

## МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение

#### высшего образования

# «РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра прикладной океанографии ЮНЕСКО-МОК и охраны природных вод

## ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА

(магистерская диссертация)

На тему Межгодовые изменения ледовитости Гренландского моря и

## их причины

Исполнитель Егорова Елизавета Станиславовна

**Руководитель** доктор географических наук, профессор Аверкиев Александр Сергеевич

«К защите допускаю»

Заведующий кафедрой

(подпись)

кандидат физико-математических наук, доцент

Ерёмина Татьяна Рэмовна

«<u>»</u>\_\_\_\_20\_г.

Санкт-Петербург

Содержание

		Стр.
Сокра	ащения	4
Введение		5-8
1	Физико-географическое описание региона Гренландского	9-19
	моря	
2	Материалы и методика исследования	20-32
2.1	Исходные данные	20-21
2.2	Статистические методы анализа	22-32
2.2.1	Выделение и анализ тренда	22-23
2.2.2	Спектральный анализ	23-25
2.2.3	Кластерный анализ	25-28
2.2.4	Множественная регрессия	28-32
3	Структура временной изменчивости ледовитости	33-52
	Гренландского моря	
3.1	Сезонные колебания	33-44
3.2	Межгодовые изменения	45-52
4	Причины изменения ледовитости Гренландского моря	53-59
5	Статистические модели межгодовой изменчивости	60-70
	ледовитости Гренландского моря	
Заключение		70-73
Список использованной литературы		74-78
Приложение А. Графические и табличные результаты спектрального		79-80
анали	за ряда среднемесячных значений ледовитости Гренландского	
моря	за период 1950-2016 гг.	

Приложение Б. Графические и табличные результаты спектрального 81-84 анализа ряда среднегодовых значений ледовитости Гренландского моря за период 1950-2016 гг.

Приложение В. Кросскорреляционная матрица связи сезонной 85 ледовитости Гренландского моря с гидрометеорологическими факторами и параметрами гелиогеофизического воздействия Γ. 86-88 Приложение Результаты анализа статистической связи межгодовых изменений сезонной ледовитости Гренландского моря значимыми гидрометеорологическими co параметрами И гелиогеофизическими факторами

## Сокращения

- СЛО Северный Ледовитый океан,
- СЕБ Северо-Европейский бассейн,
- АБ Арктический бассейн,
- СОХ срединно-океанический хребет,
- АО Атлантический океан,

ГНЦ «ААНИИ» – Государственный научный центр «Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт»,

- СМКР суммарное межклассовое расстояние,
- СВКР суммарное внутриклассовое расстояние,
- МЛР множественная линейная регрессия,
- ЭФР эмпирическая функция распределения,
- НЗР нормальный закон распределения,
- СКО среднеквадратическое отклонение.

#### Введение

Актуальность темы исследования. Арктический ледяной покров оказывает существенное влияние на планетарные природные процессы и поэтому представляет собой неотъемлемую часть глобальной климатической системы. Являясь продуктом взаимодействия океана и атмосферы, морской лёд служит индикатором происходящих в этой системе изменений. Изучение ледяного покрова в масштабах всего Северного Ледовитого океана (СЛО) представляется чрезвычайно важной на сегодняшний день задачей, особенно в контексте современного сокращения его площади. Однако в настоящей работе особое внимание будет уделено исследованию ледового режима Гренландского моря по следующим причинам.

Близость морей Северо-Европейского бассейна (СЕБ) к Северной Атлантике, основному источнику климатических возмущений всего полушария, обуславливает ярко выраженный отклик состояния их ледяного покрова на эти изменения. Здесь наблюдаются максимальные сезонные и многолетние колебания площади льдов среди морей арктического региона. В ряде исследований [напр., 1, 2] доказано преобладающее влияние льдов СЕБ на изменчивость ледяного покрова и климата всей Арктики. Гренландское море, одно из самых крупных морей СЕБ, занимающее треть его площади и почти половину объёма, играет важную роль в формировании ледовых условий региона.

Кроме того, Гренландское море является основным связующим звеном между Северо-Европейским и Арктическим бассейнами СЛО. Через его акваторию шпицбергенская ветвь Норвежского течения переносит тёплые и солёные воды атлантического происхождения в Арктический бассейн (АБ). В обратном направлении Восточно-Гренландским течением осуществляется

адвекция относительно холодных и распреснённых вод и многолетних льдов в СЕБ и далее в Северную Атлантику. Описанные особенности водообмена и связанного с ним теплообмена океанов, наравне с характерным для высоких широт радиационным выхолаживанием, формируют на акватории Гренландского моря нетипичные для арктических морей ледовые условия [3].

