Печорского моря характерна весьма высокая торосистость ледяного покрова в конце зимы. Даже средняя многолетняя

торосистость льда в крайней юго-восточной части моря и в Поморском проливе равна 2–3, местами 4 баллам. В центральной и западной частях моря средняя торосистость, как правило, не превышает 3 баллов. Максимальная же торосистость льда повсеместно достигает 4 и 5 баллов. Минимальная торосистость льда в апреле на 1–2 балла меньше средней многолетней. Районы повышенных и пониженных значений торосистости на всех трех картах рисунка 1.6.1 в основном сохраняют свое положение.

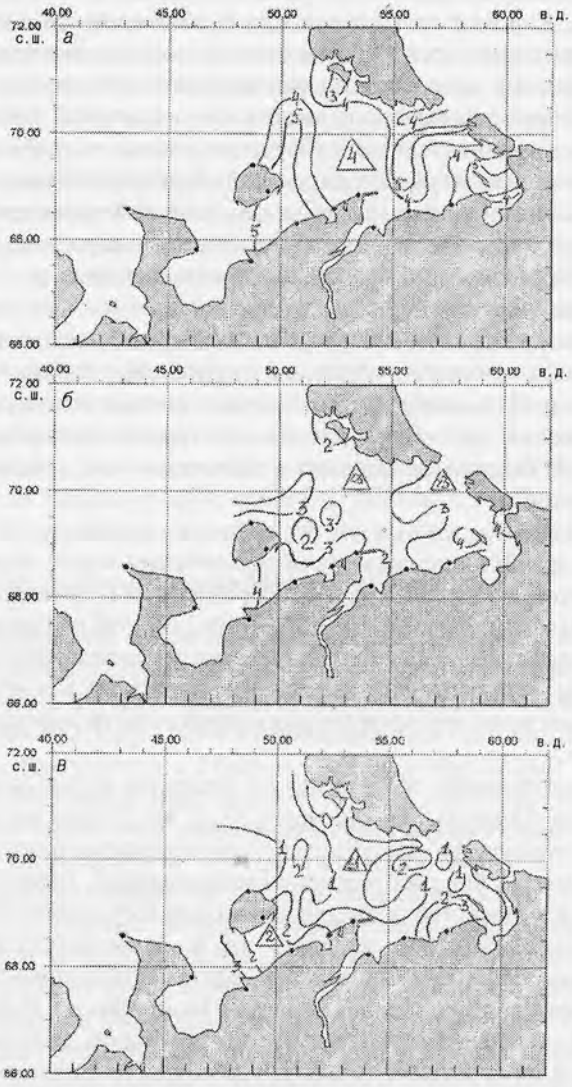


Рис. 1.6.1. Распределение максимальной (*а*), средней многолетней (*б*) и минимальной (*в*) торосистости в Печорском море в апреле (1962–1992 гг.)

Однако наибольший интерес представляет пространственное распределение зон экстремально большой и малой торосистости не только в апреле, но и в течение всего периода существования ледяного покрова. На рисунке 1.6.2 приведено наиболее вероятное положение таких зон в период нарастания ледяного покрова и в период его таяния.

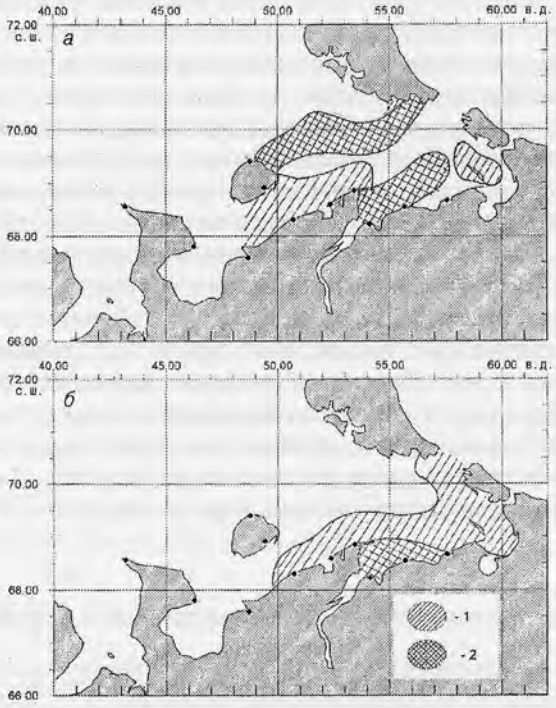


Рис. 1.6.2. Наиболее вероятное положение зон экстремально большой (1) и малой (2) торосистости в Печорском море в периоды нарастания (*а*) и таяния (*б*) ледяного покрова

Из рисунка 1.6.2 видно, что в осенне-зимний период зона с экстремально большой торосистостью (4 балла и более) чаще всего наблюдается в Поморском проливе и далее вдоль Тиманского берега до траверза Ходоварихи, а также в районе острова Матвеев. Наличие зон с практически ровным льдом (1 балл и менее) наиболее вероятно в западной, северо-западной части моря, а также к северо-востоку от Шараповых Кошек и в самой Печорской Губе. В период таяния ледяного покрова очень торосистый лед может с большой долей вероятности находиться в южной, восточной и юго-восточной частях моря, за исключением Печорской Губы, в которой вероятность наличия ровного льда максимальна.

Анализ распределения торосистости отдельно по периодам нарастания и таяния ледяного покрова обусловлен активными динамическими и термическими процессами в ледяном покрове Печорского моря. Так, повышенная торосистость

льдов в Печорском море в зимний период может значительно уменьшиться в период таяния льдов как за счет выноса всторошенных льдов за пределы моря, так и за счет термического разрушения торосистых образований. И наоборот, торосистость льдов восточной части моря в период их таяния возрастает в тех случаях, когда в апреле–мае активизируется заток торосистых и толстых Карских льдов через пролив Карские Ворота.

Помимо изменения степени торосистости в течение периода существования ледяного покрова отмечаются значительные межгодовые изменения этой характеристики. Для оценки изменчивости торосистости льда от года к году была выполнена типизация лет по этому элементу ледяного покрова. С этой целью подсчитывалось количество случаев с экстремально большой (4 балла и более) и аномально малой (1 балл и менее) торосистостью за каждый месяц каждого из рассматриваемых лет по всем квадратам. Ежемесячные данные суммировались в рамках периода нарастания ледяного покрова и его таяния. Затем были рассчитаны средние значения суммарного количества случаев и среднеквадратические отклонения. На основе этих статистических характеристик были выделены годы с большой и малой торосистостью. Критерием для отнесения того или иного года в эти группы служило превышение средних значений числа случаев на $0{,}8\sigma$. Годы, не вошедшие ни в одну из этих групп, были отнесены к группе лет со средней торосистостью. Таким образом, для каждого периода были выделены 3 группы лет: с аномально большой (б), средней (с) и аномально малой (м) торосистостью. Соответственно определены годы, ледовые условия которых по степени торосистости ледяного покрова можно отнести в указанные группы лет (табл. 1.6.1).

Таблица 1.6.1

Характеристика торосистости льда в Печорском море в различные годы

Годы	Периоды времени		Годы	Периоды времени	
	X–IV	V–VII		X–IV	V–VII
1962	С	С	1977	С	Б
1963	С	С	1978	Б	Б
1964	С	С	1981	М	М
1965	С	С	1982	Б	С
1966	С	С	1983	С	Б
1967	С	С	1984	С	С
1968	М	С	1985	Б	С
1969	М	М	1986	Б	С
1970	М	М	1987	С	Б
1971	М	М	1988	С	С
1972	С	С	1989	С	С
1973	М	С	1990	С	М
1974	Б	С	1991	С	С
1975	С	С	1992	С	С
1976	С	М	–	–	–

Из таблицы 1.6.1 следует, что в шестидесятые и в первой половине семидесятых годов двадцатого столетия отмечалось чередование по 4–6 лет средней и малой для данного района торосистости ледяного покрова. Во второй половине семидесятых и первой половине восьмидесятых годов наблюдалось в основном чередование средней и аномально большой торосистости через 1–2 года. В 1979 и 1980 гг. данные о торосистости отсутствовали. В период 1987–1992 гг. в Печорском море отмечалась в основном средняя торосистость.

Оценка ледовых условий того или иного года осуществляется обычно по его ледовитости. Раннее начало ледообразования, интенсивное увеличение толщины ледяного покрова в течение зимнего периода, обусловленное отрицательными аномалиями температуры воздуха, и, как следствие, активное продвижение кромки дрейфующих льдов на запад, позднее очищение акватории моря ото льдов в начале лета приводит к формированию крупных положительных аномалий ледовитости N, отражающих в значительной мере суровость ледовых условий того или иного года. Однако наличие крупной положительной аномалии ледовитости совсем не предполагает экстремально больших значений торосистости на большей части акватории. И наоборот, в годы, характеризуемые по ледовитости как средние или даже легкие, торосистость может быть аномально высокой.

Этот тезис был подтвержден в процессе сравнительного анализа результатов типизации ледовитости с результатами типизации торосистости ледяного покрова Печорского моря. Типизация ледовитости моря выполнена автором в работе (Тюряков А.Б., 1996). При этом в качестве критерия были приняты доли стандартного отклонения s площади льда за периоды ноябрь–апрель и май–июль. Были выделены три группы ледовитости:

– большая: $N > 0{,}4\sigma$;

– средняя: $-0{,}4\sigma < N < 0{,}4\sigma$;

– малая: $N < -0{,}4\sigma$.

Данные о типах торосистости и ледовитости Печорского моря анализировались за 1962–1992 гг. Результаты анализа представлены в таблице 1.6.2, из которой следует, что торосистость Печорского моря не связана с его ледовитостью.

Таблица 1.6.2

Сопоставление ледовитости и торосистости ледяного покрова Печорского моря, 1962–1992 гг.

Торосистость	Ледовитость в ноябре–апреле			Ледовитость в мае–июле		
	большая	средняя	малая	большая	средняя	малая
Большая торосистость	20	25	0	22	10	10
Средняя торосистость	70	50	71	56	60	80
Малая торосистость	10	25	29	22	30	10
Число лет	10	12	7	9	10	10

Так, в период нарастания ледяного покрова (ноябрь–апрель) лишь дважды отмечалось совпадение большой ледовитости моря и большой торосистости льда (1982 и 1985 гг.). Дважды наблюдалось соответствие лёгкого типа ледовых условий по этим двум показателям (1971 и 1973 гг.). Значительно более часты случаи несоответствия, порой носящие ярко выраженный характер. Так, например, 1969 г., являющийся одним из самых ледовитых за всю историю наблюдений, входит в группу лёгких лет по степени торосистости ледяного покрова. Средняя ледовитость Печорского моря только в 50 % случаев соответствовала средней торосистости льда.

В период таяния ледяного покрова большая торосистость моря также лишь дважды отмечалась при повышенной ледовитости моря (1978 и 1987 гг.). Совпадение малой торосистости и пониженной ледовитости моря зафиксировано только в 1990 г. В 80 % случаев малая ледовитость наблюдалась при средней торосистости льда. Средняя ледовитость моря отмечена при средней торосистости льда в 60 % случаев, при малой торосистости в 30 % случаев, при большой торосистости в 10 % случаев.

1.6.2. Статистические характеристики элементов торосистых образований

К морфометрическим характеристикам торосов относятся: высота, длина и ширина паруса торосов, высота, длина и осадка киля, размеры обломков льда, слагающих торосистые образования, и др. Статистический анализ данных по этим параметрам, полученным в ходе экспедиционных работ в различных районах Баренцева моря, позволяет исследовать региональные особенности размеров, формы и строения баренцевоморских торосов. Оценки перечисленных характеристик базируются на анализе данных, полученных как прямыми, контактными измерениями (сквозное бурение и топографическая съемка), так и дистанционными методами – аэрофотосъемка с вертолета и гидролокационная съемка нижней поверхности торосистых образований. Аэрофотосъемка проводилась с целью получения информации о неровностях верхней поверхности ледяного покрова. Фотограмметрическая обработка стереопар (фотосъемка выполнялась с перекрытием до 70 %) позволяет получить кроме плановых характеристик превышение ледяного покрова над уровнем моря.

Полученные данные относятся к юго-восточной и северо-восточной частям Баренцева моря. Исследовались торосы как на дрейфующем, так и на припайном льду. Наибольшее количество данных относится к характеристикам паруса торосов, так как в этом случае можно использовать результаты фотограмметрической обработки стереопар.

На рисунке 1.6.3 приведено распределение высоты паруса торосов.

Подбор теоретического распределения проведем с помощью рассчитанных статистических характеристик, приведенных в таблице 1.6.3 (Вадзинский Р.Н., 2001 г.).

Полученное распределение может быть аппроксимировано логнормальным распределением с параметрами $\mu = 0{,}811$ и $a = 0{,}316$, или распределением Вальда с параметрами: $c = 10{,}92$ и $\mu = 2{,}129$:

$$f(x)=\frac{1}{xa\sqrt{2\pi}}exp\left(-\frac{(ln(x)-\mu)^2}{2a^2}\right) - \text{логнормальное;}$$

$$f(x)=\sqrt{\frac{c\mu}{2\pi x^3}}exp\left[\frac{-c(x-\mu)^2}{2\mu x}\right] - \text{Вальда.}$$

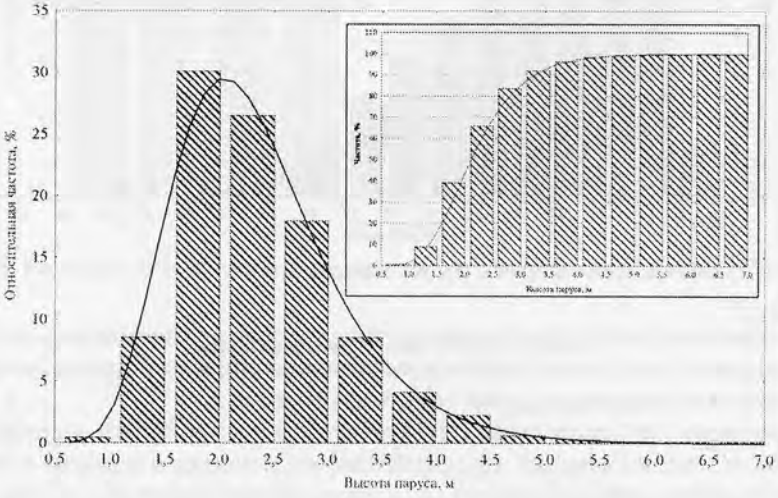


Рис. 1.6.3. Распределение высоты паруса торосов

Таблица 1.6.3

Статистические характеристики высоты паруса торосов

Среднее	Границы среднего		Медиана	Мин.	Макс.	Квартиль		σ	Sk	Ex
	–0,95	+0,95				нижн.	верхн.			
2,37	2,30	2,43	2,20	0,69	6,70	1,80	2,80	0,79	1,29	2,988

Примечание: σ – стандартное отклонение, Sk – ассиметрия, Ex – эксцесс.

Из рисунка видно, что наиболее часто наблюдались торосы от 1,5 до 2 м – более 30 % случаев.

Из эмпирической функции распределения получим значения 90 % и 99 % обеспеченности высоты паруса торосов, эти величины равны, соответственно, 3,3 и 4,9 м, эти же величины, вычисленные с использованием логнормального распределения, составляют 3,37 и 4,75 м.

Рассмотрим такие параметры паруса как его ширина и длина. На рисунке 1.6.4 приведено распределение ширины паруса торосов.

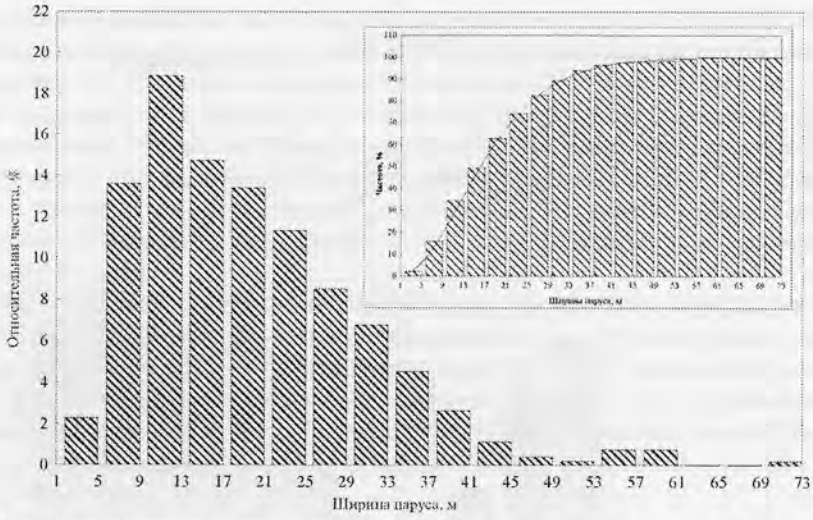


Рис. 1.6.4. Распределение ширины паруса торосов

В обработке данных по ширине и длине торосов не учитывались гряды и барьеры торосов, так как их характерные значения ширины и длины значительно отличаются от ширины и длины отдельных торосов.

В таблице 1.6.4 приведены статистические характеристики ширины паруса торосов. Из таблицы видно, что ширина паруса меняется в больших пределах от 1,6 до 70 метров, средняя ширина паруса торосов составляет 19,5 м, обращает на себя внимание достаточно небольшой интерквартильный диапазон от 11 до 26 метров, т.е. в этом диапазоне лежат 50 % данных.

Таблица 1.6.4

Характеристики ширины паруса торосов

Среднее	Границы среднего		Медиана	Мин.	Макс.	Квартиль		σ	Sk	Ex
	–0,95	+0,95				нижн.	верхн.			
19,5	18,7	20,5	18	1,6	70	11	26	10,79	1,18	1,93

Распределение ширины паруса торосов может быть аппроксимировано Гамма-распределением с параметрами $\alpha = 3{,}494$ и $\lambda = 0{,}179$.

Анализируя частотную таблицу эмпирического распределения, получим значения 90 % и 99 % обеспеченности – 33 и 57 м, соответственно. Рассчитанные по Гамма-распределению значения соответствующей обеспеченности будут равны 33,5 и 52 метра.

Распределение длины паруса торосистых образований представлено на рисунке 1.6.5, статистические характеристики длины даны в таблице 1.6.5.

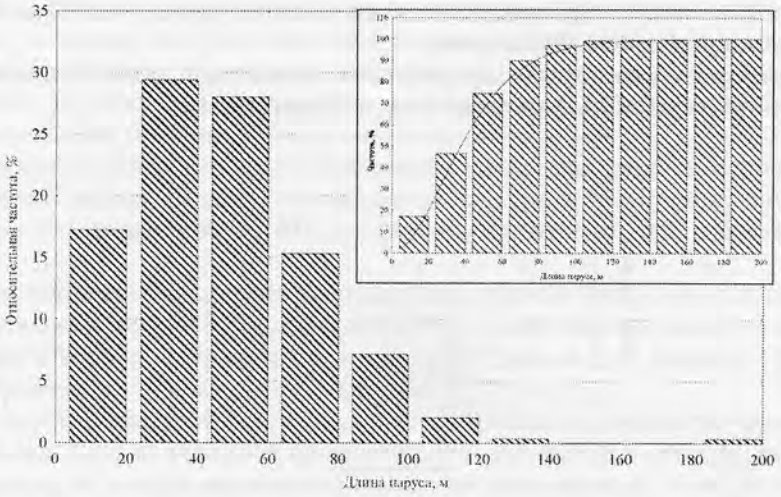


Рис. 1.6.5. Распределение длины паруса торосов

Таблица 1.6.5

Характеристики длины паруса торосов

Среднее	Границы среднего		Медиана	Мин.	Макс.	Квартиль		σ	Sk	Ex
	−0,95	+0,95				нижн.	верхн.			
46,4	44,19	48,71	42	7	200	25	61	26,5	1,21	3,45

Распределение может быть аппроксимировано двухпараметрическим распределением Вейбулла[1] с параметрами $c = 1{,}859$ и $a = 52{,}477$ (здесь c – параметр формы, a – параметр масштаба).

По эмпирической функции распределения значения 90 % и 99 % обеспеченности составляют 80 и 118 м, по теоретической функции распределения эти значения равны, соответственно, 82 и 120 м.

Таблица 1.6.6

Корреляционная матрица геометрических характеристик паруса торосов

Харктеристики паруса	Высота, м	Ширина, м	Длина, м
Высота, м	1	0,28	0,41
Ширина, м		1	0,77
Длина, м			1

[1] Плотность вероятности $f(x) = \frac{c}{a} \cdot \left(\frac{x}{a}\right)^{c-1} \cdot exp\left(-\left(\frac{x}{a}\right)^{c}\right), \quad a,c,x > 0$

Наиболее часто встречающиеся значения длины паруса – от 20 до 40 м, на них приходится почти 30 % случаев.

Рассмотрим взаимосвязь характеристик паруса тороса (высоты, ширины и длины). На рисунке 1.6.6 представлены эти зависимости.

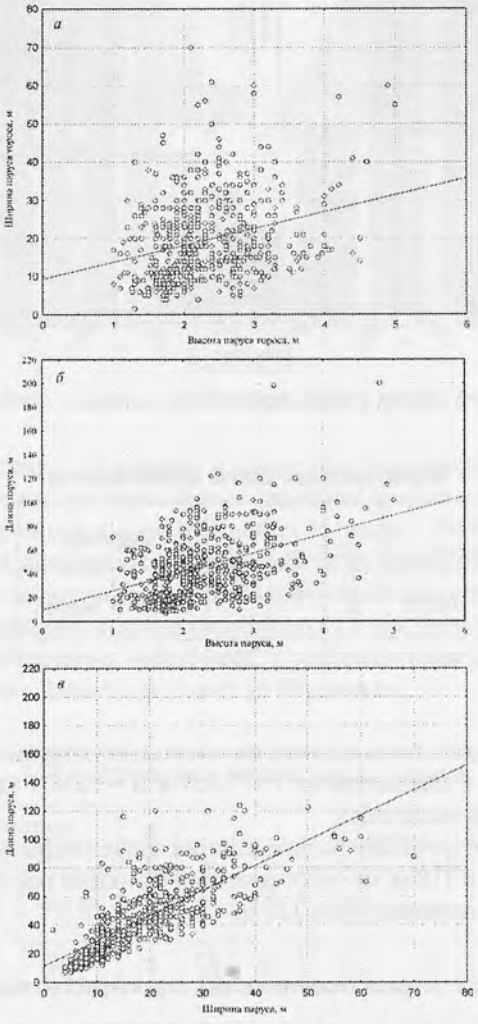


Рис. 1.6.6. Зависимости между геометрическими характеристиками паруса торосов

Для количественной оценки линейной взаимосвязи данных характеристик рассмотрим корреляционную матрицу (табл. 1.6.6).

Корреляционная матрица показывает, что наибольшая линейная связь существует между длиной и шириной паруса торосов. Регрессия описывается уравнением $Lw = 1{,}76Bw + 11{,}6$, где Lw – длина паруса тороса, Bw – ширина паруса тороса. Коэффициент детерминации регрессии составляет 0,6.

Совместное распределение высоты и ширины паруса торосов (рис. 1.6.7 вклейки), несмотря на небольшой коэффициент корреляции, не аппроксимируется произведением граничных распределений.

Видно, что наибольшую вероятность (18 %) имеют торосы с высотой 2–3 метра и шириной 10–20 м.

На рисунке 1.6.8 вклейки представлено совместное распределение ширины и длины паруса торосов. Видно, что наиболее часто встречаются торосы с шириной паруса 10–20 м и длинной 20–40 м, на их долю приходится 20 % наблюденных случаев.

В совместном распределении высоты и длины паруса торосов максимум также приходится на длину 20–40 м и высоту 2–3 м. Таким образом, наиболее часто встречаются торосы с параметрами в диапазоне: высота 2–3, ширина 10–20 и длина 20–40 м.

Рассмотрим геометрические характеристики нижней поверхности торосистых образований. Нижняя поверхность торосов изучена значительно меньше, чем верхняя, данных по морфометрическим характеристикам нижней поверхности на

Таблица 1.6.7

Статистические характеристики осадки киля торосов

Среднее	Границы среднего		Медиана	Мин.	Макс.	Квартиль		σ	Sk	Ex
	–0,95	+0,95				нижн.	верхн.			
7,68	7,14	8,21	7,20	2,27	13,60	6,02	9,30	2,516	0,34	–0,19

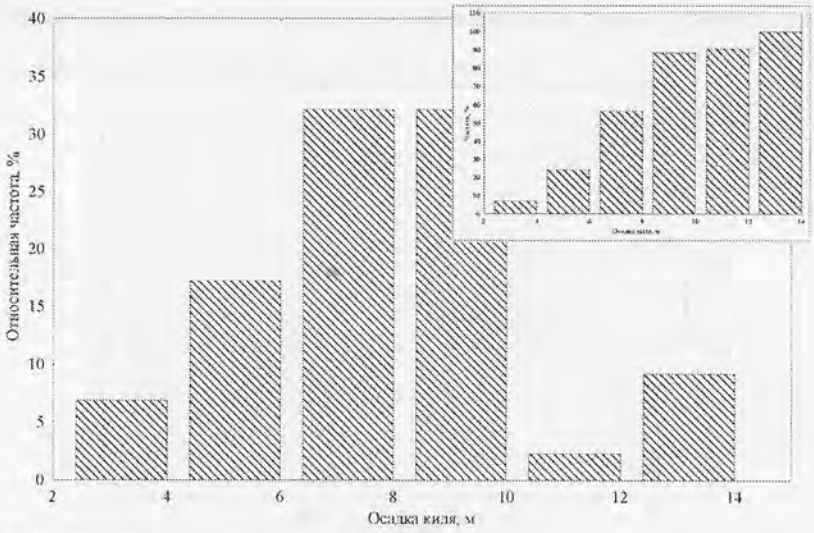


Рис. 1.6.9. Распределение осадки киля торосов

порядок меньше. В таблице 1.6.7 приведены характеристики киля торосов. На рисунке 1.6.9 представлено распределение осадки киля торосов.

Видно, что большая часть торосов (около 65 %) имеет осадку в интервале от 6 до 10 метров, интерквартильная область (табл. 1.6.7) – от 6 до 9,30 м. Из эмпирической функции распределения можно найти осадку киля, соответствующую 90 % и 99 % обеспеченности, – 11,3 и 13,45 м.

Подбор теоретического распределения для осадки киля торосов достаточно затруднен. На рисунке 1.6.10 вклейки показаны некоторые распределения, наиболее близкие к эмпирическому.

Из рисунка следует, что при анализе асимметрии и эксцесса (табл. 1.6.7) наилучшим образом для сглаживания подходит распределение Вейбулла с параметрами $c = 6{,}48$ и $a = 8{,}397$.

В таблице 1.6.8 приведены статистические характеристики ширины и длины килей торосов, определенные по относительно небольшому количеству данных (особенно это касается длины киля торосов).

Таблица 1.6.8

Статистические характеристики ширины и длины килей торосов

Характеристика киля тороса	Среднее	Границы среднего		Медиана	Мин	Макс	Квартиль		σ	Sk	Ex
		–0,95	+0,95				нижн.	верхн.			
Ширина, м	31	22	40	26	14	70	23	32	15,06	1,69	3,31
Длина, м	63	28	98	65	17	123	18	90	37,83	0,25	–0,35

Зависимость между высотой паруса и осадкой киля торосов приведена на рисунке 1.6.11.

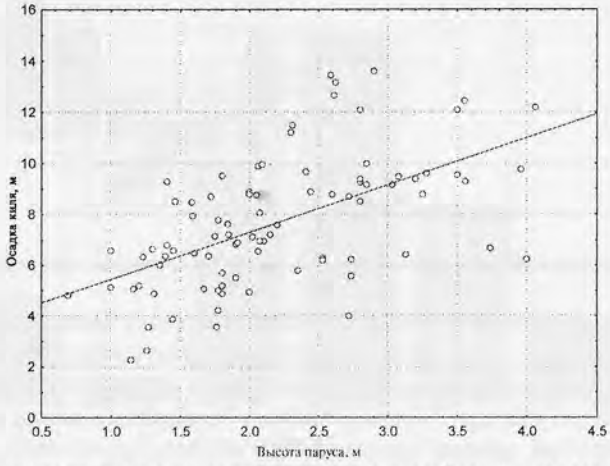


Рис. 1.6.11. Зависимость между высотой паруса и осадкой киля торосов

Видно, что эта зависимость весьма слабая, коэффициент корреляции составляет 0,57, а коэффициент детерминации полученной линейной регрессии $R^2 = 0{,}321$.

Отношение высоты паруса к осадке киля торосов в среднем составляет 0,3, минимальное и максимальное значения – 0,14 и 0,68, соответственно.

Рассмотрим также такую характеристику как общая толщина льда в торосе. На рисунке 1.6.12 приведено ее распределение. Наиболее часто встречающаяся толщина льда в торосах лежит в интервале 9–11 м (более 37 %). Толщины льда 90 % и 99 % обеспеченности равны соответственно 12 и 15,5 м.

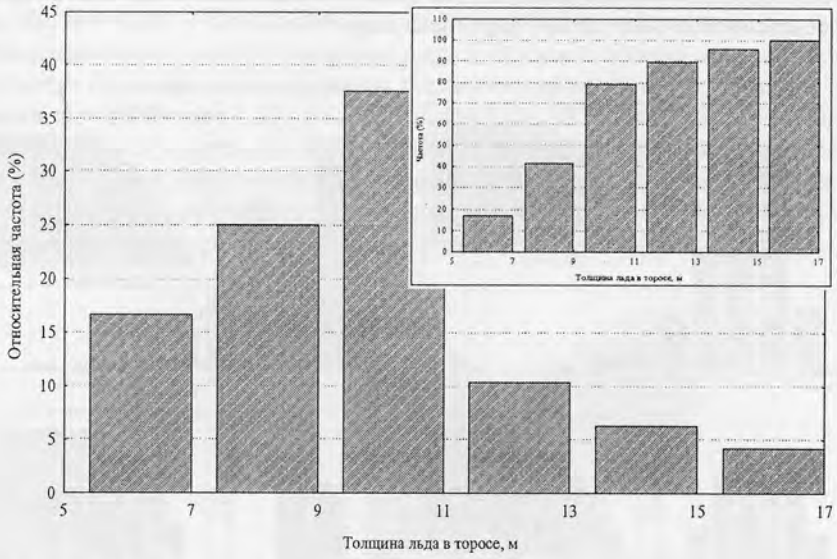


Рис. 1.6.12. Распределение общей толщины льда в торосах

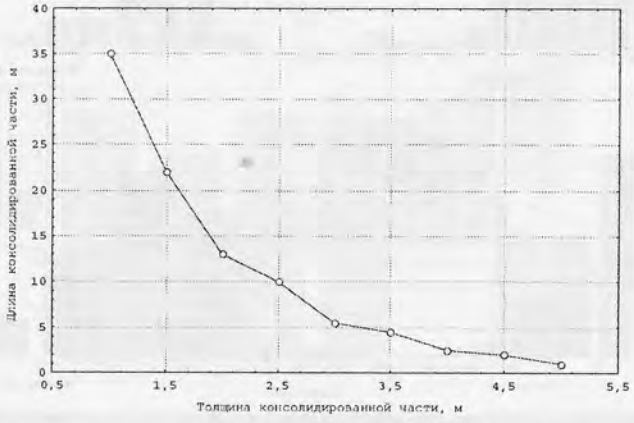


Рис. 1.6.13. Зависимость толщины консолидированной части от ее протяженности

Необходимо заметить, что точка тороса с максимальной высотой паруса в редких случаях соответствует точке с максимальной осадкой киля, среднее расстояние в плане между ними составляет 9 м.

Коэффициент заполнения тороса (отношение объема льда в торосе, за вычетом пустот, заполненных водой, воздухом и шугой, к общему объему тороса) составляет в среднем 0,77.

На рисунке 1.6.13 приведена зависимость вертикальных размеров консолидированной части тороса от ее горизонтальной протяженности, полученная по осредненным данным нескольких экспедиций.

Рассмотренные характеристики, как сказано выше, относятся к юго-восточной и северо-восточной частям Баренцева моря.

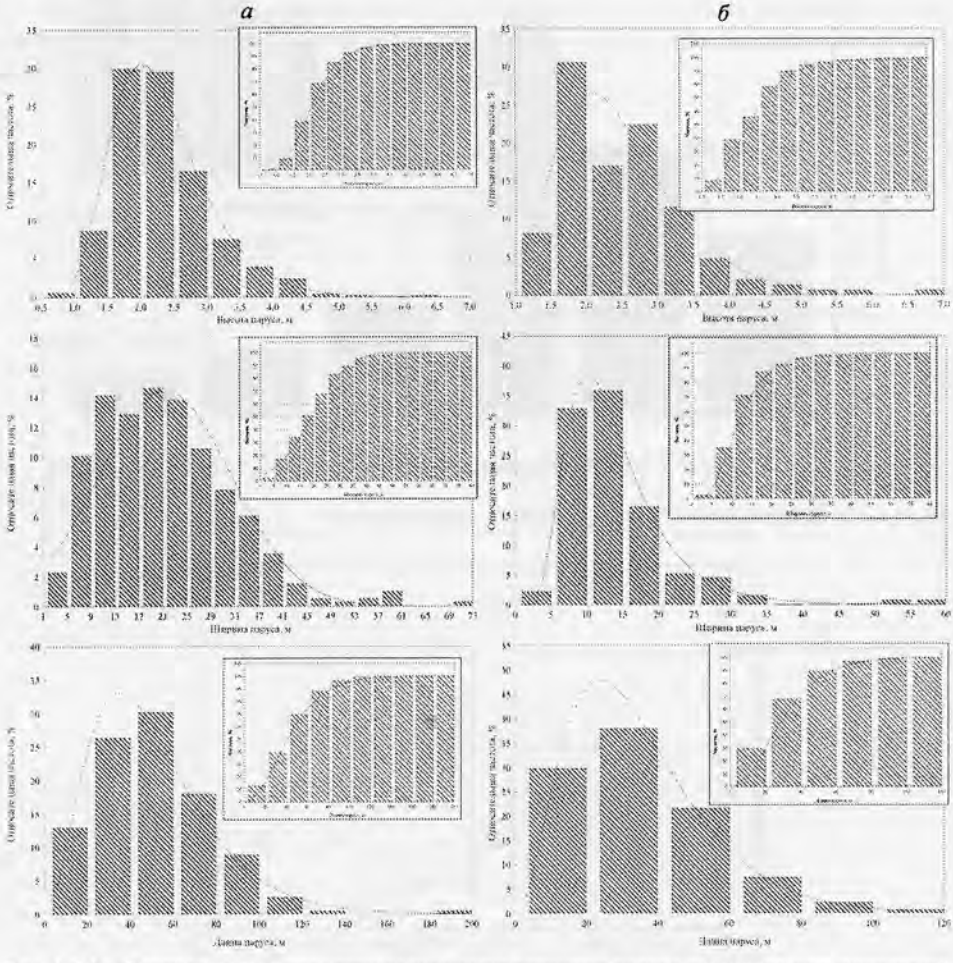


Рис. 1.6.14. Распределения геометрических характеристик паруса торосов в юго-восточной (*а*) и северо-восточной (*б*) частях Баренцева моря

Количество имеющихся данных по юго-восточной части больше, чем по северо-восточной. Так как во многом эти районы имеют отличия, есть смысл кратко рассмотреть каждый район отдельно.

Рассмотрим распределения характеристик паруса торосов. На рисунке 1.6.14 приведены распределения высоты, ширины и длины парусов торосов для юго-восточной и северо-восточной частей моря.

Высота паруса тороса для юго-восточной части может быть аппроксимирована логнормальным распределением с параметрами: $\mu = 0{,}799$, $\alpha = 0{,}31$, что очень близко к параметрам распределения для общей выборки. Ширину и длину паруса можно аппроксимировать Гамма-распределением с параметрами: $\lambda = 0{,}172$, $\alpha = 3{,}687$ – для ширины; $\lambda = 0{,}066$, $\alpha = 3{,}316$ – для длины паруса.

Распределения высоты и ширины паруса торосов в северо-восточной части моря могут быть аппроксимированы логнормальным распределением с параметрами: $\mu = 0{,}849$, $\alpha = 0{,}339$ (высота) и $\mu = 2{,}531$, $\alpha = 0{,}457$ (ширина). Видно, что высота паруса торосов для обоих районов распределена логнормально с близкими параметрами. Распределение длины паруса в северо-восточной части аппроксимируется Гамма-распределением с параметрами: $\lambda = 0{,}0934$, $\alpha = 3{,}246$, что также похоже на распределение длины паруса в юго-восточной части.

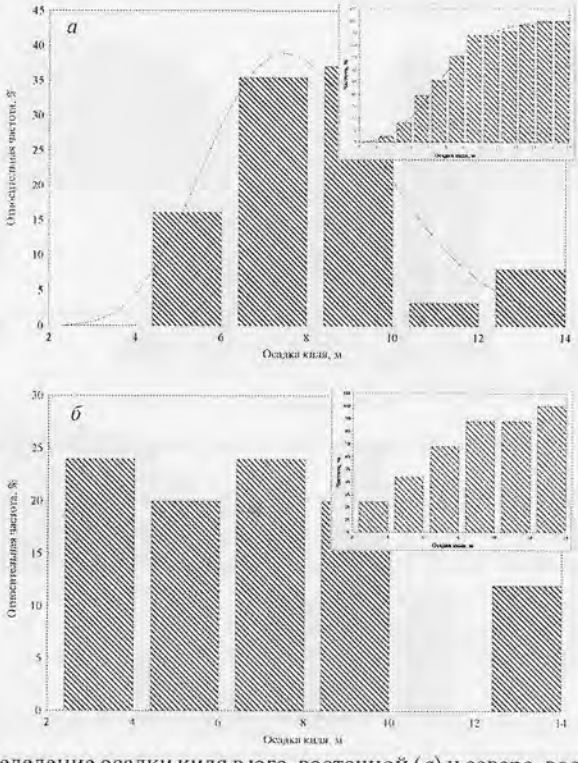


Рис. 1.6.15. Распределение осадки киля в юго-восточной (*а*) и северо-восточной (*б*) частях Баренцева моря

Распределение осадки килей торосов для юго-восточной и северо-восточной частей Баренцева моря приведено на рисунке 1.6.15.

Распределения осадки килей в различных частях моря достаточно сильно различаются между собой, однако необходимо учитывать, что объем данных о подводной поверхности торосистых образований значительно меньше, чем о надводной. В северо-восточной части моря данных по килям торосов явно недостаточно для корректного построения распределения.

Блоки, слагающие торосы

Во время выполнения экспедиционных исследований производились измерения блоков льда, слагающих торос, и определялись их геометрические формы. Для проведения анализа размеров блоков данные были распределены на две группы с учетом толщины льда (до 30 см и более 30 см). Около 80 % измеренных блоков имели толщину до 30 см. Максимальная толщина льда в измеренных блоках была 105 см.

Максимальные размеры блоков льда: толщина – 105 см, ширина – 290 см, длина – 348 см. Средний объем блоков составил 0,49 м^3. Максимальный по объему зафиксированный блок ($V = 3{,}3$ м^3) имел следующие размеры: 36×275×340 см.

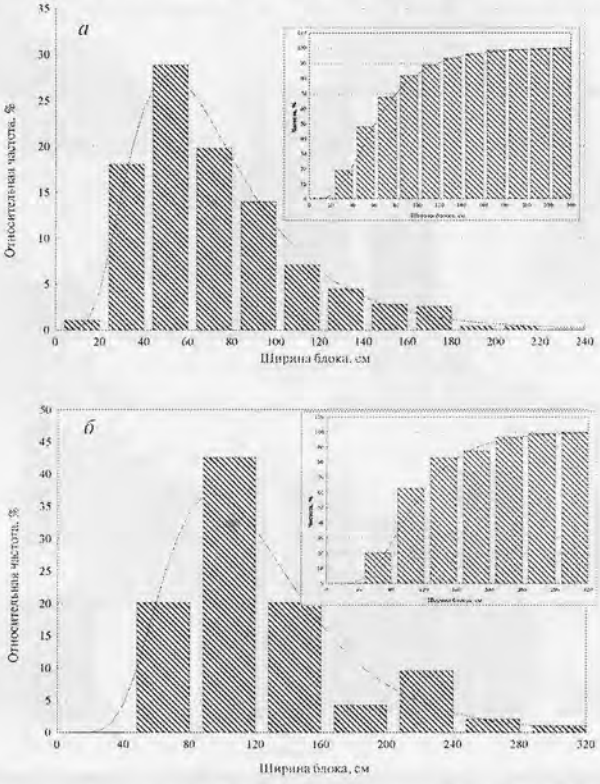


Рис. 1.6.16. Распределение ширины блоков льда толщиной до 30 см (*а*) и более 30 см (*б*)

Размеры блоков в значительной мере зависят от толщины льда. Чем толще лед в период формирования тороса, тем больше размеры блоков льда, составляющих торос. Это видно, в частности, из рисунков 1.6.16 и 1.6.17, где приведены распределения ширины и длины блоков из льда разной толщины.

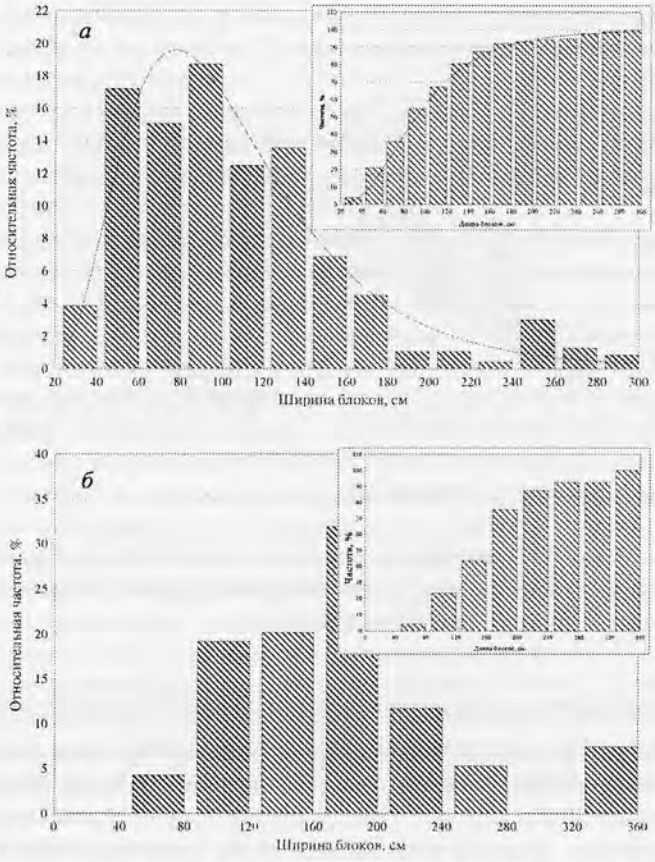


Рис. 1.6.17. Распределение длины блоков льда толщиной до 30 см (*а*) и более 30 см (*б*)

Распределения ширины блоков имеют достаточно большие различия в зависимости от толщины льда. Для серо-белых льдов максимум приходится на диапазон 40–60 см (28,8 %). Для льдов толщиной более 30 см максимум отмечен в диапазоне 80–120 см (43 %).

Наибольшая повторяемость длины блоков из серо-белого льда относится к диапазону 80–100 см (18,7 %), блоков льда толщиной более 30 см – к диапазону 160–200 см (32 %), (рис. 1.6.17).

Ширина и длина блоков льда толщиной не более 30 см имеют достаточно значимую линейную зависимость между собой (коэффициент корреляции составляет 0,83). Для льда толщиной более 30 см линейная зависимость просле-

живается значительно хуже (коэффициент корреляции 0,58) (рис. 1.6.18). Совместное распределение ширины и толщины блоков для толщины льда не более 30 см приведено на рис. 1.6.19 (см. цветную вклейку).

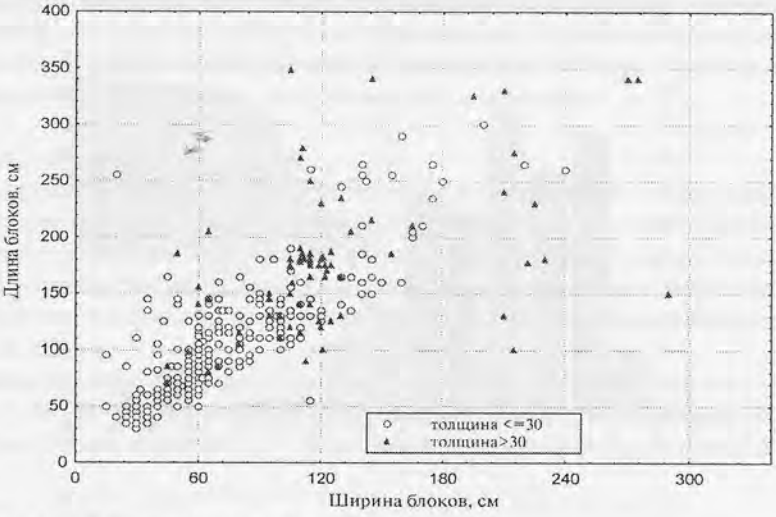


Рис. 1.6.18. Связь ширины и длины блоков

Из совместного распределения ширины и длины блоков толщиной не более 30 см (рис. 1.6.19 вклейки), видно, что наиболее часто встречаются блоки с шириной 40–80 см и длиной 50–100 см (34 %).

1.6.3. Характеристика грядовой торосистости припая Печорского моря

Основу для получения исходных данных о грядах торосов в Печорском море составляли материалы двух аэрофотосъемок ледяного покрова с интервалом два года на площади 20,3 и 10,3 км². При обработке исходной информации в качестве характеристик грядовой торосистости были приняты ориентация гряд, их плотность и длина. Обобщение многочисленных исходных данных (использованы характеристики более 10 500 гряд) производилось по отдельным участкам полигонов с различным характером распределения гряд. В то же время в рамках одного участка плотность гряд и их преобладающая ориентация были примерно одинаковыми. Размеры участков изменялись от 0,5 до 4,5 км². По данным каждого участка рассчитывались модальная ориентация гряд α_m, повторяемость модального диапазона ($\alpha_m \pm 20°$) и средняя длина гряд. В качестве показателя плотности гряд торосов в данном случае использовано число гряд на 1 км. Анализ полученных данных позволил установить наличие значительной пространственной и межгодовой изменчивости характеристик грядовой торосистости припая. Следует отметить, что в прибрежной зоне образование гряд при становлении припая происходило в основном на молодом льду.

Плотность гряд торосов на припае весьма неоднородна. Наряду с локальными зонами повышенной торосистости имелись зоны ровного льда. При первой съемке наблюдались две зоны ровного льда значительных размеров (1,14 и 1,64 км²). По материалам второй съемки выявлено большое число более мелких зон ровного льда (0,02–0,07 км²) общей площадью 1,1 км². Неравномерность плотности гряд отмечалась на всей площади припая, в том числе у внешней его границы и в прибрежном районе. Среднее число гряд на 1 км на разных участках припая изменялась от 1,4 до 25.

Ориентация гряд торосов также существенно изменяется в пространстве. В прибрежных районах преобладающая ориентация гряд совпадает с генеральным направлением береговой черты или незначительно отклоняется от него (рис. 1.6.20 цветной вклейки).

Обеспеченность модального интервала ($\alpha_m \pm 20°$) здесь может превышать 50 %. По мере удаления от берега разброс направления гряд увеличивается. Модальная ориентация меняется от участка к участку, обеспеченность модального интервала уменьшается. Встречаются локальные зоны с беспорядочной торосистостью. Это обусловлено тем, что в припае наблюдаются вмерзшие в него обломки полей первоначально дрейфующего льда с разной ориентацией гряд. Вдоль кромок вмерзших льдин, как правило, расположены валики торосов, направление которых может изменяться от 0 до 180°. В ряде случаев на отдельных участках припая отмечается двумодальное распределение ориентации гряд торосов (рис. 1.6.21 цветной вклейки). С приближением к границе припая степень упорядоченности направлений гряд снова возрастает. Модальная ориентация гряд становится близкой к направлению границы припая. Обеспеченность модального интервала ориентации гряд увеличивается.

Распределение длины гряд торосов асимметрично (рис. 1.6.22).

Наибольшая повторяемость отмечается в интервале 20–40 м. Более 90 % гряд имели длину менее 60 м. Среднее значение протяженности гряд составило 32 м. Максимальная длина гряды 607 м. Наиболее протяженные гряды наблюдались в прибрежных районах. Как правило, они ориентированы вдоль береговой черты.

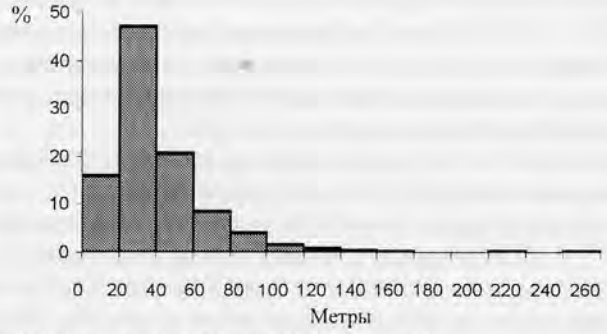


Рис. 1.6.22. Распределение длины гряд торосов в припае

В прибрежной зоне припая зафиксированы отдельные барьеры торосов шириной 30–50 м, в которых наряду с беспорядочной торосистостью обычно выделяются 3–5 близко расположенных друг к другу параллельных гряд. Протяженность барьеров в основном находится в пределах 200–800 м. Барьеры ориентированы преимущественно вдоль береговой черты.

Межгодовые различия грядовой торосистости весьма значительны как в отдельных зонах припая, так и в пределах одного и того же полигона. При второй съемке отмечалась вдвое большая средняя плотность гряд торосов (14,4 гряды на 1 км), чем при первой съемке (7 гряд на 1 км). Однако средняя длина гряд была несколько меньше (29,6 и 37 м соответственно). Максимальная протяженность гряды также была значительно меньше (232 и 427 м соответственно).

Приведенные данные характеризуют грядовую торосистость припая у сравнительно прямолинейного побережья. Разумеется, в бухтах, у островов складываются свои особенности распределения гряд торосов.

1.6.4. Торосы Карского моря

Анализ пространственно-временной изменчивости торосистости ледяного покрова Карского моря в целом выполнен в монографии (Бородачев В.Е., 1998) на основе карт торосистости по месяцам наблюдений, построенных по материалам ледовых авиаразведок. В этой работе приводятся и анализируются поля средней, минимальной и максимальной торосистости моря.

На большей части припая отмечается средняя торосистость льда 1–2 балла. В юго-западной части Карского моря льды с такой торосистостью занимают 55 % площади припая, в северо-восточной – 74 %. В юго-западной части моря средняя торосистость льда на припае составляет 1,2 балла, что немного меньше среднего значения торосистости для припая арктических морей России в целом. Здесь на долю льдов торосистостью от 0 до 2 баллов приходится 93 % площади припая. На рисунке 1.6.23 нанесено распределение среднемноголетней торосистости на припае для апреля по данным ледовой авиаразведки за 1948, 1949 и 1954–1960 гг.

Поскольку наиболее интенсивное торошение наблюдается в осеннее-зимние месяцы, считается, что к апрелю–маю распределение торосистости на большей части припайных льдов арктических морей имеет установившийся характер (Гордиенко П.А., 1971). В этой работе приведены оценки площадей припая по градациям торосистости на основе среднемноголетних данных. Эти оценки для юго-западной и северо-восточной частей Карского моря, а также средние по арктическим морям помещены в таблицу 1.6.9.

В северо-восточной части Карского моря средний балл торосистости на припае один из самых высоких в арктических морях и составляет 1,7, уступая только сильно всторошенному припаю Чукотского моря (средняя торосистость 2,9 (Гордиенко П.А., 1971)). 97 % площади припая в северо-восточной части Карского моря занимают льды с торосистостью от 1 до 3 баллов. Наибольшая торосистость в этой части моря наблюдается на подходах к проливу Вилькицкого и в северной части пролива.

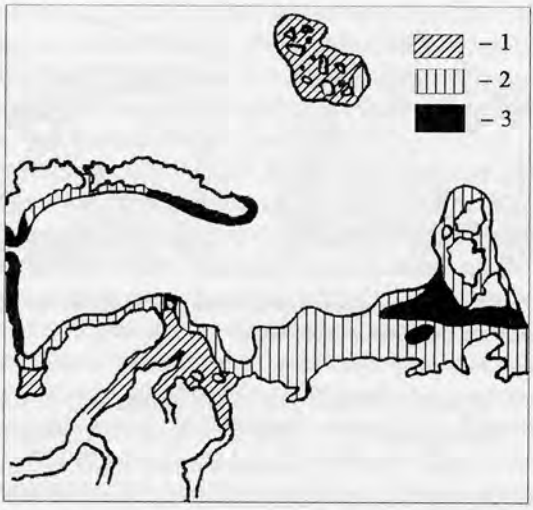


Рис. 1.6.23. Среднемноголетнее распределение торосистости на припае в апреле (Гордиенко П.А., 1971): 1 – 0÷1 балл; 2 – 1÷2 балла; 3 – 2÷3 балла

Таблица 1.6.9

Площади припая различной торосистости в апреле по среднемноголетним данным (Гордиенко П.А., 1971)

Торосистость (баллы)	Юго-западная часть Карского моря	Северо-восточная часть Карского моря	В целом для арктических морей России
0–1	17/38	4/3	230/34
1–2	25/55	89/74	378/57
2–3	4/7	27/23	47/7
Средняя торосистость в районе (баллы)	1,2	1,7	1,25

Примечание: в числителе указана площадь припая в тыс. км², в знаменателе – в %.

В распределении средней торосистости в феврале (рис. 1.6.24*а*) преобладает зона с торосистостью 2 балла, покрывающая значительные пространства как юго-западной, так и северо-восточной частей Карского моря. Зона повышенной торосистости (2–3 балла) оконтуривает море с севера, где выносной поток льдов из Карского моря встречается со льдами трансарктического потока. Захватывая район островов Ушакова и Визе, эта зона продолжается на восток, окружает архипелаг Северная Земля, включая северную половину пролива Вилькицкого. От Северной Земли и архипелага Седова отходит полоса ледяного покрова (шириной около 60 миль) с торосистостью 2–3 балла, вытянутая вдоль цепочки островов Сергея Кирова, далее о-вов Известий ЦИК и до о-вов Арктического института. Повышенная торосистость в районе пролива Вилькицкого и к западу от

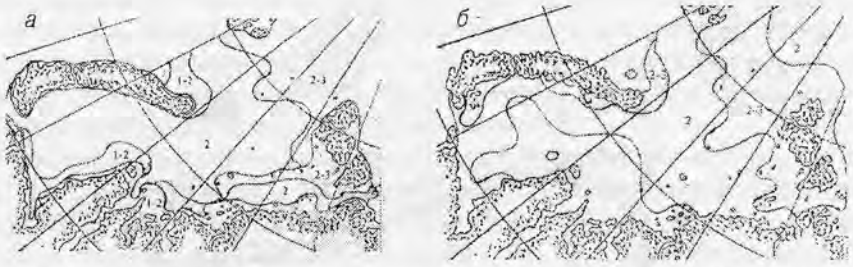


Рис. 1.6.24. Средняя многолетняя торосистость ледяного покрова Карского моря в феврале (*а*) и в августе (*б*) (Бородачев, 1998)

него хорошо согласуется с более ранними данными, приведенными в работах (Морозова Т.П., Хромцова М.С., 1958; Спичкин В.А., Беленькая С.С., 1965; Гордиенко П.А., 1971) (рис. 1.6.23). Особенностью поля средней торосистости ледяного покрова Карского моря является общее увеличение торосистости с юго-запада на северо-восток.

В летний период таяния и разрушения льда изменяется структура поля средней торосистости. На рисунке 1.6.24*б* приведено распределение средней торосистости в Карском море в августе. С сокращением площади льдов уменьшается зона с торосистостью 2 балла. Зона повышенной торосистости (2–3 балла) сужается на севере моря, но расширяется вокруг Северной Земли, полностью распространяясь на всю ширину пролива Вилькицкого.

В годы усиления динамической активности внешних сил, воздействующих на ледяной покров, торосистость увеличивается по сравнению с многолетней нормой. Во льдах возникают сильные сжатия, особенно в районах островов, проливов, на мелководьях. На рисунке 1.6.25*а* приведено распределение максимальной торосистости льдов в феврале. Зоны с наибольшими значениями максимальной торосистости располагаются на подходах к проливу Карские Ворота (4–5 баллов), у северной оконечности Новой Земли (4 балла), в северо-восточной части Карского моря (4 балла), вокруг Северной Земли (4 балла). Как видно на рисунке 1.6.25*а*, в годы увеличения динамичности ледяного покрова повышенная торосистость (2–3, 3, 3–4 балла) может наблюдаться практически в любом районе моря.

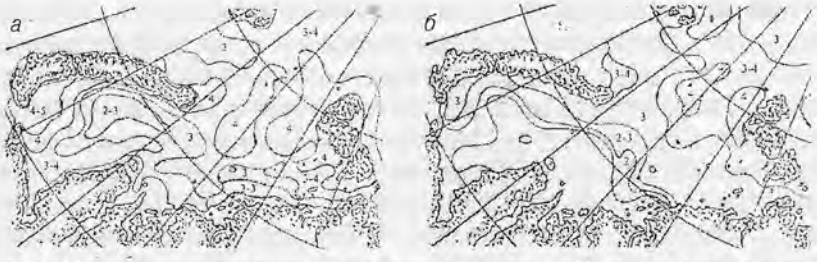


Рис. 1.6.25. Максимальная торосистость ледяного покрова Карского моря в феврале (а) и в августе (б) (Бородачев, 1998)

В весенне-летний период наибольшие изменения торосистости происходят в районах интенсивного таяния льдов. На карте максимальной торосистости льдов Карского моря, характерной для 3-й декады августа (рис. 1.6.25*б*), зоны повышенной торосистости (4 балла) сохраняются, но их размеры становятся значительно меньше, чем в феврале (см. рис. 1.6.25*а*).

В северной части моря между Землей Франца-Иосифа и Северной Землей располагается большая зона с торосистостью 3–4 балла. Южнее этой зоны максимальная торосистость постепенно уменьшается. Повышенные значения торосистости сохраняются в районах, прилегающих к северной оконечности Новой Земли, и на подходах к проливу Карские Ворота (особенно к северу от пролива, вдоль восточного побережья острова Южный архипелага Новая Земля).

Минимальные значения торосистости ледяного покрова связаны с периодами уменьшения динамической активности гидрометеорологических процессов, в результате чего снижается напряженное состояние ледяного покрова. В феврале минимальная торосистость на всей акватории Карского моря не превышает 1 балл. Минимальная торосистость припая, образующегося при спокойных условиях его формирования, близка к нулю на всем протяжении побережья материка и вокруг островов. В весенне-летний период в связи с вытаиванием ровных льдов минимальная торосистость несколько увеличивается. Вдоль восточного побережья Новой Земли, а также в центральной и северной частях моря увеличение минимальной торосистости в августе составляет 0,5–1,0 балл.

Межгодовую изменчивость торосистости льдов можно охарактеризовать различием максимальной и минимальной торосистости. Наибольшая изменчивость отмечается в районах крупных проливов, островов, архипелагов и материкового склона и достигает 3–4 баллов. В северо-восточной части моря разница между максимальной и минимальной торосистостью составляет около 2 баллов.

Поскольку в пределах припая динамические факторы торосообразования проявляются слабее, то в Карском море, где припай занимает более обширную область, чем в Печорском, уменьшение торосистости сильнее, чем в Печорском.

Данных по морфометрическим характеристикам торосов Карского моря крайне мало. По этой причине в монографии (Бородачев В.Е., 1998) при описании карских льдов преимущественно приводятся характеристики торосов по данным, полученным в самых различных районах Арктики. Некоторые результаты исследований морфометрии торосов на припае в отдельных районах Карского моря приведены в работах (Гордиенко П.А., 1971; Чилингаров А.Н., Кадачигов Г.А., 1981; ПУ Байдарацкой губы, 1997).

В работе (Чилингаров А.Н., Кадачигов Г.А., 1981) приводятся результаты исследований торосов на припае у западного побережья п-ва Ямал. В районе исследований торосистость льда составляла от 2 до 5 баллов при средней 3–4 балла. По данным этой работы, высота торосов варьировала в пределах 0,15–4,60 м при среднем значении около 1 м. У 90 % измеренных торосов высота паруса была меньше 1,5 м. Отмечалось увеличение высоты торосов при удалении от берега. Наиболее высокие торосы были сосредоточены в барьере, разделяющем зоны устойчивого и неустойчивого припая. Ширина барьера в 1977 г. составляла 0,2–0,3 км, в 1978 –

Таблица 1.6.10

Соотношение между общей торосистостью и высотой торосов на припае (Чилингаров А.Н., Кадачигов Г.А., 1981)

Торосистость, баллы	Число измерений	Средняя высота паруса торосов, см	Среднеквадратическое отклонение, см
1	206	46	16
2	86	79	26
3	96	81	31
4	137	97	26
5	70	103	18

0,1 км. Средняя высота торосов на припае увеличивалась с увеличением торосистости, что отражено в таблице 1.6.10.

В монографии (ПУ Байдарацкой губы, 1997) приведены некоторые оценки высоты торосов для припая Байдарацкой губы. Торосистость припая в этом районе обычно повышена, нередко встречаются участки со значениями торосистости 4–5 баллов. Отмечается, что преобладающая высота паруса торосов в исследуемом районе – 1–2 м, при этом доля гряд торосов высотой более 2 м составляла 20 %.

Результаты исследований надводных частей гряд торосов, выполненных в апреле–мае 1998 г. в ходе экспедиционных работ на ледоколе «Капитан Драницын», приведены в работе (Lensu M., 1999). Измерения высоты торосов производились с вертолета при помощи лазерного профилометра. Результаты приводятся по данным восьми съемок (обозначены порядковыми номерами). В таблице 1.6.11 приведены средние значения высоты паруса и плотности гряд торосов для каждой съемки.

Таблица 1.6.11

Некоторые характеристики надводной части торосов в Карском море и соседних акваториях (по Lensu M., 1999)

№ съемки	Длина профиля, км	Средняя высота паруса тороса, м	Плотность гряд торосов, 1/км	Экстраполированная плотность гряд торосов, 1/км
Северо-восточная часть Карского моря				
1	124	0,91	12,0	40,6
Обская губа				
3	63	0,71	6,7	72,5
4	108	0,68	1,4	22,5
Юго-западная часть Карского моря				
2	89	0,85	11,8	49,2
5	113	0,97	28,2	81,7
6	112	0,87	6,6	25,5
7	112	1,02	33,7	88,1
Печорское море				
8	116	0,93	12,3	39,3

Поскольку при съемках фиксировались возвышения на льду, превышающие 0,5 м, плотность гряд по данным измерений $d_{h>0,5}$ пересчитана автором (Lensu M., 1999) в экстраполированную плотность гряд $d_{h>0}$, учитывающую возвышения высотой менее 0,5 м. Приведенные средние значения высоты паруса в большинстве случаев не превышают 1 м и для различных районов выполнения съемок достаточно близки между собой: максимальное различие между средними значениями для 6 профилей (исключая данные по Обской губе) составило 17 см. Кроме того, эти значения близки к средним высотам паруса на припае по данным (Чилингаров А.Н., Кадачигов Г.А., 1981).

Интересно, что при таком незначительном разбросе средних значений высоты торосов, полученных разными авторами в разных районах и в разное время, значения плотности гряд торосов, как измеренной, так и экстраполированной, значительно (в несколько раз) различаются для разных съемок. Автор (Lensu M., 1999) отмечает отсутствие корреляции между плотностью гряд и высотой торосов.

Максимальное значение высоты паруса, зафиксированное в ходе измерений (Lensu M., 1999), составило около 5 м. Используя статистики Гумбеля (см. (Гумбель Э., 1965; Lensu M., 1996)), автор (Lensu M., 1999) рассчитал по полученным данным максимальную высоту паруса для наиболее заторошенных районов Карского моря. Ее значение составило около 10 м. Эту цифру автор подтверждает сообщением о визуальных наблюдениях за торосами с борта ледокола. К сожалению, в работе (Lensu M., 1999) не указано, в каких районах моря в ходе исследований отмечалась наибольшая торосистость.

Для оценки таких характеристик тороса как осадка киля, углы наклона паруса и киля, толщина консолидированного слоя, необходимы контактные измерения непосредственно на торосах. Такие измерения проводились в мае 1997 г. на «языке» однолетнего карского льда, вынесенного в Печорское море через пролив Карские Ворота. Торосистость льда в районе работ составляла 4–5 баллов.

Таблица 1.6.12

Основные морфометрические характеристики торосов на языке карского льда, обнаруженном в Печорском море в мае 1997 г.

Длина гребня, м	29,8
Средняя ширина паруса, м	14,4
Средняя ширина киля, м	42,0
Наибольшая высота паруса, м	2,2
Средняя высота паруса, м	0,72
Наибольшая осадка киля, м	8,30
Средняя осадка киля, м	4,54
Среднее отношение высоты паруса к осадке киля	0,27
Угол склона паруса, градусы	23
Угол склона киля, градусы	26

Как отмечалось выше, в районе Карских Ворот с высокой долей вероятности может формироваться повышенная торосистость льда как со стороны Карского моря, так и со стороны Печорского (рис. 1.6.2). По данным измерений морфометрических характеристик торосов, выполненных на языке карских льдов, можно с некоторым приближением судить об основных характеристиках торосов в наиболее заторошенных районах юго-западной части Карского моря (табл. 1.6.12).

В припае Карского моря осадка торосов доходит до 8–10 м, а ширина его подводной части – до 20 м.

При сравнении морфометрических характеристик обследованных торосов карского льда в Печорском море с соответствующими характеристиками торосов собственно Печорского моря отмечалось, что последние имеют более вытянутую форму, меньшие высоты парусов, но большие осадки килей. Кроме того, «карские» торосы оказались менее компактными, чем «печорские»: коэффициенты заполнения для надводной и подводной частей для «карских» торосов составили 78 и 64 %, соответственно (коэффициент заполнения торосов на припае в Байдарацкой губе, по оценкам в работе (ПУ Байд. губы, 1997), находился в пределах 60–70 %). Среднее значение толщины консолидированного слоя торосов языка карских льдов составило 3,5 м.

При контактных измерениях характеристик торосов обычно выбираются наиболее крупные из торосистых образований, находящихся в пределах видимости исследователей. С точки зрения статистики, ценность таких единичных исследований мала. Для того чтобы «привязать» приведенные выше данные по морфометрии торосов, полученные в результате разбуривания нескольких крупных торосов, к характеристикам, полученным на существенно большей площади охвата и статистически значимом объеме информации, можно использовать результаты исследования торосов при помощи аэрофотостереосъемки, проводившейся в то же время и в том же районе, что и бурение.

Таблица 1.6.13

Распределение высот торосов на языке карского льда, обнаруженном в Печорском море в мае 1997 г.

Диапазон высот, м	Вероятность, %
0,5–1,0	40,06
1,0–1,5	27,70
1,5–2,0	10,61
2,0–2,5	4,11
2,5–3,0	1,58
3,0–3,5	0,62
3,5–4,0	0,25
4,0–4,5	0,11
4,5–5,0	0,08
>5,0	0,04

В пределах полигона аэрофотосъемки, расположенного в пределах «карского языка», сплоченность льда составляла 8–9 баллов. По возрастному составу ледяной покров состоял из тонких и средних однолетних льдов. В массиве этого льда отмечались большие поля с горизонтальными размерами 2–5 км. Основной характеристикой торосов, которая определялась по материалам стереосъемки, являлась высота паруса. Ее среднее значение составило 1,04 м, а максимальное – 6,27 м. В таблице 1.6.13 приведены результаты расчета вероятности встречи торосов различных диапазонов высот для этих льдов.

На основании этой таблицы можно заключить, что вероятность встречи торосов со средними характеристиками, приведенными в таблице 1.6.12, составляет не менее 40 %.

1.7. АЙСБЕРГИ БАРЕНЦЕВА И КАРСКОГО МОРЕЙ

Айсберги являются одним из наиболее опасных элементов природной среды как для судоходства, так и для функционирования инженерных сооружений и коммуникаций, расположенных в шельфовой зоне арктических и субарктических морей. Без учета данного феномена освоение природных ресурсов сопряжено с повышенным риском как с точки зрения безопасности мореплавания и добычи полезных ископаемых на материковом шельфе, так и с точки зрения минимизации ущерба, наносимого природной среде при возможных столкновениях айсбергов с сооружениями в море. Избежать столкновения с айсбергами можно при хорошо организованной службе мониторинга (слежения за их местоположениями и траекториями дрейфа).

