

**В.Н.Смирнов, С.М.Ковалев, В.А. Бородкин,
А.А. Ньюбом, А.И.Шушлебин**

**ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЙ МОНИТОРИНГ
И КРАТКОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ
ЯВЛЕНИЙ СЖАТИЯ И ТОРОШЕНИЯ
В МОРСКИХ ЛЬДАХ**



МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ
И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

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

В.Н. СМИРНОВ, С.М. КОВАЛЕВ, В.А. БОРОДКИН,
А.А. НЮБОМ, А.И. ШУШЛЕБИН

ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЙ МОНИТОРИНГ
И КРАТКОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ
ЯВЛЕНИЙ СЖАТИЯ И ТОРОШЕНИЯ
В МОРСКИХ ЛЬДАХ

Методическое пособие

Санкт-Петербург
ААНИИ
2017

УДК 532.322

Рецензент канд. геогр. наук И.М. Ашик

Представлены сведения о методах и результатах натурных исследований физико-механического состояния арктических льдов и о подходах к созданию методов краткосрочного прогнозирования явлений сжатия и торошения. Основное внимание уделено физике возникновения упругих и гравитационных волн при разломах и торошении льда. В спектре волновых и колебательных процессов выделены компоненты, обусловленные упругими и изгибно-гравитационными волнами, волнами зыби, внутренними волнами, автоколебательными процессами в сплошном ледяном покрове.

В связи с освоением нефтегазовых месторождений арктического шельфа описанные технологии находят применение при строительстве и эксплуатации морских сооружений, когда необходимы данные раннего прогнозирования экстремальных и опасных природных явлений в режиме реального времени.

Книга предназначена океанологам, геофизикам, гидротехникам.

The information about methods and results of nature investigations of physical-mechanical state of Arctic ice and about approaches to develop methods of short-term forecasting of compression and ridging events are presented in the current book. This book provides a thorough introduction of physics of elastic and gravity waves generation when ice crack and ridging. The components caused by elastic and flexural-gravity waves, swell waves, internal waves, self-excited processes in continuous ice cover are focused in the spectrum of wave and oscillation processes.

The outlined technologies find application at offshore structures construction and operation when data of early forecasting of extreme and dangerous nature events in the real-time mode are necessary, taking into consideration the development of oil-and-gas fields of the Arctic shelf.

This book is designed especially for the attention of oceanologists, geophysicists and water-supply engineers.

ISBN 978-5-98364-081-8

© Государственный научный центр РФ
Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт, 2017

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
Введение	7
1. Крупномасштабная механика морского льда как основа прогнозирования явлений сжатия и торошения.....	12
1.1. Динамические процессы механики разрушения ледяного покрова и крупномасштабная структура льдов	12
1.2. Колебательные и волновые процессы во льдах как индикаторы явлений сжатия и торошения	23
2. Измерительная техника для мониторинга процессов деформирования и разрушения льда и определения его масштабной прочности	32
2.1. Технические средства и методики исследований физических характеристик ледяных образований.....	33
2.2. Определение параметров смещения, деформаций, наклонов и давления в ледяных образованиях	51
2.3. Технология определения прочности ледяных образований методом зонд-индентора в натурных условиях	70
2.4. Масштабные испытания прочности льда при изгибе	89
2.5. Методики расчета полномасштабной прочности льда.....	96
3. Механика разрушения морских льдов и прогностические признаки явлений сжатия и торошения	99
3.1. Данные, полученные на дрейфующей станции «Северный полюс-38»	101
3.2. Данные, полученные на дрейфующей станции «Северный полюс-39»	104
3.3. Данные, полученные на дрейфующей станции «Северный полюс-40»	113

3.4. Данные, полученные на дрейфующей станции «Северный полюс-2015»	116
3.5. Образование трещин и подвижек во льдах Карского моря...	119
4. Методика мониторинга динамического состояния припайного льда моря Лаптевых	124
5. Пример мониторинга динамики ледника и образования айсбергов	128
6. Методы оценки прочности ледяных полей и ледовых нагрузок при сжатии и ударном воздействии.....	134
6.1. Крупномасштабные испытания прочности льда с использованием ледокола.....	134
6.2. Опыт мониторинга динамических процессов для оценки ледовых нагрузок на сооружение	139
6.3. Ударное воздействие дрейфующих льдин на искусственный остров	143
7. Измерительная система для мониторинга динамических характеристик	148
7.1. Описание измерительной системы.....	148
7.2. Методика размещения комплекса в полевых условиях	155
7.3 Программная архитектура измерительной системы	160
Заключение	167
Список литературы	171

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящем методическом пособии представлен обобщающий опыт комплексных исследований физико-механического состояния дрейфующих и припайных льдов Арктики с целью его использования в разработках по совершенствованию методов прогнозирования явлений сжатия и торошения. Пособие включает в себя систематизированный материал, раскрывающий отличительные особенности физики и прочности льда в лабораторных опытах и при разрушении больших объемов льда (ровные ледяные поля, ледники, стамухи и айсберги). Приводятся научно-теоретические основы описываемых методов, примеры их использования в темах ЦНТП Росгидромета.

Мониторинг динамики и механики морского льда с применением контактных и дистанционных методов на припае и на дрейфующих льдах создает основы для разработки технологии краткосрочного прогнозирования состояния ледяного покрова в инженерных задачах. Впервые на примерах натурных исследований показана возможность выявления физических признаков, предшествующих развитию процессов сжатия и разрушения в ледяных образованиях. Накопление статистики параметров экстремальных процессов позволяет подойти к разработке методов прогнозирования возникновения экстремальных и опасных ледовых явлений в режиме реального времени и принимать соответствующие меры безопасности при работах на арктическом шельфе.

На основе применения технологии мониторинга физико-механического состояния морских льдов выявлены физические признаки явлений сжатия и торошения льда, рассматриваемые как основа для разработки краткосрочного прогнозирования ледовых явлений. Технология в этом случае рассматривается как совокупность методов и инструментов, процессов и идей для достижения планируемого результата. Отсюда вытекает построение технологического процесса инструментального мониторинга морских льдов: применение методов определения физических и прочностных свойств изучаемой среды, совершенствование измерительной техники по определению крупномасштабной прочности ледяных образований,

проведение длительного мониторинга состояния льдов, анализ результатов и феноменологическое описание физики и механики природных явлений и процессов. В связи с актуальностью работ по освоению нефтяных месторождений на арктическом шельфе в настоящее пособие включены примеры решения прикладных задач по воздействию льда на сооружение и искусственный остров, представленных в Методическом пособии (2011).

Настоящая работа содержит семь разделов, объединенных общей практической направленностью по решению научных и прикладных задач физики и механики льдов Арктики. В разделе 1 описаны основные физико-механические свойства морского ледяного покрова, в котором происходят сжатия и разрушения различного пространственно-временного масштаба. Раздел 2 посвящен описанию измерительной техники и основных методик, используемых для определения физико-механических свойств изучаемой среды, и подходам к созданию аппаратно-программного обеспечения для краткосрочного прогнозирования экстремальных и опасных ледовых явлений в режиме реального времени. В разделе 3 приводится описание практических результатов с рекомендацией по их дальнейшему развитию и использованию при мониторинге состояния льдов в различных районах Арктики (дрейфующие станции «Северный полюс», морские экспедиции в моря Карское и Лаптевых). В разделах 4 и 5 представлены практические примеры организации мониторинга состояния припайных льдов и ледников с целью сбора статистических данных и обнаружения связей природных явлений. В разделе 6 дается методическое описание результатов натурного моделирования деформирования и разрушения льда с целью определения прочности ледяного поля на изгиб и выявления механизма сжатия, а также оценки сил воздействия льда на сооружение и искусственный остров. В разделе 7 отражены первые шаги по созданию варианта схемы модульной системы с передачей физико-механических сигналов сжатия и торошения в морских льдах; выполнены подходы к разработке методики сбора информации для описания алгоритма обработки цифровых данных и созданию программного обеспечения. В заключении излагаются краткие выводы и результаты, логически вытекающие из содержания методического пособия, а также рекомендации по направлению дальнейших ледоисследовательских работ в Арктике и Антарктике.

Авторы выражают благодарность сотрудникам лаборатории физики льда В.Г. Коростелеву, И.Б. Шейкину, М.А. Знаменскому, Н.В. Колабутину, А.Н. Павлову, И.А. Кушеверскому, Егору и Евгению Шиманчук за большой вклад в исследования ледяных образований и испытания комплекса дистанционной регистрации сигналов сжатия и торошения льдов, разлома ледников и образования айсбергов.

ВВЕДЕНИЕ

Информация о состоянии окружающей природной среды и его изменениях в различном виде собирается и используется в России со второй половины XIX столетия. В настоящее время во всем мире в полной мере сформировалась система геофизических служб (гидрометеорологическая, сейсмическая, гелиофизическая и др.), которые стремятся отражать, анализировать и прогнозировать как кратковременные, так и длительные естественные изменения состояния окружающей человека природной среды. Это состояние может изменяться под влиянием как естественных, так и антропогенных воздействий.

Систему повторных наблюдений одного и более элементов окружающей природной среды в пространстве и во времени с определенными целями в соответствии с заранее подготовленной программой предложено называть мониторингом (Израэль, 1974). Сам термин «мониторинг» вошел в употребление в противовес термину «контроль», в трактовку которого включались не только наблюдение и получение информации, но и элементы активных действий, т. е. элементы управления. Таким образом, мониторинг — это система наблюдений, оценки и прогноза состояния природной среды, не включающая управление качеством окружающей среды. В связи с этим мониторингом правильнее называть систему наблюдений, позволяющую выделить изменения состояния биосферы под влиянием человеческой деятельности. И такую систему было предложено называть мониторингом антропогенных изменений окружающей природной среды. Таким образом, можно считать, что мониторинг является многоцелевой информационной системой. Его основные задачи заключаются в наблюдении за состоянием биосферы, оценке и прогнозе ее состояния, определении степени антропогенного воздействия на окружающую среду, выявлении факторов и источников такого воздействия, а также степени их воздействия.

При подготовке настоящего методического пособия использовались результаты проведения инструментального мониторинга физико-механи-

ческого состояния арктических льдов, которые стали основой для разработки методов краткосрочного прогнозирования явлений сжатия и торошения. Для решения задачи краткосрочного прогнозирования процессов сжатия и разрушения арктического льда различного масштаба необходимо понимание действующих внешних и внутренних сил, знание крупномасштабных прочностных характеристик льда и вероятных ранних признаков последующих событий в исследуемой системе атмосфера — лед — океан. В связи с этим развитие методов исследования морского льда проводится по следующим основным направлениям:

- разработка методов получения данных о характеристиках полномасштабной прочности морского льда как одного из основных параметров, учитываемых при создании математических моделей и решении задач погоды и климата;

- совершенствование возможностей мониторинга физико-механического состояния ледяных образований и выявления прогностических признаков сжатия, торошения и разлома дрейфующих и припайных льдов при строительстве инженерных сооружений на арктическом шельфе и для обеспечения их безопасного функционирования.

Обратная задача мониторинга льда может состоять в том, чтобы по физико-механическим изменениям во льду и крупномасштабной динамической реакции льда на их воздействие можно было оценивать силы, вызывающие эти изменения, и возможность прогнозирования экстремальных и опасных ледовых явлений.

С этих позиций представляет интерес изучение колебаний и волн во льдах, связанных с механикой деформирования и разрушения морского ледяного покрова. Наиболее характерным динамическим процессом являются вертикальные и горизонтальные подвижки льда. Подвижки и разрушение льда происходят непрерывно, обуславливая строение/структуру ледяного покрова и регулируя теплообмен между океаном и атмосферой. Очевидно, что при значительных силах сжатия могут возникать протяженные разломы и районы открытой воды, где развивается ветровое волнение.

В документе «Порядок действий организаций и учреждений Росгидромета при возникновении опасных природных (гидрометеорологических и гелиогеофизических) явлений» даются определения терминов «чрезвычайная ситуация» и «опасное явление» (РД 52.88.699-2008).

Чрезвычайная ситуация (ЧС) — состояние, при котором в результате возникновения источника чрезвычайной ситуации на объекте, определенной территории или акватории нарушаются нормальные условия жизни и деятельности людей, возникает угроза их жизни и здоровью, наносится

ущерб имуществу населения, экономике и окружающей природной среде. Источник ЧС — опасное природное явление, опасное техногенное происшествие или авария.

Опасное природное явление (ОЯ) — гидрометеорологическое явление, которое по своему значению, интенсивности, продолжительности или времени возникновения представляет угрозу безопасности людей, а также может нанести значительный ущерб отраслям экономики.

В табл. В.1 и В.2 приводятся краткие сведения об опасных ледовых явлениях, приводящих к ЧС.

Таблица В.1

Перечень опасных природных ледовых явлений

Наименование ОЯ	Характеристика, критерий ОЯ
Раннее появление льда	Появление ледяного покрова или припая в ранние сроки повторяемостью не чаще 1 раза в 10 лет
Интенсивный дрейф льда	Дрейф ледяных полей (льдин размером не менее 500 м) со скоростью не менее 1 км/ч
Сжатие льда	Сжатие интенсивностью 3 балла
Появление льда, непроходимого для судов и ледоколов в период навигации	Сжатие льдов, появление пакового льда, скопление айсбергов
Отрыв и разрушение прибрежных льдов в местах выхода людей на лед	Зыбь, нагон, приливные явления, отжимной ветер.
Навалы льда на берега и морские гидротехнические сооружения	Предвестники: прижимной ветер, нагон, приливные явления, зыбь, метеоусловия
Удары дрейфующих льдин о гидротехнические сооружения;	Ветровой дрейф, постоянные течения, приливо-отливные течения, зыбь
удары свободно плавающего льда при распространении волн зыби	
Обледенение судов	Быстрое и очень быстрое обледенение судов (не менее 0,7 см/ч)

Условно методы прогнозирования, применяемые на практике, можно разделить на методы, основанные на решении уравнений теоретической механики и термодинамики (численные методы), и эмпирические методы. В основе эмпирических методов лежат такие закономерности, как изменение ледовых условий и их связь с различными показателями гидрометеорологических и геофизических факторов. Численные методы основаны на физико-математических моделях эволюции ледяного покрова, которые включают системы дифференциальных уравнений и методы их

**Перечень опасных ледовых явлений,
приводящих к чрезвычайной ситуации**

Наименование ОЯ	Характеристика, критерий ОЯ
Уменьшение несущей способности ледяного покрова	Резкое уменьшение несущей способности льда (потеря прочности) за счет термических и других причин
Пропахивание дна айсбергами, торосами и стамухами	Пропахивание (экзарация) дна ледяными образованиями (килями торосов, несяками, айсбергами, «квазистамухами» всплывшими стамухами) с образованием глубоких борозд (трогов) на дне
Навалы льда на берега и гидротехнические сооружения	Навалы льда при нагонах и прижимных ветрах
Появление айсбергов	Появление айсбергов и их обломков на трассах судов и в районах гидротехнического строительства (буровые вышки, подводные, траншейные трубопроводы, морские терминалы и пр.)
Снежно-ледяная «подушка»	Примерзание к борту судна снежно-ледяной «подушки», делающей иногда невозможным продвижение мощных ледоколов даже в тонких, молодых льдах (при степени облипания 2—3 балла)
Разрушение ледяных полей или припая или ветровым волнением	Разрушение зыбью или ветровыми волнами ледяных полей или припая на небольшие фрагменты при нахождении на них людей и техники
Примерзание судна	Примерзание судна к стенкам причала с последующим его «обвалом» при понижении уровня воды

решения. В настоящее время создаются технологии мониторинга с целью получения данных для краткосрочного прогнозирования опасных ледовых явлений различной природы, что позволит принять соответствующие меры безопасности. Особенно это касается мониторинга и прогнозирования сил воздействия льда на ледостойкие платформы и морское дно в районах шельфовых морей, где прокладываются подводные трубопроводы.

В то же время, необходимо совершенствование методов исследования средне- и макромасштабной динамики и механики льда. Значительные

ускорения при подвижках льда возникают только при сравнительно кратковременных взаимодействиях ледяных образований. Характеру деформаций и разломов во льду способствует локальная и мезомасштабная неоднородность прочности ледяного покрова.

Как всякая проблема прогнозирования природных явлений, данная работа включает в себя ряд научно-технических задач совершенствования традиционных методов исследования и разработку новых технологий. Технология в этом случае должна рассматриваться как совокупность методов и инструментов, процессов и идей для достижения желаемого результата. В широком смысле технология — это применение научных результатов для решения практических задач. В случае создания методического пособия по льду показано построение процесса мониторинга: применение традиционных методов определения физических и прочностных свойств исследуемой среды, совершенствование измерительной техники по определению крупномасштабной прочности ледяных образований, проведение длительного мониторинга состояния льдов, анализ результатов и описание физики и механики природных явлений, процессов и гипотез.

В настоящее время физика и механика деформирования и разрушения ледяного покрова изучаются на основе исследования деформаций и напряжений в ледяных полях с помощью деформометров, сейсмометров, наклономеров, GPS-приемников и спутниковых изображений льда. При этом в сплоченном ледяном массиве определяются параметры механики деформирования и разрушения льдов, крупномасштабных автоколебательных процессов, поверхностных изгибно-гравитационных волн во льдах океана типа волн зыби, воздействия внутренних волн и турбулентных потоков на ледяной покров. На основании полученных данных появляется возможность разработки метода краткосрочного прогнозирования возникновения трещин, разломов, протяженных сдвигов и образования разводий.

Проведенные в ААНИИ исследования показывают, что на основе физических представлений о физике и механике разрушения льдов, о выявленных ранних признаках сжатия и торошения могут быть реализованы алгоритмы краткосрочного прогнозирования состояния морского ледяного покрова. На нынешнем уровне наших знаний диагностирование на краткосрочный период ледовой опасности в различных районах Арктики представляется обоснованным.

КРУПНОМАСШТАБНАЯ МЕХАНИКА МОРСКОГО ЛЬДА КАК ОСНОВА ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЯВЛЕНИЙ СЖАТИЯ И ТОРОШЕНИЯ

1.1. ДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ МЕХАНИКИ РАЗРУШЕНИЯ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА И КРУПНОМАСШТАБНАЯ СТРУКТУРА ЛЬДОВ

Крупномасштабные испытания прочностных и деформационных характеристик ровного льда и торосистых образований — это испытания льда статической или динамической силой, под воздействием которой происходят деформация и разрушение ледяного образования в натурных условиях и при его естественных размерах. В крупномасштабных экспериментах результаты отражают свойства и характеристики льда, реализующиеся при его деформировании и разрушении в естественных условиях: при проломах от грузов, при воздействии льда на сооружение, на берега или на морское дно.

Подобные испытания проводились на сахалинском шельфе, где определялись прочность при изгибе консолидированного слоя толщиной 3 м, прочность сцепления смерзшихся обломков в киле тороса и угол внутреннего трения при разрушении сдвигом кия тороса мощностью до 11 м (Smirnov et al., 2000).

Испытание прочности образцов льда на сжатие и определение методом послойного суммирования интегральной прочности ровного льда являются традиционными при получении данных для расчета ледовых нагрузок на сооружение (СНиП 2.06.04-82*, 1995). Однако из-за «масштабного эффекта», обусловленного размерами образцов льда, скоростью приложения силы, мощностью и жесткостью испытательного пресса, а также структуры льда создается неопределенность в выборе расчетной схемы прочности ледяного поля. Масштабный эффект прочности лучше всего ил-

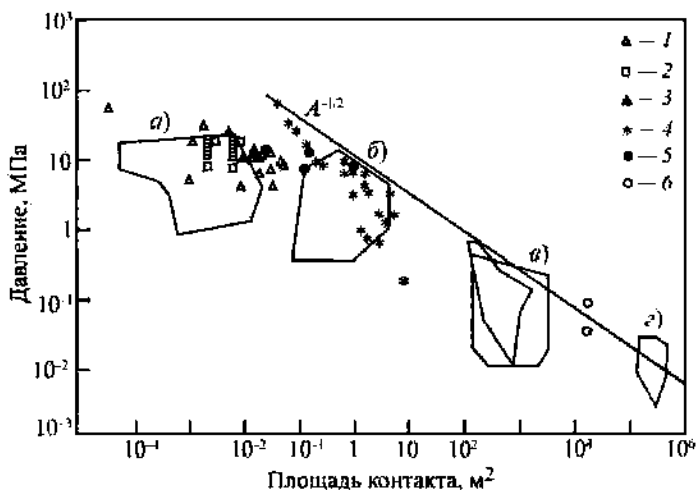


Рис. 1.1. Обобщенная зависимость давления от площади контакта льда с препятствием по результатам различных измерений прочности образцов льда и давления на сооружения различного масштаба (Sanderson, 1988).

а) лабораторные испытания, б) среднемасштабные испытания, маяки, опоры мостов; в) испытания на арктических островах и сооружениях шириной более 30 метров; г) мезомасштабные модели. $A^{-1/2}$ — аппроксимация тренда давление — площадь. 1 — ударное воздействие, 2 — индентор, 3 — испытания образцов по СНиП-95, 4 — разломы многолетнего льда, 5 — разломы однолетнего льда, 6 — давление на буровую платформу (Печорское море).

люстрируется графиком зависимости давления от площади контакта льда с препятствием (рис. 1.1) (Sanderson, 1988). Образно говоря, прочность образцов льда на сжатие может быть в сто раз больше прочности ледяных полей. Поэтому результаты испытаний образцов льда следует рассматривать, скорее, как информацию, более необходимую для анализа нагрузок при разрушении льда, чем расчетный параметр для проведения нормативных расчетов ледовой нагрузки (Вершинин и др., 2005).

Такие характеристики, как предел прочности, предельное разрывное напряжение, используются только как практически удобные, но они теряют смысл при суждении о физической природе прочности среды, тем более когда она разрушается. В механике твердых тел определения ползучести льда и релаксации напряжений имеют только формальный смысл: ползучесть и релаксация напряжений есть не различные физические процессы, а различные стороны одного и того же физического процесса. По этой причине в понятие о времени релаксации напряжений вкладывается и другой смысл: это мера характеристического времени, по истечении ко-

торого вязкое поведение льда начинает преобладать над его упругим поведением. Получение натурных данных об интегральной прочности льда проводится как с помощью крупномасштабных испытаний, так и при определении среднего давления ледяных полей в натурных условиях на широкие конструкции. Изучение механики разрушения больших объемов льда способствует оптимальному определению интегральной прочности ледяного покрова и, следовательно, достаточному научно-техническому обоснованию проектных ледовых нагрузок на сооружения или расчета грузоподъемности льда.

Одним из важных подходов для совершенствования метода расчета ледовых нагрузок на сооружения и несущей способности ледяного покрова являются исследование механики разрушения ровного льда и торосистых образований и определение характеристик прочности при крупномасштабных натурных испытаниях. На основе имеющегося опыта изучены основные формы деформирования больших объемов льда под действием как природных сил, так и технических разрушающих устройств.

Лед проявляет широкий спектр механических свойств, присущих твердому телу: упругость (в том числе и нелинейную), вязкость и пластичность, хрупкое разрушение, деформирование при ползучести льда и др. Формы деформирования и разрушения ледяного покрова можно разделить на термические и динамические. Термические трещины образуются при изменении температуры верхних слоев ледяного покрова. Термическое расширение и сжатие происходят неравномерно из-за различной толщины льда и снега. Локальные термические напряжения образуют систему трещин от мельчайших до сквозных на всю толщу льда. При комбинированной форме разрушения льдов за счет касательного напряжения от ветра и течений образуется черепицеобразная поверхность ледяного покрова с параллельной системой трещин. Изгибные деформации сжатия и растяжения льда, обусловленные поверхностной гравитационной волной, образуют во многих случаях параллельные трещины на расстоянии половины длины волны друг от друга. При медленном сжатии сравнительно тонкого слоя льда (например, в разводе пакового льда) образуется волнистая поверхность — потеря устойчивости формы ледяной пластины при упруго-пластическом деформировании ледяной пластины.

Торшение льдов сопровождается многими формами разрушения льда и сплавивания обломков в изостатически равновесное нагромождение. Там где имеется большой горизонтальный градиент скорости дрейфа, образуются гряды торосов сдвигового происхождения. При торшении сравнительно тонких льдин происходят наплзания и подсовы, образует-

ся своеобразная «гребенка». Вес льда в этом случае не уравнивается силами плавучести, что приводит к возникновению изгибных напряжений, сопровождаемых напряжениями среза. В том случае, когда лед движется на неподвижное сооружение, на крутой берег или айсберг, возникают разнообразные моды разрушения льда — смятие, сжатие, дробление, изгиб, сдвиг.

Испытание льда под нагрузкой дает довольно ясную картину деформационного поведения льда. После приложения нагрузки во льду возникает мгновенная упругая (полностью обратимая) деформация. Далее лед начинает «течь», и процесс деформирования льда при этом может характеризоваться тремя видами ползучести льда: первичной (переходной, замедляющейся, неустановившейся), вторичной (установившейся, устойчивой) и третичной (ускоренной, неустойчивой). Механизм разрушения может быть:

- хрупким (в этом случае деформации в основном упругие),
- пластическим (деформация имеет диссипативный характер и необратима).

Значение относительной «деформации разрушения» имеет порядок 10^{-3} при пластическом разрушении и уменьшается до 10^{-5} в случае хрупкого разрушения под действием растягивающего напряжения и при высокой скорости деформации. Исходя из деформации разрушения и заданной скорости деформации можно определить «время до разрушения» как прогнозный элемент. При разработке физических моделей, описывающих процесс взаимодействия ледяных полей и разрушение их изгибом, сжатием или потерей устойчивости, изучается кинетика процесса разрушения. Здесь важно сочетать изучение механики разрушения и физики излучения и распространения объемных, плоских и изгибно-гравитационных волн в среде воздух — лед — вода.

Наблюдаемые сбросы напряжений в ледяных полях, а также эксперименты *in situ* показывают, что упруго-пластические деформации льда развиваются при определенном уровне уже имеющихся внутренних напряжений. Очевидно, что этот естественный уровень напряжений различен для различных льдов и зависит в первую очередь от плотности льда и его температуры. Под термином «внутренние естественные напряжения» следует понимать систему напряжений, которые могут существовать в равновесии внутри льда, когда к его поверхности не приложены внешние силы. Таким образом, лед можно рассматривать как среду с собственным источником энергии. Разрушение его вызывается не только внешними силами, но и внутренними, действующими изнутри объема льда. Сочетание этих сил приводит к лавинообразному характеру разрушения, упорядочен-

ной структуре трещин. Иногда происходит самопроизвольное разрушение спустя значительное время после приложения внешних сил.

При переходе к натурным исследованиям больших масс льда анализируются масштабные аспекты разрушения и деформирования, чтобы выявить, какие физические закономерности разрушения, проявляющиеся на микромасштабе, определяют разрушение и деформирование на больших масштабах. Физической причиной, обеспечивающей преемственность закономерностей разрушения при переходе от микроскопических на более высокие масштабные уровни, является концентрационный критерий укрупнения трещин. Этот критерий позволяет описать не только качественно, но и количественно переход от микро- к макроразрушению независимо от масштаба исследуемого объекта. Из-за микронеоднородности среды процесс неустойчивого трещинообразования локализуется в узких зонах, что приводит к образованию магистрального разрыва или полосы текучести.

Разрыв сплошности среды наступает в результате накопления напряжений упругих деформаций выше предела, который может выдержать среда. Относительные перемещения происходят не внезапно в момент разрыва, а нарастают постепенно в течение более или менее длительного периода времени. Движение в момент разрыва состоит только из упругой отдачи — резкого смещения сторон разрыва в положение, в котором отсутствуют упругие деформации. Многообразие изменчивости физических процессов можно разделить на следующие области временных масштабов:

- мелкомасштабные явления: процессы с периодами от долей секунды до нескольких минут;
- мезомасштабные явления: периоды от нескольких часов до нескольких суток;
- синоптическая изменчивость: длительность от нескольких суток до нескольких месяцев.

В морских льдах спектр колебаний и волн, генерируемых механикой разрушения льда, расширяется за счет волн напряжений от морских гравитационных волн, что, естественно, вызывает дополнительные трудности при разработке методов исследования физики и механики морского льда.

В Северном Ледовитом океане протекают физико-механические процессы различного масштаба и интенсивности, приводящие к деформации ледяного покрова и образованию дискретной структуры морского льда. Следует отметить, что под термином «деформация ледяного покрова» могут подразумеваться два совершенно разных процесса. Деформацией ледяного покрова часто называют простое перераспределение сла-

бо связанных между собой дрейфующих по водной морской поверхности льдин, описываемое как чисто кинематический процесс. При динамических процессах ледяной покров претерпевает механические изменения. Деформация в этом случае обусловлена силовым взаимодействием льдин друг с другом, сопровождающимся значительными напряжениями во льду и различными формами упруго-пластического деформирования и разрушения ледяных полей. Наиболее характерным динамическим процессом являются подвижки льда, обуславливающие структуру ледяного покрова и регулирующие в значительной степени теплообмен между океаном и атмосферой. Динамические подвижки в дрейфующем льду — это взаимные смещения ледяных полей при высокой сплоченности и сжатии, сопровождающиеся механическими деформациями контактов взаимодействующего льда как твердого тела. Очевидно, что при значительных силах сжатия могут возникать протяженные разломы в ледяном покрове с образованием гряд торосов.

Хаотические флуктуации скорости дрейфа могут обуславливать турбулентное движение льдов. Значительные ускорения при подвижках сплоченных льдов возникают при сравнительно кратковременных взаимодействиях ледяных полей при сдвиге и торшении. Подобные процессы организуют полигональную структуру льдов с пересекающимися каналами и разводами, типичные углы пересечения / разрыва θ которых составляют от 20 до 40° (рис. 1.2). Внутри больших ромбов могут отмечаться ромбовидные образования меньших размеров. Как показали результаты последовательных спутниковых наблюдений, рисунок полигональной структуры может сохраняться и быть однонаправленным в течение нескольких дней (Купецкий, 1976; Marco, Thomson, 1978). Механизм образования полигональных структур обусловлен сдвиговыми подвижками, сопровождающимися полухрупким разрушением ледяного покрова и дальнейшим смещением взаимодействующих берегов сдвига. Согласно критерию Кулона, для хрупкого типа разрушения прочность сцепления материала, приложенное сдвиговое напряжение на плоскости разрушения / сдвига и нормальное напряжение на эту плоскость описываются формулой

$$\tau = c + \sigma_n \operatorname{tg} \varphi,$$

где τ — предельное сопротивление сдвигу, σ_n — нормальное давление (сила сжатия льдов), c — сцепление ледяных образований, φ — угол внутреннего трения ледяного покрова как дискретной среды.

Острые углы разломов между наблюдаемыми линиями сдвига составляют приблизительно 28° и обуславливают характеристическое значение для коэффициента внутреннего трения ледяного покрова. Таким об-

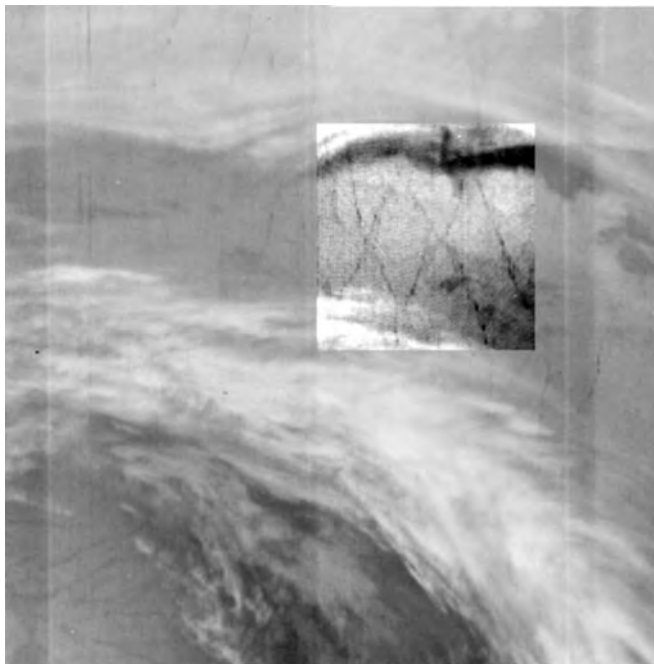


Рис. 1.2. Фрагмент спутникового снимка NOAA: циклонический фронт и участок ледяного покрова (выделен в квадрате) с ромбовидными образованиями, разделенными разрывами и разводящими.

Приполюсный район, 26 мая 2005 г. Масштаб снимка 500×500 км.

разом, самоподобная размерность изрезанных линий скрытых трещин и гряд торосов в ледяном покрове может являться следствием реализации модели Кулона — Мора. В этом случае параметры мезомасштабной прочности льда выражаются через силу сцепления ледяных образований и угол внутреннего трения на плоскостях скольжения. В определенные моменты времени, когда сжатие в сплоченном льду достигает максимума, на больших пространствах ледяной поверхности океана образуется ромбовидная сеть линий среза/сдвига, которая в дальнейшем, при снятии напряжений (при разрежении, когда лед на «распльве»), превращается в сеть каналов с разводящими и становится видимой из космоса (см. рис. 1.2—1.6).

С использованием спутниковых снимков ледяного покрова получены оценки углов внутреннего трения и «мезомасштабного сцепления» ледяных образований. Углы разлома позволяют определять физические свойства льда в масштабе сотен километров. Предельное напряжение

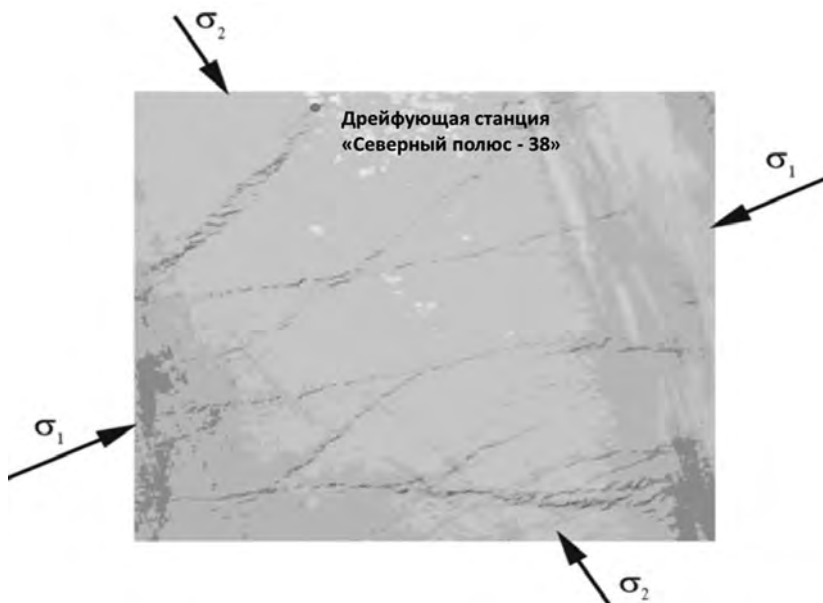


Рис. 1.3. Спутниковый снимок NOAA: проявление ромбовидной структуры ледяного покрова в районе дрейфа станции «Северный полюс-38» (лед на «расплыве»).

В выделенном фрагменте показаны главные напряжения σ_1 и σ_2 при сжатии льдов, происходившем за несколько дней до снимка. Размер сторон ромба около 150 км; углы разлома 28—30°.

сдвига при измеренных углах разлома достигает 40 кПа. Это приближительная оценка соответствует мезомасштабной/геофизической прочности ледяного покрова на сдвиг/разрыв.

Динамика и механика разрушения морского льда мезо- и макромасштаба анализируются с привлечением соответствующих теорий упругости, вязкости и пластичности. В задачах масштабного фактора ключевыми являются напряжения в ледяном покрове, которые предпочтительнее называть прочностью льда. Крупномасштабная прочность уменьшается на два-три порядка, когда размер зоны разрушения ледяного покрова изменяется от лабораторного/локального к мезомасштабу. Это хорошо подтверждается результатами исследования механики разрушения льда при взаимодействии с широкими сооружениями арктического шельфа: с увеличением размеров площади контакта в системе лед — сооружение прочность ледяных образований принимается значительно меньше прочности образцов



Рис. 1.4. Зарисовка со спутникового снимка протяженной трещины в ледяном покрове с цепочкой разводов по сдвиговому разлому. 1 и 2 — взаимодействующие массивы. Отмечен характерный угол разлома при пересечении протяженных трещин 3 и 4, одна из которых выделена тонкими прерывистыми линиями; 5 — разводья.



Рис. 1.5. Аэрофотоснимок ледяного покрова с первыми признаками зарождения сдвигового разлома.

Масштаб 600×300 м. 1 и 2 — взаимодействующие массивы; 3 — направление сдвига; 4—6 — серия крылообразных трещин, проходящих через ровный лед и гряды торосов.

льда при лабораторных испытаниях. Некоторые процессы взаимодействия дрейфующих ледяных образований между собой и с сооружением подобных. В разных масштабах отмечается подобие форм деформирования и разрушения льда; при малых относительных скоростях движения лед ведет себя как пластическое тело, при больших — как хрупкое.

Таким образом, согласно условию Кулона — Мора, плоскость разрушения ориентируется относительно направления наименьшего главного напряжения под углом $\pm(45^\circ - \varphi/2)$. С использованием спутниковых снимков ледяного покрова можно получать оценки угла внутреннего трения и «мезомасштабного сцепления» ледяных образований. Классификация основных механизмов разрушения льда содержит: разрывы при термических напряжениях; изгиб и образование трещин, вызванных совместным

действием ветра и волн зыби; изгиб при потере устойчивости формы ледяной пластины при сжатии и упруго-пластическом деформировании; смятие и дробление льда при торошении. Выделяются следующие масштабы деформирования и разрушения льда: развитие микротрещин (масштаб меньше 1 м), трещины размером от десятков до сотен метров (локальный масштаб), трещины и разводья (1—100 км, мезомасштаб), протяженные сдвиговые разломы в ледяном покрове (до 1000 км, макромасштаб).

На спутниковых снимках среди форм деформирования и разрушения льда мезо- и макромасштаба следует выделить сдвиги, вызывающие образование системы трещин в узкой протяженной зоне ледяного покрова. Формирование магистральной трещины и последующее относительное смещение по разрыву образуют цепочку разводей. В этом случае механика деформирования льдов согласуется с основными положениями механики разрушения различных сред:

- разлом — это не пороговое явление, а процесс, развивающийся в пространстве и во времени;
- разрушение льда осуществляется благодаря возникновению, росту и слиянию трещин;
- формирование масштабного разрыва приводит к перераспределению напряжений в некотором объеме ледяного покрова;
- процесс разрушения может протекать с сохранением подобия на разных масштабных уровнях.

Многие концептуальные положения механики морского льда согласуются с положениями, изложенными в работе Гольдштейна, Осипенко (2015): «Морской лед представляет собой сложную структурированную среду, механические свойства и прочность которой определяются механизмами разрушения с участием элементов структуры различного масштаба. Для изучения закономерностей процессов разрушения и их сценариев может быть успешно применен аппарат механики разрушения материалов и конструкций. Рассматриваемые явления, такие как образование трещиноподобных неоднородностей естественного и искусственного происхождения, позволяют расширить область применения механики разрушения. На примере оценки прочности льда и ледяного покрова при статическом сжатии в горизонтальном направлении (поперек осей капилляров текстуры и кристаллической структуры льда) в рамках упруго-хрупкой модели показана возможность реализации в нем нескольких сценариев развития разрушения, в основе которых лежит процесс объединения микротрещин, растущих от соседних капилляров. Предсказанная на основе модели зависимость прочности льда от пористости с учетом заполнения пор рассолом согласуется с экспериментальными данными».

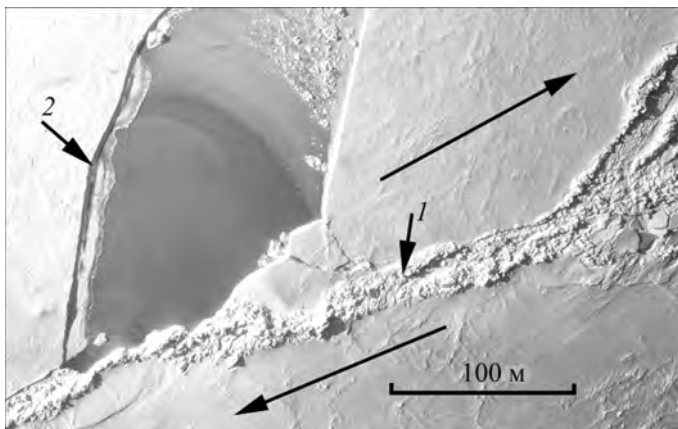


Рис. 1.6. Аэрофотоснимок дрейфующего льда с различными формами разрушения при сдвиге/срезе и торошении с образованием развода.

1 — гряда торосов сдвига, 2 — линия растяжения и разрыва льда.

Примеры упруго-хрупкого разрушения ледяного покрова указывают на разнообразие сценариев разрушения морского льда, что особенно важно при анализе взаимодействия льда с сооружениями арктического шельфа.

Преимственность закономерностей разрушения при переходе с микроскопических на более высокие масштабные уровни обусловлена концентрационным критерием укрупнения трещин. Этот критерий позволяет описать не только качественно, но и количественно переход от микроразрушения к мезо- и макроразрушению независимо от масштаба исследуемого объекта. Из-за микронеоднородности среды процесс неустойчивого трещинообразования локализуется в узких зонах, что приводит к образованию магистрального разрыва. Формирование магистрального разрыва проявляется в неустойчивости процесса макроскопической деформации.

Характеристики крупномасштабной прочности льда в натурных условиях обуславливают образование трещин и разломов в ледяных образованиях. Подход к мониторингу физико-механического состояния льда и его текущие параметры включают в себя не только динамику и прогнозирование состояния льда, но и масштабные свойства кристаллической структуры и прочностные характеристики ледяного массива. Переход к регулярной ориентации полигональной структуры сопровождается интенсивными подвижками льда и торошением. При этом происходит диссипация энергии деформирования в виде излучения различного вида упругих

и изгибно-гравитационных волн. В п. 1.2 показаны подходы к выявлению характерных особенностей колебаний и волн в общей картине волнового процесса при явлениях сжатия и торошения на поверхности океана, покрытого льдом.

1.2 КОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ И ВОЛНОВЫЕ ПРОЦЕССЫ ВО ЛЬДАХ КАК ИНДИКАТОРЫ ЯВЛЕНИЙ СЖАТИЯ И ТОРОШЕНИЯ

Колебательные и волновые процессы в морских льдах обусловлены природными явлениями на поверхности океана. Выявление природы этих процессов — достаточно трудная задача. На помощь приходят натурные эксперименты, когда можно создать волновой процесс с помощью движущихся силовых нагрузок на лед с использованием самолетов, ледоколов, тракторов, автомашин и др. Это всегда позволяет решать обратные задачи, т.е. по регистрируемым сигналам определять их источник, энергию, дальность и пр.

ИЗГИБНО-ГРАВИТАЦИОННЫЕ ВОЛНЫ ВО ЛЬДАХ

Образование трещин и разломов в ледяных образованиях сопровождается распространением широкого спектра колебаний и волн. Изгибно-гравитационные волны являются одним из основных показателей динамичности морских льдов. При динамических нагрузках сила плавучести льда полностью уравнивается гидродинамическим давлением, так что вода перестает поддерживать ледяной покров, равновесие которого достигается лишь за счет внутренних сил упругости. Этот режим распространения волн в сплошном льду от движения вертикальной нагрузки можно рассматривать как волноводный, так как изгибные волны во льду и гравитационные волны в воде распространяются синхронно — не искажаясь и не обмениваясь энергией. Частота этого режима может рассматриваться как «собственная» частота всей системы лед — вода в целом, параметры которой определяются дисперсионными уравнениями для фазовых и групповых скоростей изгибно-гравитационных волн. Известно, что характеристика прочности ледяного поля на изгиб считается как индекс прочности льда, поскольку при изгибе в нем возникают деформации сжатия/растяжения в нижних и верхних слоях соответственно, а также сдвиг по слоям. Форма эпюры деформаций и напряжений изменяется в зависимости от напряженно-деформированного состояния, зависящего от динамики развития деформаций и возникновения трещины. Эти положе-

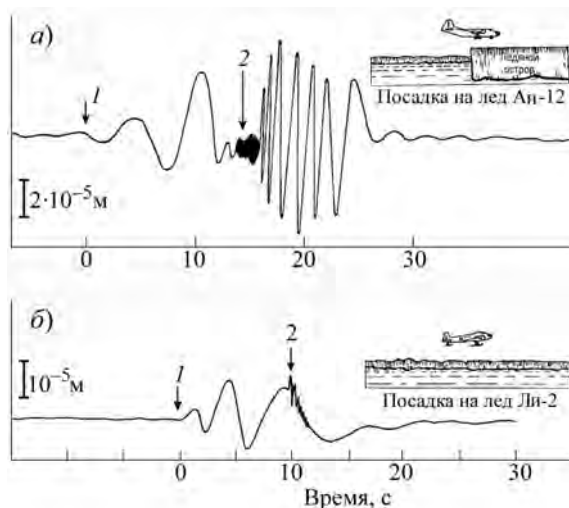


Рис. 1.7. Возбуждение волновых процессов в ледяных полях при посадке тяжелого самолета Ан-12 на ледяной остров ($h_i = 28$ м) (а) и самолета Ли-2 на многолетний лед (б). Представлены записи вертикальных сейсмометров, установленных на расстоянии 500 м от места посадки.

ния положены в основу крупномасштабного метода испытаний прочности ледяного поля на изгиб. Механика деформирования и разрушения ледяных полей при крупномасштабных испытаниях изгибной прочности льда характеризуется модулями упругости, относительными деформациями и нормальными напряжениями в слое ледяного поля при изгибе.

Наглядным примером картины образования изгибно-гравитационных волн служат результаты натурных экспериментов воздействия вертикальной нагрузки на ровный ледяной покров (рис. 1.7 и 1.8). До подлета самолета к ледовой полосе возникают колебания, обусловленные воздушной волной с периодом до 6 с. Во время касания самолетом льда возникает своего рода удар, который порождает звуковые колебания во льду и пакет изгибно-гравитационных волн с частотой от 200 до 0,2 Гц.

В диапазоне периодов до 30 с колебания и волны возникают в результате воздействия ветра при торошении льдов и от волн на открытой воде. На рис. 1.9 показан пример записи волн зыби в припае акватории пролива Шокальского. Горизонтальные и вертикальные компоненты колебаний льда различаются значительно, что может быть обусловлено поляризацией волн в горизонтальной плоскости. Данный эффект наблюдается во многих случаях распространения изгибно-гравитационных волн, и на

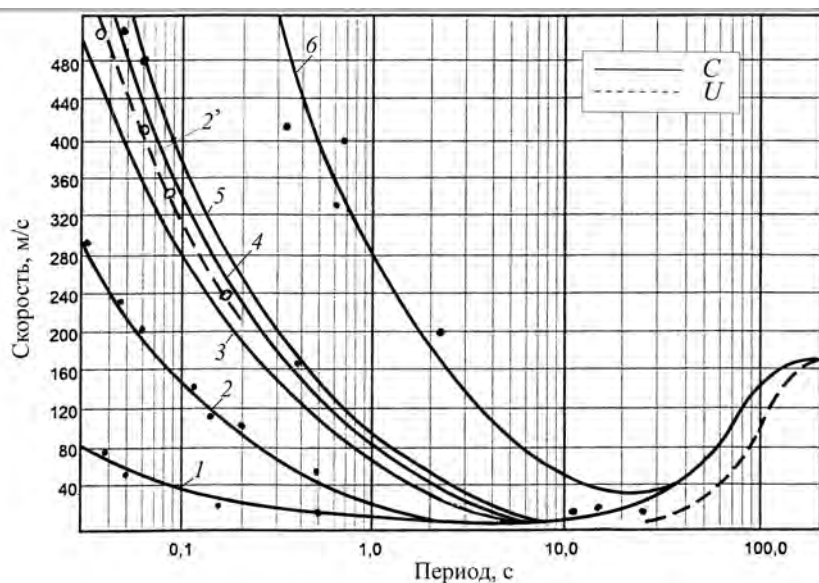


Рис. 1.8. Экспериментальные и теоретические дисперсионные кривые фазовых (C) и групповых (U) скоростей изгибно-гравитационных волн (Смирнов, 1996).