Наконец, Гренландское море имеет важное экономическое значение. На протяжение многих лет здесь ведётся интенсивный промысел атлантической трески, мойвы, чёрного палтуса, камбалы и морского окуня, а также охота на некоторые виды млекопитающих (в первую очередь – белуху, гренландского кита и тюленя). Коммерческое судоходство представлено исключительно промысловым и затруднено наличием постоянно дрейфующих льдов и айсбергов [1, 4].

Развитые с давних пор активный рыбный и животный промысел, а также интенсивная навигация обуславливают большую изученность этого региона по сравнению с другими морями Мирового океана. Труды В.Ю. Визе [напр., 5] стали основополагающими в научных исследованиях ледовых условий Гренландского моря. Существенный вклад в разработку методик долгосрочных прогнозов площади льдов внесли А.И. Каракаш, А.А. Лебедев, Н.С. Уралов и многие другие [напр., 6-12]. Основные закономерности формирования и пространственно-временные особенности распределения ледяного покрова Гренландского моря обобщены в монографии Е.У. Миронова [1]. С развитием спутниковой альтиметрии по мере накопления данных об основных Гренландском характеристиках распределения льдов В море стали публиковаться работы [напр., 13-15], посвящённые исследованию сезонных и межгодовых изменений его площади.

В настоящее время всё больший научный интерес направлен на изучение происходящих на Земле климатических изменений, которые находят своё отражение именно в долгопериодных колебаниях площади ледяного покрова арктических морей. В таком случае для построения качественной модели прогноза его состояния целесообразно применение физико-статистического подхода. Суть его заключена в самом названии: в основе метода лежит установление сопряжённости исследуемой ледовой (или любой другой) характеристики и показателей, вызывающих её вариации, на основании их физической и статистической связи [16]. Пожалуй, наибольшую трудность при составлении ледового прогноза представляет подбор аргументирующих факторов. Эта проблема особенно актуальна для Гренландского моря, прежде всего из-за особенностей его гидрометеорологического режима, включающих интенсивную циклоническую деятельность и сложную систему циркуляции вод. Практически постоянный дрейф толстых многолетних льдов и айсбергов из АБ и наличие однолетних льдов местного происхождения определяют главные черты ледового режима моря. Кроме того, ледяной покров постоянно находится под влиянием региональных динамических факторов, к которым относятся волнение, ветер, течения и др. [1]

В стремлении увеличить заблаговременность и улучшить качество даваемого прогноза ледовой обстановки целесообразным было бы включение в модель таких определяющих факторов, которые успешно рассчитываются на годы вперёд. К их числу относятся внешние по отношению к системе «океанатмосфера» явления, влияние которых на атмосферные и океанические процессы в СЛО показано в работах И.В. Максимова [17-19], Б.А. Слепцова-Шевлевича [20], Э.И. Саруханяна [18-19, 21], Н.С. Сидоренкова [22-23] и ряда других. *Научная новизна* настоящей работы заключается в попытке внедрения в физикостатистические уравнения межгодовой изменчивости площади льдов Гренландского моря параметров гелиогеофизического воздействия.

Основной целью данного исследования является изучение природы межгодовых колебаний ледовитости Гренландского моря и выявление их физико-статистической связи с региональными изменениями климата, которые могут быть вызваны внешними причинами (в т.ч. и внеземными).

Сообразно цели были поставлены следующие задачи:

- Изучение особенностей гидрометеорологического и ледового режимов Гренландского моря по литературным источникам.
- Формирование рабочей базы данных по ледовитости Гренландского моря и определяющих её факторов с привлечением зарубежных источников.
- Исследование структуры временной изменчивости состояния ледяного покрова Гренландского моря, включая сезонные и межгодовые колебания его площади.
- Составление физико-статистических уравнений долгопериодных изменений ледовитости Гренландского моря и проверка полученных моделей на независимом материале.
- Оценка вклада значимых гидрометеорологических факторов и гелиогеофизических воздействий в межгодовые колебания ледовитости Гренландского моря.
- Описание механизма их влияния на изменчивость площади ледяного покрова Гренландского моря.

Практическим применением результатов настоящей работы могут служить рекомендации по совершенствованию методов физико-статистического моделирования для улучшения качества прогноза межгодовых изменений состояния ледяного покрова Гренландского и других арктических морей.

В соответствие с международной номенклатурой рельефа дна [24], акватория СЛО подразделяется на три региона: Северо-Европейский бассейн (СЕБ), Арктический бассейн (АБ) и окраинные арктические моря. Акватория Гренландского моря, выбранная в качестве географического объекта данного исследования, входит в состав СЕБ. На рисунке 1.1 приводятся её общепринятые границы [25].