Айсберг – массивный отколовшийся от ледника кусок льда нерегулярной формы, выступающий над уровнем моря более чем на 5 м, который может быть на плаву или сидеть на мели (Бушуев А.В., Волков Н.А., Лощилов В.С., 1974).

Айсберги распределены на площади, составляющей около 20 % площади Мирового океана; более 90 % их общего количества находится в южном полушарии. Они имеют самые различные формы и размеры. В северных широтах крупные айсберги достигают в поперечнике 200 м и возвышаются над уровнем моря на 25 м; их подводная часть имеет осадку до 200 м. Так как большая часть айсберга находится под водой, его движение почти полностью определяется морскими течениями (Богородский В.В., 1980).

1.7.1. Районы образования айсбергов в Баренцевом и Карском морях

Айсберги в северном полушарии образуются из выводных ледников. Концы этих ледников, спускающиеся к морю в виде отвесной стены или пологого ската, по мере своего вхождения в воду испытывают, вследствие малой плотности льда, по сравнению с водой, все более и более усиливающееся давление после-

дней снизу вверх. Это давление в связи с периодическими и непериодическими колебаниями уровня моря то усиливается, то уменьшается, в результате чего от конца ледника отламываются куски льда большей или меньшей величины. Таким способом образуются айсберги, весьма различные по форме и по размеру, начиная от небольших «щенков» и кончая громадными «ледяными горами» (Зубов Н.Н., 1944).

Ледниковые берега арктических островов могут продуцировать айсберги длиной до 1–2 км и вертикальными размерами 60–100 м (однако очень большие айсберги разрушаются на мелководьях).

Потенциальными источниками местных айсбергов в Баренцевом море являются ледники арктических архипелагов Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Новая Земля и некоторых арктических островов (Атлас Арктики, 1985; Говоруха Л.С., 1989; Корякин В.С., 1964). Общая площадь современного оледенения этих архипелагов составляет около 70 тыс. км^2, а объем накопленного льда – более 20 км^3 (таблица 1.7.1).

Таблица 1.7.1

Основные характеристики оледенения архипелагов и островов Западной Арктики

Название архипелага, острова	Степень оледенения, % от площади	Площадь оледенения, км^2	Объем льда, км^3	Айсберговый сток, км^3
Шпицберген, в том числе:	58,0	35,1	7,6	1,7
о. Западный Шпицберген	54,4	21,4	–	–
Северо-Восточная Земля	76,6	11,3	–	–
о. Эйдж	37,4	1,88	–	–
Земля Франца-Иосифа	85,1	13,73	2,5	2,3
Новая Земля, в том числе	29,9	24,0	6,8	2,0
Северный остров	50,5	23,64	6,78	1,99
Южный остров	1,2	0,42	0,02	0,01
Северная Земля	49,8	18,32	5,5	0,5
Остров Ушакова	100	0,32	0,056	0,01
Остров Виктория	99,0	0,11	<0,001	0,01
Все острова и архипелаги Западной Арктики	–	67,5	22,5	6,5

Наибольшими запасами льда обладает архипелаг Шпицберген, где сосредоточено примерно 30 % от объема ледников на всех островах Евразийского сектора Арктики. Далее следует северный остров Новая Земля. Запасы льда на островах архипелага Земля Франца-Иосифа в три раза меньше, чем на Шпицбергене. Нельзя исключить и вероятность дрейфа транзитных айсбергов из Арктического бассейна, от выводных ледников Канадского арктического архипелага, а также от ледников Северной Земли, которые могут попасть в Баренцево море через глубоководные проливы (Долгушин Л.Д., 2000; Дементьев А.А., 1997). В Карс-

ком море основными источниками образования айсбергов являются архипелаги Северная Земля и Новая Земля.

Оледенение арктических островов в морфологическом отношении принадлежит преимущественно к покровному типу (Корякин В.С., 1964). Среди ледниковых форм Российской Арктики выделяют три основных элемента: купола, выводные и шельфовые ледники (Говоруха Л.С., 1989; Корякин В.С., 1964).

Ледниковые купола имеют значительные размеры, их склоны, как правило, пологи. Скорость движения льда составляет от нескольких десятков сантиметров в год в центральных зонах до 6–8 м/год в краевых прибарьерных частях, обрывающихся в море.

Выводные ледники островов приурочены к долинообразным депрессиям и являются аналогами антарктических и гренландских выводных ледников. Скорости движения льда здесь значительно превышают скорости на куполах и колеблются от нескольких десятков до нескольких сотен метров в год. Длина наиболее крупных выводных ледников составляет 50–56 км, площадь – более 1000 км^2 (ледник Норденшельда на Новой Земле). В результате горизонтального сжатия льда и разрывных деформаций выводных ледников в низовьях лед дробится возникающими трещинами на сравнительно мелкие глыбы. Большинство выводных ледников оканчиваются в море вертикальной стенкой барьера, от которого при достижении уровня гидростатического равновесия откалываются айсберги. Фронт ледника может сильно разрушаться не только за счет откола, но и под действием волнения, таяния в морской воде. При наличии талых вод у ложа ледника он размывается струями пресной воды, поднимающейся из-под ледника к поверхности вдоль ледяной стенки (Глазовский А.Ф., 1985).

Шельфовые ледники сравнительно невелики по размерам и имеются из отмеченных архипелагов только на Земле Франца-Иосифа (залив Географов, район мыса Быстрова). Они находятся в кутах глубоких фьордов, краевые их части заканчиваются вертикальной стенкой барьера высотой до 15–20 м, от которого откалываются айсберги до нескольких сотен метров в поперечнике.

Главная пространственная закономерность современного оледенения рассматриваемого района – усиление интенсивности оледенения по мере приближения к Северной Атлантике, являющейся основным источником питания арктических ледников. Для XX века характерно сокращение оледенения на 4–6 % по площади, 4–14 % по объему льда и снижение уровня поверхности ледника на 14–20 м.

Для откалывания льда и образования айсберга необходим хотя бы кратковременный контакт ледника с морем. Среди основных факторов, влияющих на расход льда у берега, выделим четыре: протяженность ледяных берегов, наличие и расположение выводных ледников, толщину и скорость движения льда возле конца ледника. Изученность этих факторов неодинакова как для разных архипелагов и ледников, так и для различных параметров.

Имеющиеся сведения о ледяных берегах и выводных ледниках, на фронтах которых при резких подвижках наиболее активно происходит откалывание айсбергов, приведены в работах (Атлас Арктики, 1985; Виноградов О.Н., Крен-

ке А.Н., 1964; Гляциология Шпицбергена, 1985; Говоруха Л.С., 1989; Долгушин Л.Д., 2000; Каталог ледников Новой Земли, 1976; Оледенение Земли Франца-Иосифа, 1973). Как следует из них, наибольшая протяженность ледяных берегов (включая длину фронтов выводных ледников) и количество выводных ледников наблюдается на Земле Франца-Иосифа. Из 191 острова этого архипелага 56 несут оледенение. Длина ледяных берегов составляет 59 % общей протяженности берегов. Длина ледяных берегов архипелага Шпицберген в 2,5 раза уступает ЗФИ. Протяженность ледяных берегов Новой Земли значительно меньше, чем на ЗФИ или Шпицбергене.

На архипелаге Новая Земля морского побережья Баренцева моря расположено 19 выводных ледников северного острова Новая Земля, среди них 10 отнесены к крупнейшим выводным ледникам островов Евразийской Арктики. Протяженность ледниковых фронтов здесь достигает 117 км. Как указано в работе (Корякин В.С., 1964), большая часть ледяных берегов арктических архипелагов представляет собой вертикальные стенки барьеров, высота которых может достигать 100–110 м с подводным основанием до 150–200 м. Малоподвижные кромки небольших островов могут иметь ледяные барьеры высотой всего от 2–3 м до 10–15 м (о. Ушакова).

Изученность скорости движения льда у края ледников арктических архипелагов очень слабая. Наблюдения такого рода проводились только на отдельных ледниках. Скорости движения выводных ледников Седова и Юрия, расположенных на о. Гукера в архипелаге Земля Франца-Иосифа, у края составили 40–60 м в год. Скорость откола айсбергов ледника Ханса на Западном Шпицбергене по данным фотограмметрических исследований составила 250 м в год (Глазовский А.Ф. и др., 1991). Указанные скорости движения можно считать нормальными. Исследования последних лет выявили широкое распространение на некоторых ледниках арктических архипелагов так называемых серджей. Сердж ледника – это резкое ускорение его движения, до ста раз превышающее нормальную скорость его течения. Обычно это явление сопровождается перераспределением массы ледника с верхней части в нижнюю и быстрым продвижением фронта ледника. Типичная продолжительность серджа на Шпицбергене составляет от 1 года до 3 лет, а периоды между ними могут варьировать от 30 до 100 лет и более (Bernard Lefanconnier and Jon Ove Hagen, 1991). За период с 1850 г. зафиксировано 55 серджей, в том числе с 1930 г. – 23 серджа.

По оценкам различных авторов (Loset S, Carstens T. 1993; Говоруха Л.С., 1989; Корякин В.С., 1964) расход льда на айсберги для арктических архипелагов составляет небольшую часть общей абляции ледников – для Шпицбергена 1,3–1,7 км^3 в год, для Земли Франца–Иосифа – 2,3–3,0 км^3, для Новой Земли – 2,0 км^3 в год. Всего за год в среднем расход льда на айсберги по рассматриваемым островам равен около 6 км^3 в год. В среднем в навигационный период (июнь–сентябрь) расход льда составляет 51 % от годового. Межгодовые колебания расхода льда у края ни на одном леднике не изучены, но, судя по имеющимся отрывочным данным для отдельных ледников, особенно подверженных серджам, расходы льда могут различаться в разные годы в сотни раз (Зубакин Г.К. и др., 2000).

1.7.2. Наблюдения за дислокацией айсбергов

Наблюдения за айсбергами в Баренцевом и Карском морях долгое время не представляли особого интереса, так как в этом районе не пролегали крупные торговые пути (Зубов Н.Н., 1944). Данные носили характер судовых наблюдений, а описание зафиксированных айсбергов было визуальным. Однако с освоением Северного морского пути, обнаружением полезных ископаемых на шельфе айсберговой проблеме стали уделять больше внимания. Сотрудниками ГУ «ААНИИ» к 1993 г. была сформирована база данных, насчитывающая 25000 айсбергов и охватывающая период с 1881 по 1993 гг. (Abramov V., 1996). В нее вошли материалы судовых эпизодических наблюдений, отдельные авиационные данные и материалы регулярных ледовых авиационных разведок с 1934 г.

Для корректной статистической обработки и анализа полученных результатов из общего массива наблюдений были исключены повторные фиксации айсбергов в течение месяца, если внутри этого интервала через исследуемый район проходило несколько маршрутов авиаразведок. Фильтрация наблюдений выполнялась исходя из следующих соображений. На основе имеющихся наблюдений за дрейфом айсбергов с буями «Аргос» (Gudoshnikov Y., Zubakin G., Naumov A., 1994; Абрамов В., Зубакин Г., 1992), была определена средняя скорость суточного перемещения айсбергов для северной части Баренцева моря, для чего из суммарной скорости была отфильтрована составляющая, возбуждаемая периодическими силами. Затем каждое наблюдение внутри месячного интервала при наличии нескольких авиаразведок в течение месяца сравнивалось с наблюдениями, приходящимися на более позднюю дату. В случае если расстояние между фиксациями оказывалось меньше или равно ожидаемому (с учетом средней скорости) за рассматриваемый промежуток времени, то считалось, что имеется две фиксации одного и того же айсберга. Из двух фиксаций отбрасывалась фиксация с наименьшим числом айсбергов.

В результате выполненной процедуры исходный массив данных сократился до 20000 записей, каждая из которых содержит информацию о дате обнаружения, количестве айсбергов и их координатах. Эти сведения позволяют оценить многолетнюю изменчивость числа айсбергов, зафиксированных в Баренцевом и Карском морях.

1.7.2.1. Многолетняя изменчивость числа зафиксированных айсбергов

На графике (рис. 1.7.1) отчетливо видны два периода, результаты наблюдений которых отличаются друг от друга в десятки раз. Первый период – с 1928 по 1951 гг. – период, когда фиксация айсбергов велась с борта судна, и число авианаблюдений было невелико, второй – с 1951 по 1991 гг., когда число авиаразведок над морем резко возросло и составило в среднем 54 полета в год. До 1928 г. наблюдения за айсбергами имели эпизодический характер и носили единичные значения.

В 1928–1950 гг., когда преобладали судовые наблюдения, среднее число фиксаций составляло около 52 случаев в год. Максимальное зафиксированное число айсбергов превышало среднее в 2,3 раза (1948 г.). Второй период характери-

зовался большим числом наблюдений (как авиационных, так и судовых). Среднее число зафиксированных айсбергов в год составило порядка 600 значений, максимальное число наблюдавшихся айсбергов отмечено в 1960 г. (в 1,8 раза выше среднего значения) и в 1989 г. (в 2,5 раза выше среднего значения). Таким образом, можно предположить некоторую периодичность в 30 лет повышенного в разы поступления айсбергов за счет увеличения «сброса» ледников с островов и архипелагов Западной Арктики, но это утверждение требует дополнительных доказательств. Представленный на рис. 1.7.1 ряд наблюдений заканчивается 1992 г., поскольку в последующие годы регулярные авиационные полеты прекратились, а доступная информация с метеорологических спутников позволяет вести наблюдения за ледяным покровом, но не решает задачи распознавания айсбергов.

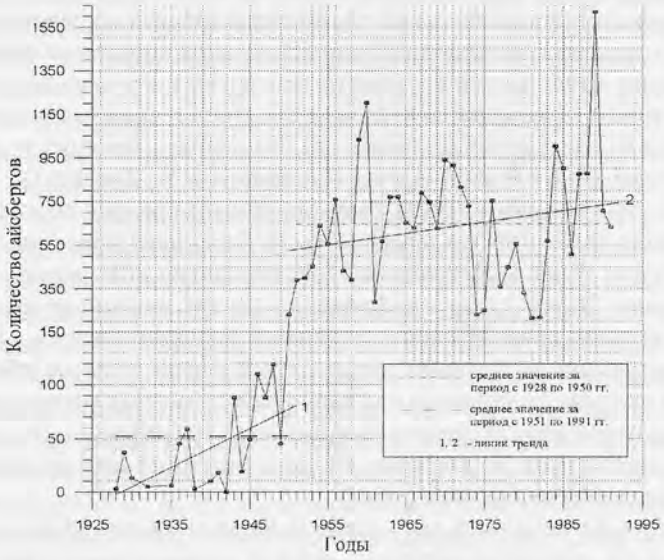


Рис. 1.7.1. Многолетняя изменчивость числа айсбергов в Баренцевом и Карском морях в период с 1928 по 1991 гг.

Количество айсбергов, наблюдавшихся в определенный период времени, напрямую зависит и от числа проведенных за этот период наблюдений (авиаразведывательных полетов, рейсов различных судов и пр.). Имеющийся архив данных позволяет для каждого года определить число дней, когда проводились наблюдения и количество обнаруженных в этот день айсбергов. Следовательно, можно вычислить число фиксаций в течение одного дня наблюдений. Многолетняя изменчивость этой величины представлена на рис. 1.7.2.

Кроме того, можно выделить 3 периода (рис. 1.7.2): первый – до 1953 г., когда наблюдался рост числа айсбергов, обнаруженных в течение дня наблюдений; второй период – с 1953 по 1977 гг., характеризующийся уменьшением числа ежедневных фиксаций; третий период – с 1977 по 1991 гг., когда количество ежедневно обнаруженных айсбергов вновь стало расти.

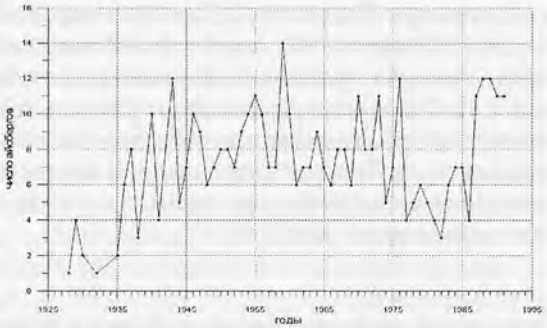


Рис. 1.7.2. Многолетняя изменчивость среднего числа айсбергов, зафиксированных в течение одного дня наблюдений в Баренцевом и Карском морях в период с 1928 по 1991 гг.

Отметим, что среднее число фиксаций в течение одного дня наблюдений по обобщенным данным составляет 11, максимально зафиксированное значение – 183 (отмечено 18.09.1970, в непосредственной близости от выводных ледников Земли Франца-Иосифа). 50 % значений лежит в интервале от 3 до 14 айсбергов.

1.7.2.2. Распространение айсбергов

Сведения, собранные в результате многолетних наблюдений за айсбергами, позволяют получить представление о распространении айсбергов на акватории Баренцева и Карского морей. Согласно имеющимся данным, самое южное положение айсбергов было отмечено 01.07.1929 – координаты зафиксированного айсберга – 67,44° с.ш., 40,48° в.д. (Zubakin G.K. et. al., 2005 г.). На рис. 1.7.3 показано распространение айсбергов для периодов с 1928 по 1991 гг. и повторяемость их появления в отдельных районах моря.

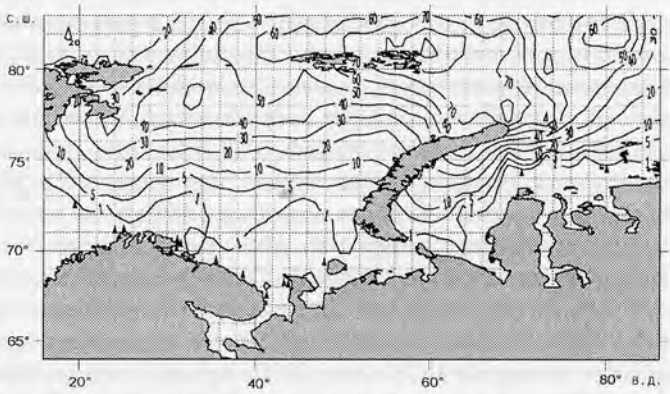


Рис. 1.7.3. Линии повторяемости появления айсбергов в Баренцевом и Карском морях (по данным за период с 1928 по 1991 гг.) и расположение айсбергов, зафиксированных в области 1 %-ной повторяемости

Отметим, что по акватории Баренцева и Карского морей айсберги распространены неравномерно. Максимальное их количество наблюдается вблизи архипелагов и островов – очагов образования. С удалением от них концентрация уменьшается (рис. 1.7.3). Особо следует отметить, что нельзя выделить четкую южную границу распространения айсбергов, образовавшихся на островах и архипелагах Западной Арктики. Поэтому при освоении месторождений на акватории Баренцева моря оценка айсберговой опасности должна проводиться для всех без исключения осваиваемых районов.

1.7.3. Случаи экстремального распространения айсбергов в Баренцевом море

Айсберги неравномерно распределены по акватории Баренцева моря. Их максимальное количество наблюдается вблизи очагов образования – архипелагов и островов, имеющих выводные ледники; с удалением от них концентрация айсбергов уменьшается. Четкой южной границы распространения айсбергов в Баренцевом море не существует, согласно (Abramov V., 1996), изолиния 1 % среднегодовой вероятности появления айсберга располагается в южной части моря, достигая берегов Норвегии и России. Из документальных источников известны два зафиксированных случая экстремального распространения айсбергов, произошедших в 1881 и 1929 гг. Ввиду исключительности этого явления, рассмотрим эти случаи подробно.

1881 г., Северная Норвегия (провинция Финнмарк)

Появление айсбергов в первой половине июня 1881 г. у побережья Финнмарка детально описано в (Kvitrud A. and Honsi I., 1991). Примерно 5 июня 1881 г. на расстоянии 10 км от п. Гамвик с проходящего судна был обнаружен гигантский айсберг, длиной около 1 км, высотой 25–30 м, имеющий 3 пика. 12 июня 1881 г. на подходе к п. Берлевог другим пароходом был обнаружен, возможно, тот же самый айсберг. В течение некоторого времени с берега в районе этого населенного пункта каждый день наблюдались проходящие айсберги. По оценкам наблюдателей, находившихся на берегу, самый крупный из них имел высоту порядка 30 метров. Айсберги были отделены от кромки льда, которая в тот момент находилась приблизительно в 20 км от берега, а 14 июня они исчезли в северо-восточном направлении. 16 июня почтовое судно, пришедшее в п. Варде, сообщило об айсбергах у побережья, которые оно обнаружило в тот же день.

Как отмечают эти авторы, продвижение айсбергов так далеко на юг проходило на фоне исключительно суровой ледовой обстановки – к 25 мая 1881 г. кромка льда находилась примерно на 72° с.ш. Прошедший после этого шторм и часто повторяющиеся в течение двух последующих недель сильные северные ветры еще более сместили кромку на юг. В июне 1881 г. кромка льда достигла экстремально южного положения и находилась на удалении от 10 до 20 км от побережья Восточного Финнмарка, однако спустя непродолжительное время лед был отнесен в восточном направлении.

Ранее, в начале февраля 1881 г., два обломка глетчерного льда (синего цвета) были найдены между пунктами Квале и Ванне (70°13′ с.ш., 19°30′ в.д.). Наибольший имел высоту 7–10 метров над уровнем моря, в длину он был несколько меньше. Однако (Kvitrud A. and Honsi I., 1991), сообщающие об этом случае, склонны предполагать, что эти обломки айсбергов могли быть занесены как из Баренцева моря, так и из района Исландии, около которой в 1881 г. также отмечались айсберги. В таком случае эти айсберги могли иметь восточно-гренландское происхождение.

Приведенная в вышеупомянутой работе карта синоптической ситуации за январь 1881 г. весьма близка к одному из типов атмосферных процессов, описанных в (Дмитриев А.А., 2000 – рис. 10, стр. 36), при котором центр определяющего барическое поле циклона расположен над Европой, а на Баренцево море от него распространяется активная ложбина низкого давления. При такой ситуации над акваторией Баренцева моря с обеспеченностью более 80 % преобладают восточные ветровые потоки, что способствует выносу льдов и айсбергов из восточной и центральной части моря в его западную часть и к побережью Северной Норвегии.

В том же 1881 г. восточнее – у Кольского полуострова (70° с.ш. и 37° в.д.), был замечен айсберг (Vieze V.Yo., 1928). К сожалению, подробности о его размерах и дате обнаружения неизвестны, но этот факт подчеркивает, что явление экстремального распространения айсбергов было масштабным как во времени, так и в пространстве.

1929 г. Северная Норвегия, Россия

В.Ю. Визе (Визе В.Ю., 1930), сообщает об айсбергах количеством более 10 шт., дрейфовавших в апреле–июле на восток вдоль побережья Норвегии и Кольского п-ва. Высота айсбергов была до 12 м над уровнем моря. В апреле айсберги наблюдались на 71° с.ш. и 34,5° в.д., в первую декаду мая они оказались у побережья Мурмана. В дальнейшем, занесенные ветрами и течениями в Воронку Белого моря, они удерживались под Канинским берегом в течение июня (Зубов Н.Н., 1945). В июле 1929 г. один айсберг был обнаружен западнее северной части о-ва Колгуев (Абрамов В.А. и Зубакин Г.К., 1992). Такой исключительно редкий вынос айсбергов в южные районы Н.Н.Зубов объяснил продолжительным действием ветров северного и северо-западного направлений, вынесших айсберги в Нордкапское течение, которое затем перенесло их на восток, вдоль Кольского полуострова, Мурманским прибрежным течением. Анализ синоптических условий зимы 1928/29 гг. подтвердил преобладание постоянных северных ветров с октября 1928 г. по январь 1929 г. и северо–северо-восточных – с мая по июль 1929 г.

В действительности количество айсбергов, пришедших к берегам Северной Норвегии, было большим – в мае 1929 г. 22 айсберга и огромное количество обломков и осколков было обнаружено у Финнмарка восточнее 23° в.д. Большинство этих айсбергов имело высоту надводной части 6–8 м и горизонтальные размеры около 60×30м. Максимальная высота айсберга составляла около 23 м (Vinje T., 1989; Hoel A., 1962). В мае того же года необычно большое количество айсбергов было зафиксировано севернее – около о. Медвежий (Vinje T., 1989), (Spring W. and Sangolt A., 1993). Сопоставляя эти сведения, Т. Винье делает вы-

вод о возможном происхождении этих айсбергов – ледник Конг-Йоханс (о. Эдж, арх. Шпицберген) (Vinje T., 1989).

Другие аномальные случаи

Аномальные случаи распространения отдельных айсбергов в южные районы Баренцева моря были зарегистрированы в 1933, 1942 гг., (71°28′ с.ш. 36°40′ в.д.) а также в 1963 (71° с.ш.), 1971 (71,4° с.ш.), 1982 (72,2° с.ш.), и 1989 гг. (71,5° с.ш.) (Абрамов В.А., Зубакин Г.К., 1992; Зубакин Г.К. и др. (a), 1994; Зубакин Г.К. и др. (b), 1994). Аномальными также следует признать два случая наблюдения айсбергов в районе о-ва Колгуев (восточнее острова и в Поморском проливе) в июне 1913 г. (Абрамов В.А., Зубакин Г.К., 1992), а также обломка айсберга (высота ~4 м, размеры ~10 × ~20 м), обнаруженного 20.05.2003 северо-западнее острова (Наумов А. и др., 2003). Возможно, небольшие айсберги, достигшие о-ва Колгуев с севера, были вовлечены существующим течением (Проект «Моря СССР», 1990) в циркуляцию по часовой стрелке и, таким образом, один из них мог оказаться в Поморском проливе.

Случай 2003 г.

1 мая 2003 г. по пути следования НЭС «Михаил Сомов» между широтами 72°05′ с.ш. и 73°10′ с.ш. на чистой воде, а затем в молодых и блинчатых льдах вблизи кромки были встречены айсберги и их обломки общим количеством 41 штука. Всего в ходе экспедиции было обнаружено 109 айсбергов и обломков айсбергов. Распределение их было неравномерное – чаще группами по 4–8 штук и на удалении 1–10 миль друг от друга (рис. 1.7.4).

Размеры обломков айсбергов и айсбергов составляли по визуальной и инструментальной оценке от 10–20 до 450 м, а высота – от 3 до 10 м над уровнем моря (Информационный отчет, 2003).

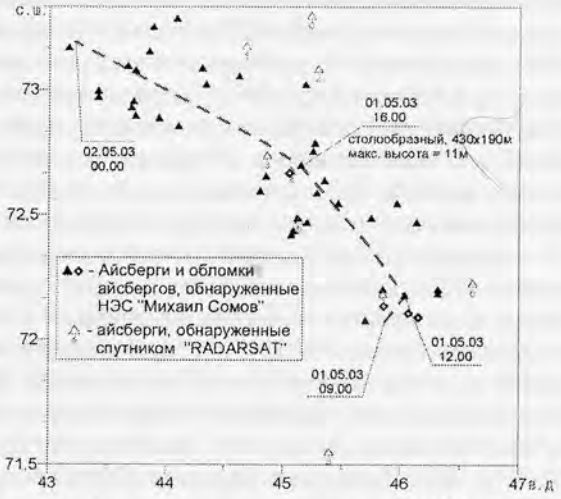


Рис. 1.7.4. Айсберги, зафиксированные экспедицией ААНИИ (01.05.2003) и спутником «RADARASAT» (02.05.2003)

Необходимо отметить, что экспедиционные исследования айсбергов проводились попутно во время движения к району работ (01.05.2003) и в локальном прикромочном районе после окончания основного этапа ледоисследовательских работ (11–14.05.2003). Этим объясняется вытянутость «облака наблюдений» айсбергов и относительно небольшие размеры обследованной акватории в центральном районе Баренцева моря (рис. 1.7.5). Логично предположить, что одновременно с айсбергами, находившимися на обследованной акватории, на более обширной площади Баренцева моря также могли находиться айсберги.

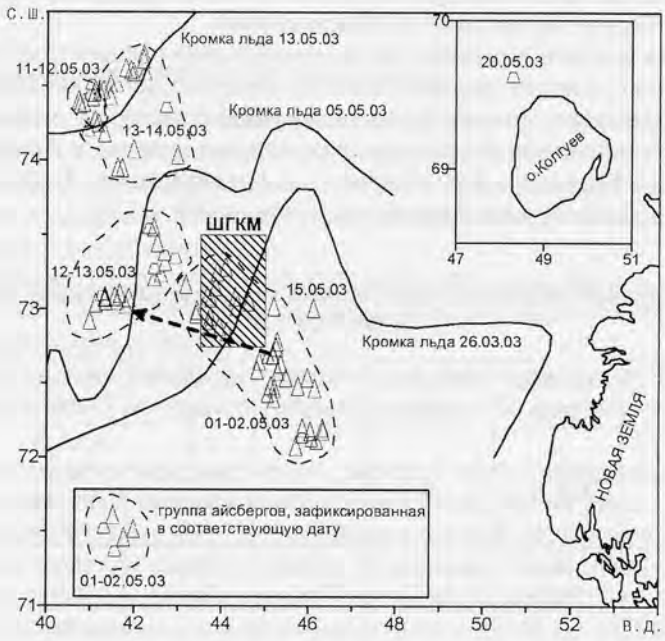


Рис. 1.7.5. Местоположение айсбергов в районе ШГКМ, зафиксированных в мае 2003 г. (по данным (Наумов А.К. и др., 2003)).
Пунктирная стрелка – дрейф столообразного айсберга 01–12.05.2003, на врезке – обломок айсберга в районе о. Колгуев

Несмотря на ограниченные районы, охваченные спутниковыми изображениями, и небольшое количество опознанных айсбергов, следует отметить, что применяемый подход позволяет хотя бы качественно очертить область распространения крупных айсбергов в мае 2003 г. Самый южный из зафиксированных с помощью RADARSAT айсбергов был отмечен в точке с координатами 71°33′15,5" с.ш., 45°23′51,2" в.д. (рис. 1.7.4). Примечательно, что этот айсберг является самым южным (за исключением обломка у о.Колгуев) из всей выборки экспедиционных и спутниковых данных 2003 г. Примерно на той же широте айсберг был зафиксирован и в 1942 г. Более южное проникновение айсбергов отмечалось только в трех случаях – в 1963, 1929 и 1881 гг. Таким образом, следует

признать, что событие 2003 г. является крупной аномалией, что ставит этот год в один ряд со случаями максимального распространения айсбергов.

Айсберги, обнаруженные со спутника ENVISAT, в основном находились в прикромочном районе между 25 и 36 меридианами; два из них (размерами 150 и 225 м) находились на востоке Шпицбергенской банки (~75°30' с.ш. и ~25°15' в.д.) и, возможно, сидели на грунте. Самый крупный айсберг (размеры – 675 м) находился в точке 74°04′7,17" с.ш., 36°12′34,58" в.д. Самый южный айсберг (размером около 225 м) из этой группы был зафиксирован в точке 72°57′54,2" с.ш., 32°11′21,5" в.д. К сожалению, район о. Медвежий, характерный частыми появлениями айсбергов, не попадает в область снимка.

Наиболее важным в отношении экстремального распространения айсбергов в мае 2003 г., следует признать факт их обнаружения на акватории ШГКМ (рис. 1.7.5). Известно, что они оставались в районе месторождения и позднее.

Анализ синоптической ситуации для центральной части Баренцева моря, выполненный Ивановым В.В. (Научно-технический отчет, 2003), показывает следующие преобладающие воздушные потоки (табл. 1.7.2).

Таблица 1.7.2

Направления преобладающих воздушных потоков над центральной частью Баренцева моря за 2002–2003 гг.

Месяц	Сентябрь 2002	Октябрь 2002	Ноябрь 2002	Декабрь 2002	Январь 2003	Февраль 2003
Воздушные потоки	СЗ, С	В	С	З, с частым переходом к С	ЮВ, В, частые отходы к ЮЗ	З, с частым отходом к СЗ
Месяц	Март 2003	Апрель 2003	Май 2003	Июнь 2003	Июль 2003	Август 2003
Воздушные потоки	З, с частым отходом к С	СЗ, С	З	СВ	С, с частым отходом к Ю	В

Без сомнения, преобладание воздушных потоков северной четверти с февраля по июль 2003 г. включительно способствовало как выносу айсбергов в центральную часть Баренцева моря и их аномальному распространению на юг, так и тому, что они долго удерживались в центральной части моря.

Следует отметить, что обнаружение в мае 2003 г. в центральной части Баренцева моря айсбергов размерами 100–300 м (максимум – 675 м), и их продвижение на юг, сопоставимое лишь с малым количеством случаев из всех известных, является аномальным событием. Это событие, несомненно, заставляет нас по-новому взглянуть на проблему достаточности сведений об айсбергах баренцевоморского региона. Окончательное выявление происхождения обнаруженных в 2003 г. айсбергов и причины их массового образования представляется важной самостоятельной задачей.

Все случаи максимального распространения айсбергов в Баренцевом море, по сведениям имеющихся в нашем распоряжении источников (архива данных ААНИИ, данных экспедиционных исследований ААНИИ в 2003 г., данных ИСЗ, предоставленных NORSK HYDRO, опубликованных источников – см. список литературы), представлены в виде комплексной карты (рис. 1.7.6 вклейки).

Проникновение большого количества айсбергов и обломков айсбергов на акваторию ШГКМ, и их нахождение в районе месторождения в течение нескольких месяцев, является серьезным прецедентом, учет которого необходим для обеспечения будущей безопасной эксплуатации добывающего комплекса месторождения.

1.7.4. Форма айсбергов, оценки их размеров и масс

В зависимости от условий образования айсберги имеют различную форму. Принято выделять следующие основные формы айсбергов:

Столообразные (прямоугольные, кубические). Они порождаются медленно движущимися ледниками. Верхние и нижние поверхности таких айсбергов в основном ровные и горизонтальные.

Пирамидальные. Появляются из быстродвижущихся ледников и имеют остроконечную, неправильной формы вершину, большую высоту и сравнительно малые горизонтальные размеры.

Куполообразные и холмообразные айсберги, с понижением от центра к краям, возникают в результате деформации ледников на склонах материка еще до спуска в море.

Кроме того, в процессе разрушения айсберги могут принимать различные формы, например наклонную, докообразную по типу «сухой док», гротообразную, окатанную (Айсберги как элемент навигационной обстановки, 1988).

Регулярные авиаразведки, начавшиеся с 50-х годов, а также специальные программы, посвященные исследованию айсберговой проблемы (IDAP, ICEBASE), проведенные зарубежными специалистами в период с 1988 по 1992 годы в норвежском секторе Баренцева моря, зарегистрировали, что в Баренцевом море



Рис. 1.7.7. Распределение повторяемости форм айсбергов в Баренцевом и Карском морях по данным за 1928–1991 гг.

1 – обломки айсберга; 2 – столообразный айсберг; 3 – кусок айсберга; 4 – пирамидальный айсберг; 5 – прочие формы айсбергов

встречаются 8 разновидностей форм айсбергов: обломок айсберга, столообразный айсберг, кусок айсберга, пирамидальный айсберг, куполообразный айсберг, окатанный айсберг, наклонный айсберг и разрушающийся айсберг. Согласно наблюдениям, охватывающим период с 1928 по 1991 г., в 73 % случаев наблюдатели фиксировали обломки айсбергов, в 16 % случаев – столообразные айсберги, в 5,5 % – куски айсбергов, а на долю остальных форм приходится около 1,5 % фиксаций (рис. 1.7.7), (Zubakin G.K. et. al., 2005).

Морфометрические измерения параметров айсбергов с помощью технических средств позволяют определить средние и максимальные значения таких характеристик как высота надводной части, длина, ширина, общая масса, объем айсберга. Основные статистические характеристики надводных частей айсбергов, наблюдавшихся до 1992 г., приведены в таблице 1.7.3 (Zubakin G.K. et. al., 2005), максимальные размеры дрейфующих айсбергов – в таблице 1.7.4 (Zubakin G.K. et. al., 2005).

Таблица 1.7.3

Основные статистические характеристики линейных размеров надводной части айсбергов Баренцева моря

Источник данных	Кол-во айсбергов	Длина, м.	Ширина, м.	Высота, м.	Способ определения параметров
Северная и Центральная часть моря					
Abramov V., 1996	97	64 ± 38	46 ± 33	11 ± 6	Визуальный
Северо-западная часть моря (73–81° с.ш., 15–35° в.д.)					
Lovas S.M. et. al., 1993	330	92,3 ± 52,9	–	15,4 ± 6,9	Стереофотосъемка
Северо-западная часть моря (75–80° с.ш., 16–34° в.д.)					
Loset S., Carstens T., 1993	52	117,9 ± 97,5	80,9 ± 65,1	15,4 ± 8,0	Стереофотосъемка

Таблица 1.7.4

Максимальные размеры айсбергов, зафиксированных в Баренцевом море

Год	Источник	Число наблюд.	Длина, м	Ширина, м	Высота, м	Примечание
1989 – 1991	Abramov V., 1996	97	180	160	30	Судовые наблюдения
1988	Lovas S.M. et. al., 1993	109	319,1	251,7	36,7	Прогр. IDAP
1989	Lovas S.M. et. al., 1993	68	196,1	169,3	34,2	Прогр. IDAP
1990	Lovas S.M. et. al., 1993	89	257,7	188,0	38,5	Прогр. IDAP
1991	Lovas S.M. et. al., 1993	41	307,6	272,6	24,0	Прогр. IDAP
1992	Lovas S.M. et. al., 1993	23	217,8	120,0	24,3	Прогр. IDAP
2003	Zubakin G.K. et. al., 2005, Наумов А.К. и др., 2003	109	430	190	20,8	Экспедиции ААНИИ

По данным инструментальных наблюдений (эхолотирование, георадар) соотношение надводной и подводной частей столообразных айсбергов в регионе составляет 1/7. Максимальная осадка айсберга в районе ЗФИ (айсберг на мели) составила 180 м. Максимальные объемы айсбергов в северной части Баренцева моря достигают 15–20 млн м^3, модальное значение порядка 1 млн м^3.

1.7.5. Дрейф айсбергов

Траектории движения айсбергов формируются в результате воздействия многих природных факторов (ветровое воздействие, непериодические и приливные течения). При этом действующие силы находятся в сложном нелинейном взаимодействии как между собой, так и с самим айсбергом, в зависимости от его формы, размеров, массы и т.п.

Для анализа траекторий были привлечены данные о дрейфе автоматических буев, установленных на айсберги. Для оценки синоптической и мезомасштабной изменчивости скорости дрейфа айсберга были проанализированы траектории движения айсберга в период с 12.08 по 02.09.1990 (рис 1.7.8).

Как видно из рисунка 1.7.8, в течение двух недель айсберг двигался попеременно по антициклонической и циклонической траекториям эллиптического типа. При этом характерный пространственный масштаб этих циркуляций составляет 6–12 миль. Как показал анализ модуля скорости ветра, данный период характеризовался минимальными скоростями ветра со средним значением, не превышающим 5 м/с.

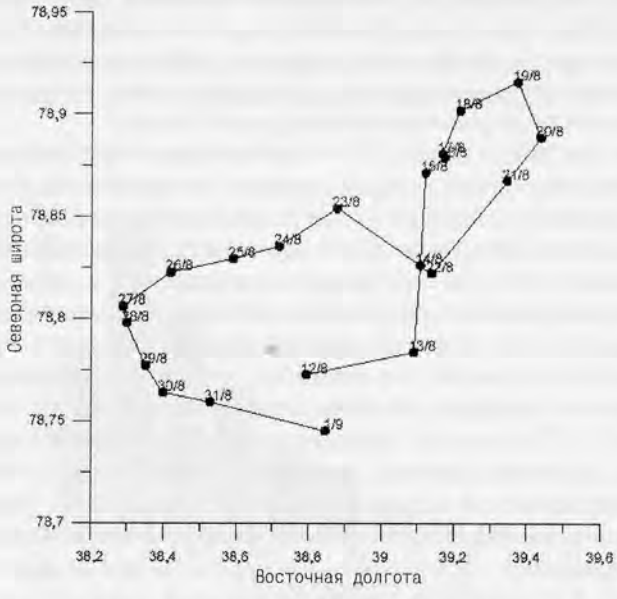


Рис. 1.7.8. Траектория дрейфа айсберга с ежесуточными отметками позиции

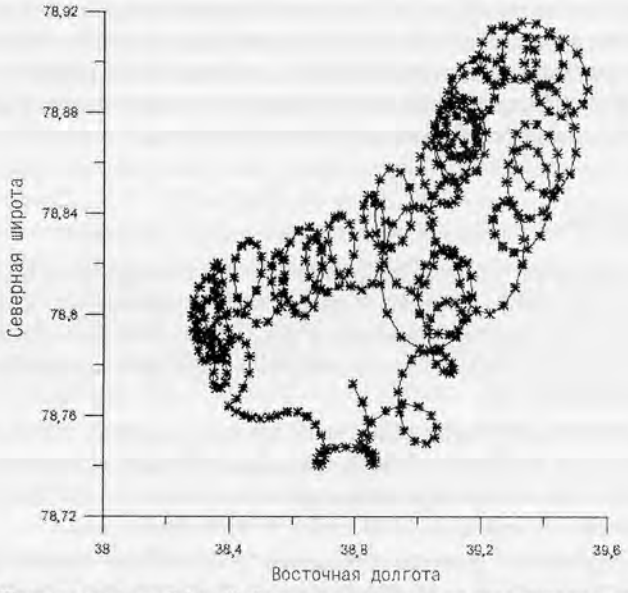


Рис. 1.7.9. Траектория дрейфа айсберга с ежечасными отметками позиции

Таким образом, можно сделать вывод, что в данный период движение айсберга в большей степени определялось особенностями океанической циркуляции соответствующих масштабов. Таким пространственным масштабом обладают вихревые образования, формирующиеся в верхнем перемешанном слое в зоне кромки дрейфующих льдов. Отсюда следует весьма важный практический вывод о необходимости явного учета вихревых движений подобного масштаба при разработке методов краткосрочного (несколько суток) прогноза дрейфа айсберга, особенно если он движется вблизи кромки льдов.

Кроме того, как видно на рис. 1.7.9 с ежечасными отметками позиции айсберга, его дрейф имеет более сложный характер, представляющий сумму поступательного и кругового движения, что не отслеживается на рисунке 1.7.8 с ежесуточными отметками. Мезомасштабные круговые перемещения айсбергов представляют большую угрозу для сооружений на шельфе, т.к. в данном случае айсберг следует рассматривать не как материальную точку с характерными длиной, шириной и высотой, а как объект, имеющий размеры суточной циркуляции айсберга. Данное обстоятельство, по-видимому, приводит к увеличению вероятности столкновения айсберга с объектом и требует специального исследования.

На рисунке 1.7.10 приведена траектория дрейфа айсберга в течение трех суток только под действием прилива, полученная в результате расчетов по трехмерной гидродинамической модели (Polyakov I.V. et. al., 1994). Моделирование выполнялось для северо-восточного района Баренцева моря. Как видно из рисунка, радиус приливной циркуляции айсберга составляет порядка 200 м.

На рисунке 1.7.11 приведена гистограмма модуля скорости дрейфа айсбергов для северной части Баренцева моря.

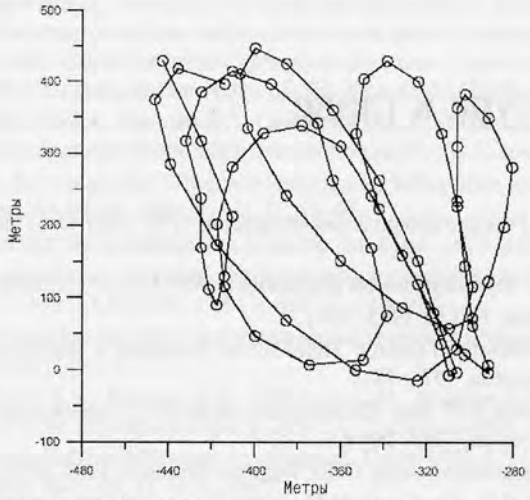


Рис. 1.7.10. Приливной дрейф айсберга по модельным расчетам (для средних приливных условий)

Статистический анализ данных показал, что средняя скорость дрейфа в этом районе составила 0,2 м/с, максимальная – 1,2 м/с. Увеличение скорости дрейфа айсберга возможно при совпадении направления действующих на него сил. Как показано в работе Лосета (Loset S, Carstens T., 1993), скорость перемещения айсберга в этом случае может увеличиться в несколько раз (с 0,25 м/с до максимального значения 1,38 м/с). Оценки влияния внешних факторов на скорость дрейфа айсбергов показывают, что при малых скоростях ветра (менее 8 м/с) дрейф айсберга определяется в основном течением, а при скоростях ветра более 8 м/с (умеренном и сильном) – ветровым воздействием (El-Tahan H. et. al., 1983).



Рис. 1.7.11. Распределение модуля скорости дрейфа айсбергов (Зубакин Г.К. и др., 2000)

Литература к главе

Абрамов В., Зубакин Г. Русские наблюдения айсбергов, 1970–1989. Отчет по проекту N-1330. 1992. 33 с.

Айсберги как элемент навигационной обстановки, МО СССР ГУНИО. 1988. 36 с.

Атлас Арктики, Москва: ГУГК. 1985. 204 с.

Атлас Мурманской области, Главное Управление геодезии и картографии при Совете Министров СССР, Москва, 1971. 78 с.

Богородскнй В.В., Гаврило В.П. Лед. Физические свойства. Современные методы гляциологии. Л.: Гидрометеоиздат. 1980. 164 с.

Бородачев В.Е. Льды Карского моря. СПб: Гидрометеоиздат. 1998. 182 с.

Бородачев В.Е., Гаврило В.П., Казанский М.М. Словарь морских ледовых терминов. СПб: Гидрометеоиздат. 1994. 128 с.

Бородачев В.Е., Комов Н.И., Дворкин Е.Н. Многолетние стамухи в Карском море // Труды ААНИИ. 1990. Т. 418. С. 108–115.

Бушуев А.В., Быченков Ю.Д. Исследование распределения и динамики морских льдов по телевизионным снимкам ИСЗ «Метеор». Временная инструкция. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 132 с.

Бушуев А.В., Волков Н.А., Лощилов В.С. Атлас ледовых образований. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 142 с.

Вадзинский Р.Н. Справочник по вероятностным распределениям. СПб: «Наука», 2001. 295 с.

Вентцель Е.С. Теория вероятностей. М: Государственное издательство физ.-мат. литературы, 1958. 464 с.

Визе В.Ю. Айсберги у северных берегов Европы в 1929 г. // Известия Государственного Гидрологического Института, 1930. № 29. С. 77–84.

Виноградов О.Н., Кренке А.Н. Морфология и эволюция ледяных берегов (по исслед. на ЗФИ). // Докл. АН СССР, 1964. № 4. С. 795–798.

Глазовский А.Ф. Взаимодействие ледниковых покровов с ложем в пределах материковых окраин. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 257 с.

Глазовский А.Ф. и др. Исследования приливного ледника Ханса на Шпицбергене // Матлы гляциологич. исследований. 1991. № 71. С. 143–149.

Гляциология Шпицбергена. М.: Наука, 1985. 200 с.

Говоруха Л.С. Современное наземное оледенение Советской Арктики. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. 256 с.

Горбунов Ю.А., Лосев С.М., Тимохов Л.А. Дрейф льда при наличии стамух // Труды ААНИИ, 1977. Т. 338. С. 79–94.

Гордиенко П.А. Припайные льды арктических морей. Часть II. Устойчивость припайных льдов и их весенне-летнее разрушение. Л., 1971. 172 с.

Григоркина Р.Г., Фукс В.Р. К проблеме приливного происхождения полугодовой периодичности гидрометеорологических процессов в Северной Атлантике // Атлантический океан. Рыбопоисковые исследования. Изд. Атлант.НИРО, 1970. Вып. 3. С. 17–25.

Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г. Колебания ледовитости Гренландского, Баренцева и Карского морей. Отчет о научно-исследовательской работе. Климат полярных регионов России в XXI веке как фактор развития Северного Морского пути и освоения севера. ГНЦ РФ ААНИИ. Научный руководитель Алексеев Г.В. Фонды ААНИИ. СПб. 2004. 126 с.

Гудкович З.М., Кириллов А.А., Ковалев Е.Г., Сметанникова А.В., Спичкин В.А. Основы методики долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей. Л.: Гидрометеоиздат, 1972. 348 с.

Гудошников Ю.П. Дмитриев А.А. Прошлое, настоящее и будущее климата региона Баренцева моря // Труды ААНИИ, 1999. Т. 441. С. 33–45.

Гумбель Э. Статистика экстремальных значений. М. Мир, 1965. 450 с.

Дементьев А.А. Климатические условия образования и дрейфа айсбергов в Баренцевом и Карском морях // Труды ААНИИ, 1997. Т. 439. С. 197–215

Дмитриев А.А. Динамика атмосферных процессов над морями Российской Арктики. СПб: Гидрометеоиздат, 2000. 233 с.

Дмитриев А.А., Иванов В.В., Куражов В.К., Прямиков С.М., Тимохов Л.А. и др. Сценарий изменения климата в регионе Беренцева моря до 2050 г. // Труды ААНИИ, 1999. Т. 441. С. 195–201.

Долгушин Л.Д. Современное наземное оледенение. Справочник. // Мат-лы гляциологич. исследований. 2000. Вып. 88. С. 157–208.

Доронин Ю.П., Хейсин Д.С. Морской лед. Л.: Гидрометеоиздат, 1975. 318 с.

Захаров В.Ф. Льды Арктики и современные природные процессы. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 136 с.

Захаров В.Ф. Похолодание Арктики и ледяной покров арктических морей // Труды ААНИИ, 1976. Т. 337. С. 95.

Зубакин Г.К. Крупномасштабная изменчивость ледяного покрова морей Северо-Европейского бассейна. Л.: Гидрометиздат, 1987. 160 с.

Зубакин Г.К. Ледяной покров морей Северо-Европейского бассейна (крупномасштабная изменчивость). Диссертация на соискание ученой степени доктора географических наук. Мурманск, 1988. 343 с.

Зубакин Г.К. Отчет «Обобщение архивных источников по ледовому режиму восточной части Баренцева моря, вероятностные оценки транзита тяжелых льдов и айсбергов в район Штокмановского ГКМ и подготовка исходных данных под задачи проектирования». СПб. Фонды ААНИИ. 2000. 202 с.

Зубакин Г.К. и др. (a) «Ледовые условия и айсберги в районе Штокмановского ГКМ на трассах газопровода и в местах выхода его на берег. ТЭО на разработку Штокмановского ГКМ, книга 5. СПб, ААНИИ, 1994. 165 с.

Зубакин Г.К. и др. (b) «Разработать предложения по защите стационарных сооружений на Штокмановском ГКМ от плавучих льдов и айсбергов». Отчет по проекту. СПб, ААНИИ, 1994. 193 с.

Зубакин Г.К., Бузин И.В., Скутин А.А. Оценка ледовых условий в районе ШГКМ // Труды ААНИИ, 2004. Т. 449. С. 124–139.

Зубов Н.Н. Льды Арктики. Москва: Главсевморпуть, 1945. 108 с.

Иванов В.В., Лебедев А.А. Ведущие закономерности многолетней и сезонной изменчивости макроциркуляции атмосферы, метеорологических и ледовых условий в юго-восточной части Баренцева моря в конце XX – начале XXI столетий // Труды ААНИИ, 2004. Т. 449. С. 8–23.

Информационный отчет по проекту «Выполнить комплекс ледоисследовательских работ в районе Штокмановского газоконденсатного месторождения (ШГКМ) в апреле–мае 2003 г.» /Под ред. Г.К.Зубакина. Договор №Ш-19/25-СЗ-2.12.03 ЗАО «Севморнефтегаз» с ГУ ААНИИ, 2003. 144 с.

Каменкович В.М., Кошляков М.Н., Монин А.С. Синоптические вихри в океане. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 254 с.

Каталог ледников Новой Земли. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 79 с.

Колесов С.А., Наумов А.К. Некоторые подходы к исследованию торосов и стамух в арктических морях // Тезисы докладов 1й международной конференции «Освоение шельфа арктических морей России». СПб: СПбГТУ, 1993. С. 106–107.

Корякин В.С. Ледники Арктики. М.: Наука, 1964. 158 с.

Лебедев А.А. Особенности структуры и закономерности многолетней изменчивости ледовитости североатлантических морей // Труды ААНИИ. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. Т. 396. С. 122–133.

Лоция Баренцева моря, часть II. М.: ГУНИО, 1983. 279 с.

Лоция западной части Карского моря. М.: ГУНИО, 1992. 222 с.

Лоция Обь-Енисейского района Карского моря М.: ГУНИО, 1993. 311 с.

Любарский А.Н. Колебания ледовитости северных морей и их возможные причины // Труды гл. геофизич. Обсерватории, 1977. Вып. 386. С. 111–121.

Максимов И.В. Геофизические силы и воды океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. С. 362–369.

Максимов И.В., Смирнов Н.П. О происхождении полугодового ритма в деятельности океанских течений. // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1965. Т. 1. №10. С. 1079–1087.

Международная символика для морских ледовых карт и номенклатура морских льдов / Под ред. Б.А. Крутских. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 56 с.

Миронов Е.У. Изменчивость ледовых условий Гренландского и Баренцева морей и их долгосрочный прогноз. Диссертация на соискание ученой степени доктора географических наук. СПб. Фонды ААНИИ. 2000. 296 с.

Митропольский А.К. Техника статистических вычислений. М.: Наука, 1971. 576 с.

Монин А.С. Прогноз погоды как задача физики. М.: Наука, 1969. 184 с.

Морозова Т.П., Хромцова М.С. Формирование и разрушение припая в арктических морях // Труды ААНИИ, 1958. Т. 90. 148 с.

Наумов А.К. Распределение айсбергов в районе Штокмановского ГКМ и оценки столкновения айсберга с платформой. // Труды ААНИИ, 2004. Т. 449. С. 140-152.

Наумов А.К., Зубакин Г.К., Гудошников Ю.П., Бузин И.В., Скутин А.А. Льды и айсберги в районе Штокмановского газоконденсатного месторождения // Труды RAO-03. Санкт-Петербург, 16–19 сентября, 2003. С. 337–342.

Научно-технический отчет по проекту «Выполнить комплекс ледоисследовательских работ в районе Штокмановского газоконденсатного месторождения (ШГКМ) в апреле–мае 2003 г.» /Под ред. Г.К.Зубакина. Договор №Ш-19/25-СЗ-2.12.03 ЗАО «Севморнефтегаз» с ГУ ААНИИ, 2003. 311 с.

Номенклатура Всемирной метеорологической организации по морскому льду. Женева, 1970. ВМО. № 259. С. 145.

Озмидов Р.В. О распределении энергии по разномасштабным движениям в океане // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1965. Т. 1. №4. С. 439–448.

Оледенение Земли Франца-Иосифа. М.: Наука, 1973. 352 с.

Отчет по договору № 6/25-2002 от 28.11.2002, раздел 4.3 // Г.К.Зубакин, Ю.Н. Алексеев, И.В.Бузин, А.А.Скутин. «Предварительная оценка влияния айсбергов на эксплуатацию ШГКМ», 2003. 57 с.

Отчет по НИР «Анализ исторических ледовых и гидрометеорологических данных в Печорском море» / Под ред. Е.У. Миронова. СПб.: Фонды ААНИИ. 1996. 192 с.

Отчет по НИР «Распределение ледяного покрова в арктических морях в зимне-весенний период и возможность его прогнозирования» / Под ред. А.А.Кириллова, В.А.Спичкина. Л.: Фонды ААНИИ, 1980. 218 с.

Песчанский И.С. Ледоведение и ледотехника. Гидрометеиздат, 1967. 320 с.

Природные условия Байдарацкой губы – основные результаты исследований для строительства подводного перехода. М.: Изд-во «ГЕОС», 1997. 447 с.

Проект «Моря СССР». Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР //Том 1. Баренцево море. Выпуск 1. Гидрометеорологические условия. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 280 с.

Спичкин В.А., Беленькая С.С. Методика долгосрочного прогноза окончательного разрушения припая в Карском, Лаптевых и Восточно-Сибирском морях // Труды ААНИИ. 1965. Т. 115. С. 7–85.

Тюряков А.Б. Метод долгосрочного прогноза ледовитости юго-восточной части Баренцева моря // Отчет по проекту 1.7.2.1. ЦНТП. Фонды ААНИИ. 1996. С. 42–112.

Федоров К.Н. О годовых и полугодовых колебаниях общей циркуляции океанов // ДАН СССР, 1957. Т. 116. № 3. С. 393–396.

Цветков М.В., Шматков В.А., Бенземан В.Ю. Некоторые вопросы статистического моделирования в связи с проблемой выявления скрытых периодичностей // Труды ААНИИ, 1985. Т. 389. С. 105–113.

Чилингаров А.Н., Кадачигов Г.А. Некоторые особенности морфологии нижней и верхней поверхностей припайных льдов // Проблемы Арктики и Антарктики, 1981. Вып. 56. С. 46–50.

Abramov V. Atlas of Arctic Icebergs, Backbone Publishing Company, 1996. 126 p.

«ACSYS HISTORICAL ICE CHART ARCHIVE (1553–2002)», Tromsø, Norway January 2003, IACPO Informal Report No. 8 // T.B.Løyning, C.Dick, H.Goodwin, O.Pavlova, T.Vinje, G.Kjærnli, T.Villinger. 146 p.

Bernard Lefanconnier and Jon Ove Hagen. Surging and calving glaciers in Eastern Svalbard / Meddelers NR 116, Norsk Polarinstitutt, Oslo, 1991. 130 p.

Borisenkov G.P., Tsvetkov A.V., Agaponov S.V. On some characteristics of insolation changes in the past and the future – «Climate Change». 1983. №3. P. 237–244.

El-Tahan H., El-Tahan M., Davis H.L., Venkatesh S. Factors controlling iceberg drift and design of an iceberg drift forecast system // Proceedings of the 7th International Conference on Port and Ocean Engeniiring Under Arctic Conditions (POAC-83, vol. 3, PP. 263–281), VTT Symposium (1983). № 37, P. 263–281.

Gorbunov Ju.A., Losev S.M., Tyuryakov A.B., Dyment L.N. Stamukhas in the Pechora Sea // Proceedings of the sixth international conference on ships and marine structures in cold regions. Icetech'2000, 12–14 September 2000, St. Petersburg, Russia. P. 508–511.

Gudoshnikov Y., Zubakin G., Naumov A. Iceberg Distribution in the Region of Svalbard. AARI Project Report 10809, 1994. 23 p.

Gumbel E. Statistics of Extremes, Columbia University. Press N.Y. 1962. 385 p.

Hoel A. Isfjell pa kusten av Ost-Finnmark. Norsk Geografisk Tidsskrift. 18 (5–6), 1962. 12–21 p.

Honsi I. Isfjell i Barentshavet (Icebergs in the Barents Sea). Report OD-88-75, Norwegian Petroleum Directorate 1988. 85 p.

Ivanov V.V., Vinogradov N.D. Meteorological forecast // INSROP WORKING PAPER. Norway. 1996. № 36. 1.6.1. P. 7–20.

Kvitrud A., Honsi I. Icebergs in the Norwegian Continental Shelf in 1880 – 1881, 1991 OMAE. Vol. IV, Arctic/Polar Technology ASME. 1991. P. 131–136.

Lensu M. Sea ice ridging in the Kara Sea / Proc. Of the 15th International Conference on Port Ocean Engeneering under Arctic Conditions, POAC'99, Espoo, Finland, Aug. 23–27, 1999. Vol. 1. P. 371–379.

Løset S, Carstens T. Production of icebergs and Observed Extreme Drift Speeds in the Barents Sea. Poac-93. 1993. Vol. 1. P. 425–438.

Løset S., Shkhinek K., Strass P., Gudmestad O.T., Michalenko E., Karna T. Ice conditions in the Barents and Kara Seas / Proc. 1997 OMAE, Yokohama. Vol. IV Arctic/Polar Technology. P. 173–181.

Lovas S.M., Spring W., Holm A. Stereo Photogrammetric Analysis of Icebergs and Sea Ice from the Barents Sea Ice Data Acquisition Program (IDAP), POAC-93. Vol. 1. P. 439–449.

Mironov Ye.U., Zubakin G.K, Ivanov V.V., Lebedev A.A., Buzin I.V. Extreme ice conditions in the Pechora Sea during the last century. POAC-99. 1999. Vol. 1. P. 364–370.

Polyakov I.V., Kulakov I.Yu., Kolesov S.A., Naumov A.K., Dmitriev N.Eu. Coupled ice-ocean dynamics model of the Kara Sea. Tech. Rep. 4-YA-94. Arctic and Antarctic Reseach Institut. 1994. 194 p.

Spring W., Sangolt A. Result of the Ice Data Acquisition Program (IDAP) in the Barents Sea, 1988–1992. Proceedings of the POAC-93. 1993. Vol. 1. P. 450–461.

Vieze V.Yo. Some data on Franz-Josef Land glaciology // Izvestiya Gosudarstvennogo Gidrologicheskogo Instituta. Translation of States Hydrological Institute, 1928. № 22. P. 61–78.

Vinje T. Icebergs in the Barents Sea. Eight International Conference on Offshore Mechanics and Arctic Engineering. The Hague, March 19–23, 1989. P. 139–145.

Woods J.D. Do waves limit turbulent diffusion in the ocean?// Nature. 1980. Vol. 288. № 5788. P. 219–224.

Zubakin G.K., Naumov A.K., Buzin I.V. Estimates of ice and iceberg spreading in the Barents Sea, Proceedings of the 14th International Offshore and Polar Engineering Conference, 2004. P. 863–870.

Zubakin G.K., Naumov A.K., Skutina E.A. Icebergs of the Western Sector of the Russian Arctic. Proceedings of 18th International Conference on Port and Ocean Engineering (POAC-2005), Potsdam, USA, 26–30 June, 2005. P. 565–573.

Zubakin G.K., Shelomentsev A.G., Onshuus D.K., Eide L.I., Buzin I.V. Spatial Distribution of Icebergs in the Barents Sea Based on Archived Data and Observations of 2003 Proceedings of 18th International Conference on Port and Ocean Engineering (POAC-2005), Potsdam, USA, 26–30 June, 2005. P. 575–583.

2 Воздействие ледяных образований на природные и инженерные объекты

2.1. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ О ЛЕДЯНОМ ПОКРОВЕ ПРИ РАСЧЕТЕ ЛЕДОВЫХ НАГРУЗОК НА ДНО И ШЕЛЬФОВЫЕ СООРУЖЕНИЯ

2.1.1. Формулировка проблемы

Ледовые нагрузки на дно, берега и сооружения, предназначенные для эксплуатации на арктическом шельфе, являются существенным, а во многих случаях и определяющим фактором при принятии проектных решений и определении режимов безопасной эксплуатации таких инженерных объектов. В то же время, надежность оценки этих нагрузок в настоящее время не соответствует важности решений, которые основываются на этих оценках. Как показал сопоставительный анализ (Shkhinek K.N. et al., 1994; Croasdale K.R. and Kennedy K.P., 1996), глобальные ледовые нагрузки на дно и шельфовые сооружения, определенные с помощью признанных методов расчета и действующих национальных правил и норм, могут отличаться более чем в 10 раз. Поскольку такая ситуация является неприемлемой при решении практических задач, предпринимаются шаги, направленные на совершенствование способов расчета ледовых нагрузок. Наибольший эффект может быть достигнут в результате одновременного продвижения по нескольким направлениям, включая углубление и расширение знаний о свойствах льда и характеристиках морского ледяного покрова, развитие теоретических моделей взаимодействия льда и сооружения (в том числе привлечение наиболее совершенных численных процедур), испытания моделей сооружений в лабораторных условиях, измерения на натурных объектах.

В данном разделе рассматривается один из аспектов проблемы, а именно вопрос интерпретации данных о характеристиках ледяного покрова для расчета

нагрузок, т.е. насколько адекватно представляется ледяной покров в теоретических моделях взаимодействия льда с сооружением применительно к оценке ледовых нагрузок.

2.1.2. Морфометрия ледяного покрова

В зависимости от морфометрических характеристик при расчете ледовых нагрузок обычно выделяют три основных типа ледяного покрова:

- ровный лед;
- наслоенный лед;
- торосистый лед.

Ровный лед является наиболее часто используемой идеализацией реального ледяного покрова (например, в ВСН 41.88 / Миннефтепром, 1988; СНиП 2.06.04-82, 1996 все без исключения расчетные формулы получены для ровного льда). Для этого можно выделить две основные причины. Во-первых, ранее, в течение длительного времени, практический интерес представляли преимущественно ледовые нагрузки на сооружения на реках и внутренних водоемах; в этих случаях ровный лед является наиболее характерным, а порой и единственным типом ледяного покрова. Во-вторых, построение расчетных зависимостей для нагрузок от ровного льда представляет наименьшую сложность. Как правило, такие зависимости базируются на представлении ледяного покрова в виде пластины на упругом основании. Если перед сооружением не образуется навал льда, то подобные модели потенциально могут дать высокую точность результата. Однако, кроме случаев сравнительно узких опор, перед сооружением наблюдается торосообразование, и картина взаимодействия льда с конструкциями становится существенно иной. Кроме того, ровный лед в арктических шельфовых районах встречается не часто. В таких динамичных районах, каким является Печорское море, такой лед вообще не характерен: при типичной торосистости 3–4 балла небольшие участки льда, у которых верхняя поверхность сравнительно ровная, имеют существенно нерегулярную нижнюю поверхность и толщину, превышающую толщину ровного льда (рис. 2.1.1, участки А1 и А2). В любом случае, для подавляющего большинства сооружений воздействие ровного льда не является расчетным сценарием, т.е. дающим максимальные нагрузки.

Модель «наслоенного льда» применительно к определению проектных ледовых нагрузок стала использоваться сравнительно недавно. В частности, ни в российских нормативах (ВСН 41.88 / Миннефтепром, 1988) и (СНиП 2.06.04-82, 1996), ни в американских рекомендациях (API RP 2N, 1995) этот термин при описании процедуры расчета нагрузки вообще не упоминается. В то же время понятие «наслоенный лед» давно и широко используется ледоисследователями. В соответствии с (Международной символикой ..., 1984), наслоение льда – это «результат сжатия морского льда, при котором одна льдина наслаивается на другую, – обычно происходит при сжатии ниласовых и молодых видов льда». Следовательно, в строгом значении этот термин относится ко льдам толщиной приблизительно до 30 см; при большей толщине будет наблюдаться торосообразование.

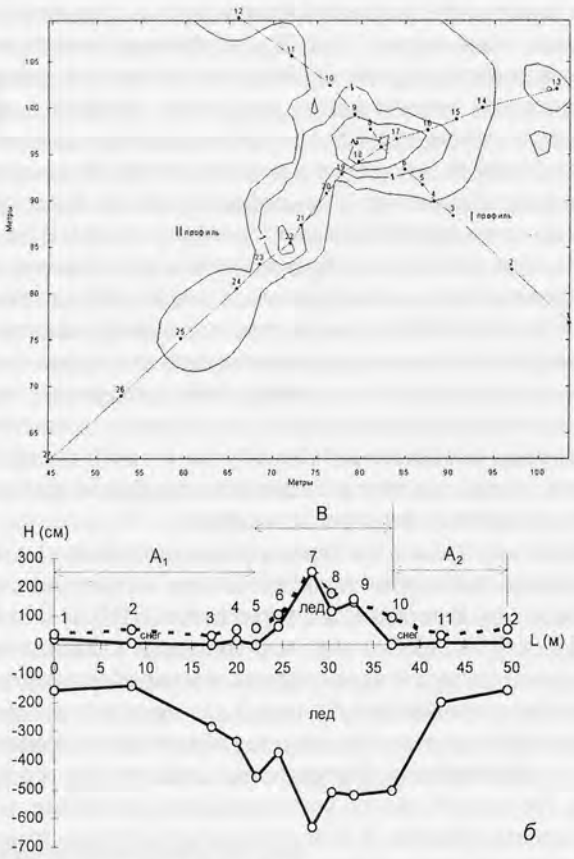


Рис. 2.1.1. Топографический план тороса со схемой расположения точек бурения (*а*) и сечение тороса по профилю I (*б*); Печорское море, 9 мая 1997 г.
H – толщина льда; *L* – расстояние в плоскости горизонта; сплошные линии на сечении показывают границы льда, пунктирная – границу снега; линии уровня на плане проведены через 0,5 м

Процесс дальнейшего намерзания наслоенного льда практически не отличается от роста ровного льда, и на более поздних стадиях ледообразования участки такого льда могут быть выявлены только с помощью анализа его структуры. Таким образом, наслоенный лед, в исходной трактовке этого термина, интереса при определении проектных ледовых нагрузок не представляет.