1 — ладожский тонкий лед, $E = 5 \cdot 10^3$ МПа, $h = 0,1$ м; 2 и 2' — ладожский толстый лед, $E = 9 \cdot 10^3$ МПа, $h = 0,8$ м; 3 — морской лед, $E = 7,2 \cdot 10^3$ МПа, $h = 3$ м; 4 — морской лед, СП-20, $E = 5 \cdot 10^3$ МПа, $h = 4,5$ м; 5 — морской лед, $E = 8 \cdot 10^3$ МПа, $h = 4,5$ м; 6 — ледяной остров СП-22, $E = 6 \cdot 10^3$ МПа, $h = 28$ м.

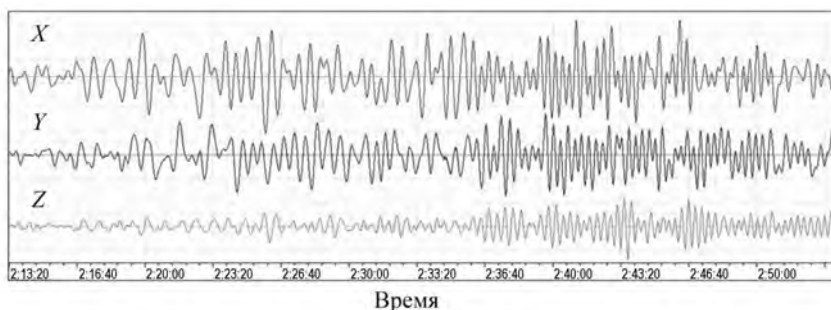


Рис. 1.9. Типичная запись волн зыби в припайном льду:

X и Y — горизонтальные компоненты колебаний льда, Z — вертикальный.

Пролив Шокальского, НИС «Ледовая станция “Мыс Баранова”», 6 июля 2015 г.

него следует обратить особое внимание. Прежде всего следует скорректировать амплитудно-частотную характеристику сейсмометра в сторону еще более низких частот. Наиболее оптимальным вариантом является прямая калибровка приборов по смещению, по ускорению и по наклонам. В настоящее время планируется создание такого калибровочного стенда с заданием параметров по трем координатам. На рис. 1.8 хорошо выражены волны с изменением частоты колебаний со временем на горизонтальных компонентах. На вопрос, почему чувствительность вертикального компонента меньше, ответ до сих пор не найден. Очевидно, что теория изгибно-гравитационных волн будет совершенствоваться.

Амплитуда волн зыби, когда длина волны составляет сотни метров, может достигать нескольких сантиметров. Особенно следует выделить свободные поверхностные гравитационные волны в морском льду при обрушении выводных ледников и образовании айсбергов. В этом случае колебания припайного льда с периодом до 100 с могут продолжаться в течение часа и более.

Обобщенная картина экспериментальных и теоретических дисперсионных кривых фазовых и групповых скоростей изгибно-гравитационных волн для различных льдов (см. рис. 1.8) позволяет решать прикладные задачи ледотехники. Определение значений модуля упругости проводится по скорости продольных и поперечных волн на основе значений фазовой скорости и периода изгибно-гравитационных волн. Вертикальные смещения (z) любой точки ледяного поля при изгибе его гравитационной волной определяются по формуле

$$z = z_0 \sin kx,$$

где z_0 — амплитуда волны (м); k — волновое число: $k = 2\pi/\lambda$; λ — длина волны (м); x — расстояние (м).

Оценка несущей способности ледяного покрова путем расчета максимальных изгибных напряжений во льду основана на теории изгиба жестких пластин. Напряжения сжатия — растяжения (σ_x) в ледяном поле определяются по формуле

$$\sigma_x = \frac{E h z k^2}{2(1 - \mu^2)} \sin kx,$$

где E — модуль упругости (МПа), h — толщина льда (м), μ — коэффициент Пуассона.

При использовании этого выражения предполагается, что кривая профиля волны близка к цилиндрической. Максимальные напряжения сжатия σ_x в верхнем слое льда во впадине волны или максимальные напряжения растяжения в верхнем слое льда на гребне определяются по формуле

$$\sigma_x = \varepsilon_x E = \frac{\pi h E}{\lambda(1 - \mu^2)} \Phi_0 = \frac{h E k^2}{2} z_0 ,$$

где ε_x — относительная деформация льда при изгибе, Φ_0 — амплитуда наклона.

Горизонтальные ускорения льда по измеренным наклонам ледяного образования описываются формулой $\ddot{x} = \Phi g$, где $\ddot{x}$ — ускорение (м/с²); Φ — наклон ледяного поля, дрейфующего ледяного острова, айсберга (рад); g — ускорение свободного падения (м/с²).

АВТОКОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ ВО ЛЬДАХ

В консолидированном ледяном покрове океана обнаружены периодические горизонтальные подвижки, относящиеся к классу автоколебательных процессов. Длительность и интенсивность автоколебательных подвижек с трением по разрыву во льдах или по контакту с морской платформой обусловлены упруго-вязко-пластическими свойствами льда. Периодические пульсации ледяного поля могут превратиться в квазигармонические автоколебания — процесс стабильного скольжения с трением по разрыву (рис. 1.10 и 1.11). При этом переход от разрывных релаксационных колебаний к почти

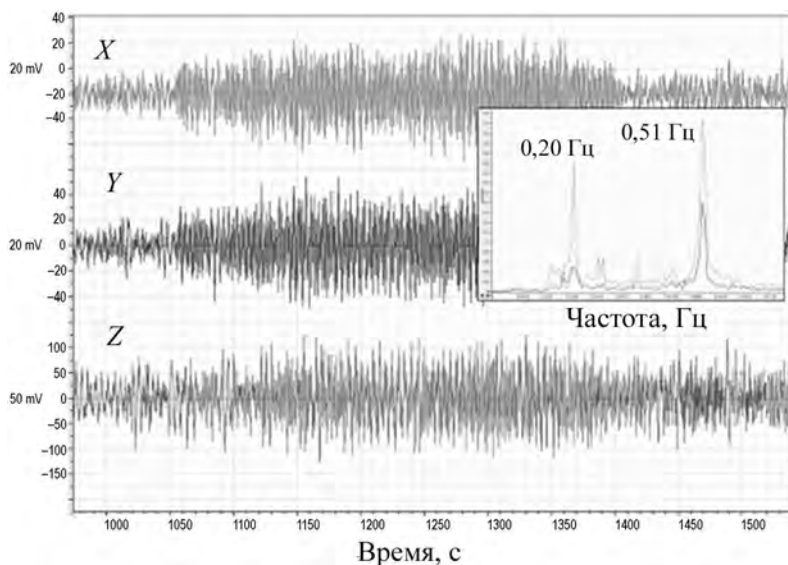


Рис. 1.10. Типичная запись автоколебательного процесса при сжатии льдов и устойчивые трехкомпонентные пики амплитудного спектра колебаний:

X и Y — горизонтальные компоненты, Z — вертикальный.

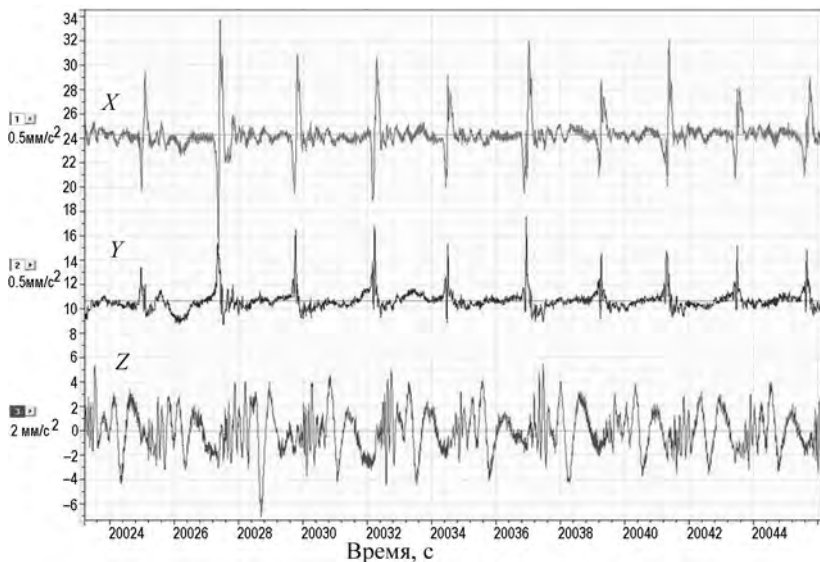


Рис. 1.11. Возникновение циклических подвижек льда по трещине после сдвигового разлома: X и Y — горизонтальные компоненты, Z — вертикальный. Циклическость импульсов 2—3 с.

синусоидальным зависит от относительной скорости смещения стенок разрыва — сквозной протяженной трещины в ледяном покрове.

На рис. 1.11 показан типичный пример циклических подвижек льда по трещине после сдвигового разлома в ровном льду Карского моря. При помощи расстановки приборов на ровном льду отмечены циклические сдвиговые подвижки, способные охватывать области размером до нескольких километров. Демпфирующим механизмом служат силы трения и сцепления на границах разрыва в ледяном покрове. Взаимодействие льдов проявляется в регулярной повторяемости процессов накопления и сброса напряжений, характеризующих реологические свойства льда в большом масштабе.

КОРТОКОПЕРИОДНЫЕ ВНУТРЕННИЕ ГРАВИТАЦИОННЫЕ ВОЛНЫ ВО ЛЬДАХ

Колебания морского ледяного покрова в диапазоне периодов от нескольких минут до часа возбуждаются короткопериодными гравитационными внутренними волнами океана. Под действием килей торосов, дрейфующих айсбергов в стратифицированной по плотности водной среде воз-

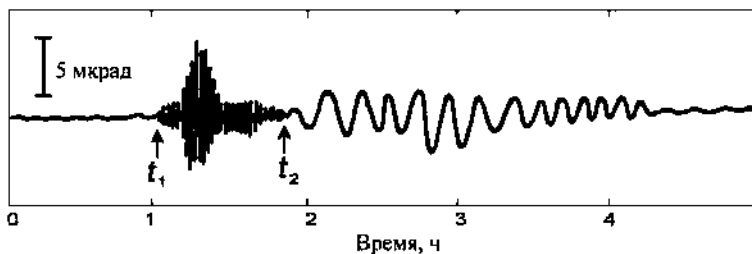


Рис. 1.12. Колебания дрейфующего ледяного поля при торошении и последующей регистрации короткопериодных внутренних гравитационных волн (период 10—20 мин).

Запись от маятникового наклономера СМ-2 на льду; t_1 и t_2 — начало и конец торошения.

никают колебания значительной высоты. Реакция ледяного покрова на это воздействие проявляется в образовании волновых процессов с фазовыми скоростями внутренних волн (Смирнов, 1996). На рис. 1.12 и 1.13 показан эффект запаздывания внутренних волн относительно источника возбуждения. Свободные «медленные» волны «отстают» по времени от начала торошения на целый час и продолжают после торошения более двух часов.

Важным результатом исследований является определение параметров волновых процессов в ледяном покрове, обусловленных прохождением судна/ледокола в ровном дрейфующем льду Карского моря. Кроме обычных изгибно-гравитационных волн с периодом 10—15 с, ледокол воз-

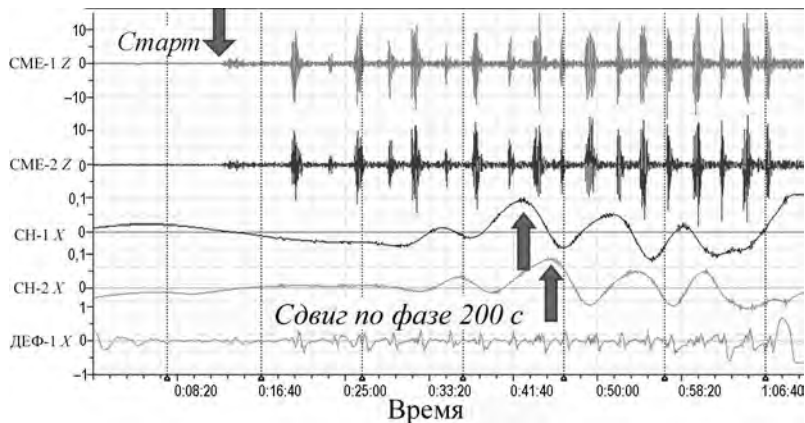


Рис. 1.13. Колебания ровного ледяного поля при периодической ломке льда ледоколом — запись от сейсмометров СМЕ-Z и наклонометров СН-X.

Карское море, 2014 г.

буждает колебания льда с периодом до 10 мин. Эти колебания ледяного покрова обусловлены короткопериодными внутренними волнами, возникающими на слое скачка плотности воды и действующими на ледяной покров.

Сейсмометрами зарегистрированы изгибно-гравитационные волны, наклономерами — колебания ледяного покрова с периодом 8—10 мин, обусловленные короткопериодными внутренними волнами, возбуждаемыми процессами ломки льда ледоколом. Стрелкой *Старт* отмечено начало движения ледокола, стрелками *Сдвиг по фазе* — время между коррелируемыми фазами колебаний льда.

Полученные данные о фазовом сдвиге между коррелируемыми датчиками на льду показали, что он не превышал 3 мин. Фазовая скорость проявления внутренних волн с периодом 8—10 минут составляла в среднем 0,7 м/с. Эффект запаздывания внутренних волн относительно изгибно-гравитационных составил 30 мин. Разработанная технология позволяет на расстоянии сотен метров от источника регистрировать волновые процессы в течение 50 мин. Внутренние волны, развивающиеся на слое скачка плотности воды при движении ледокола, действуют на ледяной покров,

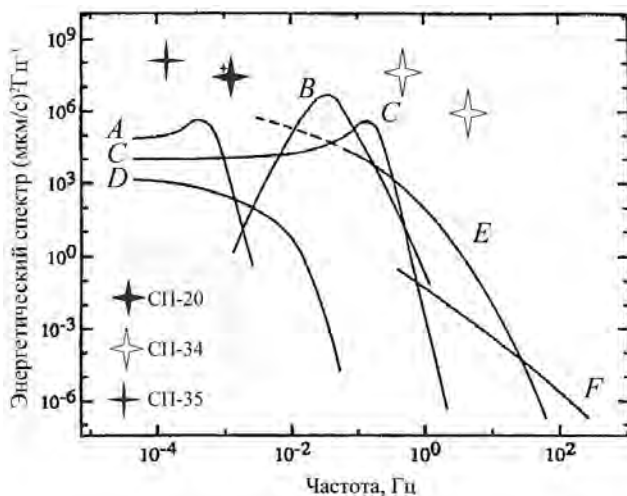


Рис. 1.14. Обобщенный спектр волновых процессов в ледяном покрове Северного Ледовитого океана: теория и эксперимент.

A — короткопериодные внутренние волны, *B* — поверхностные волны зыби, *C* и *D* — турбулентное возмущение в атмосфере и океане, *E* — автоколебания при сдвиге и торошении, *F* — звук во льду. Звездочкой отмечены данные дрейфующих станций «Северный полюс».

создавая в нем волновой процесс с периодом и фазовой скоростью морских короткопериодных внутренних волн. Описанное явление «медленных волн» открывает большие возможности для обнаружения объектов, движущихся во льдах и под ледяным покровом.

На рис. 1.14. представлен обобщенный спектр волновых процессов в ледяном покрове Северного Ледовитого океана (по данным работы Squaer (1995)). Теоретические работы и экспериментальные натурные исследования выявили широкий спектр сил, действующих на ледяной покров как сверху (атмосферные процессы), так и снизу (океанические процессы). Результаты теоретических и экспериментальных исследований достаточно полно представлены в работах Хейсина, (1968), Smirnov (1996), Wadhams (2000).

ВЫВОДЫ

Для использования в прогностических целях крупномасштабных форм деформирования и разрушения льда необходимо в алгоритме обработки данных мониторинга закладывать возможные варианты связи волновых процессов с трещинообразованием, микро- и макроподвижками льда. Очевидно, что эта задача потребует большого объема данных в режиме реального времени для последующего создания программного обеспечения и выявления прогностических признаков экстремальных ледовых явлений. Рассмотренные природные явления на поверхности океана, покрытого льдом, характеризуют процессы энергетического взаимодействия между океаном и атмосферой и могут успешно использоваться при решении научных и прикладных задач полярной океанологии, а также инженерных задач арктического шельфа.

ИЗМЕРИТЕЛЬНАЯ ТЕХНИКА ДЛЯ МОНИТОРИНГА ПРОЦЕССОВ ДЕФОРМИРОВАНИЯ И РАЗРУШЕНИЯ ЛЬДА И ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЕГО МАСШТАБНОЙ ПРОЧНОСТИ

В настоящее время физика и механика деформирования и разрушения ледяного покрова изучаются на основе измерений параметров деформаций и напряжений в ледяных полях с помощью деформометров, сейсмометров, наклономеров, GPS-приемников и спутниковых изображений льда. При этом в сплоченном ледяном массиве определяются характеристики деформирования и разрушения льдов, поверхностных изгибно-гравитационных волн во льдах типа волн зыби, воздействия внутренних волн и турбулентных потоков на ледяной покров, крупномасштабных автоколебательных процессов.

При исследовании ледовых крупномасштабных физико-механических процессов и перестройки структурных связей основными данными являются результаты инструментальных наблюдений на морских и припайных льдах. На основании полученных данных появляется необходимость разработки метода краткосрочного прогнозирования образования трещин, разломов и разводий. При анализе результатов многолетних наблюдений на дрейфующих льдах обнаружена периодичность возникновения процессов сжатия и торошения в обширном массиве морских льдов. При мониторинге динамического состояния дрейфующего льда отмечаются периодические горизонтальные микроподвижки в широком диапазоне смещений ледяного поля. Характер таких нелинейных процессов иллюстрируется диаграммами смещений и скорости льда в амплитудных спектрах и на фазовой плоскости. Рассмотренные пространственные и временные явления взаимосвязаны «масштабным эффектом» и дополняют друг друга. Развитие методов исследования масштабной механики проводится по двум направлениям:

— совершенствование мониторинга физико-механического состояния льдов;

— разработка методов получения исходных данных по характеристикам полномасштабной прочности льда как одного из основных параметров, необходимых как для решения задач прогноза погоды и климата, так и для проектирования инженерных сооружений на арктическом шельфе и их безопасного функционирования.

2.1. ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА И МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЙ ФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ЛЕДЯНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Исследования прочности ледяных образований сопровождаются определением физических характеристик льда и предполагают решение следующих задач: определение температуры, солёности и плотности льда; описание текстуры и при необходимости определение структуры льда. Такие исследования проводятся на кернах или блоках льда, выбуренных или вырезанных из ледяного покрова.

РУЧНЫЕ МЕХАНИЧЕСКИЕ КОЛЬЦЕВЫЕ БУРЫ-КЕРНООТБОРНИКИ ЧЕРЕПАНОВА

Схема бура представлена на рис. 2.1. Применяются буры-керноотборники с внешним диаметром колец 90, 120, 220 и 310 мм. Длина бура составляет около 140 см. В комплект входят запасная штанга длиной 110 см, запасной резец, стопорные винты, приспособление для извлечения керна.

Для приведения кольцевого бура в рабочее состояние необходимо:

- присоединить ручку коловорота к штанге, как показано на рис. 2.1;
- установить в рабочее положение резец, для чего следует ослабить два стопорных винта, выдвинуть резец на 2—3 мм над острой торцевой кромкой кольца (при этом один край резца должен выступать на 3 мм во внутреннюю сторону кольца, а другой — на те же 3 мм в наружную); после настройки резца его следует плотно закрепить винтами.

Основные правила работы с буром:

- на ледяном покрове следует очистить от снега ровную площадку;
- установив кольцо на поверхность льда, надо медленно вращать коловорот против часовой стрелки, сохраняя вертикальное положение штанги;
- после того как бур углубится в скважину на 5—6 см, проводят удаление стружки при вытаскивании кольца (чем чаще удаляется стружка из скважины, тем легче происходит бурение);
- ломка керна производится легким ударом по клину, вставленному в кольцевую канавку;

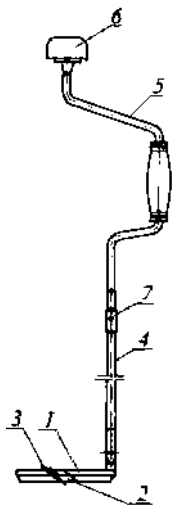


Рис. 2.1. Схема кольцевого бура Черепанова.

1 — кольцо, 2 — разрез в кольце, 3 — резец, 4 — штанга, 5 — коловорот, 6 — ручка-грибок, 7 — соединительная муфта.



Рис. 2.2. Работа с буром-керно-отборником Черепанова в полевых условиях.

Загрязнение льда при бурении отсутствует.



Рис. 2.3. Электромеханический керно-отборник фирмы “Kovacs Enterprise” в упаковочном боксе с удлинителями.



Рис. 2.4. Отбор керна льда керно-отборником “Kovacs Enterprise”.

Загрязнение льда при бурении отсутствует.

— подъем керна осуществляется при помощи специального приспособления, которое крепится вместо кольца на штанге бура или при помощи веревочной петли;

— по окончании работ бур промывается пресной водой и смазывается маслом.

На рис. 2.2 приведен пример работы с буром-керноотборником Черепанова в полевых условиях.

На рис.2.3 представлен электромеханический керноотборник фирмы “Kovacs Enterprise” в упаковочном боксе с удлинителями. Внешний диаметр керноотборника составляет 140 мм (диаметр керна — 138 мм).

На рис. 2.4 приведен пример работы керноотборником при выбуривании керна льда.

РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ОТБОРУ КЕРНОВ И ПОДГОТОВКЕ ОБРАЗЦОВ ЛЬДА ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК И СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНОГО АНАЛИЗА ЛЬДА

Выбор места отбора кернов

Отбор кернов для структурно-текстурного анализа и анализа физических свойств льда необходимо проводить на участках, наиболее характерных для данного района или непосредственного места работ, если ставится более локальная задача. При работе у гряд торосов первая точка для выбуривания льда выбирается на ровном участке вне непосредственного влияния тороса, где нет наслоений или других специфических явлений, наблюдаемых в торосе. Текстуальный анализ этого льда позволит рассматривать торос как набор блоков, состоящий из отдельных частей исходной льдины, если он формировался с ее участием, и дает возможность не только идентифицировать блоки тороса по строению льда, но и предположить «историю» возникновения тороса и динамические особенности процесса торошения. Если с разных сторон тороса находятся льды разного возраста, то желательно брать образцы на ровном льду с обеих сторон. Последующие керны следует выбуривать на склоне тороса, выбирая место в зависимости от поставленных задач и технических возможностей. На этом этапе должно быть обеспечено наиболее продуктивное сотрудничество с группой, выполняющей термобурирование, для получения толщин льда в торосе. По результатам, полученным с их помощью, на первом этапе определяется профиль тороса, а затем на основе профильного разреза выбирается место взятия проб на структурно-текстуальный анализ.

Выбуривание керна

Перед выбуриванием образцов на ровном участке льда ледяной керн необходимо ориентировать по сторонам света. Для этого после начала бурения необходимо поднять керноотборник или, если бурение проводится кольцевым буром Черепанова, вытащить кольцо на поверхность и сделать засечку на верхней части льда на грани керна в сторону выбранного направления. Чаще всего в качестве выбранного направления используется магнитное или истинное направление на север, но можно использовать и другой ориентир. Для определения выбранного направления в центр образовавшегося от выбуривания круга помещается магнитный компас или другой прибор, способный дать направление. В выбранном направлении на грани керна ледоисследовательским ножом или специальной ледоисследовательской ножовкой делается насечка такой глубины, чтобы засечка не затерлась и не потерялась в процессе дальнейшего выбуривания и подъема керна. Если поверхность льда не является твердой и сделать засечку на ней не удастся, то можно воспользоваться краской, которая наносится на керн со стороны выбранного направления. Этот способ менее точен, но позволяет получить приблизительное направление. Если для ориентации используется магнитный компас, то при обработке материалов необходимо учитывать магнитное склонение для данного места.

Ориентация керна по сторонам света необходима для выявления преобладающего направления главной оптической оси кристаллов при их пространственной упорядоченности в волокнистой структуре. Этот анализ позволяет выявить анизотропию физических свойств льда, а также преобладающие направления подледных потоков, что необходимо для понимания динамики района исследований, в том числе динамики ледообразования.

Если отбор керна невозможно провести цельным куском, как, например, при выбуривании керноотборником “Kovacs Enterprise”, который рассчитан на выбуривание кернов длиной только до 1 м, то выбуренные части керна подгоняются друг к другу таким образом, чтобы линии разлома на одной части керна совпали с линией разлома на другой его части. Для этого лучше всего использовать специальный ледовый лоток, состоящий из двух параллельных направляющих, на которые части керна помещаются так, чтобы они следовали одна за другой в порядке выбуривания верхней стороной в одном направлении. Первый, верхний кусок керна располагается на лотке меткой направления вверх. Вторая часть керна вращается на лотке до тех пор, пока линия излома первой части керна не совпадет с линией излома на второй его части. В этом случае линия излома станет малозаметна, а керн образует единое целое. Если керн был разломан на

несколько частей, то подобную процедуру нужно провести последовательно со всеми частями. После восстановления керна в единое целое необходимо провести по его поверхности линию, начиная от засечки направления в верхней части до самого низа. Для этого можно, воспользовавшись ножовкой, пропилить бороздку во льду или использовать другие способы оставить след. Если температура воздуха низкая и на сторонах керна не выступает рассол, то можно воспользоваться мягким карандашом, который оставляет заметные следы на льду. Поскольку при длительной транспортировке или при соприкосновении керна с другими предметами следы карандаша пропадают, на каждом куске керна в его верхней части делается такая же насечка направления, как и на верхнем куске.

В тороесе, если не ставиться специальных задач, ориентация керна не обязательна, так как при торошении льдины изменяют свое положение относительно первоначальной ориентации.

Маркировка кернов и образцов льда

Маркировка кернов и образцов льда не регламентирована в специальных документах по морскому ледоведению и является плодом частного творчества и инициативы. Однако исходя из опыта работы с морскими льдами, когда число образцов превышает 100 и более, можно рекомендовать отражать в маркировке керна номер ледовой станции (разреза или выезда в поле) и номер керна, отобранного на этой станции. Например, маркировка № 5.2 (или № 5/2) будет свидетельствовать о том, что керн взят на точке № 5 и является вторым керном на этой точке. При распиловке керна на отдельные блоки к маркировке керна через точку добавляется значение горизонта, соответствующего верхнему срезу блока. Например, подпись под фотографией блока № 5.2.40 означает, что данный блок взят из керна 2 точки № 5 с горизонта 40 см вниз. При распиловке керна на отдельные пластины или образцы в маркировку также добавляется соответствующая запись. Для продольных пластин, кроме того, указывается значение горизонта, соответствующего верхней грани пластины, — аналогично маркировке блоков, а для горизонтальных срезов добавляется знак «х» и значение горизонта, соответствующего нижней плоскости среза. Например, подпись под фотографией № 5.2.х38 означает, что это горизонтальный срез, взятый из керна 2 точки № 5, нижняя граница которого находится на горизонте 38 см.

Включение в маркировку даты отбора керна не всегда целесообразно, так как значительно удлиняет запись. Дата может указываться в случае, если отбор кернов не носит систематического или массового характера, а является эпизодическим. Маркировку рекомендуется наносить на пласти-

ны или образцы льда путем примораживания кусочка тонкой водостойкой прозрачной бумаги (кальки) размером $3 \times 1,5$ см с нанесенной маркировкой и масштабом, в качестве которого выступает линия длиной 2—3 см, нанесенная тушью или гелиевой ручкой и разделенная на сантиметры (или 0,5 см).

В условиях ограничения времени работ можно применить упрощенный метод маркировки, который требует большей внимательности и пунктуальности. Этот прием рассчитан на постоянное использование одних и тех же последовательностей действий во время распиловки и фиксации образцов льда на цифровую фотокамеру. Вертикальные пластины по мере распиловки керна укладываются строго последовательно друг за другом и фотографируются в той же последовательности. При фотографировании вертикальной пластины к ней прикладывается складная линейка (длиной 2 м) таким образом, чтобы верхний край пластины приходился на значение горизонта в сантиметрах на линейке, соответствующего верхней грани пластины. Например, если пластина была взята из слоя 20—40 см, то верхний край пластины должен располагаться у значения 20 см на линейке. Тогда все особенности текстурного рисунка на пластине, а значит и в керне, будут привязаны к соответствующему горизонту. При фотографировании горизонтальных пластин к верхней части круглой пластины или к срезу, если фотографируется сектор, линейка прикладывается таким образом, чтобы посередине была цифра, соответствующая горизонту нижней границы горизонтальной пластины.

Для сохранности информации все фотографии образцов льда для каждого керна должны храниться в отдельной папке, и фотографирование необходимо проводить строго поочередно, начиная с образцов верхнего слоя и последовательно переходя на образцы нижележащих слоев. Маркировка папки должна соответствовать маркировке керна, а еще лучше повторять ее полностью. К маркировке папки после написания основной маркировки можно добавлять дату взятия керна.

Распиловка керна

Перед началом распиловки керна его необходимо поместить на специальный лоток меткой направления вверх. Если такой метки по какой-либо причине не установлено, то необходимо создать условную метку в любой части верхней грани керна. После установления метки необходимо очистить керн от прилипшего снега и кусочков льда по всей его длине и со всех сторон. Для большей прозрачности льда его можно слегка оплавить рукой. После этого следует выделить слои льда, руководствуясь зрительным восприятием и ориентируясь на разницу в его цвете и прозрачности. Полученную информацию необходимо занести на схему керна в полевом

журнале, куда заносится вся дополнительная информация: краткое описание района отбора керна, характеристика поверхности льда и снега, наличие воды на льду или под снегом, толщина льда, толщина снега, превышение поверхности льда над поверхностью воды, температура воздуха и другая сопутствующая информация. Желательно керн или части керна зафиксировать на цифровую фотокамеру.

После процедуры осмотра и схематического описания керна его надо разделить на отдельные блоки по 20 см. Ранее использовался стандарт 22 см (2×11 см — два стекла для изготовления шлифов 9×12 см). Перед разделением керна на блоки необходимо зафиксировать линию, идущую от метки до нижней грани керна. Это можно сделать ножовкой, пропиливая канавку по всей длине керна, карандашом или краской из баллончика. В последнем случае линия может проявляться при фотографировании, что нежелательно. Распиловка керна выполняется или на специальной распиловочной машине, или вручную ледоисследовательской ножовкой.

После отделения верхних 20 см льда на оставшейся части керна, руководствуясь линией, проведенной ранее, необходимо сделать новую метку, которая позволит сохранить выбранное направление для следующего блока. Эта процедура повторяется при каждой распиловке керна на блоки. Отпиленные блоки следует расставлять по порядку по мере их отпиливания. Хаотическое расположение блоков приведет к потере последовательности их создания и в результате — к потере необходимой информации, так как по отдельному блоку определить его истинное положение в керне бывает нелегко, а порой и невозможно. Для большей надежности на каждый блок — на его верхнюю плоскую поверхность или сбоку — карандашом наносится маркировка, соответствующая этому блоку. Если керн на ледовой станции один, то номер ледовой станции и номер керна можно опустить, фиксируя только значение горизонта среза верхней поверхности. Если предполагаются работы на нескольких станциях с перевозкой кернов в другое место, то процедура полной маркировки становится обязательной.

После распиловки керна на блоки из них выбирается первый, соответствующий поверхности льда на своей верхней грани. Блок устанавливается на ровную поверхность вертикально так, чтобы нулевая отметка была вверх и метка направления была повернута от наблюдателя. Мягким карандашом на поверхности блока метка направления соединяется с центром круга прямой линией. Далее от этой линии проводится перпендикуляр к точке, создающей хорду 12 см. Технически эта процедура проводится следующим образом. В центре круга перпендикулярно проведенной линии от метки направления кладется линейка, которая медленно перемещается

к метке до тех пор, пока значения 0 и 12 см не коснутся граней керна. Мягким карандашом проводится линия, перпендикулярная первой «линии направления». Можно проверить перпендикулярность с помощью угольника. По этой линии с помощью специальной распиловочной машины или ледоисследовательской ножовкой выполняется вертикальный разрез блока. При ручной распиловке необходимо соблюдать вертикальность распила, чтобы к низу срез не уходил в сторону. В противном случае полученная пластина льда будет образовывать не прямоугольник, а трапецию.

Если керн отбирался керноотборником «Ковакс» с внутренним диаметром цилиндра 13,8 см, то отпиленный от блока сектор рассматривается как «пластина» льда для дальнейшего исследования. Если керн был выбурен кольцевым буром Черепанова с внутренним диаметром кольца 18 см, то отпиленный сектор надо отложить в сторону и от большей части блока отрезать пластину толщиной 2 см, которая и будет рассматриваться как пластина льда для дальнейшей работы. Необходимо сделать метку в верхнем правом углу пластины (для правши), если смотреть на пластину в сторону метки направления, путем его срезания, вне зависимости от того, что принято за пластину. Если эту процедуру опустить, это может привести к потере ориентации пластины и как следствие к искажению информации.

Полученная пластина льда скоблится ножом со всех сторон, включая грани, для ликвидации следов воздействия ножовкой, после чего ее поверхности легко оплавляют ладонью, чтобы убрать матовый налет, возникающий при обработке. Полученная пластина помещается на черную поверхность и фотографируется. После фотографирования можно приступать к получению другой пластины, которая также фотографируется и стыкуется с первой. Подобная процедура проводится до тех пор, пока не будет получен срез для всего керна. Распиловка керна с учетом метки направления обеспечивает получение распила в одной плоскости, а метки на пластинах в их углах гарантируют правильность установки пластины и их стыковку друг с другом. Если все процедуры были выполнены с соблюдением вышеперечисленных требований, то в результате получается срез льда с характерным текстурным рисунком, не прерываемым на стыках пластин, который можно использовать в текстурном анализе.

Для горизонтальных срезов используется остаток блока после вертикальной распиловки, от которого отпиливаются горизонтальные пластины толщиной 2 см (можно менять толщину пластины в зависимости от поставленных задач). После отпила горизонтальной пластины на ее верхней поверхности в правом углу (если держать пластину обрезанной частью от себя) необходимо сделать метку путем срезания этого угла. Эта операция

проводится ранее всех других манипуляций с пластиной. Только после создания среза на пластине разрешается ее скоблить ножом, оплавливать рукой или как-либо переворачивать. Если горизонтальный срез делается из цельного, еще не распиленного на вертикальные пластины куска, то в качестве маркировки используется линия направления зерна, которая оставляет на боковой грани среза бороздку от ножовки или другой след. Необходимо углубить этот след на верхней плоскости пластины путем засечки, сделанной ножом. Если этого не сделать, то многократно возрастает опасность потери ориентации пластины при ее дальнейшей обработке. После подготовки пластины ее фотографируют на черной поверхности.

Горизонтальные срезы необходимо делать в слоях с волокнистой структурой для выявления размера кристаллов и их возможной ориентации, а также с целью выяснения наличия или частоты возникновения стоковых канальцев и русел в слоях с любым кристаллическим строением. Частота горизонтальных срезов выбирается в зависимости от поставленных задач, от строения льда и от наличия времени для этой работы. Например, в слое годового перехода для двухлетних или многолетних льдов такие срезы желательно делать с частотой 2 см для всего слоя перехода с отбором проб на соленость с той же дискретностью.

По вертикальным и горизонтальным срезам составляется схема текстуры льда, куда заносятся выделенные слои и характерные особенности включений для каждого слоя. Желательно туда же заносить возникающие при изучении текстуры вопросы, возможные сомнения или просто интересные мысли. Это впоследствии позволит вернуться к ним при камеральной обработке материала.

Фотографирование льда

Фотографирование льда необходимо проводить цифровой фотокамерой с хорошим разрешением и сильным объективом, позволяющим при значительном увеличении снимка сохранять высокое качество (например, семейство зеркальных фотокамер Canon).

Фотографирование вертикальных пластин производится на черной поверхности после их подготовки. В качестве черной поверхности можно использовать кусок черной плотной ткани, уложенной и зафиксированной на плоской поверхности. При использовании для анализа части цилиндра, полученного с помощью керноотборника “Kovacs Enterprise”, пластины можно помещать на лоток выпуклой стороной вниз, предварительно положив на лоток черную ткань. Фотографирование пластин необходимо проводить в последовательности, соответствующей возрастанию толщины льда, начиная с самой верхней пластины. Пластины при фотографировании необходимо

укладывать верхней частью в одном и том же направлении. Если пластины не маркируются или на марке нет масштабной линейки, то к пластине сбоку прикладывается линейка таким образом, чтобы не затенять текстурный рисунок и чтобы верхний край пластины находился около цифры на линейке, соответствующей горизонту верхнего среза пластины.

Пластина льда в кадре помещается в центре, но не заполняет весь кадр. Необходимо оставлять пространство вокруг пластины во избежание искажений на краях фотографии. Фотоаппарат при фотографировании необходимо держать вертикально над пластиной, так чтобы снимок был произведен сверху, а не под углом. Поэтому высота расположения пластины подбирается в соответствии с индивидуальными особенностями фотооператора. При фотографировании необходимо избегать бликов, отраженных от льда.

После фотографирования пластины целиком при необходимости можно снять интересные места в текстурном рисунке, в том числе и с увеличением масштаба. При этом съемку надо производить так, чтобы в кадр попадала часть масштабной линейки.

После съемки первой пластины необходимо переходить к съемке второй и так далее, соблюдая очередность при фотографировании. Дополнительные снимки, расположенные после фотографии пластины целиком, автоматически будут относиться именно к этой пластине. Можно записывать номера кадров, относящихся к данной пластине, но это требует дополнительного времени, и на морозе это не всегда легко сделать.

После фотографирования пластины стыкуются между собой на лотке или другой поверхности, создавая срез льда, на котором отчетливо виден текстурный рисунок. Если есть возможность, то можно сделать снимок всего разреза или сделать фотографию состыкованных двух или трех пластин (60 см льда), что возможно с высоты человеческого роста. Такие фотографии позволяют сразу оценить текстуру льда еще до специальной обработки всех снимков и помогают выявить и устранить ошибки, связанные с нарушением последовательности распиловки или стыковки пластин.

Горизонтальные срезы льда фотографируются после съемки вертикальных пластин. Если на них нет метки, указывающей, с какого горизонта взят срез, то необходимо на дальнем от фотографа конце горизонтальной пластины положить линейку таким образом, чтобы цифра на линейке, приходящаяся на центр среза, соответствовала горизонту нижней плоскости горизонтальной пластины. Это позволит идентифицировать фотографию горизонтального среза относительно места, откуда взят образец. В остальном фотографирование горизонтальных срезов аналогично фотографированию вертикальных пластин.

Фотографирование целого керна или его части без распиловки производится на черном фоне. При фотографировании керн лучше всего располагать на лотке, предварительно постелив на него черную ткань. По верху керна желательно положить линейку для масштабирования керна. В качестве линейки хорошо подходит складной плотницкий метр двухметровой длины с плечом в 20 см и шириной пластин 1,5 см. Он хорошо фиксируется на лежащем керна, и его 20-сантиметровые стыки четко просматриваются на фотографии. Если все подготовительные процедуры выполнены правильно, то нулевое деление складного метра совмещается с началом керна. Если начало керна не совпадает с поверхностью льда, то в полевом блокноте необходимо сделать запись о том, с какого горизонта берет начало этот керн или часть керна. Эти сведения обязательно должны фигурировать в предварительных записях для первичной обработки материалов.

Если керн разбит на несколько частей, а состыковать на лотке эти части не удалось (например, при толщине льда более 1 м), то фотографирование керна производится последовательно по частям, начиная с верхней части. Предварительно на всех частях керна проводится единая линия направления, а при фотографировании эта линия у всех частей должна быть в одном положении относительно лотка, например вверх. Это позволит производить фотографирование различных частей керна в одной плоскости. При фотографировании разных частей керна необходимо произвести маркировку этих частей, чтобы сохранить порядок их положения во льду. Для этого можно присвоить каждой части свой номер. Например, верхняя часть будет иметь метку № 1, вторая — № 2 и т.д. Фотографирование осуществляется с части № 1 и далее по порядку присвоенных номеров. При фотографировании части керна, ее необходимо обозначить, согласно присвоенному номеру. Для этого могут использоваться подсобные средства (надпись на бумаге, выставленные карандаши и т.д.).

Изготовление шлифов

Изготовление шлифов осуществляется в случаях, когда необходимо получить достоверную информацию о кристаллическом строении льда. Тот уровень информации, который мы используем для анализа физических характеристик льда, в большинстве случаев позволяет обходиться текстурным рисунком. Выделение слоев, сложенных зернистыми или волокнистыми кристаллами, можно осуществить по текстурному рисунку, так как льды этих кристаллических строений имеют вполне особенные индивидуальные признаки в текстуре. Сложность может возникать при идентификации льда смешанного типа (B5, B6, B7) или при разделении

близко лежащих друг к другу типов льда (B5 — B4, B4 — B2, B8 — B9) (Черепанов, 1976).

Если требуется более тонкое выявление генетических типов льда, чем разделение на зернистые и волокнистые структуры, то в этих случаях структурный анализ и изготовление шлифов как его составная часть становятся обязательным. Необходимость в изготовлении шлифов может возникнуть при выявлении пространственной упорядоченности кристаллов волокнистых структур и преобладающем направлении *C*-оси кристаллов, когда по текстурному рисунку горизонтальных срезов получить эту информацию не удастся. Например, при второй — третьей стадиях физического состояния льда, при которых термометаморфические изменения первичных включений, и особенно капиллярных включений, располагающихся между волокон и стенок волокнистых кристаллов, приводят к их повсеместному слиянию до такой степени, что выделить эти волокна по текстурному рисунку становится не возможным.

Изготовление шлифов методом оплавления приводит к потере значительной части информации. Невозможно получить достаточное качество шлифа при работе с зернистыми структурами льда или достоверно различить близлежащие типы льда волокнистых структур, т.е. нельзя получить информацию, необходимость которой является основным стимулом для изготовления ледяных шлифов. Поэтому изготовление шлифов методом оплавления в экспедициях с ограниченным временем работы будет малоэффективным. В условиях судовых работ или при наличии временного стационара, куда можно доставлять образцы льда без существенных для него последствий, целесообразно использовать переносную ледовую лабораторию с холодильной камерой, позволяющей в ней работать одному или двум сотрудникам при внутренней температуре в камере до -10°C . Такая лаборатория может быть выполнена на базе контейнера и легко перемещаться как от экспедиции к экспедиции, так и с судна на лед и обратно, что позволяет получать необходимую информацию о кристаллическом строении льда в сроки, на которые практически не влияют ни погода, ни сезон.

Объем, качество и вид необходимой информации для быстрого анализа строения льда

Для структурно-текстурного анализа в камеральных условиях должна быть представлена следующая информация:

- описание и фотография места отбора керна;
- дата и время отбора керна;
- маркировка ледовой станции и керна;
- координаты точки отбора керна;

- температура воздуха в момент отбора керна;
 - глубина моря (можно по карте, если измерений глубины не проводилось) в месте отбора керна;
 - схема моря или района с нанесением точки отбора этого керна и других кернов;
 - другая сопутствующая информация о месте отбора керна, ледовой или гидрометеорологической обстановки в данном районе;
 - данные о состоянии поверхности снега и льда в месте отбора, куда входят:
 - высота снежного покрова,
 - толщина льда,
 - превышение поверхности льда над поверхностью воды,
 - данные о температуре снега и льда,
 - данные о солености льда,
 - данные о плотности льда,
 - данные о прочностных характеристиках льда (если такие есть);
 - схема керна с указанием границ слоев и глубины их залегания от поверхности льда и краткое описание каждого слоя, если проводился первичный анализ; отметки о необычных особенностях текстуры льда или включений;
 - первичные фотографии керна льда и ледяных пластин, снятые согласно рекомендациям, сложенные в отдельную папку и пронумерованные согласно маркировке керна;
 - фотография вертикального среза льда, сложенного из отдельных пластин, отражающая полный текстурный рисунок льда в керне по вертикали (если была возможность провести первичную обработку полученных фотографий); последнее не заменяет первичные фотографии керна и пластин.
- По такому набору первичных данных можно сделать достоверный текстурный анализ в камеральных условиях.

Примеры текстурно-структурной типизации строения ледяных образований как основы исследования прочности льда

Процессы крупномасштабной физики и механики арктических льдов обусловлены в значительной мере их текстурными и структурными свойствами, являющимися одним из основных показателей прочности льда и ледяного покрова. Комплексное изучение льдов проводится с определением их морфометрии, физических характеристик (плотность, соленость, температура), прочности на сжатие, изгиб, срез. В особый раздел входит текстурное и структурное описание, основанное на кристаллографическом анализе, позволяющем выявлять историю образования льда,



Рис. 2.5. Керн льда, выбуренный на всю толщину ледяного покрова.

процессы происходящих сжатий и торошений, образования гряд торосов, возникновения различных форм деформирования и разрушения дрейфующих и припайных льдов. Текстуальный анализ осуществляется на основании исследования тонких ледяных пластин, приготовленных из кернов льда (рис. 2.5), выбуренных на всю толщину ледяного покрова.

После обработки пластины помещаются на черную поверхность и составленные друг за другом позволяют получать вертикальный текстурный рисунок льда на всю высоту выбуренного керна. Типичная картина вертикальных срезов кернов морского льда показана на рис. 2.6 (см. цвет. вклейку).

Для исследования горизонтальных срезов от керна отпиливаются горизонтальные пластины толщиной 2 см, которые обрабатываются аналогично вертикальным пластинам. Изготовление вертикальных и горизонтальных пластин производится с учетом ориентации керна, что позволяет выпиливать вертикальные пластины в одной плоскости и получать непрерывный текстурный рисунок для всей толщины льда. Ориентация горизонтальных срезов по сторонам света дает возможность получать преобладающее направление *C*-оси (главной оптической оси) волокнистых кристаллов, что по-

звolyет говорить о наличии или отсутствии пространственной анизотропии некоторых физических и прочностных свойств льда. Пример горизонтального и вертикального среза льда представлен на рис. 2.7 (см. цвет. вклейку).

Непосредственно в полевых условиях фиксируются размеры и форма включений, их распределение и происхождение (первичные, вторичные, воздушные, солевые, органические, минеральные), выделяются слои льда. По горизонтальным срезам определяются интенсивность образования стоковых солевых канальцев и их диаметры. По расположению срезов капиллярных волокон выявляется наличие пространственной упорядоченности волокнистых кристаллов.

На рис. 2.8 (см. цвет. вклейку) приведен пример данных по текстуре и структуре ровного льда. Для каждого керна на рисунке приведены фотографии и схема. Первая фотография сделана в проходящем свете: она отражает одну из основных текстурных характеристик льда — его прозрачность. Вторая фотография выполнена в отраженном естественном свете: она показывает распределение текстурных характеристик вдоль вертикального сечения керна. Третья фотография выполнена в поляризационном свете: она демонстрирует кристаллическое строение льда вдоль вертикального сечения керна. В первом керне представлены фотографии тонких вертикальных пластинок льда, во втором — тонких горизонтальных пластинок.

Приведенная схема показывает основные слои, выделенные в керне по анализу его текстурных характеристик. По краям керна расположены слои непрозрачного пористого льда. Верхний слой образуется при замерзании ледяного сала, шуги и снега — он отличается большим количеством воздушных включений и состоит из ледяных гранул. Пористость нижнего слоя в основном связана с большим количеством рассола между базовыми кристаллическими пластинами, который при подъеме керна вытекает и замещается воздухом. Пористый приводный слой льда содержит микроорганические включения. Монолитный лед расположен в средней части керна, где чередуются слои, различные по текстуре и структуре. В данном примере суммарная толщина монолитного льда в ледяном керне примерно на 25 % меньше его общей длины.

Размеры ледяных кристаллов в горизонтальном сечении практически равномерно возрастают от 3—5 мм сверху до 3—5 см в нижней части керна, где их вертикальные размеры могут достигать 30 см. В слое 40—60 см кристаллическое строение льда анизотропное: в горизонтальном сечении кристаллы более вытянуты в направлении север — юг. В нижней части керна анизотропия кристаллов менее выражена. Анизотропия кристаллов льда отмечена на горизонте 50—70 см. Интенсивное развитие

крупных солевых каналов и стоковых русел в верхних слоях кернов и частично в нижних слоях показывает степень и границы распространения процессов весенней деградации внутри ледяного покрова.