Северная граница Гренландского моря тянется от м. Бриджмен, северной точки о. Гренландия, до м. Верлегенхукен, расположенного на северной оконечности о. Западный Шпицберген (арх. Шпицберген), и далее проходит по западному берегу вышеупомянутого острова. Восточная граница идёт по линии от м. Южный, относящегося к о. Сёркаппёйа (арх. Шпицберген), до о. Медвежий (арх. Шпицберген), до с. Медвежий (арх. Шпицберген), до с. Медвежий о. Исландия. С юга море ограничено побережьем о. Исландия и линией от м. Рейдинупур (о. Исландия) до м. Брустер (о. Гренландия). Западной границей служит восточное побережье о. Гренландия.

Строение рельефа дна Гренландского моря (см. рисунок 1.2) определяет протянувшийся вдоль его восточной границы срединно-океанический хребет (СОХ), образующий глубоководную Гренландскую котловину с максимальными глубинами до 3 км, обрамлённую шельфами окрестных островов. Гренландская котловина обособлена от соседней Норвежской подводными поднятиями СОХ Исландско-Ян-Майенским, Книповича и Мона, от граничащего Атлантического океана (АО) Исландско-Гренландским порогом с глубинами 200-500 м и от котловины СЛО возвышениями до 2 км. Гренландское море отличается узкой шельфовой зоной, достигающей 350 км у Восточной Гренландии (Бельгийская банка), со средней шириной 90-100 км [26].



Рисунок 1.1: Границы Гренландского моря [25]

Согласно общепринятой климатической классификации З.М. Прик [25], Гренландское море относится к региону приатлантической Арктики, на который в наибольшей степени воздействуют приходящие из северной части АО атмосферные вихри и океанские течения вследствие преобладающего в умеренных широтах зонального переноса с запада на восток.

Характер атмосферной циркуляции в осенне-зимний период определяется в значительной степени действием над акваториями морей приатлантической Арктики Исландского минимума – области пониженного давления, центральная часть которой формируется в районе ответвления к северо-западу тёплого Северо-Атлантического течения в область холодных вод между о-вами Исландия и Гренландия, где проходит холодное Восточно-Гренландское течение. При 10 среднемноголетних условиях, как правило, развиваются два центра пониженного давления: в центре Норвежского моря и у юго-западного берега о. Исландия. Циклоны имеют повторяемость от 2 до 4 раз в месяц, а их траектории, испытывающие существенное влияние ледников (крупного о. Гренландия и более мелких у арх. Шпицберген), проходят от о. Исландия до центральной части Норвежского моря, достигают Баренцева моря или же смещаются к югу до Кольского принося штормовые ветры. Зимой над акваторией п-ова, Гренландского моря господствуют северо-восточные воздушные переносы, а в южной его части нередки южные и юго-западные, где скорость штормовых ветров достигает 16 м/с и более.



Рисунок 1.2: Батиметрическая карта Гренландского и Норвежского морей [26]

В летний период действие исландских циклонов ослабевает, и над акваториями Норвежского и Баренцева морей концентрируется однородная область повышенного давления. Повторяемость циклонов уменьшается до 2 в месяц, а их траектории смещаются на север, минуя арх. Земля Франца-Иосифа. Штормовые ветры не наблюдаются, а устойчивая система воздушных переносов отсутствует.

Величина годовых колебаний температуры воздуха над акваторией Гренландского моря определяется как состоянием сезонного ледяного покрова, так и сложившейся системой сезонных воздушных переносов, поэтому значительно варьируется от района к району. Так, наименьшие годовые температурные различия, составляющие 10-15°С, наблюдаются в южной части моря, где морские льды отсутствуют и превалируют воздушные переносы южного и юго-западного направлений. Наибольшая годовая изменчивость температуры воздуха, достигающая 25-30°С, свойственна для северных районов Гренландского моря, поскольку здесь в зимний период ледяной покров благоприятствует радиационному выхолаживанию нижних слоёв атмосферы, а северо-восточные воздушные переносы способствуют адвекции холодных воздушных масс из АБ [1].

Главной физико-географической особенностью СЕБ, оказывающей заметное влияние на формирование гидрометеорологических и ледовых условий в этом регионе, является наличие устойчивой системы морских течений, которые определяют не только многолетнюю, но и межгодовую изменчивость гидрологического и ледового режимов Гренландского моря. На рисунке 1.3 приводится схема циркуляции вод морей рассматриваемого бассейна. Основные черты циркуляции вод всего СЛО излагаются в монографии [3].