Однако в последнее время этот термин нередко используется в другом значении. Под наслоенным льдом понимается любой лед, имеющий сравнительно ровную верхнюю поверхность, а толщину существенно большую, чем толщина ровного льда. Такой лед действительно встречается довольно часто (пример – участки A_1, A_2 на рис. 2.1.1).

Одним из объяснений наличия такого льда является факт, что площадь киля тороса в плане существенно (иногда в несколько раз) больше площади его паруса.

Соответственно, под ровной надводной поверхностью льда может находиться киль тороса, что хорошо видно на рис. 2.1.1. Другая причина может состоять в том, что под нижнюю поверхность ледяного поля могут заноситься шуга, небольшие обломки льда. Кристаллы внутриводного льда, шуга, смерзаясь, формируют нижний слой ледяного покрова, причем при прочих равных условиях скорость роста шугового льда на 50–80 % выше скорости роста конжеляционного волокнистого льда. Поэтому использование термина «деформированный лед» вместо «наслоенный лед» в описываемом контексте является более точным. В целом, следует признать, что в настоящее время процессы, ведущие к формированию льда с указанными морфометрическими особенностями, изучены недостаточно.

Однако можно однозначно утверждать, что использование при расчете ледовых нагрузок представления о наслоенном льде как о ровном льде практически бесконечной протяженности, но с толщиной, в два раза или более превышающей толщину «истинного» ровного льда, является не соответствующим наблюдаемому в натурных условиях и, таким образом, необоснованным. Нагрузки, рассчитанные на основе такого представления по формулам для ровного льда, будут завышены по сравнению с фактическими.

Следовательно, основным сценарием взаимодействия льда с сооружениями при расчете проектных нагрузок практически во всех случаях является воздействие торосистого льда. В российских нормативах (ВСН 41.88 / Миннефтепром, 1988) и (СНиП 2.06.04-82, 1996) учет торосистости выполняется умножением показателем ледовой нагрузки от ровного льда на коэффициент 1,5–2,0 для арктических и дальневосточных морей и на 1,3 для других замерзающих морей.

Сам факт учета торосистости является, безусловно, положительным, поскольку ранее в отечественных нормативных документах торосистость вообще не учитывалась. Но способ такого учета вызывает сомнение, в чем можно убедиться на следующем примере. В качестве расчетной (максимальной) толщины ровного льда берется толщина льда в конце периода ледообразования для обеспеченности 1 %. Примем эту величину равной 1 м (вариант 1) и 2 м (вариант 2). При разрушении льда изгибом (коническая опора в (ВСН 41.88 / Миннефтепром, 1988) или сооружение откосного профиля в (СНиП 2.06.04-82, 1996)) нагрузка от ровного льда и, соответственно, от тороса будет, в соответствии с формулами из (ВСН 41.88 / Миннефтепром, 1988) и (СНиП 2.06.04-82, 1996), пропорциональна квадрату расчетной толщины льда. Таким образом, для варианта 2 нагрузка от торосистого льда будет в 4 раза больше. Но при этом в натурных условиях в обоих вариантах размеры торосов могут быть примерно одинаковы, поскольку торосы формируются на ранних стадиях ледообразования. Обычно торосы сложены из обломков льда толщиной 30–60 см. Максимальные размеры торосов, главным образом, определяются наибольшими силами сжатия в ледяном покрове, которые, в свою очередь, зависят от скоростей ветра и течений. Чем больше сила сжатия, тем изо льда большей толщины может быть образован торос, и, соответственно, тем больше будет его общая толщина.

В то же время, общая толщина тороса является не самым важным параметром, определяющим значения ледовых нагрузок на сооружение. Например, све-

жеобразовавшийся торос, сложенный из обломков льда, удерживаемых вместе почти исключительно силами трения, тяжести и плавучести, не представляет практического интереса при оценке проектных ледовых нагрузок, даже если торос сформировался в конце периода ледообразования изо льда максимальной толщины, что потенциально ведет к образованию тороса с наиболее значительной общей толщиной. С другой стороны, торос, имеющий меньшую толщину, но образовавшийся ранее, может создавать существенно большие нагрузки на сооружение из-за наличия развитого консолидированного слоя. Следовательно, проектные нагрузки от торосистого льда не могут быть пересчитаны по нагрузкам от ровного льда, а должны быть определены независимо. Именно такой путь рекомендован в американских правилах (API RP 2N, 1995).

В простейших моделях торос рассматривается как балка (возможно, переменного сечения), размеры которой принимаются равными размерам консолидированного слоя (что дает ошибку в опасную сторону) либо внешним размерам тороса (что ведет к завышению нагрузки). У такого подхода можно выделить два основных недостатка. Во-первых, не учитывается, что торос связан с окружающим ледяным покровом. Это существенно, поскольку до достижения критических напряжений в консолидированной части тороса можно ожидать разрушение льда в районе перехода к относительно ровному ледяному покрову. Другая сложность связана с морфометрическими особенностями торосов в дрейфующих льдах по сравнению с припаем. Для припая характерна грядовая торосистость, при которой протяженность гряды в десятки раз превышает ее ширину. В дрейфующих льдах, особенно в динамичных районах, подобных Печорскому морю, наиболее типична хаотичная (пятнистая) торосистость. В этом случае балочная идеализация тороса оказывается неработоспособной.

2.1.3. Физико-механические свойства льда

Обычно запрашиваемая проектантами информация о физико-механических свойствах льда ограничивается пределами прочности льда при сжатии и/или изгибе либо температурой и соленостью льда для последующей оценки его прочности расчетным методом.

К сожалению, погрешность расчетного определения прочности льда нередко оказывается очень высокой. В качестве иллюстрации на рис. 2.1.2 приведены данные фактических измерений, выполненных в ходе экспедиций в Печорском море, и теоретические зависимости, рекомендованные СНиП (СНиП 2.06.04-82, 1996). Видно, что теоретические кривые неудовлетворительно описывают тенденцию изменения прочности льда при вариации относительного объемного содержания жидкой фазы во льду.

Существуют и более удачные эмпирические формулы, как, например, предложенная Timco и Frederking (Timco G.W. and Frederking R.M.W., 1990). В соответствии с этой формулой предел прочности льда при сжатии рассчитывается как линейная функция от $\sqrt{\nu_T}$, где ν_T – пористость льда: чем больше $\sqrt{\nu_T}$, тем меньше предел прочности. Такой вид зависимости представляется более физи-

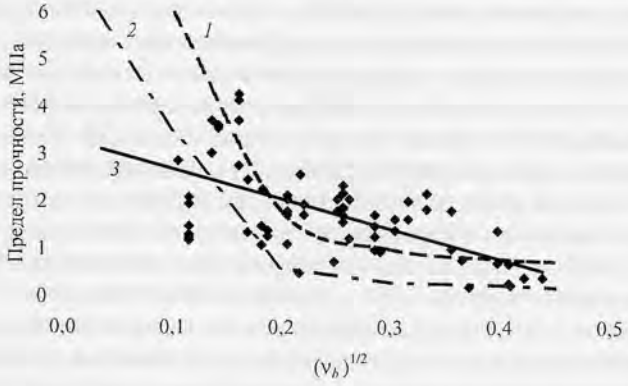


Рис. 2.1.2. Зависимость предела прочности льда при сжатии: фактические данные, сглаживающая их прямая (*3*) и теоретические зависимости, рекомендованные СНиП (СНиП 2.06.04-82, 1996) для зернистого (*1*) и волокнистого (*2*) льда

чески обоснованным, поскольку величина $\sqrt{v_T}$ характеризует уменьшение фактической площади сечения «сплошного» льда по сравнению с номинальной на величину площади, приходящейся на ячейки с рассолом и воздухом.

Однако даже наиболее совершенные обобщенные эмпирические формулы не позволяют учесть особенности формирования ледяного покрова в конкретном регионе. При этом ошибка расчетного определения пределов прочности льда может составлять десятки и сотни процентов. Следовательно, проведение натурных измерений по-прежнему остается хотя и дорогостоящим, но единственным надежным способом получения информации о прочности морского льда, и проблема состоит в надлежащей интерпретации и использовании натурных данных.

В нормативных документах (ВСН 41.88 / Миннефтепром, 1988) и (СНиП 2.06.04-82, 1996) предлагается определять прочность ледяного покрова при сжатии, направленном параллельно его плоскости, осреднением пределов прочности, полученных по результатам испытания образцов, взятых из горизонтальных слоев одинаковой толщины (не менее трех слоев). Такой подход неявно подразумевает допущение об однородности льда. Однако реальный морской лед обладает сильно выраженной пространственной изменчивостью свойств. Можно выделить, в частности, детерминированный тренд вариации прочности льда в вертикальном направлении. Наиболее сильно этот тренд проявляется зимой, когда температура верхних и нижних слоев льда отличается в несколько раз. Кроме этого, всегда присутствует стохастическая составляющая изменчивости прочности льда. Она становится преобладающей в конце периода ледообразования, при приближении температуры воздуха к 0° С. Наиболее отчетливо вероятностный характер вариации прочности льда проявляется при сжатии образцов, взятых в одном месте из одного и того же слоя ледяного покрова и испытанных при одинаковых условиях. Пример такого рода показан на рисунке 2.1.3.



Рис. 2.1.3. Экспериментально определенные пределы прочности льда при сжатии параллельно поверхности ледяного покрова (Печорское море, 8 апреля 1996 г., толщина льда – 80 см).
Сплошная линия соединяет средние значения для каждого слоя, пунктирные линии – среднее значение плюс/минус стандартное отклонение

В среднем по результатам экспедиции 1996 г. в Печорском море стандартное отклонение пределов прочности образцов льда при сжатии параллельно поверхности покрова составляло около 30 % от их среднего значения. При этом погрешность измерений была на порядок ниже.

Поэтому используемая в СНиП (СНиП 2.06.04-82, 1996) трактовка отклонений результатов отдельных испытаний от среднего для данного слоя значения прочности как ошибки измерений является необоснованной. Более того, информация о статистических характеристиках пространственной изменчивости предела прочности не менее важна, чем данные о его среднем значении, поскольку разрушение ледяного покрова при взаимодействии с сооружением происходит в относительно менее прочных участках льда.

Таким образом, ледовая нагрузка будет определяться не столько пределом прочности льда, осредненным по площади контакта, сколько пределом прочности в этих ослабленных участках. Это является одним из объяснений хорошо известного масштабного эффекта, который проявляется, в частности, в меньшей прочности ледяного покрова при его сжатии по сравнению с оценками, полученными в результате осреднения результатов испытаний малых образцов. Анализ механики разрушения позволяет сделать вывод, что масштабный эффект будет проявляться тем больше, чем больше вариация пределов прочности льда и чем больше модуль деформации льда (отсюда следует необходимость экспериментального определения не только прочности льда, но и его деформационных характеристик). Отсутствие учета этого фактора ведет к завышению прочности льда и, соответственно, увеличению проектных ледовых нагрузок.

Для расчета нагрузок на сооружение, при взаимодействии с которым лед разрушается изгибом, наиболее важной является прочность льда при изгибе. Традицион-

но наиболее надежным способом определения этой величины являлось испытание клавиш, выпиленных из ледяного покрова на всю толщину (этот метод указывается в качестве единственного приемлемого в ВСН (ВСН 41.88 / Миннефтепром, 1988).

В СНиП (СНиП 2.06.04-82, 1996) прочность льда при изгибе задается как 40 % от прочности нижнего слоя ледяного покрова при сжатии. Иллюстрация того, как это положение соотносится с фактическими данными, представлена на рисунке 2.1.4.



Рис. 2.1.4. Фактические данные измерений предела прочности льда при изгибе, по результатам испытания клавиш, и предела прочности нижнего слоя ледяного покрова при сжатии, в сопоставлении с теоретической зависимостью из (СНиП 2.06.04-82, 1996) (Печорское море, апрель 1996 г.)

Из графика видно, что теоретическая зависимость, описываемая из (СНиП 2.06.04-82, 1996) ни количественно, ни качественно не подтверждает экспериментальные данные. Статистическая обработка экспедиционных результатов дает коэффициент корреляции между пределом прочности льда при изгибе и пределом прочности нижнего слоя покрова при сжатии, равный 0,37, что свидетельствует об отсутствии взаимосвязи между этими величинами.

Этот вывод неудивителен, учитывая принципиально разный характер разрушения льда при сжатии и изгибе. Кроме того, прочность льда при изгибе в существенной степени определяется деформационными свойствами всей толщи льда. Как известно, лед обладает значительной деформационной анизотропией (по данным экспедиции 1996 г., статический модуль деформации льда при сжатии в среднем в 20 раз больше, чем при растяжении). Поэтому распределение напряжений по высоте ледяного покрова (и, соответственно, растягивающие напряжения в нижнем слое льда) существенно отличаются от теоретического распределения, полученного в предположении однородности и изотропности льда.

Таким образом, по-прежнему наиболее надежным способом определения прочности льда при изгибе следует считать испытания на плаву клавиш льда, выпиленных на всю толщину покрова, и именно эти значения рекомендуется использовать при теоретической оценке ледовых нагрузок на сооружения.

В заключение раздела отметим следующее. Приведенные выше примеры иллюстрируют утверждение, что во многих случаях натурные данные по морфометрии и физико-механическим свойствам морского льда для расчета ледовых

нагрузок существенно упрощаются, подгоняются под элементарные модели взаимодействия. Естественно, внесение упрощений при описании ледяного покрова необходимо, но адекватность математической модели натурным процессам и объектам должна быть предметом пристального внимания исследователя. В этом смысле перспективным представляется использование более точных, хотя и более сложных, способов задания параметров ледяного покрова для последующего анализа взаимодействия льда и сооружения численными методами. Для этой цели могут быть рекомендованы процедуры компьютерного стохастического моделирования в сочетании с методом конечных элементов расчета деформирования и разрушения льда. Верхняя и нижняя поверхности ледяного покрова рассматриваются как реализации коррелированных случайных полей, а толща ледяного покрова описывается с помощью набора конечных элементов, требуемое количество которых может достигать многих тысяч. Значения прочностных и деформационных характеристик для каждого элемента получаются как реализации случайной векторной функции трех пространственных переменных. Подобный подход предъявляет жесткие требования к объему и достоверности исходных натурных данных по морфометрии и физико-механическим свойствам ледяного покрова, требует привлечения обширной информации о реологии и критериях разрушения льда. Даже на наиболее производительных современных рабочих станциях такие расчеты потребуют многих часов.

Несмотря на перечисленные трудности, предлагаемый подход может быть реализован в приемлемые для практических целей сроки, а разработанные в результате этого программное обеспечение и методология его использования позволят существенно повысить точность и достоверность определения проектных ледовых нагрузок на шельфовые сооружения.

2.2. РОЛЬ МОРСКИХ ЛЬДОВ В ДИНАМИКЕ БЕРЕГОВ И ДНА АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

Морские льды, как зональный фактор, обусловленный высокоширотным положением арктических морей, играют важную роль в развитии берегов и прибрежно-шельфовой зоны. Накопленный ряд режимно-климатических данных по морским льдам подчинен в основном задачам обеспечения ледового судоходства в Арктике. Расширяющееся освоение нефтегазовых месторождений и связанное с этим строительство гидротехнических сооружений, как на берегах, так и на шельфе (подходные каналы, водозаборные устройства, терминалы, буровые платформы, подводные трубопроводы и т.д.), требуют новых, более широких знаний о проявлении морских льдов в динамике берегов и дна арктических морей.

Необходимо отметить, что в нашей стране вопросы взаимодействия морских льдов с берегами и дном вплоть до последнего времени практически не исследовались. За рубежом, особенно в США и Канаде, это направление, напро-

тив, получило приоритетное развитие. Работы американских и канадских исследователей были начаты с выявления и систематизации сведений о пропашках дна (экзарации), образуемых стамухами и торосами. Первые наиболее детальные исследования в этом направлении проведены на шельфе Аляски (Carsola A.J., 1954; Rex R.W., 1955). С помощью эхолотов и водолазных обследований на дне моря в пределах глубин 20–30 м выявлены борозды глубиной 1–2 м, шириной до 40 м и протяженностью до 2 км. Анализ скоростей придонных течений мористее 20-метровой изобаты позволил отклонить предположения о гидрогенном происхождении этих форм и трактовать их как формы ледовой экзарации. Систематические исследования всего комплекса процессов, связанных с прямым и косвенным воздействием морских льдов на дно и берега, ведутся начиная с 70-х гг. Американской геологической службой в рамках работ по изучению морфо- и литодинамики береговой зоны моря Бофорта (Reimnitz E., Barnes P.W., 1974). В нашей стране специальные изыскания с целью исследовать ледовые воздействия, прежде всего ледовое выпахивание, приурочены к участкам строительства подводных трубопроводов: Байдарацкая губа Карского моря (Природные условия..., 1997), Печорское море и шельф Сахалина.

В настоящем разделе проведено обобщение имеющейся в наличии информации о роли морских льдов в динамике берегов и дна арктических морей. Результаты обобщения и критического анализа систематизированы по видам воздействия морских льдов. При анализе воздействий морских льдов на берега и прибрежно-шельфовую зону можно выделить следующие направления: 1) защитная роль припая и дрейфующих льдов; 2) роль льдов в выносе обломочного материала с мелководья; 3) экзарация берегов и дна льдами; 4) местный размыв дна, обусловленный особенностями ледовых условий; 5) процессы формирования припая и мерзлых пород в приурезовой зоне. Конкретные примеры ледовых воздействий в прибрежно-шельфовой зоне рассмотрены для наиболее изученных с этой позиции районов Российской Арктики, а также моря Бофорта (Канада, США). Проведено районирование береговой зоны по видам ледяных образований и их воздействию на берега и дно.

2.2.1. Защитная роль припая и дрейфующих льдов

Косвенное воздействие морских льдов на динамику берегов и дна арктических морей выражается в защитной роли припая и дрейфующих льдов от воздействия волн и приливов. Блокируя береговую зону в течение большей части года, припай регулирует действие активных гидродинамических факторов, сокращая время их проявления (на отдельных участках до 10 % годового времени (Совершаев В.А., 1976, 1992; Каплин П.А., 1971; Арэ Ф.Э., 1980). С учетом того, что в Арктике береговая зона большую часть года покрыта припайными и дрейфующими льдами, величина суммарного расхода волновой и приливной энергии сокращается здесь в 5–10 раз (Сафьянов Г.А., 1978). В результате динамический возраст береговой зоны арктических морей значительно меньше по сравнению с морями умеренных и тропических широт.

Наиболее полное представление о длительности динамически активного периода может быть получено с помощью коэффициента безледного времени (Совершаев В.А., 1981), представляющего собой отношение суммарного среднемноголетнего периода открытой воды к календарному числу дней в году, выраженное в процентах. Если принять динамический возраст достигшей в целом стадии зрелости современной береговой зоны безледных морей равным 6 тыс. лет (считая от момента достижения уровнем Мирового океана современных отметок), то, имея в виду, что эти 6 тыс. лет ледовые условия в арктических морях были близки к современным, берега последних следовало бы считать находящимися в стадии юности (Зенкович В.П., 1962). Динамический возраст береговой зоны арктических морей составляет всего 600–2500 лет (табл. 2.2.1).

Таблица 2.2.1

Коэффициент безледного времени и динамический возраст берегов морей Арктики

	Море				
	Печорское	Карское	Лаптевых	Восточно-Сибирское	Чукотское
Коэффициент безледного времени (%)	20–40	10–18	14–20	10–18	10–27
Динамический возраст (лет)	1200–2400	600–1100	850–1200	600–1100	600–1600

Эволюция значительной части берегов арктических морей происходит в криогенных условиях, поэтому понятие «профиль динамического равновесия» теряет смысл. Термоабразионные берега могут разрушаться сколь угодно долго даже при крайне низких значениях уклона подводного склона, так как в процессе термоабразии происходит увеличение глубин над подводным береговым склоном (Арэ Ф.Э., 1980). Таким образом, благодаря криогенному и ледовому факторам морфология берегов и подводного склона береговой зоны арктических морей имеет существенные отличия. Морфодинамические закономерности, присущие морям умеренных и тропических широт, здесь, в ряде случаев, не выполняются.

В летний период, когда большая часть прибрежной акватории уже свободна от льда, морские льды также в состоянии оказывать косвенное воздействие на ход береговых процессов. Так, П.А. Каплин (1971) отмечает, что стамухи способны длительное время препятствовать подходу волн к приурезовой зоне, защищая берег от их прямого воздействия. В Чукотском море он наблюдал протяженный барьер из стамух, сформировавшийся в 3–4 км от берега в зоне глубин с отметками 10–15 м, который принимал на себя удары волн. Между стамухами и берегом оставалась полоса спокойной воды.

Фрагменты припая (рис. 2.2.1 вклейки) и битый однолетний лед, вынесенные на пляж, способны некоторое время защищать береговые уступы от прямого разрушительного воздействия волн (Арэ Ф.Э., 1980). Однако такие льды сравнительно быстро тают или уничтожаются прибоем.

Наличие плавучих льдов вблизи берега также приводит к существенному падению энергии волн и даже полному их гашению. Б.А. Попов (1984) с помощью математического моделирования установил, что полоса плавучего льда может полностью погасить волну, если выполняется неравенство:

$$Ah/h_0 \geq 0,28 \qquad (2.2.1)$$

где A – сплоченность льда (доля акватории, покрытая льдом); h – толщина льда; h_0 – начальная высота волны на безледной акватории.

Полученное неравенство хорошо соответствует результатам экспериментальных полевых наблюдений в Беринговом и Гренландском морях (Wadhams P., Spuire V.A., 1979).

Развитие шельфа арктических морей за весь послеледниковый период постепенно сдерживалось присутствующими здесь морскими льдами. В динамике морского оледенения и, следовательно, в развитии шельфа и берегов отмечалась ритмичность – периоды относительной литодинамической активности сменялись периодами максимальной консервации береговой зоны. За время послеледниковой трансгрессии на дне арктических морей сформировалась серия береговых линий, из которых наиболее четко выраженные могли образовываться в периоды минимальной ледовитости (Совершаев В.А., 1982).

2.2.2. Роль морских льдов в выносе обломочного материала с мелководья

Транспортирующая роль морских льдов заключается в разносе обломочного материала из прибрежной контактной зоны на другие, в основном глубоководные участки морей (Совершаев В.А., 1981). При этом происходит нарушение естественной сортировки донных осадков. Велика подъемная сила морских льдов: один кубический метр льда может переносить от 100 до 300 кг осадочного вещества (Лисицин А.П., 1994). Морские льды способны переносить осадочный материал очень широкого диапазона крупности – от валунов диаметром более 10 м до пелита. Среди механизмов попадания осадочного материала на лед можно выделить следующие: а) эоловый вынос с осушек и берегов; б) за счет обрушения и осыпания береговых уступов; в) паводковыми водами; г) захват взвеси в процессе ледообразования; д) вмерзание донных осадков в подошву припая в контактной зоне припай–дно; е) захват донных осадков килями дрейфующих торосистых ледяных образований; ж) в результате всплытия донного льда; з) штормовой выброс наносов на припай.

Эоловому выносу подвержен, прежде всего, мелкопесчаный и алеврит-пелитовый материал. Малая мощность снежного покрова, господство ветров, дующих с суши благодаря влиянию Сибирского и Гренландско-Канадского барических максимумов, определяют значительные объемы выноса эолового материала на поверхность ледяных полей. Шлейфы эолового выноса имеют локальный характер распространения, так как задернованность прибрежной суши различных арктических побережий сильно отличается.

Роль склоновых процессов не следует переоценивать: береговые уступы большую часть года находятся в мерзлом состоянии, тем не менее, попадание скло-

нового материала на лед нельзя исключить в переходные сезоны. Так, Е.И.Арчиков и соавторы (1989) отмечают, что весной береговые уступы Охотского моря оживают еще задолго до очищения береговой зоны от припая.

Определенная часть осадочного материала заносится на лед реками и временными водотоками в период весеннего половодья, когда русла их промерзают до дна и паводковые воды, содержащие большое количество влекомых и взвешенных наносов, растекаются по поверхности припая (Совершаев В.А., 1981).

Еще один способ «бесконтактного» попадания наносов в лед – захват взвеси в процессе ледообразования (Лисицин А.П., 1994). В результате осеннего усиления штормовой активности часть тонкозернистых донных осадков переходит во взвесь, концентрация которой может достигать 1000 мг/л и более (Kempema E.W. et al., 1989). При охлаждении воды возникают движущиеся наверх зерна льда, «отцеживающие» взвешенные частицы. Затем частицы смерзаются, и взвесь остается во льду, формируя «мутные льды».

Самый крупный источник поступления наносов в лед – поверхность осушки подводного берегового склона в области контакта с припаем. Вода в период, когда ее температура достигла точки замерзания, содержит множество отдельных ледяных частиц-кристаллов. При прохождении осенне-зимних штормов в приурезовой зоне происходит перемешивание наносов и ледяных частиц (Reimnitz E. et al., 1985). Позднее смесь изо льда и наносов примерзает к припаю. В приливных морях процесс смерзания припая с дном может происходить многократно, формируя в подошве припая прослойки, более или менее обогащенные осадочным материалом (Арчиков Е.И. и др., 1989). Кроме того, здесь же происходит выжимание грунта по приливным трещинам и примерзание обломков к днищу льдин (Чувардинский В.Г., 1974). Часть наносов поступает в припай в результате торошения, часто происходящего непосредственно над подводными береговыми валами. На берегах с более крутыми уклонами дна, грубыми осадками (Баренцево море, северо-восточная часть Карского) все эти явления менее выражены. На участках, где береговая зона сложена тонким материалом (западная часть Восточно-Сибирского моря, море Лаптевых) и где зона контакта «лед–дно» достигает десятка и более километров, роль морского льда в транспортировке наносов может быть определяющей (Совершаев В.А., 1981). При этом основное количество материала включается в лед в период ледообразования. Весной–летом после взлома припая льдины могут быть вынесены в открытое море, там они постепенно растают, а частицы наносов будут отложены на дно. В результате в тонкозернистом глубоководном материале арктических морей встречаются относительно крупные частицы пляжеобразующих размерностей.

Рассмотрим один из примеров захвата морскими припайными льдами осадочного материала и формирования так называемых «грязных» льдов. При смерзании припая с дном в толщу льда вмерзает слой осадочного материала (рис. 2.2.2*а*). Поскольку таяние льда весной происходит сверху, этот материал может сохраниться до следующего ледообразования (рис. 2.2.2*б*). Так как процесс намерзания происходит снизу, за период второго ледостава материал окажется в толще льда (рис. 2.2.2*в*). При новом весеннем таянии осадочный материал концентри-

руется на поверхности льда (рис. 2.2.2*г*). На эту особенность миграции вмерзшего материала, обусловленную особенностями его нарастания и таяния, впервые обратил внимание Г.У. Свердруп (1930).

В настоящее время еще нет надежных данных о роли морских льдов в балансе наносов. Можно отметить, что масштабы этого явления в различных районах арктических морей сильно разнятся. По оценке Н.А. Белова (1976), с поверхности льдов при их таянии и разрушении ежегодно переходит во взвесь следующее количество обломочного материала: в Карском море – 5,4 млн. тонн, в море Лаптевых – 9,1, в Восточно-Сибирском – 9,26, в Чукотском – 9,1. Однако Н.А. Белов учитывал обломочный материал, находящийся только на поверхности льда, но если учесть весь материал, включенный в толщу льда, то количественная оценка будет иной, и роль морских льдов в транспорте наносов значительно возрастет. Так, исследования по оценке транспорта наносов припайными льдами Карского моря на участке от мыса Бурунный до мыса Харасавэй показали, что в среднем с одного погонного километра берега в море выносится около 800 т обломочного материала (Бирюков В.Ю., Совершаев В.А., 1985). Поскольку исследования проводились в период разрушения припая и очищения акватории ото льдов, из расчета была исключена часть приурезовой зоны (водяной заберег), в пределах которой материал при таянии льдов остается на месте.

Захват донных осадков килями дрейфующих торосистых ледяных образований – явление слабо изученное. Известно, что большая часть ледово-экзарационных выпахов ориентирована параллельно берегу, так как генеральное направление дрейфа льдов – вдольбереговое (Reimnitz E. et al., 1978; Barnes P.W., Reimnitz E., 1979; Barnes P.W. et al., 1982). Крупные «несяки», проходя над мелководьями, не только царапают дно, но и одновременно участвуют во вдольбе-

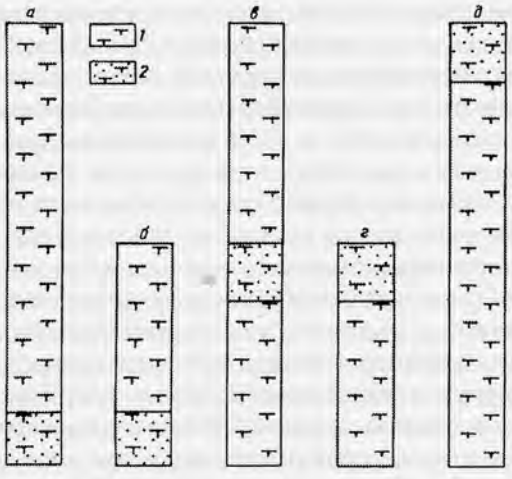


Рис. 2.2.2. Схема миграции вмерзшего в лед рыхлого материала (Совершаев В.А., 1981). *1* – лед, *2* – рыхлый материал. Состояние льда: *а* – в конце первой зимы, *б* – в начале второй зимы, *в* – в конце второй зимы, *г* – в начале третьей зимы, *д* – в конце третьей зимы.

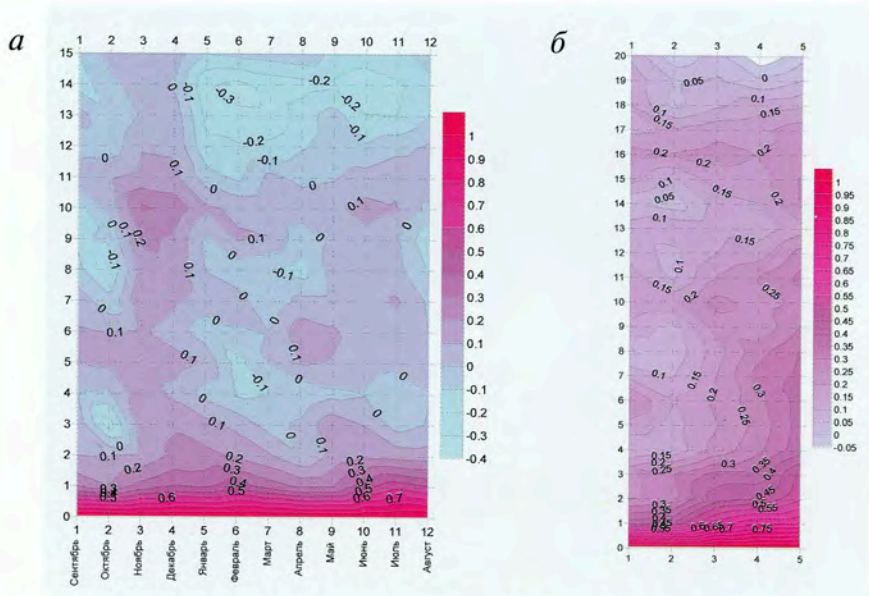


Рис. 1.1.11. Поле значений АКФ среднемесячных значений ледовитости: *а* – за период 1934–2003 гг., *б* – за период 1899–2003 гг.

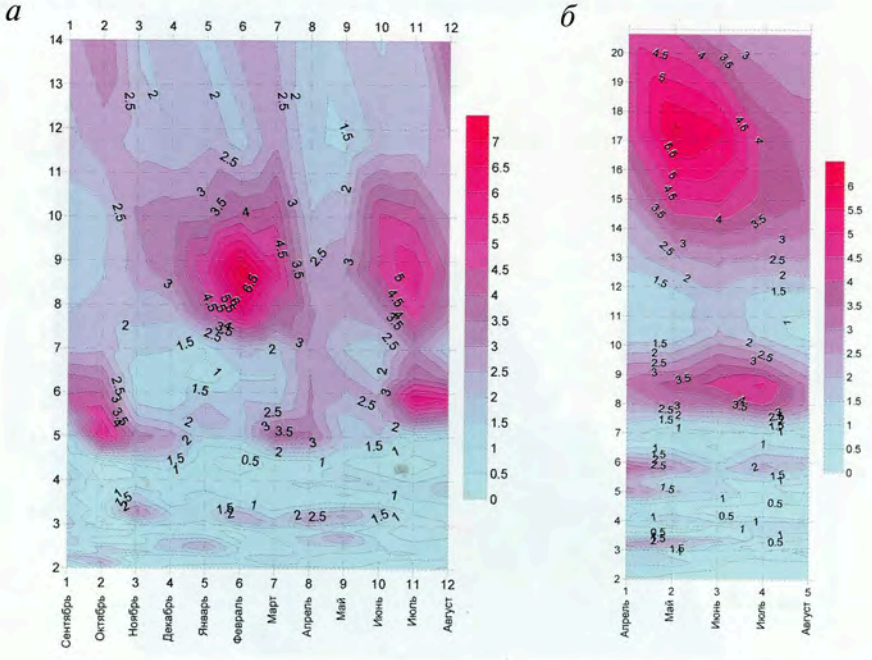


Рис. 1.1.13. Поле значений спектральных плотностей среднемесячных значений ледовитости: *а* – за период 1934–2003 гг., *б* – за период 1899–2003 гг.



Рис. 1.5.1. Одиночная стамуха в припае

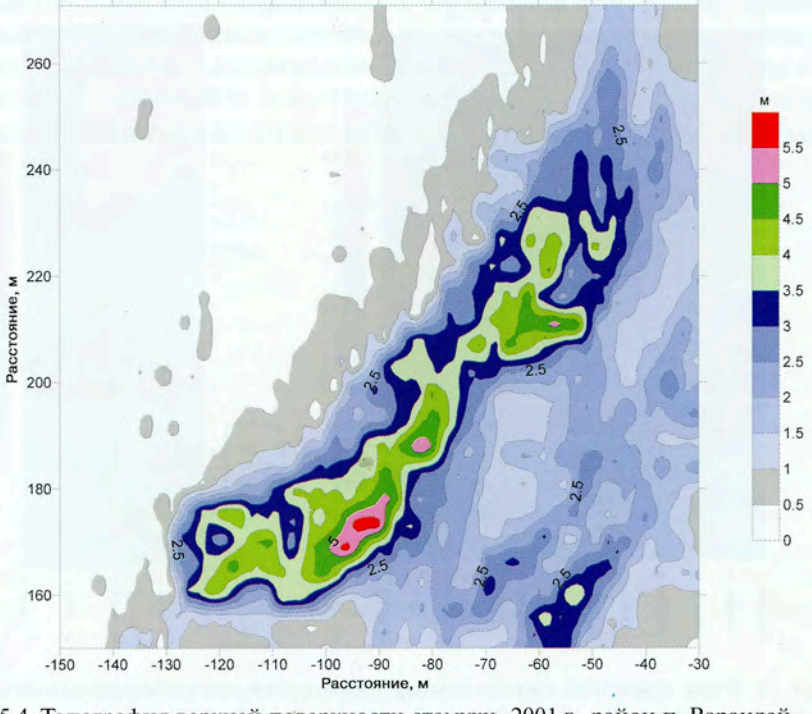


Рис. 1.5.4. Топография верхней поверхности стамухи, 2001 г., район п. Варандей



Рис. 1.5.8. Часть оторванного припая, дрейфующего вместе с бывшей стамухой

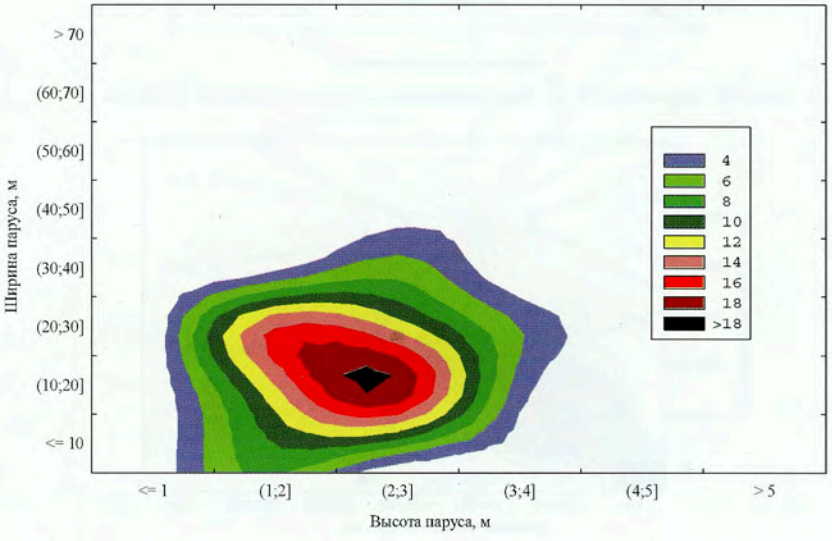


Рис. 1.6.7. Совместное распределение высоты и ширины паруса торосов

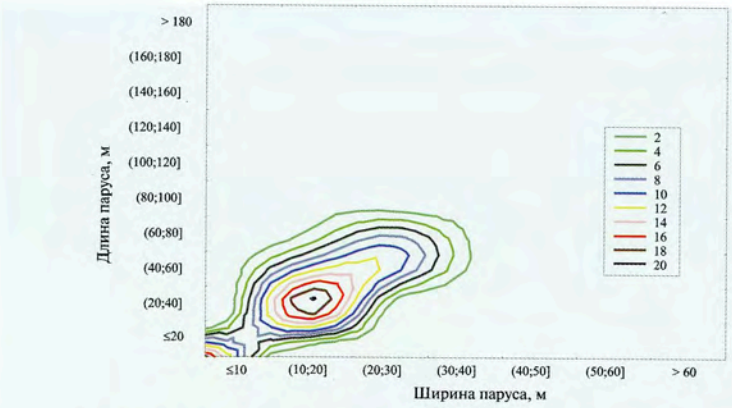


Рис. 1.6.8. Совместное распределение ширины и длины паруса торосов

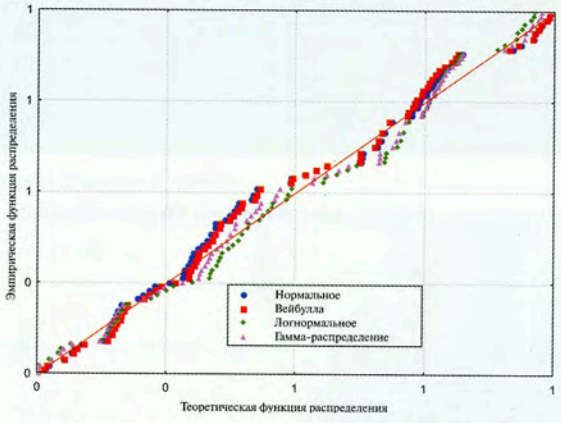


Рис. 1.6.10. Подбор теоретического распределения для осадки киля торосов

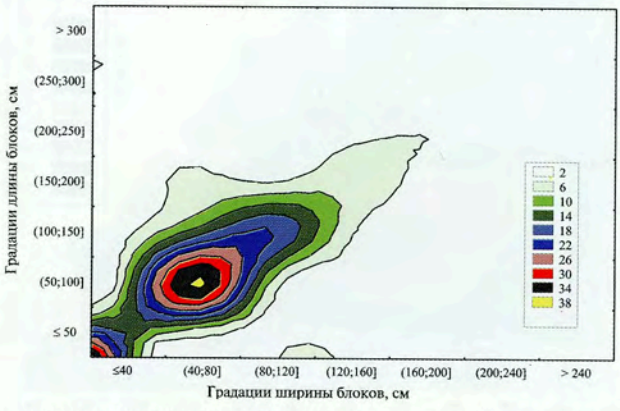


Рис. 1.6.19. Совместное распределение ширины и толщины блоков для толщины льда не более 30 см

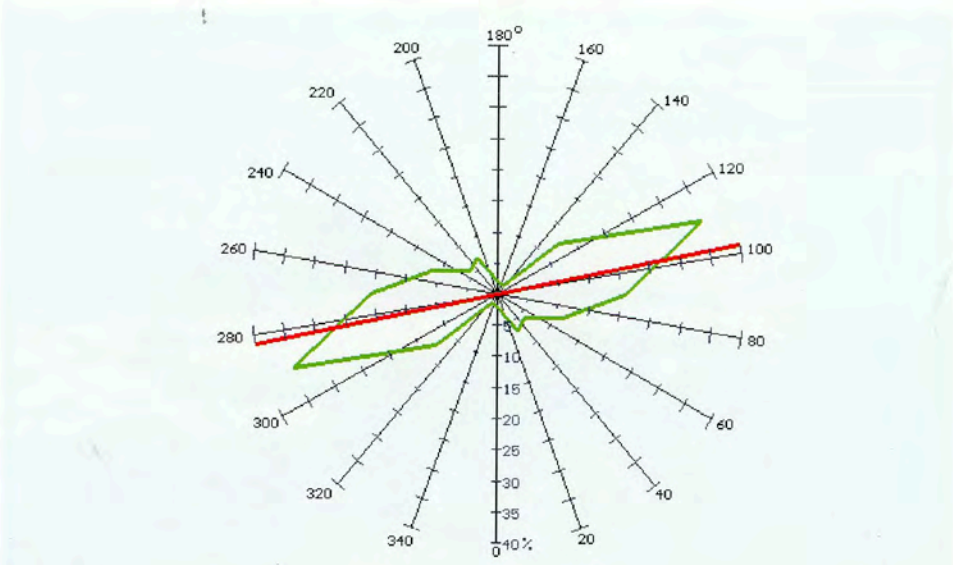


Рис. 1.6.20. Распределение ориентации гряд торосов в прибрежных районах

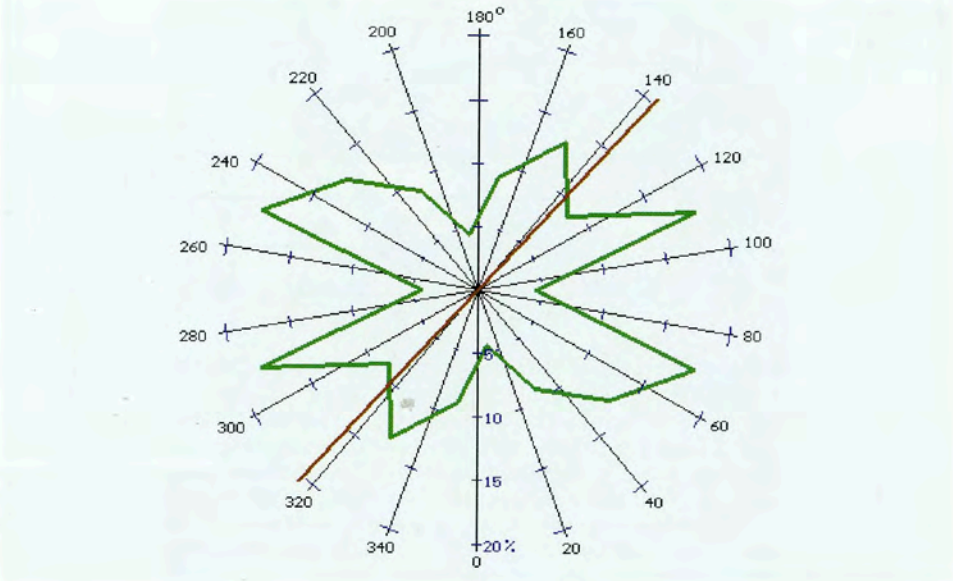


Рис. 1.6.21. Двумодальное распределение ориентации гряд торосов в припае

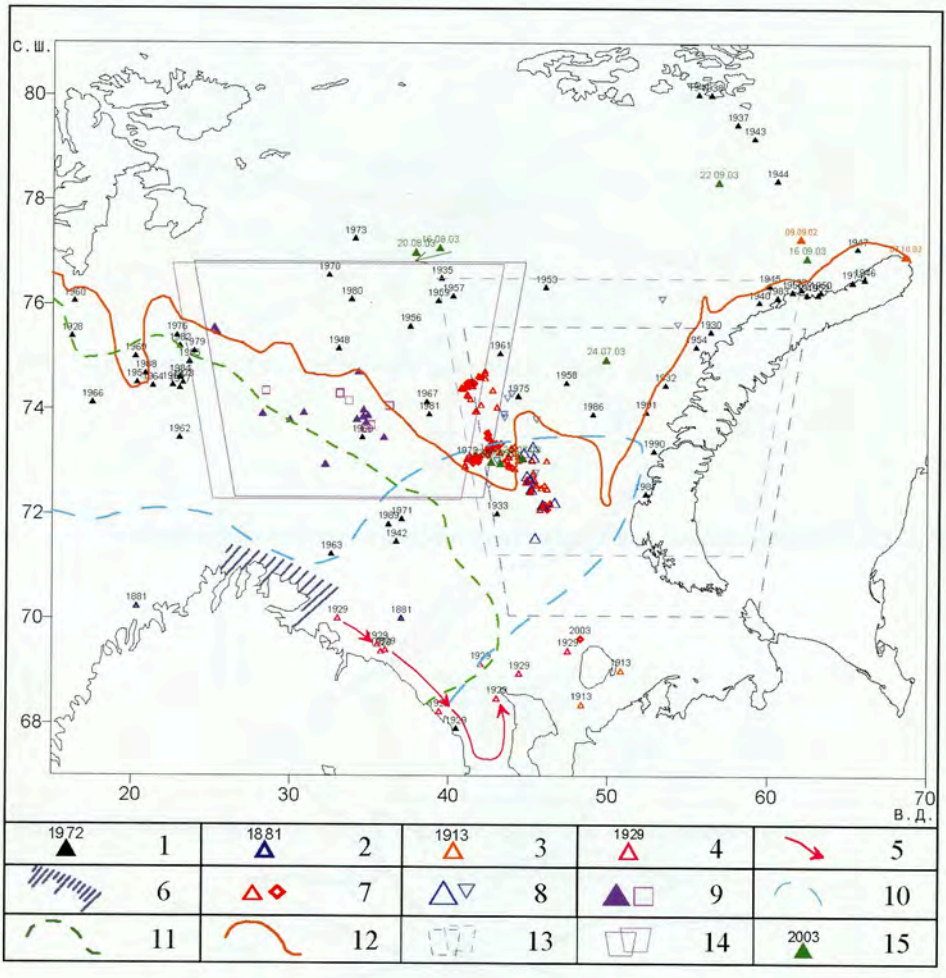


Рис.1.7.6. Случаи наиболее южных фиксаций айсбергов в Баренцевом море по данным различных источников и распределение айсбергов в 2003 г.

1 – Архив данных ААНИИ (1928–1993 гг.), 2 – Случаи 1881 г., 3 – Случаи 1913 г., 4 – Случаи 1929 г., 5 – Генеральный дрейф айсбергов в 1929 г., 6 – Район обнаружения айсбергов в 1881 и 1929 гг., 7 – Айсберги и обломки, май 2003 г. (экспедиция ААНИИ), 8 – Айсберги по данным RADARSAT за 02.05.2003 и 12.05.2003, 9 – Айсберги по данным ENVISAT за 02.05.2003 и 05.05.2003, 10 – Кромка льда на 02.06.1881, 11 – Кромка льда на 06.05.1929, 12 – Кромка льда за 26–29.04.2003, 13 – Области снимков RADARSAT за 02.05.2003 и 12.05.2003, 14 – Области снимков ENVISAT за 02.05.2003 и 05.05.2003, 15 – айсберги, обнаруженные летом и осенью 2003 г.



Рис. 2.2.1. Берег Печорского моря. Фрагменты припайных льдов, вынесенные на пляж, некоторое время защищают береговой уступ от воздействия волн



Рис. 2.2.4. Берег Печорского моря. Наблюдательная вышка повреждена в результате надвига припайных льдов на нагонную осушку



Рис. 2.2.5. Берег Печорского моря. Мелкобороздчатая экзарация пляжа: борозды выпахивания, ямы и напорные валики

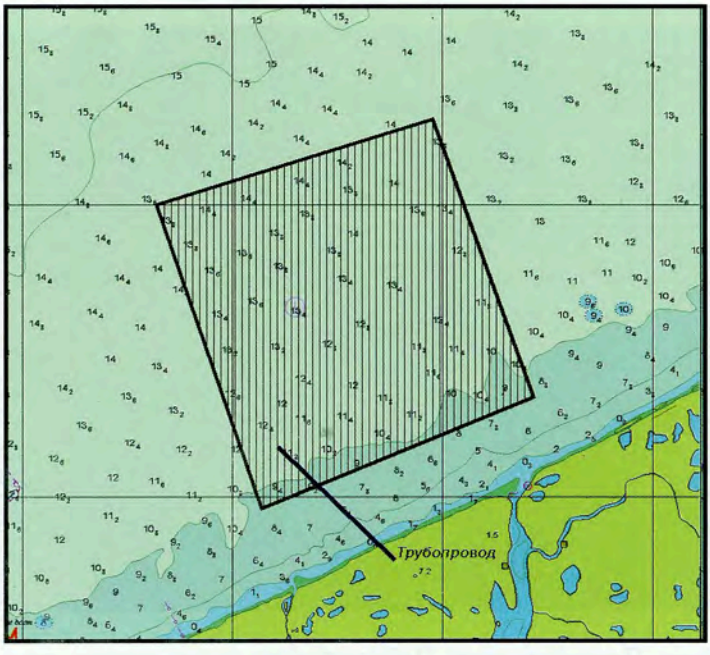


Рис. 2.2.12. Полигон гидролокационной съемки в районе п. Варандей

реговом транспорте наносов. В интервале глубин 10–30 м объемы вдольберегового транспорта наносов ледяными торосистыми образованиями могут превышать объемы транспорта волнами и течениями.

«Якорный» или донный лед, образующийся из переохлажденных вод у дна, при всплытии захватывает некоторое количество наносов (Лисицин А.П., 1994; Reimnitz E. et al., 1987). Для такого льда характерно пятнистое распределение осадочного вещества, отвечающее зоне контакта с дном.

Штормовой выброс наносов на припай типичен для морей с относительно приглубым подводным склоном (Баренцево, Чукотское), где формирование припая происходит довольно долго и сопровождается его частыми штормовыми взломами.

2.2.3. Экзарация берегов и дна льдами. Морфология и морфометрия образовавшихся форм рельефа

Экзарация есть деструктивное механическое воздействие льдов на подстилающую поверхность. Механическое воздействие на берега и дно арктических морей связано с динамикой льда, его подвижностью, торошением и стамухообразованием под влиянием гидрометеорологических факторов и рельефа береговой зоны. Оно захватывает участки берега от первых десятков метров выше уровня моря на суше до глубины 15–30 м, а в ряде регионов даже до глубин 50 м. Прямыми наблюдениями с подводных лодок документально зафиксированы кили крупных торосистых образований, достигающие глубины 50 м (Лисицин А.П., 1994).

Берега подвержены ледовым воздействиям как в период осеннего ледообразования, так и во время весеннего разрушения припая и очищения моря от льдов. В рельефе берегов, сложенных крупнообломочным материалом, широкое распространение получили гряды ледового напора. Осенью, в начале зимы, молодые льды толщиной 20–40 см в периоды нагонов или ледовых подвижек со стороны моря могут выдавливаться на сушу. При своем движении этот сплошной ледяной покров срезает пляжевый обломочный материал, формируя из него гряды несортированного материала. Высота таких гряд может достигать 2–3 м, протяженность – сотни метров. Механизм этого явления детально изучен П. Барнесом (Barnes P.W., 1982; рис. 2.2.3).

В ряде случаев экзарации подвергается и береговой откос (Совершаев В.А., 1981). На низких приморских низменностях, затопляемых в периоды высоких штормовых нагонов, морские льды могут быть занесены на несколько десятков и даже сотен метров в глубь суши. Так, по свидетельствам местных жителей, в зимний период на участке между поселками Новый и Старый Варандей (Печорское море), где берег представляет собой пологую нагонную осушку, неоднократно отмечались надвиги льдов, причем ширина зоны надвига льда на указанном участке достигала временами первых сотен метров. Косвенным доказательством приводимых фактов может служить погнутая у основания наблюдательная вышка (рис. 2.2.4 вклейки), находящаяся на нагонной осушке в 150 м от уреза.

На берегах с песчаными пляжами в результате ледовых надвигов и навалов формируются мелкие экзарационные формы (рис. 2.2.5 вклейки): борозды, цара-

пины, ямы, а также разнообразные напорные валики. Глубина таких форм, как правило, не превышает 1 м, длина – 100 м (Природные условия..., 1997). Большинство экзарационных форм ориентировано по нормали к линии уреза.

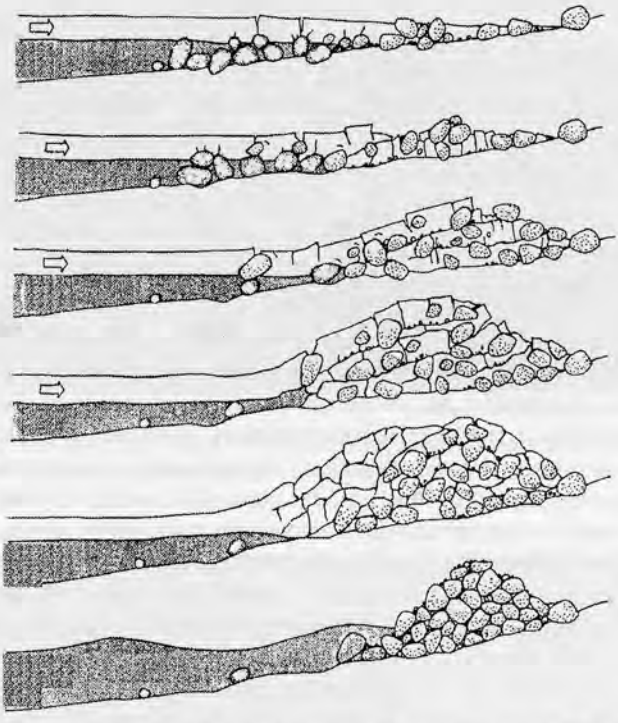


Рис. 2.2.3. Механизм формирования гряды ледового напора (Barnes P.W., 1982)

Помимо эффекта выдавливания льда на берег, серьезное экзарационное воздействие может оказать так называемый «ледовый шторм» (Природные условия..., 1997), который правильнее было бы назвать ледово-волновой экзарацией, проявляющийся в прибрежной относительно мелководной зоне при наличии остаточных льдов редкой сплоченности (1–3 балла). Как правило, он обусловлен прохождением над морскими акваториями глубоких циклонов, вызывающих штормовые волны, сопровождаемые нагонами воды у берегов. В периоды таких штормов пляжи и подводный береговой склон, испытывают интенсивное волновое воздействие и ударное воздействие отдельных льдин, эродирующих дно и создающих глубокие борозды.

Механическое воздействие льда на дно начинается с момента его образования и продолжается до полного очищения берегов и акватории моря от льдов. После смерзания молодых льдов с дном в приурезовой зоне эта полоса льда служит своеобразным защитным буфером. Самые близкие к берегу гряды торосов (до глубин 3–6 м) формируются над подводными береговыми валами. Так как над береговыми вала-

ми глубина моря падает и они становятся ядрами торошения, количество гряд торошения обычно соответствует числу валов. Борозды ледового выпахивания в этой области ориентированы преимущественно по нормали к линии берега, чему способствует напорное воздействие льдов со стороны открытого моря (рис. 2.2.6).

Далее в море расположение гряд и барьеров торосов носит случайный характер и определяется гидродинамическими причинами, в основном положением кромки припая на период сильного штормового ветра. Под действием шторма происходит разрушение льдов в прикромочной зоне и формирование очередной гряды торосов или стамухи. Борозды выпахивания ориентированы здесь либо хаотично, либо параллельно линии берега (Reimnitz E. et al., 1978; Barnes P.W. et al., 1982), как результат преимущественно вдольберегового дрейфа торосистых образований. Наиболее интенсивное воздействие на дно следует ожидать на кромке припая, где в течение всего зимнего времени формируются гряды и барьеры торосов, достигающие дна.

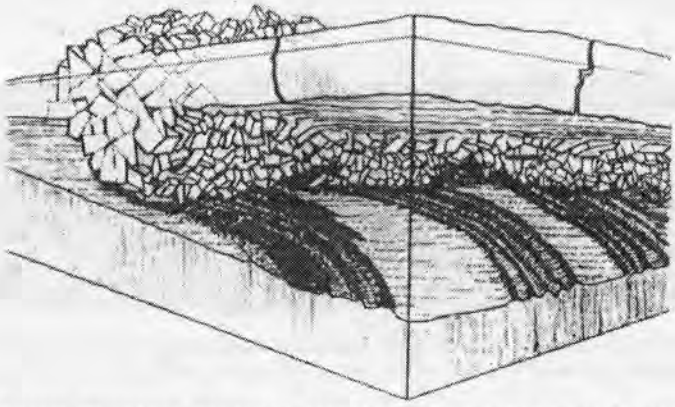


Рис. 2.2.6. Схема процесса ледового выпахивания подводного берегового склона (Barnes P.W. et al., 1988)

Подводное строение такого торосистого образования впервые было исследовано в апреле–мае 1978 г. аквалангистами ААНИИ у берегов п-ова Ямал (Бородачев В.Е. и др., 1990). Обследование показало, что барьер торосов плотно лежит на грунте на глубине 10,6 м, образуя подводную «ледяную плотину» на протяжении 40 м. Надводная часть барьера торосов достигала максимальной высоты 4,5 м. Барьер торосов был сложен молодыми льдами осеннего происхождения толщиной до 25 см, ширина отдельных льдин достигала 6 м. На всем протяжении «ледяной плотины» смерзания кусков льда с грунтом и между собой не обнаружено, и в целом это торосистое образование не было консолидированным. Форма профиля «ледяной плотины» имела заметную асимметрию: со стороны моря она была более пологой, чем с береговой, и состояла из набивного льда, что свидетельствует о значительной силе давления льда со стороны моря. На дне, с мористой стороны, прослеживались параллельные между собой бо-

розды длиной 12–15 м, шириной 0,5–1,5 м, глубиной до 0,5 м. С береговой стороны следов экзарации дна не обнаружено. Авторы делают вывод о том, что образование этого барьера торосов произошло в результате осеннего торошения при толщине припая на его кромке 25 см. В дальнейшем, возможно, было смещение этого ледяного образования в сторону берега под воздействием последующих сжатий и торошений. Эта «ледяная плотина» могла перемещаться к берегу до тех пор, пока сила сцепления, а также сопротивление грунта не уравновесились с силой ледяного сжатия со стороны моря. Такой механизм образования стамух обусловливает их довольно продолжительное существование.

Несомненный интерес вызывает не только сам процесс экзарации, но и, в частности, форма борозд и систем борозд, их морфометрические параметры. Борозды выпахивания различны по морфологии, встречаются: *U*-образные (в поперечнике), *V*-образные, *W*-образные, корытообразные, сложной формы, с асимметричными и симметричными бортами (рис. 2.2.7).

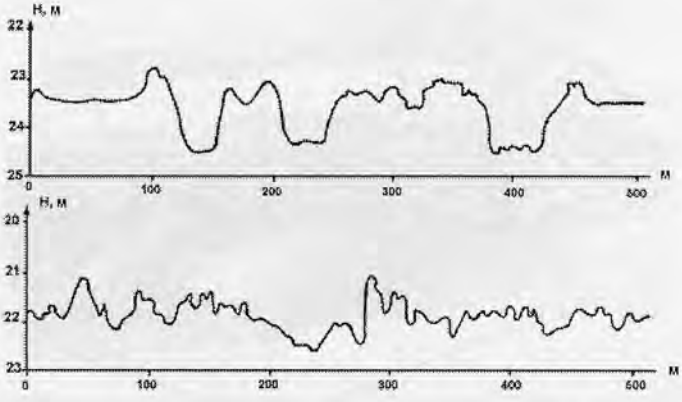


Рис. 2.2.7. Фрагменты эхолотных записей дна Байдарацкой губы Карского моря

Американские ученые (Barnes P.W. et al., 1984) делят ледяные образования на «многокилевые», выпахивающие при движении систему строго параллельных борозд, и однокилевые, продуцирующие одиночные борозды (рис. 2.2.8). Нередко происходит наложение одной системы борозд на другую (рис. 2.2.9). Детальные статистические исследования распределения морфометрических параметров борозд ледового выпахивания в море Бофорта позволяют сделать вывод, что их глубина, ширина и высота бортиков имеют прямую зависимость от текущей глубины моря и распределение, близкое к нормальному (рис. 2.2.10). Так, от глубин 0–10 м до 20–40 м наблюдается рост значений морфометрических параметров таких форм, а с увеличением глубины до 50–60 м отмечается их резкое падение. Ширина борозд достигает здесь 20–35 м, длина – 100–1000 м, глубина – 1,5–2,5 м, высота бортиков – 0,7–1,5 м. Встречаются и более крупные борозды выпахивания, например, в заливе Гаррисон в 1980 г. обнаружена борозда, глубина которой составила 4,0 м, высота бортиков – 2,3 м, ширина до 78 м (рис. 2.2.11).

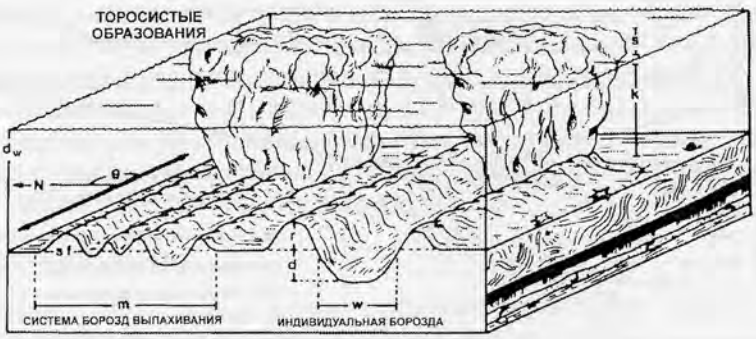


Рис. 2.2.8. Схема формирования систем параллельных борозд «многокилевыми» и единичных борозд «однокилевыми» торосистыми образованиями (Barnes P.W. et al., 1984).

k – глубина погружения ледового киля; *s* – высота тороса; *d* – глубина борозды; *w* – ширина борозды; *r* – высота гряды; *m* – ширина системы борозд

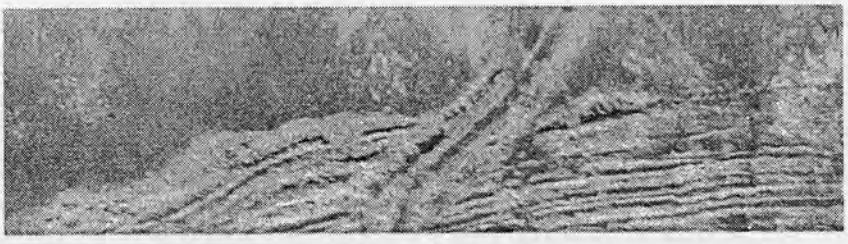


Рис. 2.2.9. Байдарацкая губа Карского моря. Наложение крупной борозды ледового выпахивания на систему мелких параллельных борозд более ранней генерации (по данным ВНИИОкеангеология)

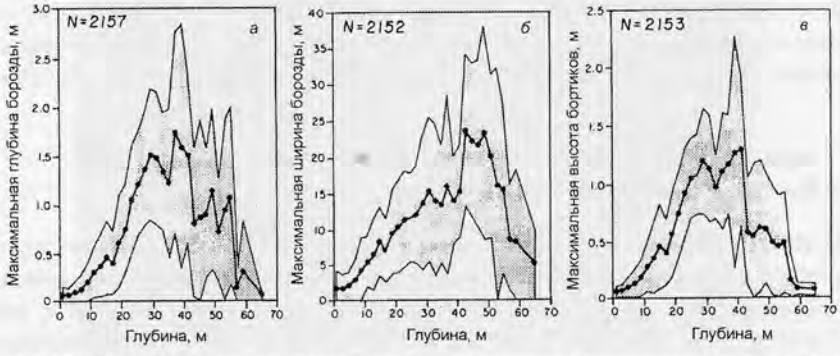


Рис. 2.2.10. Распределение параметров форм ледового выпахивания с изменением текущей глубины моря (Barnes et al., 1984).

а – глубина борозд, *б* – ширина борозд, *в* – высота бортиков



Рис. 2.2.11. Система крупных борозд ледового выпахивания на дне залива Гаррисон моря Бофорта (Barnes P.W. et al., 1984)

Исследования экзарации дна в Байдарацкой губе Карского моря (Природные условия..., 1997) также зафиксировали рост параметров форм ледовой экзарации в направлении от уреза до глубины 20–23 м (предельная глубина на участке исследования). Самые крупные борозды здесь достигают 2–2,5 м в глубину и 60–76 м в ширину.

Для распознавания экзарационных борозд и определения их размеров записей обычного однолучевого высокоточного эхолота недостаточно. Без применения современных технических средств можно лишь обнаружить борозды выпахивания как таковые, определить их глубину. Реальные морфологические особенности, в частности, ширина борозд, форма профиля, уклон бортов на эхограммах могут быть существенно искажены (завышены) в связи с разным углом подхода линии эхолотного профиля к направлению простирания экзарационной борозды. Ширина борозды может оказаться в несколько раз меньше измеренной по эхограмме. В связи с этим для выявления реальных параметров ледовых борозд необходим комплексный подход к исследованию. Помимо эхолотирования, желательно использование других методов: водолазное обследование, подводное фотографирование, использование лазерной аппаратуры, локаторов бокового обзора (ЛБО) со спутниковой GPS-привязкой. В береговой зоне (область активной гидродинамики) до глубин 15 (20) м обязательна ледовая съемка.

2.2.4. Результаты исследований экзарации дна ледяными образованиями в юго-восточной части Баренцева моря

Настоящий раздел представляет собой обобщение многолетних исследований процессов экзарации в Печорском море (юго-восточная часть Баренцева моря) (Данилов А.И. и др., 2003; Нестеров А.В. и др., 2003). Интерес к этому объекту неслучаен, поскольку в последние годы происходит интенсивное хозяйственное освоение данного района. В частности, рассматривается вопрос разработки и строительства инфраструктуры вдоль южного побережья для обеспечения транспорта нефти танкерами. В районе п.Варандей к настоящему времени

завершилось строительство временной системы рейдовой круглогодичной отгрузки нефти, рассчитанной на танкер до 20 тыс. тонн, в состав которой входит проложенный по дну трубопровод. Осуществляются изыскания и проектирование стационарного нефтеотгрузочного терминала на большей глубине (до 22 м) для использования танкеров с дедвейтом до 90 тыс. тонн. Морской ледяной покров, образующийся на рассматриваемом участке в зимний период, отличается активностью процессов торошения, и вопросы, связанные с воздействием льдов на берега и дно, становятся все более актуальными.

2.2.4.1. Исходные данные

Начиная с 1999 г. в ходе летних экспедиционных работ специалистами ААНИИ и ВНИИОкеангеология выполняется детальное гидролокационное обследование дна на эталонном полигоне в районе п. Варандей с целью определения параметров ледовой экзарации. Кроме того, выполняются геологические исследования состава грунтов, их механических свойств и других параметров, необходимых для комплексного рассмотрения проблемы.

Полигон работ площадью около 50 км^2 расположен между изобатами 7 и 14 м (рис. 2.2.12 вклейки), грунт в районе песчаный.

Инструментом изысканий служит гидроакустический комплекс «СОНИК-2», в состав которого входит гидролокатор бокового обзора «СОНИК-2», акустический профилограф «СОНИК-М141», навигационный спутниковый приемоиндикатор, дополнительные навигационные датчики. Результаты гидролокационной съемки позволяют при помощи специализированного программного обеспечения Sonar Navigator, разработанного во ВНИИОкеангеология, оценить форму, длину, ширину и ориентацию борозд пропашки, глубину вспахивания. Интерфейс программы с примером борозд приведен на рисунке 2.2.13.



Рис. 2.2.13. Интерфейс программы Sonar Navigator и примеры борозд пропашки

Характеристика собранного за период работ материала приведена в таблице 2.2.2. Общее количество обследованных борозд составило 3103 шт.

Таблица 2.2.2

Характеристика гидролокационных работ, выполненных в ходе летних экспедиционных исследований ААНИИ в 1999–2003 гг.