По характеру включений и их взаимному расположению отмечают слоистость, высота и последовательность расположения слоев, форма и размеры включений, их изменения в процессе термометаморфизма. По текстурному рисунку определяются слои зернистой и волокнистой кристаллической структуры. Для этого используются взаимосвязь текстуры (включения во льду) и структуры (кристаллическое строение) льда, описанные в работе Черепанова (1976). Эта классификация связывает структурно-генетические типы льда с различными видами ледообразования, что позволяет по структурно-текстурному анализу не только определять тип льда, но и указывать гидрометеорологические условия, при которых этот лед формировался. Ниже приводится схема, показывающая связь различных генетических типов льда с преобладающими видами кристаллов, сформировавшими лед.

Лед, состоящий из зернистых кристаллов:

B9 — снежно-водный (инфильтрационный) лед,

B8 — водно-снежный лед (замерзание снега в воде),

B7 — шуговой лед (внутриводно-шуговое ледообразование).

Лед, состоящий из зернистых и шестоватых кристаллов:

B6 — смесь зернистых и шестоватых кристаллов.

Лед, имеющий в основе волокнистые кристаллы, с включением кристаллов внутриводного льда:

B5 — включение кристаллов внутриводного льда $\geq 25\%$,

B4 — включение кристаллов внутриводного льда $<25\%$.

Лед волокнистой структуры, различающийся по размеру кристаллов:

B3 — встречается в основном в замерзших полыньях и разводьях,

B2 — встречается в основном в припайных льдах,

B1 — встречается редко, в основном в Антарктиде.

Льды типа Г — это льды, подвергшиеся динамическому и термическому метаморфизму с последующим замерзанием; наиболее часто встречаются в двухлетних и многолетних льдах.

Текстурный анализ позволяет выделить слои льда, сложенные зернистыми кристаллами, и слои, имеющие волокнистую структуру, а в отдельных случаях — указать генетический тип льда. По результатам анализа строится схема строения льда с указанием основных слоев и характерных особенностей, присущих данному льду. Для ровных однолетних льдов по внешним признакам, по изменению и развитию вторичных включений,

в том числе стоковых каналов и русел, а также по значениям температуры и солености определяются стадии состояния льда, которые показывают сезонные изменения внутри льда, вызванные термометаморфическими процессами. Стадии состояния классифицируются по пятибалльной системе и характеризуют изменения во льду более точно, чем визуальная шкала разрушенности, применяемая традиционно.

В настоящее время на основании традиционных испытаний прочности образцов льда, определения его физических свойств, параметров локальной прочности по всему сечению ледяного образования, параметров механики сжатия и разрушения ледяных полей может быть создан алгоритм обработки текстурных и структурных изображений льда и выявления связи с его физико-механическими свойствами. Построение карт текстурной и структурной прочности льдов в локальном районе — задача предстоящих исследований по созданию технологии мониторинга крупномасштабных динамических процессов с учетом площадной текстуры и структуры льда.

Измерения температуры производятся в кернах льда с помощью электротермометра GTN 175/Pt.

При помощи электромеханического керноотборника “Kovacs Enterprise” в ледяном покрове выбуривается керн льда на всю его толщину. По длине керна перпендикулярно оси с дискретностью 10 см высверливаются отверстия до середины керна. В эти отверстия помещается зонд с расположенным в нем первичным измерительным преобразователем температуры (рис. 2.9).



Рис. 2.9. Измерение температуры в керне льда.

Во время измерения при наличии солнечной радиации керн льда помещается в защитный чехол из светоотражающего материала, что позволяет исключить радиационный прогрев льда.

Если толщина льда превышает длину керноотборника, то измерения проводятся последовательно. Вначале измеряется температура у первого керна, потом выбурируется оставшаяся часть льда и измерения продолжают. Полученные результаты заносятся в полевые журналы.

Соленость льда определяется по электропроводности талой воды, получаемой из образцов льда, приготовленных из участков кернов с характерной текстурой. Кроме того, при наличии времени отбор проб может производиться через 10 см по всей длине керна. Измерения выполняются кондуктометром типа HI 8733 «HANNA» при температуре воздуха 20 °С. Точность определения солености льда — 0,1 ‰.

При помощи керноотборника “Kovacs Enterprise” в ледяном покрове выбурируются керны льда, из которых выпиливаются диски толщиной 2—3 см. Полученные образцы помещаются в плотные, закрывающиеся герметично полиэтиленовые пакеты.

Пакеты маркируются и укладываются в специальные емкости для транспортировки на базу. В лабораторных условиях лед в герметично закрытых полиэтиленовых пакетах находится до полного расплавления. При достижении талой водой комнатной температуры (20 °С) с помощью кондуктометра типа HI 8733 «HANNA» измеряется ее электропроводность, на основании которой вычисляется соленость. Полученные результаты заносятся в полевой журнал.

Плотность льда определяется взвешиванием в воздухе образцов льда известного объема, приготовленных из выбуренных кернов. Взвешивание проводят на электронных весах типа МК-3.2-A20, позволяющих



Рис. 2.10. Взвешивание образца льда для определения плотности на электронных весах в полевых условиях.

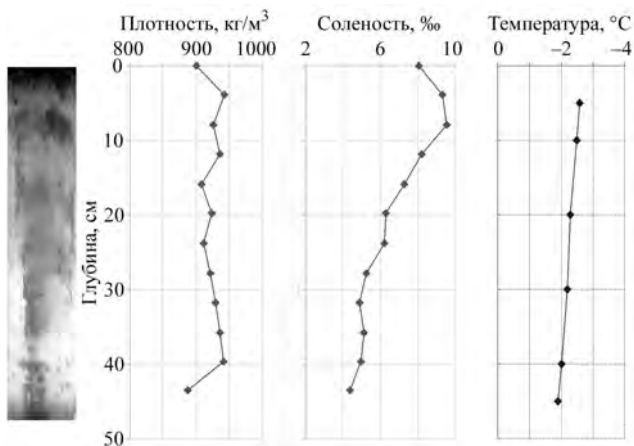


Рис. 2.11. Текстура, распределения плотности, солености и температуры льда по толщине ледяного покрова.

проводить измерения при отрицательной температуре воздуха. Класс точности весов — средний по ГОСТ 29329 и МР МОЗМ Р 76-1.

С заданных уровней кернов выпиливаются образцы льда. При помощи штангенциркуля с точностью до 0,1 мм производятся четыре измерения диаметра и четыре измерения высоты ледяного цилиндра. По этим данным рассчитывается объем цилиндра. Далее ледяной цилиндр взвешивается на электронных весах. На рис. 2.10 приведен пример взвешивания образца льда на электронных весах в полевых условиях.

Плотность льда определяется как результат деления массы ледяного цилиндра на его объем.

На рис. 2.11 приведен пример представления распределения текстуры, плотности, солености и температуры льда по толщине ледяного покрова.

2.2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ СМЕЩЕНИЯ, ДЕФОРМАЦИЙ, НАКЛОНОВ И ДАВЛЕНИЯ В ЛЕДЯНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ

Деформометры измеряют относительное смещение двух точек льда, находящихся на расстоянии от нескольких сантиметров до 10 метров друг от друга. Отношение этого смещения к расстоянию между точками равно относительной деформации льда в направлении отрезка, соединяющего указанные точки и осредненной по этому отрезку. Этот компонент деформации будем называть в дальнейшем для краткости просто деформацией (Смирнов, Шушлебин, 1983).

Применяются три типа деформометров: штанговые линейные деформометры (Смирнов, Шушлебин, 1979, 2011); штанговый азимутальный деформометр (Смирнов, Шушлебин, 1992); малогабаритный многофункциональный кольцевой деформометр (Смирнов и др., 2009). Использование того или иного типа деформометров определяется поставленными задачами.

Линейные штанговые деформометры. На рис. 2.12 приведена схема штангового линейного деформометра на вмораживаемых стойках.

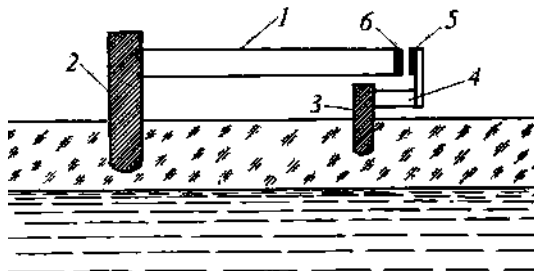


Рис 2.12. Схема штангового линейного деформометра на вмораживаемых стойках.

1 — кварцевая штанга; 2, 3 — вмораживаемые стойки; 4 — термокомпенсационный шток; 5, 6 — магнитоуправляемый электронно-механический преобразователь перемещений.

На рис. 2.13 приведена фотография штангового линейного деформометра с базой измерения 1 м, который собирается на вмораживаемых стойках.

Калибровка деформометра проводится непосредственно на месте установки прибора путем смещения штанги микрометрическим винтом, который упирается в ее закрепленный торец. Со стороны свободного конца кварцевой трубы эти смещения измеряются микрометрическим индикатором с ценой деления 1 мкм, причем калибруется весь канал деформометра



Рис. 2.13. Общий вид штангового линейного деформометра в полевых условиях.

(сквозная калибровка). Для контроля осуществляются повторные калибровки деформометров один раз в десять дней. Максимальная чувствительность штанговых деформометров составляет 10^{-8} . Для определения долговременной стабильности измерения деформаций проводятся сравнения сигналов, полученных двумя деформометрами, установленными в одном месте и одинаково ориентированными. Расхождение регистрируемых сигналов принимается за долговременную точность деформометрических измерений. (Пусть, например, наблюдения велись в течение 30 дней, максимальное расхождение сигналов составило $9 \cdot 10^{-6}$. Средняя скорость за этот промежуток времени составила $0,3 \cdot 10^{-6}$ в сутки — она и была принята за долговременную стабильность прибора.)

Штанговый азимутальный деформометр состоит из трех кварцевых труб с одним общим основанием. Штанги расходятся под углом 120° .

На рис. 2.14 приведена фотография устройства, развернутого на ледяном покрове.

Азимутальный деформометр предназначен для исследования естественных процессов деформирования льда и определения азимута источника деформаций.

Деформометры, установленные на льду, накрываются защитными кожухами с теплоизолированными стенками и засыпаются снегом. Таким способом устраняется воздействие ветра, прямой солнечной радиации и снижается воздействие перепадов температуры воздуха. Подробное исследование работы штанговых деформометров приведено в монографии



Рис. 2.14. Кварцевый штанговый азимутальный деформометр, установленный на ледяном покрове.

Таблица 2.1

Основные технические характеристики штанговых деформометров

Штанга	Труба из кварцевого стекла $\varnothing 40$ мм, толщина стенок 2 мм
Коэффициент температурного расширения кварцевого стекла	$0,5 \cdot 10^{-6}$ ($^{\circ}\text{C}^{-1}$)
Тип преобразователя перемещений в электрический сигнал	Магнитоуправляемый электронно-механический или индуктивный
Максимальная чувствительность к относительным деформациям	10^{-8}
Тип штангового деформометра	Линейный, азимутальный
База измерения	1—10 м
Время непрерывной работы в рабочем режиме	Три недели

Латыниной, Кармалеевой (1978). В табл. 2.1 представлены основные технические характеристики штанговых кварцевых деформометров.

Малогабаритный многофункциональный кольцевой деформометр предназначен для исследования деформаций льда как на поверхности ле-

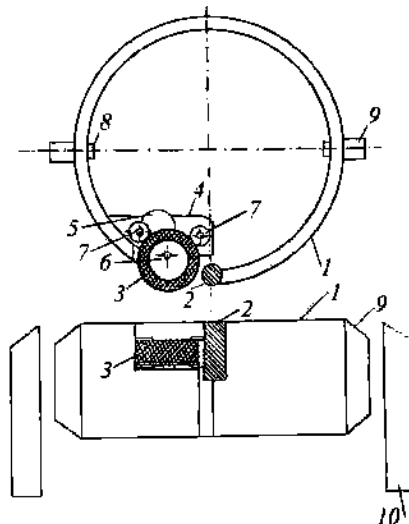


Рис. 2.15. Ледовый кольцевой многофункциональный деформометр.

1 — чувствительный элемент, 2 — электронная лампа, 3 — кольцевой магнит, 4 — электро-механический компенсатор, 5 — низковольтный реверсивный электродвигатель, 6 — диск, 7 — прижимные ролики, 8 — крепежные винты, 9 — съемные приливы, 10 — стойки.

дяного покрова, так и на разных горизонтах в скважинах. Преимуществом устройства является быстрота установки прибора на ледяном покрове при сохранении высокой чувствительности к деформациям. База измерения составляет 220 мм. На рис. 2.15 представлена схема ледового кольцевого деформометра в двух проекциях.

Устройство выполнено в виде отрезка тонкостенной трубы с разрезом по образующей, в состав которого включены приливы и стойки, выполненные съемными; с их помощью устройство примораживается к стенкам скважины

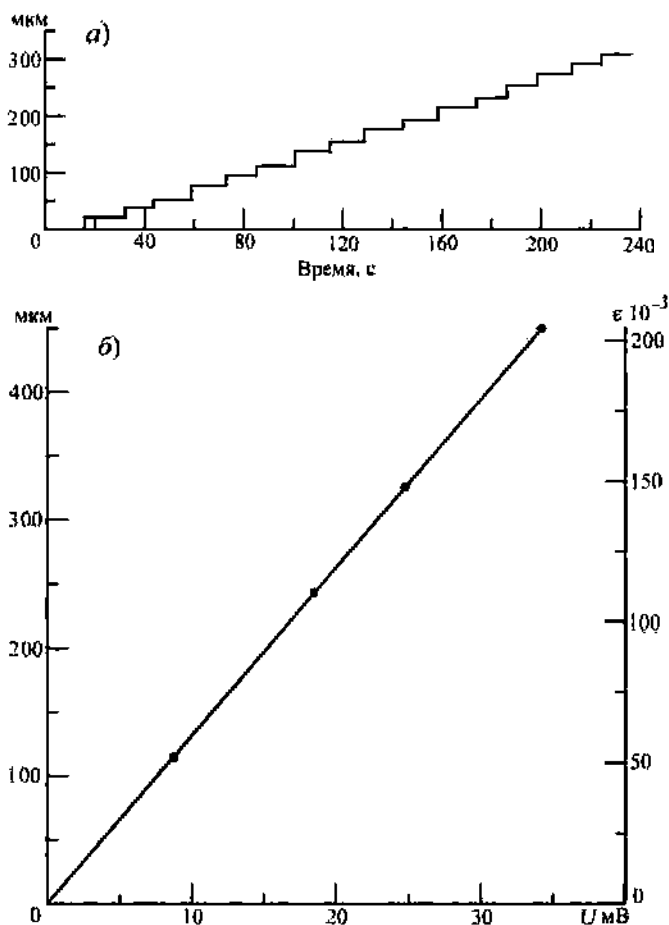


Рис. 2.25. Калибровочная характеристика кольцевого ледового деформометра.

a — запись калибровочного сигнала, *б* — характеристика кольцевого деформометра.



Рис. 2.17. Кольцевой многофункциональный деформометр, развернутый на ледяном покрове.

(приливы) или устанавливается на поверхности ледяного покрова (стойки), чем достигается расширение области использования устройства. Расширение диапазона измеряемых деформаций и повышение чувствительности устройства достигаются посредством применения совместно с магнитоуправляемым электронно-механическим преобразователем перемещений (Линьков, 1964) электромеханического компенсатора для дистанционной корректировки деформометра. Компенсатор выполнен на базе низкооборотного реверсивного электродвигателя, а зазор между электронной лампой и магнитом регулируется за счет того, что диск с кольцевым магнитом насажен на ось двигателя с некоторым эксцентриситетом. Это обеспечивает возможность регулировать величину рабочего зазора между магнитом и электронной лампой.

Непосредственно перед установкой в лед деформометр калибруется на специальном калибровочном столике. Максимальная чувствительность ледовых кольцевых деформометров достигает 10^{-7} . На рис. 2.16 приведен пример записи калибровочного сигнала и характеристика устройства.

Таблица 2.2

Основные технические характеристики кольцевого деформометра

Чувствительный элемент	Кольцо с прорезью
Тип преобразователя перемещений в электрический сигнал	Магнитоуправляемый электронно-механический или индуктивный
Максимальная чувствительность к деформациям	10^{-7}
База измерения	220 мм
Время непрерывной работы в рабочем режиме	Три недели

На рис. 2.17 приведена фотография ледового кольцевого деформометра, установленного на ледяном покрове.

Технические характеристики кольцевого многофункционального деформометра представлены в табл. 2.2.

УСТРОЙСТВА ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ ДАВЛЕНИЯ В ЛЕДЯНОМ ПОКРОВЕ

В ААНИИ был разработан для работы во льду сферический датчик давления (Альтшулер и др., 1977).

Датчик давления представляет собой полую упругую сферу, размеры и толщина стенок которой определяются условиями работы датчика и материалом, из которого он изготовлен. На рис. 2.18 приведена схема датчика.

К внутренним стенкам сферы (1) по диаметру крепятся стержни (2), размер зазора между которыми контролируется магнитоуправляемыми электронно-механическими преобразователями (3) (на рисунке показан условно). Электрический сигнал с преобразователя по выводу подается на соответствующую регистрирующую аппаратуру.

На рис. 2.19 представлена фотография устройства, установленного в лед.

Прямая калибровка датчика давления выполнялась в два этапа:

- определение характеристики упругого элемента датчика совместно с преобразователем перемещений,
- определение характеристики датчика в образце льда.

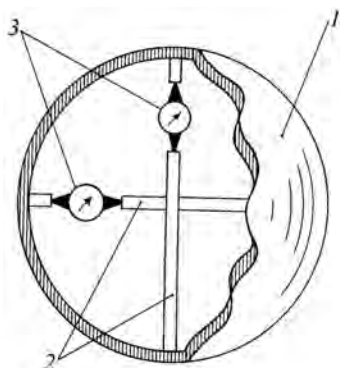


Рис. 2.18. Схема датчика давления.

1 — чувствительный элемент, 2 — стержни, 3 — преобразователь перемещений (указан условно).



Рис. 2.28. Сферический датчик давления, установленный во льду.

На первом этапе калибровки нагрузка на датчик производится с помощью пресса и прикладывается к двум точкам сферы — точечная нагрузка, необходимая для определения чувствительности датчика. На рис. 2.20 представлена схема точечной калибровки сферического датчика давления.

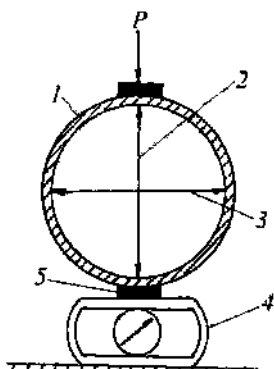


Рис. 2.20. Схема точечной калибровки сферического датчика давления.

1 — сферический датчик давления, 2 — продольная компонента, 3 — поперечная компонента, 4 — динамометр, 5 — прокладка, P — нагрузка.



Рис. 2.21. Сферический датчик давления, установленный в прессе для точечной калибровки.

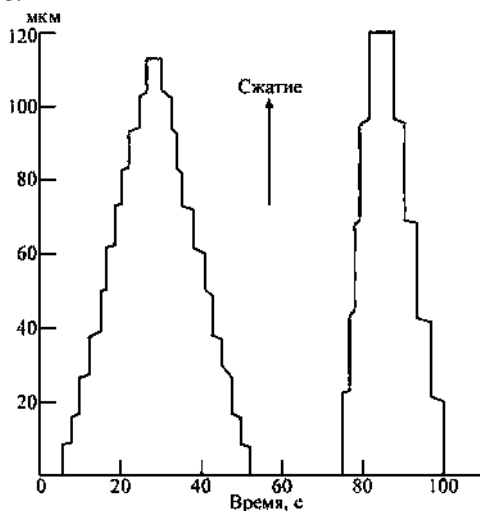


Рис. 22. Запись деформации датчика напряжений при точечной ступенчатой нагрузке.

На рис. 2.21 приведена фотография датчика, установленного в прессе совместно с ДОСМ (динамометр образцовый сжатия механический).

Ступенчатая нагрузка создается прессом и контролируется при помощи динамометра (рис. 2.22).

Характеристика упругого элемента при точечном нагружении представлена на рис. 2.23.

В результате калибровки датчика без льда определяется следующее:

- характеристика датчика давления линейна при относительных деформациях сжатия до 10^{-3} ;
- остаточные деформации датчика при значении нагрузки 1,5 т отсутствуют.

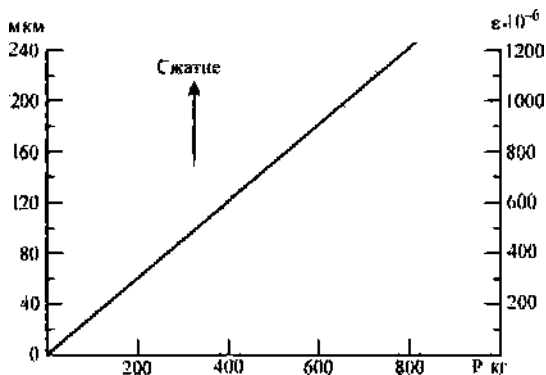


Рис. 2.23. Характеристика чувствительного элемента датчика напряжений при точечном нагружении.



Рис. 2.24. Калибровка сферического датчика давления, вмороженного в куб льда в прессе.

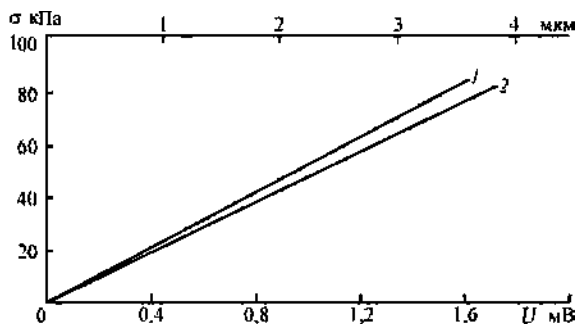


Рис. 2.25. Калибровочная характеристика датчика давления. Калибровка в образцах льда разного сечения. 1 — нагружение образца с площадью 3500 см², 2 — нагружение образца с площадью 1020 см².

Основные технические характеристики сферического датчика давления

Чувствительный элемент	Упругая металлическая сфера
Тип преобразователя перемещений в электрический сигнал	Магнитоуправляемый электронно-механический или индуктивный
Диаметр сферы	220 мм
Максимальная чувствительность к деформациям	0,001 МПа
Время непрерывной работы в рабочем режиме	Три недели

На втором этапе калибровки датчик вмораживается в образец льда, к которому прикладывается нагрузка. Нагружение образца осуществляется с помощью пресса. На рис. 2.24 представлена фотография калибровки сферического датчика давления, замороженного в куб льда.

Принимая, что нагрузка и разгрузка образца происходят условно мгновенно, можно считать, что деформации льда и датчика являются упругими. Все это дает основания рассчитать калибровочную характеристику датчика давления в образце льда по упругим деформациям. Расчет производится по формуле $\sigma = P/S$, где σ — напряжения во льду, P — нагрузка, S — площадь образца. Упругие деформации датчика во льду определяются по величине выходного сигнала преобразователя перемещений. Таким образом, регистрируемые значения деформаций при нагрузке и сбросе характеризуют работу льда в упругой области, т.е. в этом случае датчик регистрирует напряжения во льду.

На рис. 2.25 представлен результат калибровки датчика в двух образцах льда разного поперечного сечения.

Из графиков видно, что характер сжатия устройства практически не зависит от значения нагрузки и площади сечения образца. Характеристика датчика позволяет определять напряжения в массиве льда по выходному сигналу датчика.

В табл. 2.3 приведены технические характеристики сферического датчика давления.

УСТРОЙСТВА ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ КОЛЕБАНИЙ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

Маятниковые сейсмометры применяются для регистрации колебаний ледяного покрова, вызываемых трещинообразованием, разломами, торошением, распространением зыби, изгибно-гравитационных и приливных волн.

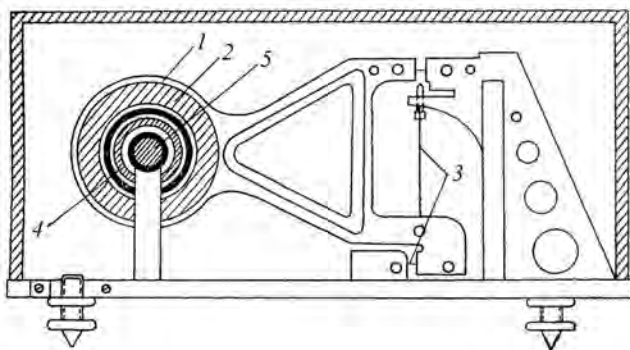


Рис. 2.26. Схема наклономера.

1 — горизонтальный маятник, 2 — кольцевой магнит, 3 — горизонтальная и вертикальная струны, 4 — медный цилиндр, 5 — электронная лампа.

Сейсмометры являются стандартными устройствами. Наиболее широко применяются следующие типы сейсмометров: С5С, СМ-3, СМ-3КВ (Аппаратура и методика сейсмометрических наблюдений в СССР, 1974).

Сейсмометры типа С5С имеют диапазон регистрируемых перемещений от 0,01 мкм до 15 мм в интервале периодов колебаний от 0,01 до 5 с.

Для работы в полярных условиях на морском льду приборы были модернизированы: были установлены регулировочные винты и встроены жидкостные уровни. Это позволило выставлять сейсмометры на рабочий период, не снимая крышек, непосредственно на месте установки.

Сейсмометры типа СМ-3 имеют диапазон регистрируемых амплитуд от 10^{-4} до 3 мм в интервале периодов колебаний от 0,005 до 2 с. Эти сейсмометры целесообразнее использовать для регистрации колебаний, возникающих при образовании трещин и от искусственных источников.

Наклономер разработан в ААНИИ (Линьков, Смирнов, 1971) и применяются для наблюдений за колебательными процессами с периодом от 1 с до квазистатических наклонов. На рис. 2.26 представлена схема наклономера.

На рис. 2.27 приведена принципиальная электрическая схема наклономера.

Наклономер представляет собой горизонтальный маятник (1), подвешенный на одной вертикальной и двух горизонтальных металлических струнах (3). В качестве инертной массы применен кольцевой магнит (2). Смещение маятника от положения равновесия регистрируется с помощью магнитоуправляемого электронно-механического преобразователя перемещений (магнетронный преобразователь) (Линьков, 1961). Кольцевой маг-

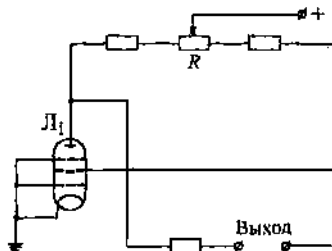


Рис. 2.27. Принципиальная электрическая схема накломера.

Л_1 — электронная лампа 1Ж296, R — регулировочное сопротивление.

нит служит массой маятника, а электронная лампа неподвижно закреплена на основании прибора.

Для волновых процессов, если известна амплитуда смещения волн A_0 , наклон φ определяется из уравнения

$$A = A_0 \sin \left(\frac{2\pi}{\lambda} x + \varphi \right),$$

где A — смещение любой точки волны в зависимости от расстояния x , длины волны λ и начальной фазы φ_0 .

Тогда формула для максимального наклона будет иметь вид

$$\varphi_{\max} = \frac{dA}{dx} = \frac{2\pi}{\lambda} A.$$

Калибровка маятниковых приборов производится на специальной гидравлической платформе. На рис. 2.28 приведена схема платформы.

На рис. 2.29 показана калибровка накломеров в полевых условиях на специальной гидравлической платформе.

Основной характеристикой накломера является электродинамическая постоянная I_0 , которая представляет собой отношение момента силы тяжести к моменту электромагнитной силы или отношение чувствительности горизонтального маятника к наклонам. Эта постоянная может быть определена, если известны ток магнетронного преобразователя I и наклон основания ψ , вызвавший этот ток:

$$I_0 = I/\psi.$$

Угол наклона платформы определяется следующим образом:

$$\psi = \Delta/l,$$

где Δ — величина подъема и опускания края платформы, l — расстояние между ее упорами. Если записать колебания с медленно меняющейся частотой

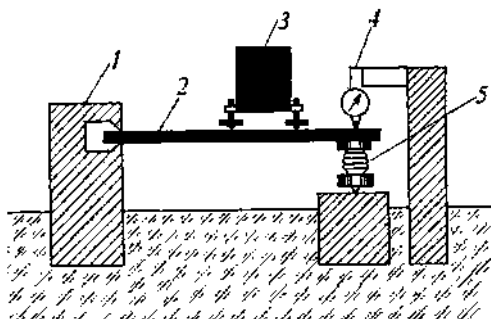


Рис. 2.28. Схема гидравлической калибровочной платформы.

1 — основание, 2 — плита, 3 — наклонномер, 4 — индикатор часового типа, 5 — сильфон.



Рис. 2.29. Калибровка наклонмеров на специальной гидравлической платформе.

той, то можно получить осциллограмму (рис. 2.30), по которой определяют чувствительность и частотная характеристика наклонмера (рис. 2.31).

Из рисунков видно, что увеличение показаний наклонмера на периодах до 3 с быстро возрастает, а затем практически остается постоянным

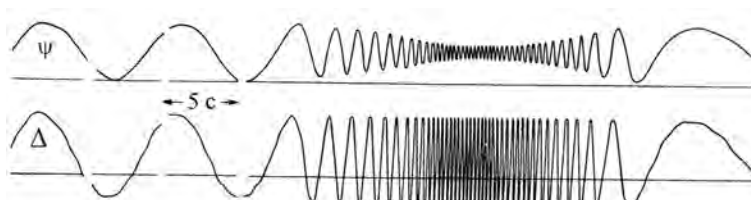


Рис. 2.30. Осциллограмма наклонов ψ и амплитуда колебаний края платформы Δ .

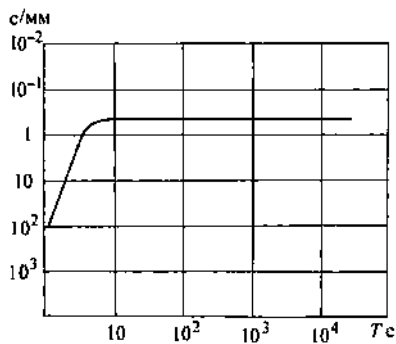


Рис. 2.31. Частотная характеристика наклонмера.

вплоть до статических наклонов. Контроль чувствительности наклонометра осуществляется путем задания маятнику эталонного смещения.

Стабильность работы приборов обеспечивается строгим соблюдением следующих мер:

- тщательной заделкой оснований под приборы в лед;
- теплоизоляцией приборов и мест их установки пенопластовыми колпаками и снегом;
- систематическим контролем постоянства периодов собственных колебаний маятников.

МОЛЕКУЛЯРНО-ЭЛЕКТРОННЫЕ СЕЙСМОМЕТРЫ И НАКЛОНОМЕРЫ

Кроме традиционных маятниковых сейсмометров, для регистрации колебаний ледяного покрова применяются современные широкополосные трехкомпонентные молекулярно-электронные сейсмометры СМЕ-4111LT. Такие сейсмометры регистрируют сигналы в диапазоне частот от 0,0167 до 50 Гц, т.е. волны с периодом от 0,02 до 60 с. Максимальный регистрируемый сигнал ± 5 мм/с. Питание сейсмометра осуществляется от источника постоянного тока напряжением 12 В, потребляемый ток 18 мА. Температурный диапазон работы от -40 до 55 °С. Допустимый угол установки устройства $\pm 15^\circ$. Масса прибора 5,1 кг. На рис. 2.32 представлена схема прибора и его подключение к источнику питания и системе сбора информации. На рис. 2.33 приведена амплитудно-частотная характеристика СМЕ-4111LT.

Перед установкой прибора на лед подготавливается выровненная в горизонтальной плоскости площадка, на которую примораживается деревянный постамент. Вокруг постамента площадка закрывается солнцезащитной тканью. Ножки и указатели вкручиваются в отверстия на дне корпуса сейсмометра в соответствии с рис. 2.32. Прибор располагается на деревянном постаменте так, чтобы риска «Х» на боковой поверхности корпуса сейсмометра была ориентирована на север. При этом указатели будут направлены на север и на юг.

Регистрация сигналов осуществляется через плату АЦП на ноутбук или на специализированный накопитель информации «Байкал-7HR». Мобильный регистратор сейсмических сигналов высокого разрешения «Байкал-7HR» представляет собой трехканальную автономную сейсмическую станцию расширенного частотного диапазона и предназначается для записи сигналов от СМЕ-4111LT в широком диапазоне частот с привязкой к абсолютному времени. Такой регистратор можно применять как для оперативных, так и для длительных сейсмических и геофизических

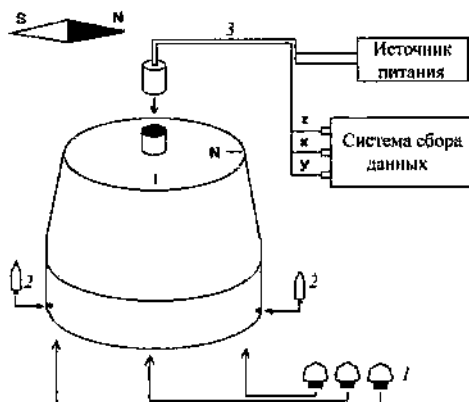


Рис. 2.47. Схема подключения сейсмометра СМЕ-4111LT к системе сбора информации и источнику питания.

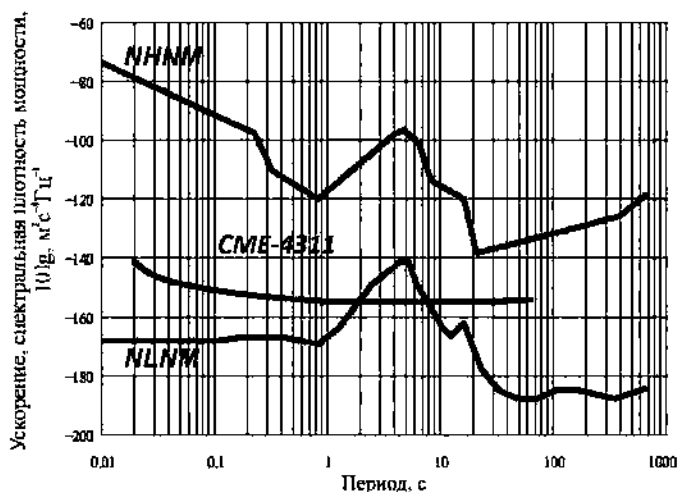


Рис.2.48. Амплитудно-частотные характеристики трехкомпонентных сейсмометров/велоиметров типа СМЕ-4111LT; частотный диапазон 0,01—60 Гц.

измерений в полевых условиях в широком диапазоне температур. Устройство обладает малым потреблением мощности от внешнего аккумулятора, большой емкостью энергонезависимой памяти, встроенным высокостабильным генератором и модулем GPS в совокупности с аналого-цифровым трактом, что обеспечивает качественные эксплуатационные характеристики для широкого круга задач. Масса регистратора 3 кг, диапазон рабочих температур $-40 \dots 60 \text{ }^{\circ}\text{C}$.



Рис. 2.34. Развертывание сейсмометра СМЕ-4111LT с накопителем информации «Байкал-7HR» на льду у подножья айсберга.

На рис. 2.34 приведен пример развертывания сейсмометра СМЕ-4111LT с накопителем информации «Байкал-7HR» на льду у подножья айсберга.

Сейсмометр СМЕ-4311. Трехкомпонентный широкополосный сейсмометр СМЕ-4311 сочетает в себе повышенную эксплуатационную надежность, низкий шум, высокую чувствительность, компактные размеры и небольшой вес; в низкотемпературной опции работает до -40°C . Сейсмометр имеет высокую чувствительности ($4\text{ кВт}/(\text{м}/\text{с})$), что позволяет регистрировать слабые сигналы без использования специальных низкошумящих прецизионных систем сбора данных. В табл. 2.4 приведены технические характеристики сейсмометра СМЕ-4311.

На рис. 2.35 представлена фотография СМЕ-4311 и изображены оси чувствительности прибора, что делает необходимым ориентировать устройство, как правило, по странам света в момент его установки на лед.

Наклономеры. Измерители угла наклона двухкоординатные с рабочей температурой до -50°C ИН-Д3а-360 и ИН-Д3а-720 предназначены для измерений малых углов наклона и наклонных перемещений объекта по двум координатам, горизонтальных ускорений и низкочастотных сейсмических колебаний (рис. 2.36).

Наклономеры с аналоговым выходом состоят из преобразователя и электронного блока. Первичный преобразователь наклонмера представляет собой осесимметричную, заполненную электролитом металлическую ампулу с пятью токовыводами. Первичный преобразователь содержит центральный

Основные технические характеристики сейсмометра СМЕ-4311

Конфигурация (три ортогональных оси чувствительности)	Вертикальная, север, восток
Чувствительность (коэффициент преобразования)	4000 В/(м/с)
Максимальный входной сигнал	3,75 мм/с
Частотный диапазон стандартный (граничные значения)	0,0167 Гц (60 с) — 50 Гц
Масса	4,6 кг
Размеры, включая ручку (диаметр × высота)	180 × 140 мм



Рис. 2.50. Направление осей чувствительности сейсмометра СМЕ-4311.

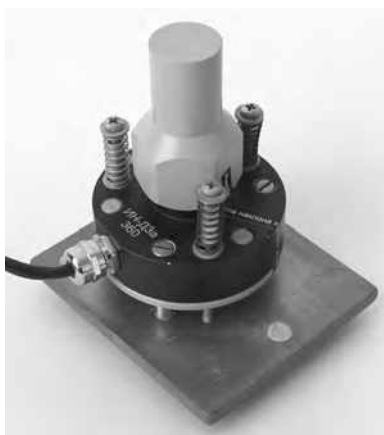


Рис. 2.36. Внешний вид наклономера ИН-Д3а-360 (720).

подвижный электрод, играющий роль сильно демпфированного маятника, и четыре боковых электрода. При наклоне первичного преобразователя за счет действия силы тяжести центральный подвижный электрод изменяет свое положение относительно боковых электродов, что приводит к изменению электрических сопротивлений заполненных электролитом межэлектродных полостей. В табл. 2.5 приведены технические характеристики наклономеров.

На рис. 2.37 приведен пример развертывания наклономера ИН-Д3а-360 (720) в полевых условиях на ледяном покрове на специализированном быстро устанавливаемом постаменте на ледошурупах.

**Основные технические характеристики наклономеров
ИН-Д3а-360 и ИН-Д3а-720**

Модель	ИН-Д3а-360	ИН-Д3а-720
Диапазон измерений	$\pm 360''$	$\pm 720''$
Коэффициенты преобразования	10 мВ/угл. с	5 мВ/угл. с
Градуировочная характеристика	Линейная функция преобразования	
Средний срок службы		15 лет
Напряжение питания у измерителей с аналоговым выходом		± 5 В
Потребляемый ток у измерителей с аналоговым выходом		Не более 10 мА
Габаритные размеры преобразователя ($\varnothing \times$ высота)		80 $\times$ 125 мм



Рис. 2.37. Наклономер ИН-Д3а-360 (720), установленный на ледяном покрове.

ЛЕДОВЫЙ МАРЕОГРАФ/ВОЛНОГРАФ

Простейший и при этом надежный способ регистрации вертикальных перемещений ледяного покрова относительно дна на глубине 1—15 м является ледовый мареограф якорного типа (Смирнов и др., 2011). Эти перемещения могут быть вызваны как естественными, так и искусственными процессами. На рис. 2.38 представлена кинематическая и электрическая схемы устройства.

На рис. 2.39 приведена фотография устройства, установленного на ледяном покрове.

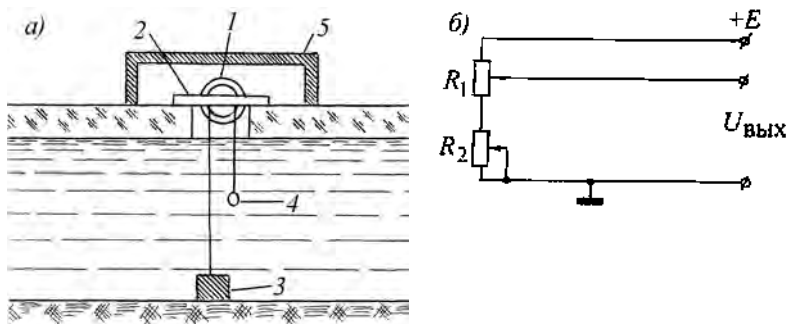


Рис. 2.38. Кинематическая (а) и электрическая (б) схемы ледового мареографа.
 1 — шкив, 2 — подставка, 3 — якорь, 4 — противовес, 5 — защитный кожух, R_1 и R_2 — подстроечные сопротивления.

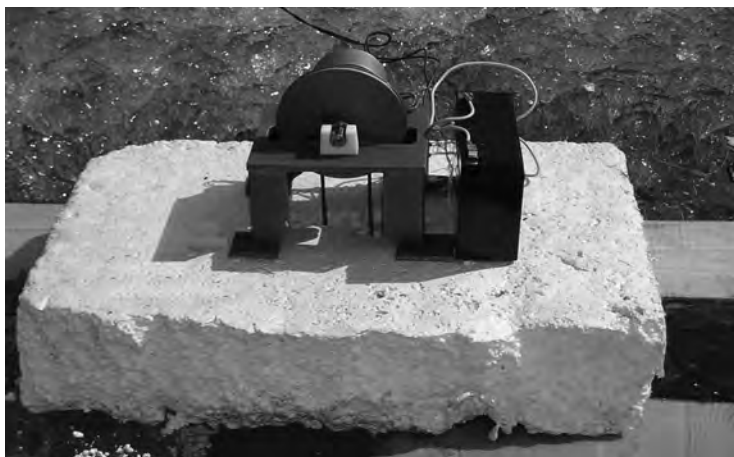


Рис. 2.39. Общий вид мареографа якорного типа, установленного на льду.

Основным преобразовательным элементом является шкив. В шкиве неподвижно закреплена ось, которая своими концами опирается на две фторопластовые подушки, лежащие на основании прибора. Ось шкива передает вращение на ось подвижного контакта кругового потенциометра R_1 . Подстроечный потенциометр R_2 необходим для согласования масштаба записи на регистраторе с оборотами шкива. В рабочем положении все устройство устанавливается над лункой в ледяном покрове и через шкив связывается посредством троса и якоря с дном. Трос перекидывается через шкив, и на его свободном конце прикрепляется противовес.

2.3. ТЕХНОЛОГИЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПРОЧНОСТИ ЛЕДЯНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ МЕТОДОМ ЗОНД-ИНДЕНТОРА В НАТУРНЫХ УСЛОВИЯХ

В ААНИИ разработаны и продолжают совершенствоваться масштабные методы определения прочностных характеристик льда, позволяющие проводить исследования как по площади, так и по толщине ледяного покрова (Смирнов и др., 2011). Оригинальность метода определения характеристик прочности ледяных образований в натуральных условиях связана с техническим устройством гидравлического типа третьего поколения (Ковалев и др., 2009; Корнишин и др., 2016), которое обеспечивает измерение силы или механического напряжения при внедрении индентора (штампа) определенной площади в стенку скважины с разрушением льда (Смирнов и др., 2007). При этом внедрение индентора происходит при постоянной скорости, которую можно регулировать от очень низкой до 5 мм/с. Указанный технический результат достигается тем, что в предлагаемом устройстве применена гидростанция, снабженная регулятором потока, который позволяет выставлять заданную скорость выдвигания штока зонд-индентора.

Для измерения давления в рабочем цилиндре зонд-индентора и определения положения штока при выдвигении применен измерительный блок, который обеспечивает следующие функции: измерение давления в рабочей полости зонд-индентора датчиком давления (измерение давления дублируется визуально с помощью манометра); измерение хода поршня в рабочей камере зонд-индентора путем измерения хода поршня измерительного цилиндра в измерительном блоке встроенным датчиком положения; обеспечивает за счет работы входящих в блок гидравлических клапанов исходное положение и заполнение маслом измерительного цилиндра, а также входящего в состав комплекса мультипликатора давления. Мультипликатор гидравлический предназначен для повышения давления рабочей жидкости (масла) в рабочей камере зонд-индентора (гидроцилиндра), посредством чего обеспечивается постоянство скорости внедрения индентора в лед. В табл. 2.6 приведены технические характеристики комплекса для проведения испытаний прочности льда в натуральных условиях и на образцах.

Таблица 2.6

Технические характеристики комплекса для проведения испытаний прочности льда в натуральных условиях и на образцах

Зонд-индентор гидравлический

Диаметр поршня	95 мм
Ход поршня	50 мм

Окончание табл. 2.8

Максимальное рабочее давление в поршневой полости	50 МПа (500 кгс/см ²)
Максимальная скорость перемещения поршня	4,5 мм/с
Съемные инденторы, диаметр	65, 90, 120 мм
Масса без инденторов	33,0 кг

Зонд-индентор гидравлический повышенной мощности

Диаметр поршня	100 мм
Ход поршня	50 мм
Максимальное рабочее давление в поршневой полости	70 МПа (700 кгс/см ²)
Максимальная скорость перемещения поршня	12 мм/с
Съемные инденторы, диаметр	65, 90, 120 мм
Сегментный индентор (первый размер — радиус (R))	125(R)×200×300 мм
Масса без инденторов	34,5 кг

Пресс гидравлический переносной

Максимальное усилие при выдвигении	21,2 тс
Максимальное рабочее давление в поршневой полости	27 МПа (270 кгс/см ²)
Диаметр поршня	100 мм
Ход поршня	50 мм
Максимальная скорость перемещения поршня	4,5 мм/с
Масса	58 кг

Гидростанция

Рабочее давление максимальное	27,0 МПа
Номинальная производительность насоса Н1 (расход)	5,7 л/мин
Мощность и частота вращения электродвигателя М1	3/1500 кВт/(об./мин)
Напряжение питания	~ 380/50 АС, В/Гц
Масса гидростанции (без масла)	62,5 кг

Блок измерительный

Номинальное рабочее давление	50,0 МПа
Напряжение питания датчика положения измерительного гидроцилиндра	24VDC
Напряжение питания датчика давления	24VDC
Входной сигнал датчика положения измерительного гидроцилиндра	4—20 мА
Входной сигнал датчика давления	4—20 мА
Масса	28 кг

Мультипликатор гидравлический

Диаметр поршня	125 мм
Диаметр штока	100 мм
Ход поршня	120 мм
Максимальное рабочее давление в поршневой полости	27 МПа (270 кгс/см ²)
Максимальное рабочее давление в штоковой полости	75 МПа (750 кгс/см ²)
Коэффициент мультипликации	2,78
Масса	45,5 кг

На рис.2.40 приведена схема комплексной системы для определения характеристик прочности льда в натуральных условиях (в скважинах).

На рис. 2.41 представлена блок-схема работы зонд-индентора в скважине (Ковалев и др., 2009).

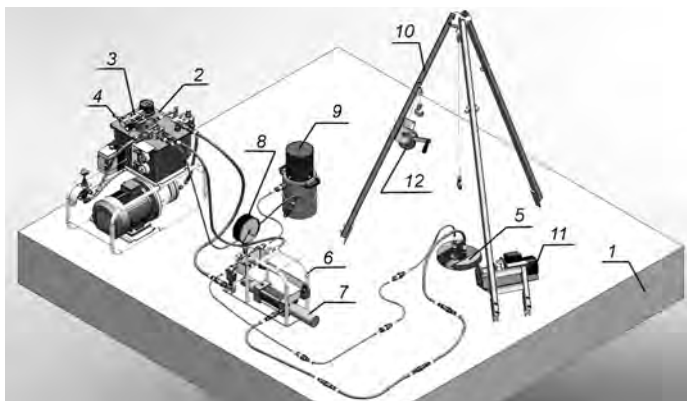


Рис. 2.40. Схема комплексной системы для определения характеристик прочности льда в натуральных условиях (в скважинах).

1 — лед, 2 — гидростанция, 3 — регулятор потока, 4 — гидрораспределитель, 5 — зонд-индентор, 6 — измерительный блок, 7 — измерительный цилиндр, 8 — манометр, 9 — мультипликатор, 10 — тренога, 11 — электролебедка, 12 — ручная лебедка.