Тёплые и солёные воды атлантического происхождения поступают в СЕБ через Фареро-Шетландский пролив в виде широкого потока Норвежского течения (1), которое разделяется на идущую в Баренцево море нордкапскую (2) и поворачивающую в Гренландское море северо-восточную шпицбергенскую (3) ветви. Часть вод Шпицбергенского течения с температурами выше нуля переносится на юг Восточно-Гренландским течением. Именно адвекция атлантических тёплых водных масс играет ключевую роль в процессах ледообразования и нарастания толщины ледяного покрова на акватории Гренландского моря.

Берущее своё начало в АБ, Восточно-Гренландское течение (5) на протяжении всего года несёт холодные и распреснённые поверхностные воды и многолетние льды через пролив Фрама в Гренландское море и далее через Датский пролив в АО. Оно имеет два ответвления: к северу от о. Ян-Майен, которое является частью системы циклонических течений СЕБ (6), и к северозападу от о. Исландия – часть Восточно-Исландского течения, которая идёт к Фареро-Шетландскому проливу (4).



Рисунок 1.3: Схема циркуляции вод Гренландского и Норвежского морей [3]

Формированию двух циклонических круговоротов к северо-востоку и юговостоку от о. Ян-Майен способствует слияние вод разных плотностей (холодных и распреснённых вод АБ и солёных и тёплых атлантического происхождения), взаимодействие которых приводит к образованию Северо-Атлантической глубинной водной массы. Эти воды считаются самыми холодными донными водами во всём Мировом океане: зимой в центральных частях круговоротов их температура опускается ниже нуля, а в северных достигает -1°С и ниже.

Немаловажную роль в определении интенсивности протекания ледовых процессов (образования, таяния или дрейфа льдов) играют поверхностные водные массы, поскольку они динамично взаимодействуют и с атмосферой (поэтому выхолаживаются зимой и прогреваются летом), и с ледяным покровом. В Гренландском море выделяется четыре поверхностные водные массы, расположение которых на акватории моря иллюстрируется на рисунке 1.4 [27]:

- (1) Норвежское течение переносит в СЕБ атлантическую водную массу с температурой от 2 до 12°С и солёностью 35‰ и выше, наиболее тёплую и солёную относительно других водных масс. Толщина слоя этих вод составляет 1000 м, уменьшаясь до 500 м при движении на север.
- (2) Арктическая водная масса с температурой -1°С и солёностью 33-34‰ поступает в Гренландское море с Восточно-Гренландским течением из АБ, сосредотачиваясь в западной части моря. Толщина слоя этих вод изменяется в зависимости от сезона года: так, летом она составляет 200 м, а зимой увеличивается до 500-600 м.
- (3) Особенно выраженная в зимний период, центральная водная масса состоит из трансформированных атлантических вод, температура которых колеблется в пределах от 0 до 2°С, а солёность от 34.7 до 34.9‰.
- (4) Вдоль побережий о. Гренландия и арх. Шпицберген располагаются неширокие области прибрежных водных масс. Поскольку они образованы в результате стока распреснённых вод с берегов островов, их температура и солёность имеет чётко выраженный сезонный ход.



Рисунок 1.4: Поверхностные водные массы Гренландского моря [27]

Такие контрасты температуры и солёности водных масс приводят к формированию квазистационарных гидрологических фронтов, которые отделяют их от зон смешения тёплого Норвежского и холодного Восточно-Гренландского течений. Генеральное направление положения фронтов тесно связано с особенностями рельефа дна и сосредоточено над подводными поднятиями с резким перепадом глубин, как правило, в месте прохождения СОХ [27]. Так, в Гренландском море выделяются следующие фронты: *арктический* от о. Ян-Майен до 77° с.ш., *пороговый* между о. Исландия и нулевым меридианом; и *шельфовый*, протянувшийся вдоль восточного побережья о. Гренландия. Максимальные градиенты температуры и солёности наблюдаются в арктическом фронте, поскольку здесь встречаются атлантические и арктические воды [1].

Отличительные черты гидрологического режима Гренландского моря, формирующиеся прежде всего за счёт взаимодействия на его акватории крупных потоков вод атлантического и арктического происхождения, создают здесь нетипичные для арктических морей ледовые условия. Устойчивая структура глубинных вод обеспечивает постоянный дрейф многолетнего толстого льда с Восточно-Гренландским течением и поддерживает постоянство системы циклонических завихренностей в месте слияния тёплых И холодных поверхностных вод. В полярных областях наблюдается отрицательный радиационный бюджет в течение всего года, однако в Гренландском море зимнее выхолаживание компенсируется за счёт адвекции тепла Норвежским течением, увеличивая температуру воздуха и приостанавливая процессы ледообразования и нарастания льда на большей площади моря. Выделим главную характерную особенность ледового режима Гренландского моря: наличие в течение года и ледяного покрова, и зоны чистой воды на его акватории, несмотря на широтное расположение.