Период проведения	Год					
	1999 г.	2000 г.	2001 г.	2002 г.	2003 г.	1999–2003 гг.
	1–2 сентября	9–10 августа	29–31 июля	17–18, 22–23 июля	28–30 июля	–
Кол-во галсов	16	43	42	38	34	173
Общая длина съемки, км	118,2	304,1	283,5	328,7	291,6	1326,1
Площадь съемки, км^2	17,7	45,6	42,5	36,2	34,6	176,6
Кол-во борозд	317	221	823	998	744	3103

Зимний период 1998/99 г. для района изысканий по ледовым условиям определяется как тяжелый. Ледяной покров существовал здесь на протяжении 273–275 дней, что на 45–50 суток превышает среднюю многолетнюю продолжительность. Небольшое количество зафиксированных в этот год борозд объясняется малой площадью, охваченной съемкой, интенсивным «замывом» в результате штормов, предшествовавших проведению работ, сроки выполнения которых следует признать поздними. В последующие годы ледовые условия для рассматриваемого района были близки к средним многолетним. Анализ синоптических ситуаций и ветро-волновых условий за безледные периоды, предшествовавшие съемкам 2000–2002 гг., показал, что предпосылок для интенсивного разрушения элементов подводного микрорельефа не было. Малая степень экзарации в 2000 г. может быть связана с особенностями формирования припая и динамикой ледяного покрова. Гидролокационные работы 2003 г. были максимально приближены ко времени очищения акватории от льда.

Результаты сонарной съемки указывают на активное динамическое воздействие морских льдов на формы рельефа дна (борозды, углубления, валы и т.д.) в прибрежной зоне Печорского моря.

2.2.4.2. Статические характеристики борозд пропашки

Накопленные к настоящему времени данные позволяют выполнить статистические оценки геометрических параметров борозд пропашек на рассматриваемом полигоне.

Основной метод косвенной оценки интенсивности экзарации – оценка плотности и глубины борозд ледового выпахивания. Однако сроки существования

таких форм могут значительно варьировать в зависимости от глубины моря, типа осадков и продолжительности динамически активного периода, поэтому вопрос об интенсивности экзарации берегов и дна морскими льдами непосредственно связан с проблемой сохранности форм ледового выпахивания.

Наблюдения в море Бофорта (Barnes P.W. et al., 1984) и в Байдарацкой губе Карского моря (Природные условия..., 1997) показывают, что максимальная плотность борозд ледового выпахивания наблюдается в интервале глубин от 20 до 25 (30) м (рис. 2.2.14, 2.2.15). Плотность борозд здесь может достигать 100–200 на км^2. Это вовсе не означает, что на меньших глубинах, где встречаемость и глубина борозд выпахивания ниже, интенсивность ледовой экзарации не столь велика.

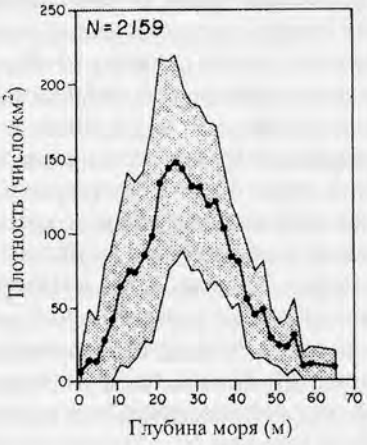


Рис. 2.2.14. Распределение плотности борозд выпахивания с глубиной (море Бофорта, Barnes P.W. et al.. 1984)

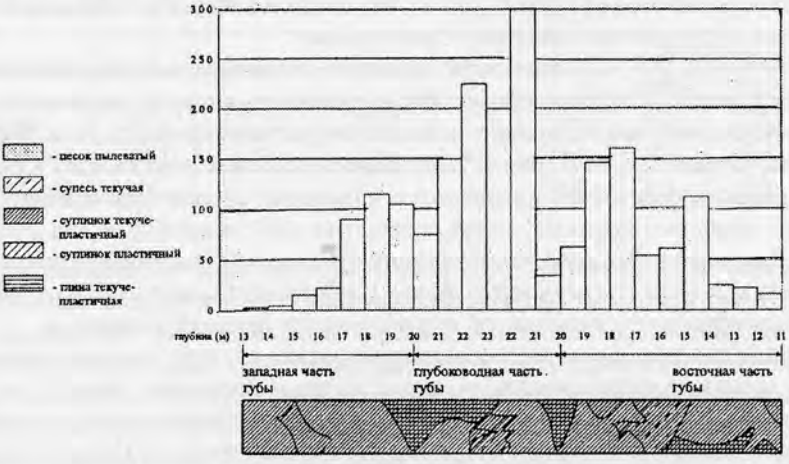


Рис. 2.2.15. Распределение форм ледового выпахивания на дне Байдарацкой губы (Природные условия..., 1997)

Обнаружить воздействие прибрежных гряд и барьеров торосов на пляжах и мелководье до глубин 7–10 м можно лишь сразу после схода припая. Сохранность форм ледовой экзарации на песчаных пляжах самая низкая: до первого летнего шторма. Береговые и донные формы ледовой экзарации, в большинстве случаев имеющие глубину менее 0,5 м, обычно при первых сильных летних и осенних штормах здесь исчезают. Следовательно, на мелководье возраст экзарационных борозд, как правило, не превышает одного года. Вследствие активного гидродинамического воздействия борозды выпахивания быстро нивелируются. В результате плотность борозд невысокая по сравнению с зоной кромки припая.

На глубинах 7–15 (или 10–20, в зависимости от района) метров, несмотря на самую активную экзарацию (именно в этом интервале формируется больше всего подвижных систем торосов и стамух, достигающих дна), встречаемость и плотность борозд реально оказывается ниже, чем на глубинах 20–40 м. Такая ситуация объясняется более активной гидродинамикой: на этих глубинах еще заметно влияние волн, а скорости приливных течений выше, чем на глубинах более 20 м. В связи с этим борозды выпахивания в течение нескольких лет нивелируются и постепенно исчезают, конечно, не так быстро, как в области мелководья. Сохранность борозд на этих глубинах в значительной степени определяется соотношением продолжительности периода ледообразования и динамически активного периода и, следовательно, сильно различается по морям. Так, например, в Печорском море, где динамически активный период вдвое длиннее по сравнению с Карским (табл. 2.2.1), обнаружить борозды выпахивания на тех же глубинах достаточно сложно. Важным фактором, определяющим сохранность борозд, также является интенсивность волнового воздействия. При сравнении встречаемости борозд по трассе подводного перехода через Байдарацкую губу на глубинах 10–15 м четко видно, что в западной части губы борозд выпахивания значительно меньше, чем в восточной. Действительно, повторяемость сильного волнения с высотами волн более 3 м, при которых наблюдается движение наносов на таких глубинах, на западном побережье Байдарацкой губы в несколько раз выше по сравнению с восточным.

На глубинах 20–50 м, несмотря на редкую встречаемость торосистых ледяных образований, особенно стамух, подводная часть которых достигает глубин 50 м, борозды ледовой экзарации попадаются достаточно часто, в частности, в интервале глубин 20–30 м (рис. 2.2.14). Данное явление имеет место в связи со слабой гидродинамической активностью и низкими скоростями седиментации. Борозды, особенно крупные, могут сохраняться на поверхности дна десятилетиями. Следовательно, низкая интенсивность ледовой экзарации компенсируется здесь хорошей сохранностью форм. Срабатывает накопительный эффект, дающий ложное представление об интенсивности ледовой экзарации.

Глубина ледовых форм на дне зависит не только от глубины моря, мощности льдов и интенсивности сжатий, но и от состава и состояния донных осадков. Сохранность форм ледового выпахивания, вероятно, также зависит от пластичности, подвижности и гранулометрического состава грунтов. Однако попытки найти закономерности на основе натурных материалов, между плотностью и глубиной борозд с одной стороны, и типом грунтов с другой, не привели к успеху

(Природные условия..., 1997, рис. 2.2.15), хотя единичные примеры соответствия, безусловно, имеются. Так, в уплотненных суглинках у берегов п-ва Ямал глубина ледовых форм едва достигает 0,5 м, в то время как у Уральского берега Байдарацкой губы на тех же глубинах (8–9 м) в песчаных осадках ледовая экзарация достигает величины 1,0–1,5 м. Наблюдения показывают, что борозды экзарации имеют характерную длину порядка 100–1000 м, т.е. торосы за счет большой кинетической энергии могут долго и стабильно пропахивать дно (Природные условия..., 1997). Поэтому при движении к некоторому участку трассы торос может пропахивать грунты, существенно отличающиеся по своим свойствам от грунтов предшествующего участка.

На основании вышеизложенного можно сделать важнейший вывод: интенсивность экзарации дна и берегов морскими льдами не может определяться исходя лишь из плотности или встречаемости борозд выпахивания.

Большая часть следов экзарации (до 95 %) в проекции на горизонтальную плоскость представляют собой прямые. Коэффициент извилистости остальных борозд отличается от единицы на 10–15 %. В некоторых случаях торосистое образование имеет сложную форму киля, такие ЛО можно определить как «многокилевые». При динамическом взаимодействии этих объектов с дном образуется система строго параллельных борозд («гребенка»). Ежегодно на полигоне исследований встречается до трех подобных форм микрорельефа дна шириной около 40–50 м. Дальнейший статистический анализ выполнялся для совокупности отдельных борозд пропашки в предположении их прямолинейности. Статистические характеристики длины, ширины выделенных борозд и глубины выпахивания за весь пятилетний цикл исследований приведены в таблице 2.2.3.

Таблица 2.2.3

Статистические характеристики борозд пропашки дна по данным 1999–2003 гг.

Параметр	Кол-во	Среднее	Медиана	Мин.	Макс.	Квартили	
						нижн.	верхн.
Длина	3103	137,15	102,8	6,5	1016,3	61,8	169,9
Ширина	3103	4,48	3,9	0,6	23,4	2,8	5,4
Глубина	902	0,15	0,1	0,1	0,8	0,1	0,2

Максимальное значение глубины выпахивания составило 0,8 м. Объемы собранного к настоящему моменту материала по данному параметру не позволяют делать какие-либо глубокие выводы. По данным измерений, на стамухах в этом районе внедрение килей в грунт может достигать 1,7 м. Сравнение приведенной цифры с максимальной глубиной выпахивания, определенной по гидролокации, дает некоторое представление о скорости естественного разрушения борозд на исследуемой территории. В течение безледного периода (в среднем 4,5 месяца) практически полностью исчезают следы экзарации, и на гидролокационных снимках борозды предыдущего года практически не встречаются. Такую ситуа-

цию можно считать характерной для мелководных прибрежных районов, открытых для волнения, что следует учитывать при изысканиях.

Распределения линейных параметров (длины и ширины) следов вспахивания асимметричны (рис. 2.2.16). В 75 % случаев длина борозд не превышает 169,9 м, ширина – 5,4 м. За 5 лет изысканий было зафиксировано 5 борозд длиной свыше 800 м, ширина которых находилась в пределах 2,5–6,7 м. Длина пропашки при ширине киля в основании ЛО более 20 м не превышает 82 м. Всего наблюдалось 7 подобных борозд.

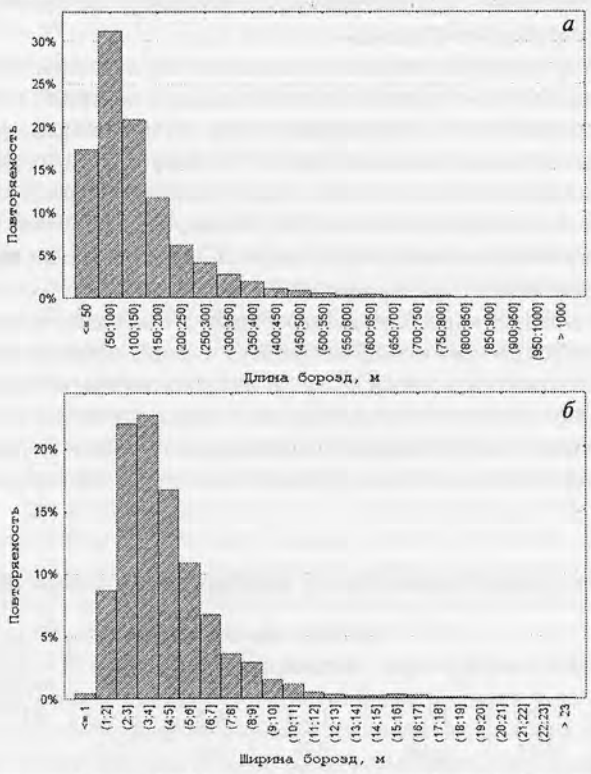


Рис. 2.2.16. Гистограммы распределения длины (*а*) и ширины (*б*) борозд пропашки дна по данным 1999–2003 гг.

Эмпирические распределения могут быть аппроксимированы теоретическим логнормальным законом, имеющим вид:

$$f(x)=\frac{1}{x\cdot a\sqrt{2\pi}}exp\left\{-\frac{ln(x)-\mu}{2a^2}\right\} \qquad (2.2.2)$$

где μ – параметр масштаба (математическое ожидание случайной величины $\ln X$); a – параметр формы (стандартное отклонение случайной величины $\ln X$). Параметры распределений приведены в таблице 2.2.4.

Таблица 2.2.4

Параметры закона распределения для ширины и длины борозд пропашки

Характеристика	Закон	Параметр масштаба	Параметр формы
Ширина	Логнормальный	1,37	0,51
Длина	Логнормальный	4,63	0,76

Проверка адекватности аппроксимации по критерию χ^2 в обоих случаях указывает на соответствие теоретического закона эмпирическому при 10 %-ном уровне значимости. Степень соответствия наглядно иллюстрирует рисунке 2.2.17, где дана зависимость значений эмпирической функции распределения от значений функции логнормального закона. Можно отметить несколько худшую согласованность теоретического и эмпирического распределений для ширины, однако при принятом уровне значимости аппроксимацию можно считать удовлетворительной.

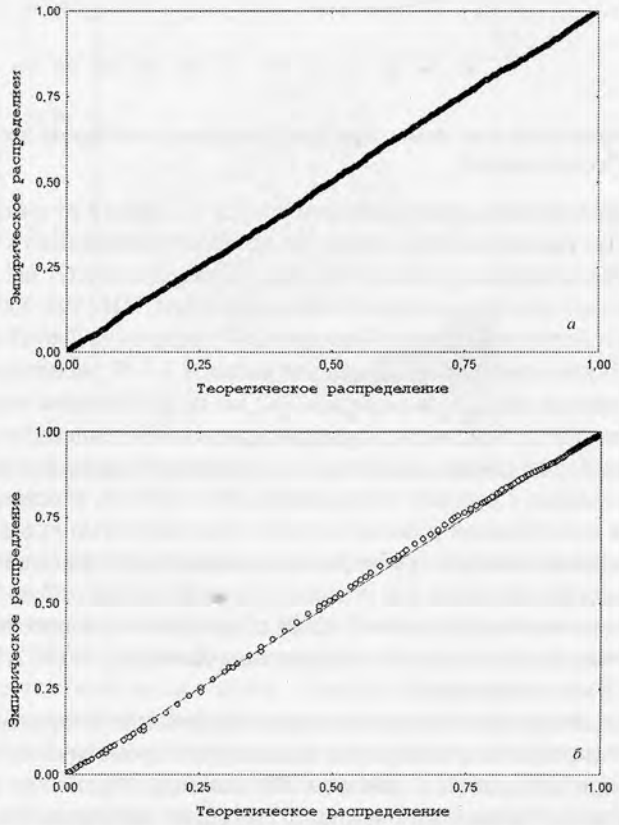


Рис. 2.2.17. Соответствие эмпирической функции распределения теоретическому логнормальному закону для длины (*а*) и ширины (*б*) борозд пропашки

Исходя из предположения о независимости длины и ширины борозд (коэффициент корреляции между ними равен 0,1), можно определить закон их совместного распределения как произведение соответствующих собственных распределений. На рисунке 2.2.18 приведены кривые геометрических характеристик борозд 50 %, 90 % и 99 %-ной обеспеченности. Вид совместного распределения указывает на простую физическую закономерность: уменьшение длины пропашки с увеличением сечения киля торосистого образования.

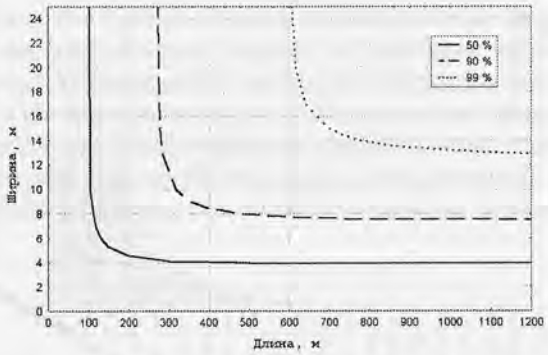


Рис. 2.2.18. Горизонтальные геометрические характеристики борозд пропашки 50 %, 90 % и 99 %-ной обеспеченности

В пространственном распределении следов экзарации отчетливо прослеживается тенденция увеличения их количества по мере приближения к берегу, что легко объясняется характерными для данного района размерами ЛО. Так, по данным комплексных ледово-исследовательских экспедиций ААНИИ 1999, 2001 и 2003 гг., осадка килей торосистых образований находилась в пределах от 7 до 13 м (Нестеров А.В. и др., 2003). В качестве примера приведен рисунок 2.2.19, на котором дано количество борозд внутри квадратов размером 1×1 км по результатам гидролокационной съемки 2001 и 2003 гг. Как видно из рисунка, указанная тенденция в 2003 г. нарушается: распределение следов экзарации по полигону близко к равномерному. Это может быть связано с ледовой обстановкой 2002–2003 гг., характеризующейся для района работ повышенной торосистостью и сплоченностью льдов.

В районе расположения трубопровода плотность распределения по пространству следов экзарации меняется от года к году в пределах от 7 до 56 шт/км^2. Максимальная плотность наблюдалась в 2001 г., когда число пересечений килями ЛО трассы трубопровода на участке, освещенном съемкой (около 1,5 км, между изобатами 8 и 12 м), равнялось 5.

Совместный анализ результатов гидролокационных наблюдений, ледовой обстановки и синоптических ситуаций показал, что пропахивание дна в основном происходит при приливных подвижках ЛО, главным образом до и после времени наступления малой воды (при посадке ЛО на грунт или дальнейшем его заглублении). Так, в 1999 и 2000 гг. в ориентации борозд преобладало северо-западное – юго-восточное направление, совпадающее с направлением приливных движений льда.

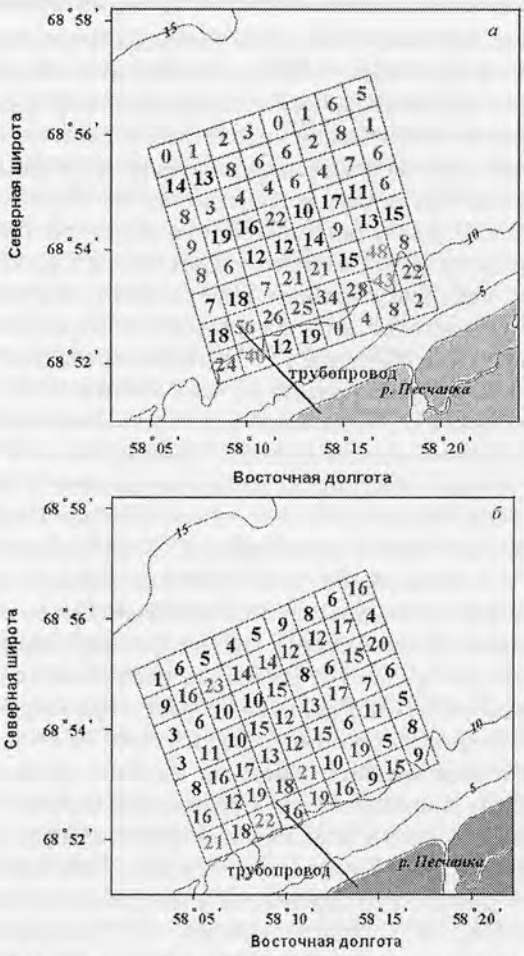


Рис. 2.2.19. Распределение количества борозд на полигоне по квадратам 1×1 км по данным 2001 г. (*а*) и 2003 г. (*б*)

Однако могут складываться ситуации, при которых определяющими становятся атмосферные процессы, вызывающие сгон-нагон воды, и выпахивание происходит большей частью при ветровом дрейфе льдов. Видимо, подобная ситуация имела место в 2001, 2002 и 2003 гг., когда борозды пропашки преимущественно ориентировались вдоль берега (юго-запад–запад – северо-восток–восток). В случае совместного, однонаправленного действия на всторошенные ледяные поля ветра и прилива образуются борозды с экстремальными значениями геометрических характеристик. Так, зимой 1999 г. несколько западнее полигона был отмечен факт взлома и дрейфа части припая вместе со стамухой в районе п. Варандей (Нестеров А.В. и др., 2003). Протяженность борозды, образованной в этом случае, по данным гидролокационной съемки составила 1364 м.

2.2.5. Процессы формирования припая и мерзлых пород в приурезовой зоне

Термодинамическое и физико-химическое взаимодействие гидросферы и литосферы в арктических морях создает условия для развития своеобразного литогенеза, предопределяющего специфические характеристики донных осадков, в частности, формирование океанической криолитозоны (Жигарев Л.А., 1997).

Термическое воздействие морских льдов проявляется в формировании сезонно- и многолетнемерзлых пород, в особенности на участках аккумуляции обломочного материала. Эти явления имеют широкое распространение и исследовались Н.Ф. Григорьевым (1987) на мелководьях морей Карского и Лаптевых. Среди исследователей морской и прибрежной криолитозоны нет единого мнения о распространении многолетнемерзлых пород в приурезовой зоне. Так, по мнению И.Д.Данилова и Л.А.Жигарева (1977), сплошные вдольбереговые многолетнемерзлые породы распространены во всех арктических морях, где они окаймляют аккумулятивные (субаквальные многолетнемерзлые породы) и абразионные (субаэральные многолетнемерзлые породы) берега у континентальной и островной суши. В юго-восточной части Баренцева моря (в Печорском море) их распространение ограничено полосой в первые десятки метров, в Карском море – от сотен метров до первых километров. В.П.Мельников и В.И.Спесивцев (1995) считают, что сплошные многолетнемерзлые породы окаймляют лишь абразионные берега, а для стабильных берегов присущи только редкоостровные реликты континентальной криолитозоны. Однако формирование сезонномерзлых пород на контакте припай–дно отмечают все исследователи.

Наибольший эффект оказывают припайные льды, образующиеся не только у континентальных и островных берегов, но и вдали от них, на открытых мелководных акваториях морей. Формирование у берегов ледового припая вызывает промерзание донных осадков и появление новообразований многолетнемерзлых пород. Перед образованием припая в условиях низких температур происходит промерзание пляжей и осушек, формируется ледяная корка. При температуре –5 °С и ниже вдольбереговое и поперечное перемещение материала на пляже полностью прекращается (Попов Б.А., 1977). При температуре –15 °С сплошной ледяной чехол покрывает весь пляж, защищая его от каких-либо внешних воздействий. Начало формирования припая осенью способствует смерзанию его с донными осадками, которое начинается сразу же на урезе воды. Смерзание припайного льда с донными осадками прекращается на глубине моря, равной или большей толщины льда. На участках морской аккумуляции, где припайный лед смерзается с донными осадками, формируются субаквальные мерзлые породы (Жигарев Л.А., 1997), которые имеют довольно однообразное криогенное строение (обычно массивная криотекстура). Чаще всего такие осадки представляют собой чередование мерзлых (например, песков) и охлажденных ниже 0 °С (например, немерзлых суглинков и глин) пород. С увеличением времени пребывания под дном моря многолетнемерзлые породы все более теряют характерные субаэральные признаки и приобретают специфические субаквальные, которые заключаются в повышении температур мерзлых пород, увеличении содержания незамерзшей воды с уменьшением ее солености. В результате в приурезовой зоне на участке контакта с при-

пайными льдами формируется «козырек» из мерзлых пород, выдвинутый с суши в море. Ширина и мощность «козырька» обычно зависит от суровости климата и уклона дна. Так, по итогам бурения бара на Ямальском побережье Байдарацкой губы с целью выявления мерзлых пород, на подошве припая обнаружен подобный «козырек» (Совершаев В.А. и др., 1998). В скважине на урезе песчано-глинистая толща под припаем оказалась в мерзлом состоянии на глубину 4,0 м, т.е. здесь сезонномерзлый слой мощностью 1,3–1,5 м смерзается с многолетнемерзлой толщей. В результате проведенных работ установлено, что «козырек» мерзлых пород в прибрежной зоне выдвинут от уреза в сторону моря на расстояние не более 100 м, хотя зона смерзания припая с дном достигает 150–200 м. Бурение в Печорской губе в районе устья р.Дресвянки и к востоку от нее также показало наличие «козырька» из сезонномерзлого слоя, распространившегося до изобаты 1 м.

К промерзанию донных осадков могут также привести и стамухи. Плавучий торосистый лед, попадая на мелководные участки моря, смерзается с донными осадками, становится неподвижным и превращается в стамухи на глубинах, не превышающих обычно 20 м. Летом на свободной от льда акватории морей в результате воздействия тепловых и волновых факторов стамухи довольно интенсивно разрушаются. После полного разрушения стамух донные осадки на месте их образования могут быть мерзлыми. Однако, из-за сравнительно небольшой площади контакта с дном, относительно малого количества на единицу площади и ежегодного образования на разных участках, влияние стамух на температурное поле донных осадков шельфовых морей незначительно (Жигарев Л.А., 1997).

Химическое воздействие морских льдов на дно проявляется в прибрежных мелководных акваториях и лагунах в процессе образования припайного льда, вытеснения из него солей. К концу зимы при максимальной мощности льдов эти акватории почти полностью изолируются от моря, формируя свой солевой и температурный режим, отличный от режима открытого моря. Так как соленость существенно превышает среднюю, температура опускается ниже точки замерзания морской воды, в результате чего образуется так называемый криопег. На контакте с криопегом грунт постепенно засоляется и переходит в сезоннопереохлажденное состояние. Такие условия отмечаются в бухте Русская Гавань в Баренцевом море, Паханческой и Перевозной губах Печорского моря, в прибрежной зоне Байдарацкой губы Карского моря, Ванькиной губе моря Лаптевых, мелководных районах Восточно-Сибирского моря, лагунах Чукотского моря и т.д.

Аналогичные условия формирования криопегов могут возникнуть в межваловых ложбинах, когда увеличивающий свою мощность лед достигает дна и смерзается с ним на валах. В этом случае межваловые ложбины также оказываются отчлененными от моря и в них накапливаются высокоминерализованные воды, препятствующие промерзанию донных пород. Так, исследования в районе островов Шараповы Кошки показали (Григорьев Н.Ф., 1987), что в прибрежной зоне под припаем толщиной 2 м залегали талые породы, сохранявшие в интервале глубин 0,2–0,5 м температуру – –4,5 °С, что соответствует минимальной солености, равной 76‰ (Зубов Н.Н., 1945). По мере удаления в море температура охлажденных донных пород постепенно повышалась и соответствовала температуре морской

воды. Следует заметить, что вопрос химического воздействия морских льдов в прибрежно-шельфовой зоне остается слабо изученным и в будущем требует постановки специальных исследований, в т.ч. исследования агрессивности воздействия сильно минерализованных натриево-хлоридных вод на бетон и металл.

2.2.6. Районирование береговой зоны по видам ледяных образований и их воздействию на берега и дно

Районирование береговой зоны арктических морей по видам ледяных образований и их воздействию на берега и дно проведено В.А.Совершаевым (Природные условия..., 1997). Схема районирования представлена на рисунке 2.2.20.

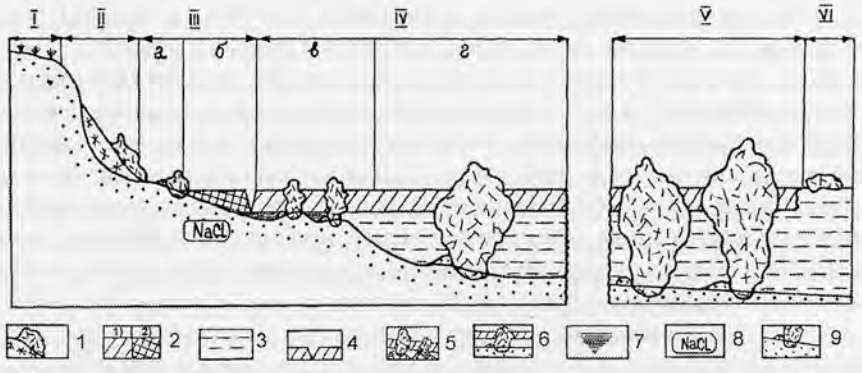


Рис. 2.2.20. Районирование береговой зоны по видам ледяных образований и их воздействию на берега и дно (Природные условия..., 1997).
1 – снежники, навалы и надвиги льдин; *2* – припай: 1) – на плаву, 2) – смерзшийся с дном; *3* – вода под припаем; *4* – приливная трещина; *5* – прибрежные стамухи и торосы на подводных валах и отмелях; *6* – стамухи и пояса торошения в прикромочной зоне припая; *7* – высокоминерализованные воды в межваловых ложбинах; *8* –криопеги; *9* – формы ледовой экзарации

Первая зона (I) находится вне досягаемости морских льдов и располагается от бровки берегового откоса в сторону суши.

Вторая зона (II) включает береговой откос и верхнюю часть пляжа. Здесь на берегах с откосами возможны навалы льдов с образованием гряд несортированного пляжевого материала, срезание растительного покрова с береговых откосов, деградация вследствие этого многолетнемерзлых пород и ускорение термоабразионных и термоденудационных процессов. На низких берегах в этой зоне в периоды осенних штормовых нагонов морские льды могут быть вынесены далеко в сторону суши, при этом они оказывают деструктивное воздействие на поверхность тундры, срезая ее неровности.

Третья зона (III) включает пляж от подножия берегового откоса до морской границы подошвы припая, маркируемой обычно мористой трещиной во льду. В этой полосе наиболее эффективная экзарация пляжа возможна осенью в период становления припая. По мере того как припай смерзается с дном (б), в толще

дна формируется сезонно-мерзлый слой. В весенне-летний период после взлома припая отдельные льдины могут быть вынесены на пляж (а), но создать глубокие экзарационные формы они не могут, поскольку пляж к этому времени еще находится в мерзлом состоянии. Следовательно, сезонно-мерзлый слой на пляже, осушках и береговых откосах играет защитную роль от воздействия морских льдов.

Четвертая зона (IV) – это зона прибрежных вдольбереговых валов и ложбин. Ширина ее меняется в зависимости от уклонов дна. В этой зоне возможны разнообразные воздействия морских льдов на дно. В период становления припая осенью на прибрежных валах (в), как правило, формируются гряды торосов и стамухи. Эти торосы играют роль защитного барьера, принимая все сжатия и ледовые нагрузки со стороны моря на себя. Здесь же случаются ледовые штормы. В результате осолонения вод (за счет зимнего ледообразования и формирования вышеупомянутых гряд торосов на валах) к концу зимы в межваловых ложбинах могут концентрироваться высокоминерализованные воды, соленость которых достигает 50–80 ‰. Мористая часть этой зоны – участок относительно ровного дна (г), где формируются отдельные гряды торосов, но образование их обусловлено не морфологией дна, а гидрометеорологическими условиями, т.е. здесь не следует ожидать формирования торосов и стамух на одних и тех же участках дна, и динамическое воздействие на него носит случайный характер.



Рис. 2.2.21. Карта–схема районирования вероятных ледовых воздействий на дно и берега Печорского моря

1 – экзарация дна средней интенсивности стамухами и грядами торосов (зона припая); сохранность борозд ледового выпахивания менее 1 года; *2* – интенсивная экзарация дна дрейфующими ледяными образованиями и глубоко сидящими стамухами (кромка припая – зона сплоченных дрейфующих льдов); сохранность борозд ледового выпахивания средняя ~ *n* лет; *3* – экзарация дна слабой интенсивности дрейфующими ледяными образованиями; сохранность борозд ледового выпахивания хорошая ~ *n*×10 лет; *4* – экзарация дна морскими льдами практически отсутствует, возможно выпахивание отдельных крупных борозд дрейфующими обломками айсбергов и крупными «несяками»; сохранность борозд ледового выпахивания очень хорошая ~ 100 лет; *5* – экзарация дна слабой интенсивности малоподвижным припаем, «сидящим» на дне, образование криопегов; сохранность борозд ледового выпахивания менее 1 года; *6* – мелкобороздчатая экзарация навалами и напорами льда на пляжах и осушках; сохранность борозд ледового выпахивания менее 1 года; *7* – районы возможного образования воронок размыва; сохранность воронок менее 1–3 лет.

Пятая зона (V) – это пояс торошения на мористой кромке припая, где в течение всего зимнего периода происходят мощные сжатия и деформации дрейфующих льдов преимущественно со стороны моря. В результате динамических нагрузок в прикромочной части припая обычно формируется серия субпараллельных гряд торосов, т.е. пояс торошения. За счет набивного льда торосы и стамухи оказывают здесь наиболее мощное эродирующее воздействие на дно. По условиям ледовых воздействий эту зону следует отнести к наиболее динамичной и опасной для эксплуатации подводных сооружений.

Шестая зона (VI) – заприпайная полынья на одних участках и зона дрейфующих льдов на других. В зимнее время в ее пределах формируются молодые льды, участвующие в торошении на кромке припая. Кроме того, здесь могут быть встречены глубокосидящие «несяки» и обломки айсбергов, создающие самые глубокие и опасные для сооружений экзарационные формы на дне.

С учетом предложенной классификации береговой зоны можно составить схему ее районирования по виду и интенсивности ледовых воздействий на дно. При этом следует иметь в виду, что интенсивность экзарации и сохранность форм ледового выпахивания в арктических морях сильно различаются, так как находятся в прямой зависимости от целого ряда факторов: толщина льда, сила и направление ветра, температура, волнение, течения, рельеф дна, продолжительность динамически активного периода и др.

На рисунке 2.2.21 в качестве примера представлен фрагмент карты–схемы «Районирования вероятных ледовых воздействий на дно и берега Печорского моря», являющийся попыткой оценить интенсивность экзарации и сохранность форм ледового выпахивания в зависимости от морфолитодинамической зоны моря, т.е. с учетом лишь части факторов.

2.3. МЕТОДЫ АКТИВНОЙ БОРЬБЫ С АЙСБЕРГАМИ

Появление айсбергов в районе планируемого к освоению шельфового месторождения порождает проблему их вероятного воздействия на гидротехнические сооружения, предназначенные для добычи, хранения и отгрузки углеводородов.

За последние 30 лет за рубежом (прежде всего в Канаде) накоплен значительный опыт исследований в области борьбы с айсбергами. Одним из самых перспективных районов добычи углеводородов на североамериканском шельфе является район Большой Ньюфаундлендской Банки (БНБ), характеризующийся периодическими вторжениями дрейфующего льда и выносом большого количества айсбергов Лабрадорским течением. Последнее обстоятельство делает изучение опыта работ в этом районе весьма ценным, т.к. айсберги представляют серьезную потенциальную угрозу эксплуатации ШГКМ (Наумов А.К. и др., 2003).

Изучение опыта разведки и эксплуатации шельфовых месторождений БНБ показывает, что существуют достаточно эффективные методики воздействия на

айсберги с целью предотвращения их столкновений со стационарными или плавающими добычными комплексами. В целях обеспечения безопасной (в смысле айсбергов) эксплуатации добычных платформ в Канаде был разработан и внедрен в оперативную практику комплекс мероприятий, получивший название *Iceberg Management*. Этим термином определяются все *операционные* процедуры, применяемые для снижения риска вторжения айсбергов в заранее определенные «зоны предупреждения» вокруг района работ, особенно для уменьшения риска контакта айсберга с гидротехническим сооружением любого рода (гравитационное, плавающее или расположенное на дне). Соответственно, данное понятие включает в себя распознавание и отслеживание айсбергов, предсказание (прогноз) движений айсберга, а также то, что можно обозначить как «physical management» – т.е. технологии, применяемые для предотвращения проникновения айсберга в «зоны предупреждения» или контакта с сооружением (Crocker G. et al, 1998). Термин «*physical management*», принятый за рубежом, в принципе соответствует термину «*активная борьба с айсбергами*», принятому в отечественных работах по проработке аналогичных вопросов по ШГКМ, например – (Отчет, 1994).

На стадии разработки проекта платформы, планируемой к эксплуатации в айсберговоопасных водах, возникает вопрос об оценке полезности операций по управлению айсбергами. Главной причиной для проведения подобных операций является уменьшение риска, увеличение эффективности освоения и уменьшение капиталовложений. В работе (Crocker G. et al, 1998) приведены такие оценки для стационарных платформ (железобетонных и стальных) и их компонентов (загрузочные терминалы, продуктопроводы и т.п.). В отличие от гравитационных железобетонных ледостойких платформ (канадская *Hibernia*), для гравитационных стальных слаболедостойких платформ (к которым относится проектируемая для ШГКМ платформа) степень полезности операций по управлению айсбергами оценивается как «очень высокая» для всех размеров айсбергов (больших, средних и малых).

Таблица 2.3.1

Методы активной борьбы с айсбергами

Проверенные	Прототипные	Концептуальные
Буксировка на синтетическом канате (1 судно)	Буксирование методом «двойная петля»	Отклонение айсберга с помощью струи пузырьков
Буксировка двумя судами	Буксировка с использованием скоб с шипами	Разрезание айсберга с помощью направленного излучения энергии
Отклонение айсберга струей от винтов	Буксирование с помощью сети	Разрушение путем создания искусственного давления внутри айсберга
Отклонение айсберга с помощью водометной пушки	Буксирование двумя судами, одно из них толкает айсберг струей от винтов	
	Буксирование с использованием троса с отрицательной плавучестью	
	Буксирование с помощью гидравлического бура	
	Буксировка с помощью якоря, внедренного в айсберг	
	Разрезание айсберга горячим проводом	
	Разрушение с помощью ВВ	

Обзор подходов к айсберговой опасности, реализуемых в практике гидротехнического строительства добычных платформ за рубежом, и описание методов активной борьбы с айсбергами достаточно подробно рассмотрены в источнике (Отчет, 2003). В рамках данного раздела кратко изложим методы активной борьбы с айсбергами.

Методы активной борьбы с айсбергами могут быть условно разделены на три основные группы (Crocker G. et al, 1998), табл. 2.3.1:

– испытанные (проверенные) методы, применяемые в настоящее время;

– «прототипные» методы, которые получили некоторое развитие и прошли полевые испытания;

– «концептуальные» методы, которые были предложены, но никогда не опробовались и не выполнялись.

Как видно из приведенной таблицы, более половины всех предложенных методов (и около 70 % прошедших полевые испытания) основываются на идее изменения курса айсберга путем его буксировки с применением различных методик и приспособлений. Учитывая это обстоятельство, разумно рассмотреть все эти методики совместно, более подробно описав базовую методику буксировки на синтетическом канате.

Следует отметить, что основным недостатком при рассмотрении различных методик является малый объем надежных количественных оценок эффективности той или иной методики, т.е. оценки базируются на ограниченных сведениях и на суждениях исследователей. На основании появившихся в последнее время достаточно подробных сведений об условиях буксировки айсбергов можно сделать предварительный вывод о том, что буксировка с использованием синтетического каната, являясь основной методикой на данном этапе, останется таковой и в будущем.

2.3.1. Методы, основанные на буксировке айсберга

В этом разделе мы отступим от классификации методов борьбы с айсбергами и рассмотрим единым блоком буксировку айсбергов различными способами.

Буксирование айсберга с помощью плавучего синтетического каната

Этот метод лежит в основе всех методик буксировки, впервые он был применен в 1971 г. (Bruneau A. et al., 1977). Метод прост, получил наиболее широкое применение в практике активной борьбы с айсбергами (стал стандартным с начала 70-х гг. XX века), и заслужил доверие добывающих компаний.

Метод требует использования плавучего полипропиленового каната длиной приблизительно 1200 м и диаметром 15–20 см, выдерживающего нагрузки в 60 тонн (Bishop G., 1989). При приближении к айсбергу канат начинает стравливаться, затем судно делает поворот вокруг айсберга и подбирает конец каната, помеченный буем. После закрепления образовавшейся петли, с судна для утяжеления (притопление) синтетического каната стравливаются приблизительно 100 м стального троса. Подготовив таким образом буксир, судно плавно увели-

чивает ход и идет в заранее выбранную сторону. Для больших айсбергов задачей буксирования является изменение направления дрейфа айсберга на несколько градусов от его первоначального курса.

Буксирование айсберга с помощью синтетического каната требует стандартного судна обеспечения с тягой на швартовы от 70 до 140 тонн. Основными требованиями к синтетическому канату являются его прочность, плавучесть и отсутствие скручивания, длина в 1200 м является достаточной. Время развертывания и установки всей системы составляет в среднем от 0,5 до 2 часов. Сам процесс буксировки достаточно длителен и может занимать много часов – до тех пор, пока не будет достигнута уверенность, что угроза столкновения с платформой миновала.

Основными проблемами применения этой технологии являются переворачивание айсберга и соскальзывание каната. Развитие в 80-х гг. XX в. данного метода позволило в общих чертах оценить его эффективность, располагая данными о форме и геометрических размерах айсберга, а также о состоянии моря (Bishop G., 1989). При этом буксирование считалось успешным, если айсберг отклонялся от своего изначального курса и отшвартовка буровых/добывающих платформ не требовалась. Метод показал наибольшую эффективность при изменении курса небольших айсбергов с массами от 1000 т до 100000 т. Буксировка обломков айсбергов (массой менее 1000 т) и больших айсбергов (массой более 700000 т) оказалась менее эффективна.

Успешность этого метода составляет порядка 86 %, однако многие эксперты в этой области ставят их под сомнение (Crocker G. et al, 1998). В работах, посвященных этой проблеме, нигде не указывалось количество айсбергов, в отношении которых было принято решение не пытаться буксировать их.

Волнение моря с высотой волны около 4 м является фактором, критическим для буксировки на синтетическом канате. Буксирование в плохую видимость также осложняется опасностью пересечения каната и наматыванием его на винты. Известно, что буксирование айсбергов в дрейфующем льду не производилось, и ясно, что наличие льда создаст дополнительные трудности. За время применения этой методики успешно буксировались айсберги с массами от 1000 т до 4000000 т.

Буксирование двумя судами

Буксирование айсберга двумя судами время от времени применялось для отклонения больших айсбергов. Последовательность действий заключается в следующем. Первое судно находится рядом с айсбергом и ориентировано в ту сторону, в которую будет производиться буксировка. Второе судно тащит секцию буксирного троса к первому судну, которое подбирает его и наращивает его к своему буксировочному тросу. Второе судно поворачивает вокруг айсберга, после чего оба судна начинают буксировку айсберга в выбранном направлении. В данном случае используют проволочный канат (wire rope) вместо синтетического, два стальных троса, и, соответственно, два судна, развивающих значительную тягу. Предполагается, что метод достаточно эффективен и опасен не более, чем ранее описанная базовая методика. Однако, по сравнению с базовым методом, существуют дополнительные трудности. Они состоят в сложности синхронизации «рывка» судов и

сбалансированности нагрузок (тяговых усилий судов), что выражается в склонности к колебательным перемещениям судов вокруг айсберга во время буксировки, а также в трудности контроля глубины нахождения буксировочного каната.

Буксирование методом «двойная петля» («двойное обматывание»)

Этот метод применяется к небольшим неустойчивым округлым айсбергам, склонным к переворачиванию. Свободный конец буксировочного троса вытравливается в воду, и судно (с находящимся на нем закрепленным концом) делает полтора обхода вокруг айсберга. Затем из воды вылавливается свободный конец троса и получается «двойная петля», распределяющая тяговое усилие (или силу, приложенную к айсбергу) по всему периметру айсберга. Предполагается (Crocker G. et al, 1998), что в применении к небольшим неустойчивым айсбергам данный метод все-таки более предпочтителен, чем обычное буксирование на синтетическом плавучем канате. При плохой видимости следует проявлять особое внимание, чтобы не намотать канат на винты при повторном обходе айсберга.

Буксирование с использованием насадок (скоб) с шипами

Звездообразные насадки с шипами, надеваемыми через интервалы на канат, использовались для уменьшения его скольжения по льду. Среди экспертов существует мнение, что применение этих приспособлений некоторым образом способствовало уменьшению скольжения каната. Тем не менее, не ясно, почему этот метод не получил широкого применения. При его использовании могут возникнуть потенциальные проблемы, связанные с притоплением утяжеленного каната, а также трудностями закрепления этих насадок на канат.

Буксировка двумя судами, одно из которых толкает айсберг струей от винтов

Метод успешно применялся одной из добывающих компаний на канадском шельфе (Bishop G., 1989). Одно судно буксирует айсберг, находящийся в петле, образуемой буксиром (длина каждой стороны петли равна приблизительно 400 м) на стандартном буксирном конце. Другое судно присоединяет свой буксирный конец к петле с другой стороны айсберга. Это второе судно может либо находиться рядом с айсбергом и способствовать буксировке, толкая айсберг струей своих винтов, либо, вытравив свой буксирный конец, контролировать глубину нахождения буксира, в котором находится айсберг. Используя эту методику, удавалось отклонять большие айсберги массой до 300000 т, применение к которым других способов буксировки было неэффективным. Проведение этой операции требует двух судов обеспечения, двух плавучих канатов и двух стальных буксировочных тросов. Выполнение операции требует больше времени, чем при использовании базовой методики. Работа двух судов на небольшом расстоянии от айсберга и друг от друга требует повышенной осторожности, особенно важно не запутать винты синтетическим канатом.

Буксировка с использованием троса с отрицательной плавучестью

Основная идея метода заключается в том, что буксировочный трос с отрицательной плавучестью заводится вокруг айсберга на некоторой глубине

(или у уреза воды), позволяя тем самым приложить тяговое усилие ближе к центру плавучести (центру величины) айсберга. Некоторая плавучесть буксировочного троса достигается путем присоединения поплавков, крепящихся к тросу на отрезках фалов.

Известны три конфигурации, представляющие системы из одного или двух параллельных стальных тросов, поддерживающихся буями. Подобные конструкции опробовались на 7 айсбергах массой от 85000 до 292000 т (5 айсбергов – системы с двумя тросами, 2 айсберга – система с одним тросом). Во время всех испытаний буксирование осуществлялось всегда по ветру. По результатам натурного эксперимента был сделан вывод о том, что система, основанная на двух тросах, проявляет себя с лучшей стороны, хотя ее развертывание наиболее трудоемко (Bruneau A. et al., 1977).

В данном методе уменьшена вероятность переворачивания айсберга и соскальзывание троса, и надежность применения этого способа буксировки выше, чем у базового метода. Установка систем, использующих трос отрицательной плавучести, более сложна, чем подготовка к буксированию обычным синтетическим канатом, а также занимает больше времени. Чтобы буксировка была успешной, трос должен быть расположен таким образом, чтобы опрокидывающий момент был минимален. Это условие требует точного знания формы и размера айсберга и регулировки глубины погружения троса. Этот способ буксировки (как и основной метод) может быть применен к айсбергам массой до 4 млн т.

Буксировка с помощью сети

Буксировка небольших и округлых айсбергов осложнена их склонностью к переворачиванию, а также возможностью соскальзывания троса. Для снижения этих нежелательных эффектов была выдвинута идея об использовании сети вместо буксирного троса. Теоретически, правильно спроектированная сеть будет облегать айсберг и распределять тяговое усилие выше и ниже центра сопротивления, уменьшая вероятность переворачивания айсберга и соскальзывания сети. В 70-х и 80-х гг. XX в. были разработаны несколько вариантов сетей, однако, после проведения полевых испытаний, от их использования отказались. Это решение было вызвано, в основном, трудностью заведения сети вокруг айсберга и их тенденцией к скручиванию и действию как единый канат. В некоторых случаях отмечалось вмерзание сети в лед, что делало весьма трудным или невозможным ее подъем. Кроме того, сети чувствительны к размерам айсберга и могут намотаться на винт судна.

Так как все предложенные сети разрабатывались для буксировки обломков айсбергов (до 13000 т), для их использования достаточно судна с относительно небольшой тягой на швартовы. Остальное оборудование состоит из плавучего каната, стального троса, самой сети и лебедки с барабаном. Развертывание сети занимает от 1 до 1,5 час. Технология установки сетей хорошо отработана в рыболовной отрасли, трудность заключается в их точном позиционировании относительно айсберга. Как и для других способов буксировки, высота волны в 4 м является предельной.

Известно (C-CORE News, 2004), (PERD Workshop, 2004), что в 2003/04 г. на Ньюфаундленде были успешно проведены испытания сети новой конструкции. По мнению разработчиков (Centre for Cold Ocean Resources Engineering, (C-CORE)), успешность применения сети нового образца обуславливалась ее увеличенной (по сравнению с ранее разработанными вариантами) длиной; простотой конструкции, обеспечивающей легкую сборку и починку в морских условиях; облегченным использованием, достигнутым за счет применения барабана для хранения; а также улучшением конструкции бриделя, предотвращающей схлопывание сети.

Буксировка с помощью забуриваемого якоря (гидравлический бур)

В середине 80-х компания *Mobil Oil Canada* разработала комбинированный забуриваемый якорь, который устанавливался в айсберг с помощью дистанционно управляемого устройства (ДУУ). Комбинированный якорь состоял из стальной трубы с нарезкой, содержащей бурильную головку с водяными струями, за которой располагался охлаждаемый якорь. ДУУ, оснащенное телевизионной камерой, несло буровой якорь с присоединенным буксирный канатом к айсбергу на расстоянии 100–120 м от рабочего судна на глубине 15–30 м под водой (Kolle J.J., 1989). Бурение осуществлялось при помощи водяных струй сверхвысокого давления и вращающейся головки, приводимой во вращение небольшим гидравлическим мотором. Когда якорь целиком забуривался в айсберг, бур выключался, а якорь затем вмораживался в айсберг путем испарения диоксида углерода (CO_2), поданного по шлангу с судна. Когда якорь был надежно вморожен, ДУУ отсоединялось от него и возвращалось на судно. Полипропиленовый канат, прикрепленный к якорю, подсоединялся к стальному буксировочному тросу, который вытравливался с судна на расстояние до 1500 м от айсберга. После этого начиналась буксировка (English J. 1985; Kolle J.J., 1989).

Натурные испытания проходили в 1983 и 1984 гг. у побережья Ньюфаундленда. Всего было осуществлено 49 забуриваний с разной степенью успеха. Стоимость, сложность использования и технологические трудности привели к тому, что после испытаний система была заброшена. В работе (Kolle J.J., 1989) приводятся сведения о новом якоре, разработанном на основании результатов полевых экспериментов. По расчетам исследователей, продолжительность буксировки с усилием в 50 тонн составит порядка 10 часов. Однако на данный момент неизвестно, испытывался ли этот образец.

Функционально одноточечная якорная система должна исключить проблемы, связанные с опрокидыванием айсбергов при использовании базовой методики. Вектор буксировочной силы ближе (чем в базовой методике) к оси переворачивания айсберга.

Во время буксировки ограничения в использовании этого метода могут быть не столь строгими, по сравнению с буксированием на канате, поскольку буксир не может соскользнуть. Однако закрепление якоря и его демонтаж возможны лишь при очень спокойных условиях. К стоимости стандартного оборудования прибавляется якорь и система его установки, а это нестандартное и дорогостоящее оборудование. После каждого использования якорь необходимо ремонти-

ровать, что увеличивает стоимость работ. Если при буксировке буксирный канат лопнет, якорь будет потерян.

Буксирование с помощью якоря, вплавленного в айсберг

Альтернативный метод одноточечного закрепления был спроектирован компанией *Ice Engineering Ltd* в 80-х гг. XX в. Якорное устройство состоит из трех упругонагруженных балок, закрепленных в треугольную раму так, что когда она закрепляется на айсберг вертолетом или краном с вспомогательного судна, то втаивается в него (Gammon P. and Lewis J., 1985). В различных опытных образцах тепло получалось в результате химических реакций или за счет электронагревателей, питаемых от трех кислотных аккумуляторов, установленных на раме. Ориентация балок выбиралась таким образом, чтобы при установке они образовали треугольную пирамиду. Угол проникновения балок обеспечивает якорю положение, которое затем может быть использовано для буксировки. Выемка устройства из айсберга осуществляется путем резкого увеличения буксировочной силы. Устройство было испытано при малой буксировочной силе, и был получен некоторый успех. Очевидным ограничением этой технологии является использование вертолета или вспомогательного судна вплотную к айсбергу. Применение метода ограничивается погодными условиями, при которых возможно закрепление якоря.

2.3.2. Другие проверенные методы

Отклонения струями гребных винтов

Небольшие обломки айсбергов могут быть успешно отклонены струями гребных винтов. В этом случае судно медленно движется кормой вперед по направлению к блоку льда, а потом резко ускоряется вперед, в результате течение воды отбрасывает лед в обратном направлении. Необходимое отклонение айсберга (или его обломка) может быть достигнуто путем повторения этих операций. Этот метод обычно эффективен только для льда, находящегося рядом с платформой, т.к. значительное отклонение на большое расстояние потребует многих часов такой работы. Технология требует ювелирной точности, которой трудно достичь при сильном волнении. Сильное волнение также способствует быстрой диссипации струи винтов, что снижает эффективность этого метода (Anderson K. et al, 1986). Эффективность этой технологии довольно высока при воздействии на обломки и куски айсбергов, однако известно очень мало четко документированных случаев использования этого метода. Применение этого метода ограничивается достаточно малой величиной импульса, передаваемой от винтов к небольшим блокам льда.

Отклонение водяными пушками

В середине 80-х гг. XX в. для отклонения малых масс льда были использованы технологии, разработанные для борьбы с пожарами. Для осуществления метода необходимо вспомогательное судно, оборудованное мощными насосами, специальной водяной пушкой и системой стабилизации при качке платформы

(аналогичной системе стабилизации орудий боевых кораблей), на которой установлена пушка. Система подготавливается к работе в течение 10–15 мин.

Всего было выполнено 54 испытания системы в широком диапазоне размеров айсбергов, их кусков и обломков, массой от 36 до 100000 т. Испытания показали, что система эффективна при использовании против небольших айсбергов массой до 60000 т. Успешная работа системы достигалась при высоте волны до 7 м и скорости ветра при этом до 16 м/с. Операторы считают, что система будет эффективна и при более высоких значениях высоты волн и скорости ветра (Warbanski G. and Banke E., 1987), но эффективность системы снижает наличие дрейфующего льда, а отрицательные температуры воздуха могут вызывать брызговое обледенение судна.

2.3.3. Прототипные методы

Разрезание горячим проводом («горячий нож»)

Разрезание нагретым проводом и другие технологии отделения массы от айсберга должны использоваться в случае, когда желательно уменьшить осадку айсберга. Идея использования нагреваемого электрического провода для разрезания айсберга была выдвинута в (Weeks W. and Mellor M., 1977). В принципе, нагреваемый электричеством провод, уложенный в выбранном направлении на поверхности айсберга, может разделить айсберг на две части. Провод начинает плавить лед с верхней поверхности айсберга и протаивает до дна под действием силы тяжести. Ключевая проблема метода – это возможность повторного замерзания воды в щели. Гаммон и Льюис (Gammon P. and Lewis J., 1985) предложили решать эту проблему путем использования труб малого диаметра, через которые прогоняется жидкость под давлением. Система функционировала при контролируемых условиях, но была далека от готовности к использованию в реальной практике. Демонстрационный опыт проводился у Ньюфаундленда на столообразном айсберге средних размеров в апреле 1985 г. Всего было прорезано 30 м по длине и 11 м по глубине.

Для применения этой методики необходимы судно, провод (трубка), источник тепла, насос, антифриз и система контроля коррозии. Время, требуемое на разрезание айсберга, будет зависеть от размеров той его части, которую необходимо отрезать. Поскольку во время выполнения работ судно должно находиться вблизи айсберга, в случае его неожиданного переворачивания существует опасность для судна и экипажа. Для применения этого способа на практике необходимо тщательно разработать методику подачи провода на айсберг и проведения операции по разрезанию на расстоянии от айсберга.

Разрушение айсбергов с помощью термита и взрывчатых веществ

Разрушение айсбергов взрывчатыми веществами (ВВ) может применяться в качестве метода, уменьшающего массу или осадку айсберга. Однако разрушение айсберга вызовет увеличение количества блоков льда, в результате чего вероятность

столкновения может увеличиться. Для того чтобы решить, будет ли разрушение айсберга целесообразно, потребуется предварительное изучение его формы.

Первое применение термита для разрушения айсбергов относится к 1926 г., оно было проведено на шельфе БНБ (3 айсберга) (Crocker G. et al, 1998). После двух суток горения термитного заряда два айсберга раскололись, а третий айсберг малого размера растаял. В 1959 и 1960 гг. Международным Ледовым Патрулем производились бомбардировки с самолета термитными бомбами нескольких айсбергов в районе БНБ. Кроме того, производилась закладка небольших термитных зарядов в шурфы на верхней поверхности айсберга. Однако эти эксперименты не закончились сколько-нибудь значительными разрушением айсберга (Diemand D. 1984; Mellor M. and Kovacs A., 1977). В 1972 г. проводились испытания метода взрыва уступами на трех ледяных островах в море Бофорта. Результаты всех испытаний (за исключением одного случая) были разочаровывающими. В 1985 г. Гаммон и Льюис, воспользовавшись результатами этих испытаний, рассчитали, что для уничтожения айсберга весом 100000 т этим методом потребуется порядка 50 тонн ВВ. Вес заряда, необходимого для раскалывания айсберга на две или более частей, может быть меньшим, но все равно он будет не менее нескольких тонн ВВ, которые надо будет както хранить (Gammon P. and Lewis J., 1985). Есть сведения, что в конце 90-х гг. XX века одной канадской компанией проводились исследование по вопросам разрушения айсбергов взрывами, однако в данный момент информация о результатах исследований отсутствует (Crocker G. et al, 1998).

При рассмотрении взрывного метода в качестве средства активной борьбы с айсбергами следует учитывать следующие проблемы:

– необходимость использовать большое количество ВВ;

– ограничения, связанные с хранением больших объемов ВВ на борту судна, вертолета, платформы;

– выбор оптимального размещения зарядов (возможно, в шурфах в теле айсберга);

– вред, наносимый окружающей среде (большой выброс токсичных веществ (продукты взрыва), ударные волны);

– опасность работы с ВВ, особенно при неблагоприятных погодных условиях.

2.3.4. Концептуальные методы

Отклонение айсберга с помощью струи пузырьков

В 1982 г. в США был запатентован метод отклонения айсберга путем выпускания из-под воды большого объема воздушных пузырьков. Стена пузырей, по идее изобретателя, будет формироваться путем выпускания воздуха из отверстий в подводной трубопроводной системе. Предполагается, что таким образом будет приподнята поверхность воды около айсберга, что повысит давление на одну из его сторон, и он начнет двигаться в противоположную сторону (Anderson K. et al, 1986). Позднее (Rieβ I. and Fannelop T., 1995), была предложена методика, предлагаю-

щая для образования пузырьков использование попутного газа, часто сопровождающего добычу углеводородов на шельфе. Выброс пузырей образует отталкивающую силу, действующую перпендикулярно направлению движения. Подобная система, размещенная рядом с платформой, будет эффективна только в том случае, если выброс пузырьков сможет быстро затормозить айсберг или изменить его направление. Это может быть вероятным для небольших блоков льда рядом с плавучей добывающей платформой. Предложенные методы не проходили испытаний. Следует учитывать, что выброс природного газа опасен для окружающей среды и пожароопасен. Поэтому применение этой технологии для отклонения айсбергов может быть запрещено вблизи добывающей или буровой платформы.

Разрезание с помощью направленного излучения энергии

Теоретически, лед можно резать с помощью узкого луча (лазер, микроволновое излучение, вода под давлением), направленного с судна. Основным недостатком узконаправленных лучей всех видов является проблема точности наведения и энергоемкость. Метод станет неэффективным, если будет невозможно обеспечить точное попадание луча в уже проделанную щель. Точное прицеливание с движущегося судна по движущейся цели будет очень сложным. Требуемое энергопотребление многих генераторов лучей (лазеров, в первую очередь) огромно, и это сделает их применение гипотетичным.

Разрушение с помощью создания искусственного давления внутри айсберга

Айсберг может быть расколот путем закачивания внутрь его жидкости под высоким давлением. Запатентованный метод (Page R., 1987) использует бур и дистанционно-управляемое устройство (ДУУ) так же, как это описано в разделе о буксировке с помощью гидравлического бура. На выбранной глубине просверливается шурф, направленный в сторону предполагаемого центра тяжести айсберга. Шурф закрывается, и оставляется только небольшое отверстие для закачивания жидкости под высоким давлением. Давление, создаваемое жидкостью внутри айсберга, раскалывает его вдоль плоскости, пересекающей конец шурфа (скважины). Для применения этой технологии потребуются судно, ДУУ, гидравлический бур, гидравлический мотор и гидронасосы, электрические кабели, шланги и специальная экологически нейтральная жидкость. Результативность методики будет снижена при наличии трещин во льду. Лед в айсберге обычно имеет трещины, через которые может происходить утечка жидкости до того как будет достигнуто высокое давление. Эта проблема может быть решена путем использования самогерметизирующихся составов (Gammon P. and Lewis J., 1985). Из-за использования в этой методике кабелей и шлангов судно должно располагаться рядом с айсбергом. Это представляет опасность, если айсберг начнет неожиданно переворачиваться во время развертывания оборудования или после его раскола. Предлагаемый метод не проходил испытаний, но очевидно, что весь метод чувствителен к состоянию моря и может осуществляться только в благоприятных погодных условиях.

В заключение отметим, что все вышерассмотренные методы (и, в первую очередь, буксировка) обладают, на наш взгляд, существенным недостатком, а имен-

но – во всех имеющихся зарубежных источниках отсутствуют сведения о попытках применения различных методов управления траекторией дрейфа айсбергов при наличии ледяного покрова различной толщины и сплоченности, а также эффективности этих методик. Личные контакты с представителями C-CORE (Канада) подтверждают это. Между тем, для района ШГКМ существует довольно значительная вероятность (1 раз в 3 года) появления дрейфующего льда сплоченностью 4–6 баллов. Безусловно, наличие ледяного покрова сильно осложнит возможную буксировку айсберга (если не сделает ее невозможной). Подобная задача еще ни разу не решалась в мировой практике, кроме экспериментов ААНИИ.

В завершение раздела остановимся на работах ААНИИ в экспедициях «Штокман – зима – 2004, 2005», где был использован описанный опыт буксировки айсбергов. При этом, в 2004 г. впервые в российской практике была успешно проведена буксировка айсберга массой в 16000 тонн, а в 2005 – массой, порядка 200000 тонн. Подробно проведение экспериментов описано в работах (Степанов и др., 2005; Stepanov et. al., 2005), причем в 2005 г. буксировка айсберга осуществлена в дрейфующем льду.

Литература к главе

Арчиков Е.И., Степанова Л.Е., Майоров И.С. Роль ледовых образований в развитии береговых геосистем Охотского моря. Владивосток. Изд-во ДГУ, 1989. 112 с.

Арэ Ф.Э. Термоабразия морских берегов. М.: Наука, 1980, 160 с.

Астафьев В.Н., Сурков Г.А., Трусков П.А. Торосы и стамухи Охотского моря. СПб.: «Прогресс-погода», 1997. 367 с.

Белов Н.А. Общая оценка и пути разноса обломочного материала в районе Сибирского шельфа // XXIII Международный географический конгресс. Симпозиум «География полярных стран». Л., Гидрометиздат, 1976. С. 17–19.

Бирюков В.Ю., Совершаев В.А. Рельеф дна юго-западной части Карского моря и история развития его в голоцене // Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М., Наука, 1985. С. 89–95.

Бородачев В.Е., Комов Н.И., Дворкин Е.Н. Многолетние стамухи в Карском море //Труды ААНИИ, 1990. Т. 418. С. 107–115.

ВСН 41.88/Миннефтепром. Проектирование ледостойких стационарных платформ. М.: Миннефтепром, 1988. 136 с.

Григорьев Н.Ф. Криолитозона прибрежной части Западного Ямала. // Тр. Ин-та мерз. СО АН СССР. Якутск, 1987. 112 с.

Данилов И.Д., Жигарев Л.А. Некоторые аспекты морской криологии литорально-шельфовой зоны // Географические проблемы изучения Севера. М.: Изд-во МГУ, 1977. С. 115–135.

Данилов А.И., Зубакин Г.К., Шеломенцев А.Г., Чурсина Н.В. Результаты пятилетних ледовых исследований и инженерных изысканий в районе Приразломного нефтяного месторождения в Печорском море // Труды RAO-03, СПБ., 16–19 сентября 2003. С. 290–294

Жигарев Л.А. Океаническая криолитозона. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.

Зенкович В.П. Основы учения о морских берегах. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.

Зубов Н.Н. Льды Арктики. М.: Изд-во Главсевморпути, 1945. 360 с.

Информационный отчет о результатах инженерных ледовых изысканий в Печорском море с борта НЭС «Михаил Сомов» (май 1997 года). Мурманск, 1997. 164 с.

Каплин П.А. Особенности динамики и строения берегов полярных морей // Новые исследования береговых процессов. М.: Наука, 1971. С. 22–34.

Лисицин А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994. 448 с.

Международная символика для морских ледовых карт и номенклатура морских льдов. / Под ред.Б.А.Крутских. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 56 с.

Мельников В.П., Спесивцев В.И. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. Новосибирск, Наука, 1995. 198 с.

Нестеров А.В., Наумов А.К., Гудошников Ю.П., Зубакин Г.К. Оценка воздействия торосистых образований на дно Печорского моря в связи с проектированием трубопроводов // Тр. RAO-03, СПБ., 16–19 сентября 2003. С. 186–189.

Попов Б.А. Соотношение динамики берегов арктических и южных морей // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М., 1977. С. 27–36.

Попов Б.А. Волногасящий эффект плавучего льда в динамике береговой зоны моря. Вестн. МГУ. Сер. 5, геогр., 1984. № 5. С. 58–60.

Природные условия Байдарацкой губы. Основные результаты исследований для строительства подводного перехода. М.: «ГЕОС», 1997. 432 с.

Сафьянов Г.А. Береговая зона океана в XX веке. М.: Мысль, 1978. 263 с.

Свердруп Г.У. Плавание на судне «Мод» в водах морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Л., Изд-во АН СССР, 1930. Вып. 30. 440 с.

СНиП 2.06.04-82. Нагрузки и воздействия на гидротехнические сооружения (волновые, ледовые и от судов) //Минстрой России. М.: Стройиздат. 1996.

Совершаев В.А. Значение ледового фактора в динамике береговой зоны. Деп. ВИНИТИ, № 1777-76. Вестн. МГУ. Сер. геогр., № 4. М.: Изд-во МГУ, 1976. 11 с.

Совершаев В.А. Влияние морских льдов на развитие криолитозоны арктического шельфа // Криолитозона арктических морей. Изд. Ин-та Мерзл. СО АН СССР, 1981. С. 70–83.

Совершаев В.А. Береговая зона Арктических морей // Геоэкология Севера. М.: МГУ, 1992. С. 55–60.

Совершаев В.А. Динамика морского оледенения и формирование береговых линий на шельфе арктических морей // Вестн. МГУ. Сер. геогр., 1982. №1. С. 88–90.

Совершаев В.А., Воскресенский К.С., Камалов А.М., Романенко Ф.А. Развитие береговых аккумулятивных форм в условиях криолитозоны // Динамика арктических побережий России, 1998. С. 80–92.

Степанов И.В., Гудошников Ю.П., Бузин И.В. Апробация технологии буксировки айсбергов для защиты арктических морских платформ (2005) // Научно-технический журнал ТЕХНОЛОГИИ ТЭК. 2005. №4. С. 20–26.

Чувардинский В.Г. О роли припайных льдов в образовании валунных отложений на примере Кандалакшского залива // Геология кайнозоя севера Европейской части СССР. М., 1974. С. 19–66.

Anderson K., McDonald D., Mitten P. Management of Small Ice Masses, ESRF Report № 042, 1986. 218 p.

API RP 2N. Recommended practice for planning, designing, and constructing structures and pipelines for Arctic conditions. 2nd edition. American Petroleum Institute, 1995. 124 p.

Barnes P.W. Marine Ice-Pushed Boulder Ridge, Beaufort Sea, Alaska. ARCTIC, 1982. Vol. 35. № 2. P. 312–316.