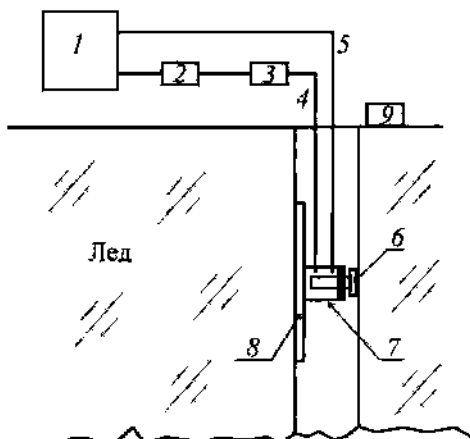


Рис.2.41. Блок-схема определения прочности льда в скважине.

1 — гидростанция, 2 — образцовый манометр, 3 — датчик давления, 4 — рукав подачи масла в рабочую камеру гидроцилиндра зонда, 5 — рукав подачи масла обратного хода поршня гидроцилиндра зонда, 6 — индентор, 7 — гидроцилиндр, 8 — опорная плита, 9 — акселерометр.

На рис. 2.42 приведена схема гидравлического зонд-индентора с максимальным рабочим давлением в поршневой полости при выдвигении индентора 50 МПа.

На рис. 2.43 представлен зонд-индентор комплексной системы для определения прочности ровного льда и консолидированного слоя в торосах и стамухах при проведении испытаний в скважинах, развернутый в полевых условиях. На выдвижном штоке закреплен круглый индентор диаметром 90 мм.

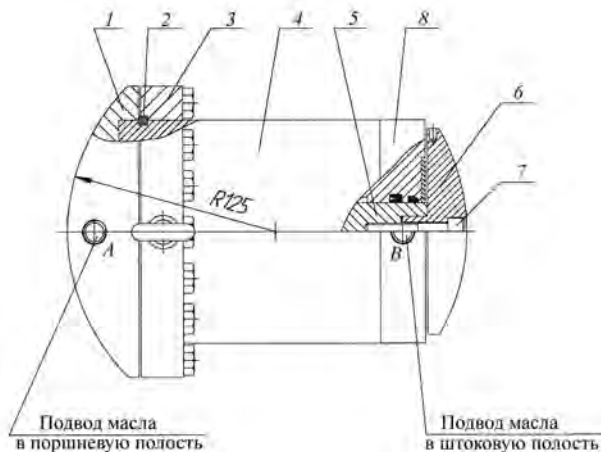


Рис. 2.42. Схема гидравлического зонд-индентора.

1 — опорная плита, 2 — разрезное кольцо, 3 — фланец, 4 — гидроцилиндр, 5 — шток, 6 — съемный индентор, 7 — крепежный винт, 8 — крышка цилиндра.



Рис. 2.43. Зонд-индентор для определения прочности ровного льда и консолидированного слоя в торосах и стамухах при проведении испытаний в скважинах.

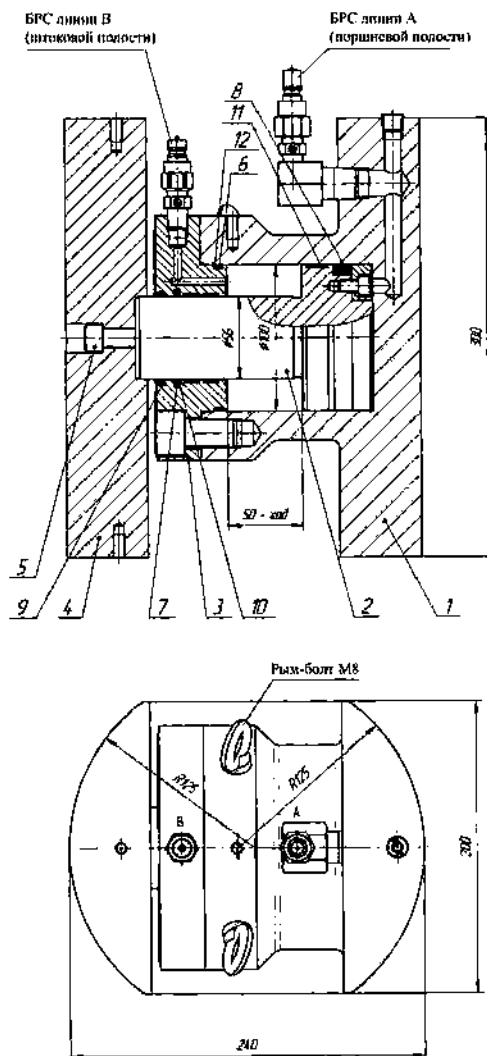


Рис. 2.44. Схема зонд-индентора повышенной мощности с сегментным индентором для проведения испытаний прочности льда в парусе и киле торосов (вид сбоку и сверху).

1 — корпус (опорная плита), 2 — шток-поршень, 3 — крышка, 4 — индентор сегментный сменный, 5 — винт крепления индентора, 6 — кольцо уплотнительное, 7 — уплотнение штока, 8 — уплотнение поршня, 9 — грязесъемник, 10 — направляющая штока, 11 — направляющая поршня, 12 — кольцо опорное (защитное).

На рис. 2.44 приведена схема зонд-индентора повышенной мощности (рабочее давление при выдвижении индентора в поршневой полости 70 МПа) с сегментным индентором для проведения испытаний в парусе и киле торосов и стамух.

На рис. 2.45 представлен зонд-индентор повышенной мощности с сегментным индентором для определения характеристик прочности паруса и киля торосов и стамух.



Рис. 2.45. Зонд-индентор с сегментным индентором для определения характеристик прочности паруса и киля торосов.

Для проведения испытаний прочностных характеристик в парусе и киле тороса на место круглого индентора устанавливается индентор в виде сегмента цилиндра, по размерам совпадающий с размерами опорной плиты. В этом случае испытания проводятся с нагружением стенки скважины в обоих направлениях. Размер индентора обеспечивает необходимое нагружение в среде, сформированной из обломков льда, а меньшая прочность такой среды по сравнению с ровным льдом и со льдом в консолидированной части тороса позволяет определить ее прочностные характеристики при низких значениях напряжения внедрения и уменьшенной величине внедрения.

Скважины для проведения испытаний льда для зонд-индентора подготавливаются с помощью шнекового мотобура.

Двигатель устройства мощностью 1 кВт, изготовленный по технологии E-Tech, позволяет уменьшить уровень выброса выхлопных газов и



Рис. 2.46. Подготовка скважины
шнековым бензобуром
для испытания прочности льда
зонд-индентором.

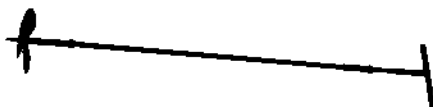


Рис. 2.47. Очиститель скважин от
буровой стружки.



Рис. 2.48. Шнековый бур
и очиститель скважин
в собранном виде с удлинителями.

потери при работе двигателя, что снижает потребление топлива. Планетарная передача поддерживает оптимальную скорость бурения льда. Кроме того, бур оснащен топливным насосом, подающим в карбюратор дополнительное топливо, что облегчает запуск в холодную погоду.

На рис. 2.46 приведена фотография процесса бурения льда мотобуром. Диаметр шнека бура 250 мм. Штатная глубина бурения 1,2 и 1,5 м.

Для того чтобы проводить бурение скважин до глубины 5 м и более, применяются дополнительные разборные удлинители. В этом случае удобнее бурение проводить вдвоем, как показано на рис. 2.46. Для очистки скважин от буровой стружки применяется специальное устройство (рис. 2.47).

На рис. 2.48 представлена фотография шнекового бура и очистителя скважин в собранном виде с удлинителями.

Первое испытание проводится на глубине 30—40 см от поверхности льда до середины индентора. Такое заглубление необходимо, чтобы не произошел скол льда в направлении поверхности. Остальные испытания проводятся с шагом 30 см по всей глубине скважины диаметром 250 мм. Нагружение осуществляется с помощью гидроцилиндра при его распирающем воздействии на стенку скважины и ограничении перемещения гидроцилиндра с противоположной от индентора стороны за счет опорной плиты. Площадь опорной плиты превосходит площадь индентора более чем в десять раз. При подаче давления в гидроцилиндр это обеспечивает внедрение индентора без внедрения опорной плиты. Отсутствие перемещения опорной плиты гидроцилиндра позволяет увеличить глубину внедрения индентора в стенку скважины и довести разрушение льда до его смятия. Кроме того, это дает возможность увеличить число испытаний в каждой скважине за счет поворота зонда на 180° и повторения нагружения на том же горизонте.

Для повышения точности определения значений прочности льда в момент образования первой и последующих трещин применяется акселерометр, который устанавливается на лед рядом с рабочей скважиной и фиксирует моменты появления трещин в диапазоне частот 1—500 Гц (Kovalev et al., 2004).

Во время испытаний фиксируются заглубление зонда в скважине, давление в гидросистеме, время нагружения, глубина внедрения индентора

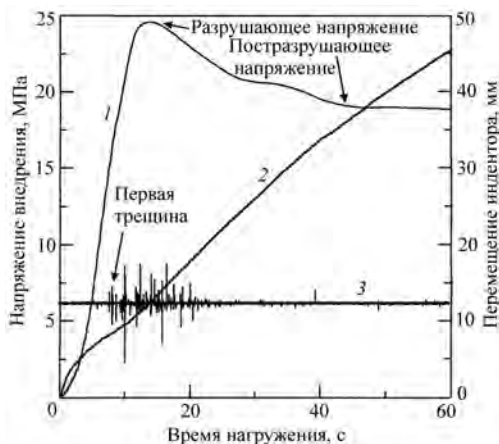


Рис. 2.49. Записи напряжения и перемещения индентора при внедрении в лед в стенку скважины.

1 — напряжение внедрения, 2 — перемещение индентора во льду, 3 — запись акселерометра.

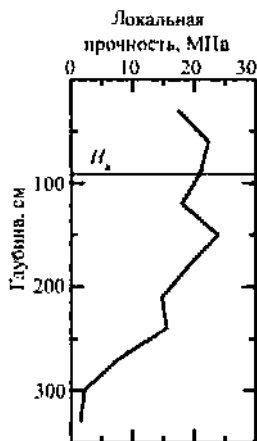


Рис. 2.50. Вертикальное распределение локальной прочности льда в торсе (H_v — уровень воды в скважине).

в стенку скважины, а также регистрируются процессы трещинообразования во льду. Регистрация осуществляется через плату АЦП на ноутбук. Одновременно давление в гидросистеме контролируется по образцовому манометру.

На рис. 2.49 приведена типичная запись напряжения при внедрении индентора в стенку скважины, пробуренной во льду.

На рис. 2.50 представлено вертикальное распределение прочности льда в торосе, полученное в результате испытаний зонд-индентором в скважине.

Процесс взаимодействия зонда со льдом происходит следующим образом. Нагружение скважины происходит в три этапа.

Первый этап завершается возникновением первой трещины и характеризует начальный момент внедрения индентора.

Второй этап нагружения завершается разрушением некоторого объема льда (локальная прочность), приводящим к образованию зоны смятия и радиальных трещин. Этот процесс носит лавинообразный характер, и его длительность не превышает нескольких секунд.

На третьем этапе нагружения наблюдается в основном три типа взаимодействия индентора со льдом. Первый тип характеризуется проникновением индентора сквозь зону смятия при практически постоянном напряжении, которое ниже разрушающего на 20—60 % (постразрушающее напряжение). Второй тип взаимодействия характеризуется тем, что постразрушающее напряжение не меньше локальной прочности. При третьем типе взаимодействия одна из радиальных трещин превращается в магистральную сразу же после достижения разрушающих напряжений. Это приводит к отрыву (сколу) некоторого объема льда в направлении верхней или нижней поверхности льда в зависимости от заглубления зонда в скважине. Прочность льда определяется в трехмерном напряженном состоя-



Рис. 2.51. Комплексная система для определения характеристик прочности льда в скважинах в натуральных условиях.



Рис. 2.52. Зонд-индентор, установленный в скважине.

нии локального объема, поэтому используется термин «локальная прочность льда» (Kovalev et al., 2004). Регистрирующий комплекс состоит из компьютера, согласующих устройств и программного обеспечения.

На рис. 2.51 приведена комплексная система для определения характеристик прочности льда в натуральных условиях в скважинах, развернутая в полевых условиях.

На рис.2.52 приведена фотография зонд-индентора перед началом испытаний; он находится в скважине, выбуренной в ровном льду.

На рис. 2.53 приведен результат внедрения индентора в стенку скважины со сколом льда.

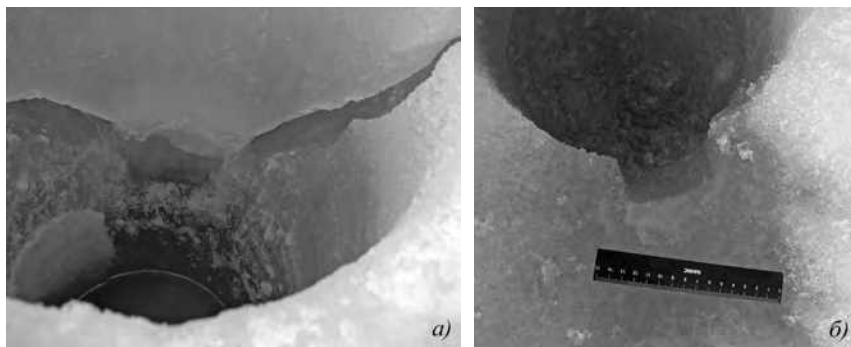


Рис. 2.53. Пример внедрения индентора в стенку скважины со сколом льда в сторону его поверхности.

а — отпечаток от индентора в стенке скважины и трещины скола льда (вид сбоку); *б* — отпечаток индентора и скол поверхностной части льда (вид сверху).

Следует отметить, что скол льда при испытаниях может происходить в сторону как верхней поверхности льда, так и нижней при соответствующих условиях проведения нагружения стенки скважины. Как правило, такие испытания отбраковываются как не соответствующие характерной локальной прочности льда.

В нормативных документах (СНиП 2.06.04-82*; СП 11-114-2004) используются значения прочности льда, полученные на основании испытания образцов. Поэтому был предложен способ сравнения прочности льда, полученной на образцах, и локальной прочности в натуральных условиях. Для этого комплексная система была дополнена специально разработанным прессом, который подключается к той же гидростанции, что и зонд-индентор, или к ручному насосу. На рис. 2.54 приведена схема подключения гидропресса к гидростанции. Технические характеристики пресса приведены в табл. 2.6.

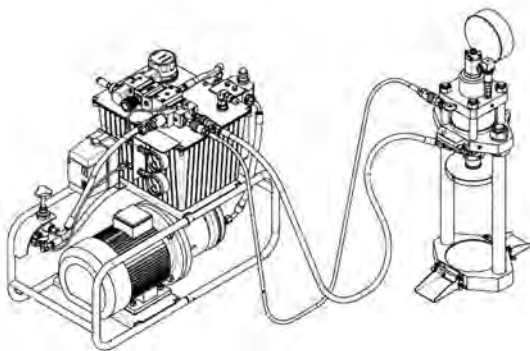


Рис. 2.54. Пресс для испытания образцов льда, подключенный к гидростанции.



Рис. 2.55. Пресс для испытаний образцов льда, развернутый в полевых условиях.

На рис. 2.55 представлен пресс, развернутый в полевых условиях, с подключенным регистрирующим ноутбуком.

Скорость выдвижения пуансона прессы регулируется в том же диапазоне, что и скорость выдвижения штока зонд-индентора, это обеспечивает согласование времени нагружения до разрушения льда в скважине и образца льда в прессе. Такой подход повышает корректность сравнения прочности льда в натурных условиях и образцов льда.

Для определения коэффициента сравнения прочности образцов льда при одноосном сжатии и локальной прочности льда в скважинах образцы изготавливаются из цилиндрических кернов, полученных при помощи керноот-

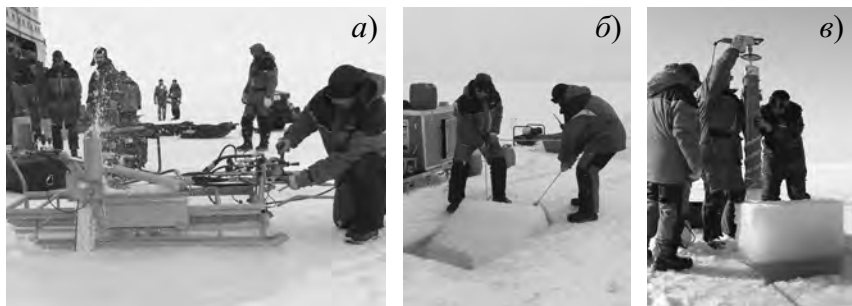


Рис. 2.56. Операции приготовления образцов льда параллельно поверхности намерзания льда.

а — вырезание блока льда гидропилой; *б* — извлечение блока льда из ледяного покрова; *в* — выбуривание кернов из блока для изготовления образцов параллельно поверхности намерзания льда.

борника “Kovacs Enterprise” параллельно поверхности ледяного покрова. Для этого из ледяного покрова извлекается блок льда, который вырезается специально разработанной гидравлической пилой. На боковой поверхности блока на тех же уровнях, на которых проводятся испытания локальной прочности, выбуриваются цилиндрические керны льда. На рис. 2.56 представлены операции по вырезанию блока льда, его извлечению и отбору кернов для изготовления образцов льда параллельно поверхности намерзания.



Рис. 2.57. Станок для изготовления образцов льда из кернов.

Из отобранных кернов на станке с циркульной пилой изготавливаются образцы льда с плоскопараллельными торцевыми поверхностями. На рис. 2.57 представлен станок для подготовки образцов из ледяных кернов.

Подробная методика применения комплекса «Зонд-индентор гидравлический» приведена в монографии Смирнова и др. (2011).

В табл. 2.7 приведены результаты определения соотношения между локальной прочностью ледяного покрова и прочностью образцов льда при одноосном сжатии, приготовленных параллельно поверхности льда, для различных морей России.

На основании испытаний локальной прочности льда можно оценивать прочность ледяного покрова при сжатии, не выбуривая керны и не испытывая образцы льда под нагрузкой. Такой подход позволяет устранить несовершенство традиционной методики испытания прочности образцов льда, учесть масштабный эффект, а также неоднородность строения ледяного образования. Коэффициент сравнения $\sigma_{\text{л.п}}/\sigma_{\parallel}$ в соответствии с существующими нормативными документами может служить одним из параметров для определения расчетной прочности льда и соответственно для расчета ледовых нагрузок на морские сооружения арктического шельфа.

Таблица 2.7

**Соотношение между локальной прочностью ледяного покрова $\sigma_{\text{л.п.}}$
и прочностью образцов льда $\sigma_{||}$,
отобранных параллельно поверхности намерзания,
при одноосном сжатии для различных замерзающих морей**

Характеристика измерений	Регион				
	Обская губа (1)	Охотское море, шельф о. Сахалин (2)	Байдарацкая губа (3)	Карское море (4)	Море Лаптевых (5)
Диапазон изменения температуры льда, °С	-2,9...-6,2	-2,0...-4,8	-0,6...-3,1	-1,8...-6,2	-1,8...-4,5
Диапазон изменения солёности льда, ‰	0	0,4—7,9	1,2—5,8	1,0—7,0	3,5—7,0
$\sigma_{\text{д.п.}}/\sigma_{ }$	4,7	4,8	4,6	4,7	4,9

Примечание. В регионах (1—5) наблюдения проводились в следующие периоды: 1 — май 2004 г.; 2 — апрель 2006 г.; 3 — май 2007 г.; 4 — апрель — май 2013—2015 гг.; 5 — апрель — май 2014—2015 гг.

Для работы в труднодоступных местах или при необходимости получения экспресс-информации был разработан облегченный вариант комплекса в ручном исполнении. В состав устройства входят: ручной гидравлический насос; зонд-индентор; комплект принадлежностей — рукава высокого давления с быстроразъемными соединениями (БРС), штуцерами и заглушками. На рис. 2.58 представлена схема зонд-индентора с ручным насосом.

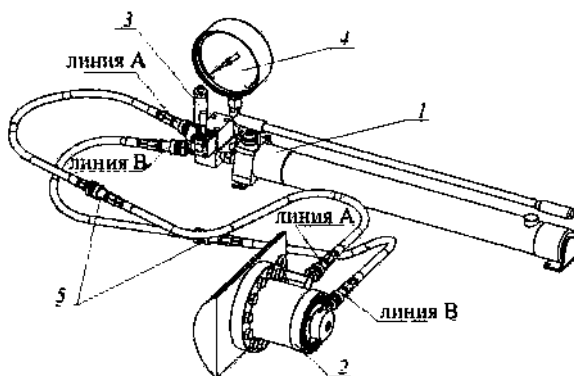


Рис. 2.58. Схема «зонд-индентор гидравлический» с ручным насосом.

1 — ручной гидронасос, 2 — зонд-индентор, 3 — датчик давления, 4 — манометр, 5 — быстроразъемные соединения (БРС).



Рис. 2.59. Зонд-индентор гидравлический с ручным гидравлическим насосом.

На рис. 2.59 приведен общий вид устройства «зонд-индентор гидравлический» с ручным насосом.

На рис. 2.60 приведен пример разворачивания устройства в полевых условиях на подошве стамухи.

Максимальное рабочее давление в системе при выдвигении индентора составляет 50 МПа, при втягивании — 5 МПа. Работа зонда в скважине осуществляется таким же образом, как и в предыдущем случае. Изменение направления подачи масла обеспечивается гидрораспределителем, расположенным непосредственно на гидронасосе. Запись давления в рабочей камере производится с датчика давления через плату АЦП на полевой ноутбук.



Рис. 2.60. Зонд-индентор с ручным гидравлическим насосом и системой записи на ноутбук, развернутый на подошве стамухи.

ВНЕДРЕНИЕ МЕТОДА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЛОКАЛЬНОЙ ПРОЧНОСТИ ПРИПАЙНОГО ЛЬДА НА НИС «ЛЕДОВАЯ БАЗА “МЫС БАРАНОВА”»

В 2016 г. определение локальной прочности льда проводилось на ледовом полигоне 100×100 м. Полигон был разбит на достаточно ровном участке припая, сформированном в условиях относительной динамической стабильности. На рис. 2.61 (см. цвет. вклейку) представлено строение льда на ледовом полигоне. Становление припая в этой части акватории базы происходило в условиях штиля при морозной погоде: температура достигала -20°C . Образовавшиеся на поверхности воды первичные формы льда вперемешку с кристаллами внутриводного льда быстро смерзлись, сформировав начальный ледяной покров толщиной 1—3 см белесого цвета, состоящий из зернистых кристаллов с преобладанием мелкопузыристых и извилисты включений.

Быстрый рост льда, наличие на расстоянии 1—3 км полыньи, на кромке которой происходили процессы динамической трансформации ледяного покрова, наличие участков открытой воды создали условия для формирования слоистого льда, в верхней части которого соседствовали кристаллы зернистой, шестоватой и волокнистой структуры. Преобладали разнотипные включения. Мелкопузыристые включения образовывали сгустки диаметром 2—5 мм. С толщины 8 см преобладали получили капиллярные поры из цепочки расположенных вертикально мельчайших пузырьков, при объединении которых образовались трубчатые включения вертикальной ориентации. С горизонта 8 см преимущественное развитие получили волокнистые кристаллы и соответствующие волокнистой структуре включения. Сформировался лед типа В5, а позднее — лед типа В4 (Черепанов, 1976). Однако влияние заприпайной полыньи в виде кристаллов внутриводного льда и кристаллов выклинивания сказывалось на кристаллическом строении льда в течение всего периода его нарастания. С горизонта 45 см волокнистые кристаллы стали принимать выраженную пространственную упорядоченность с преобладающим направлением *C*-оси по линии СЗ — ЮВ, что примерно соответствует направлению линии берега и совпадает с одной из сторон ледового полигона.

Направление внедрения индентора примерно совпадало с преобладающим направлением *C*-оси волокнистых кристаллов.

Всего на полигоне 20 и 21 мая 2016 г. было проведено 145 измерений локальной прочности льда. В табл. 2.8 приведены результаты статистической обработки средних по толщине значений локальной прочности однолетнего льда на припаях у НИС «Ледовая база “Мыс Баранова”», полученных в мае 2016 г.

Таблица 2.8

Результаты статистической обработки средних по толщине значений локальной прочности однолетнего льда на припаях у НИС «Ледовая база “Мыс Баранова”», полученные в мае 2016 г.

Характеристика	Значение
Число испытаний	36
Среднее значение	19,26 МПа
Стандартное отклонение	1,26 МПа
Коэффициент вариации	6,54 %
Минимальное значение	15,70 МПа
Максимальное значение	21,92 МПа
Доверительный интервал 95 %-ной обеспеченности для среднего значения, нижняя граница	18,83 МПа
Доверительный интервал 95 %-ной обеспеченности для среднего значения, верхняя граница	19,69 МПа

Формирование и развитие льда на выбранном участке припая проходили при сходных ледово-гидрологических условиях, поэтому средние по толщине значения локальной прочности не сильно различаются. Об однородности полученных данных свидетельствует низкое значение коэффициента вариации (меньше 7 %). Среднее значение локальной прочности 20 и 21 мая 2016 г. оставалось достаточно высоким (19,26 МПа). На рис. 2.62 представ-

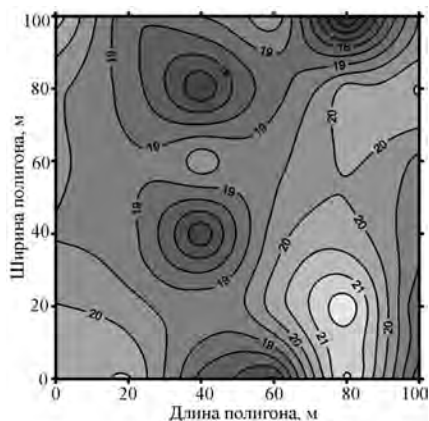


Рис. 2.62. Карта пространственной неоднородности средних по толщине значений локальной прочности (МПа) участка припая 100×100 м². 05.2016 г.

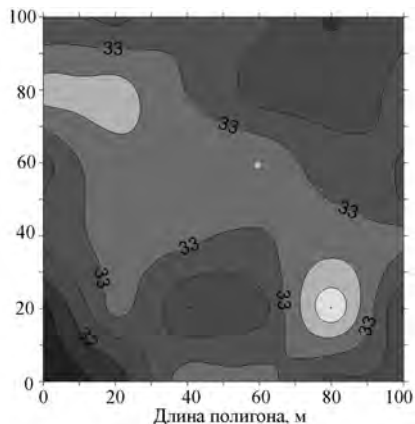


Рис. 2.63. Карта пространственной неоднородности средних по толщине значений локальной прочности (МПа) участка припая 100×100 м². 02.2016 г.

лена карта пространственной неоднородности средних по толщине значений локальной прочности однолетнего льда на припае у НИС «Ледовая база “Мыс Баранова”» в мае.

В зимнее время локальная прочность льда была значительно выше. В феврале 2016 г. было проведено 144 измерения локальной прочности льда. На рис. 2.63 представлена карта пространственной неоднородности средней по толщине локальной прочности участка припая 100×100 м² в феврале 2016 г.

В табл. 2.9 приведены результаты статистической обработки средних по толщине значений локальной прочности однолетнего льда на припае у стационара «Ледовая база «Мыс Баранова», полученные в феврале 2016 г.

Таблица 2.9

Результаты статистической обработки средних по толщине значений локальной прочности однолетнего льда на припае у НИС «Ледовая база “Мыс Баранова”», полученные в феврале 2016 г.

Характеристика	Значение
Число испытаний	36
Среднее значение	32,71 МПа
Стандартное отклонение	1,84 МПа
Коэффициент вариации	5,62%
Минимальное значение	31,02 МПа
Максимальное значение	34,55 МПа
Доверительный интервал 95 %-ной обеспеченности для среднего значения, нижняя граница	31,98 МПа
Доверительный интервал 95 %-ной обеспеченности для среднего значения, верхняя граница	33,44 МПа

Из рис. 2.62 и 2.63 видно, что характер неоднородности прочностных характеристик с февраля по май изменился незначительно. Наибольшие средние значения прочностных характеристик льда в феврале и в мае наблюдались в нижнем правом углу полигона. Лед в мае чуть более неоднороден, чем в феврале. Это связано с неоднородностью начавшихся процессов весеннего разрушения льда.

Полученные данные также являются однородными (коэффициент вариации менее 6 %). Среднее значение локальной прочности (32,71 МПа) выше полученного в мае на 43,7%.

28 мая на двух точках полигона были проведены определения локальной прочности при меньших скоростях внедрения индентора. При больших скоростях внедрения (2,91 мм/с) комплекс «Скважинный зонд-

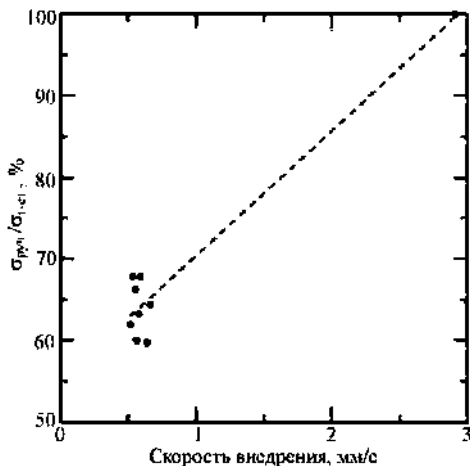


Рис. 2.82. Локальная прочность льда при разных скоростях внедрения индентора.

индентор» работал от гидростанции, при меньших (0,52—0,66 мм/с) — от ручного насоса. Значение локальной прочности при внедрении индентора со скоростью 2,91 мм/с принято за 100 %. На рис. 2.64 показано изменение локальной прочности льда при разных скоростях внедрения индентора.

Из рис. 2.64 видно, что при уменьшении скорости внедрения индентора от 2,91 до 0,58 мм/с локальная прочность уменьшилась на 36 %. Здесь необходимо отметить, что определение локальной прочности при внедрении индентора со скоростью 2,91 мм/с проводилось 21 мая, а при меньших скоростях — 28 мая. Таким образом, значения локальной прочности уменьшились как из-за уменьшения скорости внедрения индентора, так и из-за природных процессов весеннего разрушения. Вклад каждого из двух этих факторов в общее уменьшение локальной прочности следует оценить в дальнейших исследованиях.

ВЫВОДЫ

На НИС «Ледовая база «Мыс Баранова»» начат мониторинг прочности льда с помощью нового комплекса «Скважинный зонд-индентор».

Среднее значение локальной прочности льда в феврале (32,71 МПа) выше, чем в мае (19,26 МПа), на 43,7 %.

Характер площадной неоднородности средних по толщине значений локальной прочности льда с февраля по май мало изменился.

При уменьшении скорости внедрения индентора значения локальной прочности понижаются.

На данном этапе развития исследований характеристик прочности льда предложен способ для получения коэффициента сравнения прочности образцов льда и прочности льда в натурных условиях (Смирнов и др., 2011). Для этого устройство зонд-индентор гидравлический дополнено специально разработанным прессом, который подключается к той же гидростанции, что и зонд-индентор. Скорость выдвигания пуансона прессы регулируется в том же диапазоне скоростей, что и скорость выдвигания штока зонд-индентора. Коэффициент сравнения прочности образцов льда и локальной прочности льда в натурных условиях в соответствии с существующими нормативными документами может служить одним из параметров для определения прочности ледяных образований и, соответственно, для расчета ледовых нагрузок на морские сооружения арктического шельфа.

Работам по масштабному эффекту прочности льда уделяется особое внимание в связи с возросшим интересом к задачам проектирования и строительства инженерных сооружений на арктическом шельфе. Традиционно физико-механические свойства льда изучаются на основании кернов, выбуренных из ровных ледяных полей, торосов, стамух и айсбергов. Результаты испытания прочности льда при сложном нагружении некоторого объема льда (ровного льда, торосов), определяемого методом скважинного зонд-индентора, отражают формы деформирования и разрушения локального объема льда в естественных условиях, что позволяет подойти к разработке модели разрушения и связать это с испытанием образцов льда. Скважинный зонд-индентор является основным измерителем прочности льда в естественных условиях. Разрушающие давления во льду на различных горизонтах ледяного образования пересчитываются в механические напряжения, на основании которых строятся вертикальные распределения локальной прочности того или иного горизонта льда.

Метод зонд-индентора рекомендован в Своде правил СП-2004 и международном стандарте ISO (ISO/FDIS 19906: 2010 (E)). Зонд может быть использован для выявления профиля неоднородности прочности ледовых дорог и консолидации торосов. Возможности скважинного зонд-индентора позволяют адекватно интерпретировать результаты измерений и существенно улучшать точность вычислений ледовых нагрузок на сооружение, а также более корректно сравнивать свойства льда в различных регионах.

На полигоне на припае НИС «Ледовая база “Мыс Баранова”» локальная прочность льда находилась в пределах 17—19 МПа. Такие данные важны для контроля несущей способности льда при грузовых операциях на припайных льдах арктического шельфа. По данным работ в морях Карском и Лаптевых коэффициент сравнения между локальной и образцовой

прочностью составил 4,5—5,0. Метод площадной съемки неоднородности локальной прочности на полигонах использовался при крупномасштабных испытаниях ломки ледяного поля ледоколом и определении прочности ледяного поля на изгиб.

2.4. МАСШТАБНЫЕ ИСПЫТАНИЯ ПРОЧНОСТИ ЛЬДА ПРИ ИЗГИБЕ

Необходимой характеристикой прочности льда является прочность льда при изгибе. Поэтому комплекс был дополнен специально разработанным оборудованием для проведения испытаний при изгибе консольных балок на плаву. Для вырезания консолей на всю толщину льда были разработаны и изготовлены два типа оборудования: гидромеханическая цепная пила и тепловой водяной ледорез.

На рис. 2.65 представлена схема гидромеханической цепной пилы с гидростанцией и подъемником для извлечения блоков льда, вырезанных из ледяного покрова.

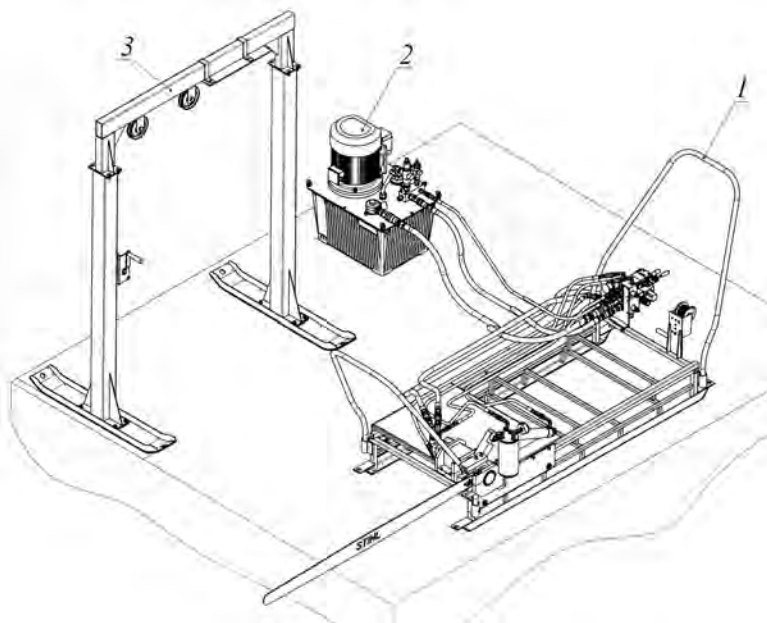


Рис. 2.65. Схема гидромеханической цепной пилы с гидростанцией и подъемником для извлечения блоков льда, вырезанных из ледяного покрова.

1 — сани с гидромеханической цепной пилой, 2 — выносная гидростанция, 3 — подъемник для извлечения блоков льда.

На рис. 2.66 приведена фотография гидромеханической цепной пилы, смонтированной на санях с глубиной прорезания льда до 1,2 м.



Рис. 2.66. Гидромеханическая цепная пила для вырезания консольных балок и блоков льда.

Пила работает от выносной гидравлической станции и трехфазного электрогенератора мощностью 8 кВт. На рис. 2.67 представлена работа гидропилы в полевых условиях.



Рис. 2.67. Гидромеханическая цепная пила в рабочем положении.

Тепловой водяной ледорез подключается к водоподогревателю от установки для бурения льда УВБЛ-2, в котором используется морская вода, и позволяет увеличить глубину резания льда по сравнению с пилой до двух метров (Харитонов, Морев, 2011).

Основные технические характеристики ледореза приведены в табл. 2.10.

Технические данные ледореза

Толщина разрезаемого льда	Менее 2 м
Скорость резания	0,3 м/мин
Длина разреза	1 м
Ширина разреза	20—50 мм
Расход воды (температура 60 °С)	1—1,5 м³/ч

До начала работ выбирается полигон для установки необходимого оборудования. Затем керноотборником “Kovacs Enterprise” бурится одна скважина для забора морской воды. Устанавливается водоподогреватель УВБЛ-2, и выбранный полигон расчищается от снега. Далее размечаются ширина и длина вырезаемых клавиш либо блоков при помощи измерительной рулетки. Морская вода через заборный шланг двумя самовсасывающими насосами подается в водоподогреватель и за счет сжигаемого дизельного топлива нагревается до температуры 40—60 °С. Подогретая вода по подводящему шлангу подается на ледорез и через направляющие трубы, расположенные по краям ледореза, в корпус ледореза. Из корпуса вода через форсунки подается в забой, где струи воды протаивают ряд лунок. Эти лунки, соединяясь, образуют щель во льду, в которую погружается ледорез. При этом направляющие обеспечивают фиксирование его положения. При втором и последующих резах на ледорез устанавливается дополнительная направляющая штанга для предотвращения отклонения ледореза и обеспечения непрерывной прорези во льду без подводных перемычек.



Рис. 2.68. Вырезание консольной балки при помощи ледореза.

На рис. 2.68 приведен рабочий момент вырезания консольной балки в ровном ледяном покрове водяным ледорезом.

Для получения сопоставимых результатов консольная балка должна иметь согласованные размеры. Соотношения длины консоли (l), ее ширины (b) и высоты (h_d) (толщина ледяного покрова) составляли: $l \approx (6 \dots 8)h_d$, $b \approx (1 \dots 2)h_d$. Толщина льда измеряется у основания консоли, т.е. там, где происходил ее разлом. При испытаниях сила прикладывается к свободному концу консоли. На рис. 2.69 представлена схема испытаний прочности при изгибе консольных балок на плаву.

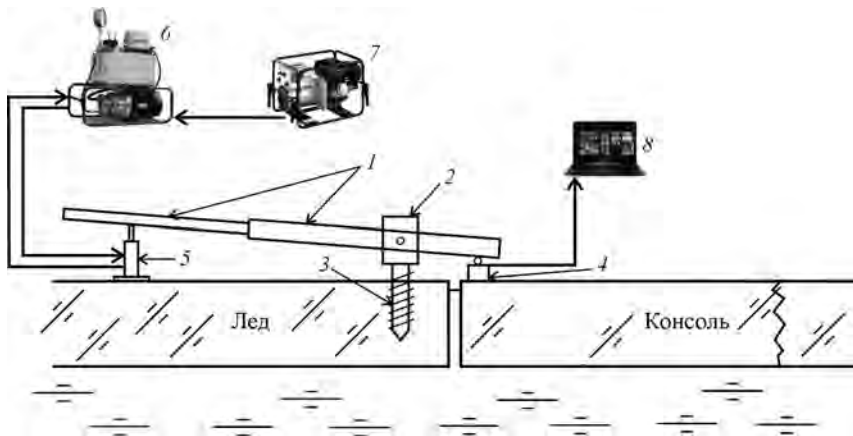


Рис. 2.69. Схема испытаний прочности при изгибе консольных балок на плаву.

1 — телескопический силовой рычаг, 2 — вилка с опорной осью, 3 — ледовый анкер, 4 — динамометр, 5 — нагружающий домкрат, 6 — гидростанция, 7 — бензоэлектрогенератор, 8 — ноутбук.

При проведении испытаний прочности ледяной консоли при изгибе измеряются следующие физические величины: геометрические размеры консоли (l , b , h_d); сила, действующая на свободный конец консоли; вертикальная составляющая перемещения свободного конца консоли (стрелка прогиба); время от начала деформирования консоли до ее разрушения.

На рис. 2.70 представлено устройство для проведения испытаний прочности при изгибе консольных балок на плаву, развернутое на ледяном покрове.

Напряжение σ_k во льду у основания консоли определяется по формуле

$$\sigma_k = (6Fl)/(bh_d^2),$$

где F — сила, при которой консоль разрушается.

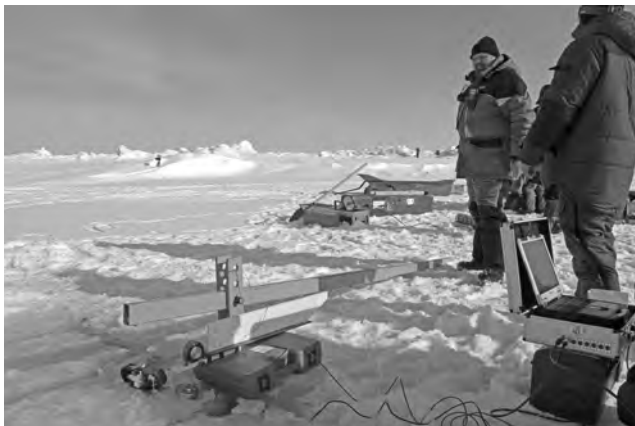


Рис.2.70. Устройство для проведения испытаний прочности при изгибе консольных балок на плаву.

Стрелка прогиба консоли (вертикальное линейное перемещение свободного конца консоли) измеряется относительно верхней поверхности ледяного поля. Регистрация силы, действующей на свободный конец консоли и стрелки прогиба свободного конца консоли, проводится через плату АЦП в ноутбук. Нагружение консольной балки осуществляется в ручном режиме или при помощи специального домкрата, который подключается к гидростаниции зонд-индентора. При этом скорость нагружения регулируется в том же режиме, что и у прессы, и у зонд-индентора.

На рис. 2.71 приведен общий вид на площадку после испытаний трех консолей.



Рис. 2.71. Общий вид площадки после проведения испытаний трех консолей.



Рис. 2.72. Бензопила «STIHL-66».

При толщине ровного льда менее 80 см допускается вырезание консольных балок при помощи ручной цепной бензопилы с шиной 90 см. Обычно применяется бензопила “STIHL-88” мощностью 4 кВт с длиной шины 90 см или бензопила “STIHL-66” мощностью 2 кВт с длиной шины 60 см.

На рис. 2.72 представлена фотография бензопилы с присоединенной шиной.

На рис. 2.73 представлена работа по вырезанию консольной балки при помощи бензопилы.

Заправка горючей смесью производится над пластиковым поддоном. Смазка цепей осуществляется специализированным экологически чистым маслом на основе рапсового масла.

В случае невозможности осуществления испытания консольных балок можно провести определение предела прочности при центральном изгибе образцов льда в виде круглых пластин на полевой испытательной машине ПИМ-200М (рис. 2.74) со следующими основными техническими характеристиками: максимальное усилие 2 кН, точность определения усилия 5 %, диапазон скоростей хода опорной плиты от 0,1 до 5 мм/с.

Образцы льда в виде круглых пластин изготавливаются из кернов диаметром 138 мм, полученных с помощью керноотборника “Kovacs



Рис. 2.73. Вырезание консольной балки цепной бензопилой.



Рис. 2.74. Полевая испытательная машина ПИМ-200М.

Enterprise". Керна распиливается на специальном станке (см. рис. 2.57) без пропусков на пластины толщиной 1,5—2,0 см. Применяется тот же станок, что и для изготовления цилиндрических образцов льда для испытаний прочности при сжатии. В начале и в конце измерений тарировка прессы производится с помощью образцового динамометра. Испытания проводятся при постоянной скорости деформирования. Продолжительность нагружения составляет единицы секунд. Это обеспечивает хрупкое разрушение пластин льда. Максимальное значение силы в момент разрушения образца измеряется по показаниям динамометра со стрелочным индикатором часового типа.

Напряжение в центре круглой свободно опертой пластины постоянной толщины определяется по формуле

$$\sigma = \frac{3P}{2\pi m h^2} \left[m + (m+1) \ln \frac{r}{r_0} - (m-1) \frac{r_0^2}{4r^2} \right],$$

где σ — напряжение (кг/см²); P — нагрузка (кг); m — величина, обратная коэффициенту Пуассона и равная примерно 3; h — толщина пластины (см); r — радиус пластины (см); r_0 — радиус распределения нагрузки (см).

При испытаниях пластин, изготовленных из ледяного керна диаметром 13,8 см, применяется подставка с внутренним диаметром 12,4 см ($r = 6,2$ см), а диаметр нагруженного цилиндра составляет 1 см ($r_0 = 0,5$ см). Для расчетов используется простая формула

$$\sigma_{\text{пл}} = 2,08 P_{\text{макс}} / h^2,$$

где $\sigma_{\text{пл}}$ — разрушающее напряжение (кг/см²), $P_{\text{макс}}$ — разрушающая нагрузка (кг).

При температуре воздуха, близкой к 0 °С, пластины испытываются по мере их изготовления. Типичный пример результата испытаний показан на рис. 2.75.

По результатам испытаний дисков можно оценить прочность консолей на плаву ($\sigma_{\text{конс}}$), используя формулу (Смирнов и др., 2011)

$$\sigma_{\text{конс}} = 0,087 \bar{\sigma}_{\text{пл}} H_{\text{л}}^{-1/2},$$

где $\bar{\sigma}_{\text{пл}}$ — среднее значение прочности пластин в кернах, $H_{\text{л}}$ — толщина льда (м).

Разработано и изготовлено оборудование для испытания прочности при изгибе консольных балок на плаву, согласованное по режиму нагружения с комплексом зонд-индентор гидравлический и испытаниями при сжатии образцов льда. Это оборудование дополнено полевой испытательной машиной ПИМ-200М, позволяющей оценивать прочность льда послойно в соответствии с текстурой и структурой исследуемого ледяного покрова.

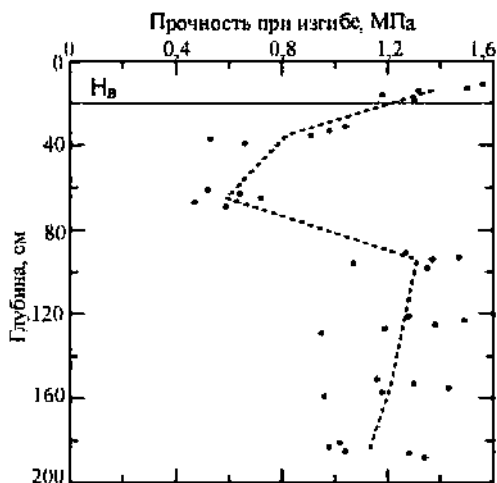


Рис. 2.75. Распределение по толщине прочности льда, полученное в результате испытаний образцов льда в виде круглых дисков при центральном изгибе.

Штриховая кривая — средние по слоям значения.

2.5. МЕТОДИКИ РАСЧЕТА ПОЛНОМАСШТАБНОЙ ПРОЧНОСТИ ЛЬДА

Полномасштабную прочность при изгибе консолидированного слоя торосистых образований можно оценить на основании сравнения данных испытаний на центральный изгиб круглых пластин, полученных из ледяного покрова, окружающего торосистое образование, из консолидированного слоя тороса и данных испытаний консолей на плаву. Определяется коэффициент пропорциональности (соотношение) между осредненными значениями пределов прочности льда при изгибе образцов из этих ледяных образований. Среднее значение предела прочности при изгибе консолей на плаву умножается на коэффициент пропорциональности, полученный на основании испытаний образцов, т.е. приводится к полномасштабной прочности при изгибе консолидированного слоя торосистого образования.

Оценить среднее значение предела прочности при изгибе консолей из ровного льда на плаву (σ_k) без проведения испытаний можно, используя соотношение $\sigma_k = (0,1 \dots 0,3) \cdot \sigma_n$, где σ_n — среднее значение предела прочности при изгибе круглых пластин льда из ровного ледяного покрова.