Ледовитость описывает отношение площади акватории, занятой льдом, к общей площади моря, и в большинстве случаев эта характеристика хорошо соотносится с положением кромки льда. Однако в связи с большой пространственной неоднородностью ледяного покрова, ледовитость показывает лишь его большие сезонные изменения. Для Гренландского моря характерны продолжительное наличие льдов, переносимых Восточно-Гренландским течением, в западной части акватории и пространства чистой воды в её восточной части.

Годовой цикл развития ледяного покрова в Гренландском море начинается с сентября, причём замерзание акватории происходит при наличии остаточных льдов, состоящих из дрейфующих из АБ многолетних. Наибольший прирост ледовитости приходится на переходный период с октября по ноябрь. Установление сезонного зимнего максимума площади льдов наступает в феврале-марте, на два месяца раньше, чем для других арктических морей; это

непосредственно связано с поступлением на акваторию моря вод атлантического происхождения. На протяжении марта и апреля ледяной покров сохраняется неизменным, несмотря на увеличение притока солнечной радиации, что говорит о примерном равенстве вытаивающих и поступающих на акваторию льдов. В период с июня по август площадь свободной ото льда воды растёт, и сезонный минимум отмечается в августе-сентябре.

Количественные оценки ледовых условий Гренландского моря в периоды максимального развития и вытаивания ледяного покрова показывают, что при средних условиях зимой ледовитость составляет 55-60%, а летом лёд сохраняется на 25-30% площади моря. Благоприятные условия предполагают наличие льдов на 30-35% акватории в зимний период и 10-15% в летний, неблагоприятные – на 85-90% и 45-50% соответственно. Однако подчеркнём, что обладает ледяной покров Гренландского моря ярко выраженной пространственной неоднородностью и характеризуется наличием арктических льдов в западной и, соответственно, зоны открытой воды в восточной части его акватории.

Сезонное изменение кромки льдов, представленное на рисунке 1.5 для средних и экстремальных условий, демонстрирует влияние на тепловой бюджет поступающих в Гренландское море тёплых атлантических вод. Зимой, в период наибольшего развития ледяного покрова севернее образующейся кромки льдов радиационное выхолаживание всегда превышает адвективную и конвективную составляющие, южнее – наоборот. Летом, когда акватория моря максимально освобождается ото льда, севернее наблюдающейся кромки интенсивности тепловых параметров оказывается недостаточно для дальнейшего таяния образованных за зиму льдов, южнее отмечается обратная ситуация.

На протяжение всего года кромка льдов наблюдается вдоль восточного побережья о. Гренландия, в направлении от северо-востока на юго-запад до Датского пролива. Такое её постоянное положение совпадает с направлением выноса из АБ многолетних льдов и айсбергов. Максимальная аномалия

распределения ледяного покрова Гренландского моря отмечается в зимний период у о. Западный Шпицберген: зона чистой воды распространяется до 79° с.ш. при средних условиях и достигает 81° с.ш. при благоприятных [1].

Максимальные скорости дрейфа арктических льдов отмечаются в зимний период (до 30 см/с [28]), летом скорость их потока уменьшается почти вдвое; это связано преимущественно с сезонным распределением на акватории Гренландского моря геострофического ветра и градиентных течений в проливе Фрама. Стоит отметить, что изменение интенсивности переноса льдов Восточно-Гренландским течением также может зависеть от величины речного стока, особенностей водообмена и процессов развития ледяного покрова, которые добавляют плотностные градиенты и изменяют тангенциальное трение ветра, действующее посредством ветрового движения льда [29].



Рисунок 1.5: Положение кромки льдов Гренландского моря: (а) – при максимальном развитии ледяного покрова, (б) – при наибольшей площади открытой воды [1]

Айсберги, откалываясь от ледников у восточной части о. Гренландия, попадают на акваторию Гренландского моря по направлениям движения течений и ветров после вскрытия припая; часть их разрушается в пути перемещения, остальные достигают южных берегов острова.

Ещё одной характерной чертой распределения ледяного покрова на акватории Гренландского моря в холодный период года является формирование в её центральной части (70°-75° с.ш.) так называемых «ледяного мыса» и «северной бухты» чистой воды. Их наличие разрушает типичное положение кромки льдов. Главной причиной развития «ледяного мыса» принято считать увеличение притока охлаждённых водных масс в центральную часть моря и выноса однолетних льдов, на интенсивность которых оказывает влияние положение воздушных потоков у о. Гренландия и в Датском проливе. Образование «ледяного мыса» происходит в течение нескольких дней, и частота его возникновения зависит от тяжести ледового режима в море. Обычно «ледяной мыс» существует на протяжении 6-14 декад, развиваясь в две-три волны [1].