Barnes P.W., Rawlinson S.E., Reimnitz E. Coastal geomorphology of Arctic Alaska. Arctic Coastal Processes and Slope Protection Design, TCCR Practice Report, ASCE, May, 1988. P. 3–30.

Barnes P.W., Rearic D.M., Reimnitz E. Ice gouging characteristics and processes. // Barnes P.W., Schell D.M., Reimnitz E. (eds.) The Alaskan Beaufort Sea: Ecosystems and Environments: Academics Press Inc., Orlando, Florida. 1984. P. 185–212.

Barnes P.W., Reimnitz E. Ice gouge oblitaration and sediment redistribution event; 1977–1978, Beaufort Sea Alaska: U.S. Geological Survey Open-File Report. 1979. Vol. 848. 22 p.

Barnes P.W., Reimnitz E., Fox D. Ice rafting of fine-grained sediment, a sorting and transport mechanism, Beaufort Sea, Alaska. U.S. Geological Survey, Menio Park, California. Journal of Sedimentary Petrology. 1982. Vol. 52. № 2. June. P. 0493–0502.

Bishop G. Assessment of Iceberg Management for the Grand Banks Area: Analysis of Detection and Deflection Techniques. Mobil Oil Canada Properties, Property Development Department, 1989. 85 p.

Bruneau A., Dempster R., and Peters R. Iceberg Towing for Oil Rig Avoidance, Iceberg Utilization. Pergamon Press, New York, 1977. P. 379–388.

Carsola A.J. Extent of glaciation on the continental shelf in the Beaufort Sea // Amer. J. of Science. 1954. Vol. 252. № 6. P. 366–371.

C-CORE News. 2004. Vol. 28, № 1. 8 p.

Crocker G., Wright B., Thistle S., Bruneau S. An Assessment of Current Iceberg Management Capabilities // Contract Report for National Research Council Canada. Prepared by C-CORE and B. Wright and Associates Ltd. C-CORE Publications 98-C26. 1998. P. 105.

Diemand D. Iceberg Fragmentation by Thermal Shock // Iceberg Research. 1984. № 8. P. 8–10.

English J. Remotely Operated Deployment of an Iceberg Towing and Fracturing Tool. // ROV'85, Remotely Operated Vehicle Conference and Exposition, San Diego, CA, 1985. 5 p.

Gammon P., Lewis J. Methods for the Fracturing of Icebergs. ESRF Report № 011, Environmental Studies Revolving Funds, Ottawa, 1985.

Kempema E.W., Reimnitz E., Barnes P.W Sea ice sediment entraiment and rafting in the Arctic // J. Sediment Petrol. 1989. Vol. 59. № 2. P. 308–317.

Kolle J.J. A Drill Anchor for Iceberg Towing. // OMAE '89. Proceedings, 8th, The Hague, The Netherlands. 1989. Vol. 4. P. 469–476.

Mellor M., Kovacs A. Destruction of Ice Islands With Explosives. POAC-77, 4th, St. John's, Nfld.1977. 13 p.

NORSOK Standard N-003. Actions and action effects, Rev. 1, February 1999. Norwegian Technology Standards Institution. P. 36-47.

Page R. Method and Apparatus for Splitting Ice Masses. U.S. Patent № 4, 640, 552, Washington, DC: Patent and Trademark Office, 1987.

PERD Workshop «Environmental Factors Related to Petroleum Development on the Grand Banks». St. John's, Nfld., Canada. October 19, 2004. P. 65–71

Reimnitz E., Barnes P.W. Sea ice as a geologic agent on the Beaufort Sea shelf of Alaska, in Reed J.C. and Sater J.E. (eds.). The Coast and Shelf of the Beaufort Sea; Arctic Institute of North America, Arlington, VA. 1974. P. 301–353.

Reimnitz E., Bruder K.F. River discharge into an ice-covered ocean and related sediment dispersal, Beaufort Sea, coast and Alaska. Geological Society of America Bulletin. 1972. Vol. 83. P. 861–866.

Reimnitz E., Graves S.M., Barnes P.W. Beaufort Sea coastal erosion, shoreline evolution and sediment flux // U.S. Geological Survey. Open-File Report. 1985. Vol. 380. P. 1–74.

Reimnitz E., Kempema, E.W. High rates of bed load transport measured from the infilling rate of large strudel-scour craters in the Beaufort Sea, Alaska. Continental Shelf Research. 1983. Vol. 1. № 3. P. 237–251.

Reimnitz E., Kempema E.W., Barnes P.W. Anchor continental shelf morphology, related to sea-ice zonation, Beaufort Sea, Alaska // Mar. Geol. 1978. Vol. 28. P. 179–210.

Reimnitz E., Kempema E.W., Barnes P.W. Anchor ice, seabed freezing and sediment dynamics in shallow Arctic Seas. U.S. Geological Survey, Menio Park, California. Journal of Geophysical Research. 1987. Vol. 92. № C13. P. 14671–14678.

Reimnitz E., Rodeick C.A., Wolf S.C. Strudel scour: A unique arctic marine geologic phenomenon. // Journal of Sedimentary Petrology. Vol. 44. № 2. 1974. P. 409–420.

Reimnitz E., Toimil L., Barnes P.W. Arctic continental shelf morphology related to sea-ice zonation, Beaufort Sea, Alaska: Marine Geology. 1978. Vol. 28. P. 179–210.

Rex R.W. Microrelief produced by sea ice grounding in the Chukchi Sea near Barrow, Alaska. // Arctic. 1955. Vol. 8. № 3. P. 177–186.

Rieβ I., Fannelop T. On Deflecting Drifting Icebergs, OMAE '95, Proceedings of the 14th International Conference on Offshore Mechanics and Arctic Engineering, Copenhagen, Denmark, 1995. Vol. 4. P. 61–66.

Wadhams P., Spuire V.A. Field experiments on wave-ice interaction in Bering sea and Greenland waters. Polar records. 1979. Vol. 20. № 125.

Shkhinek K.N., Blanchet D., Croasdale K., Matskevitch D.G., Bhat S.U. Comparison of the Russian and foreign Codes and methods for global load esrimations. Proc. OMAE'94. Houston, Texas. 1994. P. 75–82.

Croasdale K.R., Kennedy K.P. Ice loads consensus study update. Proc. OMAE'96. 1996. Vol. 4. P. 75–82.

Stepanov I., Gudoshnikov Yu., Ilchik A. Iceberg Towing Experiment in the Barents Sea // Proc. of 18th Internatl. Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, June26-30, 2005. Potsdam. USA. P. 585–594.

Timco G.W., Frederking R.M.W. Compressive strength of sea ice sheets //Cold Regions Science and Technology. 1990. Vol. 17. P. 227–240.

Warbanski G., Banke E. Evaluation of a Modified Water Cannon System to Control Small Iceberg Masses. ESRF Report № 081, 1987. P. 112–118.

Weeks W., Mellor M. Some Elements of Iceberg Technology //Iceberg Utilization, Pergamon Press, New York. 1977. P. 45–98.

3 Методы расчета движения льдов и их воздействия на природные и инженерные объекты

При рассмотрении статистических характеристик ледяных образований вопросы закономерностей их возникновения, движения и разрушения не освещались. Причиной этого явилось то, что многие механизмы генерации этих образований присущи всем полярным регионам, а не только Баренцеву и Карскому морям. Кроме того, необходимость выделения данного раздела книги обусловилась возможностью предвычисления появления ледяных образований, что имеет большое практическое приложение.

3.1. ТРЕХМЕРНАЯ НЕСТАЦИОНАРНАЯ ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ТРАНСФОРМАЦИИ ЛЕДЯНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И ПРИКЛАДНЫЕ АСПЕКТЫ ЕЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Для решения задач исследования динамики льда и экзарации дна движущимися ледяными образованиями в качестве основного инструмента исследования использовалась разработанная в ААНИИ совместная модель океана со льдом (Polyakov I.V. et al., 1994). Подробное описание данной модели содержится в ряде отечественных и зарубежных работ (Поляков И.В., Дмитриев Н.Е., 1993, 1994; Поляков И.В., Дмитриев Н.Е., Головин П.Н., 1994; Polyakov I.V. et al., 1994, 1998). В то же время, для узкоспецифических задач, связанных с движением отдельных ледяных образований, необходимо привести краткое описание модели без некоторых блоков, связанных с термодинамикой воды и льда.

Модель может использоваться как в баротропной, так и в бароклинной постановке в зависимости от пространственно-временных масштабов решаемых задач (Марчук Г.И., 1974; Поляков И.В., Дмитриев Н.Е., 1993, 1994, 1995; Поляков И.В., Дмитриев Н.Е., Головин П.Н., 1994, Поляков И.В. и др., 1998). Самостоятельным блоком модели без обратной связи является блок расчета дви-

жения айсбергов, основанный на модифицированных уравнениях движения отдельно плавающей льдины (Дмитриев Н.Е., Поляков И.В., 1995).

3.1.1. Модель льда

В модели использована функция распределения льда по толщинам (Thorndike A.S. et al., 1975), где ледяной покров описывается парциальными толщинами и сплоченностями. Последняя представляет часть ячейки, занятую льдом определенной толщины. Аналогичный в принципе подход использован в работах Flato G.M., 1994; Flato G.M., Hibler W.D.III, 1991; Hibler W.D.III, 1973; Polyakov I.V. et al., 1998.

Категории толщины льда, принятые в модели, соответствуют его возрастным градациям, определенным соответствующими наставлениями и исходной ледовой информацией (карты ледовой авиаразведки и спутниковые наблюдения), в которой начальные формы льда выделены в одну градацию. В таблице 3.1.1 представлены характеристики льдов каждой возрастной градации.

Таблица 3.1.1

Характеристики возрастных градаций льда

№ категории	Названия категорий льда	Средняя толщина (см)	Границы категории (см)
1	нилас, серый и серо-белый лед	20	10–30
2	однолетний тонкий лед	50	30–70
3	однолетний средний лед	95	70–120
4	однолетний толстый лед	160	120–200
5	двухлетний и многолетний старый лед	350	> 200

Уравнения для парциальных масс и сплоченностей льда имеют вид:

$$\frac{\partial D_i}{\partial t} + \frac{\partial (D_i u)}{\partial x} + \frac{\partial (D_i v)}{\partial y} = R_{Di}, \qquad (3.1.1)$$

$$\frac{\partial A_i}{\partial t} + \frac{\partial (A_i u)}{\partial x} + \frac{\partial (A_i v)}{\partial y} = R_{Ai}, \qquad (3.1.2)$$

где знак i обозначает принадлежность переменной к соответствующей категории льда, $D_i (= A_i h_i)$ – объем льда на единицу площади, A_i и h_i – сплоченность и толщина льда, u, v – составляющие скорости дрейфа льда, R_{Di} и R_{Ai} обозначают скорость изменения массы (объема) и сплоченности льда, обусловленную таянием или нарастанием.

Одно из наиболее важных свойств ледяного покрова – его способность к деформациям и торошению. В данной модели параметризация торошения осуществлена иначе, чем в общепринятой работе Thorndike A.S. et al., 1975. После перераспределения парциальных сплоченностей в результате дрейфа льда по уравнению (3.1.2) осуществляется проверка условия:

$$\sum_{i=1}^{5} A_i \equiv 1 . \tag{3.1.3}$$

Если в некоторый момент времени сумма превышает единицу, то сплоченность второй категории возрастает при одновременном уменьшении сплоченности первой и т.д., сохраняя при этом суммарную массу в ячейке:

$$\left(A_1 + A_2\right)^{new} + \sum_{i=3}^{5} A_i^{old} = 1, \tag{3.1.4}$$

$$A_1^{new} h_1 + A_2^{new} h_2 + \sum_{i=3}^{5} A_i^{old} h_i = \sum_{i=1}^{5} A_i^{old} h_i . \tag{3.1.5}$$

Решение системы уравнений (3.1.4), (3.1.5) позволяет найти новые неизвестные значения парциальных сплоченностей. По ним и по значениям парциальных масс осуществляется расчет новых парциальных толщин (Proshutinsky A.Yu., 1992). Уравнение движения льда запишется как:

$$\begin{aligned} &\frac{\partial\left(D_s \bar{u}\right)}{\partial t} + \frac{\partial\left(D_s u \bar{u}\right)}{\partial x} + \frac{\partial\left(D_s v \bar{u}\right)}{\partial x} + D_s f\bar{k} \times \bar{u} = \\ &-g D_s \nabla_H \xi + \rho_I^{-1} A_s \left(\bar{\tau}_{AI} - \bar{\tau}_{IO}\right) + \rho_I^{-1} F_I . \end{aligned} \tag{3.1.6}$$

В этом уравнении $D_s = \sum_{i=1}^{5} D_i$ и $A_s = \sum_{i=1}^{5} A_i$ – суммарные объем льда на единицу площади и сплоченность, соответственно; $\bar{u}$ – вектор скорости дрейфа льда, $f = 2\omega\sin\varphi$ – параметр Кориолиса, $\omega = 7{,}29 \times 10^{-5}$ рад/сек – угловая скорость вращения Земли, φ – широта; g – ускорение свободного падения; ∇_H – вектор градиента; ξ – возвышение уровня от невозмущенного состояния; ρ_I – плотность льда; τ_{AI} – вектор касательных напряжений ветра; τ_{IO} – вектор касательных напряжений на поверхности лед–вода; F_I – сила внутренних напряжений во льду; t – время.

Для задания внутренних напряжений во льду он рассматривается как изотропная среда с упруго-пластическими деформациями (Кулаков И.Ю., 1983). Упруго-пластические деформации вместе с напряжениями на поверхности лед–вода уравновешивают действие внешних сил. Упруго-пластический закон для внутренних напряжений во льду связывает напряжения, возникающие во льду, не с тензором скоростей деформаций, а с самими деформациями, что является важным отличием от упруго-пластической формулировки напряжений Хиблера (Hilber W.D.III, 1977). Сохранение льдом некоторой текучести (или, иначе, пластичности) достигается введением коррекции упругих напряжений. Результатом превышения напряжениями некоторой величины σ^* является торошение льда. Нормальность пластических деформаций к кривой текучести сохраняется везде, за исключением углов сеточной области, где направление нормали не определено. Остаточные упругие деформации рассчитываются по скорректированным напряжениям. Граничным условием для скоростей дрейфа льда является

условие прилипания на горизонтальных стенках и свободное протекание на открытых границах.

При расчетах движения одиночных льдин в уравнениях (3.1.1), (3.1.2) и (3.1.6) исключаются адвективные слагаемые и добавляются нормальные напряжения между водой и льдом. Сплоченность может меняться, например, в результате таяния.

3.1.2. Гидрологический блок модели

Гидрологическое состояние моря оценивалось на основе решения примитивных уравнений движения, записанных в декартовой системе координат в приближении Буссинеска, уравнений гидростатики, неразрывности, баланса тепла, соли и состояния:

$$\frac{\partial \bar{U}}{\partial t}+\left(\bar{V}\cdot\nabla\right)\bar{U}+f\bar{k}\times\bar{U}=-\rho_0^{-1}\nabla_H \mathrm{P}+\bar{F}; \tag{3.1.7}$$

$$\frac{\partial P}{\partial z}=\rho g; \tag{3.1.8}$$

$$\frac{\partial W}{\partial z}=-div_H\bar{U}; \tag{3.1.9}$$

$$\frac{\partial T}{\partial t}+L(T)=\frac{\partial}{\partial z}\nu_H\frac{\partial T}{\partial z}+A_H\Delta_H T+\delta_C T; \tag{3.1.10}$$

$$\frac{\partial S}{\partial t}+L(S)=\frac{\partial}{\partial z}\nu_S\frac{\partial S}{\partial z}+A_S\Delta_H S+\delta_C S; \tag{3.1.11}$$

$$\rho=\rho(T,S,P); \tag{3.1.12}$$

где оператор адвекции определен как:

$$Lq=\frac{\partial(Uq)}{\partial x}+\frac{\partial(Vq)}{\partial y}+\frac{\partial(Wq)}{\partial z}; \tag{3.1.13}$$

q представляет температуру или соленость, а

$$\bar{F}=\left(F_U,F_V\right)=\left[\frac{\partial}{\partial z}\left(\upsilon_0+\upsilon_M\right)\frac{\partial}{\partial z}+A_M\Delta_H\right]\bar{U}. \tag{3.1.14}$$

Слагаемые вида $\delta_C q$ в уравнениях (3.1.10), (3.1.11) означают простое конвективное приспособление температуры и солености к нейтральной стратификации при возникновении плотностной неустойчивости (Bryan K., 1969). Ось z направлена вертикально вниз от невозмущенной поверхности океана.

Символы, использованные в формулах (3.1.7) – (3.1.14), означают: $\bar{V}=(\bar{U},W)=(U,V,W)$ – вектор скорости течения, W – вертикальная компонента скорости; T – потенциальная температура, S – соленость, ρ – плотность, ρ_0 – характерная плотность морской воды; P – давление; A_H, A_S, A_M – коэффициенты горизонтального турбулентного обмена теплом, солью и импульсом; $\upsilon_H, \upsilon_S, \upsilon_M$ – коэффициенты вертикального турбулентного обмена теплом, солью и импульсом, υ_0 – коэффициент молекулярного обмена (= 0,1 см^2/сек); ∇ – вектор градиента; Δ_H – горизонтальный оператор Лапласа. Уравнение состояния (3.1.12) записано в форме Эккарта (Semtner A.J., 1974).

Для замыкания исходной системы определяются неизвестные коэффициенты вертикального турбулентного обмена импульсом υ_M. Следуя Прандтлю, выражение для υ_M записывается в виде (Вольцингер Н.Е. и др., 1989):

$$\nu_M = l^2 \left| \partial \bar{U} / \partial z \right|. \qquad (3.1.15)$$

Формула Прандтля следует из уравнения баланса турбулентной энергии, если в нем сохранены слагаемые, ответственные за генерацию турбулентной энергии сдвигом скорости и диссипацию. Для расчета масштаба турбулентности l используется зависимость:

$$l = \kappa H^{-1} Z_\xi Z_H Z_0 , \qquad (3.1.16)$$

где κ=0,4 – постоянная Кармана, $Z_H = H - z + z_H$, $z_H = z_f$=2,5 см – параметры шероховатости у дна и поверхности (Вольцингер Н.Е. и др., 1989). Z_H и Z_ξ позволяют определить два пограничных слоя, $Z_0 = \left(1 - \beta H^2 Z_H Z_\xi\right) \Big/ \left(H/H_0 + 1\right)$ (H_0 = 25 м, β = 1,2 – эмпиричесая константа).

Система уравнений (3.1.7) – (3.1.14) дополняется следующими граничными условиями на поверхности моря – $z = \xi$:

а) кинематическим условием для вертикальной скорости:

$$W = -\frac{\partial \xi}{\partial t} - (\bar{U}\nabla)\xi ; \qquad (3.1.17)$$

б) потоками импульса:

$$\rho_0 \upsilon_M \frac{\partial \bar{U}}{\partial z} = -\left[\left(1 - A_S\right) \bar{\tau}_{AI} + A_S \bar{\tau}_{IO} \right], \qquad (3.1.18)$$

где $\bar{\tau}_{IO} = \rho_0 c_W \left| \bar{U} - \bar{u} \right| \left\{ (\bar{U} - \bar{u}) cos\theta + \bar{k} \times (\bar{U} - \bar{u}) sin\theta \right\}$ – касательные напряжения трения между льдом и водой, c_W – эмпирический коэффициент, принятый равным 0,016, θ – угол поворота, равный 15° (Hilber W.D.III, Bryan K., 1987), с динамическим условием для давления:

$$P = P_a , \qquad (3.1.19)$$

где P_a – атмосферное давление.

Для удобства положительное направление отклонения уровня ξ от равновесного противоположно направлению оси z, что учтено введением соответствующих знаков в выражения, включающие ξ.

На дне бассейна ($z = H$) граничные условия формулируются следующим образом: а) для вертикальной скорости принимается кинематическое условие:

$$W = \bar{U}\nabla H, \tag{3.1.20}$$

б) для горизонтальных компонент скорости:

$$\rho_0 \upsilon_M \frac{\partial \bar{U}}{\partial z} = -\bar{\tau}^B. \tag{3.1.21}$$

На твердых участках границы предполагается условие скольжения с прилипанием для горизонтальных компонент скорости. На открытых участках границы ставится условие свободного протекания для скоростей течений. В качестве начального используется условие покоя для скоростей течений и невозмущенность уровня.

Для построения эффективной вычислительной процедуры в модели используется процедура расщепления процессов на «баротропную» и «бароклинные» компоненты. При этом быстрые процессы («баротропная» мода, включающая в себя гравитационные волны) воспроизводятся по проинтегрированным по вертикали уравнениям движения и неразрывности и с малым шагом по времени, медленные движения («бароклинные» моды) рассчитываются по трехмерным уравнениям движения, в которых опущены слагаемые с градиентами уровня, с относительно большим временным шагом. Склейка решений двумерного и трехмерного блоков позволяет получить значения трехмерных скоростей течений, в которых учтена составляющая, обусловленная колебаниями уровня.

Определяя вектор горизонтальной скорости течения как сумму $\bar{U} = \bar{M} / H + \bar{U}'$, где $\bar{M} = \left(M_x, M_y\right)$ – проинтегрированный по вертикали поток, получаем:

$$\bar{M} = \int_{\xi}^{H} \bar{U} dz, \tag{3.1.22}$$

где $\bar{U}' = \left(U', V'\right)$ – «бароклинные» скорости которым соответствует нулевое по вертикали среднее значение.

Принимая во внимание кинематические граничные условия (3.1.20) и (3.1.22), проинтегрируем уравнения (3.1.7) и (3.1.9) по оси z от поверхности до дна. С учетом уравнения гидростатики (3.1.8) получим:

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + div_H \bar{M} = 0, \tag{3.1.23}$$

$$\frac{\partial \bar{M}}{\partial t} + f\bar{k} \times \bar{M} = -gH\nabla_H \xi + A_M H \Delta_H \left(\bar{M} / H\right) +$$
$$+\rho_0^{-1}\left(\bar{\tau}^S - \bar{\tau}^B\right) - L\int_{\xi}^{H} \bar{U} dz - g\rho_0^{-1} \int_{\xi}^{H} \left(\int_{\xi}^{z} \nabla_H \rho dz' \right) dz. \tag{3.1.24}$$

Здесь вектор придонного трения $\bar{\tau}^B$ определяется по квадратическому закону относительно потока $\bar{M}$ с коэффициентом трения 0,026.

Процедура расчета горизонтальных компонент вектора скорости течения $\bar{U}$ сводится: 1) к вычислению скоростей по уравнению (3.1.7), в котором в слагаемых с градиентами давления опущены составляющие, обусловленные градиентами уровня; 2) к расчету по полученным скоростям их средних по вертикали значений и к определению отклонений скоростей от этих средних $\bar{U}'$; 3) к подстановке в рассчитанные отклонения скоростей величин $\bar{M}/H$, полученных по уравнениям (3.1.23), (3.1.24) и включающих градиентную составляющую течений. Такой подход, когда интегральный перенос массы осуществляется только проинтегрированными по вертикали уравнениями движения (3.1.24), гарантирует выполнение закона сохранения массы в бассейне.

3.1.3. Дискретная формулировка модели

Дискретная формулировка модели льда использует B-сетку Аракавы (Arakawa A., Lamb V.R., 1976), где компоненты скорости дрейфа расположены в углах ячейки, а скалярные функции (сплоченности, массы, толщины) – в ее центре. Расщепление уравнений движения льда по физическим процессам позволяет построить экономичную вычислительную процедуру (Поляков И.В., Дмитриев Н.Е., 1993), основанную на схеме Лейса–Рихтмайера (Роуч П., 1980). Она имеет второй порядок точности по пространству и первый – по времени. На втором полушаге решается система уравнений движения без адвекции по полученным на первом полушаге скоростям. Слагаемое с параметром Кориолиса центрируется на середину временного шага, касательные напряжения трения между льдом и водой имеют явно–неявное представление, градиенты уровня берутся с предыдущего шага по времени, а внутренние напряжения рассчитываются по явному алгоритму. Возникающие в схеме неявности обходятся алгебраическими преобразованиями. Шаг по времени для модели льда равен временному шагу для расчета «баротропной» моды.

3.1.4. Прикладные аспекты работы с моделью

За период работ с моделью сформировано несколько сеточных областей расчетов в стереографической полярной проекции с горизонтальным шагом от 2 до 7,5 миль. Вертикальное разрешение в толще воды обыкновенно обеспечивалось стандартными горизонтами. Следует иметь в виду, что выбор горизонтов может быть совершенно произвольным. Ниже приводится краткое описание подходов к реализации и основные результаты некоторых экспериментов по исследованию динамики вод и льдов в отдельных районах Баренцева и Карского морей, которые показывают широкие возможности применения модели при решении целого спектра прикладных задач.

3.1.4.1. Моделирование короткопериодной изменчивости дрейфа льдов в Печорском море

Основной задачей данного эксперимента являлось выявление особенностей дрейфа льдов в районе МЛСП «Приразломная» при различных синоптических ситуациях и выдача рекомендаций для организации обслуживания судоходства

и швартовки судов в точке терминала открытого моря. Базовой служила модельная сеточная область Печорского моря с горизонтальным шагом 5 миль. Первый этап работ состоял в выборе некоторых критериев «устойчивого» дрейфа в соответствии с требованиями потребителей данной информации, общепринятыми градациями элементов гидрометеорологического режима и реальными возможностями их оценки.

Так, «устойчивым» принят дрейф льда одного направления на протяжении 12 часов и более в течение суток при отклонении вектора дрейфа на ±22,5° от генерального направления. Двенадцатичасовой промежуток времени выбран в соответствии со средним временем загрузки танкера среднего тоннажа у МЛСП. Кроме того, данный временной интервал близок к периоду доминирующего в районе Приразломного НМ полусуточного прилива. Сорокапятиградусный интервал по направлению соответствует одной из 8 градаций направлений ветра, используемых в подавляющем большинстве режимных пособий по характеристикам ветровых условий Баренцева моря (Атлас, 1965; Гидрометеорология, 1990).

Для модельного исследования процессов ветрового дрейфа льда и оценки его устойчивости во времени была разработана «динамическая» типизация типовых синоптических ситуаций, при которых генеральное направление дрейфа льда являлось близким к однонаправленному, обладая, однако, короткопериодной внутренней временной изменчивостью.

Были проведены модельные расчеты для ряда синоптических ситуаций продолжительностью до 6 суток (всего 14) совместно со средними приливными условиями, и по генеральному направлению дрейфа сгруппированы в 5 типов. В качестве примера на рисунке 3.1.1 представлен один из выделенных «динамических» типов движения льдов при ветрах западных направлений. Внутри каждого типа отмечался достаточно широкий диапазон скоростей ветра при относительно незначительном разбросе по направлению. Это позволило определить для каждого типа пороговые значения скоростей ветра, при которых происходил переход от «неустойчивого» характера дрейфа при малых скоростях ветра, когда доминирующую роль играют приливы, к «устойчивому». Градация «слабоустойчивого» дрейфа соответствует некоторому переходному процессу и из рассмотрения исключалась в связи с двоякой трактовой.

Выявлено, что для всех типов дрейфа существует некоторое пороговое значение скорости ветра, при котором характер дрейфа становится устойчивым в пределах выбранных нами градаций. Пороговые значения ветра лежат в пределах 10–16 м/с, а скорость дрейфа льда изменяется в очень широких пределах. Очевидна зависимость пороговых значений скоростей ветра и диапазона изменчивости скоростей дрейфа от направления. В первую очередь, это связано с приливом, который оказывает максимальное воздействие на дрейф в направлениях, близких к 340–160°.

В результате экспериментов выявлено, что дрейф льда в районе МЛСП «Приразломное» носит неустойчивый характер в течение не менее 78 % времени зимнего периода (за ледовый период принят январь–май). Это связано с режимными характеристиками ветра над данной частью акватории Печорского моря.

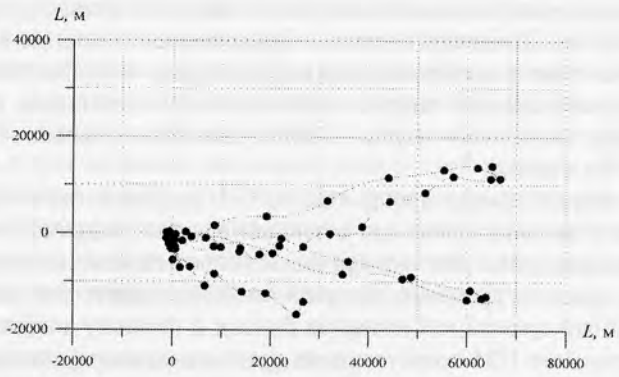


Рис. 3.1.1. Траектории дрейфа льда при ветрах западных направлений (отсечки соответствуют периоду в 12 час)

Основным внешним фактором, определяющим направление и скорость дрейфа в данных условиях, является прилив, а абсолютно устойчивый дрейф может наблюдаться только в течение 5 % времени. На рисунке 3.1.2 представлена трехмерная диаграмма, иллюстрирующая выше приведенные результаты.

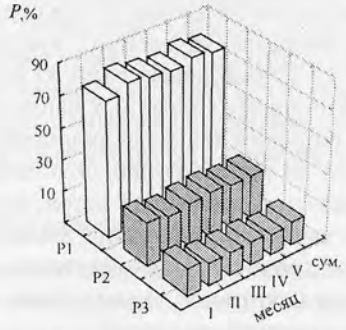


Рис. 3.1.2. Вероятностные характеристики изменчивости дрейфа льда для зимнего периода.
P1 – неустойчивый, P2 – слабоустойчивый, P3 – устойчивый дрейф

Проведенные модельные эксперименты позволили выработать рекомендации по организации швартовочных и разгрузо-погрузочных работ в районе МЛСП.

3.1.4.2. Расчет вероятности проникновения тяжелых льдов в район Штокмановского ГКМ

В основные задачи исследований в районе Штокмановского газоконденсатного месторождения (ШГКМ) входило получение возможно более длительных рядов скоростей дрейфа льда, уровня моря, подледных течений и временных

интервалов присутствия в районе льдов различных возрастных категорий для расчета вероятности их проникновения в данную часть акватории. Расчеты ограничивались тремя наиболее тяжелыми, с точки зрения ледовитости моря, годами, к которым за последние десятилетия относились 1966, 1979 и 1998 гг. Очевидно, что данный подход не гарантировал учет аномальных ветровых условий над акваторией, но позволил выявить ряд особенностей движения тяжелых сплоченных льдов в исследуемом районе.

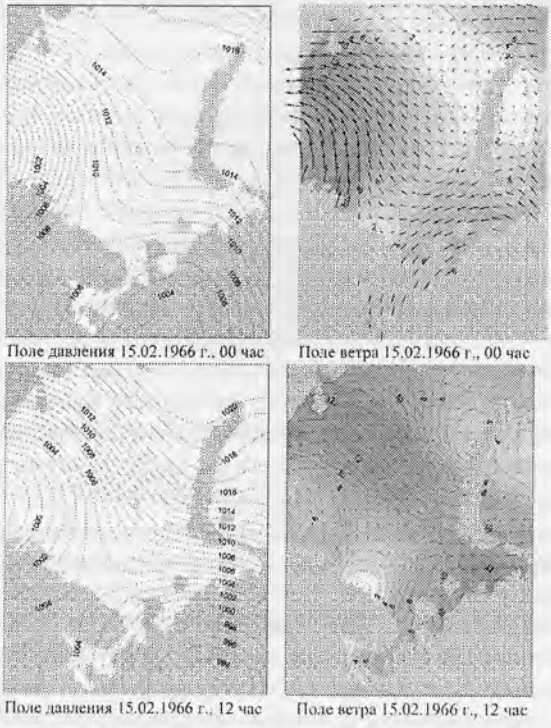
Модельная область, состоящая из 133×105 ячеек, включала в себя акваторию Баренцева моря, ограниченную с запада о. Шпицберген, с востока – проливом Карские ворота и с севера – проливом между о. Шпицберген и архипелагом Земля Франца Иосифа. Пространственный шаг модели составлял 7,5 миль. Вертикальное разрешение в толще воды обеспечивалось 18 горизонтами: 2,5; 5; 10; 15; 20; 25; 30; 40; 50; 75; 100; 150; 200; 300; 400; 500 и 600 м. «Баротропный» шаг по времени равнялся 120 сек, а «бароклинный» – 3600 сек. Значение последнего определялось сведением к минимуму возможности генерации в ледяном покрове быстрых упругих волн. Значение коэффициента горизонтального турбулентного обмена импульсом принималось равным $7{,}5 \cdot 10^5$ см^2/сек.

Для расчета полей суммарных скоростей дрейфа льда и течений на жидких границах области задавался уровень в виде суммы гармонических колебаний основных приливных волн: M_2 – лунной главной (полусуточной); S_2 – солнечной главной, K_1 – лунно-солнечной деклинационной; O_1 – лунной главной (суточной). Параметры данных волн взяты из расчетов приливов на полной сеточной области Северного Ледовитого океана с аналогичным шагом. Отметим, что основную роль в приливном дрейфе льда играют горизонтальные градиенты уровня, поэтому вклад суточных составляющих прилива из-за приблизительно вдвое большей длины приливных волн значительно меньше, чем полусуточных. Условие, при котором изменение уровня на жидких границах обусловлено только приливом, несомненно, вызывает некоторые искажения динамических характеристик в непосредственной близости от границы из-за неучета ветровой составляющей, но, как показала практика предыдущих расчетов, в центральных частях расчетной области данные возмущения минимальны. Для льда на жидких границах области задавалось условие свободного протекания.

Начальное распределение льда при расчетах соответствовало реальным параметрам ледяного покрова, в соответствии с представленными в таблице 3.1.1 градациями, по данным обзорных ледовых авиаразведок (1966 и 1979 гг.) и спутниковых наблюдений (1998 г.). Частота проведения разведок составляла один месяц, а спутниковых данных – 7 суток, что и обусловило основную стратегию проведения экспериментов. Поля ледовой информации изначально представляли собой данные в формате СИГРИД (формат ВМО для международного обмена данными по морскому льду, подготовленные в ГНЦ РФ ААНИИ в рамках проекта «Глобальный Банк Данных по Морскому льду») с шагам 15′ по широте и долготе. Данное обстоятельство потребовало создания специальных интерполяционных и сглаживающих процедур при их введении в сеточную область модели. Отсутствие достоверных полей температуры воздуха в приводном слое моря,

начального распределения температуры и солености поверхностного слоя моря не позволяло подключать к модели термодинамический блок, поэтому расчеты проводились в баротропной постановке. Очевидно, что имеющиеся среднемноголетние поля термохалинных характеристик Баренцева моря и атмосферных температурных параметров использовать в экстремальные по ледовитости годы совершенно некорректно. Поэтому, введя в модель начальное распределение ледяного покрова и соответствующие граничные приливные условия, расчет производят до срока следующей ледовой разведки или спутниковой карты, что составляет 30 или 7 суток, соответственно. Главным допущением при такой постановке является предположение о том, что толщины льдов отдельных градаций за период расчета не выходят из своих предельных значений.

Атмосферное давление при расчетах полей ветра вводилось в модель в международной сетке GRID с шагом 1 град. широты и 1 град. долготы с последующей интерполяцией в узлы регулярной сетки модели методом конечных элементов. Временная дискретность составляла 12 час, что позволяло достоверно отслеживать внутрисуточную изменчивость полей давления при движении барических образований. Для получения гладкого поля ветра и его касательных напряжений использовалась процедура сглаживания функцией лаплассиана, позво-



Поле давления 15.02.1966 г., 00 час

Поле ветра 15.02.1966 г., 00 час

Поле давления 15.02.1966 г., 12 час

Поле ветра 15.02.1966 г., 12 час

Рис. 3.1.3. Поля давления и ветра над акваторией Баренцева моря в сеточной области модели

ляющая свести к минимуму потерю экстремумов в полях барики. В качестве примера на рисунке 3.1.3 представлены поля давления и ветра, вводимые в модель.

Общее количество использованных при расчетах полей давления составило 566, что соответствует 283 суткам расчета.

3.1.4.3. Результаты расчетов движения льдов в районе ШГКМ

Проведенные расчеты позволили накопить ряды скоростей дрейфа льда, сплоченности льда различных градаций, подледных течений, уровня моря, расчетного ветра и других динамических параметров в районе ШГКМ. Перечень основных параметров, вводимых и получаемых при расчетах, приводится в таблице 3.1.2.

Таблица 3.1.2

Основные входные и расчетные параметры модели в баротропной постановке

№ п/п	Входные параметры	Выходные параметры
1*	Морфометрия бассейна (береговой контур, глубины) с горизонтальным шагом 7,5 миль	
2	Поля атмосферного давления (интервал – 12 час при горизонтальном шаге 1° широты и 1° долготы)	Поля расчетных ветровых характеристик (скорость, направление, касательные напряжения, горизонтальные градиенты давления)
3	Характеристики ледяного покрова (поля сплоченности по 5 возрастным категориям)	Поля скоростей дрейфа (скорость, направление) Временная изменчивость возрастных характеристик льда по градациям (сплоченность льда различных возрастных категорий)
4	Гармонические постоянные основных волн прилива на жидких границах расчетной области	Подледные течения (скорость и направление на 16 горизонтах), уровень моря

* Параметры являются постоянными в течение всего периода расчетов.

Данные материалы явились основой для проведения статистического анализа характеристик движения воды и льдов. Результаты расчетов показали, что модель достаточно адекватно воспроизводит тенденции движения ледяного покрова.

В то же время выявилось, что в данной постановке расчеты даже при 7-суточной коррекции полей ледяного покрова не в состоянии четко отслеживать весь комплекс изменчивости ледяного покрова и, в частности, положение кромки льдов в море без учета важных внешних факторов воздействия: термохалинной структуры вод и термического состояния атмосферы.

3.1.4.4. Оценка вероятности столкновения айсберга с платформой

Айсберги представляют серьезную опасность для гидротехнических сооружений на шельфе. Для примера рассмотрим район Штокмановского газокон-

денсатного месторождения (ГКМ). Наблюдение айсбергов больших размеров и масс на акватории этого месторождения показывает необходимость оценить риск при эксплуатации морских платформ, оценив вероятность столкновения айсберга с платформой. Для полной оценки вероятности столкновения данных недостаточно, поэтому проведем лишь предварительную оценку данного события.

Для решения данной задачи необходимо вначале оценить вероятность появления айсбергов в предполагаемом районе установки платформ (в районе Штокмановского ГКМ). Рассмотрим область, лежащую между 72° и 74° с.ш. и 40° и 45° в.д. Размер области выбран таким, чтобы более достоверно оценить вероятность появления айсбергов возможную 1 раз в N лет. Всего за период наблюдений в выбранном районе, по имеющимся данным, айсберги были зафиксированы 30 раз, без учета данных 2003 г. Затем по методике, изложенной в (Gumbel E, 1962), рассчитываем количество айсбергов, возможное 1 раз в 10, 20, 50 и 100 лет. С учетом доверительных интервалов, получаем значения, представленные в таблице 3.1.3. В таблице приведены данные без учета аномального числа айсбергов, обнаруженных в 2003 г., и с учетом данных 2003 г. Видно, что различие в полученных результатах весьма существенное (Наумов А.К. 2004; Наумов А.К. и др., 2003).

Таблица 3.1.3

Вероятное количество айсбергов, возможное 1 раз в N лет

Период лет	10	20	50	100
Кол-во айсбергов (без учета 2003 г.)	7±2	8±3	10±4	11±6
Кол-во айсбергов (с учетом 2003 г.)	19±7	24±9	31±15	36±21

Таким образом, видно, что один раз в 100 лет в выделенном районе, площадь которого составляет 36000 км^2 появляется 11 айсбергов (без учета данных 2003 г.), при равномерном распределении айсбергов внутри области это составляет порядка 1 айсберга на квадрат со стороной около 57 км. При включении в рассмотрение данных 2003 г., получим 1 айсберг на квадрат со стороной около 32 км.

Учет данных 2003 г. приводит к иным оценкам количества айсбергов, возможных 1 раз в N лет в исследуемом районе (табл. 3.1.3). Из таблицы 3.1.3 следует, что аномальное количество айсбергов в 2003 г. более чем в три раза увеличивает вероятность появления айсбергов в исследуемом районе 1 раз в 100 лет.

Получив оценку вероятности появления айсбергов в районе, можно перейти к рассмотрению столкновения айсберга и платформы. Для оценки опасности столкновения особый интерес представляет извилистость траектории айсберга и его циркуляция под действием приливных течений. Извилистость траектории определим как отношение пути, пройденного айсбергом, к его перемещению за достаточно большой промежуток времени.

Предположим, что айсберг, с момента входа в интересующий район до момента выхода из района, движется прямолинейно и проходит отрезок пути S_l. Среднее значение этой величины можно оценить, зная геометрические размеры рассматриваемой области и среднюю скорость движения айсберга. Прямолинейному пути S_l соответствует длина траектории айсберга S_a, которая получает-

ся из величины S_l и средней извилистости траектории. Таким образом, получаем длину траектории айсберга в пределах интересуемого района.

Кроме того, учет циркуляции айсберга приводит к тому, что траектория айсберга представляется полосой определенной ширины, которая зависит от размеров айсберга и величины приливных циркуляций.

Для решения поставленной задачи удобней рассматривать ее дискретное представление. Разобьем рассматриваемый район на отдельные ячейки с линейным размером – l_l. Значение l_l выбираем с учетом размеров сооружения и ширины полосы траектории дрейфа. В результате район будет разбит на N ячеек. Зная величину S_a, можно определить количество ячеек, которые пройдет айсберг в процессе дрейфа через район (n). Предполагая дрейф различных айсбергов независимым один от другого, считаем, что столкновение с платформой происходит тогда, когда айсберг и платформа находятся в одной ячейке. Обозначим количество платформ, расположенных в данном районе, как n_l. Тогда вероятность того, что вошедший в район айсберг столкнется с k платформами, равна:

$$q_k = \binom{n_1}{k}\binom{N-n_1}{n-k}\binom{N}{n}^{-1}; (k< n_l; <n). \qquad (3.1.25)$$

В случае если имеется одна платформа, вероятность столкновения с ней айсберга может быть определена как:

$$q = \binom{N-1}{n-1}\binom{N}{n}^{-1}. \qquad (3.1.26)$$

Расписав биноминальные коэффициенты, получаем $q = n/N$.

Таким образом, для одного айсберга и одной платформы вероятность столкновения можно оценить как отношение количества ячеек, через которые прошел айсберг к общему количеству ячеек в районе.

Для нахождения вероятности столкновения айсберга с платформой в течение периода T лет, будем считать столкновение произошедшим, если его вероятность превышает 0,95, так как в данной постановке вероятность 1 на конечном интервале T недостижима. Из обработанных данных по фиксации айсбергов получим количество айсбергов, возможное 1 раз в T лет:

$$M_T = a \cdot \left(-ln\left(ln\frac{T}{T-1}\right)\right) + b, \qquad (3.1.27)$$

где a и b – коэффициенты, полученные при подборе распределения.

Зная число айсбергов, возможное 1 раз в T лет, можно оценить количество побывавших в данном районе за этот период. Так как $M(t)$ является дискретной функцией целочисленного аргумента, то в данном случае интегрирование сводится к суммированию по годам:

$$M_\Sigma = \sum_{i=1}^{T} M_i. \qquad (3.1.28)$$

Период времени, за который произойдет столкновение с платформой (с вероятностью >0,95), можно найти из условия:

$$\left(1-\frac{n}{N}\right)^{M_\Sigma}=0,05. \qquad (3.1.29)$$

Левая часть уравнения представляет собой вероятность избежать события столкновения и, очевидно, стремится к нулю при стремлении M_Σ к бесконечности, что равносильно бесконечному интервалу времени T. Разумеется, величина M_Σ есть целое число, это надо учитывать при вычислениях по формуле (3.1.28). Таким образом, находим период времени T, за который вероятность столкновения превышает 0,95. Необходимо отметить, что данный подход справедлив для большого количества айсбергов и произвольного расположения сооружений внутри рассматриваемой области.

Примем величину l_j за 200 м, величину S_j оценим как 140 км, тогда, с учетом средней извилистости траектории, получим: $S_a = 700$ км, $n = 3500$ шагов. По формуле (3.1.26) найдем $q = 0,004$. Используя (3.1.29), находим количество айсбергов, реализующих вероятность столкновения >95 %. Из (3.1.28) можно найти период времени T, за который данное количество айсбергов проходит через данный район. Подставляя наши значения, получим: $T = 295$ лет. Таким образом, без учета данных 2003 г., вероятность столкновения айсберга с платформой превышает 95 % 1 раз в 295 лет. Учитывая данные 2003 г., полученная вероятность превышает 95 % 1 раз в 35 лет. Интересно, что 50 %-ная вероятность столкновения (медиана) реализуется 1 раз в 13 лет.

Рассмотрим теперь другой подход к этой проблеме. Возьмем тот же район, только в виде круга радиусом 100 км, круг имеет приблизительно такую же площадь. В центре круга расположим платформу. Через границы круга будут проникать айсберги. Предположим, что движение айсбергов представляет собой чисто случайный процесс. Для простоты примем скорость движения айсберга постоянной и равной 0,2 м/с. Пусть теперь на протяжении 5 км айсберг движется в одном направлении, затем случайным образом направление его движения меняется. Дрейф айсберга рассматривается до тех пор, пока он либо не покинет границы района, либо не выполнит определенное количество шагов. Таким образом, движение айсбергов в районе рассматривается как случайное блуждание, ограниченное во времени, при этом окружность играет роль пропускающего экрана. Ограничим блуждания айсберга во времени 100 днями, и проведем расчеты для очень большого числа айсбергов (порядка 10^6). Теперь необходимо выбрать опасные расстояния между геометрическим центром сооружения (точка (x_0, y_0)) и центром айсберга (x_a, y_a). В таблице 3.1.4 приведены результаты расчетов, жирным шрифтом выделены значения, полученные при использовании данных 2003 г.

Из таблицы видно, что вероятность сближения на расстояние менее 200 м достаточно мала. Однако приведенные расстояния являются расстояниями между центрами, и с учетом размеров айсберга и платформы можно говорить о столкновении при расстоянии менее 500 м, соответствующий период времени составляет 35 лет, и данное событие можно с большой степенью вероятности рас-

Таблица 3.1.4

Вероятность сближения айсберга и платформы

Расстояние между (x_0,y_0) и (x_a,y_a).	Вероятность: 1 айсберг из N	Период времени T	
1000 м	250	100	**16**
500 м	720	250	**35**
200 м	3000	1200	**104**

сматривать как столкновение. Раз в 16 лет расстояние между центрами может составить менее 1000 м, что поставит под угрозу нормальную эксплуатацию сооружения и выполнение различных швартовых операций вокруг нее.

На рисунке 3.1.4 представлен айсберг, быстро достигший платформу. Продолжительность дрейфа до столкновения с платформой (среди айсбергов, столкнувшихся с ней) в среднем составляет порядка 60 дней.

Необходимо указать, что данный подход также не может полностью описать вероятность столкновения айсберга с платформой. Движение айсберга в достаточной степени является детерминированным и описание его с помощью случайного блуждания, не совсем правомерно. Есть основания полагать, что суммарное движение большого числа айсбергов в достаточной степени случайно. Данная методика, по сути, мало отличающаяся от приведенной ранее, позволяет, хотя бы грубо, оценить вероятность сближения и вероятность столкновения айсберга с платформой.

Таким образом, видно, что событие, состоящее в опасном сближении айсберга с платформой, является достаточно вероятным на временном интервале эксплуатации платформы. К сожалению, данных, позволяющих определить вероятность появления аномального числа айсбергов (2003 г.), недостаточно, поэтому приведенные оценки не могут быть окончательными. Существует вероят-

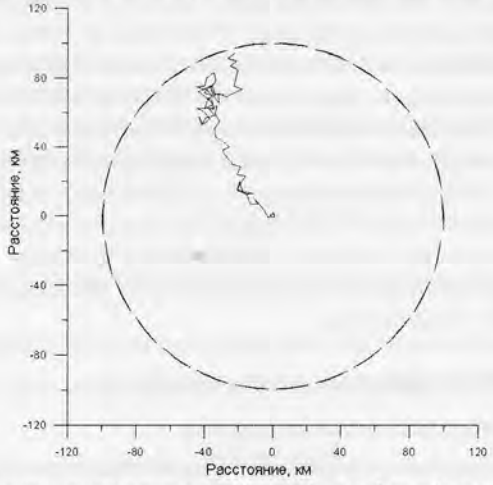


Рис. 3.1.4. Одна из рассчитанных траекторий дрейфа айсберга (продолжительность дрейфа менее 20 дней)

ность завышения опасности столкновения. Имея вероятность появления аномально большого количества айсбергов, мы, скорее всего, получили бы несколько другие оценки количества айсбергов, возможного 1 раз в N лет (уравнение (3.1.27)), и, соответственно, другие оценки опасности столкновения.

3.2. МОДЕЛИ ТОРОШЕНИЯ МОРСКИХ ЛЬДОВ

Общая характеристика торосов в Баренцевом и Карском морях, приведенная в разделе 1.6, не касается вопросов их образования. Существующие подходы к описанию механизма взлома льда и образования тороса не привязаны к географическому району, поэтому в данном случае они излагаются обособленно от раздела 1.6.

При составлении модели образования торосов обычно считают, что оно является результатом ледового сжатия, приводящего к образованию небольших кусков и блоков льда в окрестности линий контакта ледяных полей. При сжатии битый лед выдавливается на поверхность более ровного окружающего ледяного покрова (ЛП) и в воду, образуя горы битого льда или торосы. Достаточно часто торосы вытянуты в определенном пространственном направлении, образуя гряды. Вместе с тем, встречаются области, где практически вся поверхность ЛП всторошена, и ровный лед отсутствует. Обычно это наблюдается в зонах контакта неподвижных припайных льдов и дрейфующего ЛП.

Многочисленные наблюдения показывают, что всторошенный ЛП занимает от 10 % до 40 % общей площади ЛП в различных районах Арктики (см., например, Вагапов Р.Х. и др., 1993; Vinje T et al., 1998), поэтому всторошенный ЛП вносит значительный вклад в свойства процессов теплообмена. Влияние торосов на динамику морских льдов проявляется в увеличении инерции и эффективной шероховатости поверхностей ЛП. Торосы, внедренные в морское дно, обуславливают устойчивость припайных льдов, играя для них роль якорей (Wadhams P, 1980). Они являются препятствием при движении ледоколов и подводных лодок в шельфовой зоне, значительно увеличивая прочность ледяного покрова. Воздействие килей торосов на морское дно опасно для подводных трубопроводов (Природные условия Байдарацкой губы, 1997). Ледовые нагрузки на шельфовые платформы и другие инженерные сооружения зависят от степени всторошенности окружающих ледяных полей и от размеров консолидированного слоя льда внутри торосов (Астафьев В.Н. и др., 1997).

В силу вышеизложенных причин задача моделирования торошения морских льдов в различных пространственно-временных масштабах имеет инженерные и климатические приложения.

3.2.1. Натурные и лабораторные исследования торосов

3.2.1.1. Толщина арктического ледяного покрова

Поскольку строительным материалом торосов являются льды, то необходимо привести значения их толщины. Наиболее распространенные и надежные методы измерения толщины морского ледяного покрова связаны с бурением скважин

(Астафьев В.Н. и др.,1997) и использованием гидроакустических локаторов, установленных на подводных лодках (Wadhams P., 1994) или пришвартованных в стационарном положении буях (Melling H. and Riedel D.A, 1996; Vinje T. et al., 1998; Everts K.U. and Jochmann P., 1998). Анализ данных при бурении скважин в ледяном покрове позволяет подробно восстановить форму торосов и их пористость. Гидроакустический метод позволяет произвести мониторинг осадки ледяного покрова вдоль траектории движения подводной лодки или в фиксированной точке пространства в течение длительного промежутка времени. Уровень свободной поверхности восстанавливается по измерениям давления или по привязке к уровню воды в полыньях. Профиль поверхности льда восстанавливается с помощью прямых измерений рельефа (Kovacs A. and Sodhi D.S., 1980), с использованием анализа теней на аэрофотоснимках (Hibler W.D.III and Ackley S.F., 1973), по данным лазерных профилометров стационарного, самолетного или вертолетного базирования (Granberg H.B. and Lepparanta M., 1999). Согласование данных по измерению осадки и геометрии поверхности льда не всегда возможно.

Результатом измерения осадки льда является построение функции плотности распределения ледяного покрова по толщине $g(h) \geq 0$, которая определена в области $h \geq 0$ и удовлетворяет нормировке (Coon M.D. et al., 1974; Thorndike A.S. et al., 1975):

$$\int_0^\infty g dh = 1 . \qquad (3.2.1)$$

Полагается, что осадка льда h_d связана с толщиной льда h формулой, вытекающей из локального гидростатического равновесия: $\rho_w h_d = \rho_i h$, где $\rho_i \approx 930$ кг×м$^{-3}$ и $\rho_w \approx 1020$ кг×м$^{-3}$ – плотности льда и морской воды. Функция g определена так, что

$$\int_{h_1}^{h_2} g(h) dh = S_{12} S^{-1} , \qquad (3.2.2)$$

где S_{12} – площадь, занятая льдом толщины $h \in (h_1, h_2)$, расположенным на участке поверхности океана площадью S.

Если поверхность океана не полностью покрыта льдом, то функция $g(h)$ имеет в нуле δ – образную особенность и представляется в виде:

$$g = (1 - A)\delta(h) + g_i , \qquad (3.2.3)$$

где $A = \int_0^\infty g_i dh \in (0,1)$ равна концентрации льда на поверхности океана (сплоченность ЛП), функция g_i описывает распределение льда по толщине в области $h>0$.

Средняя толщина льда определяется из формулы:

$$A\langle h \rangle = \int_0^\infty h g dh . \qquad (3.2.4)$$

Характерный вид функции $g(h_d)$ представлен на рисунке 3.2.1 (Wadhams P, 1994).

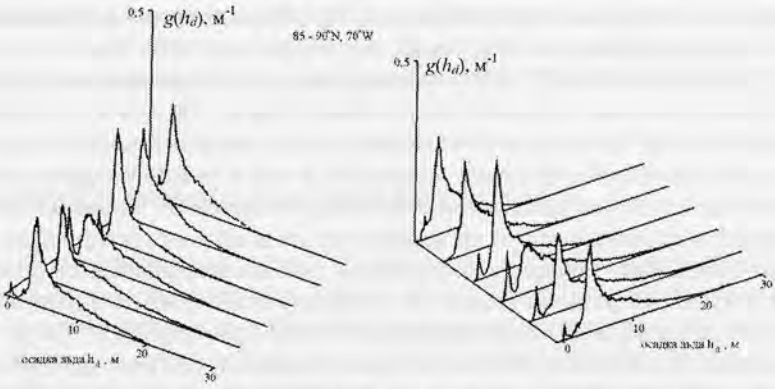


Рис. 3.2.1. Некоторые типичные профили функции плотности распределения ледяного покрова по осадке $g(h_d)$

Видно, что имеется небольшой локальный максимум, соответствующий толщине льда от 0 до 1 м. Этот максимум соответствует разводьям, поверхность которых свободна ото льда или покрыта тонким льдом.

В области 1 м < h < 1,5 м имеется локальный минимум. При h > 1,5 м имеется один или несколько локальных максимумов. Ширина и высота каждого максимума характеризует степень деформирования льда заданной толщины. Обычно локальный максимум в окрестности h = 2 м, соответствует ледяному покрову, сформировавшемуся в сезон наблюдений. Локальный максимум, расположенный в области 2 м < h < 5 м, соответствует равновесной толщине многолетних льдов h_e, определяющейся годовым циклом тепловых потоков из атмосферы и океана и соленостью морской воды в рассматриваемом географическом районе (Доронин Ю.П. и Хейсин Д.Е., 1975). При данных климатических условиях равновесная толщина льда имеет только сезонные изменения.

3.2.1.2. Особенности формы и пространственного распределения торосов

Натурные наблюдения показывают, что достаточно часто торосы имеют форму гряд. Гряда торосов занимает вытянутую область на поверхности ровного ледяного покрова, так что можно говорить о ее ширине и длине. При сжатии гряды торосов формируются вдоль линий контакта льдин и могут быть достаточно сильно искривлены. Вместе с тем, в зонах сдвиговых деформаций и вдоль разводий могут формироваться гряды торосов, длина которых достигает сотни километров (Li F. et al., 1993), ориентированные в одном пространственном направлении. В то же время встречаются области, где ледяной покров полностью состоит из хаотической смеси обломков (жатый лед). Особенности пространственной ориентации гряд торосов исследовались в работе Davis N.R. and Wadhams P., 1995. Было показано, что в основном направление гребней гряд торосов имеет мономодальное пространственное распределение с достаточно большой диспер-

сией, однако иногда встречаются области с бимодальным распределением. Обычно в качестве рабочей гипотезы принимается, что торосы ориентированы в пространстве хаотически (Lewis J.E. et al., 1993).

Поверхность сжатого льда обычно выглядит на аэрофотоснимках плоской из-за присутствия небольшого слоя снега. Такой лед представляет собой большую опасность для судоходства вследствие повышенных прочностных свойств (Lewis J.E. et al., 1993). В работе Пармертера и Куна (Parmerter R.R. and Coon M.D., 1972) была сформулирована гипотеза, согласно которой процесс формирования торосов при сжатии ледяного покрова имеет две стадии. На первой стадии торос растет как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях до тех пор, пока его высота меньше критического значения. Критическое значение зависит от толщины ровного льда, из которого формируется торос. Вторая стадия реализуется, когда высота паруса тороса достигает критического значения. На этой стадии торос растет только в горизонтальном направлении, формируя поле полностью всторошенного льда. Численные расчеты Хопкинса (Hopkins M.A., 1994) подтвердили это предположение.

Анализ форм гряд торосов проводился во многих работах. Для примера приведем некоторые результаты из статьи Тимко и Бардена (Timco G.W. and Burden R.P., 1997), использовавших для статистического анализа данные о 176 торосах, полученные в различных арктических экспедициях. Было показано, что средняя форма вертикального сечения гряды торосов, сформированной в сезон наблюдений, может быть представлена двумя равнобедренными треугольниками (рис. 3.2.2) с углами ската порядка 30° (~32,9° для паруса и ~26,6° для киля).

При этом выполняются соотношения:

$$h_k/h_s = 4{,}4;\ L_r/h_s = 15{,}1; \qquad (3.2.5)$$

где h_s и h_k – высота паруса и осадка киля тороса, L_r – ширина тороса.

Хиблер и Экли (Hibler W.D.III and Ackley S.F., 1972) исследовали изменение высот гребней торосов, используя анализ теней на аэрофотоснимках. Было показано, что высота гребня тороса может сильно меняться вдоль направления гребня. В этом случае гряда торосов представляет собой последовательность холмов битого льда.

Уадхэмс и Дэви (Wadhams P. and Davy T, 1986) на основе анализа натурных данных установили, что расстояние между соседними гребнями торосов, осадка киля которых превышает значение $h_0 > 5$ м, достаточно хорошо удовлетворяют закону логнормального распределения:

$$p(s,\theta,\mu,\sigma^2) = \left[(s-\theta)\sigma\sqrt{2\pi}\right]^{-1} exp\left\{-\left[log(s-\theta)-\mu^2\right]/\left(2\sigma^2\right)\right\}. \quad (3.2.6)$$

Интеграл $\int_{s_1}^{s_2} pds$ равен вероятности того, что расстояние между гребнями соседних торосов, измеряемое в заданном направлении, находится в интервале (s_1, s_2). Среднее расстояние между гребнями равно $\theta + \exp(\mu + \sigma^2/2)$. Сдвиговый параметр θ близок к нулю. Параметры μ и σ зависят от h_0 и являются средним значением и дисперсией нормально распределенной величины $\log(s - \theta)$.

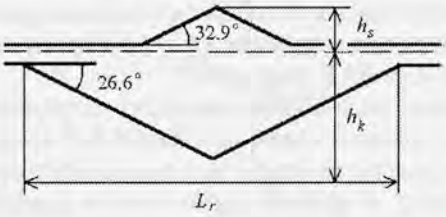


Рис. 3.2.2. Осредненная форма вертикального сечения гряды торосов, сформированного в сезон измерений

В работе Ленсу (Lensu M., 1989) было показано, что размеры льдин хорошо описываются законом логнормального распределения (3.2.6). Это, на первый взгляд, подтверждает гипотезу о преимущественном формировании торосов вдоль линий контактов льдин. Вместе с тем, торошение льдов сопровождается формированием новых трещин, контролирующих размер льдин. Поэтому процесс формирования новых льдин связан с торошением. Ленсу исследовал группирование торосов, предполагая повышенную вероятность формирования новых торосов вблизи группы уже имеющихся (Lensu M., 2001). Важность этих исследований связана с проектированием изнашиваемости ледоколов и судов, совершающих плавание в ледовых условиях.

В работах (Tucker W.B.III et al., 1984; Melling H. and Riedel D.A., 1996) исследовалась зависимость высоты паруса и глубины киля торосов от толщины кусков льда h, из которых сложены торосы в море Бофорта. Было обнаружено, что кривые, огибающие максимальные значения высоты паруса и осадки торосов, удовлетворительно описываются соотношениями:

$$h_s = 5{,}24\sqrt{h},\ h_k = 15{,}2\sqrt{h}. \qquad (3.2.7)$$

Эти зависимости согласуются с данными лабораторного моделирования (Timco G.W. and Sayed M., 1986) и результатами численного моделирования (Hopkins M.A., 1994). Теоретическое объяснение зависимостей (3.2.7) рассматривается в п. 3.2.3.9 данного обзора. Заметим, что формулы (3.2.7), полученные для экстремальной статистики, дают меньшее значение $h_k/h_s = 2{,}9$, чем формула (3.2.6).

Ковакс и Содри (Kovacs A. and Sodhi D.S., 1980) описали характерные типы торосистых образований льда на берегу, вблизи островов и на шельфе, и сформулировали простейшие модели, позволяющие оценить усилия, возникающие при торошении. Они исследовали характерные типы расположения кусков льда в торосах и сформулировали характерные сценарии постройки тороса. На рисунке 3.2.3 представлен типичный сценарий постройки тороса, при котором энергия внешних усилий (сил трения ветра и морских течений), действующих в горизонтальных направлениях, затрачивается на подъем блоков льда на боковую поверхность паруса тороса.

Киль тороса формируется путем перераспределения кусков внутри тороса под влиянием сил тяжести и плавучести.

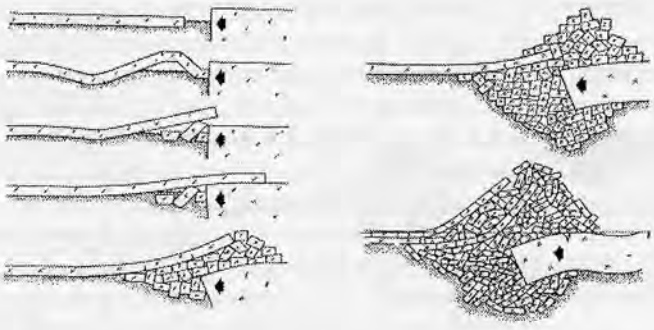


Рис. 3.2.3. Типичный сценарий постройки тороса

Исследование воздействия торосов на корпус судов и шельфовые сооружения показало, что основная нагрузка происходит вследствие воздействия так называемого консолидированного слоя внутри тороса на препятствие (см., например, Bekker A.T. et al., 1998). Несмотря на то, что в момент образования торос представляет собой кучу не связанных друг с другом обломков льда, со временем внутри тороса формируется консолидированный слой. Толщина консолидированного слоя может в несколько раз превышать толщину ровного льда, из которого был сформирован торос (Астафьев В.Н. и др., 1997).

3.2.1.3. Экспериментальные исследования динамики формирования торосов

При исследовании динамики формирования торосов большой интерес представляют данные о внутренних напряжениях в ледяном покрове, возникающих при торошении. В естественных условиях напряжения создаются вследствие влияния ветра и морских течений на поверхность льда. Наличие неоднородностей приводит к возникновению областей концентраций напряжений в ледяном покрове, где может произойти разрушение льда. Уровень напряжений в местах разрушения определяется прочностью льда. Средний уровень напряжений определяется внешними силами, граничными условиями и масштабом осреднения.

Зависимость измеряемых во льду напряжений от характерного масштаба осреднений приведена на рисунке 3.2.4 (Sanderson T.J.O, 1988).

Напряжения, необходимые для разрушения образца льда, находились в многочисленных лабораторных экспериментах и имеют порядок 10^6–10^7 Па (см., например, Богородский В.В. и Гаврило В.П., 1980). Осредненные по площади контакта напряжения могут быть значительно меньше. При измерениях в натурных условиях полагается, что в центре льдин напряжения являются осредненными по площади бокового контакта льдины с окружением (Croasdale K.R. et al., 1986). Было показано, что при площади контакта порядка 10^3 м^2 или большей максимальные сдвиговые и сжимающие напряжения имеют порядок 10^5 Па, а максимальные растягивающие напряжения примерно в 5 раз меньше (Coon M. et al., 1999). На рисунке 3.2.5 точками показаны экспериментально измеренные инварианты тензора напряжений.

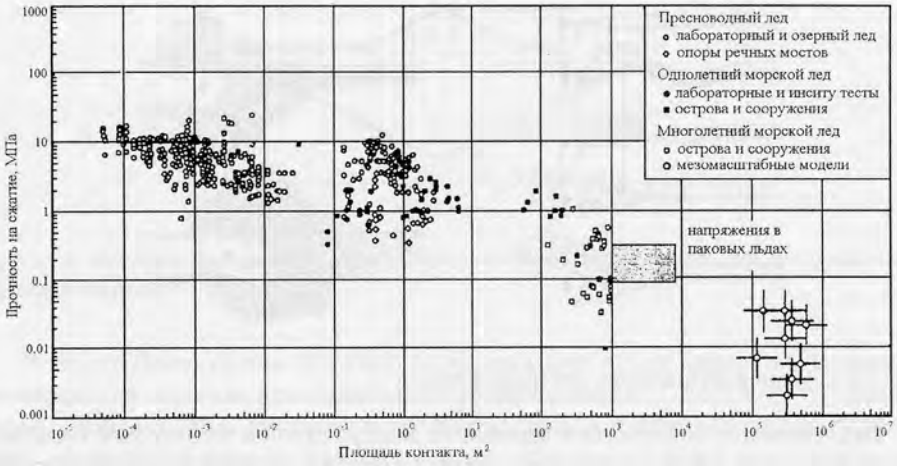


Рис. 3.2.4. Зависимость разрушающего напряжения сжатия от площади приложения нагрузки

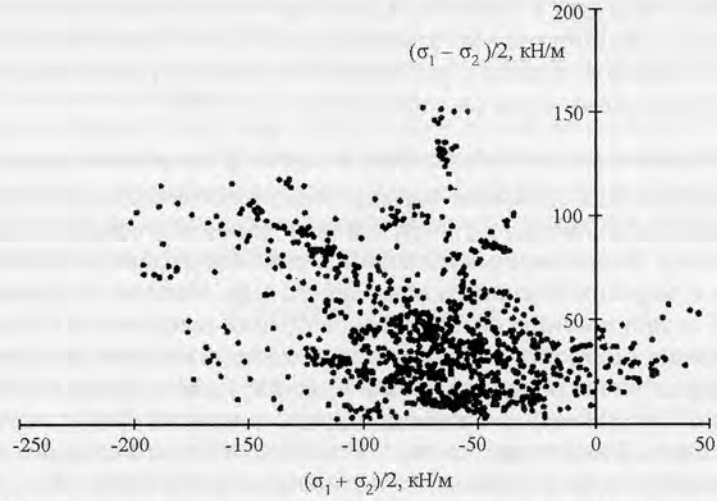


Рис. 3.2.5. Измерение во льду давления и напряжения сдвига, σ_1 и σ_2 – главные значения двумерного тензора напряжения

Учитывая, что гряды торосов могут достигать нескольких десятков километров в длину, находим, что порядок напряжений, необходимых для формирования торосов в естественных условиях, не должен превышать 10^5 Па.