Полномасштабная прочность ровного, наслоенного льда и консолидированного слоя торосистых образований при одноосном сжатии может

быть определена следующим образом. Испытаниям на сжатие в направлении, параллельном поверхности льда, подвергаются стандартные образцы призматической формы размером $10 \times 10 \times 25 \text{ см}^3$ из характерных слоев ледяного покрова, т.е. обладающих определенной текстурой и структурой. По полученным средним значениям прочности образцов для характерных слоев рассчитывается средневзвешенное по всей толщине льда значение прочности образцов ($\bar{\sigma}_c$). По формуле $\sigma_{0,05} = \bar{\sigma}_c (V_2 / V_1)^{0,17}$ определяется прочность эталонного образца, т.е. кубического образца с размером грани 0,05 м. В данной формуле $V_1 = 125 \cdot 10^{-6} \text{ м}^3$ — объем эталонного образца; $V_2 = 2500 \cdot 10^{-6} \text{ м}^3$ — объем испытанных образцов. Полномасштабная прочность ледяного покрова ($\sigma_{h_{\text{л}}}$) определяется по формулам (Методическое письмо, 1983; Никитин, Ковалев, 2002):

$$\sigma_{h_{\text{л}}} = 0,22 \sigma_{0,05} h_{\text{л}}^{-0,5} \text{ при } 0,05 \leq h_{\text{л}} \leq 0,25 \text{ м;}$$

$$\sigma_{h_{\text{л}}} = 0,28 \sigma_{0,05} h_{\text{л}}^{-0,3} \text{ при } 0,25 \leq h_{\text{л}} \leq 0,5 \text{ м;}$$

$$\sigma_{h_{\text{л}}} = 0,30 \sigma_{0,05} h_{\text{л}}^{-0,25} \text{ при } 0,5 \leq h_{\text{л}} \leq 2,5 \text{ м;}$$

При отсутствии экспериментальных данных о прочности образцов льда значение $\sigma_{0,05}$ (МПа) может быть определено по формуле

$$\sigma_{0,05} = 1,67 - 0,09 S_{\text{л}} + (0,80 - 0,02 \cdot S_{\text{л}})(\ln(-T_{\text{л}})),$$

где $S_{\text{л}}$ — средняя соленость льда (‰), $T_{\text{л}}$ — средняя температура льда (°C).

Полномасштабная прочность при сжатии ровного льда, окружающего торосистое образование (без испытания образцов), оценивается из соотношения $\sigma_{\text{к}}/\sigma_{h_{\text{л}}} = 0,4$ ($\sigma_{\text{к}}$ — среднее значение предела прочности при изгибе консолей на плаву, $\sigma_{h_{\text{л}}}$ — полномасштабная прочность ледяного покрова).

При невозможности получить экспериментальные данные при одноосном сжатии образцов льда по всей толщине консолидированного слоя торосистых образований полномасштабная прочность льда может быть определена следующим образом. Испытаниям на сжатие в направлении, параллельном поверхности льда, подвергаются стандартные образцы призматической формы размером $10 \times 10 \times 25 \text{ см}^3$, полученные из доступного (например, верхнего) слоя торосистого образования. Определяется коэффициент пропорциональности между осредненными значениями пределов прочности при одноосном сжатии доступного слоя торосистого образования и соответствующего слоя окружающего ровного льда. Умножая полученный коэффициент пропорциональности на прочность эталонного образца для окружающего ровного льда, можно получить прочность льда при одноосном сжатии эталонного образца из консолидированного слоя торосистого образования. Полномасштабная прочность торосистого образования определяется по формулам, приведенным выше.

При невозможности получить экспериментальные данные при одноосном сжатии образцов льда консолидированного слоя торосистых образований коэффициент пропорциональности следует считать равным 0,9.

Полномасштабную прочность при одноосном сжатии консолидированного слоя торосистых образований можно определить с помощью скважинного зонд-индентора, т.е. без испытаний на одноосное сжатие образцов льда из консолидированного слоя торосистых образований. Для этого необходимо определить распределение локальной прочности по толщине консолидированного слоя торосистого образования и ровного льда, окружающего торос. Затем следует определить коэффициент пропорциональности между средневзвешенными по всей толщине ледовых образований полученных распределений. Найденный коэффициент пропорциональности умножается на средневзвешенное по всей толщине значение предела прочности при одноосном сжатии образцов из ровного льда, окружающего торосистое образование. Из полученного средневзвешенного по всей толщине консолидированного слоя торосистого образования значения предела прочности при одноосном сжатии по методике, изложенной выше, определяется полномасштабная прочность консолидированного слоя при одноосном сжатии.

Таким образом, полномасштабная прочность при изгибе консолидированного слоя торосистого образования и окружающего его ровного льда оценивается по результатам испытаний образцов льда в виде круглых пластин без испытания консолей на плаву. Полномасштабную прочность при сжатии консолидированного слоя торосистого образования оценивают по результатам их испытаний с помощью скважинного зонд-индентора — без испытаний образцов на одноосное сжатие.

МЕХАНИКА РАЗРУШЕНИЯ МОРСКИХ ЛЬДОВ И ПРОГНОСТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ЯВЛЕНИЙ СЖАТИЯ И ТОРОШЕНИЯ

В существующих моделях дрейфующих льдов основными параметрами являются: вектор скорости ветра, касательные напряжения на границе воздух — лед и лед — вода, горизонтальная составляющая отклоняющей силы вращения Земли, проекция силы тяжести на поверхность моря, горизонтальная составляющая приливообразующей силы, силы взаимодействия между ледяными полями, прочность и толщина льда (Доронин, Гудкович, 2001). Выявление причинно-следственных связей динамических процессов в системе атмосфера — лед — океан, необходимых при совершенствовании моделей прогнозирования состояния льдов, является одной из приоритетных задач в проблеме погоды и климата.

Учесть массы и скорости каждой из льдин отдельно при их взаимодействии практически невозможно, поэтому прибегают к инструментальным измерениям вектора скорости дрейфа льда, относительных деформаций и напряжений во льду, которые позволяют оценивать силу взаимодействия, выявлять прогностические признаки как параметров дрейфа, так и времени возможного разлома льда. Значительные ускорения при подвижке льдов возникают при сжатии в случае сравнительно кратковременных взаимодействий ледяных полей, сопровождающихся ударами, сдвигом и торошением по протяженным контактам ледяных полей. Характер относительных деформаций и разломов во льду зависит от неоднородности характеристик мезомасштабной прочности ледяного покрова.

В настоящее время подходы, основанные на получении длительных рядов инструментальных данных о крупномасштабной механике льда, позволяют получить достоверную физическую основу для объяснения природы ледовых явлений, которые во время дрейфа возникают часто без видимой связи с локальными гидрометеорологическими параметрами. Поэтому при описании процессов перестройки структурных связей разного

масштаба принимаются во внимание циклические изгибы льда от волн зыби и внутренних волн, периодические подвижки приливного характера, масштабные автоколебательные процессы. Намечены подходы к развитию теоретических основ явлений самоподобия и самоорганизации морских льдов (Смирнов, Чмель, 2006).

Получению новых данных посвящен цикл исследований крупномасштабной физики и механики льда, проводимых на дрейфующих станциях «Северный полюс». Инструментальные данные отклика ледяного покрова на динамические процессы в океане и атмосфере и параметры собственных процессов во льдах подвергаются соответствующей обработке для выявления причинно-следственных связей и получения прогностических элементов. Получены новые данные о явлениях и механических характеристиках ледяного покрова, в том числе масштабной прочности льда. Эти инструментальные наблюдения на ледяных полях и сопутствующие им спутниковые изображения льда создают подходы к объяснению природы мезомасштабных мозаичных образований на поверхности СЛО. Развитию этой концепции и выявлению предикторов для использования в прикладных ледовых и океанологических задачах посвящены научные исследования на дрейфующих льдах.

Системы раннего обнаружения условий формирования природных и техногенных чрезвычайных ситуаций основаны на сборе данных о параметрах окружающей среды с выявлением прогностических признаков и возможным оповещением об экстремальных и опасных явлениях. Изучение морского льда в масштабе геофизических процессов проводится с позиции рассмотрения его не только как материала или конструкции, но и как крупномасштабной дискретной среды. Поэтому развитие методов натурного исследования физико-механического состояния морского льда проводится по следующим научным и прикладным направлениям:

- разработка методов получения исходных данных о характеристиках полномасштабной прочности льда как одного из основных параметров, необходимых при проектировании инженерных сооружений на арктическом шельфе и для их безопасного функционирования;

- совершенствование возможностей мониторинга физико-механического состояния ледяных образований и выявления прогностических признаков сжатия, торошения и разлома дрейфующих и припайных льдов Арктики.

Технология натурных исследований динамики льдов основана на определении смещений ледяного поля в горизонтальном и вертикальном направлениях, наклонов ледяного поля в двух взаимно перпендикулярных

направлениях, координат ледяного поля, интенсивности звуковых и инфразвуковых колебаний в среде лед — вода.

Одна из основных задач на дрейфующих станциях заключается в исследовании динамики и механики деформирования ледяного покрова как показателя локальных и крупномасштабных динамических процессов в Северном Ледовитом океане для разработки новых подходов к совершенствованию моделей динамического поведения морского льда.

3.1. ДАННЫЕ, ПОЛУЧЕННЫЕ НА ДРЕЙФУЮЩЕЙ СТАНЦИИ «СЕВЕРНЫЙ ПОЛЮС-38»

В качестве примера информации о состоянии ледяного поля за один из периодов наблюдений на дрейфующей станции «Северный полюс-38» на рис. 3.1 и 3.2 данные о дрейфе и параметрах колебательных процессов представлены совместно с метеоданными.

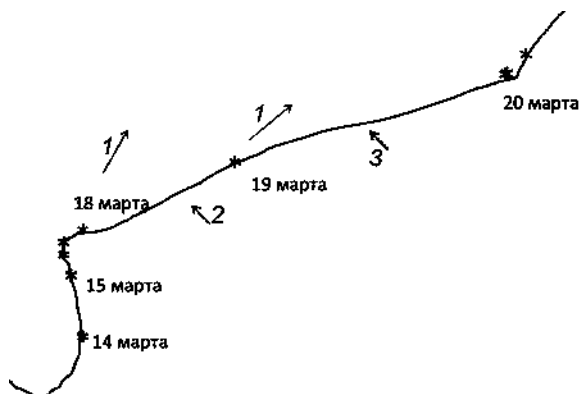


Рис. 3.1. Траектория дрейфа станции «Северный полюс-38» до и после разлома ледяного поля; визуальное обнаружение сквозной трещины после метели.

1 — направление ветра, 2 — разлом и подвижки, 3 — визуальное обнаружение трещины.

На рис. 3.2 представлены данные физических признаков начала сжатия и торошения льдов. Выявлены основные характеристики механических импульсов при подвижке в сплоченном ледяном массиве: четкая горизонтальная направленность и стабильная длительность подвижки, периодичность появления импульсов составляет несколько минут. 19 марта в 10 часов наблюдалось резкое ослабление интенсивности горизонтальных подвижек, несмотря на то что скорость ветра оставалась в пределах 6—8 м/с. В это же время заметно уменьшился уровень изгибно-гравитационных волн с периодами до 17 с.

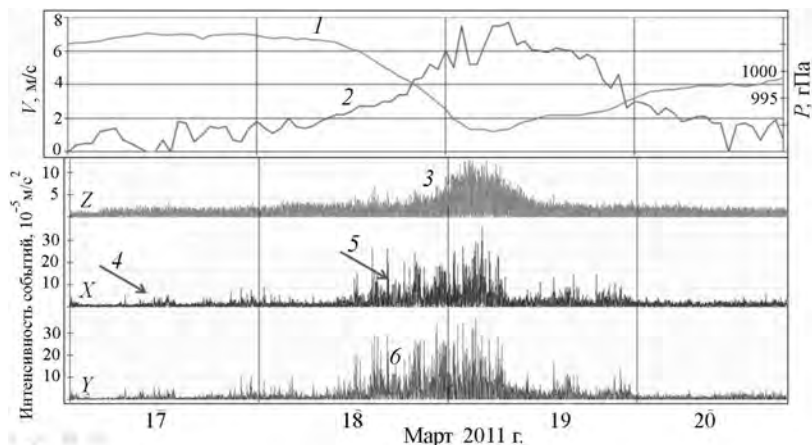


Рис. 3.2. Интенсивность динамического события в дрейфующем ледяном поле при сжатии и подвижках в период прохождения циклона (17—19 марта 2011 г.) в дрейфующем ледяном поле в районе СП-38.

Z — вертикальный компонент ускорения льда, X и Y — горизонтальные компоненты; красной стрелкой указано время появления автоколебаний и разлома ледяного поля; V — скорость ветра, P — атмосферное давление; 1 — атмосферное давление, 2 — скорость ветра, 3 — изгибно-гравитационные волны, 4 — первые признаки сжатия, 5 — автоколебания, 6 — разлом.

18 марта в 14 ч 30 мин при описанной ситуации были зарегистрированы первые интенсивные сигналы горизонтальных подвижек, которые можно считать откликом на масштабные сдвиговые деформации. Очевидно, что в этот же временной интервал образовались первые трещины в ледяном поле станции. Из-за погодных условий трещина была визуально обнаружена только на следующий день, 19 марта: через весь лагерь проходила трещина шириной около 10 см.

Вертикальные смещения льда в диапазоне изгибно-гравитационных волн возникли на пике скорости ветра, но значительно позже горизонтальных импульсов и появления трещины. Максимальная амплитуда волн с периодом 14—17 с достигала несколько миллиметров. В дальнейшем интенсивность изгибно-гравитационных волн при скорости ветра 6 м/с существенно снизилась.

Наиболее важным для понимания механики разлома являются данные процессов с записями пилообразного характера, когда соотношение времени увеличения и уменьшения амплитуды колебаний достигало 1,5. Например, 18 марта при подвижках льда это соотношение составило 1,26 (время увеличения амплитуды 9,6 с и время ее уменьшения 7,6 с). Очевидно, что такие процессы при периодичности циклов в 16 с относятся к разряду



Рис. 3.3. Снимок ледяного покрова района дрейфующей станции СП-38, сделанный с беспилотного летательного аппарата 23 марта 2011 г.

Видны нарушенная взлетная полоса, свежие разводя; подвижки с образованием разводий произошли 18—19 марта.

нелинейных автоколебаний. В период появления таких процессов автоколебательного характера в ледяном поле образовались сквозные трещины и относительные сдвиговые деформации стенок трещины со сжатием.

На фотоснимке, сделанном с беспилотного летательного аппарата (БЛА) в один из последующих дней, хорошо видны разводя при сдвиговых деформациях в ледяном массиве (рис. 3.3).

До и после событий сжатия и разлома ледяного покрова были рассмотрены снимки NOAA ледяного покрова района дрейфа СП-38. Для обработки рисунка структуры льда и определения углов пересечения образовавшихся каналов использовалась методика фрактальной размерности. В упорядоченной структуре льда размер стороны мезомасштабных «ромбов» составлял 100—200 км, острые углы ромба не превышали 30° (рис. 3.4).

Присутствие развитых структур во льдах СЛО, перекрещивающихся прямолинейных трещин и разводий указывает на вероятность относительно быстрых деформаций на больших площадях поверхности океана. Протяженные ледовые ромбовидные образования имеют углы пересечения разрывов в сравнительно узком диапазоне (30—40°). Описанные явления представляют собой природные факторы для подхода к объяснению ме-

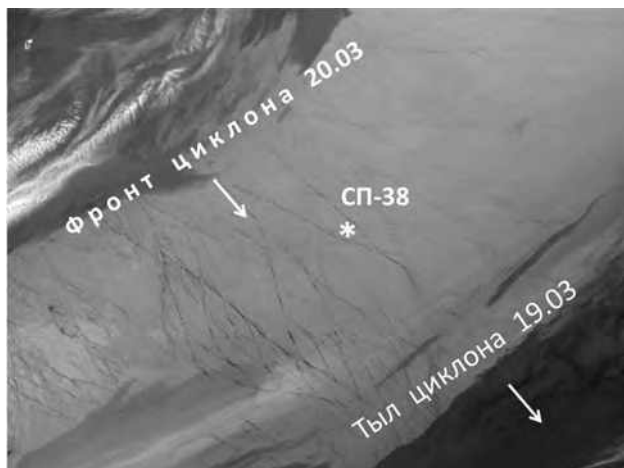


Рис. 3.4. Упорядоченная структура ледяного покрова в районе дрейфа станции СП-38 в период событий сжатия и разлома ледяного покрова при прохождении циклона 19 марта 2011 г. Снимок NOAA, 20 марта 2011 г.

ханизма образования полигональной структуры ледяного покрова. Можно считать, что динамические процессы во льдах закончились 19 марта в 12 ч, после чего отмечались незначительные горизонтальные подвижки разрушенного трещинами массива льда при слабом ветре (см. рис. 3.2). В дальнейшем станция СП-38 оказалась между двумя циклонами; 20 марта фоновые значения динамики льда были минимальные.

Не всегда удастся визуально обнаружить трещину в ледяном покрове, хотя сигналы от датчиков указывают на ее возникновение. Например, на рис. 3.1 трещина визуально была обнаружена после снежной метели через несколько часов. Естественно, кроме инструментального мониторинга, необходимо проводить дополнительные наблюдения с помощью фото- и видеосъемки. В случае применения программного обеспечения и автоматического оповещения о возникающих экстремальных событиях появляется реальная возможность принимать соответствующие меры безопасности при работах на льду.

3.2. ДАННЫЕ, ПОЛУЧЕННЫЕ НА ДРЕЙФУЮЩЕЙ СТАНЦИИ «СЕВЕРНЫЙ ПОЛЮС-39»

При непрерывных измерениях параметров механики и динамики ледяного поля дрейфующей станции регистрировались:

— наклоны ледяного покрова в двух взаимно перпендикулярных направлениях с помощью сейсмонаклономеров (СН-2);

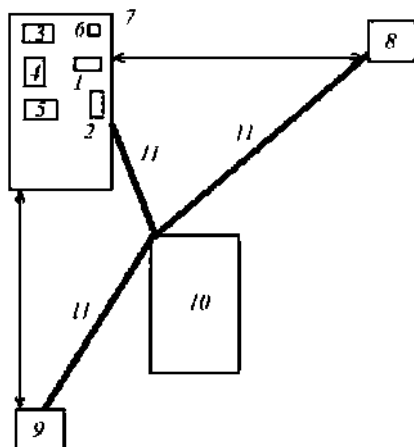


Рис. 3.5. Схема расположения измерительных датчиков на льду дрейфующей станции СП-39.

1 и 2 — сейсмонаклонометры; 3, 4 и 5 — сейсмометры СМЗ-КВ; 6 — трехкомпонентный сейсмометр СМЕ 4111-LT; 7 — ледовый павильон; 8 — выносная точка № 2; 9 — выносная точка № 3; 10 — жилой дом с регистрирующим комплексом; 11 — коммутационные линии.

— колебания ледяного покрова в двух горизонтальных и вертикальном направлениях с помощью сейсмометров.

Регистрация колебаний ледяного покрова базировалась на методике проведения многолетних сейсмометрических измерений на дрейфующих льдах. В качестве измерительных приборов использовались три сейсмонаклонометра СН-2, три сейсмометра СМЗ-КВ. Для контроля регистрации подключались сейсмометры С5С и три широкополосных трехкомпонентных молекулярно-электронных сейсмометра СМЕ 4111-LT. На рис. 3.5 показано расположение приборов на льду. Выносные точки были расположены на расстоянии 200 м от ледового павильона; на них были установлены трехкомпонентные сейсмометры СМЕ 4111-LT и один сейсмонаклонометр СН.

Приборы в такой расстановке работали до 13 марта 2012 г., однако, после того как появилась трещина, точка № 2 была эвакуирована и позже (17 марта) переустановлена на новое место с тем же удалением в прямо противоположном направлении. Перевод аналоговых сигналов в цифровую форму осуществлялся с помощью аналогово-цифрового преобразователя Е14-140 по программе POWERGRAPH. Частота опроса по каждому каналу составляла 100 Гц. При работе измерительного комплекса осуществлялся непрерывный визуальный контроль регистрируемых сигналов.

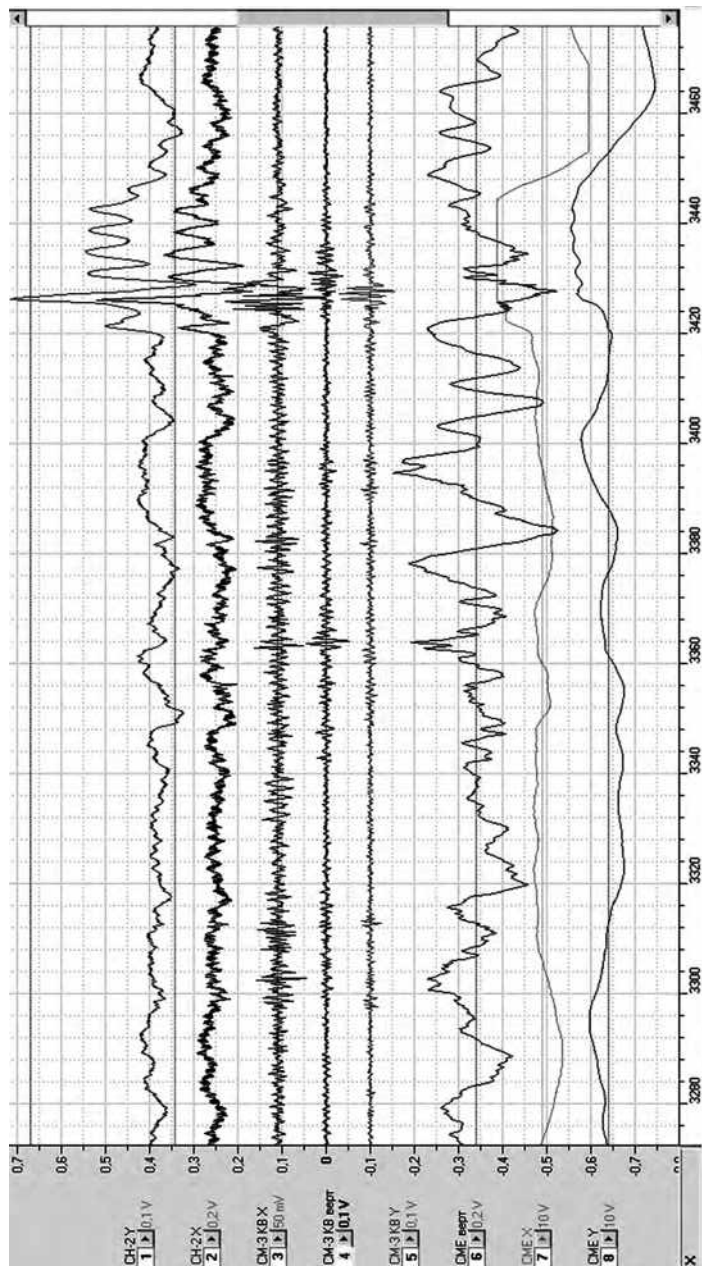


Рис. 3.6. Фрагмент записи горюшения 31 декабря 2011 г.

1 и 2 — сейсмонаклономеры СН, ось чувствительности X и Y; 3, 4 и 5 — сейсмометры СМЗ-КВ; 6, 7 и 8 — молекулярно-электронные сейсмометры СМЕ 4111-LT (Z — вертикальный, X — горизонтальный 3 — В, Y — горизонтальный С — Ю).

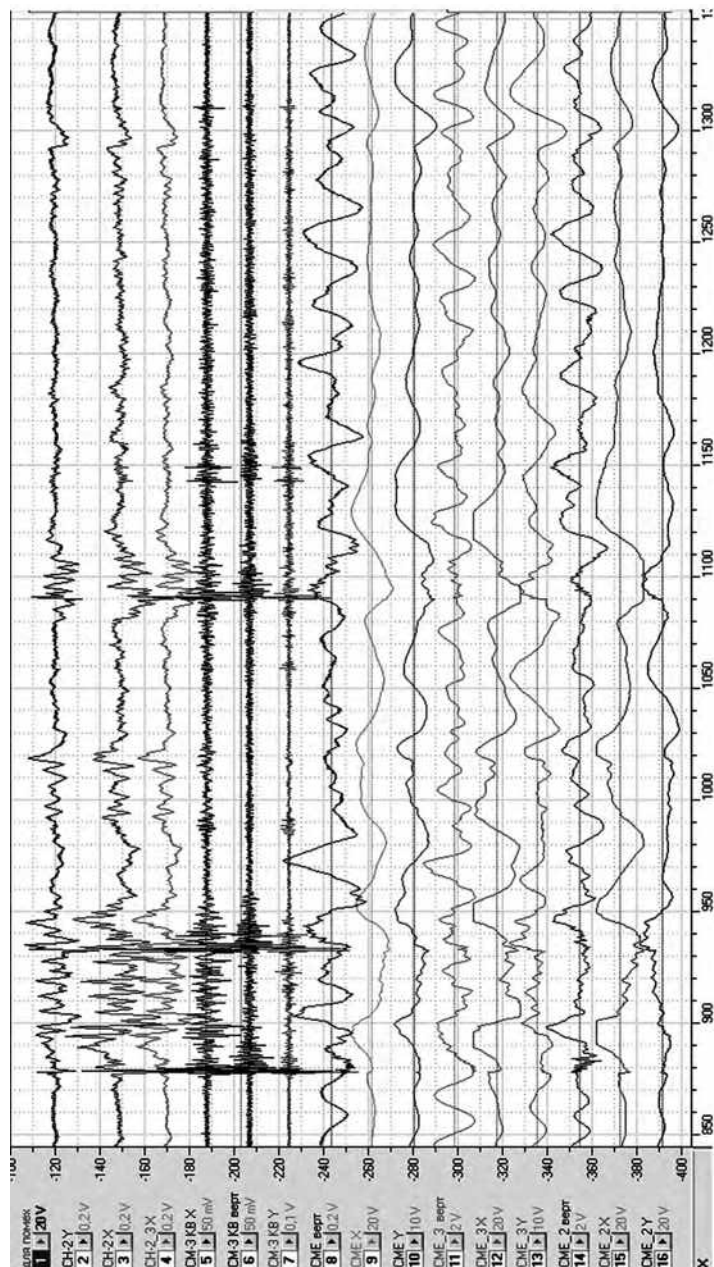


Рис. 3.7. Фрагмент записи сигналов при трещинообразовании 2 марта 2012 г.

1 — для помех, 2 — наклонномер СН-2Х, 3 — наклонномер СН-3Х, 4 — наклонномер СН-3Х, 5 — сейсмометр СМ-3КВХ, 6 — сейсмометр СМ-3КВЗ, 7 — сейсмометр СМ-3КВУ, 8 — сейсмометр СМЕ-З, 9 — сейсмометр СМЕ-Х, 10 — сейсмометр СМЕ-У, 11 — сейсмометр СМЕ-3Х, 12 — сейсмометр СМЕ-3Х, 13 — сейсмометр СМЕ-3У, 14 — сейсмометр СМЕ-3У, 15 — сейсмометр СМЕ-2Х, 16 — сейсмометр СМЕ-2У.

Для определения ориентации ускорений и перемещений (в том числе и поворотов) станции осуществлялась круглосуточная запись координат станции ежеминутно в трех точках с помощью GPS. На рис. 3.6 приведен фрагмент записи при образовании трещины 31 декабря 2011 г.

На рис. 3.7 приведена характерная запись сигналов, регистрируемых при образовании трещин с последующим торшением.

Ниже описаны экстремальные крупномасштабные процессы/события, относящиеся к уникальным природным явлениям. На ледовом полигоне отмечены события воздействия сжатия и подвижек с образованием медленных наклонов ледяного поля. На рис. 3.8 показана ледовая ситуация, когда измерения проводились вблизи образовавшегося обширного разрыва в ледяном массиве. Событие 15—16 апреля 2012 г. характеризовалось интенсивными горизонтальными и вертикальными колебаниями льда (рис. 3.9). Наклонометры отмечали длительный наклон ледяного поля и горизонтальные ускорения.

На рис. 3.10 показан фрагмент автоколебательного процесса на дрейфующей станции «Северный полюс-39». Фонowymi колебаниями льда являются океанические волны зыби с периодом до 30 с. Записи ледовых процессов от разнесенных на 300 м по ледяному полю приборов носят пилообразный характер, что свидетельствует о возникновении горизонтальных циклических микроподвижек. Длительность сдвигового процесса составляет 8 мин; импульсы следуют со строгой периодичностью 85 с. Вертикальный

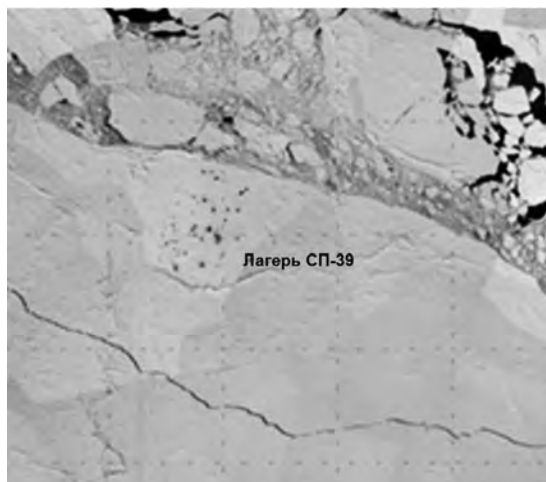


Рис. 3.8. Ледовая обстановка на СП-39 4 апреля 2012 г. перед событием 17 апреля 2012 г. Размер представленного на снимке ледяного поля 2,5×2,5 км.

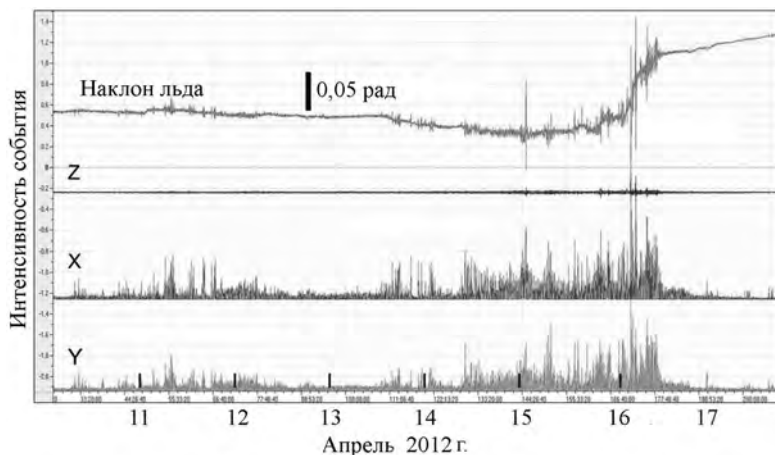


Рис. 3.9. Экстремальное событие с образованием наклонов и подвижек ледяного поля при сжатии на СП-39 в апреле 2012 г.

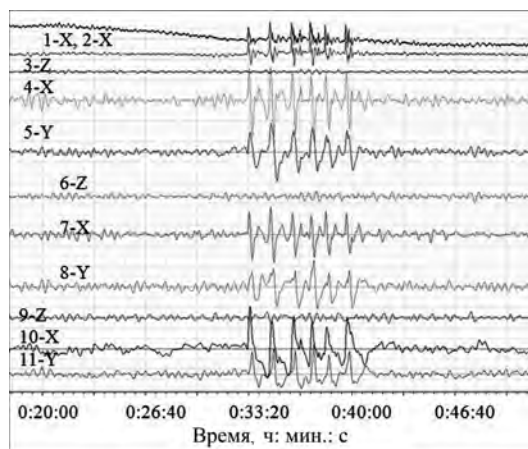


Рис. 3.10. Фрагмент синхронных записей от наклономеров (1 и 2) и от компонентов X , Y и Z трех сейсмометров (3—11), расположенных на дрейфующем ледяном поле по углам треугольника со сторонами 300 м. Дрейфующая станция СП-39, 17 апреля 2012 г.

компонент практически не реагирует на сдвиги. Четко выражена синхронность колебаний разнесенных датчиков, что свидетельствует о возникновении горизонтального динамического процесса. Стабильность частоты и поляризации во время процесса автоколебаний позволяет утверждать, что

образовались протяженный разрыв и сдвиг в ледяном массиве. Как правило, генерация таких механических колебаний, период и амплитуда которых зависят не только от силы внешнего воздействия, но и от свойств ледяных образований, может продолжаться более часа.

Демпфирующим механизмом служат силы трения и сцепления на контакте границ разрыва в ледяном покрове. Взаимодействие льдов проявляется в регулярной повторяемости процессов накопления и сброса напряжений, характеризующих релаксационные свойства льда в масштабе десятков километров. Процесс автоколебаний служит ярким примером явления самоорганизации в хаосе временных ледовых событий дрейфа, взаимодействия и разрушения.

На примере натуральных наблюдений видно, что морской лед является системой, открытой для энергообмена с окружающей средой и подчиняющейся иерархической последовательности. Ледяные образования в системе отделены друг от друга прослойками, построенными, подобно всей системе, из фрагментов разных размеров меньшего масштаба. Такими прослойками могут быть полосы тертого льда, вновь смерзшиеся трещины, гряды торосов и др. При поступлении энергии из окружающей среды некоторые из систем, достигая состояния неустойчивости, освобождаются от ее избытка в виде сброса внутренних напряжений и генерации колебаний и волн. Происходящее перераспределение энергии при достаточной интенсивности ее поступления из атмосферы или океана может постепенно привести к неустойчивости всю систему.

Иерархическая модель разрушения объектов геофизического масштаба исходит из положения, что процесс накопления трещин на данном масштабном уровне завершается критическим событием — возникновением укрупненных трещин («кластеров»). Далее накопление событий разрушения продолжается на следующем масштабном уровне, где вновь возникшие кластеры играют роль элементарных трещин, и т.д. Фундаментальным свойством множественного разрушения дискретной среды является степенной закон распределения числа событий по энергии. Отсюда следует автомодельность процесса структурообразования, которая предполагает простые количественные соотношения между масштабами и энергией процессов разрушения.

Во время образования сквозных трещин в ледяном покрове отмечаются сбросы напряжений. Эти напряжения характеризуют способность ледяного покрова накапливать в себе энергию упругих деформаций и косвенным образом отражать локальную и масштабную прочность льда. На основе полученных данных можно предположить, что накопление и сброс

напряжений происходят синхронно на всей площади ледяного поля. Постоянно действующие релаксационные процессы будут регулировать рост внутренних напряжений. Периоды релаксации внутренних напряжений в ледяном покрове не слишком велики и имеют порядок суток. Поэтому ледяной покров «не помнит» воздействий более чем суточной давности.

Длительные изменения внешних условий ведут к постепенному переходу больших массивов льда в неравновесное состояние, к появлению в них избыточного напряжения и возможного последующего самопроизвольного разрушения. Лед можно рассматривать как среду с аккумулированной энергией. Разрушение ледяного покрова вызывается не только внешними силами, но и внутренними, действующими изнутри объема льда. В некоторые моменты сочетание этих сил приводит к лавинообразному характеру разрушения. Самопроизвольное разрушение может произойти спустя значительное время после воздействия внешних сил. Этот процесс сопровождается явлениями самоорганизации геометрических форм, а во временных рядах — эффектами нелинейных автоколебательных процессов.

На спутниковых снимках крупномасштабные деформации с характерным линейным размером порядка 100 км и более обусловлены главным образом касательными напряжениями от ветра и воды, градиентами давлений и уровней. Мезомасштабные деформации, размер которых достигает десятков километров, связаны с блочным строением ледяных массивов. На деформирование блоков и их взаимное перемещение существенное влияние оказывают как внешние, так и внутренние силы. Уровень внутренних напряжений, осредненных по размерам блока, значительно выше, чем в случае общих деформаций крупного масштаба. В этом случае параметры мезомасштабной прочности льда выражаются через силу сцепления и угол внутреннего трения на линиях скольжения.

Сплощенный консолидированный ледяной покров может быть представлен как связно-сыпучая среда. При сдвиговом разрушении процесс развивается дискретно с образованием системы ступенчато расположенных крылообразных трещин. Магистральный разлом при сдвиге происходит путем соединения этих трещин. Присутствие развитых структур во льдах — перекрещивающихся прямолинейных трещин и разводий — указывает на вероятность образования относительно быстрых деформаций на больших площадях поверхности океана. Протяженные ледовые ромбовидные образования имеют углы пересечения разрывов в сравнительно узком диапазоне (30—40°). Как уже указывалось, подобные явления представляют собой природные факторы для подхода к объяснению механизма образования образования полигональной структуры ледяного покрова.

Ряд признаков временного и пространственного масштабов указывают на то, что совокупность трещин, разрывов, гряд торосов является иерархической самоорганизующейся системой. Явление самоорганизации во льдах обусловлено постоянной внешней силой и реологическими свойствами в эпицентре ледяного разлома.

ВЫВОДЫ

Применение комплекса приборов на дрейфующем льду позволило обнаружить признаки возникновения сжатия и разлома: импульсы микроподвижек и автоколебаний, возникающие за несколько минут/часов до сжатия и сдвигового разлома. На примере результатов мониторинга состояния дрейфующих льдов показано, что в большинстве случаев не отмечается прямой связи процессов сжатия и торошения с местными метеорологическими условиями. Это позволяет выявлять характеристики мезо- и макро-механики морских льдов и, привлекая снимки льда с ИСЗ, способствовать дешифровке изображений протяженных разломов, гряд торосов, разводий.

Особый случай зафиксирован на дрейфующей станции СП-39 с помощью разнесенных по льдине датчиков смещений и наклонов. Длительность всей записи составляла 30 мин; фоновые колебания волн зыби с периодом до 30 с отмечались в течение нескольких часов; автоколебательный процесс длительностью 8 мин состоял из импульсов сдвига со строгой периодичностью 85 с. Синхронность колебаний свидетельствует о возникновении горизонтального динамического процесса. Стабильность частоты и четкая поляризация во время процесса автоколебаний позволяют выдвинуть предположение о возникновении протяженного сдвига в ледяном массиве. Генерация таких механических колебаний, период и амплитуда которых зависят не только от силы внешнего воздействия, но и от свойств самой системы сплоченных ледяных образований, может продолжаться до часа и более. Рассмотренный процесс указывает на явление периодического сдвига и остановок. Накопление и сброс напряжений по горизонтальным компонентам происходят синхронно через каждые 85 с по всей площади пространственных измерений колебаний и наклонов/ускорений.

Наклоны и горизонтальные ускорения дают важную информацию о характере подвижек и наклонов ледяного поля. На рис. 3.9 и 3.10 представлены результаты регистрации наклономером и длительных наклонов ледяного поля, и горизонтальных подвижек. Алгоритм обработки данных в этом случае должен учитывать отсутствие фазового сдвига между разнесенными в пространстве датчиками и горизонтальную поляризацию колебаний. Медленные наклоны льда могут указывать как на пластические

деформации ледяного поля при продольном изгибе во время сжатия, так и на колебания поверхности океана.

3.3. ДАННЫЕ, ПОЛУЧЕННЫЕ НА ДРЕЙФУЮЩЕЙ СТАНЦИИ «СЕВЕРНЫЙ ПОЛЮС-40»

На рис. 3.11 приведены записи периодических горизонтальных микроподвижек льда, регистрируемых в широком диапазоне смещений и ускорений ледяного поля. Отмечается различие интенсивности сигналов вертикального и горизонтальных смещений льдины: горизонтальные компоненты в несколько раз больше вертикального. Из рисунка видно, что на фоне незначительных волновых колебаний льда с периодом до 20 с возник резкий цуг с периодом 90 с и амплитудой смещения до 30 мм. После цуга регистрировались колебания с периодом до 4 с, длящиеся в течение часа.

Характер автоколебательных процессов хорошо иллюстрируется изображением смещений и колебательной скорости льда на фазовой плоскости. Пилообразная форма колебаний свидетельствует о возникновении горизонтального нелинейного динамического процесса в дрейфующем ледяном поле. Подобные ледовые процессы характерны для автоколебаний в системах со сжатием, смещением и трением по сжатой сквозной трещине. Периодические пульсации ледяного поля могут превратиться в квазигармонические автоколебания — процесс стабильного скольжения с трением по разрыву. Длительность автоколебательных процессов достигает десятков минут, в спектре при этом устойчиво сохраняются низкочастотные пи-

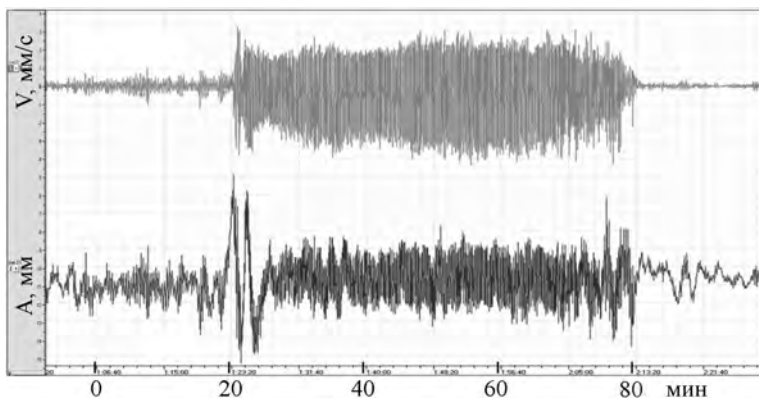


Рис. 3.11. Фрагмент записи горизонтальных компонентов макроподвижек льда, регистрируемых сейсмометром на дрейфующем ледяном поле СП-40 3 мая 2013 г. Длительность процесса 60 мин.

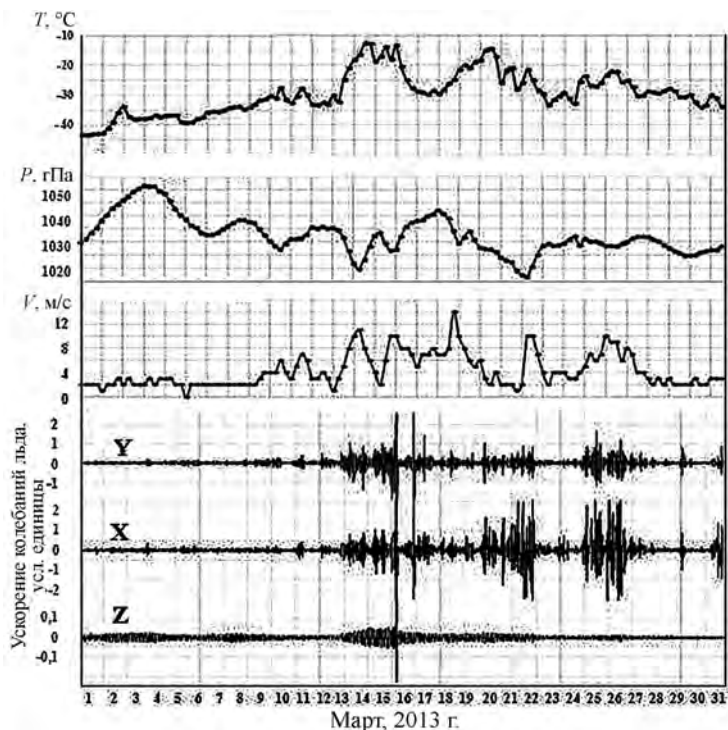


Рис. 3.12. Изменение температуры воздуха T , атмосферного давления P , скорости ветра V и колебаний льда в горизонтальном X , Y и вертикальном направлении Z на дрейфующей станции СП-40 в марте 2013 г.

ки колебаний. Переход от разрывных колебаний к почти синусоидальным зависит от относительной скорости смещения стенок разрыва во льду.

Процессы, предшествующие образованию трещин в ледяном поле в районе дрейфующей станции СП-40, показаны на рис. 3.12. Представлены данные об изменении метеопараметров и графики записей сейсмометров СМЕ, фиксирующих колебания льда в трех ортогональных направлениях. В период с 12 по 19 марта на станции наблюдалось резкое усиление ветра до 10–15 м/с.

Превышение амплитуды колебаний льда в вертикальном направлении Z 16 марта 2013 г. соответствует моменту прохождения системы трещин в ледяном поле в районе станции. Значения колебаний льда в момент прохождения трещин превысили среднее значение более чем в десять раз. Длительность процесса образования системы трещин 16 марта составила

около пяти часов. В период образования системы трещин зафиксировано существенное возрастание значений горизонтальных и вертикальных ускорений льда: в горизонтальном направлении Y максимальные ускорения колебаний льда превысили фоновое значение ($0,4 \text{ мм/с}^2$) в несколько раз. В вертикальном направлении максимальное ускорение колебаний льда достигало 11 мм/с^2 . Увеличение амплитуды можно наблюдать начиная с 5—6 марта, причем наиболее существенное — с 11 марта 2013 г.

Общее превышение уровня фона колебаний льда продолжалось 22 дня (5—27 марта). Это результат образования крупномасштабной сети трещин и сдвигов в районе станции в большом масштабе. Сеть трещин прошла через станцию 16 марта, что объясняется неоднородностью строения льда и особенностями роста сети трещин. В районе дрейфующей станции, по данным морфологических исследований на ледовом полигоне, в момент прохождения трещин, 16 марта, толщина льда варьировала в среднем от 2 до 3 м. В описанных событиях длительность автоколебательных процессов достигала нескольких часов, что может быть использовано в задачах ледовых прогнозов. В процессе трещинообразования 16 марта 2013 г. длительностью пять часов выделяются несколько отдельных импульсов колебаний льда — моменты возникновения трещин. Минимальный интервал между трещинами составил 8 мин 40 с; периодичность, с которой возникают новые очаги роста колебаний льда, составляет 15—20 минут.

10 мая 2013 г. система разрывов достигла ледяного поля, на котором базировалась дрейфующая станция. Получены записи сейсмометров в трех точках, разнесенных по углам треугольника со сторонами 150 метров во время интенсивных динамических процессов, в результате которых образовалась новая система трещин. Отмечались колебания по типу *stick-slip* продолжительностью несколько секунд в момент образования системы трещин; период между пиками на графике ускорений колебаний льда составляет от 13,5 до 1,5 с до момента возникновения автоколебаний и разрушительных процессов или до момента новой серии колебаний *stick-slip*.

В дальнейшем в течение трех недель трещины превратились в разводья, а ледяное поле — в обломки льда. Предварительные результаты позволяют высказать предположение о возникновении системы разрывов упорядоченного характера различного масштаба с интервалами от 30 мин до десятков секунд. Данные мониторинга динамики ледяного покрова в период с 5 по 27 марта, а также спутниковые изображения льда, подтверждают общее повышение фона ускорений колебаний льда в результате крупномасштабного процесса формирования системы трещин. В результате 16 марта 2013 г. существовала локальная система трещин в ледяном поле.

3.4. ДАННЫЕ, ПОЛУЧЕННЫЕ НА ДРЕЙФУЮЩЕЙ СТАНЦИИ «СЕВЕРНЫЙ ПОЛЮС-2015»

В данном событии на дрейфующей станции СП-2015 выявлены признаки, предшествующие сжатию льдов; показана возможность исследования динамики и механики деформирования ледяного покрова как показателей локальных и крупномасштабных динамических процессов. Представленные на рис. 3.13 записи сейсмометров отражают общую картину возникновения процессов динамики льда и первых признаков начинающегося сжатия. Автоколебательные процессы в виде периодических импульсов продолжались в течение 60 ми. Периодичность импульсов составляла 1—2 мин. В 10 ч 47 мин по московскому времени образовалась протяженная трещина.

В дальнейшем в течение трех часов ледяное поле испытывало колебательные и волновые движения при торошении. Процесс закончился разломами края ледяного поля, которые продолжались пять минут и резко закончились. Все этапы процессов деформирования и торошения сопровождалось появлением в лагере станции сквозных трещин, а на краю поля — гряд торосов.

Первыми признаками сжатия льдов на дрейфующей станции СП-2015 стали сигналы, зарегистрированные 26 апреля 2015 г. в 9 ч 12 мин (рис. 3.14 и 3.15), которые продолжались в период 9 ч 12 мин — 10 ч 47 мин. Сигналы представляли собой периодические импульсы горизонтальных смещений льда. Можно предположить, что природа таких признаков — форшоков — обусловлена сжатием и процессами смещения по стенкам сквозной трещины на

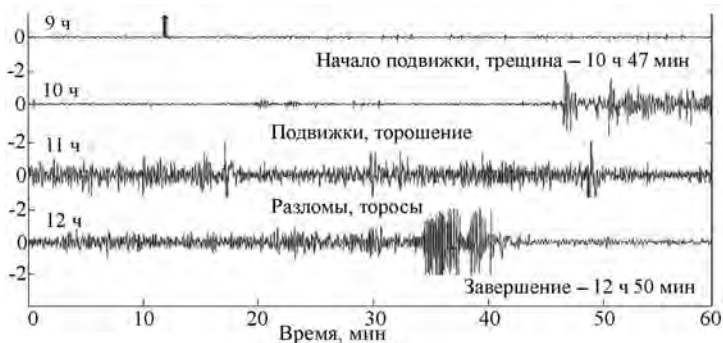


Рис. 3.13. Фрагмент записи колебаний льда с первыми признаками начинающегося сжатия: периодические импульсы (периодичность 1—2 мин) в течение часа.