Таким образом, рассмотрение метеорологических и океанологических процессов, действующих на акватории Гренландского моря, напрямую влияет на прогноза его ледовых условий. Выполненный качество составляемого литературный обзор способствует формированию рабочей базы данных по изучению ледовитости региона исследования и пониманию протекающих здесь механизмов связи состояния ледяного покрова с изменчивостью гидрометеорологических элементов.

## 2.1 Исходные данные

В настоящем исследовании были использованы среднемесячные значения ледовитости Гренландского моря за период с 1950 по 2016 гг., выбранные из ранее опубликованной работы [1] и базы данных Отдела ледового режима и прогнозов Государственного научного центра «Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт» (ГНЦ «ААНИИ») [30]. Напомню, что ледовитость определяется как отношение занятой льдом площади к общей площади моря.

Влияние крупномасштабных *гидрометеорологических процессов* на долгопериодную изменчивость состояния ледяного покрова Гренландского моря отражают:

- Осреднённые по акватории температура воздуха (°С) и тепловой баланс (Вт/м<sup>2</sup>) Норвежского моря [31],
- (2) Индексы атмосферной циркуляции, определяющиеся как главные моды разложения приземного атмосферного давления по эмпирическим ортогональным функциям [32] для Северного полушария от 30° до полюса. Первую моду разложения называют Арктическим колебанием (AO, Arctic Oscillation), вторую – Тихоокеанским-Североамериканским индексом (PNA, Pacific North Oscillation) и третью – Арктическим диполем (AD, Arctic Dipole),
- (3) Индекс Атлантического мультидекадного колебания (AMO, Atlantic Multidecadal Oscillation), представляющий собой аномалию температуры воды поверхностного слоя в Северной Атлантике (0°-70° с.ш.) относительно среднего значения,

(4) Индекс атмосферной циркуляции Северо-Атлантического колебания (САК/NAO, North Atlantic Oscillation), показывающий изменения атмосферного давления в средних широтах северной части АО, между пунктами у о. Исландия (64° с.ш., 24° з.д) и вблизи Азорских о-вов (39° с.ш., 24° з.д.).

Расчёт приведённых выше величин с периодом один месяц производит Национальное управление океанических и атмосферных исследований (NOAA, National Oceanic and Atmospheric Administration) [33]. Для дальнейшей работы они были осреднены по годам и по полугодиям: месяцы «октябрь-март» (X - III) соответствуют холодному периоду года, «апрель-сентябрь» (IV - IX) – тёплому.

Для анализа межгодовых колебаний ледовитости Гренландского моря в работе используются *параметры гелиогеофизического воздействия* крупных небесных тел (в первую очередь Солнца и Луны) на протекающие на Земле процессы, которые выражаются среднегодовыми значениями следующих характеристик:

- (1) Число Вольфа, представляющее собой количественный показатель солнечной активности [34],
- (2) Характеристика скорости вращения Земли, выражающаяся через величину изменения продолжительности суток (мс) [35],
- (3) Широтная и долготная координаты положения полюса Земли (с дуги) [36],
- (4) Компоненты нутационного движения полюса Земли: в долготе и в наклоне(с дуги) [36].

Значения астрофизических факторов предоставляют британский Офис морского альманаха Её Величества (HMNAO, HM Nautical Almanac Office) [36], Международная служба вращения Земли и опорных систем (IERS, International Earth Rotation and Reference Systems Service) [35] и американское Национальное управление по аэронавтике и исследованию космического пространства (NASA, National Aeronautics and Space Administration) [34].

### 2.2 Статистические методы анализа

#### 2.2.1 Выделение и анализ временного тренда

Трендом называется некоторое изменение исследуемой характеристики во времени с периодом, существенно превышающим длину исходной выборки. Наличие или отсутствие тренда, его интенсивность и форма всегда зависят от длины ряда, отобранного из генеральной совокупности. Поэтому выделяют следующие его типы:

• Линейный, описываемый уравнением 
$$y = a_0 + a_1 t$$
, (2.1)

• Нелинейный (квадратичный) вида  $y = a_0 + a_1 t + a_2 t^2$ , (2.2)

где *у* – исследуемая характеристика,

t – время,

*a*<sub>1,2</sub> – коэффициенты регрессии, рассчитывающиеся при помощи метода наименьших квадратов.