В лабораторных условиях моделирование процесса торошения связано с трудностями, обусловленными небольшой толщиной льда, намораживаемого в ледовом бассейне. Как правило, при сжатии тонкий лед наслаивается, и торосы не образуются. Абдилнор и Кросдейл (Abdelnour R. and Croasdale K., 1986) моделировали формирование тороса сжатия при взаимодействии кромок плавающего

ровного льда с битым льдом. Тимко и Сайд (Timco G.W. and Said M., 1986) исследовали формирование тороса битого льда при надвигании пластины ровного льда на стенку. В экспериментах Туккури с соавторами (Tuhkuri J. et al., 1998) торосы сжатия были получены в ледовом бассейне Технологического Университета Хельсинки. Лабораторный ледяной покров состоял из ледяных пластин толщиной от 3 до 6 см и более тонкого льда, намороженного между ними. В полосе плавающего ледяного покрова шириной 6 м и длиной 40 м делался разрез, затем полоса подвергалась продольному сжатию. При сжатии вдоль разреза формировался торос, форма которого с течением времени искривлялась. Процесс торошения сопровождался наслоением льдин. Зависимость силы сжатия от относительного смещения льдин приведена на рисунке 3.2.6.

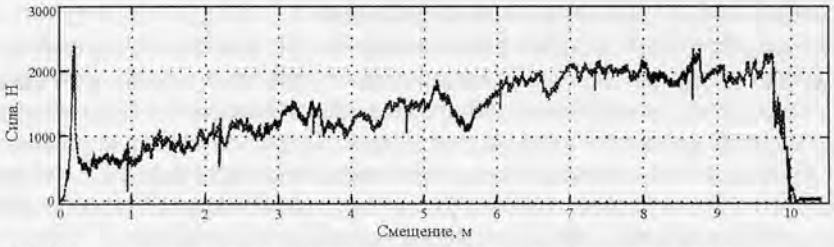


Рис. 3.2.6. Зависимость силы сжатия от относительного смещения льдин

Видно, что для начала торошения необходимо преодолеть пороговое напряжение. Затем напряжение резко падает и потом растет пропорционально относительному смещению краев льдин. Рост напряжений при строительстве тороса сопровождается колебаниями, связанными с формированием новых обломков льда при взаимодействии кромок льдин с телом тороса. Обычно процесс формирования новых обломков льда при торошении ассоциируется с колебаниями частоты 1 Гц, регистрируемыми акселерометрами и датчиками напряжений (Martin S. and Drucker R., 1991).

3.2.1.4. Методы дискретных элементов при моделировании формирования торосов

Для детального изучения особенностей формирования торосов и навалов льда вблизи стационарных инженерных сооружений или вблизи борта судна, движущегося в битом ледяном покрове, применяют методы дискретных элементов. Ледяной покров представляется в виде совокупности большого числа фрагментов заданной формы, которые при сжатии формируют кучу. Взаимодействие соседних фрагментов льда в куче задано как функция относительного смещения и скоростей фрагментов. В результате расчетов двумерных задач получается реалистичная форма торосов и распределение кусков льда внутри торосов. Имеется возможность оценить энергетические затраты и усилия, необходимые для постройки тороса.

В данном направлении наиболее известными являются модели Хопкинса (Hopkins M.A. et al, 1991; Hopkins M.A., 1994, 1997, 1998; Hopkins M.A. et al, 1999;

Hopkins M.A. and Tuhkuri J., 1999). В работе (Hopkins M.A. et al, 1991) рассчитывалось формирование тороса из кусков льда, плавающих между двумя жесткими горизонтальными пластинами, при заданном встречном движении пластин. Были определены энергетические затраты на трение, на увеличение потенциальной энергии и на неупругое взаимодействие кусков льда. В работе (Hopkins M.A., 1994) был исследован сценарий формирования тороса при наползании тонкой ледяной пластины на толстую пластину (формирование тороса при взаимодействии тонкого льда, образовавшегося в разводье, с толстым паковым льдом). В модели был учтен механизм образования новых кусков льда при изгибе тонкой ледяной пластины. Относительная скорость движения пластин полагалась постоянной. Было показано, что торос растет в вертикальном направлении до тех пор, пока глубина его киля не достигнет критической величины. Далее строительство тороса приводит к его расширению в горизонтальном направлении.

В работе (Hopkins M.A., 1998) было показано, что процесс строительства тороса из тонкого льда имеет четыре стадии. На первой стадии происходит строительство паруса тороса из блоков тонкого льда, заталкиваемых на толстый лед. На второй стадии формируется киль и парус тороса. На третьей стадии строительство тороса приводит к его расширению в горизонтальном направлении. Четвертая стадия торошения связана со сжатием уже всторошенного льда. Она реализуется в случае, когда вся пластина тонкого льда разрушена, и имеется торос, расположенный между двумя пластинами толстого льда. Было показано, что результаты расчетов находятся в соответствии с формулами (3.2.7), описывающими предельные вертикальные размеры торосов в зависимости от толщины кусков льда.

В работе было замечено, что основные энергетические затраты при строительстве тороса связаны с трением кусков льда, движущихся по поверхности паруса тороса. При сжатии эти куски двигаются почти до вершины паруса, а затем сваливаются по бокам паруса или проваливаются внутрь его. Сила трения F пропорциональна произведению веса кусков льда на их суммарную длину. Поэтому можно написать $F \sim hL$, где h – толщина кусков льда и L – ширина тороса. Площадь вертикального сечения тороса пропорциональна квадрату ширины тороса: $U \sim L^2$. С другой стороны, объем тороса равен произведению толщины кусков ровного льда на относительное смещение тонкой и толстой ледяных пластин δx с момента начала торошения: $U \sim h\delta x$. Отсюда находим $L \sim \sqrt{h\delta x}$. В итоге получается следующая формула для силы сжатия при формировании тороса на второй стадии процесса:

$$F = ah^{3/2}\sqrt{\delta x}. \qquad (3.2.8)$$

Численные расчеты показали, что в системе СИ коэффициент $a = 7300$ Нм$^{-3}$. На третьей стадии торошения сила сжатия практически не изменяется.

Модели Хопкинса являются естественным развитием первой кинематической модели Пармертера и Куна (Parmerter R.R. and Coon M.D., 1972). В этой модели предполагалось, что торос образуется из кусков льдины, разрушающейся около тороса вследствие изгибных деформаций. При сжатии часть кусков льда заталкивается на парус тороса, а часть сваливается на поверхность ровного льда, нарушая гид-

ростатическое равновесие его кромки. Этот механизм приводит к изгибу кромки и образованию новых кусков льда. В модели Пармертера и Куна соотношения между порциями льда, выдавливаемыми в разные части тороса, задавались, а в моделях Хопкинса они рассчитываются. Пармертер и Кун также обнаружили существование предельных вертикальных размеров торосов. В их работе было проведено сравнение энергетических затрат при строительстве тороса. Было показано, что затраты энергии на разрушение льда много меньше увеличения потенциальной энергии льда, и потери энергии на трение могут быть сравнимы с изменением потенциальной энергии. Заметим, что моделирование Хопкинса показало, что потеря энергии на трение значительно превосходит рост потенциальной энергии.

В работе (Hopkins M.A. et al, 1999) проводилось численное моделирование образования подсовов и торосов в ЛП, состоящем из небольших пластин тонкого льда. При подсове ледяные пластины наслаиваются друг на друга, сохраняя горизонтальную ориентацию. В торосе расположение пластин более хаотично. Результаты расчетов сравнивались с экспериментом, проведенным в ледовом бассейне Технологического Университета Хельсинки. Были исследованы различные режимы образования подсовов и торосов и было показано, что эти процессы могут реализоваться при одинаковых условиях сжатия в одном и том же ледяном покрове. Однако торосы более часто образуются в случаях, когда толщина пластин, составляющих ЛП, неоднородна, а подсовы – в случаях, когда все пластины имеют близкую толщину. Результаты численного моделирования отчасти противоречат работе Пармертера (Parmerter R.R., 1975), где утверждалось, что подсовы могут реализоваться только в достаточно тонком льду, толщина которого не более 17 см. В работе (Hopkins M.A. and Tuhkuri J., 1999) проводилось сравнение численных расчетов по сжатию ледяного покрова, состоящего из льдин круговой формы, с экспериментальными исследованиями в ледовом бассейне. Основной целью работы было изучение зависимостей сжимающей силы от размеров льдин, коэффициентов трения между ними и от ширины канала, заполненного льдинами.

3.2.2. Уравнения динамики ледяного покрова

3.2.2.1. Законы сохранения массы и импульса

Законы сохранения массы и импульса ЛП имеют вид:

$$\frac{dM}{dt} + M\nabla\cdot\mathbf{v} = S_M, \tag{3.2.9}$$

$$\frac{d\mathbf{I}}{dt} + \mathbf{I}(\nabla\cdot\mathbf{v}) + \mathbf{F}_c = \nabla\cdot\sigma + \mathbf{F} + \mathbf{v}S_M, \tag{3.2.10}$$

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{v}\cdot\nabla,\ \nabla = \left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}\right), \tag{3.2.11}$$

где t – время, x и y – горизонтальные координаты, $\mathbf{v} = (v_x, v_y)$ – двумерный вектор скоростей дрейфа льда, S_M – сток или приток массы льда за счет процессов

таяния или замерзания, $\mathbf{F}_c = \left(-f v_y, f v_x\right)$ – сила Кориолиса (для Арктики $f = 1{,}4 \cdot 10^{-4}\ \text{с}^{-1}$), σ – двумерный тензор внутренних напряжений, $\mathbf{F}$ – внешние силы трения, действующие на лед со стороны атмосферы и океана.

Поверхностная плотность льда M определяется формулой:

$$M = \rho_i \int_{z_-}^{z_+} \nu_i dz, \tag{3.2.12}$$

где ν_i – пористость льда, z – вертикальная координата. Макроскопическая пористость льда ν_i определяется плотностью упаковки блоков льда в торосах и не связана с пористостью, обусловленной столбчатой структурой морского льда. В ровном ледяном покрове полагается $\nu_i = 1$, в торосах $\nu_i \approx 0{,}6 - 1$ (Burden R.P. and Timco G.V., 1995). Уравнения $z = z_+(t, x, y)$ и $z = z_-(t, x, y)$ описывают форму верхней и нижней поверхностей льда, уровень $z = 0$ соответствует невозмущенной поверхности океана.

Формула (3.2.12) записывается в виде:

$$M = \rho_i \langle \nu_i \rangle h, \tag{3.2.13}$$

где $\langle \nu_i \rangle$ – среднее значение пористости, $h = z_+ - z_-$ – толщина льда.

Поверхностные плотности импульса и кинетической энергии льда определяются формулами:

$$\mathbf{I} = M\mathbf{v},\ 2K = M\mathbf{v}^2. \tag{3.2.14}$$

3.2.2.2. Энергетические соотношения

Поверхностная плотность энергии ЛП определяется как сумма поверхностных плотностей кинетической (K), потенциальной (P) и внутренней (W) энергий ЛП:

$$E = K + P + W. \tag{3.2.15}$$

Поверхностная плотность потенциальной энергии определяется как разность потенциальной энергии плавающего льда и потенциальной энергии вытесненной жидкости:

$$P = g\rho_i \int_{z_-}^{z_+} \nu_i z dz - \rho_w g \int_{z_-}^{0} \nu_i z dz. \tag{3.2.16}$$

Если $\nu_i = const$, то выражение (3.2.16) приводится к виду:

$$P = c_p \nu_i h^2,\ 2c_p = \rho_i \delta g,\ \delta = \frac{\rho_w - \rho_i}{\rho_w}. \tag{3.2.17}$$

Учет потенциальной энергии P в определении полной энергии E связан с возможностью перераспределения льда по вертикали при торошении. При этом часть работы внутренних напряжений σ затрачивается на изменение потенциальной энергии льда в поле силы тяжести. Заметим, что сила тяжести не входит

в уравнения закона сохранения импульса (3.2.11), так как ее проекция на горизонтальную плоскость (x, y) равна нулю.

В отсутствие таяния и намерзания льда, вследствие необратимости процесса торошения, должно выполняться неравенство:

$$dP \geq 0. \tag{3.2.18}$$

Определение плотности внутренней энергии зависит от модели ЛП. Обычно выражение для внутренней энергии включает слагаемое:

$$W_T = \rho_i \int_{z_-}^{z_+} \nu_i C_\nu T dz, \tag{3.2.19}$$

ответственное за изменение температуры льда T при термодинамических процессах и вследствие диссипации механической энергии. В отсутствие таяния и намерзания льда изменение W_T равно мощности диссипации, поэтому выполняется неравенство:

$$dW_T = Q' dt \geq 0, \tag{3.2.20}$$

где Q' – некомпенсированное тепло (Седов Л.И., Т. 1,1983).

Закон сохранения энергии ЛП может быть записан в виде:

$$\frac{dE}{dt} + E\nabla \cdot \mathbf{v} = \nabla \cdot (\sigma \cdot \mathbf{v}) + A_F + Q + S_E, \tag{3.2.21}$$

где A_F – мощность силы $\mathbf{F}$, Q – приток тепла из атмосферы и океана, S_E – изменение энергии за счет таяния или намерзания льда.

Второй закон термодинамики записывается в виде:

$$T\left(\frac{dS}{dt} + SC\nabla \cdot \mathbf{v}\right) = Q' + Q + S_S;\ Q' \geq 0, \tag{3.2.22}$$

где S – поверхностная плотность энтропии ЛП, T – температура, Q' – некомпенсированное тепло, S_s – прирост или убыль энтропии вследствие намерзания или таяния льда.

3.2.2.3. Параметризация внешних сил

Влияние многочисленных неровностей верхней и нижней поверхностей льда обусловливает возникновение турбулентности в ветровых потоках над льдом и морских течениях под льдом. Плотность суммарной силы трения $\mathbf{F}$, действующей на поверхности льда, равна сумме трения ветра $\mathbf{F}_a$ и трения между льдом и водой $\mathbf{F}_w$:

$$\mathbf{F} = \mathbf{F}_a + \mathbf{F}_w. \tag{3.2.23}$$

Силы $\mathbf{F}_a$ и $\mathbf{F}_w$ определяются формулами:

$$\mathbf{F}_a = \rho_a C_a |\mathbf{V}_a| \mathbf{V}_a,\ \mathbf{F}_w = \rho_w C_w |\mathbf{v}_w - \mathbf{v}| (\mathbf{v}_w - \mathbf{v}), \tag{3.2.24}$$

где C_a и C_w – коэффициенты турбулентного трения, $\mathbf{V}_a$ и $\mathbf{v}_w$ – скорости ветра и воды вне приледных турбулентных пограничных слоев.

Коэффициенты трения при воздействии ветра и течений на ровный лед равны $C_a = 1{,}2–3\cdot10^{-3}$ и $C_a = 3{,}5–5{,}5\cdot10^{-3}$ (Lepparanta M., 1994; Andreas E.L., 1996). Если поверхность льда покрыта торосами, то в зависимости от количества торосов коэффициент трения C_a может увеличиваться до $9\cdot10^{-3}$, коэффициент трения C_w – до 0,04 (Доронин Ю.П. и Хейсин Д.Е., 1975).

Простые оценки для влияния торосов на коэффициенты сопротивления C_a и C_w можно получить, рассматривая единичный торос как плохообтекаемое тело, размеры которого в поперечном к потоку направлении равны высоте паруса h_s и глубине осадки киля h_k тороса. Сила воздействия ветра и воды на единицу длины тороса равны:

$$\mathbf{F}_{ar} = \rho_a h_s C_{ar} |\mathbf{v}_a - \mathbf{v}|(\mathbf{v}_a - \mathbf{v}),\ \mathbf{F}_{wr} = \rho_w h_k C_{wr} |\mathbf{v}_w - \mathbf{v}|(\mathbf{v}_w - \mathbf{v}), \quad (3.2.25)$$

где $C_{ar} \approx 1$ и $C_{wr} \approx 1$ (Роуб Р.К., 1985).

Предположим, что на участке ЛП размера L имеется один торос. Тогда суммарное сопротивление при движении льда относительно воды складывается из трения ровного льда и сопротивления киля тороса:

$$\mathbf{F}_i = \rho_w C_w L(1+\kappa)|\mathbf{v}_w - \mathbf{v}|(\mathbf{v}_w - \mathbf{v}),\ \kappa = \frac{C_{wr} h_k}{C_w L}. \quad (3.2.26)$$

Полагая $C_{wr} = 5\cdot10^{-3}$, $h_k = 10$ м и $L = 1$ км, находим $\kappa = 2$. Таким образом, наличие одного тороса с осадкой киля 10 м на дистанции 1 км приводит к увеличению эффективного коэффициента сопротивления в 3 раза. Аналогичные оценки легко провести для влияния сопротивления паруса тороса.

3.2.3. Динамические модели формирования торосов

В данном разделе рассматриваются динамические модели формирования гряды торосов и поля жатого льда. Характерный масштаб осреднения порядка ширины гряды тороса (~50–100 м), поэтому рассматриваемые модели относятся к классу мезомасштабных моделей. Гряда торосов рассматривается как особая линия, на которой скорость дрейфа ровного ледяного покрова имеет разрыв (Доронин Ю.П. и Хейсин Д.Е., 1975). Линия торошения имеет распределенные динамические параметры, характеризующие массу, импульс и энергию льда в торосе. Поле жатого льда моделируется «ровным льдом», толщина которого значительно превышает толщину ровного льда, из которого формируется жатый лед.

3.2.3.1. Концепция линии торошения

Предположим, что всторошенный лед занимает область S на горизонтальной плоскости (x, y). Пусть область S имеет вытянутую форму, при которой можно говорить о длине и ширине области, и радиус кривизны границ области много больше ее ширины. Рассмотрим криволинейную ортогональную систему координат (ζ, ξ), в которой линии $\zeta = \zeta_+ = const$ и $\zeta = \zeta_- = const$ совпадают с границами S (рис. 3.2.7). Координата ξ – лагранжева, т.е. любая частица льда движется вдоль соответствующей линии $\xi = const$. Линия $\zeta = const$ не ассоциируется с частицами льда.

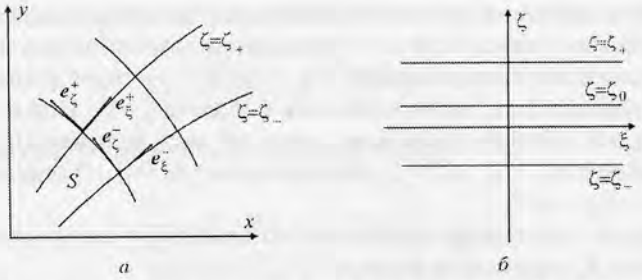


Рис. 3.2.7. Стационарная ортогональная система координат (x, y) и криволинейная система координат (ζ, ξ), связанная с границами области S, занятой всторошенным льдом (*а*) и область, занятая всторошенным льдом на плоскости (*б*)

Пусть координатные системы (x, y) и (ζ, ξ) связаны соотношением:

$$\mathbf{x} = \mathbf{x}_c(\varsigma, \xi, t), \tag{3.2.27}$$

где $\mathbf{x} = (x, y)$ и $\mathbf{x}_c(\zeta, \xi, t) = (x_c(\zeta, \xi, t), y_c(\zeta, \xi, t))$.

Базисные векторы, касательные к координатным линиям ζ и ξ, определяются формулами:

$$\boldsymbol{e}_\varsigma = \frac{\partial \mathbf{x}_c}{\partial \varsigma}, \ \boldsymbol{e}_\xi = \frac{\partial \mathbf{x}_c}{\partial \xi}. \tag{3.2.28}$$

Пренебрегая сжимаемостью льда, положим, что $|\mathbf{e}_\xi| = 1$. Компоненты метрического тензора равны $g_{\zeta\zeta} = \mathbf{e}_\zeta \cdot \mathbf{e}_\zeta$, $g_{\xi\xi} = \mathbf{e}_\xi \cdot \mathbf{e}_\xi = 1$ и $g_{\zeta\xi} = \mathbf{e}_\zeta \cdot \mathbf{e}_\xi = 0$, определитель метрического тензора равен $g = g_{\zeta\zeta}$. Предполагается, что внутри области выполняется соотношение $g_{\zeta\zeta} = g_{\zeta\zeta}(\xi, t)$, означающее равномерное растяжение координатных линий $\xi = const$.

Точка с заданными координатами ζ и ξ движется в плоскости (x, y) со скоростью:

$$\mathbf{D} = \frac{\partial \mathbf{x}_c}{\partial t}. \tag{3.2.29}$$

Разность между скоростью $\mathbf{D}$ и скоростью движения льда $\mathbf{v}$ обозначается как

$$\mathbf{q} = \mathbf{D} - \mathbf{v}. \tag{3.2.30}$$

Проекции вектора $\mathbf{q}$ на нормаль к линиям $\zeta = \zeta_\pm$ определяют потоки ровного льда внутрь тороса.

Формирование тороса происходит в результате взаимных смещений кромок ровного льда, расположенного вне области S, когда потоки $q_\varsigma^\pm = \mathbf{q} \cdot \boldsymbol{e}_\varsigma$ не равны нулю на границах области S при $\zeta = \zeta_\pm$. Обозначим через v_n^+ и v_n^- проекции скоростей ровного льда на нормали к границам ($\zeta = \zeta_\pm$) области S. Потоки $q_\varsigma^\pm = 0$, когда относительная скорость движения ровного льда $\delta v_n = v_n^+ - v_n^-$ равна нулю. Предполагая линейную зависимость $q_\varsigma^\pm = \alpha_\pm \delta v_n$, находим:

$$q_\varsigma^+ = \alpha q_\varsigma^-, \tag{3.2.31}$$

где $\alpha = \alpha_+ \alpha_-^{-1} \in (-\infty, 0)$.

Параметр α характеризует соотношение потоков ровного льда внутрь области S при постройке тороса. При $\alpha = 0$ торос формируется только из кусков ровного льда, расположенного в области $\zeta < \zeta_-$. При $\alpha = -\infty$ торос формируется только из кусков ровного льда, расположенного в области $\zeta > \zeta_+$. При $\alpha = -1$ на строительство тороса расходуются объемы ровного льда, занимавшие одинаковые площади в областях $\zeta < \zeta_-$ и $\zeta > \zeta_+$. Коэффициент $\beta \in (-1, 1)$ определяется формулой $\beta = (1+\alpha)(1-\alpha)^{-1}$.

Предполагая, что отрезки координатных кривых $\xi = const$ близки к прямым внутри области S, перепишем формулу (3.2.27) в виде:

$$\mathbf{x}_c(\varsigma,\xi,t) = \mathbf{x}_0(\xi,t) + \mathbf{x}_0'(\xi,t)(\varsigma - \varsigma_0), \qquad (3.2.32)$$

где $\mathbf{x}_0(\xi,t) = \mathbf{x}_c(\varsigma_0,\xi,t)$, $\mathbf{x}_0'(\xi,t) = \left.\dfrac{\partial \mathbf{x}_c}{\partial \varsigma}\right|_{\varsigma=\varsigma_0}$. Координатная кривая $\zeta = \zeta_0$, расположенная внутри области S (рис. 3.2.6*б*), определяется формулой:

$$\varsigma_0 = \frac{\varsigma_+ + \varsigma_-}{2} + \frac{\beta(\varsigma_+ - \varsigma_-)}{2} \qquad (3.2.33)$$

и называется линией торошения.

Подставляя формулы (3.2.32) в (3.2.29), запишем выражение для нормальной скорости льда $D_\varsigma = \mathbf{D}\cdot\boldsymbol{e}_\varsigma$ на границах $\varsigma = \varsigma_+$ и $\varsigma = \varsigma_-$ в виде:

$$D_\varsigma^\pm = x_0' \frac{\partial x_0}{\partial t} + y_0' \frac{\partial y_0}{\partial t} + \left(x_0' \frac{\partial x_0'}{\partial t} + y_0' \frac{\partial y_0'}{\partial t} \right)(\varsigma_\pm - \varsigma_0). \qquad (3.2.34)$$

Выражение для потоков льда через границы $\varsigma = \varsigma_+$ и $\varsigma = \varsigma_-$ вытекает из формул (3.2.30) и (3.2.34):

$$q_\varsigma^\pm = \left(\frac{\partial x_0}{\partial t} - v_\pm^x \right) x_0' + \left(\frac{\partial y_0}{\partial t} - v_\pm^y \right) y_0' + \left(x_0' \frac{\partial x_0'}{\partial t} + y_0' \frac{\partial y_0'}{\partial t} \right)(\varsigma_\pm - \varsigma_0), \qquad (3.2.35)$$

где $\mathbf{v}^+ = \left(v_+^x, v_+^y\right)$ и $\mathbf{v}^- = \left(v_-^x, v_-^y\right)$ – скорости ровного льда при $\varsigma = \varsigma_+$ и $\varsigma = \varsigma_-$.

Из формул (3.2.30) – (3.2.35) следует:

$$q_\varsigma^- = \frac{\left[v_\varsigma\right] - \left[D_\varsigma\right]}{1-\alpha}, \quad \left[D_\varsigma\right] = (\varsigma_+ - \varsigma_-)\sqrt{g_{\varsigma\varsigma}} \frac{\partial \sqrt{g_{\varsigma\varsigma}}}{\partial t}, \qquad (3.2.36)$$

где $[\lambda] = \lambda^+ - \lambda^-$ обозначает разность значений функции $\lambda(\varsigma,\xi,t)$ при $\varsigma = \varsigma_+$ и $\varsigma = \varsigma_-$.

Подставляя формулы (3.2.35) в соотношение (3.2.31), находим уравнение движения линии торошения:

$$\frac{\partial \mathbf{x}_0}{\partial t} = \mathbf{V}_r. \qquad (3.2.37)$$

Скорость $\mathbf{V}_r$ определяется формулами:

$$\mathbf{V}_r = \langle \mathbf{v} \rangle + \frac{\beta[\mathbf{v}]}{2}, \langle \mathbf{v} \rangle = \frac{\mathbf{v}^+ + \mathbf{v}^-}{2}, [\mathbf{v}] = \mathbf{v}^+ - \mathbf{v}^-. \qquad (3.2.38)$$

Уравнение (3.2.37) может быть записано в виде:

$$\frac{\partial F_r}{\partial t} - \mathbf{V}_r \cdot \nabla F_r = 0, \nabla = \left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y} \right), \qquad (3.2.39)$$

если форма линия торошения описывается уравнением $F_r(x,y,t) = 0$.

Из (3.2.38) и (3.2.39) следует, что форма линии торошения сохраняется, если $\mathbf{V}_r = const$. Последнее имеет место, когда $\beta = \beta(t)$ и $\mathbf{v}^{\pm} = \mathbf{v}^{\pm}(t)$, т.е. когда торос формируется вследствие поступательного движения ровного льда и коэффициент β зависит только от времени и не меняется вдоль линии торошения.

3.2.3.2. Динамические характеристики линии торошения

Полагается, что ширина тороса равна длине отрезка координатной линии $\xi = const$, ограниченного кривыми $\varsigma = \varsigma_+$ и $\varsigma = \varsigma_-$:

$$L_r = \int_{\varsigma_-}^{\varsigma_+} \sqrt{g}\, d\varsigma. \qquad (3.2.40)$$

Длина сегмента линии торошения, расположенного между точками $\xi = \xi_1$ и $\xi = \xi_2$, равна $\xi_2 - \xi_1$. Линейные плотности объема, импульса и энергии тороса определяются формулами:

$$U_r = \int_{\varsigma_-}^{\varsigma_+} h\sqrt{g}\, d\varsigma, \mathbf{I}_r = \int_{\varsigma_-}^{\varsigma_+} \mathbf{I}\sqrt{g}\, d\varsigma, E_r = \int_{\varsigma_-}^{\varsigma_+} E\sqrt{g}\, d\varsigma. \qquad (3.2.41)$$

Аналогичные выражения определяют линейные плотности кинетической, потенциальной и внутренней энергии тороса:

$$K_r = \int_{\varsigma_-}^{\varsigma_+} K\sqrt{g}\, d\varsigma, P_r = \int_{\varsigma_-}^{\varsigma_+} P\sqrt{g}\, d\varsigma, W_r = \int_{\varsigma_-}^{\varsigma_+} W\sqrt{g}\, d\varsigma. \qquad (3.2.42)$$

3.2.3.3. Гипотеза об автомодельности формы тороса

Анализ натурных данных о форме вертикального сечения торосов различных размеров, сформировавшихся в сезон наблюдений, показывает, что в среднем сечение имеет форму двух равнобедренных треугольников, обращенных основаниями друг к другу (Timco G.W. and Burden R.P., 1997). Предположим, что форма вертикального сечения тороса остается подобной себе в ходе процесса

строительства тороса. Это означает, что функции $z_+(\varsigma,\xi,t)$ и $z_-(\varsigma,\xi,t)$, характеризующие форму верхней и нижней границ тороса, удовлетворяют условию:

$$z^{\pm}(\varsigma,\xi,t)=\chi z^{\pm}(\varsigma,\xi,0). \tag{3.2.43}$$

Параметр подобия $\chi(\xi,t)$ равен отношению ширины тороса в момент времени t к ширине тороса в начальный момент времени $t=0$: $\chi=L_r(\xi,t)/L_r^0(\xi,0)$.

Из формулы (3.2.40) следует, что $L_r=\sqrt{g_{\varsigma\varsigma}}(\varsigma_+-\varsigma_-)$ и $\chi=\sqrt{g_{\varsigma\varsigma}}$.

Подставляя формулы (3.2.16), (3.2.43) в (3.2.41) и (3.2.42), находим:

$$U_r\approx\chi^2U_r^0,\ P_r\approx\chi^3P_r^0, \tag{3.2.44}$$

где $U_r^0=U_r\big|_{t=0}$ и $P_r^0=P_r\big|_{t=0}$.

Для упрощения формулы (3.2.16) для линейной плотности потенциальной энергии заметим, что:

$$P_r=\rho_i g\left(U_k+U_s\right)z_r-\rho_w gU_k z_k. \tag{3.2.45}$$

Здесь z_r, z_k и z_s – вертикальные координаты центров масс вертикальных сечений тороса, киля тороса и паруса тороса, U_k и U_s – площади вертикальных сечений киля и паруса тороса:

$$U_k=-\int_{\varsigma_-}^{\varsigma_+}z^-d\varsigma,\ U_s=\int_{\varsigma_-}^{\varsigma_+}z^+d\varsigma.$$

Координаты z_r, z_k и z_s связаны соотношением:

$$z_r=\frac{z_kU_k+z_sU_s}{U_k+U_s}. \tag{3.2.46}$$

Полагая, что вертикальные сечения паруса и киля тороса имеют форму равнобедренных треугольников, находим:

$$U_k\approx\frac{L_rh_k}{2},\ U_s\approx\frac{h_s^2\tan\varphi_s}{2},\ z_k\approx-\frac{h_k}{3},\ z_s\approx\frac{h_s}{3}, \tag{3.2.47}$$

где h_s и h_k – высота паруса и осадка киля тороса, φ_s – угол ската паруса (рис. 3.2.2).

Используя соотношения (3.2.6) и (3.2.47), получаем:

$$U_r\approx1{,}7h_k^2,\ P_r\approx g\left(\rho_w-\rho_i\right)U_kh_k. \tag{3.2.48}$$

3.2.3.4. Диссипация энергии и реологические соотношения

Положим, что изменение внутренней энергии льда при формировании тороса связано с потоками упругой энергии сжатия и изгиба льдин и с трением между блоками льда, образующими торос. Подробнее, при взаимодействии краев ровных льдин с торосом происходит их сжатие и изгиб (рис. 3.2.3). Изгибные деформации обусловливают разламывание краев льдин на более мелкие блоки,

которые после отделения их от кромки ровного льда находятся в недеформированном состоянии. Обозначим потери упругой и изгибной энергии, связанные с отделением блоков льда в течение времени dt, символами dW_e и dW_b, соответственно. Трение между блоками льда обусловливает диссипацию механической энергии в тепло в соответствии с формулой (3.2.20). Поэтому полагается, что

$$dW_r = dW_e + dW_b + dW_T. \tag{3.2.49}$$

Оценим величины dW_e и dW_b. Изменения упругой и изгибной энергии при одномерном изгибе ровного льда толщины h оцениваются формулами (Ландау Л.Д. и Лифшиц Е.М., 1965):

$$dW_e \approx \frac{\sigma_c^2}{2Eh} qdt,\ dW_b \approx \frac{Eh^3(\partial^2\eta/\partial x^2)^2}{24(1-\nu^2)} qdt, \tag{3.2.50}$$

где σ_c – напряжение сжатия, E – модуль Юнга льда, ν – коэффициент Пуассона льда, q – поток ровного льда в торос. Функция $\eta(t, x)$ определяет форму поверхности ровного льда при изгибе. Характерные значения E и n равны $3 \cdot 10^9$ Нм$^{-2}$ и 0,34, соответственно (Богородский В.В. и Гаврило В.П., 1980).

Максимальные растягивающие напряжения σ_b, возникающие на поверхности пластины льда при изгибе, оцениваются формулой:

$$2\sigma_b = Eh^2\partial^2\eta/\partial x^2. \tag{3.2.51}$$

Пластина разламывается при выполнении условия:

$$\sigma_b = \sigma_f, \tag{3.2.52}$$

где $\sigma_f \approx 10^6$ Нм$^{-2}$ – прочность льда на растяжение (Богородский В.В. и Гаврило В.П., 1980). Подставляя формулы (3.2.51) и (3.2.52) в (3.2.50), находим оценку:

$$dW_b \approx \frac{\sigma_f^2}{6Eh} qdt. \tag{3.2.53}$$

Работа сил трения определяется как сумма работы сдвиговых напряжений $\sigma^{\xi\xi}(dD_s)$ и части работы сжимающих напряжений $\sigma^{\xi\xi}(dD_c)$:

$$dW_T = dD_s + dD_c, \tag{3.2.54}$$

где σ_d – обобщенные силы, зависящие от сценария постройки тороса. Другая часть работы сжимающих напряжений расходуется на увеличение потенциальной энергии льда при торошении.

Пусть торошение происходит в соответствие со сценарием, представленным на рисунке 3.2.3, и трение блоков льда о поверхность тороса описывается законом Кулона–Мора. В этом случае полагается:

$$\sigma_d^{\pm} = \rho_i g h^{\pm} \mu L_d^{\pm}, \tag{3.2.55}$$

где $\mu \approx 0{,}3$ – коэффициент трения (Mellor M., 1983), и $L_d^{\pm}$ – суммарные длины блоков ровного льда, скользящих по боковой поверхности тороса. Для оценок полагается, что

$$2L_d^{\pm} = L_r. \tag{3.2.56}$$

Из (3.2.55) и (3.2.56) вытекает, что для оценки dD_c можно положить:

$$dD_c \approx \rho_i g \mu h L_r q dt. \tag{3.2.57}$$

Из (3.2.50), (3.2.53) и (3.2.57) получаем оценки:

$$\frac{dW_e}{dD_c} \approx \frac{\sigma_c^2}{2\mu\rho_i g E h^2 L_r}, \quad \frac{dW_b}{dD_c} \approx \frac{\sigma_f^2}{6\rho_i g \mu E L_r}. \tag{3.2.58}$$

Полагая $\sigma_c \approx 10^5$ Нм$^{-1}$, $L_r \approx 50$ м и $h \approx 1$ м, находим $dW_e / dD_c \approx 10^{-5}$ и $dW_b / dD_c \approx 4 \cdot 10^{-4}$. Таким образом, с высокой степенью точности можно положить, что изменение внутренней энергии тороса определяется диссипацией механической энергии при трении:

$$dW_r = dW_T. \tag{3.2.59}$$

Полагается, что торос является несжимаемым телом и

$$v^\xi = v^\xi(t, \varsigma). \tag{3.2.60}$$

Касательные напряжения между торосом и ровным льдом определяются законом Кулона–Мора:

$$\sigma^{\varsigma\xi}\sqrt{g^0_{\varsigma\varsigma}} = -\operatorname{sign}(v^\xi_+ - v^\xi_-)\mu\sigma, \tag{3.2.61}$$

где σ – физическая компонента сжимающих напряжений в нормальном направлении к линии торошения.

3.2.3.5. Уравнения динамики торосов для конечных объемов льда

Запишем законы сохранения массы (3.2.10), импульса (3.2.11) и энергии (3.2.21) в интегральной форме:

$$\frac{\partial}{\partial t}\int_{\xi_1}^{\xi_2}\int_{\varsigma_-}^{\varsigma_+} h\sqrt{g}\, d\varsigma d\xi - \int_{\xi_1}^{\xi_2}\int_{\varsigma_-}^{\varsigma_+} \nabla\cdot(\mathbf{q}h)\sqrt{g}\, d\varsigma d\xi = 0, \tag{3.2.62}$$

$$\frac{\partial}{\partial t}\int_{\xi_1}^{\xi_2}\int_{\varsigma_-}^{\varsigma_+} \mathbf{I}\sqrt{g}\, d\varsigma d\xi - \rho_i \int_{\xi_1}^{\xi_2}\int_{\varsigma_-}^{\varsigma_+} \nabla\cdot(\mathbf{q}\mathbf{I})\sqrt{g}\, d\varsigma d\xi = \int_{\xi_1}^{\xi_2}\int_{\varsigma_-}^{\varsigma_+} \nabla\cdot\sigma\sqrt{g}\, d\varsigma d\xi + \mathbf{F}_r, \tag{3.2.63}$$

$$\frac{\partial}{\partial t}\int_{\xi_1}^{\xi_2}\int_{\varsigma_-}^{\varsigma_+} E\sqrt{g}\, d\varsigma d\xi - \int_{\xi_1}^{\xi_2}\int_{\varsigma_-}^{\varsigma_+} \nabla\cdot(\mathbf{q}E)\sqrt{g}\, d\varsigma d\xi = \int_{\xi_1}^{\xi_2}\int_{\varsigma_-}^{\varsigma_+} \nabla\cdot(\sigma\cdot\mathbf{v})\sqrt{g}\, d\varsigma d\xi + A_r. \tag{3.2.64}$$

Здесь $\mathbf{F}_r$ – внешняя сила трения, действующая на участок всторошенного льда в области $\xi \in (\xi_1, \xi_2)$, A_r – мощность этой силы. Уравнения (3.2.62)–(3.2.64) записаны без учета членов, характеризующих приток массы и энергии льда вследствие таяния или намерзания.

Закон сохранения кинетической энергии вытекает из закона сохранения импульса (3.2.11) с учетом определений (3.2.14) и имеет в интегральной форме вид:

$$\frac{\partial}{\partial t}\int_{\xi_1}^{\xi_2} K\sqrt{g}\,d\varsigma d\xi - \int_{\xi_1}^{\xi_2}\int_{\varsigma_-}^{\varsigma_+} \nabla\cdot(\mathbf{q}K)\sqrt{g}\,d\varsigma d\xi = \\ = \int_{\xi_1}^{\xi_2}\int_{\varsigma_-}^{\varsigma_+} (\nabla\cdot\sigma)\cdot\mathbf{v}\sqrt{g}\,d\varsigma d\xi + A_r. \tag{3.2.65}$$

Принимая во внимание произвольность выбора точек ξ_1 и ξ_2 и определения (3.2.41), (3.2.42), перепишем уравнения (3.2.62) и (3.2.63) в виде:

$$\underset{(1)}{\frac{\partial U_r}{\partial t}} - \underset{(2)}{\left[q^\varsigma h\sqrt{g}\right]} = 0, \tag{3.2.66}$$

$$\underset{(3)}{\frac{\partial I_r^\varsigma}{\partial t}} - \underset{(4)}{\left[q^\varsigma I^\varsigma\sqrt{g}\right]} = \underset{(5)}{\left[\sigma^{\varsigma\varsigma}\sqrt{g}\right]} + \underset{(6)}{\frac{\partial}{\partial\xi}\int_{\varsigma_-}^{\varsigma_+}\sigma^{\xi\varsigma}\sqrt{g}\,d\varsigma} + \underset{(7)}{F_r^\varsigma}, \tag{3.2.67}$$

$$\underset{(8)}{\frac{\partial I_r^\xi}{\partial t}} - \underset{(9)}{\left[q^\varsigma I^\xi\sqrt{g}\right]} = \underset{(10)}{\left[\sigma^{\varsigma\xi}\sqrt{g}\right]} + \underset{(11)}{\frac{\partial}{\partial\xi}\int_{\varsigma_-}^{\varsigma_+}\sigma^{\xi\xi}\sqrt{g}\,d\varsigma} + \underset{(12)}{F_r^\xi}. \tag{3.2.68}$$

Вычтем уравнение (3.2.65) из уравнения (3.2.64). С учетом определений (3.2.15), (3.2.54) и (3.2.59) находим:

$$\underset{(13)}{\frac{\partial(P_r + D_r)}{\partial t}} - \underset{(14)}{\left[q^\varsigma P\sqrt{g}\right]} = \int_{\varsigma_-}^{\varsigma_+}\left(\underset{(15)}{\sigma^{\varsigma\varsigma}\frac{\partial v_\varsigma}{\partial\varsigma}} + \underset{(16)}{\sigma^{\varsigma\xi}\frac{\partial v_\xi}{\partial\varsigma}} + \underset{(17)}{\sigma^{\varsigma\xi}\frac{\partial v_\varsigma}{\partial\xi}}\right)\sqrt{g}\,d\varsigma. \tag{3.2.69}$$

3.2.3.6. Масштабирование

Члены уравнений (3.2.66)–(3.2.69) пронумерованы для удобства проведения масштабного анализа. Безразмерные переменные, обозначаемые буквами со штрихами, определяются формулами:

$$t = t^* t',\ \varsigma = L_\varsigma\varsigma',\ \xi = L_\xi\xi',\ \mathbf{v} = v^*\mathbf{v}',\ \mathbf{D} = v^*\mathbf{D}',\ \sigma = \sigma^*\sigma', \tag{3.2.70}$$

где $L_\varsigma = 50$ м – характерная ширина тороса, $v^* = 0{,}1$ мс$^{-1}$ – характерное значение скорости дрейфа льда, $\sigma^* = 10^5$ Нм$^{-1}$, $t^* = L_\varsigma / v^* = 500$ с, $h^* = 1$ м. Предполагается, что длина L_ξ, характеризующая кривизну линии торошения, много больше ширины тороса: $L_\xi >> L_\varsigma$.

Характерное значение площади вертикального сечения тороса с использованием формул (3.2.47), (3.2.48) оценивается как $U_r^* = 0{,}1\, L_\varsigma^2 = 250$ м^2. Характерное значение осадки тороса равно $h_k^* = 10$ м. Характерные значения внешних сил оцениваются по формуле (3.2.24), где полагается $|\mathbf{V}_a| = 10$ мс$^{-1}$ и $|\mathbf{v}_w - \mathbf{v}| = 0{,}1$ мс$^{-1}$.

Характерные значения членов уравнений (3.2.66)–(3.2.69) представлены в таблице 3.2.1. Видно, что все члены в уравнении баланса массы одного порядка. В уравнении (3.2.67) член 7 много больше остальных слагаемых. Отсюда следует, что разность напряжений сжатия по разные стороны от тороса много меньше их характерной величины: $[\sigma] << \sigma^*$.

Поэтому далее полагается:

$$[\sigma] = 0. \tag{3.2.71}$$

Таблица 3.2.1

Характерные значения членов уравнений (3.2.66)–(3.2.69)

1	U_r^*/t^*	0,5 м^2/с
2	$v^* h^*$	0,1 м^2/с
3, 8	$p_I U_r^* v^*/t^*$	50 Нм$^{-1}$
4, 9	$p_I (v^*)^2 h^*$	10 Нм$^{-1}$
5, 10	σ^*	10^5 Нм$^{-1}$
6, 11	$\sigma^* L_\varsigma / L_\xi$	$10^5 L_\varsigma / L_\xi$ Нм$^{-1}$
7, 12	$\rho_w C_w h_k^* (v^*)^2$	100 Нм$^{-1}$
13	$\rho_I g h^* \mu L_\varsigma v^*$	10^4 Нс$^{-1}$
14	$\delta p_I g (h^*)^2 v^*$	50 Нс$^{-1}$
15, 16	$\sigma^* v^*$	10^4 Нс$^{-1}$
17	$\sigma^* v^* L_\varsigma / L_\xi$	$10^4 L_\varsigma / L_\xi$ Нс$^{-1}$

Из (3.2.61) и (3.2.71) вытекает:

$$\left[\sigma^{\varsigma\xi}\right] = 0. \tag{3.2.72}$$

Поэтому член 10 в уравнении (3.2.68) может быть опущен.

3.2.3.7. Динамические уравнения линии торошения

С использованием формул (3.2.36) уравнение (3.2.66) записывается в независящей от системы координат форме:

$$\frac{\partial U_r}{\partial t}=\left(-\mathbf{n}\cdot[\mathbf{v}]+\frac{\partial L_r}{\partial t}\right)\langle h\rangle,\ 2\langle h\rangle=h^{+}+h^{-}-\beta[h], \qquad (3.2.73)$$

где вектор нормали к линии торошения равен $\mathbf{n}=\nabla F_r\,|\nabla F_r|^{-1}$, и функция F_r удовлетворяет уравнению (3.2.40).

В случае, когда коэффициент β не зависит от времени, и выполнены предположения (3.2.44), уравнение (3.2.73) интегрируется по времени:

$$U_r-\kappa\sqrt{U_r}=\langle h\rangle\left(\delta x_n-\delta x_{n,0}\right),\ \delta x_n=\mathbf{n}\cdot\delta\mathbf{x},\ \kappa=\langle h\rangle L_r^0\left(U_r^0\right)^{-1/2}. \qquad (3.2.74)$$

Здесь $\delta\mathbf{x}$ – вектор относительного смещения льдин, определяющийся уравнением:

$$\frac{d\delta\mathbf{x}}{dt}=-[\mathbf{v}], \qquad (3.2.75)$$

$\delta x_{n,0}(\xi)$равно значению δx_n в момент времени, когда торошение начинается в точке ξ.

Из уравнения (3.2.74) следует:

$$2\sqrt{U_r}=\kappa+\sqrt{\kappa^2+4\langle h\rangle\left(\delta x_n-\delta x_{n,0}\right)}. \qquad (3.2.76)$$

Формула (3.2.76) показывает, что в рассматриваемом подходе на концах линии торошения всегда имеется торос, площадь вертикального сечения которого равна $U_r^0=\langle h\rangle L_r^0$; L_r^0 – начальная ширина тороса и $\kappa^2=U_r^0$. При $L_r^0<<4\delta x_n$ находим:

$$U_r\approx\langle h\rangle\left(\delta x_n-\delta x_{n,0}\right). \qquad (3.2.77)$$

Уравнение (3.2.68) с учетом (3.2.61) записывается в виде:

$$\frac{\partial I_r^{\xi}}{\partial t}=\frac{1}{2}\left(-n\cdot[v]+\frac{\partial L_r}{\partial t}\right)\left(h^{+}v_{+}^{\xi}+h^{-}v_{-}^{\xi}-\beta\left[hv^{\xi}\right]\right)+\frac{1}{\rho_i}\frac{\partial\left\langle\sigma^{\xi\xi}\right\rangle}{\partial\xi}. \qquad (3.2.78)$$

где $\left\langle\sigma^{\xi\xi}\right\rangle=\int_{\varsigma_-}^{\varsigma_+}\sigma^{\xi\xi}\sqrt{g}\,d\varsigma$, и может быть использовано для нахождения компоненты импульса тороса I_r^{ξ} и распределения напряжений $\left\langle\sigma^{\xi\xi}\right\rangle$ вдоль линии торошения.

Суммарный импульс линии торошения конечной длины равен $I_{12}^{\xi}=v^{\xi}\int_{\xi_1}^{\xi_2}U_r\,d\xi$. Интегрирование уравнения (3.2.78) от ξ_1 до ξ_2 при заданной функции $U_r(\xi)$ и заданных в точках ξ_1 до ξ_2 напряжениях $\left\langle\sigma^{\xi\xi}\right\rangle$ позволяет определить скорость v^{ξ}. Подставляя это значение в уравнение (3.2.78), находим распределение напряжений $\left\langle\sigma^{\xi\xi}\right\rangle$ вдоль линии торошения.

Уравнение баланса энергии (3.2.69) записывается с использованием формул (3.2.36), (3.2.54) и (3.2.71) в виде:

$$\frac{\partial P_r}{\partial t}=\Sigma\left(\mathbf{n}\cdot[\mathbf{v}]-\frac{\partial L_r}{\partial t}\right)-\sigma\mathbf{n}\cdot[\mathbf{v}], \qquad (3.2.79)$$

где $2\Sigma = \sigma_d^+ + \sigma_d^- - P^+ - P^- - \beta[\sigma_d - P]$. Используя гипотезу об автомодельности формы тороса (3.2.44) и уравнения (3.2.73), (3.2.79), находим нормальное напряжение на линии торошения в виде:

$$\sigma = -\frac{\langle h\rangle \dfrac{dP_r}{dU_r} + \Sigma}{1 - \langle h\rangle \dfrac{dL_r}{dU_r}}. \qquad (3.2.80)$$

Формула (3.2.80) описывает зависимость напряжения σ от площади вертикального сечения тороса U_r при заданных обобщенных силах σ_d^+ и σ_d^-.

В силу автомодельности формы тороса любой параметр, характеризующий форму и размер вертикального сечения тороса, является функцией U_r. Полагая, что сечение тороса имеет форму двух треугольников, с использованием формул (3.2.47) и (3.2.48) находим зависимость напряжения σ от глубины осадки киля тороса h_k:

$$\sigma = -\frac{\rho_i g h_k}{2} \cdot \frac{\lambda\langle h\rangle h_k + \delta\left(\beta[h]^2 - \left(h^+\right)^2 - \left(h^-\right)^2\right)}{h_k - \langle h\rangle}, \qquad (3.2.81)$$

$$\lambda = \frac{2\mu(1+\gamma)}{\tan\varphi_k},\ \gamma = \frac{\delta\tan\varphi_k}{2\mu(1-\delta)}.$$

Из (3.2.81) следует, что напряжение σ не зависит от параметра β при $h^+ = h^- = h$:

$$\sigma = -\rho_i g h h_k \frac{\lambda h_k - \delta h}{2(h_k - h)}. \qquad (3.2.82)$$

Для торосов с глубиной киля, значительно превышающей толщину ровного льда $\left(h_k >> \langle h\rangle\right)$, получаем оценку:

$$\sigma \approx -\frac{\rho_i g \lambda}{2} h_k \langle h\rangle. \qquad (3.2.83)$$

Выражение (3.2.83) с учетом соотношений (3.2.48) и (3.2.77) переписывается в виде:

$$\sigma \approx -0{,}4\rho_i g \lambda \langle h\rangle^{3/2} \sqrt{\delta x_n}. \qquad (3.2.84)$$

Работа, расходуемая на постройку тороса, оценивается формулой:

$$A_r \approx 0{,}4\rho_i g \lambda \left(\langle h\rangle \delta x_n\right)^{3/2}. \qquad (3.2.85)$$

Из (3.2.47), (3.2.48) и (3.2.77) следует, что потенциальная энергия тороса оценивается формулой:

$$P_r \approx 0{,}45 \frac{\rho_i g \delta}{1-\delta} \left(\langle h\rangle \delta x_n\right)^{3/2}. \qquad (3.2.86)$$

При $\rho_i = 930$ кг·м$^{-3}$ и $\rho_w = 1020$ кг·м$^{-3}$ находим, что $\gamma < 0{,}1$, если $\varphi_k < 30°$ и $\mu > 0{,}3$. Из (3.2.83), (3.2.85) и (3.2.86) получаем оценки (в системе СИ – Нм$^{-1}$):

$$\sigma \approx -9114\frac{\mu\langle h\rangle h_k}{\tan\varphi_k},\ \sigma \approx -7291\frac{\mu\langle h\rangle^{3/2}\sqrt{\delta x_n}}{\tan\varphi_k},$$

$$\frac{A_r}{P_r} \approx \frac{20\mu}{tan\varphi_k}. \qquad (3.2.87)$$

Полагая $\mu = 0{,}3$, $\varphi_k = 30°$, $h_k = 10$ м и $\langle h\rangle = 1$ м, находим, что $\sigma \approx -5\cdot10^4$ Нм$^{-3}$ и $A_r/P_r = 10$.

В работе (Hopkins M.A., 1998) использовалось значение коэффициента Пуассона $\mu = 0{,}6$. В этом случае вторая формула (3.2.87) при $\varphi_k = 30°$ дает оценку, близкую к формуле (3.2.9).

3.2.3.8. Автоколебательные движения льдин при торошении

В качестве примера использования описываемой модели рассмотрим динамическую задачу о ветровом сжатии нескольких больших льдин одинаковой толщины h, имеющих круговую форму (рис. 3.2.8*а*, 3.2.10).

Предполагается, что с одной стороны при $x = 0$ льдины имеют контакт с жестким неподвижным препятствием (берегом или припаем). С другой стороны от льдин плавает мелкобитый лед толщины h_c небольшой сплоченности (дисперсный лед), который может уплотняться вблизи льдин под воздействием ветра. Сплоченный лед показан на рисунках 3.2.8*а*, 3.2.10 маленькими дисками. Граница между дисперсным и сплоченным льдом обозначена линией *B*. Ширина области сплоченного льда равна *L*.

Предполагается, что сила трения ветра аккумулируется на площади ледяного покрова, расположенного между берегом и границей *B*. При торошении кром-

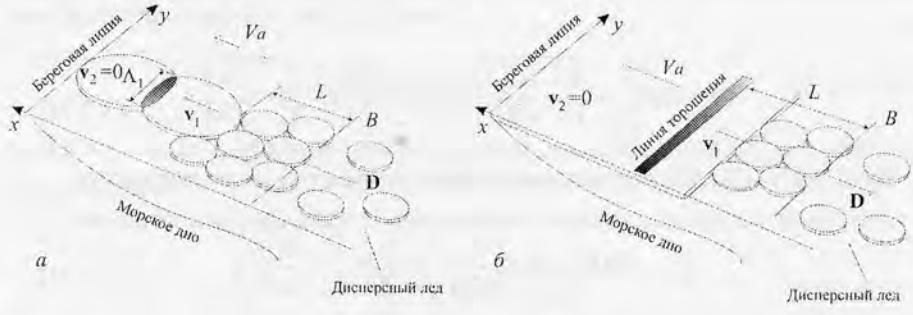


Рис. 3.2.8. Схема взаимодействия двух круговых льдин и дисперсного ледяного покрова (*а*). Схема формирования параллельной берегу гряды торосов (*б*).
Вектор V_a означает скорость ветра, направленную в сторону берега

ки круговые льдины сминаются, и их объем становится меньше благодаря выдавливанию обломков льда в торосы. Круговые льдины пронумерованы от 1 до N так, что льдина N имеет контакт с берегом. Торосы между льдинами пронумерованы от 1 до N–1. На рис. 3.2.8*а* показан случай $N = 2$ и на рис. 3.2.10 – случай $N = 4$. Полагается, что скорость движения дисперсного льда равна скорости движения льдины 1, и льдина N находится в покое.

Уравнения движения льдины n $(1 \le n < N)$ имеют вид:

$$\rho_i U_n \frac{dv_n}{dt} = F_n - F_{n-1} + F_{n,ext}, \quad \frac{d\delta x_n}{dt} = v_n - v_{n+1}, \tag{3.2.88}$$

где v_n, U_n – скорость движения и объем n-й льдины, δx_n – относительное смещение n и n+1 льдин, F_n – сила, действующая со стороны льдины n на льдину n+1, $F_{n,\,ext}$ – внешняя сила трения, действующая со стороны ветра и воды на поверхность льдины n. Объем U_1 определяется формулой:

$$U_1 = h\pi R^2 - U_{t,1}/2 + 2RLh_c, \tag{3.2.89}$$

где $h\pi R^2$ – начальный объем круговой льдины, $U_{t,1}/2$ – половина объема тороса 1, $2RLh_c$ – объем полосы сплоченного льда. Объем U_n (n>1) определен формулой:

$$U_n = h\pi R^2 - \left(U_{t,n-1} + U_{t,n}\right)/2. \tag{3.2.90}$$

Объем тороса n вычисляется по формуле:

$$U_{t,n} = \int_{-\Lambda_{r,n}/2}^{\Lambda_{r,n}/2} U_{r,n}\,dy, \tag{3.2.91}$$

где координата y направлена вдоль линии тороса, $\Lambda_{r,n}$ – длина n-го тороса, $U_{r,n}$ – площадь вертикального сечения n-го тороса. Площадь $U_{r,n}$ связана с относительным смещением n и n+1 льдин формулой (3.2.77):

$$U_{r,n} = h\left(\delta x_n - \delta x_{0,n}\right), \tag{3.2.92}$$

где

$$\delta x_n = 2R\left(1 - \sqrt{1 - \frac{\Lambda_{r,n}^2}{4R^2}}\right), \quad \delta x_{0,n} = 2R\left(1 - \sqrt{1 - \frac{y^2}{R^2}}\right). \tag{3.2.93}$$

Из (3.2.91)–(3.2.93) следует зависимость объема тороса от его длины:

$$U_{t,n} = 2hR\left(\arcsin\left(\frac{\Lambda_{r,n}}{2R}\right) - \frac{\Lambda_{r,n}}{2R}\sqrt{1 - \frac{\Lambda_{r,n}^2}{4R^2}}\right). \tag{3.2.94}$$

Формулы (3.2.93) и (3.2.94) позволяют представить объем тороса $U_{t,n}$ в виде функции от смещения δx_n. Используя уравнения (3.2.92), (3.2.93) и (3.2.49), находим осадку тороса:

$$h_{k,n} \approx 0,77\sqrt{2hR\left(\sqrt{1-\frac{y^2}{R^2}}-\sqrt{1-\frac{\Lambda_{r,n}^2}{4R^2}}\right)}. \qquad (3.2.95)$$

Суммарная сила сжатия между n и $n+1$ льдинами находится интегрированием соотношения (3.2.83) вдоль линии торошения:

$$F_n = -\frac{\rho_i g\lambda}{2} h \int\limits_{-\Lambda_{r,n}/2}^{\Lambda_{r,n}/2} h_{k,n}\, dy. \qquad (3.2.96)$$

Оценки показывают, что формула (3.2.96) может быть записана в приближенном виде:

$$F_n \approx -0,4\rho_i g\lambda h h_{k,max}^n \Lambda_{r,n},\ h_{k,max}^n = h_{k,n}\big|_{y=0}, \qquad (3.2.97)$$

когда $\Lambda_r < 2R$ и R изменяется в интервале от 500 м до нескольких километров.

Внешняя сила $F_{n,ext}$ равна сумме сил трения ветра и воды о верхнюю и нижнюю поверхности льдин:

$$\begin{aligned} F_{1,ext} &= \left(F_a - F_w\right)\left(\pi R^2 - U_{t,1}/(2h) + 2RL\right), \\ F_{n,ext} &= \left(F_a - F_w\right)\left(\pi R^2 - U_{t,n}/(2h)\right),\ n>1 \end{aligned} \qquad (3.2.98)$$

Выражения для F_a и F_w вытекают из (3.2.24):

$$F_a = \rho_a C_a V_a^2,\ F_w = \rho_w C_w v^2, \qquad (3.2.99)$$

где $C_a = 0,003$ и $C_w = 0,005$.

Ширина L области сплоченного льда увеличивается со временем. Простейшее описание изменения L во времени связано с рассмотрением кинематической волны, распространяющейся от берега и разделяющей дисперсный и сплоченный лед (Марченко А.В., 1992). Линия B совпадает с положением кинематической волны. Скорость волны равна

$$D(v_1, v_d) = -\frac{v_1 - Av_d}{1-A}, \qquad (3.2.100)$$

где A и v_d – сплоченность и скорость дрейфа дисперсного льда, расположенного за линией B.

Изменение ширины полосы сплоченного льда находится из уравнения:

$$\frac{dL}{dt} = v_1 + D\left(v_1, v_d\right). \qquad (3.2.101)$$

Результаты численных расчетов при $N = 2$ представлены на рисунке 3.2.9 жирными кривыми, показывающими зависимость скорости υ_1 и осадки тороса $h_{k,max}^1$ от времени t при сжатии двух круговых льдин радиуса $R = 2$ км. Скорость

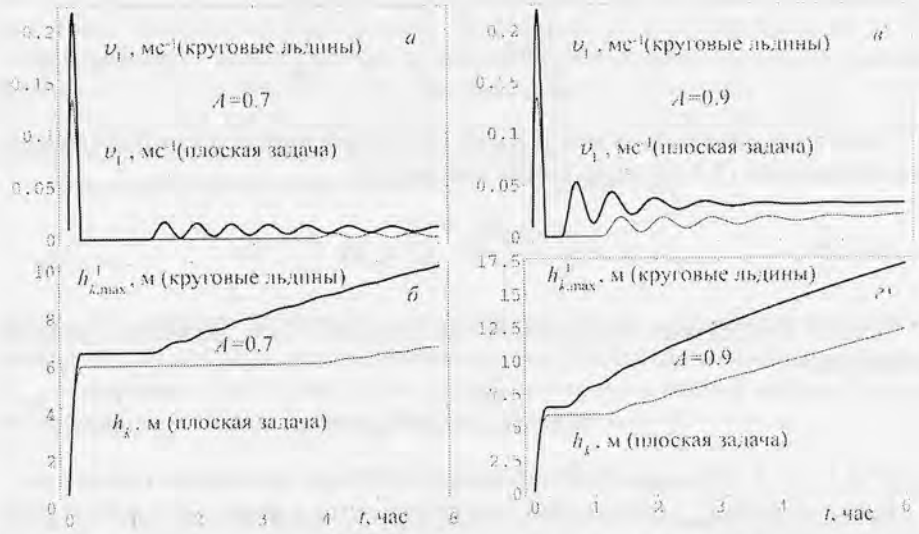


Рис. 3.2.9. Зависимости скорости движения круговой льдины (рис. 3.2.8*а*) и максимальной осадки киля тороса между круговыми льдинами $h^1_{k,max}$ от времени обозначены жирными линиями. Тонкие линии обозначают аналогичные зависимости скорости ледяного покрова υ_1 и осадки тороса h_k при взаимодействии протяженного ледяного поля с неподвижным ледяным покровом вблизи берега (рис. 3.2.8*б*)

ветра полагается равной $V_a = 15$ мс$^{-1}$. Толщина льдин сплоченного и дисперсного льда полагается равной $h = h_c = 0{,}7$ м. Скорость дисперсного льда полагается равной $v_d = 0{,}2$ мс$^{-1}$. Сплоченность дисперсного льда полагается равной A = 0,7 (рис. 3.2.9*а*, *б*) или $A = 0{,}9$ (рис. 3.2.9*в*, *г*).

Начальные условия имеют вид:

$$v_1\big|_{t=0} = 0,\ \delta x_1\big|_{t=0} = 0,\ L\big|_{t=0} = 0. \qquad (3.2.102)$$

Из рисунка 3.2.9*а*, в видно, что льдина 1 ускоряется до 22 см/с в течение первых 5 мин после начала торошения. В следующие 5 мин скорость льдины υ_1 падает до нуля. Осадка киля тороса возрастает до 6,5 м за это время. Таким образом, первый этап торошения занимает примерно 10 мин.

Следующий этап торошения начинается примерно через 1 час при $A = 0{,}7$ и через 20 мин при $A = 0{,}9$. В течение этого времени ширина полосы сплоченного льда L становится достаточно большой, чтобы аккумулировать ветровые напряжения, достаточные для торошения. На втором этапе процесс торошения имеет осцилляционный характер, при котором период колебаний близок к 0,5 час. Колебательное движение льдины 1 является следствием взаимодействия кинематической волны, формирующей полосу сплоченного льда, и процесса торошения, при котором обломки краев льдин выдавливаются в торос. Торошение является более быстрым процессом, чем накопление сплоченного льда, поэтому оно периодически заканчивается и начинается снова, когда длина L становится

достаточно большой. Период колебательного движения длится более 5 час при $A = 0{,}7$ и примерно 2,5 час при $A = 0{,}9$. Затем процесс торошения выходит на почти стационарный режим, при котором скорости движения льдин практически постоянны. За 6-часовой период максимальная глубина киля тороса достигает 10 м при $A = 0{,}7$ (рис. 3.2.9*б*) и 17,5 м при $A = 0{,}9$ (рис. 3.2.9*г*).

Аналогичный процесс развивается при рассмотрении плоской постановки задачи, когда линия торошения имеет форму прямой линии, параллельной берегу (рис. 3.2.8*б*). Уравнения, описывающие рассматриваемый процесс, аналогичны (3.2.88) (Marchenko A. 1999*a*; Marchenko A. and Makshtas A., 2001). Результаты расчетов представлены тонкими линиями на рис. 3.2.9. Так же как и в случае круговых льдин, полагается $V_a = 15$ мс$^{-1}$, $h = h_c = 0{,}7$ м, $A = 0{,}7$ и $v_d = 0{,}2$ мс$^{-1}$. Начальные условия в отличие от (3.2.102) имеют вид:

$$v_1\big|_{t=0} = 0,\ \delta x_1\big|_{t=0} = 0,\ L\big|_{t=0} = 20 \text{ км}. \qquad (3.2.103)$$

Основное различие между задачей о круговых льдинах и плоской задачей заключается в различной начальной длине L. В первом случае ветровые напряжения на начальном этапе движения накапливаются только на поверхности круговой льдины радиуса 2 км, и это обусловливает формирование в течение 10 мин тороса с максимальной глубиной киля 6,5 м. Во втором случае формирование тороса с килем 6 м происходит при накоплении ветровых напряжений на дистанции 20 км. Этот результат показывает влияние концентрации напряжений вследствие ограниченного размера льдин и малой начальной длины тороса на процесс торошения. В первом случае начальная длина тороса близка к нулю, сила взаимодействия льдин мала в начальные моменты времени, и льдины имеют возможность приобрести достаточно большую относительную скорость. Во втором случае длина линии торошения не меняется со временем.

Свойства колебательных движений льдин исследуются при $N = 4$ (рис. 3.2.10).

Рассматриваются следующие начальные условия:

$$v_i\big|_{t=0} = 0,\ \delta x_i\big|_{t=0} = 0,\ L\big|_{t=0} = 0. \qquad (3.2.104)$$

Скорость ветра задается формулой:

$$V_a = 20\tanh\left(\frac{t}{\tau \cdot 3600}\right), \qquad (3.2.105)$$

где $\tau = 0{,}5$ или $\tau = 2$. При $\tau = 0{,}5$ скорость ветра увеличивается от нуля до 20 мс$^{-1}$ в течение получаса, при $\tau = 2$ это происходит за два часа. Толщина круговых льдин $h = 0{,}7$ м, толщина сплоченного и дисперсного льда равна $h_c = 1{,}5$ м. Скорость дисперсного льда равна $v_d = 0{,}2$ мс$^{-1}$.

Результаты численных расчетов для различных значений радиуса льдин R, сплоченности дисперсного льда A и параметра τ представлены на рисунках 3.2.11–3.2.14. Из рисунков видно, что наряду с низкочастотными осцилляциями с периодом от получаса до часа, хорошо заметными на рисунках 3.2.11–3.2.14*a*, движение льдин может иметь более высокочастотные колебания.

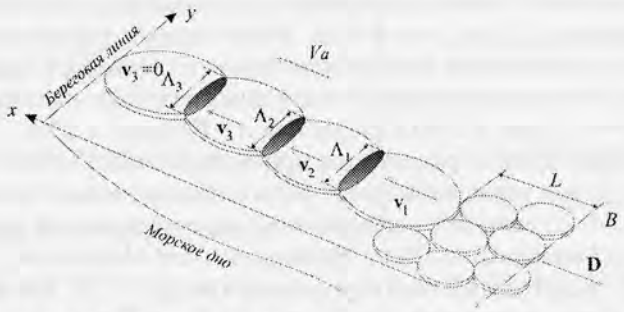


Рис. 3.2.10. Схема взаимодействия четырех круговых льдин и дисперсного ледяного покрова. Вектор V_a обозначает скорость ветра, направленного в сторону берега

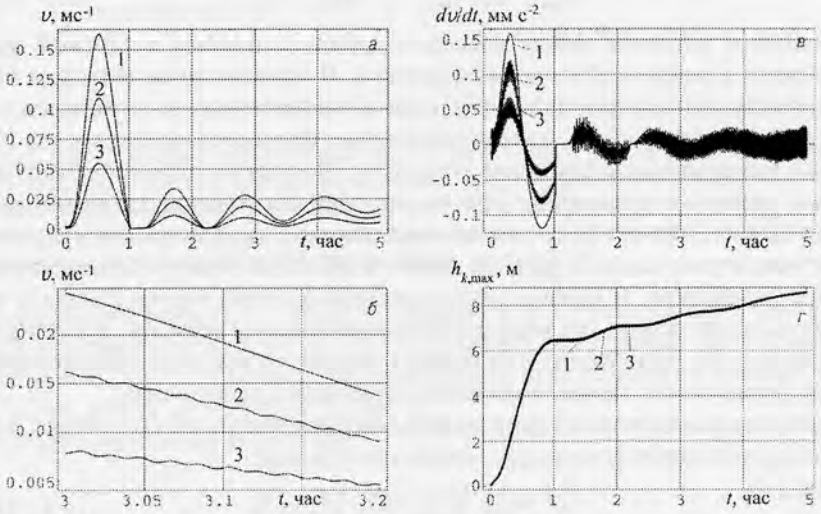


Рис. 3.2.11. Зависимости скорости круговых льдин (*а*, *б*), ускорений круговых льдин (*в*) и максимальной осадки торосов между ними (*г*) от времени.