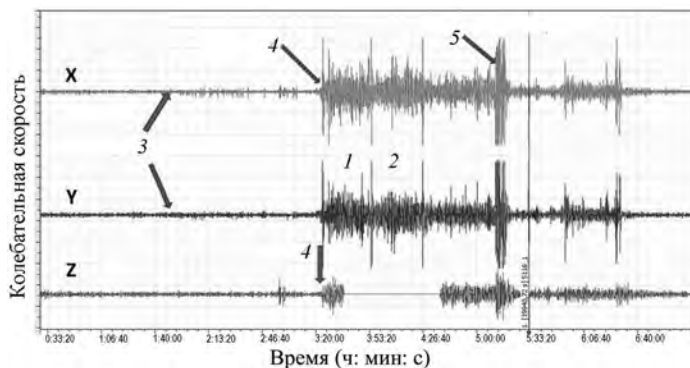


Рис. 3.14. Фрагмент записи трехкомпонентного сейсмометра при ледовом событии на дрейфующей станции СП-2015 26 апреля 2015 г.

X и Y — горизонтальные компоненты колебаний льда при равном масштабе; 1 и 2 — интервалы периодического усиления колебаний по горизонтальным компонентам; 3 — первые признаки сжатия льдов; 4 — подвижка в 10:47:00; 5 — разлом и торошение по разлому. Z — вертикальный компонент (масштаб увеличен в четыре раза). Амплитуда колебательной скорости приведена в условных единицах. Стрелками отмечены моменты появления интенсивных подвижек с возникновением колебаний и волн.

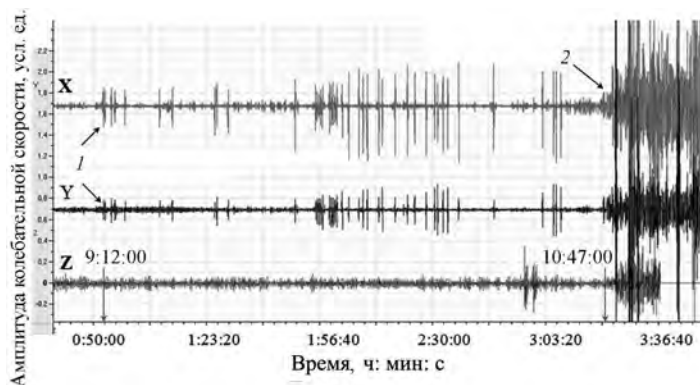


Рис. 3.15. Фрагмент записи трехкомпонентного сейсмографа до торошения в увеличенном масштабе при ледовом событии на дрейфующей станции СП-2015 26 апреля 2015 г.

X, Y и Z — горизонтальные и вертикальные компоненты колебательной скорости во льду. Стрелками (1, 2) отмечены моменты появления прогностических признаков сжатия и интенсивных изгибно-гравитационных волн при подвижках и торошении льда.

удалении от пункта наблюдения или на кромке ледяного массива. Визуально отмечено, что в дальнейшем смещения происходили по линии торшения.

В период времени с 10 ч 47 мин до 12 ч 42 мин началось и получило дальнейшее развитие интенсивное движение и взаимодействие льдов с возникновением колебаний и распространением изгибно-гравитационных волн. Отмечаются цикличность пиков интенсивности с интервалом до 30 мин и усиление волновых и колебательных процессов. В амплитудном спектре волн присутствуют пики в диапазоне периодов 15 с при амплитуде смещения льда до единиц миллиметров. Динамичный процесс торшения и разлома льда создавал волны с периодом до 6 с. В дальнейшем отмечался только слабый фон поверхностных волн зыби с периодом до 30 с. Всё динамическое событие — от первых признаков сжатия до внезапного окончания после мощного торшения и разлома на краю ледяного поля — длилось четыре часа.

На представленных рисунках отмечены моменты появления прогностических признаков сжатия и интенсивные волны при подвижках и торшении льда в увеличенном масштабе по амплитуде и по времени. В течение полутора часов уверенно прослеживаются форшоки и следующие за ними колебания и волны при подвижках и торшении. Горизонтальные импульсы следуют с цикличностью от двух до трех минут. Масштаб Z-компонента увеличен в десять раз с целью продемонстрировать одновременное присутствие и горизонтальных импульсов, и волн зыби с периодом до 30 с. Максимальная амплитуда волн зыби достигала 10 мм. Средний период колебаний при подвижках и разломах составил 15 и 6 с соответственно. Все параметры отмеченных процессов закладываются в описание алгоритма обработки данных и для создания программного обеспечения, позволяющих выделять прогностические признаки/предвестники экстремальных и опасных ледовых явлений в режиме реального времени.

Совершенствование технологии мониторинга физико-механического состояния морского льда позволит обнаруживать новые природные явления в системе атмосфера — лед — океан. На примере данных, полученных на дрейфующих станциях «Северный полюс», можно рассмотреть процессы, проявляющиеся во льдах СЛО, с локальными и глобальными пространственными и временными масштабами.

Во многих случаях при мощных торшениях регистрирующие каналы «зашкаливали» и записи, полученные с помощью приборов, носили хаотический характер, а потому практически не подлежат обработке. Это следует учесть при будущих исследованиях и устанавливать сейсмометры, наклонометры и акселерометры для записи сильных «ледотрясений». В таком случае мы будем иметь данные о силе взаимодействия в зоне сжатия и торшения.

3.5. ОБРАЗОВАНИЕ ТРЕЩИН И ПОДВИЖЕК ВО ЛЬДАХ КАРСКОГО МОРЯ

Физика и механика процессов трещинообразования выявлялись при локальном мониторинге состояния ледяных полей в динамичном районе Карского моря 15, 18 и 21 апреля 2014 г.

Параметры фоновых и динамических событий в ледяном дрейфующем поле 15 апреля 2014 г. получены в течение 6 часов (рис. 3.16 и 3.17). В отдельные периоды дрейфа происходил процесс перехода хаотических движений льда в сравнительно короткое упорядоченное и направленное движение с последующим длительным «хаосом». Это классический пример самовозбуждения колебаний в нелинейной системе, состоящей из консолидированных блоков льда разного масштаба и подверженной сжатию.

Записи и спектры фрагментов колебаний ледяного поля 15 апреля позволяют говорить о проходивших подвижках в ледяном массиве, окружающем ледовую станцию. Особо интересную информацию дают диаграммы поляризации горизонтальных компонентов колебаний в ледяном поле при самовозбуждении. Наблюдавшиеся автоколебания в ледяном по-

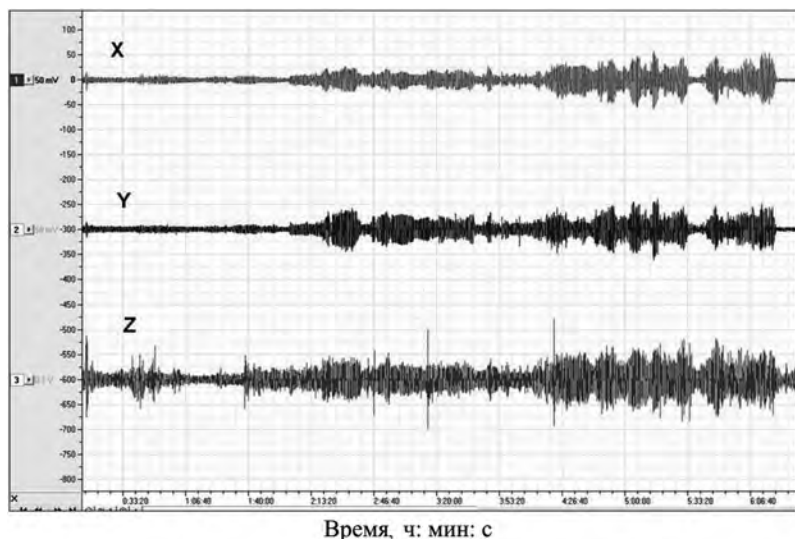


Рис. 3.16. Запись естественных колебаний ледяного поля, обусловленных подвижками в ледяном массиве в Карском море, 15 апреля 2014 г.

X и Y — горизонтальные компоненты, Z — вертикальный масштаб вертикального компонента (умножен в два раза).

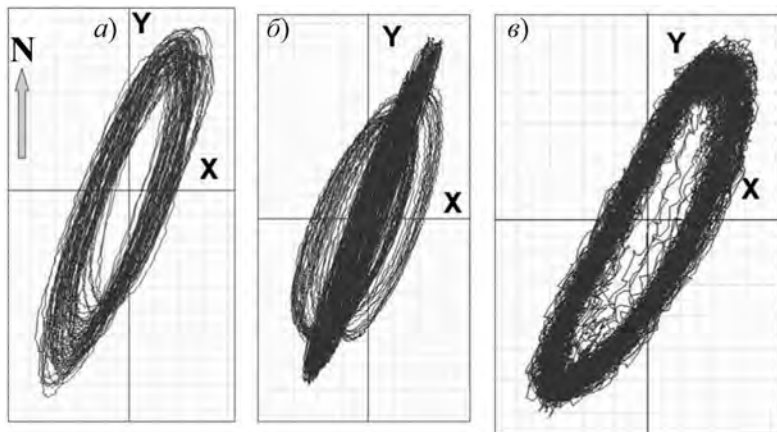


Рис. 3.17. Поляризация горизонтальных компонентов колебаний в ледяном поле при самовозбуждении 15 апреля 2014 г.

Фрагменты из полной записи в интервале 610—710 с (а), 1600—1753 с (б), 10 807—10 971с (в); период автоколебаний 1,6 с.

ле можно считать первыми предвестниками начинающегося сжатия и деформирования льдов.

Второе событие отмечалось 18 апреля 2014 г. и длилось 5 ч 45 мин. При этом регистрировался сравнительно спокойный фон динамики льда с выраженным начальным периодом колебаний, обусловленных воздействием ветра и образованием изгибно-гравитационных волн (3.18 и 3.19). На примере записей интенсивности колебательных процессов (амплитуды колебательной скорости, смещения, ускорения) представлены по вертикальной оси в единицах электрического напряжения (вольты, милливольты), которые пересчитываются в единицы смещения или ускорения согласно технической характеристике сейсмометра СМЕ.

В конце записи отмечаются интенсивные сигналы при образовании трещины/разлома ледяного поля. X и Y — горизонтальные компоненты, Z — вертикальный. Масштаб вертикального компонента уменьшен в пять раз. В конце записи также отмечены сигналы с «зашкаливанием» при образовании магистрального сдвига по образовавшейся трещине/разлому в ледяном покрове.

По результатам четырехчасового мониторинга (с 9 ч 15 мин до 13 ч 15 мин) на ледовой станции 21 апреля 2014 г. был зарегистрирован сравнительно спокойный фон динамики льда. Толщина льда в среднем составляла 0,4 м. В данном примере отмечалась периодичность событий длительностью от минут до получаса (рис. 3.20). Вертикальный компонент коле-

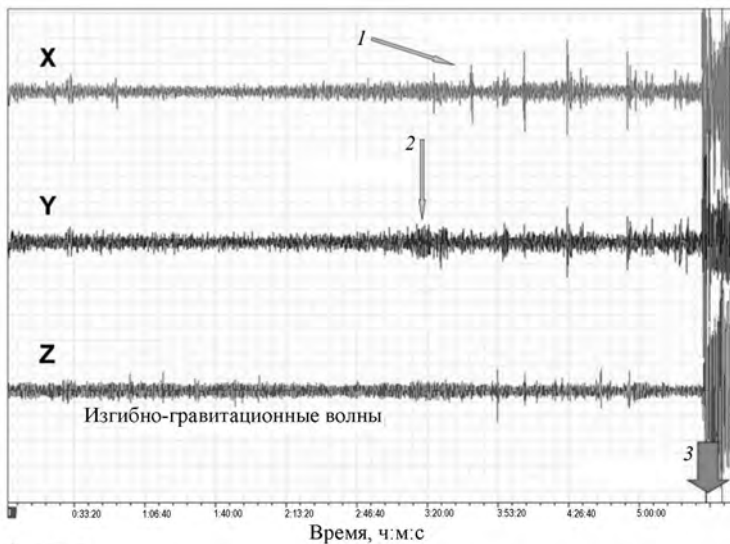


Рис. 3.18. Запись естественного фона колебаний ледяного поля и периодических подвижек льда в Карском море 18 апреля 2014 г.

1 — импульсы перед разломом; 2 — автоколебания; 3 — момент возникновения разлома ледяного поля.

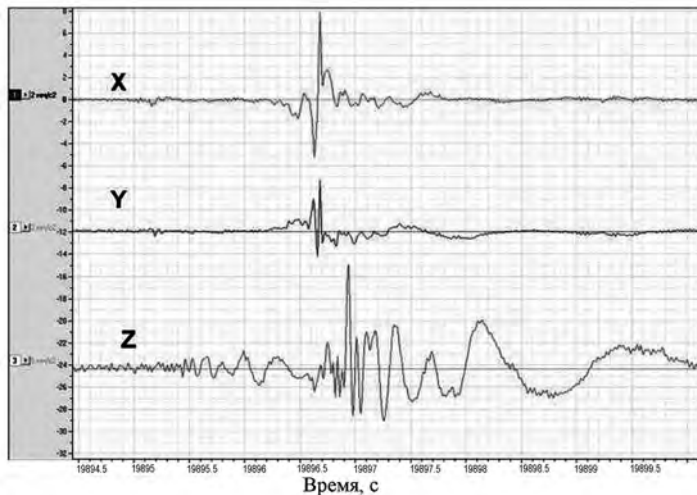


Рис. 3.19. Запись импульсов ускорения льда во время разлома ледяного поля.

X и Y — горизонтальные компоненты, Z — вертикальный. Максимальное ускорение достигало 25 мм/с^2 .

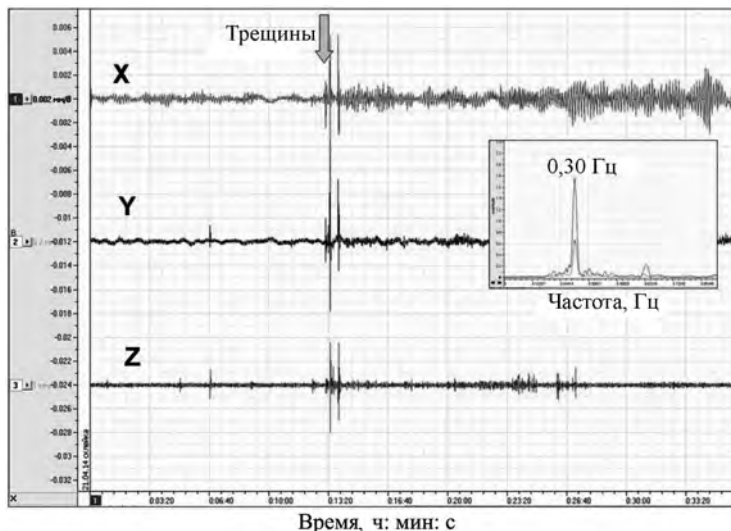


Рис. 3.20. Запись импульсов во льду и спектр колебаний после образования трещин в ледяном поле на ледовой станции в Карском море 21 мая 2014 г.

X и Y — горизонтальные компоненты, Z — вертикальный.

баний льда существенно превышал горизонтальные. Диапазон периодов колебаний составлял от 3 до 40 с. Главным событием было возникновение трещины в ледяном поле. За два часа перед этим событием на записях приборов на льду было отмечено незначительное увеличение горизонтальных смещений по компоненту Y. После визуального обнаружения трещины в ледяном поле участники экспедиции были эвакуированы на судно.

При анализе результатов обработки записей на ледовых станциях выяснилось, что 18 апреля за два часа до образования разлома возникали ледовые импульсы, рассматриваемые как признаки развития магистральной трещины, а также дальнейшей сдвиговой подвижки и раскрытия трещины.

Общая картина механического состояния ледяного поля по представленным примерам мониторинга позволяет подойти к разработке технологии краткосрочного прогнозирования процессов сжатия и разлома дрейфующих и припайных льдов. Необходимо рассматривать динамику морских льдов как сумму факторов, приводящую к значительным ускорениям при дрейфе. К динамическим процессам следует отнести сжатие и торошение льдов, сопровождающиеся возникновением и развитием трещин, горизонтальными подвижками по разломам, автоколебаниями,

а также волновыми и колебательными явлениями в диапазоне периодов ветровых волн и зыби. Почти на всех ледовых станциях в экспедициях регистрировались автоколебательные процессы, отражающие сжатия и подвижки при дрейфе. Длительность автоколебательных процессов достигала десятков минут; в спектре колебаний при этом устойчиво сохранялись низкочастотные горизонтально поляризованные составляющие.

ВЫВОДЫ И РЕКОМЕНДАЦИИ

Описание практических результатов мониторинга с рекомендацией по их дальнейшему развитию и использованию в различных районах Арктики — один из основных результатов исследований на дрейфующих станциях «Северный полюс» и морских экспедиций в морях Карском и Лаптевых.

Анализ результатов натурных исследований процессов сжатия, торошения и разлома морских ледяных полей позволяет решать одну из наиболее сложных задач полярной океанологии и ледотехники, каковой является разработка метода краткосрочного прогноза разлома морских ледяных полей в режиме реального времени. Перед разломом возникают физические процессы, которые можно рассматривать как ранние признаки/предвестники сжатия льдов, образования магистральной трещины и дальнейшей сдвиговой подвижки. Особо следует отметить явление циклических горизонтальных смещений льда, относящихся к классу автоколебательных процессов.

Параметры фоновых и экстремальных событий закладываются в описание алгоритма и создание программного обеспечения. Основная задача заключается в разработке технологии выделения из общего фона поступающей информации таких событий, которые ответственны за период времени перед сжатием и разломом, т.е. физико-механические признаки перед разрушением льда. При регистрации динамических процессов в короткие периоды времени (например, несколько часов работ на льду) необходимо учитывать локальные помехи, способные накладываться на полезные сигналы.

МЕТОДИКА МОНИТОРИНГА ДИНАМИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ПРИПАЙНОГО ЛЬДА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

Технология получения и обработки результатов натурных данных, полученных на припайных льдах Арктики, позволяет подойти к вопросу о создании метода краткосрочного прогнозирования разлома и отрыва припая. В данном методическом пособии показана возможность обрабатывать цифровые данные в режиме реального времени для выявления прогностических признаков и статистики экстремальных ледовых событий. Примером такого подхода являются результаты полевых инструментальных наблюдений параметров событий в системе лед — вода — берег в районе НИС «Ледовая база “Мыс Баранова”». Мониторинг осуществлялся с применением сейсмометрических методов (см. раздел 2).

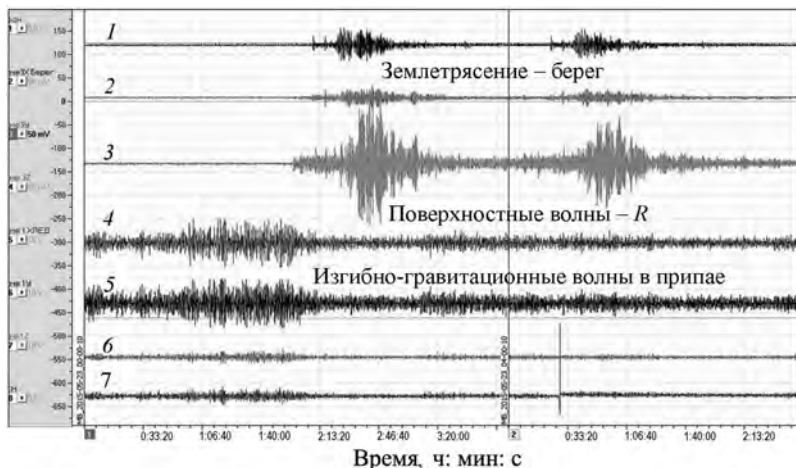


Рис. 4.1. Волновые процессы на побережье моря Лаптевых — записи изгибно-гравитационных волн в припае и от далекого землетрясения. 23 мая 2015 г. Сейсмометры на берегу: 1) X, 2) Y, 3) Z; сейсмометры на припае: 4) X, 5) Y, 6) Z; 7 — наклонномер. НИС «Ледовая база “Мыс Баранова”».

На рис. 4.1 представлена информация о масштабном событии, зафиксированном 23 мая 2015 г. на побережье моря Лаптевых. С помощью пространственной расстановки сейсмометров на берегу и на припае получены данные о колебаниях припая и о сейсмических волнах от далеких землетрясений. Землетрясения произошли с интервалом примерно четыре часа. Поляризация поверхностных сейсмических волн имела преимущественно вертикальное направление по компоненту сейсмометра 3 (Z). Важно отметить, что перед сигналами от землетрясения отмечался цуг изгибно-гравитационных волн в припае длительностью 60 минут.

Для ледового события, отмечавшегося 28 мая 2015 г. (рис. 4.2), характерно появление свободных гравитационных волн на поверхности моря Лаптевых длительностью 45 минут. Записи колебаний и наклонов льда отражают реакцию припая на внешнее воздействие, эпицентр которого находился на значительном расстоянии от ледовой базы.

Отмечается изменчивость амплитуды колебаний и частоты в течение всего процесса. Исходя из теории распространения волн зыби подобный факт можно рассматривать как свидетельство удаленного источника. Таким источником может быть обрушение обломков выводного ледника в море, переворачивание и воздействие на морское дно айсберга, короткие штормовые явления на открытой воде (например, в районе Сибирской

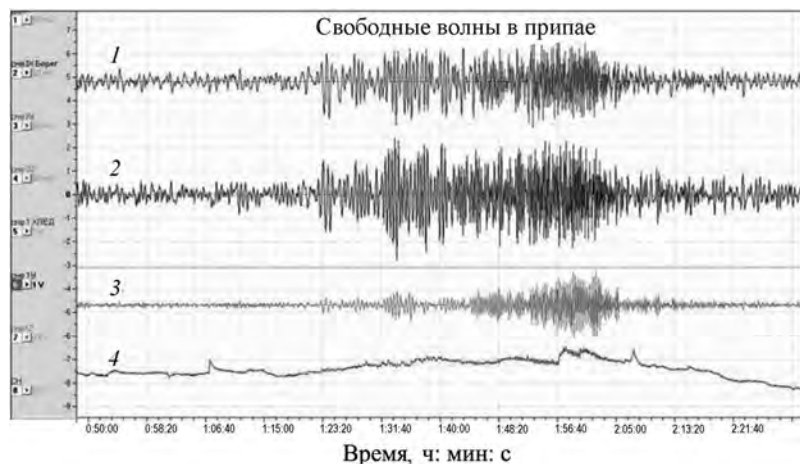


Рис. 4.2. Записи динамических колебаний и медленных наклонов льда припая в период возникновения свободных гравитационных волн в акватории, покрытой льдом. 28 мая 2015 г.

Сейсмометры на припае: 1 — X, 2 — Y, 3 — Z; 4 — наклономер.

полыни). Диаграммы поляризации колебаний припая в горизонтальной и вертикальной плоскости указывают на своеобразный характер колебаний в горизонтальной плоскости: на начальном этапе отмечаются кругообразные движения, в дальнейшем эллипс поляризации несколько уменьшается, оставаясь устойчивым по направлению на источник. Вид диаграммы поляризации колебаний припая в вертикальной плоскости пока недостаточно понятен: орбитальное движение льда в вертикальной и горизонтальной плоскости указывает на то, что зарегистрирован эффект преимущественного колебательного движения льда в горизонтальной плоскости.

Следует отметить разнообразный характер волновых процессов, связанных с землетрясениями. Можно предполагать, что на рис. 4.1 регистрируются процессы, связанные с землетрясением. Если это предположение подтвердится, то можно считать, что землетрясения могут служить спусковым механизмом разрушения многих ледовых образований: дрейфующих и припайных льдов, ледников и айсбергов. Накопление статистических данных позволит обнаружить новые закономерности ледовых и геофизических явлений, происходящих в акватории моря Лаптевых.

Примером таких закономерностей могут служить результаты наблюдений состояния припайного льда перед разрушением в весенне-летний период, когда проявляется связь не только с ветром, но и с приходящей зыбью с периодом до 18 с. На рис. 4.3 (см. цвет. вклейку) представлены колебательные процессы при изменчивости скорости ветра и температуры воздуха за период 4—5 июля 2016 г.

Важными показателями являются частота, интенсивность и длительность колебаний. Отмечаются продолжительные интенсивные колебания льда в диапазоне 0,05 — 0,15 Гц; максимальные значения колебательной скорости в горизонтальном направлении достигали 13 мм/с, в вертикальном направлении — до 5 мм/с. Наблюдается высокая связь интенсивности колебаний льда и скорости ветра. Интервалы между очагами повышенной интенсивности составляют около 4,5 часов; хорошо прослеживаются периодичность событий в течение нескольких суток. Основные расчетные параметры, характеризующие интенсивность колебаний за период около 23 часов (с 07 ч 29 мин 30 июня до 06 ч 40 мин 1 июля 2016 г.), составили: максимальные значения горизонтальных колебаний льда порядка 2 мм/с и вертикальных 0,5 мм/с.

На рис. 4.4 (см. цвет. вклейку) представлены графики вейвлет-преобразования вертикальных колебаний льда перед динамическими процессами разрушения припая в период 29 июня — 10 июля 2016 г. Обнаружено явление периодичности усиления сигналов в узкой полосе частотного спектра. Период цикличности ледовых событий составляет 4—5 часов.

Таким образом, каждый процесс имеет свой характерный отпечаток на графике вейвлет-преобразования, и его величина выражается яркостью соответствующего отпечатка, так что вся аналитическая информация представляется в наглядном для оперативной оценки виде. Интенсивность характеристик процессов, как правило, сильно различается, поэтому некоторые (протяженные во времени и небольшие по значению) изменения могут быть незаметны на фоне ярко выраженных, интенсивных явлений.

ВЫВОДЫ

Полученные данные о физико-механическом состоянии припайного льда на основе мониторинга его прочностных и динамических свойств способствуют разработке метода сбора данных о динамике припая, выводных ледников и процессов зарождения айсбергов. Чтобы извлечь из результатов исследования как можно больше полезной информации, необходимо выполнять обработку и анализ поступающих данных в несколько этапов, постепенно выявляя как наиболее явные, так и наименее значимые факторы и уничтожая их влияние на исследуемые данные.

Благодаря наглядности представления результатов в виде карты преобразования можно оперативно зафиксировать наиболее яркие события и сделать оповещение. Очевидно, что учитываются при этом не только кинематические характеристики, но и энергетические спектры колебаний и волн как во льду, так и грунте — в описанных случаях от айсбергов и землетрясений. Для описания алгоритма и создания программы выявления прогностических признаков сжатия и разрушения припая данная информация имеет приоритетное значение в системе прогнозирования экстремальных и опасных ледовых явлений. Следует считать приоритетными задачи обнаружения связи динамики припая и выводных ледников с образованием айсбергов и пропахиванием ими морского дна.

ПРИМЕР МОНИТОРИНГА ДИНАМИКИ ЛЕДНИКА И ОБРАЗОВАНИЯ АЙСБЕРГОВ

Настоящий раздел методического пособия способствует пониманию механики деформирования и разрушения не только ровных и деформированных ледяных полей, торосов и стамух, но и ледяных дрейфующих островов, выводных ледников и айсбергов, а также воздействия их на морское дно, берега и инженерные сооружения. На рис. 5.1 и 5.2 показаны реальные ситуации с ледяным дрейфующим островом и айсбергом на мели.

Основные понятия нестабильности режима ледников описываются терминами «ледниковые волны», «быстрые подвижки», «ледниковые паводки», «релаксационные автоколебания», «пульсации». Термин «пульсация» отражает главную особенность релаксационных колебаний ледников — их волновую природу и периодичность. Термин «подвижка» обозначает наиболее активную стадию пульсации, вызывающую ускоренное движение ледника. Описываемые пульсации ледников — это периодические колебания в масштабе всего ледника, отражающие его динамическую неустойчивость, которая управляется внешними факторами и реологическими свойствами ледника. На ледниках в одинаковых физико-географических условиях продолжительность циклов пульсации может быть различной. Подвижка пульсирующего ледника подготавливается постепенно в течение длительного времени. Это создает возможность прогнозирования начала очередной подвижки ледника, что имеет большое практическое значение, прежде всего, для организации мониторинга и прогнозирования времени и места зарождения айсбергов.

Сравнительный анализ механики ледниковых пульсаций необходим для выявления как общих признаков глыбовых пульсаций ледников, так и их локальных особенностей, что дает возможность создавать методы прогнозирования этих геофизических явлений в режиме реального времени.

Проведенные в летний период инструментальные исследования на леднике Норденшельда на архипелаге Шпицберген дали предварительные результаты о динамических эффектах в самом леднике и о возможности

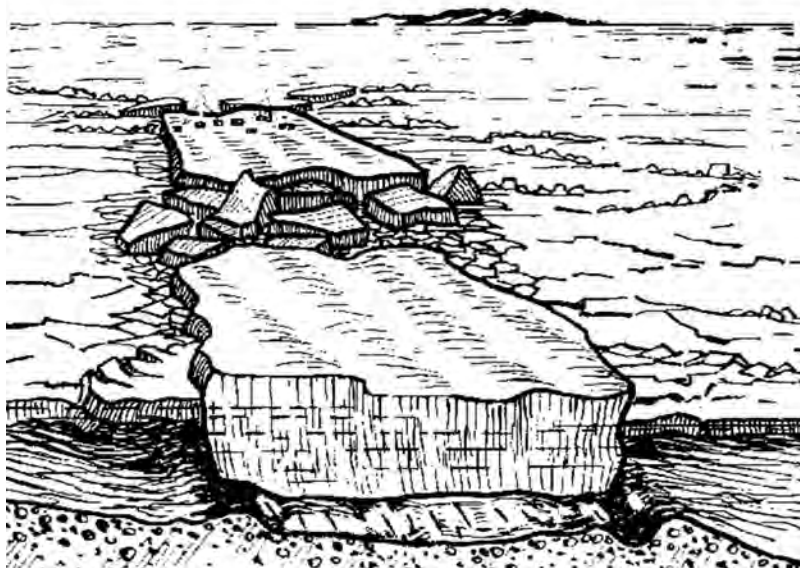


Рис. 5.1. Разрушение дрейфующего ледяного острова толщиной 28 м при воздействии на морское дно в море Лаптевых.
Дрейфующая станция СП-19, 1970 г. (рисунок А.М. Козловского).



Рис. 5.2. Столовый айсберг, сидящий на грунте на изобате 100 м.
Море Лаптевых, Северная Земля, 1 июня 2014 г. (фото В.А. Бородкина).

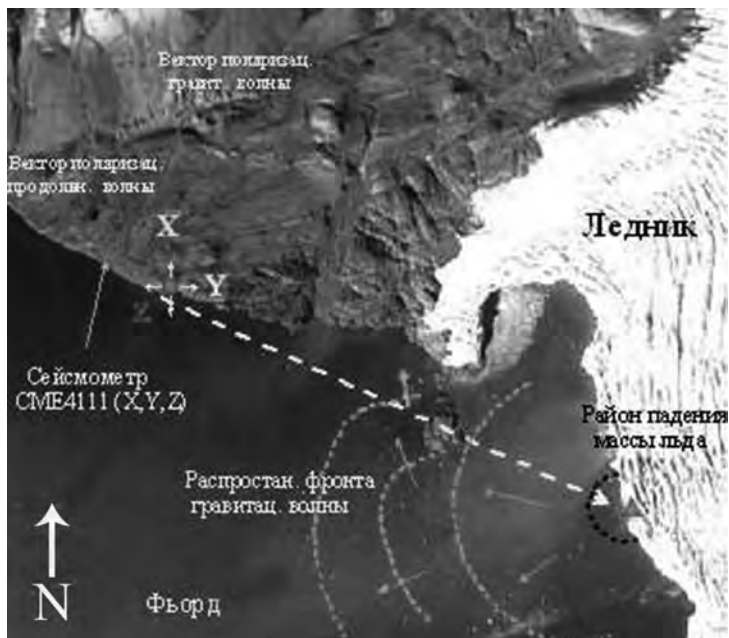


Рис. 5.3. Схема регистрации микросейсмических колебаний берегового грунта на основе фрагмента спутникового снимка ледника Норденшельда.

создания круглогодичного мониторинга состояния ледников и методики прогнозирования образования айсбергов. Синхронное увеличение уровня сейсмических колебаний берегового грунта в районе фронта ледника и колебаний его блоков указывает на масштабность ледовых процессов. Лед в месте контакте с ложем ледника достигает предельных напряжений на срез/сдвиг. Возникающие при этом импульсы упругих волн следуют через определенный интервал времени. Анализ результатов мониторинга показал, что в периоды активного движения ледника на его нижней границе происходит возбуждение упругих волн, поляризованных в горизонтальной плоскости. Связь между процессами движения ледника и сейсмической активностью прибрежной полосы устанавливается путем сопоставления и анализа изменения уровней синхронно зарегистрированных колебаний ледника и берегового грунта в широкой полосе частот.

На рис. 5.3 представлена схема регистрации микросейсмических колебаний берегового грунта около фронта ледника. На самом леднике сейсмометры регистрировали сигналы подвижек ледника и его блоков.

Показано, что спектрально-временная структура цугов колебаний, генерируемых в результате прерывистого скольжения блока льда вдоль границ со смежными блоками и на границе «основание ледника — ложе», указывает на дискретный характер динамики ледника. На рис. 5.4 (см. цвет. цклейку) показан фрагмент записи компонентов горизонтально поляризованных колебаний (X , Y) в диапазоне частот 0,07—5 Гц в период подвижки блока ледника и трехмерные спектры колебаний. Формирование узкополосного сигнала процессов происходит путем включения в сейсмометрический канал полосового фильтра, содержащего частоту автоколебаний в периоды смещения блоков ледника относительно друг друга.

Комплект принимающей и передающей аппаратуры «обслуживает» несколько аналогичных или других систем, расположенных в различных районах. Организация мониторинга около фронта ледника может быть реализована в нескольких вариантах:

- фиксация процессов отрыва обломков ледника при расположении системы контроля на грунте (датчики и передающая аппаратура) на расстоянии 2 км от фронта ледника;
- регистрация процессов в непосредственной близости от фронта — на расстоянии менее 100 м;
- контроль движения ледника с помощью наклономеров, установленных на грунте в районе фронта ледника.

Откол от основного массива ледника обломков и их падение возбуждают в донном грунте цуги волн, представляющих собой суперпозицию волн различной природы (рис. 5.5 и 5.6). Первый этап характеризуется вертикальным воздействием на поверхность залива падающих обломков льда и — в случае их контакта с дном — возбуждением в донном грунте упругих волн. На втором этапе в процессе движения водных масс и обломков ледника вдоль раздела дно — вода в пограничном слое возникает сложная система сил трения. Учитывая, что сила трения зависит от глубины водоема, скорости движения и концентрации обломков ледника в потоке, можно сделать предположение о наличии механизма генерации поверхностных упругих волн в донном грунте.

Таким образом, движение ледника носит прерывистый характер. Выявлено, что цикличность глобального смещения ледника соответствует периоду полусуточного земного прилива. Движение же блоков ледника происходит на микроуровне, т.е. смещения составляют от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Прерывистое скольжение происходит с периодом от 3—4 минут до нескольких часов. Медленное глобальное движение ледника к фиорду происходит при контакте льда и коренных

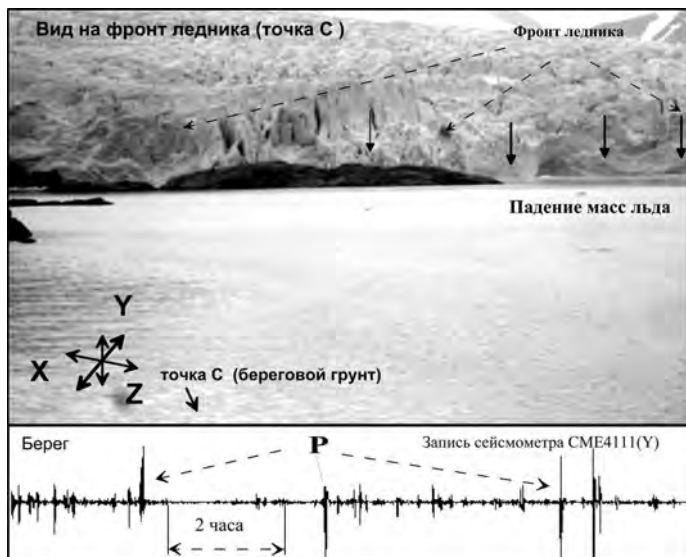


Рис. 5.5. Вид на фронт ледника Норденшельда из точки установки берегового сейсмометра.

Y — направление на фронт ледника; P — цуги колебаний, возбуждаемых процессами отрыва масс льда от ледника и их падением в акваторию фьорда.



Рис. 5.6. Обрушение обломка ледника Норденшельда в воды фьорда.

Фото sergeydolya.livejournal.com.

пород — это одно из звеньев геофизической автоколебательной системы, генерирующей периодические подвижки ледника. Процесс повторяется, пока действует сила тяжести, а условия контакта удовлетворяют автоколебательной системе. Импульсы упругих волн в леднике следуют через определенный интервал времени; во время сдвига излучаются упругие волны. Связь между процессами движения ледника и сейсмической активностью прибрежной полосы устанавливается путем сопоставления и анализа изменения уровней синхронно зарегистрированных колебаний ледника и берегового грунта в широкой полосе частот.

В настоящее время планируются натурные исследования для изучения выявленных процессов и связи их с другими геофизическими явлениями — приливами в земной коре, воздействием сейсмических волн как спусковых механизмов динамики льда, возникновением автоколебательных процессов, явлениями самоорганизации и самоподобия. Организация мониторинга с помощью измерительного комплекса с дистанционной передачей сигналов на основную базу описана в разделе 7.

При этом круглосуточно регистрировались следующие параметры: колебательная скорость и смещение блоков ледника; частотный спектр колебаний и волн в леднике; колебания и волны в скальном грунте побережья; интенсивность упругих волн при обрушении обломков ледника в море. Методика наблюдений предполагала размещение на леднике и на берегу сейсмометров и наклономеров: один сейсмометр на берегу и два других на леднике. Визуальный контроль интенсивности динамических процессов на леднике осуществлялся на мониторе измерительного комплекса. Первичные материалы включают в себя цифровые временные ряды динамических процессов трещинообразования и подвижек блоков ледника с дискретностью 100 Гц. Регистрация параметров динамических процессов в системе ледник — берег — вода, накопление и первичная обработка поступающих по радиоканалам сигналов осуществлялись с помощью персонального компьютера.

ВЫВОДЫ

Изучение взаимосвязи между характером процессов различного масштаба в системе атмосфера — ледник — грунт является очередным этапом совершенствования моделей динамического поведения ледников, разрушения припайного льда, воздействия сейсмических волн и других океанологических процессов, используемых как в задачах погоды и климата, так и при изучении природы явлений локального и геофизического масштабов.

МЕТОДЫ ОЦЕНКИ ПРОЧНОСТИ ЛЕДЯНЫХ ПОЛЕЙ И ЛЕДОВЫХ НАГРУЗОК ПРИ СЖАТИИ И УДАРНОМ ВОЗДЕЙСТВИИ

6.1. КРУПНОМАСШТАБНЫЕ ИСПЫТАНИЯ ПРОЧНОСТИ ЛЬДА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ЛЕДОКОЛА

Характеристики крупномасштабной прочности льда в натуральных условиях обуславливают образование трещин и разломов в ледяных образованиях. Подходы к мониторингу физико-механического состояния льда и данные о его текущих параметрах позволяют создать алгоритм обработки данных, учитывающий не только динамику и краткосрочное прогнозирование состояния льда, но и масштабные свойства кристаллической структуры и прочностные характеристики ледяного поля. Для оценки характеристик прочности полей ровного льда при изгибе проводятся крупномасштабные эксперименты по созданию в ледяном поле свободной гравитационной волны, вызывающей изгибные деформации и напряжения в ледяной пластине (Корнишин и др., 2016).

На рис. 6.1—6.3 показаны рабочие моменты и представлены основные результаты эксперимента с использованием ледокола. При проведении экспериментов использовались наклономер, ледовый кольцевой деформометр, трехкомпонентные сейсмометры/велосиметры СМЕ-4111LT. Значения вертикального ускорения форштевня ледокола при ломке льда достигали 16 см/с^2 . Изгибно-гравитационная волна распространялась на сотни метров.

На ледяной покров приборы устанавливались в линию по ходу движения судна на двух пикетах. По данным измерений толщины льда и его физических характеристик, произведенных перед экспериментами, толщина льда составляла от 61 до 68 см, средняя температура верхней поверхности льда $-6,8 \text{ }^\circ\text{C}$, соленость 5,77 ‰, средняя плотность 939 кг/м^3 .

Дополнительные измерения по профилю измерительного полигона с помощью скважинного зонд-индентора показали, что локальная прочность ровного льда неоднородно распределяется по площади ледяного по-

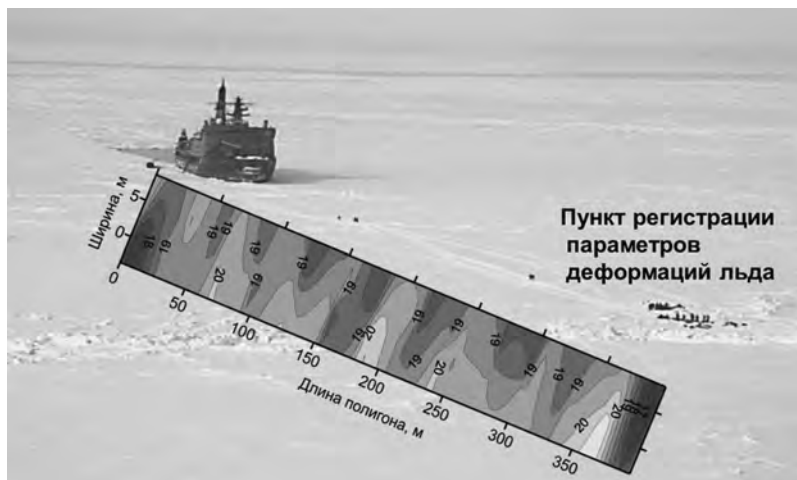


Рис. 6.1. Общий вид участка ледяного поля при проведении крупномасштабного эксперимента с использованием ледокола «Ямал». Карское море, 23 мая.



Рис. 6.2. Рабочий момент размещения измерительного оборудования в пункте регистрации.

1 — сейсмометр, 2 — наклономер, 3 — деформометр, 4 — регистратор, 5 — набор аккумуляторов.

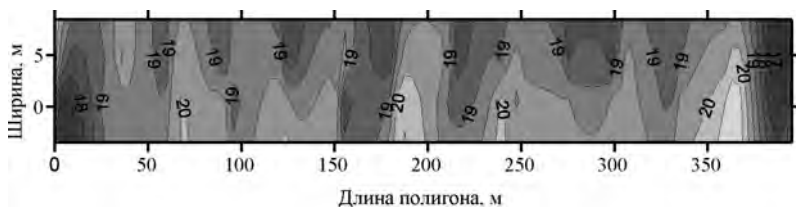


Рис. 6.3. Пространственная неоднородность средней локальной прочности (МПа) при проведении крупномасштабного эксперимента.

крова и может существенно различаться даже на небольшом расстоянии (рис 6.3). Из рисунка видно, что на ровном льду почти по всей длине маршрута локальная прочность льда на сжатие мало изменялась и ее значения находились в пределах 19 — 20 МПа.

Ледокол двигался в ледяном поле с остановками через каждые 20 м, создавая изгибно-гравитационную волну, которая распространялась на сотни метров от остановившегося после разлома ледокола. В результате регистрировались следующие параметры: момент разрушения кромки льда изгибом параметры распространения волны — фазовая скорость, период и длина волны. По этим параметрам определялись нормальные напряжения сжатия — растяжения по сечению ледяной пластины. Эти напряжения при большой крутизне волны вызвали образование сквозной трещины, параметры которой в верхнем слое ледяного поля регистрировались сейсмометром, наклономером и деформометром.

На рис. 6.4 показана запись процесса деформирования ледяного поля волной от сейсмометров и наклономеров в двух точках. Получаемые параметры волновых процессов, сопровождаемых деформациями изгиба ледяного поля, дают возможность оценить разрушающие напряжения в сечении ледяной пластины.

Механика деформирования и разрушения ледяных полей при крупномасштабных испытаниях прочности льда с помощью ледокола характеризуется модулями упругости и модулями деформации, относительными деформациями и нормальными напряжениями в слое ледяного поля при изгибе. Модуль упругости ледяного поля для критического значения периода свободных колебаний определяется по формуле (Хейсин, 1968)

$$E = \frac{12(1-\mu^2)\rho_1 g^4}{h^2} \left(\frac{T}{2\pi} \right)^6,$$

где μ — коэффициент Пуассона, ρ_1 — плотность льда, g — ускорение свободного падения, T — критическое значение периода колебаний льда, h — средняя толщина льда.

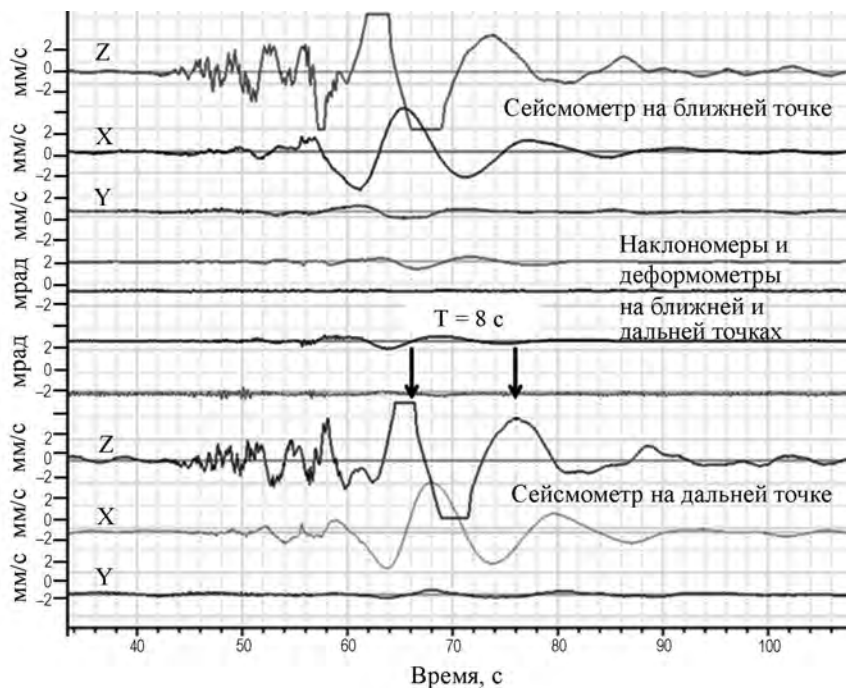


Рис. 6.4. Типичная запись изгибно-гравитационной волны во время разлома льда ледоколом.

По данным экспериментов в экспедиции «Кара-2015» при толщине льда от 0,6 до 1,5 м получены значения следующих деформационных характеристик льда: фазовой скорости волны, периода максимальных колебаний льда, длины волны, модуля упругости ледяного поля, максимальной амплитуды вертикального смещения в волне, максимальных относительных деформаций.

Максимальное напряжения сжатия σ_x в верхнем слое льда во впадине волны или максимальное напряжения растяжения в верхнем слое льда на гребне описываются формулой

$$\sigma_x = \varepsilon_x E = \frac{\pi h E}{\lambda(1 - \mu^2)} \varphi_0 = \frac{h E \kappa^2}{2} z_0,$$

где κ — волновое число: $\kappa = 2\pi/\lambda$; ε_x — относительная деформация в слое льда.

Расчет характеристик параметров волн для масштабных экспериментов показал следующее. Максимальное значение модуля упругости со-

ставило $5 \cdot 10^3$ МПа. Максимальное значение напряжения в верхнем слое льда не превышало 95 кПа.