Поведение тренда в полной мере характеризуется его величиной (1) и вкладом в общую дисперсию ряда (2), который устанавливается на основании проверки значимости коэффициента корреляции. Следует помнить, что точность оценки тренда по приведённым выше критериям определяется длиной выборки и его соответствием нормальному закону.

(1) Нахождение величины трендовой компоненты справедливо только для значимого линейного тренда. Обычно она рассчитывается как изменение исследуемой характеристики за определённый промежуток времени (чаще всего для среднегодовых значений за десять лет, для среднемесячных – за один год). (2) Для оценки коэффициента детерминации тренда выдвигается нулевая гипотеза о равенстве нулю коэффициента корреляции. Для её проверки рассчитывается критерий Стьюдента  $t^*$  (формула 2.3), зависящий от самого коэффициента корреляции R, а также от величины его стандартного отклонения в генеральной совокупности  $\sigma_R$ :

$$t^* = \frac{R}{\sigma_R}.$$
 (2.3)

Так, тренд считается значимым, если полученный критерий Стьюдента превышает его критическое значение  $t_{\rm kp}$  при заданном уровне значимости  $\alpha$  (обычно он принимается равным 5%):

$$t^* > t_{\rm Kp}(\alpha, \nu = n - 2),$$
 (2.4)

где *n* – длина исходной выборки. Верно и обратное неравенство [37].

Поскольку необходимым требованием для реализации большинства методов статистического анализа является стационарность исходного ряда во времени, то значимый тренд должен быть удалён. В случае, если выборка содержит значимые и линейный и нелинейный тренды, то предпочтение отдаётся второму в случае, если он вносит более чем на 5% больший вклад в дисперсию исследуемого ряда, и первому в обратном случае [38].

Выделение и анализ трендовой компоненты среднегодовых значений ледовитости Гренландского моря осуществлялись в программе «Microsoft Office Excel».

#### 2.2.2 Спектральный анализ

Для выявления во внутренней структуре исследуемой выборки скрытых циклических составляющих используется спектральный (гармонический)

анализ, представляющий собой разложение в ряд Фурье без остатка. Слагаемые такого ряда называются гармониками – тригонометрическими функциями с периодами, кратными длине исходного ряда. Современное статистическое программное обеспечение, в т.ч. «STATISTICA», позволяет рассчитать это разложение методом быстрого преобразования Фурье. Результаты вычислений представляются в виде периодограммы или спектрограммы, отражающие зависимость дисперсии выделенных гармоник или их спектральной плотности соответственно от частоты. Интерпретировать полученные графические материалы не представляется сложным: на периодограмме (спектрограмме) гармоники большой амплитуды будут изображены в виде «пиков».

В общем виде уравнение k-ой гармоники (2.5) записывается как:

$$G_k = A_k \cos(\omega_k t - \varphi_k), \qquad (2.5)$$

$$\omega_k = \frac{2\pi}{T_k},\tag{2.6}$$

где  $\omega_k$  – частота k-ой гармоники,

*T<sub>k</sub>* – период k-ой гармоники,

*A<sub>k</sub>* – амплитуда k-ой гармоники,

 $\varphi_k$  – фаза k-ой гармоники,

t – время.

Амплитуда гармоники показывает наибольшее отклонение исследуемой характеристики от среднего для рассматриваемого периода, а её фаза – время наступления этого максимума в соответствующих единицах измерения. Эти характеристики находятся при помощи коэффициентов Фурье [38].

Значимость гармоники определяется на основе дисперсионного анализа (коэффициента детерминации), поскольку её вклад представляет собой ту часть общей дисперсии исходного ряда, которая описывается гармоникой. В разделе 2.2.1 описания статистических методов анализа представлена аналогичная процедура оценки по критерию Стьюдента (при уровне значимости его критического значения *α*=0.05) для трендовой компоненты.

Следует иметь в виду, что исследование временной структуры любого гидрометеорологического ряда всегда предполагает наличие некой остаточной случайной компоненты. Она описывает неопределённость воздействия на исследуемую выборку множества случайных факторов, определение которых не представляется возможным при помощи спектрального анализа. Помимо прочего, «шумовая» часть включает в себя возможные выбросы и ошибки при сборе гидрометеорологической информации. Критерием разделения ряда на гармоническую и случайную составляющие является выполнение следующего неравенства их дисперсий (2.7):

$$D(\Sigma G) \le D(\varepsilon), \tag{2.7}$$

где  $D(\Sigma G)$  – дисперсия значимых гармоник,

 $D(\varepsilon)$  – дисперсия остатков [37].