Цифры 1,2,3 на рисунках (*а*, *б*, *в*) обозначают скорости и ускорения льдин 1, 2, 3 соответственно, цифры 1, 2, 3 на рисунке (*г*) обозначают максимальную осадку торосов, формирующихся между льдинами 1 и 2. R=100 м, A=0,7, t = 0,5

Наличие высокочастотных колебаний льдин 2 и 3 хорошо заметно на рис. 3.2.11*б*, 3.2.12*б*, 3.2.14*б*. Период высокочастотных колебаний близок к 1,2 мин в случае, когда радиус льдин R = 100 м (рис. 3.2.11*б*), и к 4 мин, когда радиус льдин R = 500 м (рис. 3.2.12*б* и 3.2.14*б*). Фазы низкочастотных колебаний льдин практически совпадают, фазы высокочастотных колебаний различных льдин достаточно сильно отличаются. Поэтому высокочастотные колебания обусловлены взаимодействием процессов торошения на разных краях льдин. Низкочастотные колебания связаны с взаимодействием кинематической волны уплотнения дисперсного льда и с процессами формирования торосов.

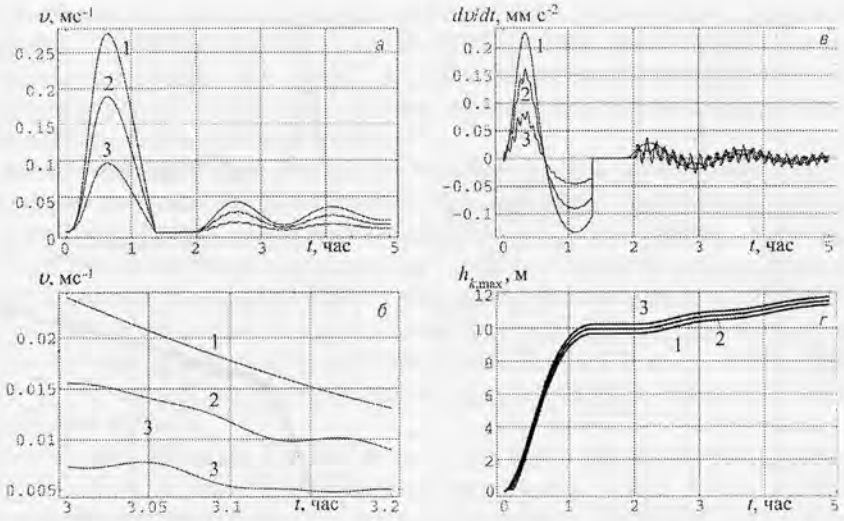


Рис. 3.2.12. Те же зависимости, что и на рисунке 3.2.11. R=500 м, A=0,7, t = 0,5

Из рисунков 3.2.11 и 3.2.12 вытекает, что период низкочастотных и высокочастотных осцилляций уменьшается при уменьшении размеров льдин, между которыми формируются торосы. Сравнивая рисунки 3.2.12 ($A = 0,7$) и 3.2.13 ($A = 0,9$) находим, что увеличение сплоченности дисперсного льда приводит к затуханию высокочастотных колебаний и к уменьшению периода, в течение которого возбуждаются низкочастотные колебания. Аналогичный эффект наблюдался в случае $N = 2$ (рис. 3.2.9). Сравнивая рисунки 3.2.12 ($\tau = 0,5$) и 3.2.14 ($\tau = 2$), можно сделать вывод о возрастании интенсивности высокочастотных осцилляций при снижении скорости нарастания ветра. Из рисунков 3.2.11–3.2.14*г* следует, что колебательные движения льдин практически не проявляются в законе изменения размеров торосов. Размеры всех торосов практически одинаковы в любой момент времени.

Осциллирующее движение льдин при сжатии может быть названо автоколебаниями, так как оно возникает при воздействии постоянной ветровой нагрузки на лед. Автоколебания ледяного покрова неоднократно регистрировались в натурных экспериментах (Martin S. and Drucker R., 1991; Смирнов В.Н., 1996).

При подвижках льдины изгибаются и разрушаются, излучая акустические и более низкочастотные волны. Часть энергии передается в воду и распространяется в виде низкочастотных гравитационных поверхностных и внутренних волн. Спектральный анализ возмущений показывает, что достаточно часто в спектре колебаний морской воды присутствуют низкочастотные возмущения периодом несколько минут (Bates H.F. and Shapiro L.H., 1980). Проведенные расчеты показывают, что источником низкочастотных колебаний могут являться нерегулярные подвижки льдин, сопровождающиеся торошением.

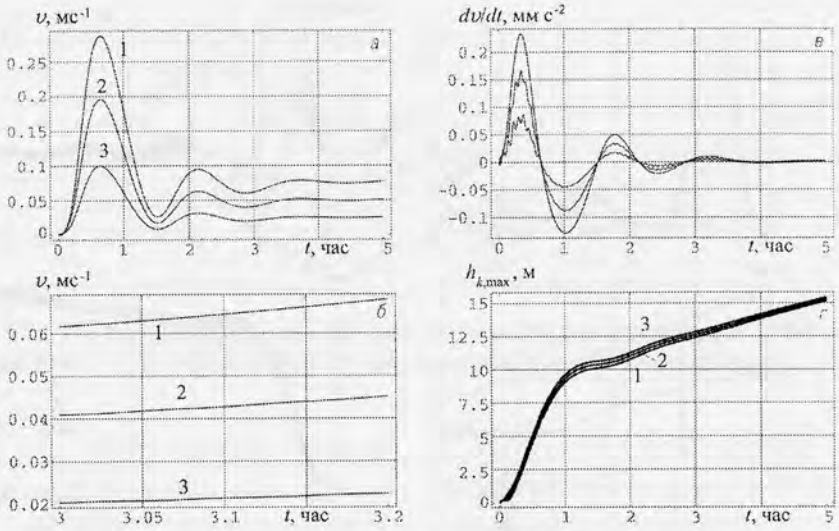


Рис. 3.2.13. Те же зависимости, что и на рис. 3.2.11. R=500 м, A=0,9, t = 0,5

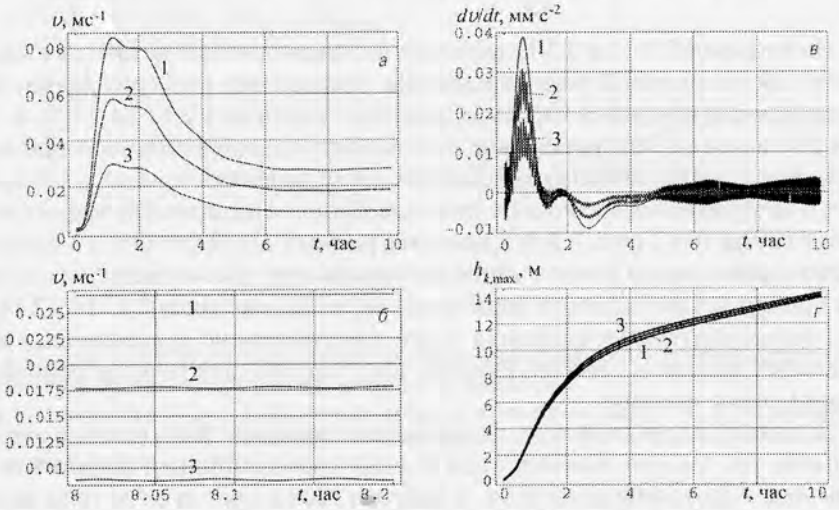


Рис. 3.2.14. Те же зависимости, что и на рис. 3.2.11. R=500 м, A=0,7, t = 2

3.2.3.9. О механизме ограничения вертикальных размеров торосов

Выше была рассмотрена модель торошения, в которой предполагалось, что торос формируется вдоль линии контакта ледяных полей при их сжатии. При этом куски льда вытесняются на лед и под воду таким образом, что вертикальный размер тороса возрастает пропорционально его ширине. Кун и Пармертер (Coon R.R. and Parmerter M.D., 1980) высказали гипотезу о том, что вертикаль-

ный размер тороса не может превышать некоторого критического значения, зависящего от толщины льда, из которого формируется торос. Численные расчеты Хопкинса (Hopkins M.A., 1994), использующие модель дискретных частиц, подтвердили эту гипотезу. Было найдено хорошее соответствие с натурными данными о максимальной осадке торосов.

Визуальные наблюдения морского ледяного покрова показывают существование полей полностью всторошенного льда, называемых в соответствии с принятой терминологией «жатый лед» (Номенклатура морских льдов, 1974). Жатый лед состоит из хаотически перемешанных обломков льдин без ярко выраженных гребней и впадин. Поля жатого льда представляют большую опасность для судоходства, так как обладают большей толщиной и прочностью, чем ровный лед, и плохо идентифицируются на аэрофотоснимках (Lewis J.E. et al., 1993). Предполагается, что жатый лед формируется из локализованных торосов, достигших критической высоты.

Рассмотрим возможную схему разрушения ледяного поля около кромки жатого льда, объясняющую существование предельной осадки тороса, необходимой для реализации сценария строительства тороса только в горизонтальном направлении. Разрушение кромки ровного льда, расположенного в области $x > 0$, происходит в пограничной зоне, разделяющей жатый лед толщины h_r и ровный лед толщины h (рис. 3.2.15).

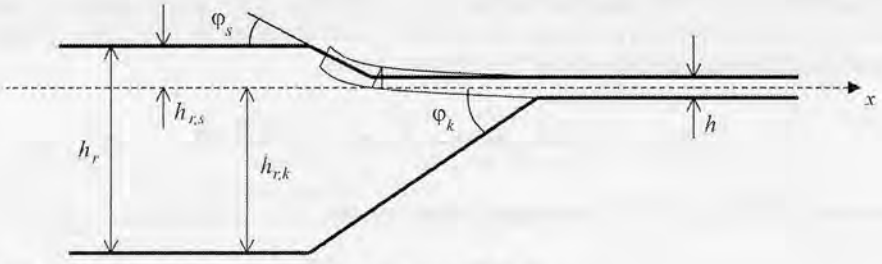


Рис. 3.2.15. Схема строительства тороса жатого льда

Полагая, что пористость жатого льда равна единице, из условия гидростатического равновесия находим, что толщина надводной (h_s) и подводной (h_k) частей жатого льда связаны соотношением:

$$\delta h_k = (1-\delta) h_s. \qquad (3.2.106)$$

Для устойчивого строительства тороса жатого льда только в горизонтальном направлении необходимо, чтобы структура пограничной зоны сохранялась во времени.

Запишем баланс основных сил, действующих в вертикальном направлении на пограничную зону:

$$F_f + F_g + F_b = 0, \qquad (3.2.107)$$

где F_f – сила, возникающая за счет упругого изгиба края ровного льда, F_g – сила тяжести и F_b – сила плавучести. Силы тяжести и плавучести определяются формулами:

$$F_g = -\rho_i g(U_s + U_k),\ F_b = \rho_w g U_k, \qquad (3.2.108)$$

где U_s и U_k – площади вертикальных сечений надводной и подводной частей пограничной зоны. Полагая, что форма вертикальных сечений близка к треугольной, получаем оценку:

$$F_g + F_b = \rho_i g \gamma h_k^2,\ \gamma = \frac{\delta}{2(1-\delta)\tan\varphi_k}\left(1 - \frac{\delta\tan\varphi_k}{(1-\delta)\tan\varphi_s}\right), \qquad (3.2.109)$$

где φ_s и φ_k – углы ската надводной и подводной частей пограничной зоны.

Изгибная сила, действующая на край ровного льда, оценивается формулой (Ландау Л.Д. и Лифшиц Е.М., 1965):

$$F_f = D\lim_{x\to+0}\frac{d^3\eta}{dx^3},\ D = \frac{Eh^3}{12(1-\nu^2)}, \qquad (3.2.110)$$

где E и ν – модуль Юнга и коэффициент Пуассона льда. Изгиб ровного льда описывается уравнением:

$$D\frac{d^4\eta}{dx^4} + \rho_w g\eta = 0. \qquad (3.2.111)$$

Граничные условия для уравнения (3.2.111) вытекают из затухания возмущений при $x \to \infty$, условия разрушения ровного льда изгибом и отсутствия крутящих моментов на краю ровной ледяной пластины:

$$\lim_{x\to\infty}\eta = 0,\ \frac{Eh}{2(1-\nu^2)}\max_{x>0}\left|\frac{d^2\eta}{dx^2}\right| = \sigma_{cr},\ \lim_{x\to+0}\frac{d^2\eta}{dx^2} = 0. \qquad (3.2.112)$$

Решение (3.2.111), (3.2.112) приводит к формулам:

$$F_f = \sigma_{cr}\frac{h^2}{3\lambda\sqrt{2}}e^{\pi/4},\ \lambda^4 = \frac{4D}{\rho_w g}. \qquad (3.2.113)$$

Из (3.2.107), (3.2.109) и (3.2.113) находим, что

$$h_k = Kh^{5/8},\ K^2 = \frac{\sigma_{cr}}{3\rho_i g\gamma}\left(\frac{3\rho_w g(1-\nu^2)}{4E}e^{\pi}\right)^{1/4}. \qquad (3.2.114)$$

Полагая $E = 3\cdot10^9$ Нм$^{-2}$, $\nu = 0{,}34$, $\rho_i = 930$ кг·м$^{-3}$, $\rho_w = 1020$ кг·м$^{-3}$, $\varphi_s \approx 30°$ и $\varphi_k \approx 30°$, находим, что $K \approx 13$ м$^{3/8}$ при $\sigma_{cr} = 5\cdot10^6$ Нм$^{-2}$ и $K \approx 19$ м$^{3/8}$ при $\sigma_{cr} = 5\cdot10^7$ Нм$^{-2}$. Видно, что между второй формулой (3.2.8) и (3.2.114) имеется качественное и количественное соответствие.

3.2.3.10. Модель формирования поля сжатого льда

Положим, что внутри пограничной зоны между ровным и жатым льдом не происходит накопления массы и импульса, и запишем законы сохранения мас-

сы и импульса жатого и ровного льда в системе координат, связанной с пограничной зоной:

$$\begin{aligned} hv &= h_r v_r, \\ \sigma - \rho_i h v^2 &= \sigma_r - \rho_i h_r v_r^2, \end{aligned} \tag{3.2.115}$$

где h и h_r – толщина ровного и жатого льда, v и v_r – скорости ровного и жатого льда, σ и σ_r – напряжения в ровном и жатом льде.

Закон сохранения энергии имеет вид:

$$\sigma v - \left(\frac{1}{2}\rho_i h v^2 + P\right)v = \sigma_r v_r - \left(\frac{1}{2}\rho_i h_r v_r^2 + P_r\right)v_r + \frac{dD_r}{dt}, \tag{3.2.116}$$

где $P = \rho_i \delta g h^2/2$ и $P_r = \rho_i \delta g h_r^2/2$ – плотности потенциальной энергии ровного и жатого льда, dD_r/dt – скорость диссипации энергии в пограничной зоне.

Полагая, что основной механизм диссипации энергии связан с трением кусков ровного о поверхность жатого льда в пограничной зоне, по аналогии с формулой (3.2.55) запишем

$$dD_r = -\sigma_d v dt,\ \sigma_d = \rho_i g h \mu L_d, \tag{3.2.117}$$

где L_d – длина эшелона кусков льда, заталкиваемых на поверхность жатого льда в пограничной зоне. Для оценок можно положить, что L_d равно ширине пограничной зоны:

$$L_d = \frac{h_{r,k}}{\tan\varphi_k}, \tag{3.2.118}$$

где $h_{r,k} = (1-\delta)h_r$ – осадка сжатого льда.

Из уравнений (3.2.115)–(3.2.117) находим:

$$v_r = \frac{hv}{h_r},\ \sigma_r = \sigma - \rho_i h v^2\left(1 - \frac{h}{h_r}\right), \tag{3.2.119}$$

$$\sigma = \frac{\rho_i h v^2}{2}\left(1 - \frac{h}{h_r}\right) - \frac{\delta \rho_i g h h_r}{2} - \sigma_d\left(1 - \frac{h}{h_r}\right)^{-1}. \tag{3.2.120}$$

Полагая $v \approx 0{,}1$ мс$^{-1}$, $\rho_i = 930$ кг·м$^{-3}$, $\rho_w = 1020$ кг·м$^{-3}$, получаем с учетом формулы (3.2.118) оценки:

$$\sigma \approx \frac{\rho_i g \lambda}{2} h_{r,k} h,\ \sigma_r \approx \sigma, \tag{3.2.121}$$

где коэффициент определяется формулами (3.2.81).

Из формул (3.2.83) и (3.2.121) вытекает, что напряжения при строительстве треугольного тороса с осадкой h_k примерно равны напряжениям при формировании жатого льда с такой же осадкой $h_{r,k} = h_k$.

3.2.4. Учет торошения в крупномасштабных моделях динамики ледяного покрова

3.2.4.1. Уравнение для оценки изменения сплоченности и средней толщины льда

При описании движения льда в Арктическом бассейне используются модели, характерный масштаб осреднения которых порядка нескольких десятков километров. Иными словами, материальной точке модели соответствует область на поверхности океана диаметром порядка 50 км. Анализ спутниковых снимков показывает, что на таких масштабах отклонение в движении отдельных льдин не превышает 5 % от осредненного непрерывного движения ледяного покрова (Nye J.F. and Thomas D.R., 1974; Легеньков А.П., 1992). Ледяной покров (ЛП) при рассмотрении его торошения обычно представляется сплошной средой. Поверхностная плотность ЛП пропорциональна произведению средней толщины льда $\langle h \rangle$ на сплоченность A:

$$M = \rho_i A \langle h \rangle. \tag{3.2.122}$$

Средняя плотность потенциальной энергии льда в соответствии с выражением (3.2.17) определяется формулой:

$$\langle P \rangle = c_p \langle h \rangle^2. \tag{3.2.123}$$

Для расчета термодинамических процессов, связанных с теплообменом между атмосферой и океаном, таянием или замерзанием льда, необходима информация о параметрах $\langle h \rangle \geq 0$ и $A \in (0,1)$. Для их определения имеется только одно уравнение, вытекающее из закона сохранения массы (3.2.10) при $\rho_i = const$:

$$\frac{d\left(A\langle h \rangle\right)}{dt} + A\langle h \rangle \nabla \cdot \mathbf{v} = S_M , \tag{3.2.124}$$

где $\mathbf{v}$ – скорость крупномасштабного дрейфа льда. Получение второго уравнения связано с рассмотрением дополнительных гипотез о перераспределении объемной деформации между процессами изменения сплоченности и средней толщины льда и об изменении сплоченности льда вследствие бокового таяния или намерзания. Далее процессы таяния и намерзания не рассматриваются, и полагается $S_M = 0$. Возможная форма записи уравнений для изменения $\langle h \rangle$ и A при торошении имеет вид:

$$\frac{dA}{dt} = A(\phi - e_I), \quad \frac{d\langle h \rangle}{dt} = -\langle h \rangle \phi. \tag{3.2.125}$$

Функция $\phi(A, h, e_I, e_{II})$ описывает перераспределение объемной деформации, $e_I = \nabla \cdot \mathbf{v}$, $e_{II} = e_1 - e_2$ – разность максимального (e_1) и минимального (e_2) главных значений двумерного тензора скоростей необратимых (пластических) деформаций ЛП.

Неравенства:

$$\phi \leq 0, \ \lim_{A \to 1+0} (\phi(A, h, e_I, e_{II}) - e_I) \leq 0, \ \lim_{A \to -0} A(\phi - e_I) = 0 \tag{3.2.126}$$

обеспечивают выполнение условий $d\langle h\rangle \geq 0$, $d\langle P\rangle \geq 0$, $A \in (0,1)$. Умножая первое уравнение (3.2.125) на $\langle h\rangle$, второе уравнение (3.2.125) на A и складывая результаты, получаем уравнение (3.2.124).

В работах Хиблера (1984), Шинохары (1990) и Грэя и Киллворта (1996) использовались функции ϕ, определенные формулами:

$$\phi_H = \frac{1}{2}C(A)(|e_I| - \Delta), \phi_S = \frac{1}{2}C(A)(e_I - \Delta),$$
$$\phi_G = C(A)e_I\theta(-e_I), \qquad (3.2.127)$$
$$2\Delta = \sqrt{4e_I^2 + e_{II}^2}, AC(A) = \exp[-20(1-A)].$$

Было показано (Gray J.M. and Killworth P.D., 1996), что при чисто сдвиговых деформациях ($e_I = 0$) функции ϕ_H и ϕ_S приводят к монотонному уменьшению сплоченности A до нуля за конечный промежуток времени, затем сплоченность становится отрицательной. Функции ϕ_G удовлетворяет условиям (3.2.126), и ее использование в уравнениях (3.2.125) гарантирует выполнение условия $A \in (0,1)$.

3.2.4.2. Статистический подход при описании структуры ледного покрова в крупномасштабных моделях

Статистический подход для описания дрейфующего ЛП, основанный на использовании функции плотности распределения ледяного покрова по толщине $g(h)$, был разработан в моделях, построенных в ходе крупномасштабного эксперимента AIDJEX (Coon M.D. et al., 1974; Thorndike A.S. et al., 1975). Функция $g(h)$ определена в п. 3.2.1 и связана со сплоченностью и средней толщиной льда формулами (3.2.3) и (3.2.4). Полагается, что функция плотности распределения удовлетворяет уравнению (Thorndike A.S. et al., 1975):

$$\frac{dg}{dt} + ge_I = \psi, \qquad (3.2.128)$$

где функция ψ описывает перераспределение льда по толщине.

Основное предположение, использованное при написании уравнения (3.2.128), состоит в том, что функция плотности распределения зависит только от толщины льда h и не зависит от векторов скоростей дрейфа льдин. Физическое обоснование этого предположения связано с тем, что плавающий на морской поверхности ЛП является неконсервативной системой с сильной диссипацией, обусловленной трением между льдом и водой. Диссипация приводит к выравниванию скоростей фрагментов ЛП, расстояние между которыми меньше характерного пространственного масштаба Σ_f изменения внешних сил F, вызывающих движение льда. Поэтому, если масштаб осреднения модели ЛП Σ много меньше Σ_f, то разбросом скоростей фрагментов ЛП, плавающих на участке поверхности океана, соответствующем материальной точке модели, можно пренебречь и положить, что все фрагменты имеют одинаковую макроскопическую скорость дрейфа $\mathbf{v}$. Обычно масштаб Σ_f определяется характерными размерами

циклонов, т.е. имеет порядок сотен километров. Из уравнения (3.2.124), условия нормировки (3.2.1) и соотношения (3.2.4) находим дополнительные нормировочные соотношения для функции перераспределения ψ:

$$\int_0^\infty \psi\, dh = e_I, \int_0^\infty h\psi\, dh = 0. \tag{3.2.129}$$

Имея в виду, что функция $g(h)$ может иметь в нуле δ-образную особенность, представим функцию перераспределения в виде:

$$\psi = \delta(h)\psi_w + \psi_r, \tag{3.2.130}$$

где величина $\psi_w \geq 0$ описывает формирование пространств открытой воды и называется функцией продукцией чистой воды, функция описывает перераспределение льда по толщине вследствие торошения. Из второго соотношения (3.2.129) вытекает, что

$$\int_0^\infty h\psi_r\, dh = 0. \tag{3.2.131}$$

Продукция чистой воды при торошении находится из первого соотношения (3.2.129) с учетом формулы (3.2.130):

$$\psi_w = e_I - \int_0^\infty \psi_r\, dh. \tag{3.2.132}$$

Подставляя формулы (3.2.3) и (3.2.130) в уравнение (3.2.128) и приравнивая коэффициенты при $\delta(h)$, находим уравнение для изменения сплоченности ЛП:

$$\frac{dA}{dt} = A(\phi - e_I),\ \phi = \frac{e_I - \psi_w}{A}. \tag{3.2.133}$$

Из уравнений (3.2.122) и (3.2.133) следует, что изменение средней толщины льда $\langle h \rangle$ вследствие торошения описывается вторым уравнением (3.2.125). Соотношения (3.2.126) сводятся к неравенствам:

$$\psi_w \geq e_I,\ \lim_{A \to 1+0} \psi_w \geq 0,\ \lim_{A \to -0} \psi_w = 0. \tag{3.2.134}$$

Выражение для поверхностной плотности потенциальной энергии ЛП вытекает из формулы (3.2.17):

$$A\langle P \rangle = c_p \int_0^\infty h^2 g\, dh. \tag{3.2.135}$$

Из уравнения (3.2.128) находим:

$$A\frac{d\langle P \rangle}{dt} = c_p \int_0^\infty h^2 \psi_r\, dh + \psi_w - e_I. \tag{3.2.136}$$

Из неравенства (3.2.134) и условия $d\langle P\rangle \geq 0$ вытекает неравенство:

$$\int_0^\infty h^2 \psi_r dh \geq 0. \qquad (3.2.137)$$

Таким образом, функции плотности перераспределения ψ_r и продукции чистой воды ψ_w должны удовлетворять нормировочным условиям (3.2.129), (3.2.131) и неравенствам (3.2.134), (3.2.137).

Для построения функции ψ_r можно использовать следующий метод (Marchenko A.V., 1999b). Представим величину $\delta\Psi_r = \psi_r\, dt$ в виде:

$$\delta\Psi_r = \int_0^\infty \Gamma(h,h')g(h')dh' - g(h'), \qquad (3.2.138)$$

где ядро $\Gamma(h,h')$, определяющее сценарии перераспределения масса льда, имеет вид:

$$\Gamma(h,h') = \delta(h-h')b(h') + \delta(h-h'(1+\Delta_h))a(h'). \qquad (3.2.139)$$

Здесь ag_i и bg_i характеризуют доли площади, занимаемые ЛП толщины h, из которого образуются и не образуются торосы в течение времени dt. Величина Δ_h определяет изменение толщины льда при торошении.

Подставим (3.2.139) в (3.2.138) и вычислим интегралы:

$$\delta\Psi_r = \frac{a\left(\dfrac{h}{1+\Delta_h}\right) g_i\left(\dfrac{h}{1+\Delta_h}\right)}{1+\Delta_h} - (1-b(h))g_i(h). \qquad (3.2.140)$$

Из (3.2.140) следует, что соотношения (3.2.131) и (3.2.132) выполняются, если:

$$(1+\Delta_h)a = 1-b,\ g(h)a(h) = (\psi_w - e_I)\beta(h)dt, \qquad (3.2.141)$$

где функция $\beta(h)$ удовлетворяет нормировке:

$$\int_0^\infty \beta(h)dh = 1. \qquad (3.2.142)$$

Подставляя (3.2.141) в (3.2.140), находим:

$$\psi_r = (\psi_w - e_I)w_r(h,k),\ w_r = \frac{-\beta(h) + k^{-2}\beta(h/k)}{1-k^{-1}},\ k = 1+\Delta_h. \qquad (3.2.143)$$

При проведении расчетов дрейфа ЛП в Арктике наиболее часто используется функция ψ, определяемая формулами (3.2.143), в которых полагается (Thorndike A.S. et al., 1975; Pritchard R.S., 2001):

$$2\psi_w = \sqrt{e_I^2 + e_{II}^2} - e_I,\ k = 5. \qquad (3.2.144)$$

Функция ψ_r, определенная формулами (3.2.143), удовлетворяет условию (3.2.137) при $k = const > 0$. Функция ψ_w, определенная формулами (3.2.144), не удовлетворяет двум первым соотношениям (3.2.134). Поэтому при ее использовании сплоченность ЛП может принимать отрицательные значения, и средняя толщина льда может уменьшаться вследствие торошения. Действительно, полагая $e_I = 0$, находим, что уравнение (3.2.133) приводится к виду:

$$\frac{dA}{dt} = -\frac{e_{II}}{2}. \qquad (3.2.145)$$

Легко видеть, что сплоченность становится отрицательной за конечный промежуток времени.

Средняя толщина льда уменьшается при торошении, если $\psi_w < e_I$ и $e_I > 0$. Используя (3.2.144), перепишем эти неравенства в виде:

$$e_{II} < 2\sqrt{2}e_I,\ e_I > 0. \qquad (3.2.146)$$

При крупномасштабном моделировании полагается, что торошение возможно только в случаях, когда внутренние напряжения ЛП лежат на замкнутой кривой текучести, расположенной в области положительных давлений. При этом скорости деформаций связаны с напряжениями ассоциированным законом течения. Вектор (e_I, e_{II}) направлен по нормали к кривой текучести. Поэтому возможность реализации неравенств (3.2.146) зависит от формы кривой текучести вблизи начала координат. При использовании кривых текучести эллиптической формы всегда можно найти интервал на оси давлений, внутри которого условие (3.2.146) выполнено.

Устремляя $\Delta_h \to 0$ в формулах (3.2.143), получаем другой возможный вид функции перераспределения:

$$\psi_r = (e_I - \psi_w)\left(\beta + \frac{\partial(\beta h)}{\partial h}\right). \qquad (3.2.147)$$

Функция (3.2.147) соответствует сценарию, при котором толщина торосящихся фракций льда изменяется пропорционально сжатию. Функция $\beta(h)$ определяет относительное участие фракции льда толщиной h в торошении.

3.2.4.3. Модели, учитывающие фракцию всторошенного льда

В пп. 3.2.4.1 и 3.2.4.2 были рассмотрены модели, в которых морфология ледяного покрова характеризуется только его толщиной и сплоченностью. Для более подробного расчета морфологии применяются модели, в которых вводится явным образом фракция всторошенного льда. Пусть сплоченности (поверхностные концентрации) ровного и всторошенного льда равны A_f и A_r, соответственно. Величина $A_w = 1 - A_f - A_r$ равна поверхностной концентрации областей, свободных от ледяного покрова, и величина $A = A_f + A_r$ равна сплоченности ледяного покрова. Из уравнения (3.2.133) вытекает уравнение для изменения A_w:

$$\frac{dA_w}{dt} + A_w e_I = \psi_w. \qquad (3.2.148)$$

Функция продукции открытой воды $\psi_w(A, h, e_I, e_{II})$ описывает перераспределение объемной деформации между всторошенным и невсторошенным льдом и удовлетворяет соотношениям (3.2.134).

Рассмотрим лагранжевый элемент поверхности океана dS. Предположим, что на площади dS расположено несколько одинаковых гряд торосов, разделенных ровным льдом толщины h_f. Пусть средняя длина гряды торосов равна $\kappa(A)\sqrt{dS}$, где коэффициент $\kappa = 1$, если сплоченность ЛП $A = 1$, и $\kappa \to 0$ при $A \to 0$. Число гряд торосов в элементе dS равно $n_r\sqrt{dS}$, где где n_r – линейная плотность числа гряд торосов или частота торосов (Бородачев В.Е., 1998). Суммарная длина всех гряд торосов на площади dS равна $\Lambda_r = \kappa(A)n_r dS$. Обозначая площадь вертикального сечения гряды торосов U_r и ширину гряды торосов L_r, находим, что поверхностная плотность и сплоченность всторошенного льда равны:

$$M_r = \rho_i \kappa n_r U_r,\ A_r = \kappa n_r L_r. \tag{3.2.149}$$

Поверхностная плотность ледяного покрова равна сумме поверхностных плотностей ровного и всторошенного льда:

$$M = \rho_i h_f A_f + M_r. \tag{3.2.150}$$

Толщина ровного льда может изменяться только вследствие таяния или намерзания льда:

$$\frac{dh_f}{dt} = S_f. \tag{3.2.151}$$

Далее процессы таяния и намерзания льда не рассматриваются, и полагается $S_f = 0$. Запишем уравнение для изменения плотности числа гряд торосов:

$$\frac{dn_r}{dt} + n_r e_I = S_n, \tag{3.2.152}$$

где «источниковый» член S_n описывает появление новых гряд торосов. Вообще говоря, появление новых гряд торосов связано с формированием трещин в ледяном покрове. Вместе с тем, высокая корреляция расстояний между соседними торосами с размерами льдин (Lensu M., 1989) показывает, что в большом числе случаев торосы формируются вдоль линий контакта льдин. В соответствии с этой гипотезой далее полагается, что $S_n = 0$.

Используя закон сохранения массы (3.2.10), формулу (3.2.150), уравнения (3.2.148), (3.2.151), (3.2.152) и гипотезу об автомодельности формы тороса, получаем уравнения:

$$\begin{aligned} &n_r\left(1 - h_f\frac{dL_r}{dU_r}\right)\frac{d(\kappa U_r)}{dt} = (\psi_w - e_I)h_f, \\ &\frac{dA_f}{dt} + A_f e_I + n_r\frac{dL_r}{dU_r}\frac{d(\kappa U_r)}{dt} = e_I - \psi_w, \end{aligned} \tag{3.2.153}$$

описывающие совместно с уравнением сохранения толщины ровного льда (3.2.150) и уравнением сохранения числа гребней торосов (3.2.152) изменение объемов всторошенного льда и сплоченности ровного льда.

В соответствии с гипотезой о существовании предельных вертикальных размеров гряд торосов (п. 3.2.3.9) строительство торосов происходит в горизонтальных направлениях, как только высота гряд торосов в элементе dS достигает предельного значения. В этом случае полагается, что поверхностная плотность ледяного покрова определяется формулой:

$$M = \rho_i (A_f h_f + A_r h_r), \tag{3.2.154}$$

где зависимость $h_r = h_{r,\max}(h_f)$ определяется формулами (3.2.7) или (3.2.115). Из (3.2.151) при $S_f = 0$ вытекает:

$$\frac{dh_r}{dt} = 0. \tag{3.2.155}$$

Используя закон сохранения массы (3.2.10), формулу (3.2.154), уравнения (3.2.148), (3.2.151), (3.2.155), находим уравнения, описывающие изменение сплоченности ровного и всторошенного льда:

$$\begin{aligned} &\frac{dA_r}{dt} + A_r e_1 = (\psi_w - e_1)\left(\frac{h_r}{h_f} - 1\right)^{-1}, h_r = h_{r,\max}(h_f), \\ &\frac{dA_f}{dt} + A_f e_1 = -(\psi_w - e_1)\frac{h_r}{h_f}\left(\frac{h_r}{h_f} - 1\right)^{-1}. \end{aligned} \tag{3.2.156}$$

Использование уравнений (3.2.153) и (3.2.156) позволяет оценивать размеры и число торосов, формирующихся при деформировании ледяного покрова. Эта информация может быть использована для расчета изменения эффективной шероховатости верхней и нижней поверхностей ледяного покрова.

3.2.4.4. О построении кривой текучести для крупномасштабных пластических деформаций ледяного покрова

При крупномасштабном моделировании обычно полагается, что ледяной покров не сопротивляется растяжению, и вся диссипация энергии обусловлена торошением. Большие деформации происходят, когда внутренние напряжения в ледяном покрове удовлетворяют условию пластичности:

$$F(\sigma_I, \sigma_{II}, \chi_1, \chi_2, \ldots) = 0, \tag{3.2.157}$$

где $2\sigma_I = \sigma_1 + \sigma_2$ и $2\sigma_{II} = \sigma_1 - \sigma_2$, σ_1 и σ_2 – главные значения двумерного тензора внутренних напряжений ледяного покрова. Параметры χ_1, χ_2, ... зависят от истории деформирования и определяют изменение внутренней структуры льда. В работе (Rothrock D.A., 1975), полагалось, что условие текучести зависит от функции распределения ледяного покрова по толщине: $\chi = g(h)$. В подходах, выде-

ляющих фракцию торосов (п. 3.2.4.3), полагается, что условие текучести зависит от площади вертикального сечения торосов и их сплоченности: $\chi_1 = U_r, \chi_2 = A_r$.

Скорости пластических деформаций связываются с внутренними напряжениями ассоциированным законом течения:

$$e_I = \lambda \frac{\partial F}{\partial \sigma_I}, \; e_{II} = \lambda \frac{\partial F}{\partial \sigma_{II}}, \; \lambda \geq 0. \qquad (3.2.158)$$

Для построения функции F используется метод, основанный на определении диссипации энергии при пластических деформациях ледяного покрова в соответствии с заданными сценариями формирования торосов. Диссипация энергии в течение времени dt полагается равной произведению потока льда в торосы qdt на обобщенное напряжение σ_d:

$$dD = (\sigma_I e_I + \sigma_{II} e_{II})dt = \sigma_d q dt \geq 0. \qquad (3.2.159)$$

Поток льда в торосы определяется в соответствии с уравнениями (3.2.125) и (3.2.133) формулой:

$$q = e_I - \psi_w \leq 0. \qquad (3.2.160)$$

Обобщенное напряжение $(\sigma_d \leq 0)$ равно суммарному усилию, затрачиваемому при строительстве торосов на трение и увеличение потенциальной энергии льда.

Из формул (3.2.158)–(3.2.160) находим:

$$(\sigma_I - \alpha\sigma_d)\frac{\partial F}{\partial \sigma_I} + \sigma_{II}\frac{\partial F}{\partial \sigma_{II}} = 0, \; \alpha = 1 - \frac{\psi_w}{e_I}. \qquad (3.2.161)$$

Обычно полагается, что величина а зависит только от отношения e_I / e_{II}, определяющегося в силу (3.2.158) углом $\theta = \arctan(e_{II} / e_I)$ между нормалью к кривой текучести и осью σ_I на плоскости (σ_I, σ_{II}). Поэтому любое решение соотношения (3.2.161), рассматривающегося как уравнение для функции F, определяет некоторую кривую текучести. С другой стороны, соотношение (3.2.161) может рассматриваться как уравнение для нахождения зависимости $\alpha(\theta)$ при заданной функции F (Rothrock D.A., 1975).

В моделях, где структура ледяного покрова характеризуется средней толщиной льда $\langle h \rangle$ и сплоченностью A, используется эмпирическая формула:

$$\sigma_d = -p_* \langle h \rangle e^{-C(1-A)}, \qquad (3.2.162)$$

где $p_* = 5 \cdot 10^3$ Нм$^{-2}$ и $C = 20$ (Hibler W.D., 1986).

В моделях, где структура ледяного покрова характеризуется функцией плотности распределения по толщине $g(h)$, предлагается использовать формулу (Rothrock D.A., 1975):

$$\sigma_d = -\int_0^\infty h^2 \left(c_p w_r(h) + c_f \frac{\beta(h)}{1 - k^{-1}} \right) dh, \qquad (3.2.163)$$

где функции $w_r(h)$ и $\beta(h)$ определены формулами (3.2.143). Первое слагаемое в подынтегральном выражении в (3.2.162) связано с усилиями, затрачиваемыми на увеличение потенциальной энергии ледяного покрова. Второе слагаемое связано с усилиями, затрачиваемыми на преодоление трения.

Коэффициент c_f пропорционален коэффициенту трения между кусками льда μ. Предполагается, что при торошении ровный лед вдавливается в тело торосов жатого льда без значительных изгибных деформаций. Толщина жатого льда полагается в k раз большей толщины ровного льда. При этом сила трения пропорциональна давлению надводной и подводной частей торосов жатого льда на поверхность ровного льда в пограничных зонах (п. 3.2.3.10). Зависимость силы трения от h^2 связана с пропорциональностью объема жатого льда, находящегося в пограничной зоне, квадрату толщины льда h^2.

При использовании моделей с явным введением фракции всторошенного льда можно положить:

$$\sigma_d = \kappa(A)\sigma(U_r), \tag{3.2.164}$$

напряжение σ определено формулой (3.2.81), коэффициент κ определен в п. 3.2.4.3.

Характерный вид кривой текучести, определяющей крупномасштабные пластические деформации ледяного покрова, представлен на рис. 3.2.16.

Полагается, что кривая текучести замкнута и целиком располагается в области неотрицательных давлений при $\sigma_I \in (\sigma_d, 0)$. Из формул (3.2.158) и (3.2.161) вытекает, что $\alpha = 1$ при $\sigma_I = \sigma_d$ и $\alpha = 0$ при $\sigma_I = 0$. В точках, где напряжение σ_{II} достигает экстремальных значений, коэффициент α имеет особенность. В работе (Rothrock D.A., 1975) использовался коэффициент α_r, связанный с α формулой:

$$\alpha_r = -\alpha \frac{e_I}{\sqrt{e_I^2 + e_{II}^2}}. \tag{3.2.165}$$

Типичная форма зависимости $\alpha_r(\sigma_I)$ представлена на рис. 3.2.16. Заметим, что смещение кривой текучести в область отрицательных давлений приводит к тому, что $\alpha < 0$ при деформациях чистого растяжения: $e_I > 0$, $e_{II} = 0$. В этом случае торошение происходит даже при чистом растяжении.

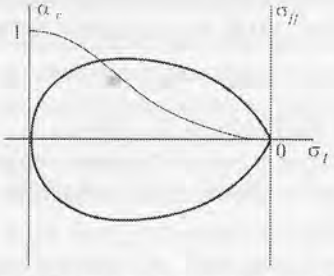


Рис. 3.2.16. Типичный вид кривой текучести в крупномаштабных моделях ЛП показан жирной замкнутой линией. Типичный вид зависимости коэффициента α от давления σ_I показан тонкой линией

Итак, модели, описывающие торошение морских льдов в различных пространственно-временных масштабах, весьма разнообразны. Наиболее мелкомасштабными являются модели дискретных элементов. Характерный масштаб осреднения в них равен размеру куска льда в торосе, т.е. не превышает нескольких метров. Модели дискретных элементов, создающие виртуальную реальность образования торосов, позволяют детально представить расположение кусков льда в торосе и рассчитать распределение напряжений в различных областях тороса. К настоящему моменту времени наиболее распространенными являются двумерные модели этого класса.

Мезомасштабные и крупномасштабные модели торошения строятся на основе законов сохранения массы, импульса и энергии ЛП с привлечением дополнительных гипотез о сценариях строительства торосов и об энергетической диссипации при торошении. Мезомасштабные модели торошения основаны на представлении гряды торосов линией разрыва в ледяном покрове. Характерный масштаб осреднения имеет порядок ширины гряды торосов ~50 м. Эти модели позволяют решать динамические задачи о взаимодействии льдин конечных размеров при заданном внешнем воздействии. Результатом расчетов является определение движения ледяных полей, геометрических параметров, характеризующих форму и размеры торосов между ледяными полями, и напряжений, возникающих вдоль линии торошения. Мезомасштабные модели позволяют рассчитывать взаимодействие ледяных полей с препятствиями большого размера (характерный размер ~100 м и более). Возможное развитие мезомасштабных моделей связано с динамическим расчетом плотности упаковки кусков льда в торосе (пористости) при его формировании. Другое направление развития мезомасштабных моделей связано с их внедрением в крупномасштабные модели.

Крупномасштабные модели торошения имеют характерный масштаб осреднения порядка 10 км и более. В лагранжевом элементе крупномасштабной модели содержится большое количество торосов и льда различной толщины. Поэтому для описания его внутренней структуры используются осредненные характеристики льда (толщина и сплоченность) или функция плотности распределения льда по толщине. Одна из основных сложностей при моделировании связана с тем, что одного закона сохранения массы недостаточно для описания изменения двух параметров, характеризующих структуру ЛП: толщины и сплоченности. В связи с этим необходимо привлекать дополнительные гипотезы, определяющие перераспределение массы льда при объемных и сдвиговых деформациях. Эти гипотезы могут использовать мезомасштабные сценарии строительства торосов при различных типах относительных движений ледяных полей.

Модели, явно учитывающие фракцию всторошенного льда, позволяют рассчитывать средний размер торосов и расстояние между торосами в ЛП. Эта информация может быть использована при динамическом расчете шероховатости верхней и нижней поверхностей льда.

По-видимому, мелкомасштабные и мезомасштабные модели торошения льдов наиболее подходят для описания этого явления в Баренцевом и Карском морях. Пока в изложенной выше модели дрейфа учитывалось лишь повышение

коэффициентов сопротивления между льдом и воздухом и между льдом и водой, обусловленное торосистостью. Дальнейшее совершенствование рассматриваемых моделей связано с расчетом пространственной ориентации град торосов в лагранжевом элементе. Заметим, что прогресс крупномасштабных моделей ледяного покрова также связывается с введением анизотропии в реологию ЛП, связанной с наличием пространственной ориентации разводий (Pritchard R.S., 2001). Анизотропия пространственной ориентации торосов может привести к анизотропии коэффициентов трения ветра и морских течений о лед.

Данный обзор не затронул термодинамических проблем формирования и разрушения торосов. Вместе с тем, термодинамика играет определяющую роль при формировании консолидированного слоя внутри тороса и влияет на прочностные свойства торосов. Таяние килей и парусов торосов определяет формирование снежниц и распресненного слоя воды под ЛП. Исследование термодинамических особенностей поведения торосов является важным направлением в науке о плавающих льдах.

3.3. РАЗРАБОТКА МОДЕЛЕЙ ЭКЗАРАЦИИ ДНА ДВИЖУЩИМИСЯ ЛЕДЯНЫМИ ОБРАЗОВАНИЯМИ И АЙСБЕРГАМИ

Оценка максимальной глубины пропахивания дна килями движущихся ледовых образований является одной из наиболее важных характеристик для определения заглубления подводных нефте- и газопроводов. Главную опасность в данном случае представляют мощные торосы с развитыми подводными килями, сорванные с грунта стамухи, образующиеся, как правило, на границе припайного и дрейфующего льда и айсберги. В дальнейшем данные ледяные образования будут обозначаться как ЛО. Главными параметрами, которые влияют на глубину проникновения ЛО в грунт, являются: масса ЛО, скорость его движения, ширина киля, прочностные характеристики льда, из которого состоит ЛО, свойства грунта и угол уклона дна. В разделе 2.1.4 приведены некоторые статистические данные по результатам наблюдений экзарации дна без рассмотрения механизма этого процесса. В настоящем исследовании подробно представлена самостоятельная численная модель внедрения ЛО в грунт под воздействием внешних сил (ветра, приливов), рассчитанных на основе трехмерной гидродинамической модели океан–лед, адаптированной для морфометрических условий Печорского моря с шагом 5 миль, и некоторые результаты численных расчетов с использованием созданного блока. Эта модель может быть использована для расчета экзарации дна ЛО и в других районах арктических морей.

3.3.1. Энергетическая модель внедрения движущихся ледяных образований в грунт

В работе (Prasad K.S.R. and Chari T.R., 1986) рассмотрены различные типы взаимодействия ЛО и дна применительно к айсбергам.

I. При контакте с твердым грунтом ЛО поднимается по склону, не образуя борозды, пока его кинетическая энергия не перейдет в потенциальную.

II. При контакте с очень слабым грунтом происходит горизонтальное пропахивание без подъема ЛО. Данный случай предусматривает максимальную глубину пропахивания.

III. Третий тип является комбинацией двух первых, т.е. пропахивание и подъем.

IV. Четвертый тип: в результате потери остойчивости существенно изменяется осадка ЛО и существует вероятность проникновения выступов подводной части в грунт с дальнейшим образованием борозды.

В модели (Prasad K.S.R. and Chari T.R., 1986) полагалось, что предел прочности грунта на сдвиг мал по сравнению с прочностью льда, айсберг имеет форму параллелепипеда и движется при пропахивании горизонтально (второй тип взаимодействия), в процессе пропахивания образуются насыпи перед айсбергом и по бокам в виде призм, а трение считается малым вследствие тонкой пленки воды между грунтом и айсбергом. В процессе пропахивания айсберг вытесняет серию клиньев грунта. Пропахивание завершается, когда работа по преодолению сопротивления грунта оказывается равной кинетической энергии с учетом силы влечения за счет течений. Подобный подход можно применить к торосам и сорванным с грунта стамухам, хотя прочность киля у подобных ЛО по данным наблюдений существенно меньше, чем у айсберга. В этом случае энергетическую модель движущегося ЛО можно записать следующим образом:

$$\frac{MV^2}{2}=\frac{MV_0^2}{2}-\int_0^l P dl+\int_0^l \frac{C_d \rho A|V_0-V|(V_0-V)}{2}dl, \qquad (3.3.1)$$

где V_0 – начальная скорость движения; V – скорость в момент пропахивания; A – проекция площади подводной части ЛО на плоскость по нормали к влекущему течению; ρ – плотность воды. Первый член правой части уравнения (3.3.1) – начальная энергия ЛО, второй описывает сопротивление грунта, третий – энергию влечения течением.

Второе уравнение модели описывает равенство объемов вытесненного грунта и борозды:

$$\frac{1}{2}lbd=\frac{l_1^2(\mathrm{tg}\alpha+\mathrm{tg}\beta)^2}{3l}(l+l_1)^2\,\mathrm{ctg}\alpha+\frac{l_1^2(\mathrm{tg}\alpha+\mathrm{tg}\beta)b}{2}. \qquad (3.3.2)$$

Сопротивление грунта согласно (Chari T.R.,1979; Prasad K.S.R., 1986) можно записать следующим образом:

$$P=\frac{g\gamma(h+d)^2}{2}b+2\tau\, db+\sqrt{2}\tau\, d^2. \qquad (3.3.3)$$

где h – высота насыпи перед движущимся ЛО; d – глубина пропахивания; γ – удельный вес грунта; τ – сопротивление грунта на сдвиг; b – ширина борозды; l – длина борозды; l_1 – длина вытесненного грунта; α – угол наклона вытесненного грунта; β – угол уклона дна, при этом $d=l\,\mathrm{tg}\beta$ и $h=l_1(\mathrm{tg}\alpha+\mathrm{tg}\beta)$. Это позволяет

переписать уравнения через l_1 и l. Подробней с получением данного решения можно ознакомиться в работе (Chari T.R., 1979).

Данная модель была применена в расчетах длины и глубины борозд пропахивания с изменением некоторых параметров модели для условий Печорского моря.

3.3.2. Результаты тестовых расчетов

Диапазон входных параметров модели для айсбергов приведен в (Prasad K.S.R. and Chari T.R., 1986). В нашем случае входные параметры и диапазоны их изменений, в соответствии с характеристиками ЛО Печорского моря, полученными во время экспедиционных исследований 1996 – 1999 гг., приняты иными. В частности, масса движущегося ЛО и ширина киля в десятки раз меньше массы айсберга, а глубины в районе, для которого проводились расчеты, не превышали 20 м. Ниже приведены диапазоны изменения входных параметров модели, использованные в расчетах.

Диапазоны изменения входных параметров модели:

Масса (m)	10^7–10^9 кг
Скорость дрейфа (V_0)	0,2–1,0 м/с
Ширина киля	5–20 м
Коэффициент влечения (C_d)	1–2
Уклон дна	1:1000
Сопротивление грунта (τ)	20–30 кПа
Плотность грунта	1900–2000 кг/м^3

Величина A, представляющая собой проекцию площади подводной части на плоскость, нормальную течению, для удобства и сравнимости результатов бралась постоянной, хотя несомненно, что с увеличением массы ЛО A также должна быть несколько увеличена.

На рисунках 3.3.1 и 3.3.2 представлены результаты вычислений по модели (Prasad K.S.R. and Chari T.R., 1986).

На рисунке 3.3.1*а* приведены профили скорости и длины борозд при различных значениях коэффициента C_d. В самом начале пропахивания, когда величина силы влечения достаточно мала (скорости течения и ЛО почти совпадают, т.к. существенного торможения о грунт еще не происходит), профили совпадают. В дальнейшем, с уменьшением скорости движения ЛО, влияние силы влечения, как видно из рисунка, становится более существенным.

Зависимость сил сопротивления грунта и влечения от пройденного ЛО расстояния вдоль борозды представлена на рисунке 3.3.1*б*. Сила сопротивления грунта возрастает практически линейно на всем протяжении пропахивания, сила влечения возрастает также почти линейно, но только на участке, где скорость ЛО составляет менее 50 % от ее первоначальной скорости (скорости течения).

На рисунке 3.3.2 показана зависимость длины борозды от ширины киля для различных масс. Очевидно, что с увеличением ширины киля длина борозды уменьшается, так как сопротивление грунта возрастает. Следует отметить, что прямоугольная форма киля является идеализированной, и в природе обычно

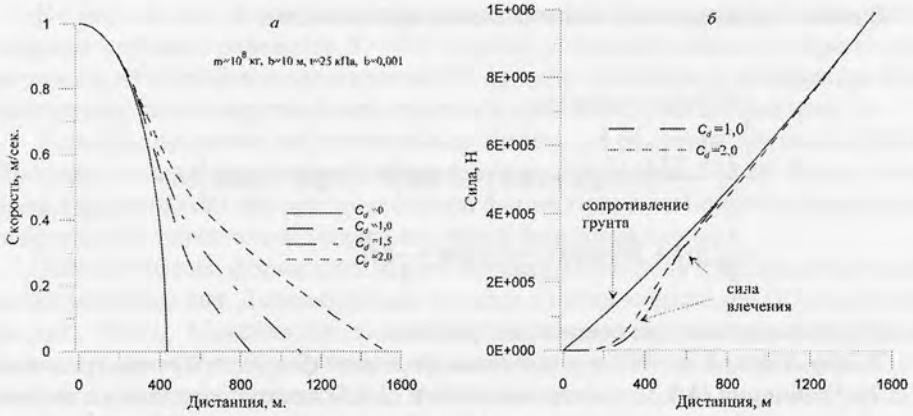


Рис. 3.3.1. Профили скорости (*а*) и сил (*б*) для киля прямоугольной формы

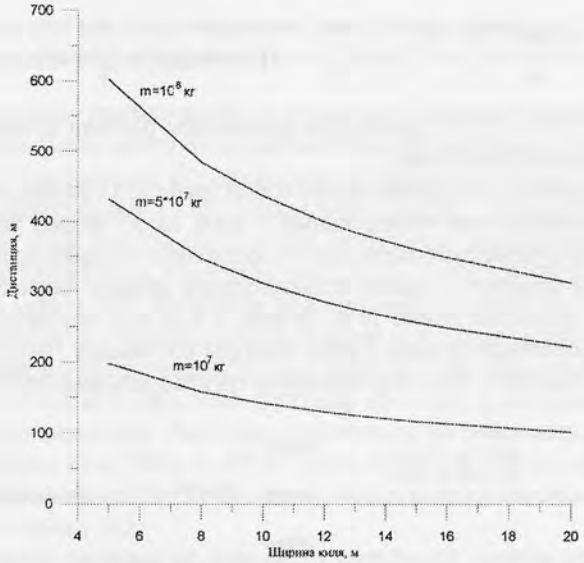


Рис. 3.3.2. Зависимость длины борозды от ширины киля для различных масс ЛО

более близка к трапециевидной. Поэтому в дальнейших расчетах нами произведен переход от прямоугольной формы киля к более общей – трапециевидной. Таким образом, в одном предельном случае мы имеем тот же прямоугольник, а в другом получаем треугольник.

Переход от прямоугольной формы к трапеции повлек за собой некоторые изменения в уравнениях модели. Для простоты записи уравнения для объемов рассматривалась равнобедренная трапеция, хотя очевидно, что легко могут быть получены уравнения для формы киля, имеющего в сечении трапецию с различными углами при основании.

В рамках приведенных выше обозначений запишем:

$$\begin{aligned}&\frac{1}{3}h^2 l\left(\mathrm{ctg}\alpha+\mathrm{ctg}\varphi\right)+\\&+\frac{1}{3}\left[\frac{l_1+l}{l}\left(h\left(\mathrm{ctg}\alpha+\mathrm{ctg}\varphi\right)+d\mathrm{ctg}\varphi\right)+h\left(\mathrm{ctg}\alpha+\mathrm{ctg}\varphi\right)\right]l_1 h+\\&+\frac{1}{3}l_1 h\left(b+2d\mathrm{ctg}\varphi\right)=\frac{1}{3}d^2 l\mathrm{ctg}\varphi+\frac{1}{2}bdl,\end{aligned}\qquad(3.3.4)$$

где φ – угол наклона при основании трапеции.

Видно, что при $\varphi=90°$, т.е. при прямоугольной форме, получаем уравнение (3.3.2). Уравнение (3.3.3), а следовательно, и (3.3.1) также подвергаются небольшим изменениям.

Уравнение (3.3.3) запишется как:

$$P=\frac{\gamma\left(h+d\right)^2}{6}\left(b-\frac{2}{3}\left(d+h\right)\right)+\tau\, d\left(b+d\mathrm{ctg}\varphi\right)+\frac{\sqrt{2}}{3}\tau\, d^2.\qquad(3.3.5)$$

На рисунках 3.3.3*а* и 3.3.3*б* приведены результаты расчета процесса пропахивания для различных форм киля.

В первых двух случаях киль представляет собой трапеции с различными углами при основании, третий случай – предельный – киль имеет форму треугольника. Отчетливо видно, что форма киля оказывает существенное влияние на процесс пропахивания дна. Если сравнить с килем прямоугольной формы (случай при $\varphi=60°$, нижнее основание трапеции равно 10 м, на рис. 3.3.1*а* ему соответствует линия C_d=1,5), то при прямоугольном киле длина борозды составляет 1098 м, а в случае трапеции – 434 м. Очевидно, что сопротивление грунта трапеции будет больше.

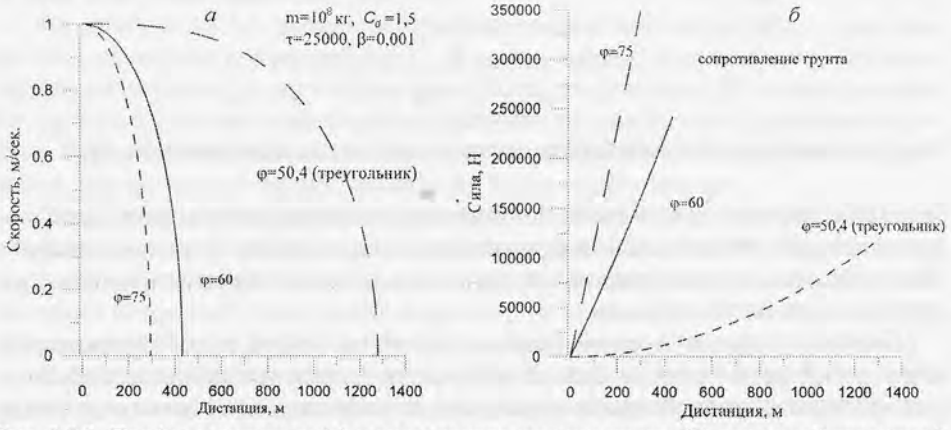


Рис. 3.3.3. Профили скорости (а) и силы сопротивления грунта (б) для килей различной формы

В процессе пропахивания площадь фронта пропахивания у трапеции увеличивается согласно равенству $S = (b + d\mathrm{ctg}\varphi)d$, у прямоугольника – прямо пропорционально глубине пропахивания $S = bd$, где d – глубина пропахивания. Следовательно, сила сопротивления грунта у трапеции возрастает быстрее.

Борозда, пропаханная треугольным килем, по расчетам достигла 1282 м. Профиль силы сопротивления грунта приведен на рисунке 3.3.3*б*. Видно, что в процессе пропахивания при треугольной форме киля сила сопротивления грунта возрастает значительно медленнее, чем в остальных случаях.

Таким образом, форма киля играет существенную роль в процессе пропахивания морского дна. Длина борозды в рамках данной модели для ЛО может превышать 1500 м. Максимальную длину мы получим, если возьмем следующие параметры: $m=10^8$ кг, $C_d=2{,}0$ при треугольной форме киля. Длина борозды при данных параметрах составит более 3600 м, причем ее ширина в конце пропашки движущимся ЛО будет превышать 7 м при времени пропашки более 6 час.

3.3.3. Результаты расчетов экзарации дна в Печорском море под воздействием прилива

Как основное приближение к реальным морфометрическим и динамическим условиям Печорского моря рассмотрено пропахивание горизонтального дна килями ЛО при приливо-отливных движениях воды и льда. Отметим, что по результатам гидросъемки в Печорском море (август 1998 г.) ориентация и форма зафиксированных борозд дает полное основание предположить подобный механизм пропахивания в значительном числе случаев. Направление борозд, выявленных в результате обработки данных экспедиционных наблюдений, практически совпадало с направлением главной оси эллипса течений и дрейфа льда, рассчитанных по гидродинамической модели. При этом глубина пропашки определялась не как $d = l\,\mathrm{tg}\beta$, а как функция времени, и менялась в зависимости от изменения уровня моря. Расчеты проводились на относительно ровном участке дна при глубине 20 м (58° в.д., 69°10' с.ш.). Отметим, что в данном районе во время экспедиционных работ 1998 г. были обнаружены многочисленные следы пропашек дна килями ЛО.

Для расчета приливных течений и колебаний уровня использовалась трехмерная нестационарная гидродинамическая модель, адаптированная для морфометрических условий Печорского моря с горизонтальным шагом 5 миль. Модель основана на решении уравнений движения, уравнениях неразрывности, состояния и гидростатики. Подробное описание данной модели приведено в ряде работ (Поляков И.В., Дмитриев Н.Е., 1993; Polyakov I.V. et. al, 1994, и др.).

Вычисленный уровень и интегральные скорости течения использовались для расчета длины борозд, а глубина борозд определялась колебаниями уровня моря. Первоначально считалось, что киль ЛО находится на некотором расстоянии от дна, затем, при падении уровня моря это расстояние уменьшалось, пока, наконец, киль не касался дна, и не начиналось внедрение ЛО в грунт и пропахивание.

Из модельных расчетов и данных наблюдений выявлено, что основной значимой волной прилива в прибрежной части Печорского моря является волна M_2, эллипс скоростей которой для течений в районе близок к реверсивному. При расчетах форма киля ЛО принималась в виде трапеции. Ход приливного уровня приведен на рисунке 3.3.4 (один приливной цикл полусуточной волны M_2).

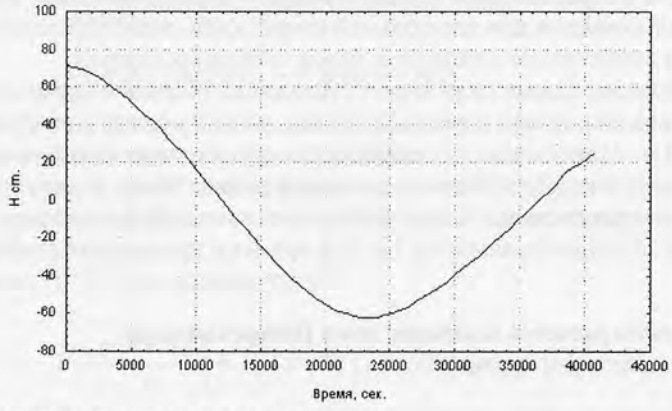


Рис. 3.3.4. Ход уровня, используемый в расчетах

На рисунках 3.3.5 и 3.3.6 приведены результаты расчетов, в частности, профили скорости при различных значениях коэффициента влечения. Видно, что профили очень похожи на профиль на рисунке 3.3.1*а* ($C_d = 0$) и профили на рисунке 3.3.3*а*. Сила влечения в этом случае невелика, т.к. скорости приливного течения незначительны (не более 0,3 м/с).

Сила влечения ЛО в начале пропахивания ведет себя почти так же, как на рисунке 3.3.1*б*, затем резко возрастает, так как скорость движения ЛО уменьшается, а скорость течения, в отличие от предыдущих случаев, увеличивается (на рис. 3.3.1*б* скорость течения постоянна).

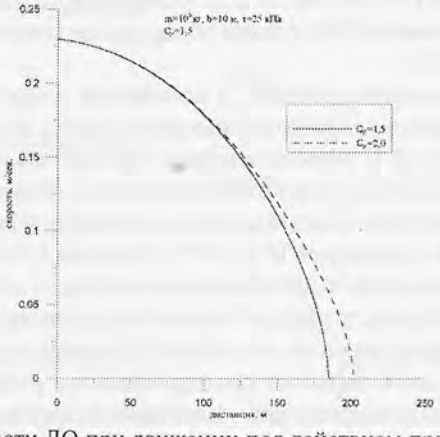


Рис. 3.3.5. Профиль скорости ЛО при движении под действием приливных течений

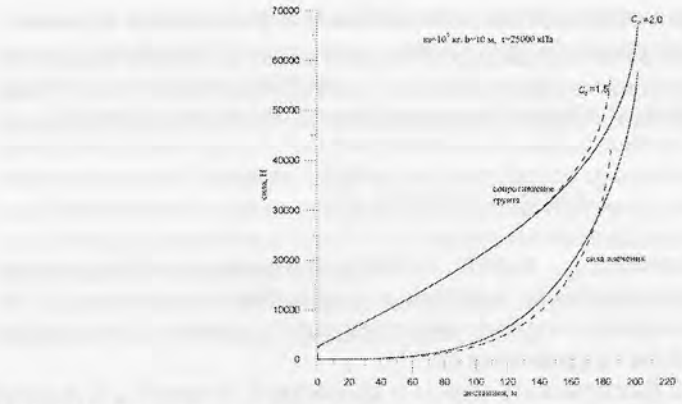


Рис. 3.3.6. Профили сил, действующих на ЛО, при движении под действием приливных течений

Большое значение имеет расположение нижней границы киля ЛО относительно дна при начальном уровне. На рисунке 3.3.7*а* представлен профиль скорости и глубина борозды, когда нижняя поверхность киля при начальном уровне моря касается дна (в полную воду он находится от дна на расстоянии 60–70 см). При отливе ЛО не успевает разогнаться, и скорость продолжает увеличиваться даже с началом пропахивания (тем более, что скорости течения в этот момент увеличиваются).

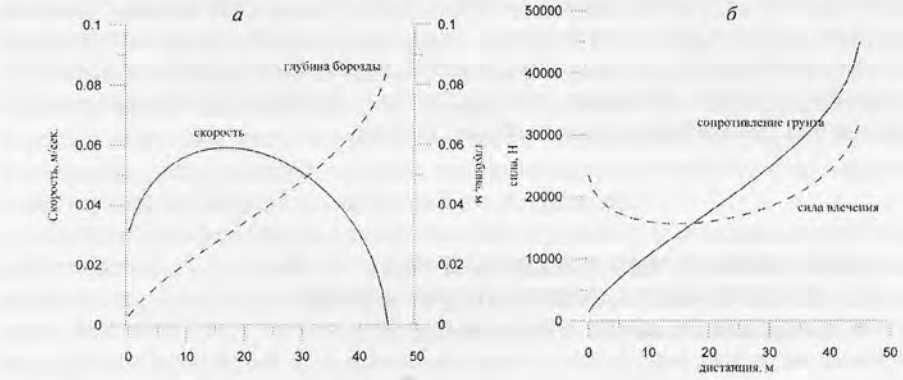


Рис. 3.3.7. Скорость ЛО и глубина борозды (*а*); профили сил для случая, когда ЛО не успело разогнаться (*б*). Киль касается дна при нулевом уровне моря

Рисунок 3.3.7*б* показывает, что в начале борозды сила влечения превышает силу сопротивления грунта (скорость ЛО возрастает), в момент равенства сил достигается максимальная скорость, затем сопротивление превышает силу действия течения, и скорость падает. Длина борозд в этом случае составляет не более 45 м (на снимках при экспедиционных работах 1998 г. отмечались борозды подобной длины).

Результаты расчета экзарации дна под действием течения, ветра и прилива

Поскольку торосистые образования обычно окружены ледяными полями достаточно большой площади, то представляется необходимым включение в уравнение (3.3.1) дополнительных членов: напряжения ветра. Оно записывается в виде:

$$F = c_1 \rho_a U^2;\ c_1 = \kappa / \ln\left(\frac{z_h}{z_0}\right),$$

где κ – постоянная Кармана; z_h – высота, на которой измерялся ветер (принята 10 м); z_0 – параметр шероховатости, в данном случае выбираем равным 0,193 м, учитывая тем самым всторошенность верхней поверхности льдины. Данные силы суммируются в правой части уравнения (3.3.1).

Проводя расчеты с фактическим ветром и скоростями течений для льдины площадью 1 км^2 на ровном дне, получим борозду протяженностью порядка 1360 м. При отсутствии влияния касательного напряжения ветра рассчитанная протяженность борозды составляет порядка 900 м. Влияние касательного напряжения ветра весьма значительно, и обязательно должно быть учтено при моделировании процессов экзарации. При увеличении площади льдины количество килей, которые могут вступать в контакт с дном, возрастает, это учитывается при расчете силы сопротивления грунта.