Известно, что характеристика прочности ледяного поля на изгиб рассчитывается как индекс прочности льда, так как при изгибе в нем возникают деформации сжатия/растяжения в нижних и верхних слоях соответственно, а также сдвиг по слоям. Форма эпюры деформаций и напряжений изменяется в зависимости от напряженно-деформированного состояния, зависящего от динамики развития деформаций и возникновения трещины. Эти положения положены в основу крупномасштабного метода испытаний прочности ледяного поля на изгиб.

В результате проведения четырех крупномасштабных экспериментов получены значения напряжений сжатия/растяжения в диапазоне от 15 до 130 кПа. На рис. 6.5 представлена сравнительная диаграмма изгибной прочности в зависимости от площади излома по сечению ледяной пластины при изгибе для трех видов испытаний.

Первый вид испытания — это определение средней по толщине льда прочности круглых пластин толщиной 1,7—2,0 см и диаметром 14 см. Как правило, круглые пластины разрушаются на 2—4 сектора, поэтому площадь излома при данном виде испытаний принимается равной 24—56 см².

Второй вид — это разрушение консольных балок на плаву. Площадь излома равняется произведению ширины консоли на толщину льда в месте разрушения.

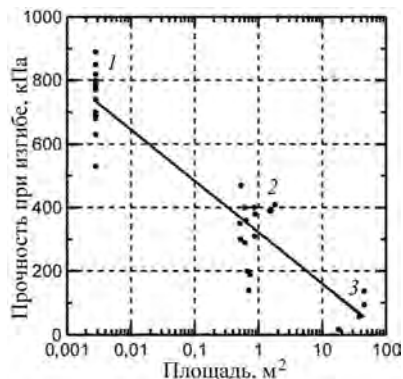


Рис. 6.5. Прочность при изгибе морского льда

по данным экспедиции «Кара-зима-2015» (Корнишин и др., 2016).

1 — средняя по толщине льда прочность при изгибе круглых пластин, 2 — прочность при изгибе консольных балок, 3 — напряжение в верхнем слое ледяного поля при проведении четырех крупномасштабных экспериментов.

Третий вид — это определение напряжений в ровном ледяном поле при его изломе свободной гравитационной волной (крупномасштабный эксперимент). В этом случае площадь излома рассчитывается как произведение ширины создаваемого ледоколом канала (примерно равной ширине ледокола) на толщину льда.

Испытания круглых пластин и консольных балок проводились на тех же участках, на которых проводился крупномасштабный эксперимент. Из рис. 6.5 видно, что изгибная прочность (предельные напряжения при сжатии/растяжении слоя ледяного поля при изгибе) значительно меньше прочности образцов и ледяной консоли на изгиб. Полученные оценки параметров натурных экспериментов можно использовать для определения нормальных напряжений сжатия — растяжения в слое ледяного поля при его деформировании изгибом с тем, чтобы подойти к вопросу оценки прочности ледяного поля на изгиб. Среднее напряжение сжатия — растяжения при изгибе ледяного поля волной достигало 50 кПа, т.е. было значительно меньше по сравнению с изгибной прочностью ледяной консоли на плаву.

Следует отметить, что данные оценки носят поисковый характер, и потребуются дополнительные эксперименты и анализ результатов для соответствующего пересчета напряжений изгиба в масштабную прочность ледяного поля. Можно ожидать, что вследствие масштабного эффекта крупномасштабная прочность ледяного поля на изгиб будет существенно меньше принимаемых в настоящее время расчетных значений по нормативным документам. Подобный вывод предполагает получение в дальнейшем диаграммы зависимости изгибной прочности от площади взаимодействия, т.е. подобной диаграммы зависимости прочности на сжатие от площади контакта льда с препятствием (см. рис. 1.1).

6.2. ОПЫТ МОНИТОРИНГА ДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ДЛЯ ОЦЕНКИ ЛЕДОВЫХ НАГРУЗОК НА СООРУЖЕНИЕ

Силовое взаимодействие во льдах используется для определения ледовых нагрузок на инженерные сооружения. Основными физико-механическими характеристиками при этом являются непосредственные сбросы деформаций и напряжений, наблюдаемые при образовании трещин или сдвигов в ледяном поле. На рис. 6.6 и 6.7 показаны моменты, когда запись сбросов напряжений и деформаций в ледяном покрове производилась при пространственной расстановке приборов с интервалом до 200 м.

Собственно сбросы всегда сопровождаются быстрой деформацией растяжения. Процесс сброса отмечается всеми приборами без заметного временного сдвига, т.е. лед разгружается на значительной площади прак-

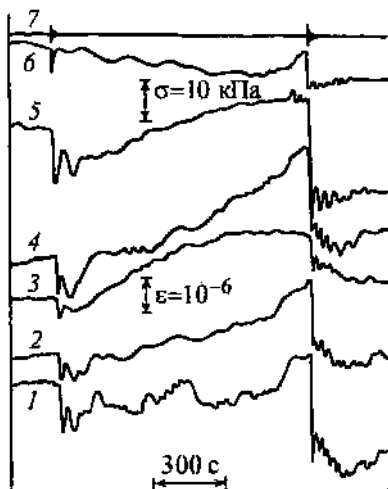


Рис. 6.6. Запись сброса напряжений и деформаций в ледяном покрове при пространственной расстановке приборов.

1—4 — деформометры (ϵ — масштаб деформаций); 5, 6 — датчики напряжений (σ — масштаб напряжений); 7 — сейсмометр.

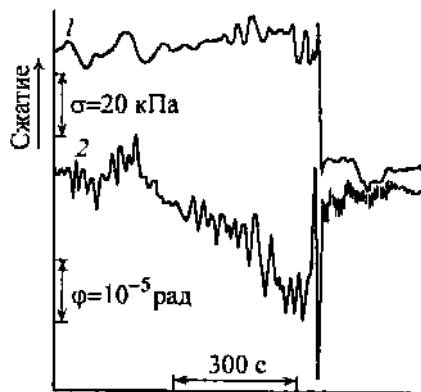


Рис. 6.7. Запись сброса напряжений и наклонов льда в случае установки приборов в одной точке.

1 — датчик напряжений, 2 — наклономер.

тически мгновенно. Как правило, разгрузка массива льда от напряжений осуществляется серией сбросов. Для оценки разгружаемых напряжений $\Delta\sigma$ во льду можно воспользоваться соотношением $\Delta\sigma = \Delta\epsilon E$, где E — модуль упругости льда. При $\Delta\epsilon = 78 \cdot 10^{-7}$ и $E = 4 \cdot 10^3$ МПа сброс напряжений составляет $\Delta\sigma = 30$ кПа. Отмечено, что сбросу напряжений предшествует длительный наклон ледяного поля. Диапазон периода флуктуации относительных деформаций колеблется от единиц секунд до нескольких суток. При определенных условиях в ледяном покрове отмечаются сбросы напряжений — резкие изменения хода напряжений ледяного поля. Максимальное зафиксированное значение сброса не превышало 40 кПа.

Мониторинг состояния припайного льда дает возможность не только фиксировать процессы сжатия и торошения, детально изучить механику деформирования и разрушения льда, но и оценивать ледовые нагрузки на инженерные сооружения. Впервые такие работы были выполнены на буровой платформе «Севастополь» в Печорском море в 1983 г. с целью оценки ледовых нагрузок на борт судна, стоящего на морском дне. Геометрические характеристики льда в окрестности буровой платформы значи-

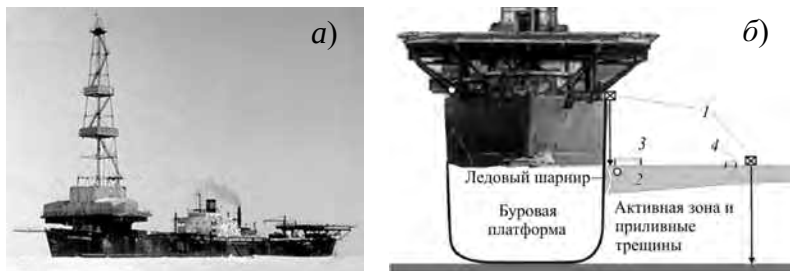


Рис. 6.8. Буровая платформа «Севастополь» (а) и схема размещения измерительных приборов в активной зоне воздействия льда на буровую платформу (б). Печорское море, 1983 г. (Смирнов и др., 1983).

1 — ледовые волнографы, 2 — датчик напряжений, 3 — штанговый деформометр, 4 — кольцевой деформометр.

тельно отличались от характеристик всего припая. Вследствие приливной динамики и ветровых нагонов около платформы образовалось семейство концентрических и радиальных приливных трещин — активная зона. Через активную зону передаются силовые воздействия от ненарушенного припая, внутри зоны возникают вертикальные и горизонтальные усилия за счет приливной и ветровой динамики. Таким образом, активная зона является промежуточным элементом взаимодействия сооружения и припая и ограничена приливными трещинами у борта платформы и на удалении 10—15 м (рис. 6.8).

При организации измерений основное внимание уделяется изучению динамических процессов в области контакта льда со стенкой платформы и в районе приливной трещины у границы ненарушенного льда. Измерения колебаний уровня поверхности льда позволяют получать важную информацию о состоянии активной зоны и ее реакции на гидрометеорологические процессы, а также выделить основные формы воздействия льда на платформу. До ветрового нагона под действием низкой температуры и малой изменчивости уровня поверхности моря в области контакта образуется своеобразный ледяной шарнир. С началом ветрового нагона шарнир разрушается, и после этого приливная динамика на поверхности контакта обусловлена силами трения и становится в основном фрикционной. Анализ низкочастотной составляющей колебаний показал, что в период ветрового нагона общий прирост толщины льда у борта платформы составил около 40 см при средней скорости нарастания 6—8 см в сутки. При этом нарастание льда происходит в основном сверху за счет поступления морской воды на поверхность через приливные трещины.

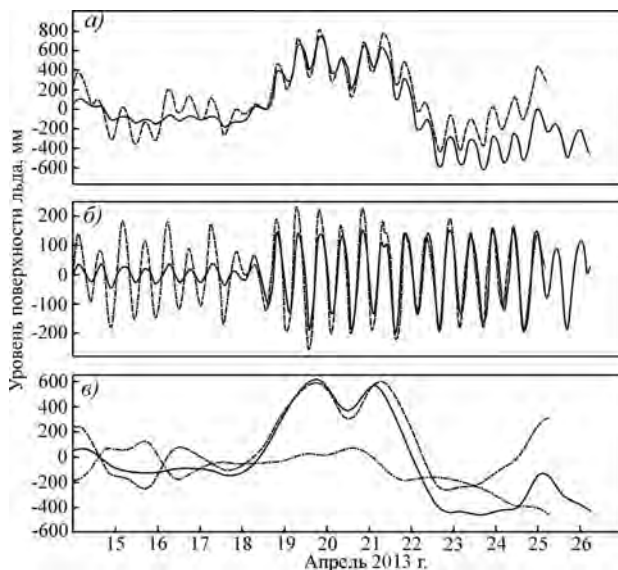


Рис. 6.9. Колебания уровня поверхности льда у борта платформы (1) и у второй приливной трещины (2). Печорское море, 1983 г.

a — исходные данные, *б* — приливные компоненты, *в* — неприливные компоненты и их раз-
ница (штрихпунктирная кривая).

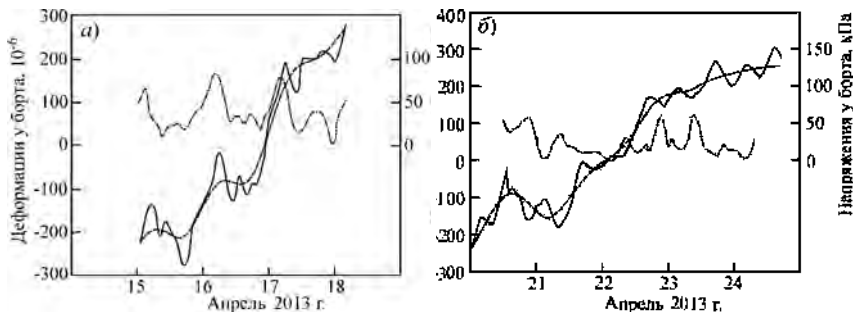


Рис. 6.10. Деформации и напряжения во льду у борта платформы (штрихпунктирная кривая) и у приливной трещины (штриховая кривая), а также осредненная величина (сплошная кривая).

a — шарнирные условия на контакте, *б* — фрикционные условия.

Фрагменты записей напряжений и деформаций показывают развитие динамических процессов во льду, когда в области контакта действуют механизмы шарнирного и фрикционного типа соответственно (рис. 6.9 и 6.10). Для первого этапа измерений характерно преобладание

суточных пиков напряжений с амплитудой около 60 кПа, в то время как на втором этапе преобладают полусуточные пики напряжений с амплитудой около 40 кПа. Сравнение двух различных механизмов взаимодействия показывает, что интенсивность напряжений и соответствующие оценки ледовых нагрузок на платформу несколько больше в случае шарнирного механизма, так как он имеет меньше степеней свободы и является более жестким.

Анализ записей позволил определить пиковые значения напряжений, а также оценить их распределение по толщине льда. На основании этих данных были рассчитаны среднее значение давления льда в зоне контакта, а также пиковые значения погонных и глобальных ледовых нагрузок на платформу. Кроме того, данные измерений позволили установить, что в зоне взаимодействия имеет место упруго-пластическое деформирование льда. Это позволило получить оценки эффективного модуля упругости льда, порога его текучести и скорости пластического деформирования. Анализ механики льда в области контакта с буровой платформой показал, что максимальные измеренные напряжения близки к пределу текучести льда и являются максимальными. По оценкам, глобальные ледовые нагрузки, которые возникают при штормовых условиях, составляли около 15 МН.

6.3. УДАРНОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ ДРЕЙФУЮЩИХ ЛЬДИН НА ИСКУССТВЕННЫЙ ОСТРОВ

Оценка ледовой нагрузки при ударном воздействии на искусственный остров производится на основании закона сохранения количества движения по формуле

$$m\Delta V = \sum F_i \Delta t,$$

где Δt — продолжительность воздействия при ударе, ΔV — изменение скорости движения льдины за интервал Δt , $\sum F_i$ — результирующая действующих сил, m — масса льдины.

Для оценки продолжительности ударного воздействия разработан метод, который использовался на шельфе о. Сахалин. Работы производились на искусственном острове в проливе Невельского, где дрейфующий лед воздействовал на участок шпунтового ограждения насыпного острова (рис. 6.11). Непосредственно за шпунтовым ограждением на грунте были установлены два сейсмометра (Z и X), которые регистрировали колебания, возникающие при ударах льдины о шпунтовое ограждение (рис. 6.12 и 6.13). Одновременно определялись размеры и скорость движения льдины.



Рис.6.11. Динамика льда около насыпного острова (диаметр 90 метров) в проливе Невельского.

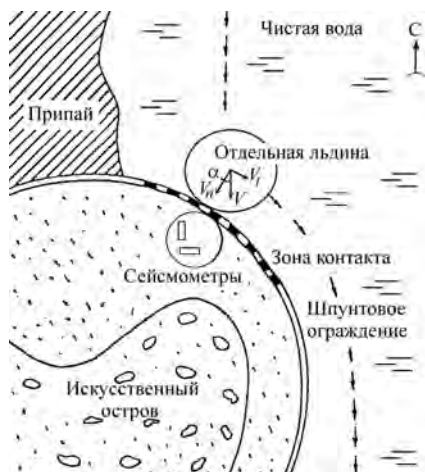


Рис. 6.12. Схема взаимодействия дрейфующих льдин со шпунтовым ограждением насыпного острова.

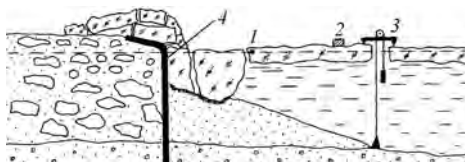


Рис. 6.13. Схема расположения измерительных приборов во льду и на острове.

1 — сферический датчик напряжений; 2 — базовый пикет (установлены два сферических датчика напряжений и два линейных деформометра); 3 — ледовый волнограф; 4 — шпунтовое ограждение.

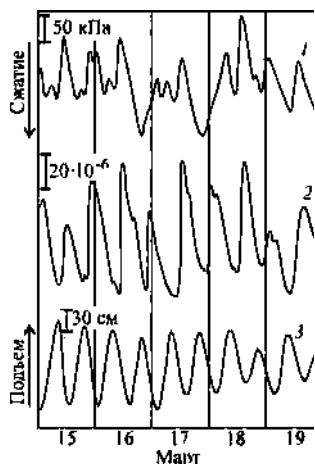


Рис. 6.14. Временной ход напряжений, деформаций льда и приливных колебаний уровня моря.

a — напряжения, *б* — деформации, *в* — приливные колебания.

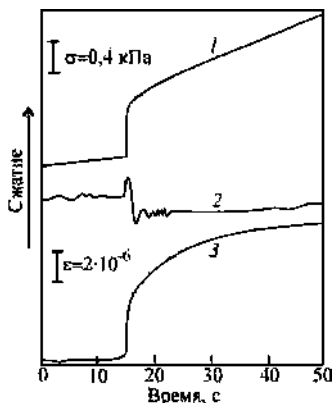


Рис. 6.15. Записи напряжений (*a*) и деформаций (*б*, *в*) во льду при динамических воздействиях.

a и *в* — направление перпендикулярно приливной трещине, *б* — вдоль приливной трещины; σ — масштаб напряжений во льду; ε — масштаб деформаций во льду.

Воздействие льда на искусственный остров определялось приливными полусуточными изменениями уровня моря (рис. 6.14). Величина прилива достигала 1,2 м.

Первая приливная трещина отделяла припай от навала льда на остров с его восточной стороны. При отливе наблюдался заметный изгиб льда между приливными трещинами. Иногда наблюдались срывы края припая и его частичное обрушение, что фиксировалось датчиками напряжений (рис. 6.14 и 6.15).

При подъеме уровня наблюдались деформации сжатия льда в направлении запад — восток. Деформации вдоль пролива (направление север — юг) происходили в противофазе и имели меньшую амплитуду. Деформирование в этом направлении имело более сложный характер и было связано с наложением приливных течений на постоянное течение в проливе Невельского. Было отмечено, что прилив сопровождался течением в северном направлении, а отлив — в южном. При этом северное приливное течение существовало около четырех часов, а южное — около семи часов.

Течения вдоль восточного края острова создавали значительные сдвиговые нагрузки и приводили к деформированию льда. Это подтвер-

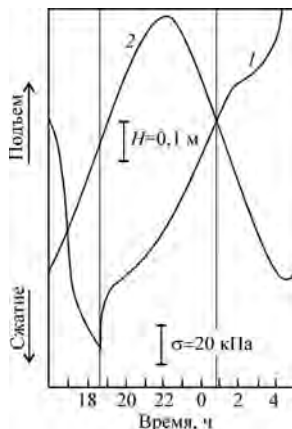


Рис. 6.16. Временной ход напряжения во льду вблизи приливной трещины при изменении уровня моря.

1 — напряжение во льду, 2 — колебание уровня моря; H — масштаб колебаний уровня моря, σ — масштаб напряжений во льду.

дилось образованием поперечной трещины в массиве льда. Напряжение растяжения в ледяном массиве составило 100 кПа.

Кроме деформаций льда, связанных с колебаниями уровня, зарегистрированы резкие скачки напряжений и деформаций на сжатие в направлении острова (рис. 6.16 и 6.17). Импульсы сжатия появлялись во время нарастания скорости отлива и регистрировались датчиком напряжений, установленным на базовом пикете. Датчик, установленный у приливной трещины, фиксировал скачки напряжений сжатия в моменты максимальной скорости прилива. Импульсы сжатия были связаны с механическим взаимодействием участков льда, заключенных между приливными трещинами, и вызывали дополнительное силовое воздействие на остров.

Величина прилива изменилась за период наблюдений от 0,6 до 1,6 м. Напряжения составляли 20 — 170 кПа, а линейные нагрузки — от 30 до 210 кН/м.

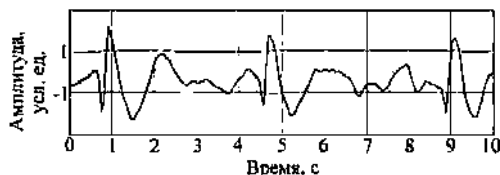


Рис. 6.17. Пример записи импульсов реакции острова на удары дрейфующих льдин.

Анализ записей сейсмометров позволил выделить более 100 ударных импульсов в течение суток, когда в проливе имело место интенсивное движение дрейфующего льда под действием штормового ветра и прилива. Установлено, что среднее значение продолжительности удара составляло 0,34 с. Расчет силы удара дрейфующей льдины диаметром 10 м по шпунтовому ограждению острова при скорости дрейфа 0,4 м/с составил 85 кН в предположении лобового удара. Анализ нелобового удара, выполненный с учетом закона сохранения момента количества движения, показал, что влияние трictionных сил в области контакта при ударном взаимодействии незначительно. Для расчета нормальной ударной нагрузки F_n при времени удара Δt можно использовать формулу

$$F_n = mV \cdot \cos^2(\alpha) / \Delta t.$$

При изменении от 0 до 45° интенсивность ударной нагрузки уменьшается на 15—30 %.

ВЫВОДЫ

Методическое описание результатов натурного моделирования процессов деформирования и разрушения морского ледяного поля с целью определения прочности льда на изгиб существенно изменяет представления о прочности, реализуемой в реальных условиях разрушения льда на наклонной грани сооружения. Мониторинг динамических процессов в припайном льду дает возможность не только фиксировать процессы сжатия и торошения, оценивать силы ледового взаимодействия, но и определять ледовые нагрузки на инженерные сооружения. Выполненные работы по воздействию льда на буровую платформу в Печорском море, а также на сахалинском шельфе являются пионерскими. Результаты применения методики измерения параметров льда на контакте с сооружением могут способствовать решению подобных задач на арктическом шельфе.

ИЗМЕРИТЕЛЬНАЯ СИСТЕМА ДЛЯ МОНИТОРИНГА ДИНАМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК

7.1. ОПИСАНИЕ ИЗМЕРИТЕЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

Измерительный комплекс для мониторинга динамических характеристик физико-механического состояния льда состоит из трех полевых станций, одной базовой станции сбора и обработки данных и одного ретранслятора радиоканала (рис. 7.1). Комплекс предназначен для регистрации текущих динамических характеристик физико-механического состояния льда. В режиме реального времени производятся регистрация и отображение на базовой станции таких физических параметров, как скорость перемещения и наклон

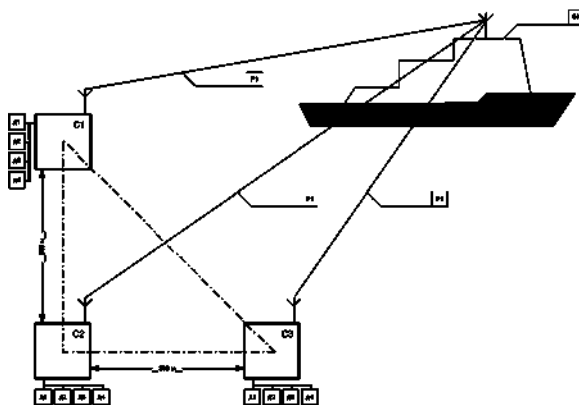


Рис. 7.1. Принципиальная схема измерительной системы.

1, 2, 3 — три полевых модуля сбора и передачи данных с набором датчиков: 6 — датчик-сейсмометр, 7 — датчик-наклономер, 8 — датчик-деформометр, 9 — датчик напряжений во льду; 4 — базовая станция сбора и обработки данных, расположенная на суше или на судне; 5 — радиоканалы передачи данных на базовую станцию 4.

поверхности льда, частотный спектр колебаний во льду, колебания в береговом скальном грунте и ледниках, интенсивность упругих волн при обрушении обломков ледника в море и зарождении айсбергов.

Передача данных между мобильными полевыми станциями и базовой станцией сбора и обработки данных производится по радиоканалу. Радиоканал устойчиво работоспособен на расстоянии не менее 1000 м прямой радиовидимости между антеннами базовой станции и мобильной полевой сеймостанции. При наличии препятствий на пути распространения радиосигнала и неустойчивой работе радиоканала применяется ретранслятор радиоканала, повышающий дальность действия радиоканала на расстояние более 5000 м прямой радиовидимости.

Полевая станция состоит из следующего набора компонентов, объединенных в одну систему и соединяемых при помощи электрических шнуров и соответствующих разъемов:

- модуль регистрации и передачи данных;
- массив основных датчиков;
- сейсмометр трехкомпонентный СМЕ-4311;
- наклонномер двухкомпонентный ИН-ДЗА-360;
- кольцевой деформометр;
- датчик напряжений во льду;
- модуль питания с набором свинцово-кислотных аккумуляторов;
- набор антенн для подключения по радиоканалу, а также для приема сигнала GPS;
- управляющий защищенный ноутбук.

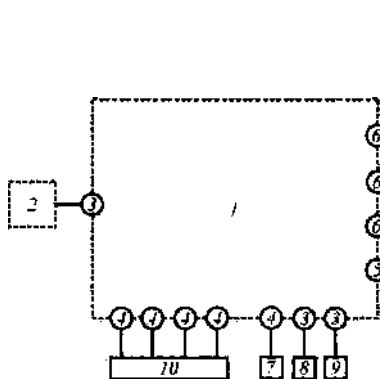


Рис. 7.2. Блок-схема модуля регистрации и передачи данных.

Усл. обозначения см. табл. 7.1.

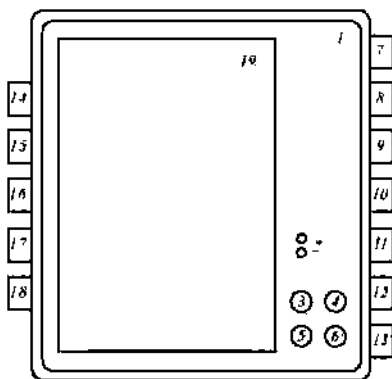


Рис. 7.3. Модуль регистрации и передачи данных (вид сверху).

Усл. обозначения см. табл. 7.1.

Полевая станция состоит из набора объединенных в одну систему компонентов, соединяемых при помощи электрических шнуров и соответствующих разъемов (табл. 7.1 и 7.2).

Таблица 7.1

Состав модуля регистрации и передачи данных

- 1 Приборная панель
- 2 Люк для визуального контроля работы регистратора
- 3 Выключатель питания основного радиоканала
- 4 Выключатель питания дополнительного радиоканала
- 5 Выключатель питания основного регистратора
- 6 Выключатель питания дополнительного регистратора
- 7 Разъем подключения сейсмометра СМЕ-4311 к основному регистратору
- 8 Разъем подключения каналов к дополнительному регистратору
- 9 Разъем подключения накломера ИН-ДЗА-360 к основному регистратору
- 10 Разъем подключения кольцевого деформометра к основному регистратору
- 11 Разъем подключения каналов к дополнительному регистратору
- 12 Разъем подключения каналов к дополнительному регистратору
- 13 Зарезервировано
- 14 Разъем подключения питания 220 В переменного тока
- 15 Разъем подключения питания 12 В постоянного тока
- 16 ВЧ разъем подключения антенны основного радиоканала
- 17 ВЧ разъем подключения антенны дополнительного радиоканала
- 18 Разъем подключения GPS антенны
- 19 Зарезервировано
- 20 Защищенный ноутбук PANASONIC-CF31 для настройки сеймостанции и рабочей калировки датчиков

Таблица 7.2

Технические параметры полевой станции

Число основных каналов	6
Разрядность данных	24 бит
Тип входов	Дифференциальный
Входной импеданс	40 кОм / 4700 пФ
Частота дискретизации	100 — 4000 Гц
Коэффициент усиления с входного сигнала	1, 2, 4, 8, 16, 32, 64
Макс входное напряжение (дифф.) при $G = 1$	$\pm 2,5$ ($\pm 12,5$ с аппаратным делителем)
Коэффициент преобразования	
при $G = 1$	303,7 нВ/дискр. $\pm 0,4$ %
при $G = 16$	19,05 нВ/дискр. ± 1 %
Шум, приведенный ко входу:	
при $G = 1$, $FD = 100$	$> 21,5$ мкВ
при $G = 1$, $FD = 1000$	$> 21,0$ мкВ
при $G = 16$, $FD = 100$	$> 21,0$ мкВ

Число эффективных разрядов	
при $G = 1, FD = 100$	> 21,5 бит
при $G = 1, FD = 1000$	> 21,0 бит
при $G = 16, FD = 100$	> 21,0 бит
Стабильность частоты внутреннего генератора ($-20 \dots +60$ °C)	$\pm 3 \cdot 10^{-7}$
Точность привязки времени GPS	± 1 мкс
Частота регистрации координат станции	Не более 1 Гц
Число дополнительных каналов	16 шт.
Разрядность данных	16 бит
Тип входов	Дифференциальный
Входное сопротивление	Не менее 10 МОм
Максимальная частота FD	200 кГц
Защита входов	± 30 В
Эффективная разрядность	13,3 бит
Точность привязки времени GPS	± 2 мкс
Число входов — основные каналы	2 шт.
Тип разъема	FQ24-10Z
Число входов — дополнительные каналы	5
Тип разъема	FQ18-7Z
Диапазон рабочих температур	$-40 \dots 60$ °C
Класс защиты полевой сейсмостанции с закрытой крышкой	IP68
Вес мобильной полевой сейсмостанции без АКБ	12 кг
Внешний размер корпуса	487×403×194 мм
<i>Радиоканал</i>	
Дальность передачи по основному радиоканалу	Не менее 1000 м прямой радиовидимости
Скорость передачи по основному радиоканалу	Не менее 360 кБ/с
Диаграмма направленности антенны основного радиоканала	360°, Omni
Усиление антенны основного радиоканала	4 дБ
Дальность передачи по дополнительному радиоканалу	Не менее 300 м
Скорость передачи по дополнительному радиоканалу	Не менее 54 МБ/с
Диаграмма направленности антенны дополнительного радиоканала	360°, Omni
Усиление антенны дополнительного радиоканала	5 дБ

Полевая станция предназначена для непосредственного измерения динамических параметров измеряемой системы при помощи массива датчиков. Датчики подключены к модулю регистрации и передачи данных. Модуль регистрации позволяет осуществлять временное хранение данных, а также передачу их на базовую станцию в режиме реального вре-

мени. Полевая станция работает от автономного источника питания, представленного в виде свинцово-кислотной аккумуляторной батареи.

Описание массива датчиков и их технические характеристики приведены в табл. 7.3.

Таблица 7.3

Технические параметры датчиков

Сейсмометр СМЕ-4311

Полоса частот, Гц	0,016 — 60 Гц
Коэффициент преобразования	2000 В (м/с)
Число ортогональных компонентов	3
Максимальный выходной сигнал	±15 В (±3,75 мм/с)
Допустимый наклон при установке	±15 °
Температурный диапазон	—40 ... 55 °С
Габариты	180×140 мм
Вес	4,6 кг
Питание	12 В
Потребление	27 мА
Входное сопротивление	2500 ом
Тип разъема для подключения кабеля	РС-10

Наклономер ИН-ДЗА-360

Диапазон измерений	±360 угл. с
Коэффициент преобразования	10
Пределы допускаемой основной относительной погрешности измерений угла наклона	±0,2 % от диапазона
Предельное значение собственного дрейфа нуля,	±0,3 % от диапазона измерений
Пределы допускаемой дополнительной погрешности, вызванная изменением температуры на 1 °С	±0,005 % от диапазона измерений
Температурный дрейф нуля вызванный изменением температуры на 1 °С	±0,005 % от диапазона измерений
Рабочий температурный диапазон измерителей с аналоговым выходом	—30 ... 50 °С
Угол между радиальными измерительными осями преобразователя,	90 ± 1°
Пылевлагозащищенность, степень защиты IP	IP65
Габаритные размеры преобразователя (Ø × высота)	80×125 мм
Масса преобразователя	0,45 кг
Габаритные размеры кейса для переноски основных датчиков	690×380×355 мм
Габаритные размеры кейса для переноски АКБ	424×284×277 мм

Сейсмометр СМЕ-4311 представляет собой электронно-молекулярный датчик с силовой обратной связью, преобразующий механическую энергию колебаний поверхности в электрическую энергию с определенной передаточной характеристикой и АЧХ.

Наклономер ИН-ДЗ 360 представляет собой первичный преобразователь тензометрического типа, преобразующий наклон измеряемой поверхности в электрические колебания с определенной передаточной характеристикой.

Кольцевой деформометр представляет собой первичный преобразователь, преобразующий изменение механических размеров измерительного кольца во льду в электрические колебания с определенной передаточной характеристикой.

Датчик напряжений во льду представляет собой первичный преобразователь, преобразующий давление во льду в электрические колебания с определенной передаточной характеристикой.

Базовая станция сбора и обработки данных состоит из набора модулей соединенных друг с другом при помощи электрических проводов и внутреннего радиоканала (рис. 7.4):

- сервер сбора хранения данных;
- модуль БС радиопередающий;
- антенна — основной радиоканал 900 МГц;
- модуль дополнительного передающего радиоканала с антенной;
- антенна — дополнительный радиоканал 2,4 ГГц.

Описание базовой станции. Базовая станция предназначена для сбора, хранения и обработки данных, получаемых от полевых станций по радиоканалу в режиме реального времени (табл. 7.4, 7.5). Кроме того, с помощью базовой станции осуществляется мониторинг динамических параметров ледовой обстановки в режиме реального времени.

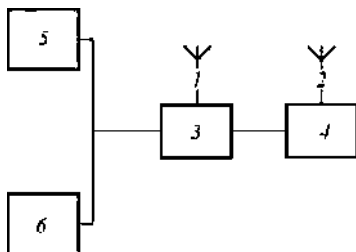


Рис. 7.4. Блок-схема радиоприема телеметрии базовой станции.

1 — антенна — основной радиоканал, 2 — антенна — дополнительный радиоканал, 3 — модуль радиопередающий основной радиосигнал, 4 — модуль радиопередающий дополнительный радиосигнал, 5 и 6 — серверы.

Таблица 7.4

Технические параметры базовой станции*Защищенный ноутбук для накопления и отображения данных*

Оперативная память	8 Гб
Объем накопителя	0,5 Тб
Тип центрального процессора	Intel I5
Число ядер	2
Число потоков	4
Размеры (ширина×высота×глубина)	302×73,5×292 мм
Масса	3,72 кг

Модуль радиопередающий основной радиоканал

Дальность передачи по основному радиоканалу	Не менее 1000 м прямой радиовидимости
Скорость передачи по основному радиоканалу	Не менее 360 кБ/с
Диаграмма направленности антенны основного радиоканала	360°, Dipole
Усиление антенны основного радиоканала	5 дБ
Питание	12 В пост., 220 В перемен.
Размеры (длина×ширина×высота)	284×223×260 мм
Масса	4,5 кг
Дальность передачи по дополнительному радиоканалу	Не менее 300 м
Скорость передачи по дополнительному радиоканалу	Не менее 54 МБ/с
Усиление антенны дополнительного радиоканала	5 дБ
Диаграмма направленности антенны дополнительного радиоканала	360°, Omni
Размеры (длина×ширина×высота)	148×224×65 мм
Масса	1,5 кг

Таблица 7.5

Технические параметры ретранслятора радиоканала*Модуль радиопередающий. Основной радиоканал*

Дальность передачи по основному радиоканалу	Не менее 1000 м прямой радиовидимости
Скорость передачи по основному радиоканалу	Не менее 360 кБ/с
Диаграмма направленности антенны основного радиоканала	360°, Dipole
Усиление антенны основного радиоканала	5 дБ

В качестве вычислительного оборудования на базовой станции могут быть использованы разные конфигурации в зависимости от поставленных задач:

- 1) сервер + аналитическая рабочая станция,
- 2) аналитическая рабочая станция без сервера,
- 3) защищенный ноутбук PANASONIC-CF-31 в качестве сервера и поста мониторинга.

Описание ретранслятора радиоканала. Ретранслятор радиоканала представляет собой модуль приема-передачи радиосигнала и используется для увеличения дальности передачи радиосигналов. Ретранслятор позволяет принимать радиосигнал с нескольких полевых станций с мало-мощными антеннами и далее отправлять его на базовую станцию через большое плечо за счет применения мощной антенны.

7.2. МЕТОДИКА РАЗМЕЩЕНИЯ КОМПЛЕКСА В ПОЛЕВЫХ УСЛОВИЯХ

Методика измерения параметров упругих продольных и поперечных волн во льду с различной поляризацией, изгибно-гравитационных волн в ледяных полях при сжатии и трещинообразовании во льду, возникновении автоколебательных процессов предусматривает пространственную установку датчиков на ледяных полях, торосах и айсбергах. Для сбора информации о состоянии ледяных образований в данной реализации комплекса предусмотрено размещение трех мобильных полевых сейсмо-станций, каждая со своим набором датчиков.

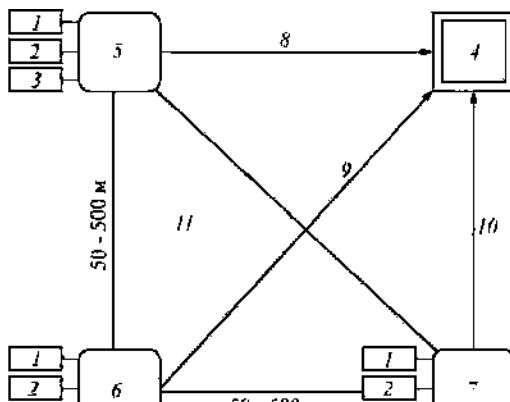


Рис. 7.5. Схема установки измерительного комплекса на ледяном покрове.

1 — сейсмометры; 2 — наклонометры; 3 — деформометры; 4 — базовая станция; 5 — мобильная полевая сеймостанция 1; 6 — мобильная полевая сеймостанция 2; 7 — мобильная полевая сеймостанция 3; 8 — радиоканал 1; 9 — радиоканал 2; 10 — радиоканал 3; 11 — район проведения работ.

Схему размещения приборов на ледяном покрове можно условно представить в виде прямоугольного треугольника с катетами длиной до 500 м и более (рис. 7.5).

Сейсмостанции расставляются по схеме прямоугольного треугольника. Датчики ориентируются вдоль линии север—юг. Для повышения точности расстановки приборов используются переносные GPS-навигаторы.

Размещение базовой станции (БС) на судне. Базовая часть измерительного комплекса устанавливается на судне. Сервер сбора, хранения и передачи данных и аналитическая рабочая станция могут быть установлены на ходовом мостике или в каюте. Выносные передающие модули БС устанавливаются на открытой части судна (желательно на верхних ярусах судовых надстроек), либо на радарной площадке, крыше ходового мостика. Рекомендуется приемо-передающие антенны размещать по бортам судна для того, чтобы иметь надежное радиопокрытие рабочего поля по левому и по правому борту.

Пример использования опытного образца измерительной системы в Карском море. Впервые натурные испытания измерительной системы для мониторинга физико-механического состояния морского льда проводились в динамичном районе Карского моря в апреле 2014 г. Мониторинг состояния льда с помощью опытного образца с передачей информации по радиоканалу осуществлялся с ходового мостика а/л «Ямал» в период проведения мониторинга на ледовых станциях и крупномасштабных экспериментов с использованием ледокола. Регистрация естественных колебаний льда осуществлялась с помощью регистратора «Байкал-8». Основная задача заключалась в получении сигналов деформирования ледяного поля изгибом, процессов трещинообразования и разрушения льда по радиоканалу на расстоянии 550 м от ледокола. Отрабатывались следующие элементы технологии: подключение и работа датчиков на двух выносных мобильных станциях на льду, подключение и проверка работы полевых и базовой станций на мостике ледокола. Проводились проверка принципиальной схемы наблюдений в системе лед — ледокол, опытные испытания радиоканалов для передачи параметров динамики льда на базовую станцию, крупномасштабные испытания системы регистрации параметров деформирования и разрушения ледяного поля при ломке льда ледоколом, уточнения требований составления и описания алгоритма обработки поступающей информации для создания в будущем программного обеспечения.

Опытный образец измерительного комплекса включал в себя полевые станции на льду и базовую станцию на ледоколе. Базовая станция состояла из блоков радиопередачи и коммутации. Управление полевой станцией осу-

ществлялось с помощью защищенного ноутбука Panasonic CF-31. На льду устанавливались: сейсмометры, наклономер, деформометр, блок аккумуляторов, блок сбора и передачи информации, передающая антенна. На ледоколе размещались: приемная антенна, блок сбора и обработки информации, GPS-приемник. Все датчики подключались к регистратору, представляющему собой аналого-цифровой преобразователь с возможностью немедленной передачи оцифрованного сигнала по сетевому интерфейсу на базовую станцию на ледоколе. Данные выводились на дисплей поста мониторинга с помощью программы POWERGRPAF, которая позволяет отображать их в реальном времени, а также быстро производить обработку и фильтрацию, что помогает оператору выделить признаки наступления опасных явлений в поступающем потоке данных.

При проведении мониторинга состояния льда в Карском море были зарегистрированы события образования в ледяном поле трещин естественного происхождения. По окончании работ на основании записей, полученных от датчиков, размещенных на льду, проводились анализ динамической ситуации и сравнение результатов трещинообразования и сигналов технического воздействия на лед (вертолет, ледокол, снегоход, разлом ледовой консоли и др.).

14 апреля 2015 г. в 16:34:16 и в 16:54:20 по московскому времени на записях сейсмометра были зарегистрированы колебания с частотой 0,25 Гц. На горизонтальных каналах наибольшую амплитуду имели колебания с частотой 0,2 Гц. Визуально во льду отмечались протяженные трещины.

28 мая 2015 г. в 15:14 в ледяном поле начали возникать автоколебания; в 16:31 колебания усилились; в 16:43 зафиксирован максимальный импульс; в 16:55 начались горизонтальные подвижки льда по трещине. В соответствии с правилами техники безопасности в 17:40 участникам морской экспедиции была дана команда на эвакуацию на судно.

Другое событие отмечалось, когда запись трещины 4 июня 2015 г. (11:54:00) характеризовалась вертикальными колебаниями с периодом 16 с; предполагается, что амплитуда фоновых вертикальных колебаний льда близка к максимальным значениям во время образования трещин. Через некоторое время была визуально замечена трещина.

В качестве продолжения и развития разработки в направлении получения законченной системы по прогнозированию и предупреждению опасных явлений на дрейфующем и припайном льду следует ввести в измерительный комплекс модуль сигнализации об опасных явлениях. Данный модуль визуальным и звуковым образом сигнализирует оператору-дежурному и составу экспедиции о высокой вероятности появления опасного события.

На основании данных от регистраторов определяется природа волновых процессов и тем самым выявляется причина волновых и колебательных процессов в системе лед — вода. На основе этих данных и дополнительной оперативной метеорологической информации и данных по физико-механическим характеристикам льда программным обеспечением будут выделяться признаки трещинообразования и возможного разлома ледяного поля. На основании получаемой информации выставляется оценка состояния ледяного поля. В этой оценке может использоваться градация степени безопасности нахождения людей и оборудования на льду, например:

- зеленая зона — работа на льду безопасна;
- желтая зона — необходимо быть внимательным, появляются признаки/предвестники возможного сжатия и разлома;
- красная зона — обнаруживаются явные признаки сжатия и возможного разлома ледяного поля; необходима эвакуация людей и оборудования из наблюдаемой зоны.

Устройство световой или звуковой сигнализации о повышении уровня динамических процессов при сжатии льдов и появлении признаков/предвестников возможного разлома ледяного поля может устанавливаться на судне, на скальном грунте на берегу, на причале или на буровой платформе.

Измерительная система при организации инструментального мониторинга позволяет разрабатывать технологию краткосрочного прогнозирования времени и интенсивности сжатия льдов и образования трещин в ледяном покрове. Таким образом, в каждый момент времени можно оценить реальную динамическую обстановку на льду.

Пример использования измерительной системы на леднике Норденшельда. В настоящее время возникает необходимость натурных исследований для изучения процессов динамики ледников в Арктике и связи их с другими геофизическими явлениями: приливами в земной коре, воздействием сейсмических волн как спусковых механизмов динамики льда, возникновением автоколебательных процессов, явлениями самоорганизации и самоподобия. В связи с этим в 2016 г. проводилась комплексная регистрация физико-механических параметров ледника Норденшельда и сейсмического режима региона с привлечением измерительного комплекса, позволяющего проводить дистанционный мониторинг в режиме реального времени, т.е. наблюдать на мониторе возникновение импульсов подвижек блоков и их разрушения.

Организация мониторинга решалась с помощью описанного измерительного комплекса с дистанционной передачей сигналов на основную базу «Пирамида». Схема мониторинга динамических процессов в районе

ледника Норденшельда представлена на рис. 7.6. В ходе работ решались следующие задачи:

- установка измерительных приборов на поверхности ледника, на скальных породах побережья;
- осуществление круглосуточных наблюдений параметров динамики ледника; определение частотного состава упругих волн при динамике ледника.

При этом круглосуточно регистрировались следующие параметры: колебательная скорость и смещение блоков ледника; частотный спектр колебаний и волн в леднике; колебания и волны в скальном грунте побережья; интенсивность упругих волн при обрушении обломков ледника в море. В соответствии с методикой наблюдений осуществлялось размещение на леднике и на берегу сейсмометров и наклономеров: один сейсмометр — на берегу, два других — на леднике. Визуальный контроль интенсивности динамических процессов на леднике осуществлялся на мониторе измерительного комплекса. Первичные материалы включают в себя цифровые временные ряды динамических процессов трещинообразования и подвижек блоков ледника с дискретностью 100 Гц. Регистрация параметров динамических процессов в системе ледник — берег — вода, накопление и первичная обработка поступающих по радиоканалам сигналов осуществлялись с помощью персонального компьютера.

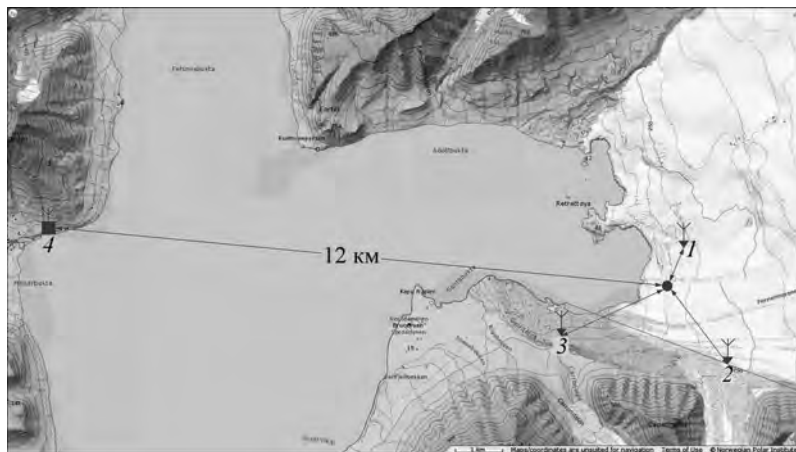


Рис. 7.6. Карта района исследования динамического состояния ледника Норденшельда с указанием расположения блоков измерительного комплекса (станции 1 и 2), на берегу (станция 3) и на базе Пирамида (4).

7.3 ПРОГРАММНАЯ АРХИТЕКТУРА ИЗМЕРИТЕЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

Программная архитектура комплекса представляет собой несколько уровней программного обеспечения, задействованного в процессе сбора и обработки данных.

Первый уровень ПО — это уровень ПО низкого уровня прошивки; работает в компонентах полевой станции, таких как модуль регистрации и модуль передачи данных. Для ледовых задач произведена модификация ПО регистратора самим производителем. Модуль регистрации собирает данные от присоединенных аналоговых датчиков (сейсмометр, наклономер, деформометр, GPS). По алгоритму 24-битного сигма-дельта преобразования регистратор преобразовывает данные в форму цифровых отсчетов, которые сохраняются во внутренний буфер модуля регистрации.