Таким образом, можно заключить, что максимальная длина борозды, образованной движущимся ЛО под действием приливо-отливных течений, сравнительно невелика и составляет 200–250 м. По данным гидросъемки 1998 г., протяженность многих борозд близка к этим значениям. Глубина борозд определяется ходом уровня и, согласно расчетам, близка к 0,2 м. Небольшая длина объясняется незначительными скоростями течений. В реальных условиях под действием ветровых течений, влекущего действия ветра и приливов ЛО пропахивает борозду значительно большей длины (более 1000 м).

3.4. НАГРОМОЖДЕНИЯ И НАДВИГИ ЛЬДА НА ПОБЕРЕЖЬЯХ ЗАМЕРЗАЮЩИХ МОРЕЙ И МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭТИХ ЯВЛЕНИЙ

Нагромождения и надвиги льда, объединяемые обычно термином «навалы», – распространенное явление для низких и открытых побережий замерзающих морей. Их образование часто может представлять серьезную угрозу для гидротехнических сооружений, расположенных вблизи уреза воды. Известны случаи, когда нагромождения льда полностью разрушали жилища и целые поселки, что иногда сопровождалось гибелью людей.

Довольно подробный обзор сведений о навалах в разных районах дан в работе Ковакса и Содхи (Kovacs A. and Sodhi D.S., 1979). По этим данным, высота навалов обычно не превосходит нескольких метров, однако есть указания, что

они могут достигать 20–30 м. Расстояние от подошвы нагромождений до уреза воды редко бывают более 10 м, тогда как ширина надвигов может достигать десятков и даже сотен метров.

Основные факторы, определяющие образование навалов льда и их геометрические параметры, – это направление и скорость ветра, течений, а также наличие ледяного покрова, глубина моря у берега и наклон прибрежного пляжа (α). Важную роль играют приливные и сгонно-нагонные колебания уровня моря, от которых совместно с углом α в значительной степени зависит расстояние от уреза воды до подошвы навала.

Особенностью Печорского моря являются довольно значительные неправильные полусуточные приливы (табл. 3.4.2).

Таблица 3.4.2.

Некоторые параметры приливов на побережье Печорского моря

Пункт	M_2, м	K_1, м	Макс. амплитуда в сизигию, м
п. Колоколково	0,28	0,16	0,98
м. Б.Лямчин Нос	0,17	0,11	0,78
пр. Югор.Шар	0,25	0,11	1,10

В Печорском море наблюдаются также сгонно-нагонные колебания уровня моря, достигающие 1,5 – 2 м. При суперпозиции приливного и нагонного эффекта подъем уровня может достигнуть 3 м и более.

Поскольку в Печорском море действие штормового ветра может сопровождаться нагоном и приливом, т.е. нажимным течением и подъемом уровня, то навалы в Печорском море в принципе могут достигать более значительных размеров.

Учитывая большое значение навалообразования, которое нередко принимает характер особо опасных явлений, задача построения физико-математических моделей этого явления, с помощью которых можно прогнозировать геометрические параметры навалов, оценить возникающие при этом силовые нагрузки и энергетические затраты, является весьма актуальной.

В литературе известен ряд подобных работ. В частности, в упоминавшейся выше работе (Kovacs A. and Sodhi D.S., 1979) предлагается модель, позволяющая рассчитывать погонную силу, способную привести к образованию навала заданного размера. Важно отметить, что авторы различают «первичную» стадию образования навала, когда лед движется по поверхности берега, и последующие стадии, когда ледяные обломки движутся по поверхности уже образовавшегося нагромождения. Используя значения толщины льда, уклона берега и уклона боковой грани нагромождений, измеренные на побережье Ботнического залива, авторы получили вполне реалистические оценки сил навалообразования и напряжений в ледяной пластине.

В работе (Хейсин Д.Е., 1989) предлагается метод расчета скорости ветра, вызывающего образование навала. Этот метод основан на принципе энергетического баланса, т.е. работа внешних усилий ледового сжатия приравнивается потенциальной энергии образовавшегося навала. Основным фактором, способным обеспечить необходимую мощность, является ветер, и предлагается довольно простая (с мате-

матической точки зрения) связь между скоростью ветра и размерами навала.

В работе (Hopkins M.A., 1997) излагаются результаты сравнения численного и лабораторного моделирования процесса образования навала. Численная модель образования навала основана, по существу, на идеях ставшей уже классической работы (Parmerter R.R. and Coon M.D., 1972). Лабораторный эксперимент построен следующим образом: наклонная поверхность, имитирующая склон сооружения, двигается навстречу неподвижной ледяной пластине, и вмонтированные датчики регистрируют возникающие силовые нагрузки, по которым затем определяются энергетические затраты, включая потенциальную энергию образующегося нагромождения. Сравнение численных и лабораторных показателей показало хорошее соответствие.

В работе (Alexeev and Karulina, 1999) рассматривается образование навала у наклонной стенки искусственного сооружения. Тело навала в этом случае находится частично на плаву, и льдина, непосредственно контактирующая с поверхностью сооружения, испытывает давление снизу от гидростатически неуравновешенной подводной части нагромождения. Когда это давление превышает предел прочности пластины на изгиб, она обламывается, и, как считают авторы, на этом образование навала заканчивается, т.к. в дальнейшем уже происходит не навалообразование, а торошение с мористой стороны нагромождения. Поскольку давление подводной части нагромождения зависит от его размеров (и, в частности, от осадки), то система уравнений, связывающих толщину (прочность) льда и размер подводной части (давление на пластину снизу), оказывается замкнутой, и задача решается аналитически. Кроме того, с помощью этого подхода можно приблизительно оценить горизонтальный размер льдины, необходимый для создания навала, максимально возможного при данной толщине льда и скорости дрейфа.

При всех достоинствах упомянутых работ здесь рассматриваются отдельные аспекты этого явления, и, на наш взгляд, недостаточно полно учитывается весь комплекс ледовых и метеорологических условий. Кроме того, не существует работ, в которых бы рассчитывались навалы для конкретных условий Печорского моря.

Для восполнения этих пробелов, а также учитывая актуальность проблемы конкретно для Печорского моря, была предпринята попытка, разработать модель навалообразования и испытать ее на примере ледовых и гидрометеорологических условий Печорского моря. Ниже приведены два варианта такой модели. В основе одного из них – учет торосообразования в прибрежном районе в условиях квазистатического сжатия. Второй вариант базируется на учете кинетической энергии ледяного поля, приобретенной им при воздействии ветра и течений.

3.4.1. Модель образования навалов под воздействием квазистатического сжатия ледяного покрова

3.4.1.1. Образование навала в результате единичной нагрузки

Ключевая идея, на которой построена предлагаемая модель, основана на модели торосообразования в дрейфующем ледяном покрове в условиях квазистатического сжатия (Drabkin V.V. and Klyachkin S.V., 1990; Klyachkin S.V., 1992, 1993).

Сущность этой модели заключается в следующем (Клячкин С.В., 1998; Klyachkin S.V., 1998).

Пусть под действием нажимного ветра к твердой стенке (берег или припай) прижат массив сплошного дрейфующего льда. В такой ситуации массив находится в квазинеподвижном состоянии. Внешняя поверхностная сила $\vec{F}_э$, действующая на элементарную площадку $\Delta x \Delta y$, равна:

$$\vec{F}_э = (\vec{\tau}_a + \vec{\tau}_w)\Delta x \Delta y, \tag{3.4.1}$$

где $\vec{\tau}_a$, $\vec{\tau}_w$ – касательные напряжения ветра и течения на верхней и нижней поверхностях льда, соответственно.

Пусть ось X совпадает с направлением ветра, а величину Δy примем равной 1. Тогда сила $F_{уч}$, воздействующая на участок массива протяженностью S, составит:

$$\vec{F}_{уч} = k_д (\vec{\tau}_a + \vec{\tau}_w) \int_0^S dx, \tag{3.4.2}$$

где $k_д$ – коэффициент, характеризующий диссипацию энергию сжатия (трение кромок, вращение льдин и т.п.). При этом точка с координатой $x = 0$ соответствует мористому краю массива. Из выражения (3.4.2) видно, что чем дальше от мористого края массива находится рассматриваемая точка, тем большая сила на нее воздействует, т.е. происходит «накопление» сжатия по направлению от мористого края к твердой стенке. Максимальное сжатие в этом случае отмечается у берега (припая):

$$\vec{F}_c = k_д S (\vec{\tau}_a + \vec{\tau}_w), \tag{3.4.3}$$

где S – ширина массива.

Среднее по толщине льда напряжение сжатия:

$$\vec{P} = \frac{\vec{F}_c}{h}, \tag{3.4.4}$$

где h – толщина льда.

В случае если напряжение превышает некоторый критический предел, в массиве происходит торошение и подвижка льда. Критическое напряжение можно оценить как предел устойчивости ледяной пластины, лежащей на упругом основании, к продольному изгибу (Хейсин Д.Е., 1971):

$$P_{кр} = \sqrt{\rho_w g D}, \tag{3.4.5}$$

где D – цилиндрическая жесткость пластины:

$$D = \frac{Eh}{12(1-\mu^2)}, \tag{3.4.6}$$

E – модуль упругости льда, μ – коэффициент Пуассона.

Из выражений (3.4.3)–(3.4.6) видно, что решающее значение при торошении в условиях статического сжатия имеют касательные напряжения внешних сил τ_a и τ_w, ширина массива S и толщина льда h. В процессе торошения и подвижки в массиве происходит увеличение толщины (мощности) льда и уменьшение ширины

массива, что обусловливает уменьшение фактического напряжения и рост критического. Из этого следует, что торошение при достижении определенных условий должно прекратиться. Предельно достижимая толщина (мощность) льда в прибрежной точке оценивается путем приравнивания правых частей выражений (3.4.4) и (3.4.5) с учетом (3.4.3) и (3.4.6) (Klyachkin S.V., 1992; 1993):

$$h = \sqrt[3]{\left(|\bar{\tau}_a| + |\bar{\tau}_w|\right)^2 S^2 \frac{12(1-\mu^2)}{E\rho_w g}}. \qquad (3.4.7)$$

Выражение (3.4.7) решается численно несколькими последовательными итерациями (на практике – не более двух–трех). Зная «новую» толщину льда, можно легко оценить сокращение ширины массива.

Описанный механизм предполагает реологию ледяного покрова как вязкопластической среды. При расчетах торошения с использованием этого принципа на твердом контуре принимается граничное условие непротекания:

$$V_л = 0,$$

где $V_л$ – нормальная к берегу составляющая скорости дрейфа. В то же время, в реальных природных условиях это требование выполняется далеко не всегда. В тех случаях, когда условие непротекания реально не соблюдается, т.е. лед надвигается на берег, возникает возможность образования навала. Интересно отметить, что нестрогое выполнение условия непротекания не дает существенных искажений в оценках торошения дрейфующего льда, так как энергия, затрачиваемая на торошение, намного больше, чем на образование навала.

Для моделирования навалообразования рассмотрим силы, действующие на лед в точке контакта льда и берега. Значение силы сжатия (давления) льда F_c определяется по формуле (3.4.3). Сила реакции опоры (грунта), а точнее, ее касательная к поверхности склона компонента $F_{тр}$ определяется выражением:

$$F_{тр} = k_{тр}\rho_л ghl\cos\alpha, \qquad (3.4.8)$$

где $k_{тр}$ – коэффициент трения на поверхности раздела лед–грунт; $\rho_л$ – плотность льда; l – протяженность зоны контакта льда с грунтом; α – угол откоса берега.

Проекция силы тяжести на поверхность склона описывается выражением:

$$F_т = \rho_л ghl\sin\alpha. \qquad (3.4.9)$$

Следует отметить, что толщина льда h, входящая в выражения (3.4.8) и (3.4.9), включает в себя и приращение толщины, обусловленное торошением в массиве.

Уравнение баланса сил, действующих на массу льда, «наползшую» на берег, задается уравнением:

$$\rho_л h\frac{\partial V_л}{\partial t} = F_c\cos\alpha - F_{тр} - F_т. \qquad (3.4.10)$$

Если правая часть уравнения (3.4.10) больше 0, то происходит надвигание льда на берег. Из выражений (3.4.3), (3.4.8) и (3.4.9) видно, что, по мере наползания льда на сушу, сила, генерирующая процесс, уменьшается, а силы сопротивления увеличиваются. Ясно, что, в конечном счете, это должно привести к ослаблению

и прекращению процесса. Численная реализация уравнения (3.4.10) позволяет оценить объем льда, оказавшегося на суше. Для того чтобы определить геометрию навала, необходимо выполнить некоторые энергетические оценки.

Если бы сжатый ледяной массив не обладал способностью сопротивляться внешнему воздействию, то в этом случае каждый элементарный участок массива сдвинулся бы под действием внешней силы на расстояние $(S–x)$, где x – расстояние от мористого края массива до рассматриваемого элементарного участка, т.е. будет совершена «элементарная» работа $E_э$:

$$E_э = \left(|\vec{\tau}_a| + |\vec{\tau}_w|\right)(S - x)\Delta x \Delta y. \qquad (3.4.11)$$

Это можно интерпретировать как некий аналог потенциальной энергии, заключенной в сжатом ледяном массиве (наподобие сжатой пружины). Легко показать, что суммарная потенциальная энергия в массиве до начала процесса составляет:

$$E_{c0} = F_c \frac{S}{2}. \qquad (3.4.12)$$

В процессе торошения, подвижки льда в массиве и наползания некоторого объема льда на берег совершается работа. Она состоит из трех основных слагаемых.

1. Создание потенциальной энергии торосов E_m. В первом приближении примем, что при формировании торосов совершается работа против силы тяжести по подъему ледяных обломков на высоту $\Delta h/2$:

$$E_m = \rho_л g S_m h \Delta y \frac{\Delta h}{2}, \qquad (3.4.13)$$

где Δh – приращение толщины за счет торошения, S_m – протяженность области торошения, Δy – ширина полосы сжатия (по условию задачи численно равная 1).

2. Энергия, затраченная на подвижку при торошении E_k:

$$E_k = F_c \frac{\Delta S}{S}\left(S - \frac{S_m}{2}\right) \qquad (3.4.14)$$

где ΔS – изменение ширины массива в результате торосо- и навалообразования.

3. Работа, совершаемая против сил трения при наползании льда на берег, и работа по созданию потенциальной энергии навала. Эта составляющая может быть оценена как разность между начальной потенциальной энергией сжатия и потенциальной энергией сжатия после окончания процесса торосо- и навалообразования:

$$E_н = E_{c0} - E_m - E_k - E_{c1}, \qquad (3.4.15)$$

где E_{c1} – потенциальная энергия сжатия после окончания процесса:

$$E_{c1} = k_ϑ \frac{(S - \Delta S)^2}{2}\left(|\vec{\tau}_a| + |\vec{\tau}_w|\right). \qquad (3.4.16)$$

Согласно публикациям (Тимохов Л.А., Хейсин Д.Е., 1987; Хейсин Д.Е., 1989), работа по созданию потенциальной энергии навала составляет примерно 2/3 от общих энергетических затрат процесса навалообразования. Если принять, что форма поперечного сечения навала представляет треугольник с углом наклона β и

коэффициентом заполнения ψ, то, зная потенциальную энергию такого тела, можно легко оценить его геометрические параметры — высоту и ширину основания.

Кроме того, зная величину работы, совершенной против сил трения льда о грунт, можно оценить положение подошвы навала относительно точки уреза воды.

В дополнение к изложенному следует добавить, что навал может быть устойчивым лишь при выполнении условия:

$$F_{mp} \geq F_{m}. \qquad (3.4.17)$$

Очевидно, что это условие может выполняться только на достаточно пологих берегах. В случае крутого берега навал сползает в воду, т.е. становится уже не навалом, а прибрежным плавающим торосом.

Кроме того, существенное значение имеет вопрос, касающийся механики разрушения ледяной пластины, что определяет, в свою очередь, характерные размеры обломков льда и, соответственно, оказывает воздействие на геометрию тела навала. В рамках предлагаемой модели принято, что более толстый лед разламывается на более крупные обломки, что, в частности, теоретически обосновано в работе (Тимошенко С.П., 1930) и подтверждено обобщениями натурных данных в работе (Бородачев В.Е., 1974). Соответственно, при движении более крупных обломков по склону коэффициент трения k_{mp} должен несколько возрасти, и, наконец, согласно работе (Гаврило В.П. и др., 1974), при нагромождении более крупных обломков угол естественного ската тороса (и навала) должен уменьшаться, что обусловливает изменение его геометрических пропорций.

Тестовые расчеты показали, что между высотой и шириной основания навала, с одной стороны, и шириной массива, толщиной льда и скоростью ветра, с другой, существует прямая, хотя и нелинейная, зависимость. Что касается положения подошвы навала относительно уреза воды, то здесь ситуация несколько иная. С увеличением силы сжатия, определяемой, прежде всего, ветром и шириной массива, навал сдвигается дальше от уреза. В то же время, с увеличением толщины льда растут силы сопротивления, и требуется более значительная работа для проталкивания льда по склону. В результате с ростом толщины льда навал располагается ближе к урезу воды, а его подошва может даже оказаться на дне моря.

Зависимость параметров навала от угла наклона берега более сложная. Очевидно, что существует некоторый критический угол, при котором нарушается условие (3.4.17), и навал превращается в плавающий торос. При превышении критического угла профиль поперечного сечения навала (тороса) и его геометрические пропорции совершенно иные. При углах меньше критических более пологий склон создает более благоприятные условия для образования навала и проникновения льда в глубь берега.

Исследование влияния характера грунта показало, что увеличение силы трения льда о грунт затрудняет образование нагромождения льда и продвижение навала в глубь берега. Расчет образования навала с помощью данной модели применительно к условиям 20 декабря 1973 г. для вершины Финского залива дал результаты, довольно близкие к реальности (табл. 3.4.3).

Результаты расчета, выполненного для характерных ледовых и ветровых условий Печорского моря, представлены в таблице 3.4.4 и на рисунке 3.4.1.

Таблица 3.4.3

Условия и результаты модельного расчета навалообразования в Финском заливе в декабре 1973 г.

Условия расчета	Ширина сжатого массива, км	40
	Толщина льда, м	0,3
	Скорость ветра, м/с	25
	Крутизна берега, град.	3
Результаты расчета	Высота навала, м	2,4
	Ширина навала, м	8,9
	Расстояние от уреза воды до подошвы, м	30,5

Таблица 3.4.4

Значения ледовых, метеорологических и морфологических параметров, использованных при расчетах навалов на побережье Печорского моря

Условия расчета	Ширина сжатого массива, км	100
	Толщина льда, м	1,0
	Скорость ветра, м/с	18
	Крутизна берега, град.	5
Результаты расчета	Высота навала, м	5,1
	Ширина навала, м	22,0
	Расстояние от уреза воды до подошвы, м	20,4

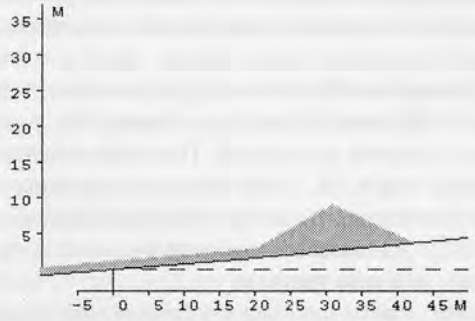


Рис. 3.4.1. Расчетный профиль навала льда на берегах Печорского моря для характерных условий: ширина массива 100 км, толщина льда 1 м, скорость ветра 18 м/с, крутизна склона 5°

Получившийся расчетный навал в целом соответствует имеющимся в литературе натурным данным, т.е. этот результат можно признать вполне реальным.

3.4.1.2. Образование навалов при повторяющихся нагрузках

Предложенная модель описывает как бы «единичный акт» образования навала, хотя условия, способные вызвать навал, могут повторяться в течение зимы неоднократно, а в морях с сильными приливами (как, например, Печорское) – до

нескольких сотен раз. Тогда, согласно принятой версии модели, навал должен увеличиваться при каждом приливном цикле. Однако известно, что навал не растет неограниченно, т.е. существует некоторая предельная величина навала.

Принципиально физическая схема образования навала, т.е. действующие силы и их зависимость от тех или иных факторов, должна быть одинаковой как при единичной нагрузке, так и при циклически повторяющейся.

Как отмечалось выше, навал может быть устойчивым лишь при выполнении условия (3.4.17). Очевидно, что условие (3.4.17) может выполняться только на достаточно пологих берегах. В случае крутого берега навал сползает в воду, т.е. становится уже не навалом, а прибрежным плавающим торосом или стамухой. По существу, это означает, что происходит не навалообразование на берегу, а торошение в море перед твердым препятствием. Таким образом, есть некоторый критический угол уклона берега, ограничивающий возможность образования берегового навала. Как показали расчеты, этот угол в Печорском море составляет примерно 26°, хотя в принципе может несколько варьироваться в зависимости остальных факторов навалообразования.

Если через некоторое время на том же самом участке побережья вновь складываются условия, способные вызвать навалообразование, то «новая» порция льда должна сначала продвинуться вперед по склону берега (от точки уреза воды до подошвы существующего навала), а затем подниматься вверх по склону навала. Как известно, угол естественного ската навала составляет порядка 25°, что близко к значению критического угла уклона, характерного для Печорского моря.

Можно предположить, что на первом участке (от уреза воды до подошвы «старого» навала) движение льда происходит так же, как при первом цикле. Однако, когда лед достигает подошвы старого навала, угол склона, по которому должен подниматься лед, становится близким к критическому, и дальнейшее продвижение льда невозможно. Новая порция льда образует нагромождение, которое составляет единое тело вместе со старым. При этом увеличение нагромождения происходит в сторону моря, т.е. после второго цикла расстояние между урезом воды и подошвой навала уменьшается. Это приводит к тому, что при третьем цикле количества льда, наползшего на берег, будет меньше, чем при втором, при четвертом – меньше, чем при третьем, и т.д.

В конечном счете, после некоторого количества циклов добавление новых порций льда и, соответственно, рост тела навала становятся невозможны, т.е. навал достигает своей предельной величины при данных внешних условиях (толщина льда, ширина сжатого массива, скорость ветра и/или течения). Схематично этот процесс представлен на рисунке 3.4.2.

При увеличении внешней нагрузки величина критического угла также растет. Это приводит к тому, что угол, бывший критическим при слабых нагрузках, после их увеличения уже таковым не является. Продвижение льда вверх по склону старого навала становится возможным, т.е. происходит некоторый рост навала. Однако через несколько циклов процесс вновь затухает, и для его возобновления необходимо дальнейшее увеличение внешних нагрузок. Очевидно, что ни толщина льда, ни скорость ветра или течения, ни ширина прижатого массива льда не могут расти до бес-

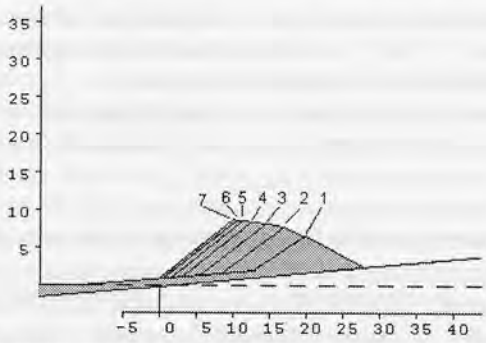


Рис. 3.4.2. Условная схема роста навала после семи циклов навалообразования

конечности, т.е. и в этом случае навал имеет естественный предел роста. Математическая интерпретация изложенной физической схемы (т.е. параметризация действующих сил) по сути дела не меняется, однако при выполнении расчетов необходимо внести соответствующие коррективы в алгоритм и расчетную программу.

Необходимо отметить другой, не менее важный фактор, препятствующий росту навала в течение зимнего сезона. В рамках предложенной модели предполагается, что имеется контакт дрейфующего льда и берега, и именно для этого случая выполнялись оценки действующих сил, энергетических затрат и т.д. При расчетах единичного явления образования навала такое допущение вполне оправдано. Однако, если речь идет о циклически повторяющихся явлениях навалообразования, необходимо учитывать, что контакт дрейфующего льда и берега существует далеко не всегда. Этому препятствуют припай, острова, шхеры, стамухи, прибрежные полыньи и т.д.

Для корректного учета этих особенностей необходима некоторая информация о ледовом режиме исследуемого региона. Прежде всего, речь идет о таких параметрах ледового режима как:

- сроки первого появления льда;
- сроки устойчивого становления припая (дата, после которой образовавшийся припай простоял не менее одного месяца);
- сроки первого взлома припая (промежуток времени между датой первого взлома и окончательного разрушения припая обычно не превышает 1–2 декады);
- сроки полного исчезновения льда.

Эта информация позволит определить сроки, когда возможен контакт дрейфующего льда и берега, т.е. когда лед есть, а припая нет. Кроме того, именно для этих периодов нужна следующая информация:

- ширина прибрежного массива сплоченного льда и его толщина;
- экстремальные скорости ветра нажимного направления;
- периодичность приливных колебаний.

Среди перечисленных элементов ледового режима наиболее важную роль играет наличие или отсутствие припая, т.к. этот фактор в наибольшей степени ограничивает возможность образования навалов.

Как правило, распространение припая ограничивается изобатой 20 м (Гидрологические условия..., 1990). Обычно считается, что припай шириной менее 6 км является устойчивым, и его отрыв маловероятен.

Перечисленные элементы ледового и гидрометеорологического режима были получены из работы («Ледово-гидрологический режим Печорского моря», 1995)

Таблица 3.4.5

Параметры ледового режима Печорского моря (в районе ст. Варандей)

Месяц	Декада	Средние условия			Экстремальные условия		
		Наличие припая	Толщина льда	Ширина зоны	Наличие припая	Толщина льда	Ширина зоны
X	I	-	-	-	-	-	-
	II	-	-	-	-	28	-
	III	-	16	10	-	42	40
XI	I	+	26	20	-	55	80
	II	+	36	30	-	68	120
	III	+	44	40	-	76	160
XII	I	+	52	50	-	84	200
	II	+	59	60	-	92	240
	III	+	65	73	+	96	240
I	I	+	72	87	+	100	240
	II	+	78	100	+	104	240
	III	+	83	107	+	118	240
II	I	+	88	114	+	132	240
	II	+	92	120	+	146	240
	III	+	96	120	+	148	267
III	I	+	99	120	+	150	293
	II	+	102	120	+	152	320
	III	+	104	120	+	154	320
IV	I	+	106	120	+	156	320
	II	+	108	120	-	158	320
	III	+	108	100	-	157	287
V	I	+	107	80	-	156	253
	II	+	106	60	-	154	220
	III	+	104	40	-	143	157
VI	I	-	102	20	-	131	93
	II	-	99	-	-	119	30
	III	-	66	-	-	89	20
VII	I	-	33	-	-	59	10
	II	-	-	-	-	29	-
	III	-	-	-	-	-	-

и представлены в таблице 3.4.5, где выделены именно те периоды, когда возможен контакт берега и дрейфующего льда.

При нормальном течении зимы условия, при которых возможно образование навалов, складываются только в конце октября и в начале июня. Начиная с середины июня сплоченность льда снижается, и скопление крупных массивов сплошного 10-балльного льда у побережья маловероятно.

В случае, когда сочетаются наиболее сложные ледовые условия – значительная толщина льда, высокая ледовитость, т.е. большая ширина сжатого ледяного массива, а также позднее становление и раннее разрушение припая – образование навалов оказывается в принципе возможным с конца октября до середины декабря и с середины апреля до начала июля.

Клетки, выделенные в таблице 3.4.5 двойной линией, очерчивают периоды, когда в принципе возможно образование навалов (наличие у берега сплошного льда при отсутствии припая). Соответственно, в середине зимы, когда у берега расположен припай, навалообразование не должно происходить. Однако, как известно, в Печорском море и в середине зимы нередки случаи взлома припая, т.е. в принципе могут складываться условия, при которых образуются навалы.

Расчеты проводились для скорости ветра 20 м/с. Очевидно, что на локальных участках возможны более сильные ветры, но при образовании навалов не-

Таблица 3.4.6

Результаты расчетов образования навалов в условиях повторяющихся нагрузок

Месяц	Декада	Средние условия				Экстремальные условия			
		H	B	L	N	H	B	L	N
X	III	1,1	4,6	2,5	4	4,0	17,2	8,3	5
XI	I	П	П	П	П	4,9	20,9	4,6	1
	II	П	П	П	П	Предел			0
	III	П	П	П	П	Предел			0
XII	I	П	П	П	П	Предел			0
	II	П	П	П	П	Предел			0
	III	П	П	П	П	П	П	П	П
- - -

обходимо учитывать ветер, осредненный по площади несколько сотен и даже тысяч квадратных километров. При осреднении сильные ветры на локальных участках отфильтровываются, поэтому оценка экстремальной скорости ветра 20 м/с представляется реальной. Угол уклона берега принимался равным 5°, что характерно для равнинного низменного рельефа берегов Печорского моря. Результаты расчетов приводятся в таблице 3.4.6.

Из таблицы видно, что в условиях, близких к средним, образование навала возможно как до становления, так и после разрушения припая, однако продолжительность этих периодов невелика. Осенью, когда образующийся навал имеет небольшие размеры, предельная величина навала достигается через 4 цикла. Весной, когда толщина льда и ширина массива гораздо больше, старый «осенний» навал может несколько увеличиться, однако уже после первого цикла достигается предельная величина и дальнейший рост невозможен.

При сочетании экстремальных ледовых условий осенью образование навала может происходить в течение 2 декад. В первую декаду октября, когда навал имеет малые размеры, предельная величина достигается через 5 циклов. В начале ноября еще возможно некоторое увеличение навала за счет того, что увеличивается толщина льда и ширина массива, однако дальнейший рост навала осенью оказывается невозможным.

Весной, после взлома припая (при условии экстремально ранних сроков взлома), когда толщина льда и ширина массива велики, можно ожидать наиболее мощного навалообразования. Уже в первый же цикл высота навала достигает 12 м, ширина – почти 53 м, а подошва навала оказывается ниже уреза воды. Тем не менее, в последующий период происходит постоянное снижение нагрузок, т.к. уменьшается толщина льда, а граница сплоченных льдов приближается к берегу, т.е. уменьшается ширина сжатого ледяного массива. Поэтому дальнейшего увеличения навала не происходит.

Получившиеся результаты в целом можно оценить как реальные, что подтверждается имеющимися данными наблюдений.

3.4.2. Модель образования навалов за счет кинетической энергии движущихся льдин

В рассмотренных выше моделях при образовании навалов статическое давление льда, вызванное тангенциальными напряжениями на верхней и нижней поверхностях ледяного покрова (ветер и течения), уравновешивалось составляющей силы тяжести и силой трения со стороны грунта. Представляет интерес версия модели, согласно которой навал образуется в результате нагромождения льда, взломанного вблизи береговой черты и последующего его обрушения на прибрежный пляж. При этом чем сильнее динамический напор льда, тем больше высота навала и тем дальше продвигается его гребень в сторону берега. Естественно, что сила трения льда о грунт в таком случае не препятствует продвижению навала по пляжу, а лишь удерживает образовавшееся нагромождение от его сползания в море после прекращения сжатия.

Предлагаемая ниже модель формирования такого навала представляет модификацию одного из вариантов модели (Kovacs A. and Sodhi D.S., 1979). Она основана на балансе кинетической энергии ледяного поля, ударившегося в берег, и работы против силы тяжести, затраченной на подъем обломков льда при формировании навала. Модель не учитывает, что часть энергии затрачивается на разлом льдин на довольно мелкие куски, слагающие навал. Однако, если справедлива приведенная выше доля работы по созданию потенциальной энергии навала в энергетике процесса навалообразования, то, как будет показано ниже, учет упомянутых затрат лишь незначительно уменьшит расчетную высоту навала.

Кинетическая энергия движущегося в сторону берега под влиянием ветра и течений ледяного поля, отнесенная к единице его ширины:

$$E = \frac{MV \sin\gamma |V|}{2}, \qquad (3.4.18)$$

где M – масса ледяного поля, отнесенная к единице его ширины, V – скорость дрейфа льда; γ – угол между направлениями скорости дрейфа и берега:

$$M = \rho_л h S, \qquad (3.4.19)$$

где $\rho_л$ – плотность льда; h – его толщина; S – протяженность поля по нормали к берегу. При наличии торосистости величину h следует умножить на коэффициент k_m, который, согласно (Гудкович З.М., Романов М.А., 1970), может быть принят равным:

$$k_m = 1 + 0{,}22T,$$

где T – торосистость в баллах.

Для нахождения работы против силы тяжести примем модель строения навала, предложенную в статье (Kovacs A. and Sodhi D.S., 1979) и приведенную на рисунке 3.4.3.

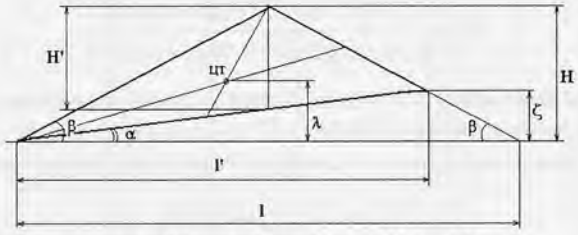


Рис. 3.4.3. Схема строения навала (Kovacs A. and Sodhi D.S., 1979)

В отличие от указанной модели мы посчитали возможным приравнять друг другу углы отклонения от горизонтали мористого и берегового склона нагромождения, поскольку различия в их оценках (30–40° и 30–50°, соответственно) достоверно не установлены. Известно лишь, что длина мористого склона заметно больше, чем берегового. Этому не противоречит и рассмотренный здесь случай (рис. 3.4.3). Как видно из этого рисунка,

$$l = 2H\mathrm{ctg}\beta = \zeta(\mathrm{ctg}\beta + \mathrm{ctg}\alpha). \qquad (3.4.20)$$

Работа, совершаемая против силы тяжести при образовании данного навала единичной длины:

$$A = mg\lambda, \tag{3.4.21}$$

где m – масса нагромождения льда единичной длины, g – ускорение свободного падения, λ – превышение центра тяжести сечения нагромождения над уровнем моря.

Масса льда, заключенного в нагромождении единичной длины:

$$m = \psi\rho_{л}Q, \tag{3.4.22}$$

где Q – объем нагромождения единичной длины, ψ – коэффициент заполнения, учитывающий «плотность упаковки».

Исходя из принятой формы навала, найдем величину Q в зависимости от параметров H, α и β:

$$Q = H^2\operatorname{ctg}\beta - \frac{1}{2}\varsigma^2(\operatorname{ctg}\alpha - \operatorname{ctg}\beta). \tag{3.4.23}$$

С учетом (3.4.20) получим:

$$Q = \frac{H^2\operatorname{ctg}\beta\ \operatorname{ctg}\alpha}{\operatorname{ctg}\beta + \operatorname{ctg}\alpha}. \tag{3.4.24}$$

Нетрудно показать, что превышение центра тяжести нагромождения над уровнем моря в зависимости от параметров H, α и β находится по формуле:

$$\lambda = \frac{H(3\operatorname{ctg}\beta + \operatorname{ctg}\alpha)}{3(\operatorname{ctg}\beta + \operatorname{ctg}\alpha)}. \tag{3.4.25}$$

Приравнивая кинетическую энергию льдины (3.4.18) величине работы против силы тяжести (3.4.21) с учетом выражений (3.4.19), (3.4.22), (3.4.24) и (3.4.25), получим:

$$H = \sqrt[3]{\frac{3hSV\sin\gamma|V|(\operatorname{ctg}\beta + \operatorname{ctg}\alpha)^2}{2\psi g.\operatorname{ctg}\beta(3\operatorname{ctg}\beta\operatorname{ctg}\alpha + \operatorname{ctg}^2\alpha)}}. \tag{3.4.26}$$

По найденной величине H можно найти и другие представляющие интерес параметры поперечного сечения навала (l, Q, λ), а также высоту навала под вершиной (H^1) и проекцию ширины навала на горизонтальную плоскость (l^1):

$$H^1 = H(1 - \operatorname{ctg}\beta\operatorname{tg}\alpha), \tag{3.4.27}$$

$$l^1 = l - \varsigma\operatorname{ctg}\beta = \frac{2H\operatorname{ctg}\beta\operatorname{ctg}\alpha}{\operatorname{ctg}\beta + \operatorname{ctg}\alpha}. \tag{3.4.28}$$

Результаты расчетов величин H, H^1, Q и l^1 при различных значениях параметров приведены в таблице 3.4.7. При варьировании величины конкретного параметра значения остальных приняты равными: $h = 1{,}5$ м, $S = 1000$ м, $\beta = 35°$, $V = 1$ м/с, $\gamma = 90°$, $\psi = 0{,}7$, $\alpha = 10°$, $g = 9{,}8$ м/с^2.

Из приведенных в таблице данных следует, что такие параметры, как β и ψ, в пределах заданных их значений, слабо влияют на размеры образовавшихся навалов. Угол наклона берега (α) практически не влияет на высоту нагромождения льда над уровнем моря, но сильно сказывается на ширине (l^1), объеме (Q) и особенно – на высоте навала над поверхностью берега (H^1). Это объясняется

тем, что при малых α большая часть энергии уходит на образование навала, а при больших – на подъем льда по береговому склону.

Толщина льда, скорость ледяного поля и его горизонтальный размер – основные характеристики, определяющие высоту, ширину и объем навала. Принятые в расчетах значения этих характеристик включают большую часть реального диапазона их природных изменений.

Таблица 3.4.7

Результаты расчетов величин *H, H*^{1}, *Q* и *l*^{1} *при различных значениях параметров*

B^0	*H*, м	H^1, м	*Q*, м^2	l^1, м
30	5,5	3,8	40,5	14,7
35	5,9	4,4	39,7	13,5
40	6,3	5,0	38,8	12,4
A	H, м	H^1, м	Q, м^2	l^1, м
2,5	6,0	5,6	48,8	16,2
5	6,0	5,2	45,1	15,1
10	5,9	4,4	39,7	13,5
15	5,9	3,6	35,8	12,2
20	5,9	2,8	32,9	11,1
25	6,0	2,0	30,5	10,2
H	*H*, м	H^1, м	*Q*, м^2	l^1, м
0,5	4,1	3,1	19,1	9,3
1,0	5,2	3,8	30,3	11,8
1,5	5,9	4,4	39,7	13,5
2,0	6,5	4,8	48,1	14,8
2,5	7,0	5,2	55,8	16,0
3,0	7,4	5,6	63,0	17,0
S	*H*, м	H^1, м	*Q*, м^2	l^1, м
100	2,7	2,0	8,6	6,2
500	4,7	3,5	25,0	10,7
1000	5,9	4,4	39,7	13,5
1500	6,8	5,0	52,0	15,4
2000	7,4	5,6	63,0	17,0
3000	8,5	6,4	82,5	19,4
V	*H*, м	H^1, м	*Q*, м^2	l^1, м
0,5	3,7	2,8	15,7	8,5
1,0	5,9	4,4	39,7	13,5
1,5	7,7	5,8	68,1	17,6
Ψ	*H*, м	H^1, м	*Q*, м^2	l^1, м
0,6	6,2	4,6	44,0	14,2
0,7	5,9	4,4	40,0	13,5
0,8	5,6	4,2	36,3	12,9

Из приведенных выше формул следует, что уменьшение потенциальной энергии навала на 1/3 (затраты на дробление льда) уменьшит расчетные размеры навала всего на 11,5 %. Направление скорости дрейфа льда относительно берега (γ), естественно, влияет на параметры навала, однако даже при $\gamma = 30°$ они станут меньше, чем в случае $\gamma = 90°$, всего на 20,6 %.

Анализ результатов моделирования свидетельствует, что размеры нагромождений льда, образовавшихся под действием рассмотренного механизма, согласуются с данными наблюдений, характерными для многих морей высоких и умеренных широт. Однако они, как, впрочем, и результаты расчетов по модели, рассмотренной в предыдущих разделах, не достигают известных максимальных значений. Необходимо иметь в виду, что эти результаты отражают единичный акт образования навалов. При повторных столкновениях льдин с берегом их кинетическая энергия вновь и вновь будет затрачиваться на увеличение размеров навала. Однако моделирование этого процесса требует несколько иного подхода как с точки зрения формы повторных нагромождений, так и вследствие необходимости учета других сил (в частности, трения на поверхности первичного навала, составляющей силы тяжести и т.п.). По-видимому, плодотворным здесь может оказаться комбинация данного подхода с изложенным в предыдущем разделе. Следует отметить, что рассмотренная здесь модель не объясняет приведенных выше фактов значительного удаления подошвы навала от уреза воды. Однако такие случаи могут объясняться приливным и нагонным повышением уровня моря во время образования навала. Приводимые выше данные не противоречат данной гипотезе.

Предложенная модель объясняет сообщаемый многими наблюдателями факт, что образование береговых нагромождений льда – навалов – происходит сравнительно быстро (15–30 мин). Модель при этом не требует наличия больших пространств, исчисляемых многими сотнями километров, поджатого к берегу ледяного покрова (характерные размеры льдин, инициирующих образование навала, на два порядка меньше). При моделировании столкновения с берегом достаточно протяженного массива сплоченных льдов необходимо учитывать, во-первых, затраты энергии на торошение на стыках льдин; во-вторых, возрастание кинетической энергии ледяного покрова в сторону берега. Данные обстоятельства могут быть учтены при дальнейшем совершенствовании модели.

В заключение необходимо отметить основные вопросы, по которым, в первую очередь, требуется более углубленное исследование. Во-первых, следует более детально отработать случай образования навала у крутого (приглубого) берега. Во-вторых, при оценке силы сжатия льда надо более корректно учитывать касательное напряжение на нижней поверхности льда, создаваемое подледным течением, в частности, приливным, что весьма характерно для Печорского моря. В-третьих, обобщение некоторых натурных данных показало, что существенную роль в процессе образования навалов играет подъем уровня воды. Сочетание штормового ветра, нагонного и приливного течений, а также подъема уровня может, по-видимому, привести к наиболее значительному навалообразованию.

Наконец, остается не до конца ясным вопрос о том, почему вообще ледяные пластины, наползающие на берег, иногда образуют нагромождение, а иногда – нет. Актуальность этой проблемы подтверждается, в частности, наблюдениями, приведенными в работе (Kovacs A. and Sodhi D.S., 1979), где отмечены случаи надвигания льда в глубь берега на расстояние около 100 м без образования нагромождения. Вероятно, здесь существенную роль играет микрорельеф прибрежной зоны. В любом случае этот вопрос не полностью ясен и требует дальнейшего изучения.

Литература к главе

Астафьев В.Н., Сурков Г.А., Трусков П.А. Торосы и стамухи Охотского моря. СПб.: Прогресс-Погода, 1997. 184 с.

Богородский В.В., Гаврило В.П. Лед. Физические свойства. Современные методы гляциологии. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 381 с.

Бородачев В.Е. Закономерности геометрии разлома ледяных полей // Труды ААНИИ. 1974. Т.316. С. 77–88.

Бородачев, В.Е. Льды Карского моря. СПб.: Гидрометеоиздат, 1998. 182 с.

Вагапов Р.Х., Гаврило В.П., Козлов А.И., Лебедев Г.А., Логвин А.И. Дистанционные методы зондирования морских льдов. СПб.: Гидрометеоиздат, 1993. 343 с.

Вольцингер Н.Е., Клеванный К.А., Пелиновский Е.Н. Длинноволновая динамика прибрежной зоны. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. 272 с.

Гаврило В.П., Грищенко В.Д., Лощилов В.С. К вопросу о натурных исследованиях морфологии торосов на арктических льдах и возможности моделирования процессов торошения // Труды ААНИИ. 1974. Т.316. С.70–76.

Гаврило В.П. Применение радиофизических методов в океанографических и ледовых исследованиях / Электрофизические и физико-механические свойства льда, В.В.Богородский и В.П.Гаврило (ред.). Л.: Гидрометеоиздат, 1989. С. 7–22.

Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. Т.9, 10. 159 с.

Гольдштейн Р.В., Марченко А.В. О выборе реологических соотношений для ледяного покрова. ПММ. 1999. Т. 63. Вып. 1. С. 80–86.

Гудкович З.М., Романов М.А. Метод расчета распределения мощности льдов в арктических морях в зимний период. Труды ААНИИ. 1970. Т.292. С. 4–48.

Дмитриев Н.Е., Поляков И.В. Гидродинамическая модель дрейфа айсбергов в Баренцевом море // Тез. Международной конф. RAO-95, С.-Петербург, Россия, 1995 г.

Дмитриев Н.Е., Поляков И.В. О прослойке атлантических вод в Арктическом бассейне. 1. Географическая характеристика // Метеорология и Гидрология. 1995. № 8. С. 37–42.

Дмитриев Н.Е., Поляков И.В. О прослойке атлантических вод в Арктическом бассейне. 2. Циркуляция // Метеорология и Гидрология. 1995. № 9. С. 92–101.

Доронин Ю.П., Хейсин Д.Е. Морской лед. Л.: Гидрометеоиздат, 1975. 319 с.

Драбкин В.В. Образование торосов и навалов льда при нагонах (на примере Финского залива) // Труды ААНИИ. 1978. Т.354. С. 89–96.

Клячкин С.В. Динамическая модель образования навалов льда на берегах на примере Печорского моря // Труды ААНИИ. 1998.

Кулаков И.Ю. Моделирование динамики льда с учетом его структуры// Тезисы/Вторая Всесоюзная Конференция по Механике и Физике Льда. М.. Институт Проблем Механики АН СССР. 1983. С. 49.

Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теория упругости. М.: Наука, 1965. 204 с.

Легеньков А.П. Деформации дрейфующего льда в Северном Ледовитом океане. СПб: Гидрометеоиздат, 1992. 104 с.

Ледово-гидрологические режим Печорского моря. Научно-справочное пособие, Приложение к отчету НИР 1.7.8.20, 1995, 187 с.

Марченко А.В. Модель дрейфующего ледяного покрова. ПММ. 1994. Т. 58. Вып.1. С. 40–54.

Марченко А. Модель формирования торосов в дрейфующем ледяном покрове. УФН. 2001. Т. 171. №3. С. 333–339.

Марченко А.В. О распространении разрывов в дрейфующем ледяном покрове. ПММ. 1992. Т. 56. Вып. 3. С. 419–433.

Марчук Г.И. Численное решение задач динамики атмосферы и океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 304 с.

Номенклатура морских льдов. Условные обозначения для ледовых карт. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 76 с.

Поляков И.В., Дмитриев Н.Е. Моделирование вертикальной структуры приливов и штормовых нагонов в мелководном бассейне // Метеорология и Гидрология. 1993. № 12. С. 54–62.

Поляков И.В., Дмитриев Н.Е. Прилив M_2 в Северном Ледовитом океане. 1. Структура баротропного прилива // Метеорология и Гидрология. 1994. № 1. С. 56–68.

Поляков И.В., Дмитриев Н.Е., Головин П.Н. Прилив M_2 в Северном Ледовитом океане. 2. Структура прилива в стратифицированном океане // Метеорология и Гидрология. 1994. № 2. С. 49–60.

Поляков И.В., Дмитриев Н.Е. Моделирование структуры штормовых нагонов и приливов в мелководном бассейне // Метеорология гидрология. 1993. № 12. С. 54–62.

Поляков И.В., Кулаков И.Ю., Колесов С.А., Дмитриев Н.Е., Притчард Р.С., Драйвер Д., Наумов А.К. Термодинамическая модель океана со льдом: описание и эксперименты // Известия АН. Физика атмосферы и океана. 1998. Т. 34. № 1. С. 51–58.

Природные условия Байдарацкой губы. Основные результаты исследований для строительства подводного перехода системы магистральных газопроводов Ямал-Центр. М.: ГЕОС. 1997. 432 с.

Роуч П. Вычислительная гидродинамика. М.: Мир, 1980. 616 с.

Роуб Р.К. Дрейф и разрушение айсбергов. Динамика масс снега и льда. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. С. 218–263.

Седов Л.И. Механика сплошной среды. Т. 1,2. М.: Наука, 1983.

Смирнов В.Н. Динамические процессы в морских льдах. СПб.: Гидрометеоиздат, 1996. 162 с.

Тимохов Л.А., Хейсин Д.Е. Динамика морских льдов (математические модели). Л.: Гидрометеоиздат, 1987. 271 с.

Тимошенко С.П. Курс сопротивления материалов. М., Л.: ГИЗ. 1930. 348 с.

Хейсин Д.Е. О возбуждении усилий ледового сжатия на гидродинамической стадии дрейфа сплоченных льдов // Труды ААНИИ. 1971. Т. 303. С. 89–97.

Хейсин Д.Е. Ветровой навал льда на берега и откосы гидротехнических сооружений. / Тез. докл. Всесоюз. конфер. «Морские льды и хозяйственная деятельность на шельфе». Мурманск. 1989. С. 96–98.

Abdelnour R., and Croasdale K. Ice forces associated with ridge building: Model tests and results compared with theoretical models. Proc. of IAHR Ice Symp., Iowa City, 1986. Vol. 3. P. 227–245.

Andreas E.L. The atmospheric boundary layer over polar marine surfaces. USA CRREL Monograph 96-2. 1996. P. 47–55.

Arakawa A., Lamb V.R. Computational design of the UCLA general circulation model. To be published in «Methods in Computational Physics» Academic Press. New York. 1976. P. 172–184.

Bates H.F., Shapiro L.H. Long-period gravity waves in ice-covered sea // J. Geophys. Res. 1980. Vol. 85. P. 1095–1100.

Beketsky S.P. Thickness distribution of consolidated hummock layer offshore Sakhalin. Ice in Surface Waters, H.T. Shen (ed.). Balkema. 1998. P. 357–359.

Bekker A.T., Komarova O.A., Venkov A.V. Distribution of extreme loads on ice-resistant platforms. Ice in Surface Waters, Shen ed. Balkema, Rotterdam. 1998. Vol. 1. P. 469–474.

Beloshapkov A., Marchenko A. Mathematical modeling of ice bottom scouring in Baydaratskaya Bay. Ice in Surface Waters. Shen (ed). Balkema, Rotterdam. 1998. P. 345–352.

Burden R.P., Timco G.V. A catalogue of sea ice ridges. National Research Council of Canada Report TR-1995-27, Ottawa, Ont. P. 13–31.

Bryan K. A numerical model for the study of circulation of the world oceans // J. Comput. Phys. 1969. Vol. 4. P. 347–376.

Chari T.R. Geotechnical aspects of iceberg scours on ocean floors // Can. Geotech. J. 1979. Vol. 16. P. 379–390.

Colony R. A new look at the sea ice thickness, In Proceedings of the Ninth International Conference on Port and Ocean Engineering Under Arctic Conditions, W.M. Sackinger ed., Fairbanks: 1988. P. 85–93.

Coon M.D., Maykut G.A., Pritchard R.S., Rothrock D.A., Thorndike A.S. Modeling the pack ice as an elastic-plastic material. AIDJEX Bull. 24, Seattle, Washington. 1974. P. 134–145.

Coon M., Echert D.C., Knoke G.S. Stress validation of a failure (yield) surface for pack ice. Ice in Surface Waters, H.T. Shen (ed.). Balkema. 1999. P. 1049–1055.

Croasdale K.R., Comfort G., Graham B.W. Arctic pack-ice forces research project. Report to Government of Canada, Dept. of Fisheries and Oceans, Institute for Ocean Science, Sidney, BC, Canada. 1986. 180 p.

Dawis N.R., Wadhams P. A statistical analysis of Arctic pressure ridge morphology // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100. P. 10 915–10 925.

Drabkin V.V., Klyachkin S.V. Some specific features of ice ridging in the Gulf of Finland / Proc. XVII Conf. of Baltic oceanographers. Norrkoping. 1990. P. 112–120.

Everts K.U., and Jochmann P. Determination of the topography of pressure ice ridges in the Laptev-Sea. Ice in Surface Waters, Shen (ed.). Balkema. 1998. Vol. 1. P. 331–336.

Flato G.M. McPIC (version 1.0). Documentation for the multi-category particle-in-cell sea ice model. Canadian Tech. Rep. of Hydrography and Ocean Sciences. 1994. № 158. – 74 p.

Flato G.M. and Hibler W.D. III. An initial numerical investigation of the extent of sea-ice ridging // Annals of Glaciology. 1991. Vol. 15. P. 31–36.

Granberg H.B., and Lepparanta M. Observations of sea ice ridging in the Weddell Sea // J. Geophys. Res. 1999. Vol. 104. P. 25 735–25 745.

Gray J.M.T.M., and Killworth P.D. Sea ice ridging schemes // J. Phys. Oceanogr. 1996. Vol. 26. P. 2420–2428.

Hibler W.D. III, and Ackley S.F. Height variation along sea ice pressure ridges and the probability of finding «holes» for vehicle crossing. CREEL Rep. 1973, Hanover, New Hampshire. P. 212.

Hibler W.D. III. A viscous sea ice law as a stochastic average of plasticity // J. Geophys. Res. 1977. Vol. 82. P. 3932–3938.

Hibler W.D. III and Bryan K. A diagnostic ice-ocean model // J. Phys. Oceanogr. 1987. Vol.17. №7. P. 987–1015.

Hibler W.D. III. Modeling a variable thickness sea ice cover. Mon. Wea. Rev. 1980. P. 1943–1973.

Hibler W.D. III, Weeks W.F., Mock S.J. Statistical aspects of sea ice ridge distribution // J. Geophys. Res. 1972. Vol. 77. P. 5954–5970.

Hibler W.D. III. The role of sea ice in dynamics in modeling CO_2 increases. Climate Processes and Climate Sensitivity, Geophys. Monograph. № 29. Maurice Ewing. Amer. Geophys. Union. 1984. Vol. 5. P. 238–253.

Hibler W.D. III. Ice Dynamics, in The Geophysics of Sea Ice, ed. by N. Unterstiner, Plenum Press. New York. 1986. P. 255–264.

Holloway G., Sou T. Is Arctic sea ice rapidly thinning. Ice and Climate News, 2001. Vol.1. P. 2–5.

Hopkins M.A., Hibler W.D.III, Flato G.M. On the numerical simulations of the sea ice ridging process. 1991. P. 46–74.

Hopkins, M.A. On the ridging of intact lead ice // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. P. 16 351–16 360.

Hopkins M.A. Onshore ice pile-up: A comparison between experiments and simulations // Cold. Reg. Sci. and Technol. 1997. Vol. 26. P. 205–214.

Hopkins M.A. Four stages of pressure ice ridging // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103. P. 21 883–21 891.

Hopkins M.A., Tuhkuri J., Lensu M. Rafting and ridging of thin ice sheets //J. Geophys. Res. 1999. Vol. 104. P. 13 605–13 613.

Hopkins M.A., Tuhkuri J. Compression of floating ice fields // J. Geophys. Res. 1999. Vol. 104. P. 15 815–15 825.

Klyachkin S.V. The method of sea ice forecast for the Gulf of Finland eastern part based on hydrothermodynamic model // Proc. XVIII Conf. of Baltic oceanographers. SPb: 1992. P. 239–240.

Klyachkin S.V. The hydrothermodynamic model of short term ice forecast in the Gulf of Finland eastern part // Report Series in Geophysics. University of Helsinki, Dep. of Geophysics. 1993. № 27. P. 55–72.

Klyachkin S.V. Dynamic model of formation of coastal pile-up for the example of the Pechora Sea // Proc. of the 7-th Int. Conference on the Development and Commercial Utilization of Technologies in Polar Regions (POLARTECH'98), Nuuk, Greenland, 1998. P. 198–208.

Kovacs A., Sodhi D.S. Ice pile-up and ride-up on Arctic and subarctic beaches // Proc. of Int. Conf. POAC-79. P. 127–146.

Kovacs A., Sodhi D.S. Shore ice pile-up and ride-up: field observations, models, theoretical analysis // Cold. Reg. Sci. and Technol. 1980. Vol. 2. P. 209–288.

Lensu M. The random breakage of ice. Proc. of Regional and Mesoscale Modelling of Ice Covered Ocean: 92-96. Conference Report, № 3. Nansen Remote Sensing Center, Bergen, Norwey. 1989.

Lensu M. A downscaling structure for distributions describing ice characteristics //IUTAM Symposium on «Scaling Laws in Ice Mechanics and Ice Dynamics». J.P.Dempsey and H.H.Shen (ed.). Kluwer Academic Publishers. 2001. P. 449–456.

Lepparanta M. The dynamics of sea ice. Physics of Ice-Covered Seas. M.Lepparanta ed., Helsinki University Printing House. 1994. Vol. 1. P. 305–342.

Lewis J.E., Lepparants M., Granberg H.B. Statistical properties of sea ice topography in the Baltic Sea. Tellus. 1993. Vol. 45A. P. 127–142.

Li F., Kelley J., Uematsu E. Spring sea ice conditions from SAR images near the Alaska coast of the Chukchi Sea //Proc. of the 8th Int. Symp. «Okhotsk Sea & Sea Ice», 1-5 February 1993. Mombetsu, Hokkaido, Japan. P. 261–268.

Lowry R.T., Wadhams P. On the statistical distribution of pressure ridges in sea ice // J. Geophys. Res. 1979. Vol. 84. P. 2487–2494.

Marchenko A. Ice ridge formation due to the interaction of drifting and stationary ice fields // Proc. of the 15th Int. Conf. on Port and Ocean Eng. Under Arctic Conditions (POAC'99), Helsinki Univ. of Technology. 1999. Vol. 3. P. 1024–1038.

Marchenko A. On the construction of kinetic theory of ice cover taking into account the evolution of internal ice structure //Proc. of the 15th Int. Conf. on Port and Ocean Eng. Under Arctic Conditions (POAC'99), Helsinki Univ. of Technology. 1999. Vol. 3. P. 1011–1023.

Marchenko A., Makshtas A. Ice ridging over various space scales. //IUTAM Symposium on Scaling Laws in Ice Mechanics and Ice Dynamics. J.P.Dempsey and H.H.Shen (ed.). Kluwer Academic Publishers. 2001. P. 103–114.

Martin S., Drucker R. Observations of short-period ice floe accelerations during leg II of the Polarbjorn Drift // J. Geophys. Res. 1991. Vol. 96. P. 10 567–10 580.

Melling H., Riedel D.A. Development of seasonal pack ice in the Beaufort Sea during the winter of 1991–1992. A view from below // J. Geophys. Res. 1996. Vol. 101. NC5. P. 11 975–11 991.

Mellor M. Mechanical behavior of sea ice. CRREL Monograph 83-1, Hanover, New-Hampshire. 1983. 285 p.

Nye J.F., Thomas D.R. The use of satellite photographs to give the movements and deformation of sea ice. AIDJEX Bulletin. 1974. № 27. P. 1–21.

Parmerter R.R., Coon M.D. A model of pressure ridge formation in sea ice // J. Geophys. Res. 1972. Vol. 77(33). P. 6565–6575.

Parmerter R.R. A model of simple rafting in sea ice // J. Geophys. Res. 1975. Vol. 80. P. 1948–1952.

Polyakov I.V., Kulakov I.Yu., Kolesov S.A., Naumov A.K., Dmitriev N.Eu. Coupled ice-ocean dynamics model of the Kara Sea. Tech. Rep. 4-YA-94. Arctic and Antarctic Research Institute. 1994. 194 p.

Polyakov I.V., Kulakov I.Yu., Kolesov S.A., Dmitriev N.Eu., Pritchard R.S., Driver D., Naumov A.K. Coupled Sea Ice-Ocean Model of The Arctic Ocean// Journal of Offshore Mechanic and Arctic Engineering. Vol. 120. № 2. May 1998. P. 77–84.

Prasad K.S.R., Chari T.R. Some Factors influencing iceberg scour estimates // Journal of Energy Resources Technology. September 1986. Vol. 108. P. 234–239.

Pritchard R.S., Mueller C., Hanzlick D.J., Yang Y.S. Forecasting Bering Sea Ice Edge Behavior. 1990 // J. Geophys. Res. 95. №. C1. P. 775–788.

Pritchard R.S. Sea ice dynamics models. In: IUTAN Symp. Scaling Laws in Ice Mechanics and Ice Dynamics. Eds. J.P. Dempsey, H.H. Shen. Kluwer Academic Publishers. 2001. P. 265–288.

Proshutinsky A.Yu., Kolesov S.A., Frolov I.E. The Ice Drift Models. The Ivestigation and Forecasting System // Lectures at the Seminar «Arctic Technology seen from Russia». Norwegian Institute of Technology Trondheim. 1992. P. 25–54.

Rothrock, D.A. The energetic of the plastic deformation of pack ice by ridging // J. Geophys. Res. 1975. Vol. 80. P. 4514–4519.

Rothrock D.A., Yu Y., Maykut G.A. Thinning of the Arctic sea-ice cover // Geoph. Res. Letterrs. 1999. Vol. 26. P. 3469–3472.

Semtner, A.J. An oceanic general circulation model with bottom topography. Tech. Report № 9. Dep.Meteorol. University of California. USA. 1974. – 99 p.

Thorndike A.S., Rothrock D.A., Maykut G.A., Colony R. The thickness distribution of sea ice // J. Geophys. Res. 1975. Vol. 80. P. 4501–4513.

Sanderson T.J.O. 1 Ice Mechanics, Risks to Offshore Structures. Graham and Trotman Inc., Kluwer Academic Publishers, Norwell, MA. P. 76–91.

Serreze M., Walsh J., Chapin F., Osterkamp T., Dyurgerov M., Romanovsky V., Oechel W., Morrison J., Zhang T., Barry R.G. Observational evidence of recent changes in the northern high-latitude environment. Climate Change. 2000. Vol. 46. P. 159–207.

Shinohara Y. A redistribution function applicable to a dynamic sea ice model // J. Geophys. Res. 1990. Vol. 95. P. 13423–13431.

Timco G.W., Sayed M. Model test of the ridge-building process in ice. Paper presented at the IAHR Ice Symposium 1986. Int. Assoc. For Hydraul. Res., Iowa City, Iowa. P. 13–21.

Timco G.W., Burden R.P. An analysis of the shapes of sea ice ridges // Cold. Reg. Sci. and Technol. 1997. Vol. 25. P. 65–77.

Thorndike A.S., Rothrock D.A., Maykut G.A., Colony R. The thickness distribution of sea ice // J. Geophys. Res. 1975. Vol. 80. P. 4501–4513.

Thorndike A.S. Sea ice thickness as a stochastic process // J. Geophys. Res. 2000. Vol. 105. P. 1311–1313.

Tucker W.B. III, Sodhi D.S., Govoni J.W. Structure of first year pressure ridge sails in the Prudhoe Bay area, in The Alaskan Beaufort Sea, Ecosystem and Environments, P.W.Barnes, D.M. Schell, and E. Reimnitz (ed.), Academic, San Diego, Calif., 1984. P. 115–136.

Tuhkuri J. Deformation and failure of ice cover under compression. // IUTAM Symposium on «Scaling Laws in Ice Mechanics and Ice Dynamics», J.P.Dempsey and H.H.Shen (ed.), Kluwer Academic Publishers. 2001. P. 91–102.

Vinje T., Nordlund N., Kvambekk A. Monitoring ice thickness in Fram Strait // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103. P. 10 437–10 449.

Vinnikov K., Robock A., Stouffer R.J., Walsh J.E., Parkinson C.L., Cavalieri D.J., Mitchell J.F.B., Garret D., Zakharov V.F. Global warming and northern hemisphere sea ice extent. 1999. Science 286. P. 1934–1937.

Wadhams P. Ice characteristics in the seasonal sea ice zone // Cold. Reg. Sci. and Technol. 1980. Vol. 2. P. 37–87.

Wadhams P. Sea ice morphology. Physics of Ice-Covered Seas. M.Lepparanta ed., Helsinki University Printing House. 1994. Vol. 1. P. 231–288.

Wadhams P., Davy T. On the spacing and draft distributions for pressure ridge keels // J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91. P. 10 697–10 708.

Wadhams P., Davis N.R. Further evidence of ice thinning in the Arctic Ocean // Geophys. Res. Letters. 2000. Vol. 27. P. 3973–3975.

Заключение

Изложенное представление о ледяных образованиях и их воздействии на дно и берега составлено по данным натурных наблюдений в ограниченных районах Баренцева и Карского морей. Тем не менее, общность природы формирования ледяных образований в арктических морях позволяет считать, что выявленные закономерности их образования и трансформации присущи и другим районам арктических морей.

В настоящее время широко обсуждается ледовитость Северного Ледовитого океана и его морей в связи с проблемой изменения климата. Статистические данные за имеющийся период наблюдений показывают, что вариации ледовитости морей отмечаются, но из-за специфики образования и распространения ледяного покрова следует привлечь такой информативный показатель климатической реакции океана как толщина льда. Естественно, что при этом в дальнейшем следует учесть на нем толщину снежного покрова с его плотностью.

В связи с технической направленностью исследования не стояла задача выяснения причин различий статистических характеристик ледовитости Баренцева и Карского морей, но полученные данные могут использоваться в географическом плане для анализа их ледового режима.

Характеристика припая дана лишь для материковой части морей из-за практических потребностей в этом регионе. Несомненно, его основные черты таковы же, как и в других районах морей, например, около Шпицбергена. Может меняться лишь протяженность и толщина припая, но по сведениям о глубине и о течениях легко получить его общие статистические характеристики и по другим участкам морей.

По отмеченной причине раздел о торосах и стамухах также составлен лишь по данным наблюдений в юго-восточной части Баренцева и Карского морей. Поскольку природа появления данных ледяных образований одинакова по всем морям, то их морфометрические характеристики подобны. Тем не менее, статистические характеристики этих образований по другим районам морей в дальнейшем также имеет смысл получить. В последующих исследованиях при использовании статистической информации об этих образованиях для оценки режима морей необходимо провести ее сопоставление с аналогичной информацией по другим морям и показать ее особенность, обусловленную спецификой ледяного покрова и его движения.

Большое внимание в монографии уделено айсбергам, как ледяным образованиям, представляющим серьезную опасность сохранности гидротехнических сооружений в морях. Несмотря на некоторые статистические характеристики их повторяемости, форму и скорость дрейфа, представленную вероятность их встречи еще нельзя считать полностью обусловленной. Для полного описания состояния айсбергов будут продолжены исследования надводной и подводной морфометрии айсбергов и детально разработана теория их дрейфа.

Несмотря на важность исследований воздействия ледяных образований на грунт шельфа и берег, материалов наблюдений пока еще не очень много для составления исчерпывающей картины. Хотя некоторые статистические сведения о пропашке дна ледяными образованиями удалось получить, тем не менее пока не удалось их связать с типом грунта и особенностью приливных и сгонно-нагонных колебаний уровня моря и течений. Естественно, что из-за недостаточности сведений об экзарации дна при прокладке трубопроводов по дну такие исследования будут продолжены. Это касается и вопросов выноса льда на берег, его зависимости от уклона берега, ветра и уровня моря.

В монографии отмечалось, что методы расчета движения льдов и ледяных образований, теории торошения льдов и экзарации грунта на данном этапе исследований не включают в себя региональные особенности морей, поэтому их целесообразно было выделить в отдельный раздел. Этим достигалась цель распространения теоретических заключений на другие моря. Пока еще не удалось включить статистические характеристики в общую теорию движения льдов. Например, влияние торосистости учитывается лишь через увеличение поверхностной и подводной шероховатости ледяного покрова, хотя это весьма грубые приближения, поскольку в этом случае важен учет не только касательного, но и нормального напряжения.

Поскольку торосы являются продуктом движения льда, то предполагается дополнить теорию дрейфа льдов теорией торошения, т.к. в настоящее время оценивается лишь район и интенсивность торошения по изменению сплоченности льда.

Пока в теории дрейфа льда ледяной покров рассматривается как слой вязкой жидкости и переход к льдам пониженной сплоченности не следует автоматически с учетом только одной сплоченности, т.к. в этом случае надо принимать во внимание и нормальные напряжения между водой и льдиной. Да и вид некоторых уравнений меняется. Особо следует уделить внимание разработке теории дрейфа айсбергов и всплывших стамух. Этому могут помочь полученные представления о морфометрии их надводной и подводной частей. При этом следует учитывать возможность сопротивления грунта движению таких ледяных образований на мелководье.

Теоретическое обоснование поведения ледяных образований в монографии завершается системой уравнений, определяемых как математические модели. В данном случае они не связаны со статистическими характеристиками объектов исследований и позволяют вычислить лишь средние значения рассчитываемых величин. В дальнейшем в модели предполагается ввести статистику, полученную в результате экспедиционных исследований. В этом случае удастся учесть региональные особенности как строения, так и поведения ледяных образований.