В качестве формата представления данных выбран международный формат представления геофизических данных MINISEED. Формат MINISEED является признанным международным сообществом средством хранения и обмена данными в области геофизики. Формат MINISEED позволяет с высокой точностью сопоставлять и синхронизировать временные серии от различных датчиков, производить выборки произвольных сегментов времени для обработки. Формат является бинарным и, следовательно, позволяет значительно экономить место в постоянной памяти для хранения данных, а также накладные расходы на чтение и обработку данных. Формат MINISEED использует внутреннее сжатие по алгоритму STEIM2, что позволяет снизить нагрузку на каналы передачи данных, а также уменьшить занимаемое данными место в постоянной памяти. Формат MINISEED поддерживает потоковую передачу данных, что также весьма важно для целей данной разработки как ориентированной на режим реального времени. Большое количество международных геофизических, и в частности сейсмических, банков данных оформлено в формате MINISEED и может быть использовано для уточнения прогностических признаков ледовых событий.

Для потоковой передачи данных от сервера к станции сбора и обработки данных используется программная реализация SEEDLINK сервера, реализованная в модуле регистрации производителем регистратора.

Второй уровень ПО — это программный уровень передачи и хранения данных. На данный момент в системе используется реализации системы SEISCOMP3, разработанная в Потсдамском геофизическом институте (Германия), открытая для свободного использования. Система SEISCOMP3 позволяет собирать данные со всех подсоединенных по радиоканалу полевых станций

Options View Help

OcReport OcOverview

streamID	enabled	latency	delay	timing quality	offset	rms	gaps count	overlap count	availability	spikes count
NT.ALFA.JRN	on	4.1 s	0.7 s	100	1233.07	136.64	0	0	100%	
NT.ALFA.JHE	on	4.1 s	0.7 s	100	1233.07	136.64	0	0	100%	
NT.BETTA.JRN	on	10.7 s	0.9 s	100	2491.71	486.64	0	0	100%	
NT.BETTA.JHE	on	10.7 s	0.9 s	100	2491.71	486.64	0	0	100%	
NT.GAMMA.JRN	on	17.5 s	5.2 s	100	208.31	135.31	0	0	100%	
NT.GAMMA.JHE	on	17.5 s	5.2 s	100	208.31	135.31	0	0	100%	
NT.GAMMA.JHZ	on	17.5 s	5.2 s	100	208.31	135.31	0	0	100%	

StreamID filter: 10 / 10 streams listed

Рис. 7.7. Специальная информационная панель со списком подключенных по радиоканалу полевых станций.

в режиме реального времени и оформлять получаемые базовой станцией данные в форме базы данных в формате MINISEED.

Эта формируемая база данных также доступна в режиме реального времени и может служить сервером данных для последующей обработки.

Кроме того, система SEISCOM предоставляет элементы для мониторинга состояния системы и динамических процессов во льду.

Для мониторинга состояния системы используется специальная информационная панель (рис. 7.7), на которой выводится список подклю-

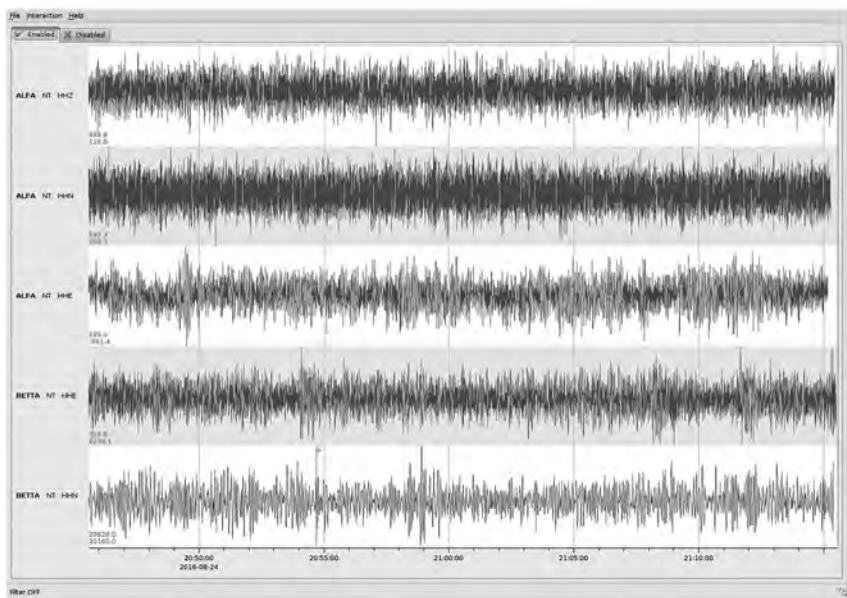


Рис. 7.8. Панель вывода волновых профилей от датчиков, подключенных к полевым сейсмостанциям.

ченных по радиоканалу полевых станций, их доступность, задержка прохождения сигнала и прочие технические параметры собираемых сигналов.

Для мониторинга физических процессов в первом приближении может использоваться панель вывода волновых профилей от датчиков, подключенных к полевым сейсмостанциям (рис. 7.8). Имеется возможность применения пользовательских фильтров для обработки поступающих сигналов в режиме реального времени. При этом исходные данные сохраняются в памяти базы данных в неизменном виде

Третий уровень ПО — это ПО для обработки исходного сигнала, выделения признаков опасных явлений и выдачи предупреждений при вероятности их осуществления. В ПО третьего уровня реализуется алгоритм обработки первичной информации, описанной выше.

Необходимо учитывать, что первичная информация должна быть обработана и результаты обработки должны быть отображены в масштабе времени, максимально приближенном к реальному. Соответственно, следует использовать методы обработки данных с наименьшими накладными расходами на вычислительное время, т.е. оптимизированными по времени. Для этого существует ряд специальных программных библиотек.

Основная масса программного кода реализована на кросс-платформенном языке программирования PYTHON версии 2.7. В данный момент планируется проводить разработку на ОС LINUX.

Основными программными библиотеками для работы являются библиотеки NUMPY, SCIPY для математических расчетов, библиотека OBSPY для специфических геофизических и сейсмических расчетов, а также обработки исходных данных в формате MINISEED, библиотека MATPLOTLIB для визуализации результатов расчетов, библиотека MLPY для вероятностного прогнозирования и построения вейвлет-преобразований.

Для визуальной оценки сигнала выводится панель (рис.7.9, см. цвет. вклейку), на которой представлены основные элементы волнового профиля и спектрограммы.

Представленные элементы рассчитываются и выводятся в режиме реального времени, и с их помощью можно судить о динамике физических процессов в ледяном покрове и приближении их значений к экстремальным.

Для визуальной оценки сигнала и понимания распределения волновой энергии, особенно при волнах зыби, может выполняться вейвлет-преобразование сигнала в режиме реального времени (рис. 7.10, см. цвет. вклейку).

Рекомендации к методикам обработки информации. Предполагается, что обработка данных по льду выполняется автоматически, без участия специалистов, и результаты сохранены в каком-то заданном месте;

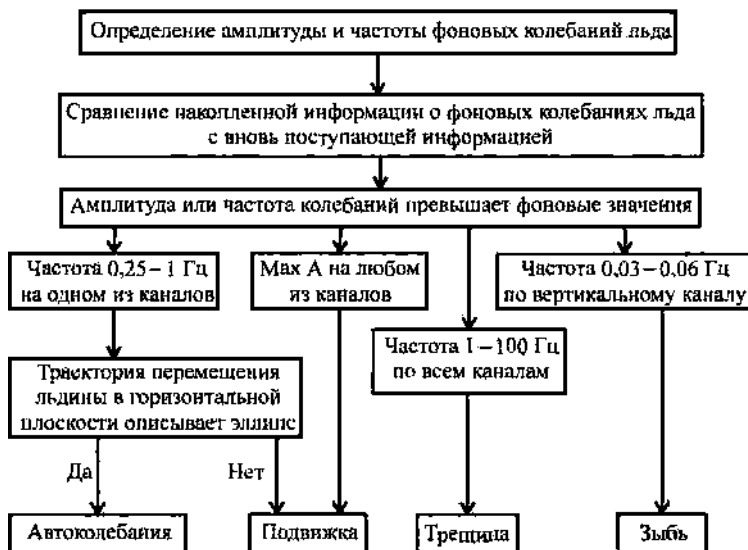


Рис. 7.11. Блок-схема идентификации процессов во льду как основа для создания и совершенствования программного обеспечения (вариант алгоритма выявления прогностических признаков экстремальных и опасных ледовых явлений).

тогда разработанная программа должна сразу их подхватить, обработать, получить результат и сохранить его. От специалиста требуется только зайти в хранилище данных, посмотреть результат и использовать какой-то альтернативный способ сохранения полученных сигналов.

Более общим является вариант обработки данных без участия специалистов, но первый вариант обработки может быть необходим, если сигналы на льду регистрируются с помощью автономного регистратора, не подключенного к компьютерной сети.

В настоящее время накапливаются данные по сигналам, получаемым с дрейфующих и припайных льдов в Арктике, ведется их систематизация. Наряду с этим пишутся начальные варианты программы, получающей и анализирующей данные сигналы, которая способна выгружать их во внешний файл, а также сравнивать с уже полученными ранее сигналами.

На рис. 7.11 приведена схема варианта алгоритма мониторинга, позволяющего оператору идентифицировать процессы, происходящие на льду. Данная схема используется как основа для создания специальной программы для автоматизированного выявления признаков / предикторов опасных и критических явлений в морском льду.

В методике обработки данных используются следующие инструменты:

- фильтрация первичного сигнала;
- классификация и статистический анализ первичных данных (оценка размаха или амплитуды колебаний);
- спектральный анализ (оценка периода или частоты колебаний);
- вейвлет-анализ, построение спектрограммы сигнала в режиме реального времени.

Первичная обработка и классификация исходных данных сейсмометра по диапазонам волн проводится с помощью функций фильтрации и осреднения. На данном этапе разработки предлагается выделить пять диапазонов волн, соответствующих следующим периодам:

- а) 30—60 с, свободные долгопериодные волны;
- б) 10—35 с, волны зыби;
- в) 0,1—15 с, изгибно-гравитационные волны;
- г) 3—5 с, 20—30 с, микросейсмы, землетрясения;
- д) 0,01—10 с, упругие объемные и плоские волны.

Для каждого диапазона рассчитываются минимальные и максимальные значения повторяемости и амплитуды. При анализе имеющихся данных можно говорить о том, что незначительные изменения в диапазонах а, б и в могут считаться нормой. Любые изменения в диапазонах г, д свидетельствуют о динамических процессах во льду: автоколебаниях, торошениях, сдвигах, трещинообразованиях, землетрясениях. Дальнейшее развитие алгоритма предполагает уточнение границ диапазонов, соответствующих физическим динамическим процессам во льду и увеличение числа диапазонов.

Для уточнения физики процесса и выделения статических наклонов льда используются данные, полученные а помощью наклономера. Для получения еще более точных параметров процесса используется датчик деформаций льда, который показывает состояние льда непосредственно в исследуемой точке и прямым образом свидетельствует о степени деформирования льда.

Полученные натурные данные характеризуют работоспособность измерительного комплекса как при мониторинге фоновом и динамическом состоянии ледяного покрова, так и при модельных крупномасштабных испытаниях прочности льда. Исходные данные служат для обработки и выдачи соответствующих рекомендаций по выявлению признаков разлома льда и создания алгоритмической реализации этого критерия. Например, если отношение сигнал / шум превышает 3 и если средняя амплитуда сигнала в полосе 0,5—0,2 Гц в два раза превышает амплитуду сигнала в полосе 0,1—0,2 Гц, то выделенный фрагмент объявляется участком по совершенствованию представленной технологии.

ВЫВОДЫ

Измерительная система позволяет разработать технологию краткосрочного прогнозирования времени и интенсивности сжатия льдов и образования трещин в ледяном покрове при организации инструментального мониторинга. При этом данные поступают от портативных автономных станций, устанавливаемых на льду, и передаются на обрабатывающий единый сервер потоковым способом в режиме реального времени. Таким образом, в каждый момент времени можно оценить реальную динамическую обстановку на льду. В случае выявления признаков/предвестников возникновения сжатия, образования трещин и подвижек будет иметься возможность для эвакуации людей и оборудования до образования визуально наблюдаемых раскрывающихся трещин.

Измерительный комплекс может быть рекомендован для использования в следующих целях:

- для исследования в натурных условиях процессов сжатия, торошения и разлома дрейфующих льдов, выявления прогностических признаков образования трещин и разрывов и своевременного оповещения об опасных ледовых явлениях при работах на морском ледяном покрове;

- при научных исследованиях динамических процессов в арктической системе припай — берег — ледники для обнаружения признаков начала разрушения и отрыва припая;

- для определения эпицентров зарождения айсбергов на арктическом побережье;

- для мониторинга параметров динамических процессов воздействия морского льда на сооружения — буровые платформы, суда, морские причалы в реальном масштабе времени;

- для организации мониторинга в системе лед — сооружение в качестве одного из вариантов слежения за ледовой обстановкой в морях арктического шельфа; для этого на льду в нескольких точках располагается передающий комплекс, на платформе — приемный и обрабатывающий комплекс совместно с измерителем горизонтальных ускорений и наклонов платформы; синхронные данные по крупномасштабной динамике льда и реакции платформы позволят выявлять экстремальные ледовые ситуации, оценивать глобальные ледовые нагрузки на сооружение;

- для изучения взаимосвязи между процессами различного масштаба в системе атмосфера — ледник — грунт с помощью измерительной телеметрической системы, что является новым шагом совершенствования моделей динамического поведения ледников, воздействия сейсмических волн и других океанологических процессов, используемых как в задачах

погоды и климата, так и при изучении природы явлений локального и геофизического масштабов.

Для автоматизации процессов разрабатывается оригинальное программное обеспечение (ПО), которое способно обрабатывать текущие данные, выдавать рекомендации по состоянию льда, а также сохранять обработанные данные в формате базы данных. Намечены пути разработки программного обеспечения с выдачей краткосрочных прогностических признаков сжатия, торошения и разрушения дрейфующего льда и припая с соответствующим оповещением.

Инструментальный мониторинг физико-механических процессов в ледяном покрове открывает большие возможности для получения новых результатов для совершенствования прогноза сжатия и торошения, обнаружения протяженных разломов и разводий — важных факторов при обеспечении безопасного судоходства во льдах и решении задач воздействия льда на инженерные сооружения арктического шельфа. Рекомендуемая измерительная система раннего предупреждения о возможных сжатиях и разломах ледяных полей позволит уменьшить риски при выполнении работ в полярных морских экспедициях, повысить безопасность нахождения людей на льду, избежать потери оборудования, нарушения графика проведения работ и др.

Развитие и внедрение измерительной системы. Планируется, что в дальнейшем развитие имеющегося и создание нового специального программного обеспечения будет продолжено и оно будет использоваться в работах на арктическом шельфе по темам ЦНТП Росгидромета, а также при решении задач, связанных с ледовым плаванием в Арктике и работами на арктическом шельфе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящем Методическом пособии представлены методы изучения свойств морского льда, включая как традиционные исследования физико-механических свойств ледяных образований, так и новые разработки и технологии. Мониторинг физико-механического состояния морских льдов основан на понимании физики и механики ледяных образований с учетом волновых и колебательных процессов, возникающих при сжатии и торошении льдов. Технология в данном случае рассматривается как совокупность методов и инструментов, природных процессов и идей, используемых для достижения практических задач. В соответствии с этим даны схемы организации мониторинга морских льдов: применение традиционных методов определения физических и прочностных свойств льда, совершенствование измерительной техники, используемой для определения крупномасштабной прочности ледяных образований, проведение длительного мониторинга состояния льдов, анализ результатов и описание физики и механики природных явлений, процессов и гипотез.

Результаты испытания прочности льда на сжатие с помощью скважинного зонд-индентора позволяют разработать метод расчета полномасштабных значений прочности льда на всю толщу ровного льда и торосистых образований. Методы исследования колебательных и волновых процессов в морских льдах основаны на применении сейсмометров, наклономеров, измерителей относительных деформаций и давлений/напряжений.

С применением комплекса приборов на дрейфующем льду обнаружены признаки возникновения сжатия и разлома: импульсы микроподвижек и автоколебаний, возникающие за несколько минут/часов до сжатия и сдвигового разлома. На примере результатов мониторинга состояния дрейфующих льдов показано, что в большинстве случаев не отмечается прямой связи процессов сжатия и торошения с местными метеорологическими условиями. Это позволяет выявлять характеристики мезо- и макро-механики морских льдов и, привлекая снимки льда с ИСЗ, способствовать дешифровке изображений протяженных разломов и гряд торосов. Сдвиговые подвижки со сжатием по протянувшимся на десятки и даже сотни километров сквозным трещинам в ледяном покрове сопровождаются периодическими импульсами горизонтального смещения и образованием

чередующихся разводий. Получены новые данные о подвижках во льдах с трением на контакте протяженных разрывов с периодичностью до 30 мин.

Колебания морского ледяного покрова в диапазоне периодов от единиц минут до часа возбуждаются короткопериодными гравитационными внутренними волнами океана. Обнаружен эффект возбуждения внутренних волн при движении ледокола во льдах.

Особый случай зафиксирован на дрейфующей станции СП-39 с помощью разнесенных по льдине датчиков смещений и наклонов. Длительность всей записи составляла 30 мин; фоновые колебания волн зыби с периодом до 30 с отмечались в течение нескольких часов; автоколебательный процесс длительностью 8 мин состоял из импульсов сдвига со строгой периодичностью 85 с. Синхронность колебаний свидетельствует о возникновении горизонтального динамического процесса. Стабильность частоты и четкая поляризация во время процесса автоколебаний позволяют сделать предположение о возникновении протяженного сдвига в ледяном массиве. Генерация таких механических колебаний, период и амплитуда которых зависят не только от силы внешнего воздействия, но и от свойств самой системы сплоченных ледяных образований, может продолжаться до часа и более. Рассмотренный процесс указывает на явление периодического сдвига и остановок. Накопление и сброс напряжений по горизонтальным компонентам происходят синхронно по всей площади пространственного измерения колебаний и наклонов/ускорений.

Получены оценки нормальных напряжений сжатия — растяжения в верхнем слое ледяного поля при его деформировании изгибом. Показано, что с учетом масштабного эффекта прочность ровного ледяного поля на изгиб может быть существенно меньше значений, принимаемых в настоящее время в соответствии со СНИП (1995).

Получена новая комплексная информация о природных явлениях/событиях на побережье НИС «Ледовая база «Мыс Баранова»: параметры колебаний припая и сейсмических волн от далеких землетрясений, цуги изгибно-гравитационных волн длительностью до часа. Отмечены уникальные ледовые события (например, 28 мая 2015 г.): свободные гравитационные волны в припае как реакция на внешнее воздействие, эпицентр которого находится на значительном расстоянии от ледовой базы. Предполагается, что источником может быть обрушение обломков выводного ледника в море, его переворачивание и воздействие на морское дно, т.е. зарождение айсберга. В летний период наблюдений на акватории базы обнаружена периодичность усиления ледовых сигналов в узкой полосе частотного спектра. Период цикличности ледовых событий составляет

4—5 часов. На графиках вейвлет-спектров характеристики процессов имеют сильно различающуюся интенсивность за длительный период времени. Разработана методика представления результатов в виде карты преобразования, на которой можно видеть наиболее яркие моменты мониторинга. Данная информация будет использована для описания алгоритма обработки цифрового материала и создания программного обеспечения в системе прогнозирования экстремальных и опасных ледовых явлений.

В настоящее Методическое пособие включены краткие результаты инструментальных наблюдений механики разрушения ледника Норденшельда как показателя сходных с дрейфующими льдами динамических явлений. Показано, что так же, как и на дрейфующих льдах, движение ледника в период его активного таяния носит прерывистый характер. Процесс прерывистого скольжения на микроуровне сопровождается генерацией цугов автоколебаний и упругих волн.

Анализ результатов натурных исследований процессов сжатия, торошения и разлома морских ледяных полей позволяет организовать подходы к решению одной из сложных задач полярной океанологии и ледотехники — разработке технологии краткосрочного прогнозирования явлений сжатия и разлома морских ледяных полей. Параметры отмеченных событий в системе атмосфера — лед — вода закладываются в описание алгоритма и создания программного обеспечения, позволяющих выделять прогностические признаки экстремальных и опасных ледовых явлений. Разработана измерительная система раннего предупреждения о возможных сжатиях и разломах ледяных полей, которая позволит уменьшить риски при выполнении работ в полярных морских экспедициях, повысить безопасность нахождения людей на льду, избежать потери оборудования и пр. Собраны данные для обработки и анализа результатов в целях более полного понимания физических процессов динамики выводных ледников и образования айсбергов. Измерительный комплекс может быть рекомендован для использования в следующих целях:

- для исследования в натурных условиях процессов сжатия, торошения и разлома дрейфующих льдов, выявления прогностических признаков образования трещин и разрывов и своевременного оповещения об опасных ледовых явлениях при работах на морском ледяном покрове;
- при научных исследованиях динамических процессов в арктической системе припай — берег — ледники для обнаружения признаков начала разрушения и отрыва припая;
- для определения эпицентров зарождения айсбергов на арктическом побережье;

— для мониторинга параметров динамических процессов воздействия морского льда на сооружения — буровые платформы, суда, морские причалы — в режиме реального времени.

В настоящей работе представлены достаточно обширные сведения о методах и результатах изучения льда с целью выделения и рекомендации приоритетных направлений исследования состояния припайных и дрейфующих льдов Арктики.

Описанные методы определения физико-механических свойств льда найдут применение при расчете несущей способности льда при грузовых операциях как на припайных, так и на дрейфующих льдах, а также для расчета ледовых нагрузок на инженерные сооружения, при организации мониторинга зарождения айсбергов, изучении динамических процессов воздействия льда на берега и морское дно.

Инструментальный мониторинг физико-механических процессов в ледяном покрове открывает большие возможности для получения новых результатов с целью совершенствования прогнозирования сжатия и торошения, обнаружения протяженных разломов и разводий — важных факторов в задачах изучения климата и погоды, а также при обеспечении безопасного судоходства во льдах и решении задач воздействия льда на инженерные сооружения арктического шельфа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Альтицулер Г.Г., Смирнов В.Н., Шушлебин А.И. Датчик давления / Авт. свид. № 561887. 1977.

Аппаратура и методика сейсмометрических наблюдений в СССР / Под ред. З.И. Арановича, Д.П. Кирноса, В.М. Фремд. М.: Наука. 1974. 244 с.

Ковалев С.М., Никитин В.А., Смирнов В.Н., Шушлебин А.И. Патент на изобретение № 2348018. Способ определения физико-механических характеристик ледовых образований в натурных условиях в скважинах. Приоритет изобретения 30.07.2007. Зарегистрировано в Гос. реестре изобретений РФ 27.02.2009.

Корнишин К.А., Павлов В.А., Шушлебин А.И., Ковалев С.М., Ефимов Я.О. Определение локальной прочности льда с помощью скважинного зонда-индентора в морях Карском и Лаптевых // Научно-технический вестник ОАО «НК «Роснефть». 2016. Вып. 1 (42). С. 47—51.

Вершинин С.А., Трусков П.А., Лиферов П.А. Воздействие ледовых образований на подводные объекты. М: Русская книга, 2007. 196 с.

Гольдштейн Р.В., Осипенко Н.М. Некоторые вопросы механики прочности морского льда // Физ. мезомеханика. 2014. Т. 37. Вып. 12. С. 1292—1305.

Гудкович З.М., Доронин Ю.П. Дрейф морских льдов. СПб.: Гидрометеоздат, 2001. 110 с.

Израэль Ю.А. Экология и контроль природной среды. Л.: Гидрометеоздат, 1984. 560 с.

Ковалев С.М., Никитин В.А., Смирнов В.Н., Шушлебин А.И. Патент на изобретение № 2348018 «Способ определения физико-механических характеристик ледовых образований в натурных условиях в скважинах». Приоритет изобретения 30.07.2007. Зарегистрировано в Гос. реестре изобретений РФ 27.02.2009.

Корнишин К.А., Павлов В.А., Смирнов В.Н., Нюбом А.А., Ефимов Я.О. Опыт крупномасштабных испытаний прочности ледяных полей на изгиб в Карском море и море Лаптевых. Научно-технический вестник ОАО «НК «Роснефть». М.: Роснефть, 2016. Т. 3. С. 85—89.

Корнишин К.А., Павлов В.А., Шушлебин А.И., Ковалёв С.М., Ефимов Я.О. Определение локальной прочности льда с помощью скважинного зонд-индентора в морях Карском и Лаптевых // Научно-технический Вестник ОАО «НК «Роснефть», 2016. Т. 1. Вып. 42. С. 47—51.

Коростелев В.Г., Саватюгин Л.М., Смирнов В.Н. Наблюдения за динамикой ледника Норденшельда сейсмометрическим методом // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 3 (101). С. 69—80.

- Купецкий В.Н.* Макроособенности напряженного состояния ледяного покрова // Труды ААНИИ. 1974. Т. 316. С. 18—24.
- Латынина Л.А., Кармалеева Р.М.* Деформографические измерения. М.: Наука. 1978. 154 с.
- Легеньков А.П.* Подвижки и приливные деформации дрейфующего льда. Л.: Гидрометеиздат. 1988. 104 с.
- Линьков Е.М.* Применение магнетронных преобразователей в сейсмоприемниках и наклономерах // Вопросы геофизики. Уч. зап. ЛГУ. 1964. Вып. 15, № 324.
- Линьков Е.М., Смирнов В.Н.* Наблюдения за колебаниями морского ледяного покрова с помощью наклономеров // Труды ААНИИ. Т. 300. 1971. С. 213—219.
- Методическое письмо по расчету пределов прочности льда / Под ред. В.В. Богородского. Л.: Ротапринт ААНИИ. 1983. 28 с.
- Никитин В.А., Ковалев С.М.* Прочность морского ледяного покрова // Метеорология и гидрология. 2002. № 12. С. 62—69.
- РД 52.88.699-2008 Положение о порядке действий учреждений и организаций при угрозе возникновения и возникновении опасных природных явлений.
- Смирнов В.Н.* Динамические процессы в морских льдах. СПб.: Гидрометеиздат, 1996. 162 с.
- Смирнов В.Н., Знаменский М.С., Шушлебин А.И., Ковалев С.М.* Способ мониторинга состояния дрейфующего ледяного поля или припая и прогноза его разлома при сжатии льдов и воздействия волн зыби. Патент на изобретение №2621276. Приоритет изобретения 08.04.2016. Зарегистрировано в Гос. реестре изобретений РФ 02.06.2017.
- Смирнов В.Н., Ковалев С.М., Шушлебин А.И., Нюбом А.В., Панов Л.В.* Система мониторинга и раннего прогнозирования экстремальных ледовых ситуаций при работах на арктическом шельфе // Труды 12-й межд. конф. и выставки по освоению ресурсов нефти и газа Российской Арктики и континентального шельфа стран СНГ (RAO/CIS Offshore 2015). 15—18 сентября 2015 г., Санкт-Петербург. СПб.: Химиздат, 2015. С. 297—300.
- Смирнов В.Н., Панов Л.В., Соколов В.Т.* Динамика процесса разлома дрейфующего ледяного поля станции «Северный полюс-38» // Проблемы Арктики и Антарктики, 2013. № 4 (98). С. 26—34.
- Смирнов В.Н., Чмель А.Е.* Самоподобие и самоорганизация в дрейфующем ледяном покрове Арктического бассейна // Доклады Академии наук, 2006. Т. 5. С. 684—687.
- Смирнов В.Н., Шушлебин А.И.* Приборы для исследований деформаций и напряжений в ледяных полях // Труды ААНИИ. 1983. Вып. 379. С. 92—96.
- Смирнов В.Н., Шушлебин А.И.* Устройство для измерения деформаций льда / Авт. свид. № 712744. 1979.
- Смирнов В.Н., Шушлебин А.И.* Устройство для измерения деформаций льда / Авт. свид. № 1764888. 1992.
- Смирнов В.Н., Шушлебин А.И., Ковалев С.М.* Кварцевый, штанговый, линейный деформометр для измерения деформаций ледяного покрова / Патент на полезную модель № 102788. 2011.

- Смирнов В.Н., Шушлебин А.И., Ковалев С.М. Устройство для измерения деформаций и напряжений ледяного покрова / Патент на изобретение. № 2437057. 2011.
- Смирнов В.Н., Шушлебин А.И., Ковалев С.М., Шейкин И.Б. Методическое пособие по изучению физико-механических характеристик ледяных образований как исходных данных для расчета ледовых нагрузок на берега, дно и морские сооружения. СПб: ААНИИ, 2011. 178 с.
- Смирнов В.Н., Шушлебин А.И., Сыроваткин В.И. Ледовый кольцевой многофункциональный деформометр / Патент на полезную модель № 82838. 2009.
- Смирнов В.Н., Шушлебин А.И., Яцкевич А.А. Патент на полезную модель № 65224. Устройство для измерения характеристик прочности ровного льда и ледовых образований. Приоритет полезной модели 03.04.2007. Зарегистрировано в Гос. реестре полезных моделей РФ 27.07.2007.
- СНиП 2.06.04-82*. Нагрузки и воздействия на гидротехнические сооружения (волновые, ледовые и от судов). М.: Стройиздат. 1995. 46 с.
- СП 11-114-2004. Инженерные изыскания на континентальном шельфе для строительства морских нефтегазопромысловых сооружений. М.: Госстрой России. 2004. 88 с.
- Харитонов В.В., Морев В.А. Метод исследования внутреннего строения торосов и стаух с помощью технологии термобурения // Метеорология и гидрология. 2011. №7. С. 49—58.
- Хейсин Д.Е. Динамика ледяного покрова. Л.: Гидрометеониздат, 1967. 215 с.
- Черепанов Н.В. Классификация льдов природных водоемов // Труды ААНИИ. 1976. Т. 331. С. 77—99.
- Шейкин И.Б., Смирнов В.Н., Ковалев С.М. Оценка возможностей спутниковых навигационных измерений для изучения кинематики и динамики морского льда (по данным российских дрейфующих станций «Северный полюс») // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 2 (79). С. 31—43.
- Шушлебин А.И., Сыроваткин В.И. Ручной полевой гидравлический пресс для калибровки датчиков напряжения во льду / Патент на ПМ № 104712. 2011.
- Шушлебин А.И., Сыроваткин В.И. Ручной полевой гидравлический пресс для испытаний образцов льда на сжатие / Патент на ПМ № 95119, 2010.
- ISO/FDIS 19906: 2010 (E). Petroleum and natural gas industries — Arctic offshore structures (A.8.2.8. Physical and mechanical properties of ice). 2010. P. 435.
- Kovalev S.M., Korostelev V.G., Nikitin V.A., Smirnov V.N., Shushlebin A.I. Application of boreholejack for determining the local strength of fresh and sea ice / International Association of Hydraulic Engineering and Research. 17th International Symposium on Ice, Saint Petersburg, Russia, 21—25 June 2004. V. 2. P. 147—153.
- Marco J.R., Thomson R.E. Rectilinear leads and internal motions in the ice pack of the Western Arctic ocean // J. Geophys. Res. 1977. V. 82. № 6. P. 979—987.
- Palmer A.C., Croasdale K. Arctic Offshore Engineering. World Scientific, London, 2012. 357 p.
- Sanderson T.J.O. Ice Mechanics. Risk to Offshore Structures. Graham and Troutman, London. 1988.

Smirnov V.N., Sheikin I.B., Shushlebin A.I., Kharitonov V.V., Croasdale K.R., Metge M., Ritch R., Polomoshnov A., Surkov G., Wang A., Beketsky S., Weaver J.S. Large scale strength measurements of ice ridges: Sakhalin, 1998 // Proceedings of 6th Intl. Conf. on Ships and Marine Structures in Cold Regions. ICETECH'2000. St Petersburg Russia, 2000.

Squire V.A. Dynamics of ice floes in sea waves // J. of the Soc. for Underwater Technology. 1983. V. 9. № 1. P. 20—26.

Wadhams P. Ice in the ocean. Amsterdam. Gordon and Breach Science Publishers, 2000. 351 p.

МЕТОДИЧЕСКОЕ ПОСОБИЕ

Виктор Николаевич Смирнов, Сергей Михайлович Ковалев,
Владимир Александрович Бородин, Алексей Александрович Ньюбом,
Александр Иванович Шушлебин

ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЙ МОНИТОРИНГ И КРАТКОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ ЯВЛЕНИЙ СЖАТИЯ И ТОРОШЕНИЯ

Редактор О.В. Лапина
Оригинал-макет А.А. Меркулов

Государственный научный центр РФ
Арктический и антарктический научно-исследовательский институт
199397, Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38

Подписано в печать 31.08.17
Печать офсетная
Печ. л. 11,25 с цвет. вклейкой

Формат 60 × 84 1/16
Заказ № 182
Тираж 200 экз.

Типография издательства Политехнического университета Петра Великого
195251, Санкт-Петербург, ул. Политехническая, 29

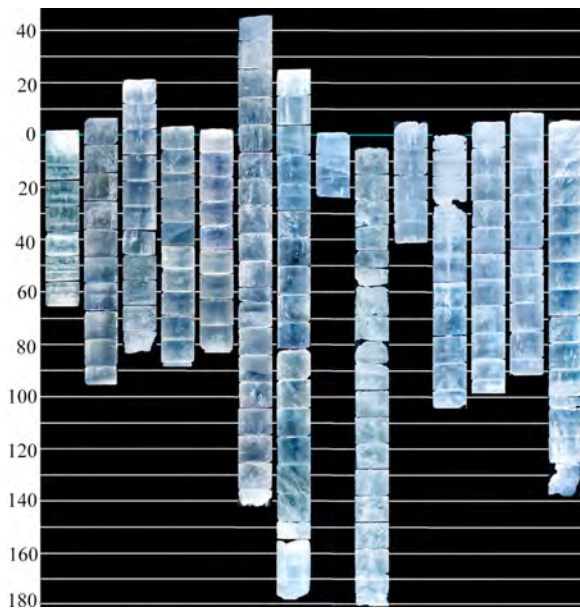


Рис. 2.6. Фотографии вертикальных срезов кернов льда около гряды торосов.

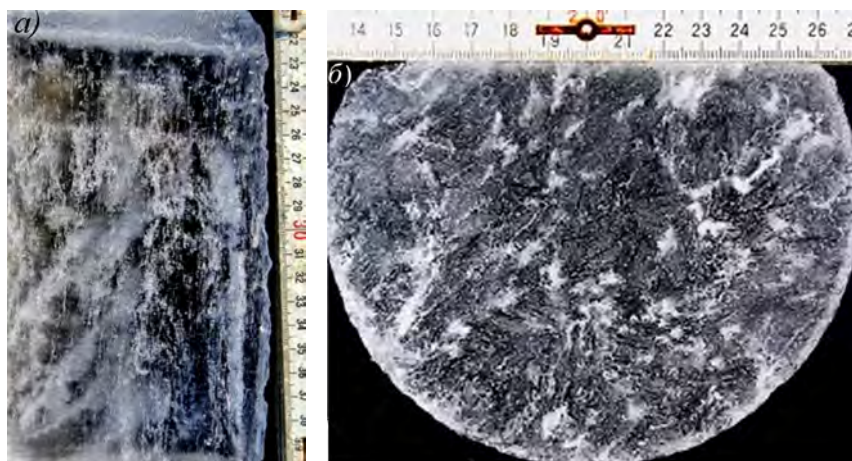


Рис. 2.7. Примеры вертикального (а) и горизонтального (б) среза льда.

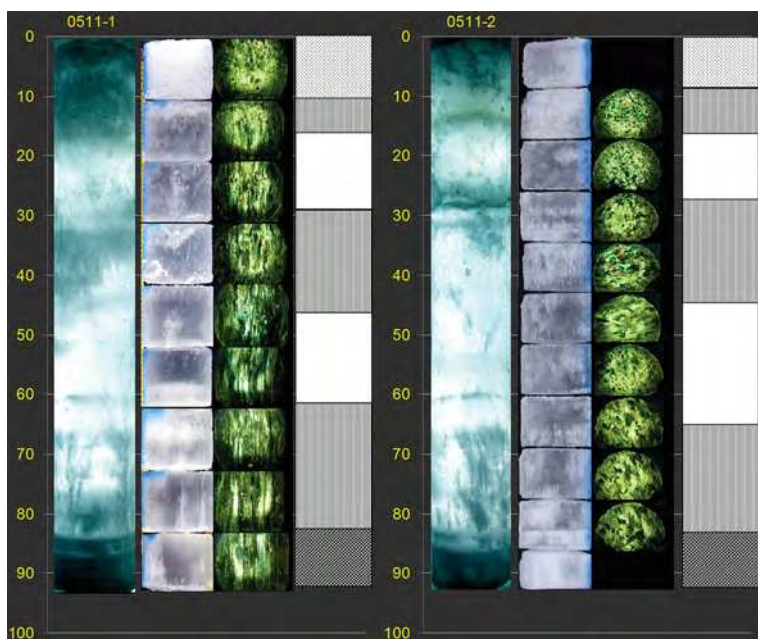


Рис. 2.8. Пример данных по текстуре и структуре льда по всей его толщине.

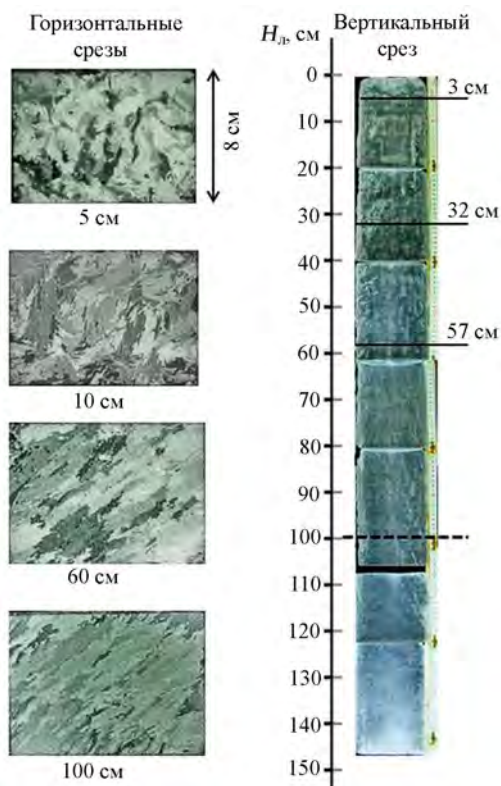


Рис. 2.67. Строение ровного припайного льда.
Ледовый полигон Бухта Амба, 15 мая 2016 г.

0—3 см: слой мелкозернистых кристаллов;

3—32 см: лед типа В6, сложенный зернистыми шестоватыми и волокнистыми кристаллами с горизонта 8 см, преобладают волокнистые кристаллы;

32—57 см: лед типа В5 волокнистой структуры с большим количеством включений кристаллов внутриводного льда;

57—145 см: лед типа В4 волокнистой структуры с включением отдельных кристаллов внутриводного льда; с горизонта 100 см наблюдается влияние заприпайной полыни в виде кристаллов выклинивания, с горизонта 45 см проявляется пространственная упорядоченность волокнистых кристаллов с преобладающим направлением С-оси кристаллов СЗ — ЮВ.

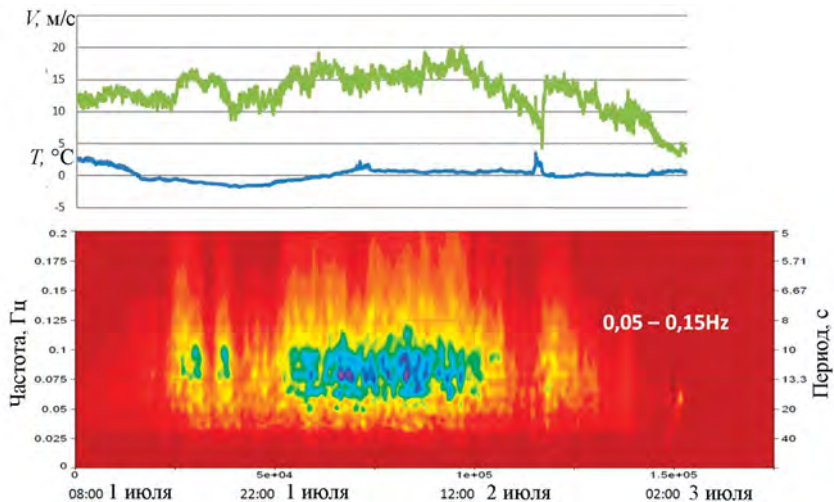


Рис. 4.3. Скорость ветра (V), температуры воздуха (T) и вейвлет-преобразование вертикальных колебаний льда.
НИС «Ледовая станция «Мыс Баранова»», 4—5 июля 2016 г.

Оттенки синего соответствуют наибольшей интенсивности, оттенки желтого — средней интенсивности.

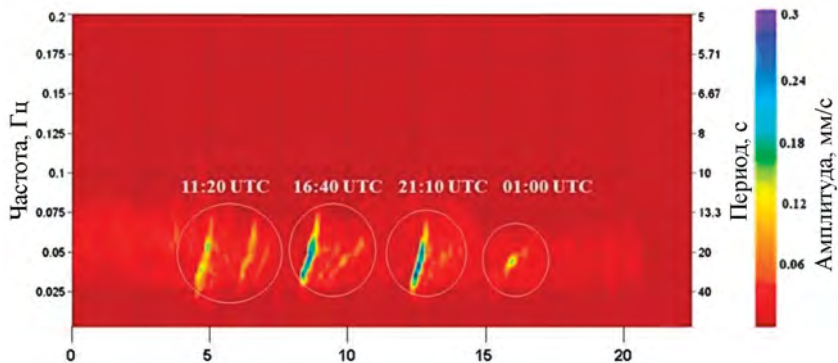


Рис. 4.4. Вейвлет-преобразование вертикальных колебаний льда перед разрушением припая в 2016 г. в периоды 29 июня — 10 июля, 29 — 30 июня, 30 июня — 1 июля и 9 — 10 июля.

Оттенки синего соответствуют наибольшей интенсивности, оттенки желтого — средней интенсивности.

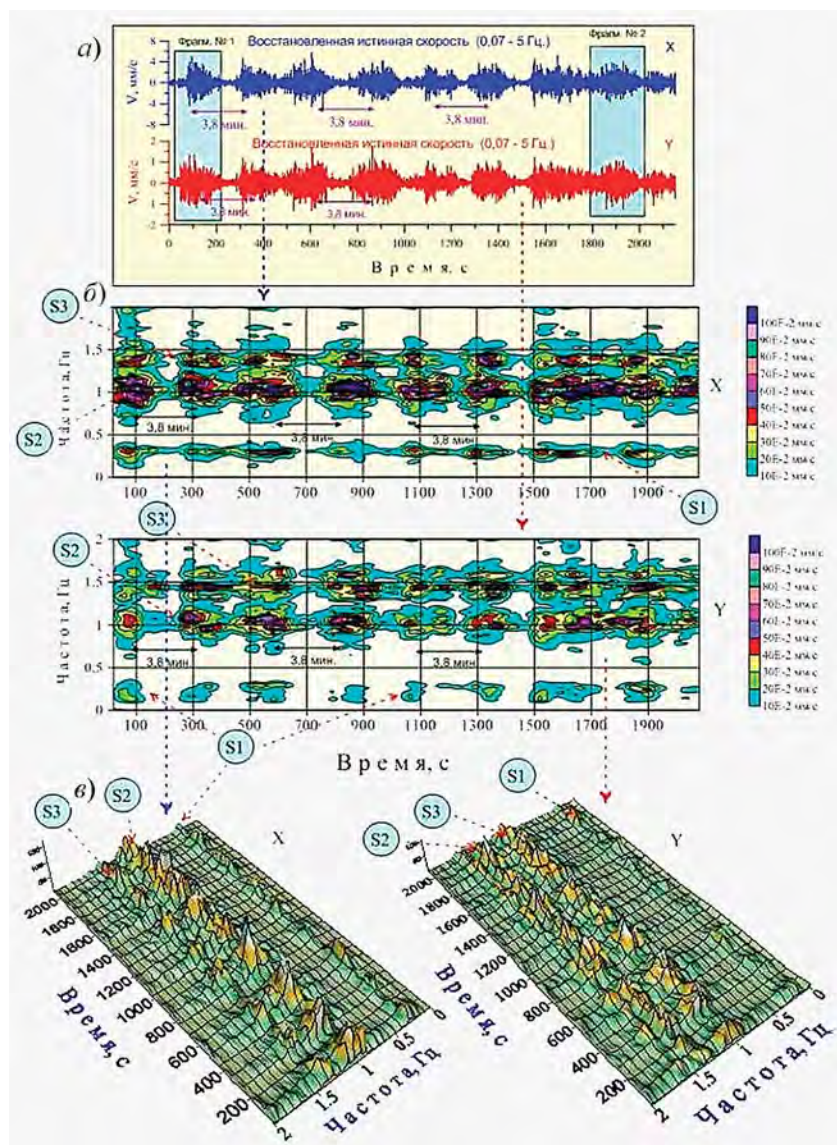


Рис. 5.4. Фрагмент записи компонентов горизонтально поляризованных колебаний (X, Y) в диапазоне частот 0,07—5 Гц в период быстрой подвижки блока льда (а), СВД-диаграмма записи (б) и трехмерный спектр (в).

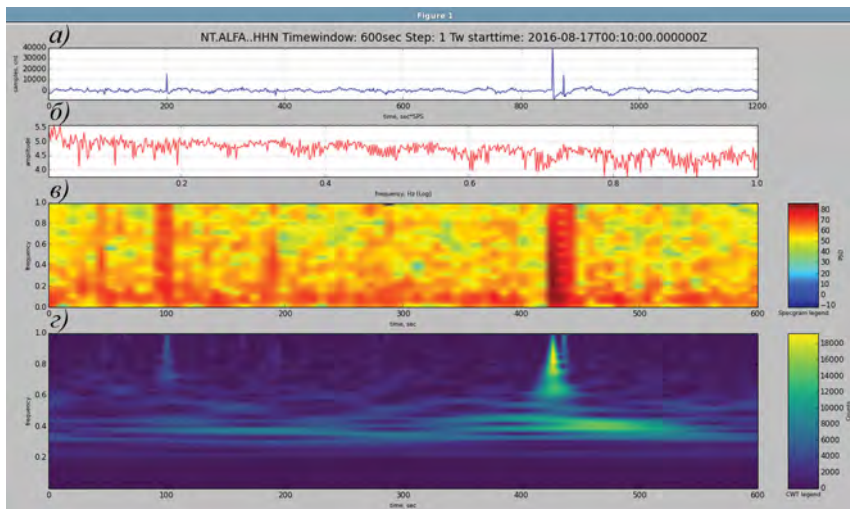


Рис. 7.9. Панель визуальной оценки сигналов.

Обозначение каналов: *a* — волновой профиль; *б* — спектрограмма волнового профиля, полученная с помощью алгоритма быстрого разложения Фурье; *в* — спектр сигнала, рассчитанный на определенном для вывода временном окне с помощью быстрого разложения Фурье; *г* — волновые профили отфильтрованного сигнала в интересующих нас полосах сообразно расчетному алгоритму.

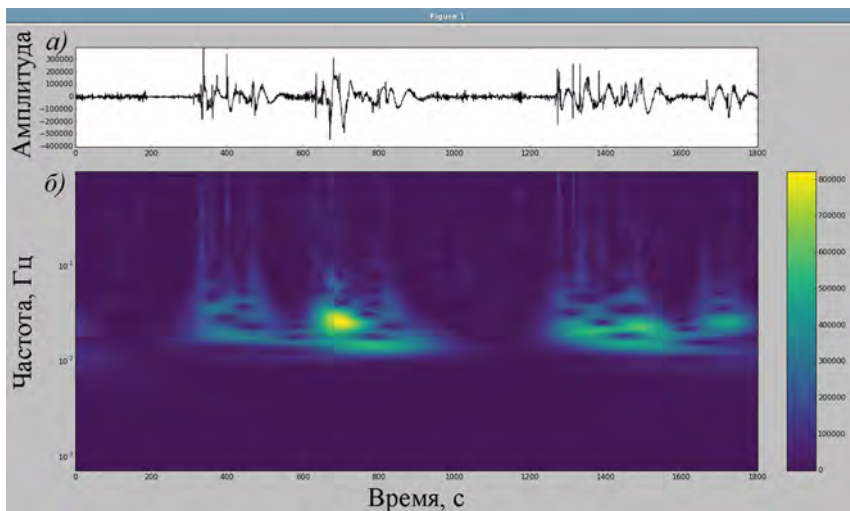


Рис. 7.10. Амплитуда сигнала (*a*) и спектр распределения волновой энергии (*б*) при вейвлет-преобразовании сигнала в режиме реального времени.