Спектральный анализ внутренней структуры ряда ледовитости Гренландского моря проводился с использованием статистического пакета анализа «STATISTICA».

2.2.3 Кластерный анализ

Кластерный анализ является одним из методов многомерного статистического анализа классификации данных, основная задача которого состоит в разбиении исследуемого ряда на однородные по некоторому признаку классы, или кластеры. Данная процедура успешно применяется в разных сферах научной деятельности, включая гидрометеорологическую направленность. Здесь, несмотря на многообразие практикуемых алгоритмов, наибольшее распространение получили иерархические агломеративные и неиерархические эвристические методы кластерного анализа.

В настоящем исследовании классификация временного ряда ледовитости Гренландского моря реализовывался на основе агломеративного метода Уорда с евклидовой метрикой и эвристического метода k-средних. В качестве основного инструмента проведения процедуры был использован пакет статистических программ «STATISTICA».

Поочерёдно рассмотрю основные принципы работы каждого из используемых алгоритмов.

*Метод Уорда (Варда) с метрикой Евклида.* Относится к иерархическим агломеративным алгоритмам (от англ. «agglomerate» – соединять, собирать), основной принцип которых заключается в последовательном объединении классифицируемых объектов по классам, пока все они не будут собраны в одну группу. Для оценки расстояния между кластерами метод Уорда использует дисперсионный анализ. Он стремится уменьшить сумму квадратов расстояний  $\sum S$  между двумя гипотетически создаваемыми классами. Она рассчитывается по следующему соотношению (2.8):

$$\sum S = \sum_{i=1}^{n} \sum_{i=1}^{p} (x_{i,j} - \overline{x_{i,k}})^2, \qquad (2.8)$$

где k – номер кластера,

- і номер объекта классификации,
- *j* номер признака, по которому происходит разбиение;
- *p* общее количество признаков, характеризующих каждый из объектов;
- *n* количество объектов *k*-го кластера.

Работа алгоритма состоит в следующем. На первом шаге принимается, что каждый кластер включает в себя один объект. После происходит объединение

двух ближайших друг к другу кластеров, для которых рассчитываются сумма квадратов расстояний по формуле (2.8). На каждом следующем шаге соединяются классы с наименьшим приращением  $\sum S$ .

Отмечается, что применение данного метода обычно приводит к образованию равных кластеров малых размеров, что делает его схожим с эвристическими процедурами. В качестве функции расстояния между объединяемыми точками используется евклидова метрика, которая рассчитывается как геометрическое расстояние d между объектами  $x_j$  и  $x_{j+1}$  в многомерном пространстве (формула (2.9)):

$$d(x_j, x_{j+1}) = \sqrt{\sum_{i=1}^n (x_{i,j} - x_{i,j+1})^2}.$$
 (2.9)

Являясь одной из самых распространённых в кластерном анализе мерой близости, она, как и большинство других метрик, восприимчива к изменению единиц измерения, поэтому предполагает предварительную стандартизацию классифицируемых данных. Применение последовательного метода Уорда может быть графически интерпретировано в виде иерархического дерева, или дендрограммы [39].

Входит Метод *k*-средних (k-means). В число неиерархических эвристических итеративных алгоритмов анализа, основанных на объединении объектов в компактные группы, т.е. на формировании кластеров там, где образуются так называемые «облака» точек. Отличительной особенностью данного метода является задание на начальном этапе предполагаемого исследователем числа кластеров для анализа. Тогда алгоритм выстраивает их таким образом, чтобы расстояние между классами было максимальным, насколько это возможно. Кроме того, для каждого кластера вычисляются их центры, и происходит перераспределение объектов. Вычислительный аппарат этого метода представляет собой обратный дисперсионный анализ: изменение изначально заданного количества кластеров происходит для минимизации внутриклассовых и максимизации межклассовых расстояний.

Оценка оптимальности полученных результатов классификации при известном заранее количестве кластеров производится с использованием следующих простых критериев:

Суммарное межклассовое расстояние (СМКР) D<sub>МК</sub>, при достижении максимума которого классификация считается качественной (формула (2.10)):

$$D_{\rm MK} = \frac{\sum_{i \in S_q, j \in S_l} d_{ij}}{\sum_{l < q} n_l n_q} \to max, \qquad (2.10)$$

где  $n_l$  и  $n_q$  – число объектов l и q кластеров соответственно,

 $d_{ii}$  – расстояние между объектами *i* и *j* кластеров  $S_l$  и  $S_q$ .

Суммарное внутриклассовое расстояние (СВКР) *D*<sub>ВК</sub>, в случае достижения минимума которого полученное разбиение можно считать наилучшим (формула (2.11)):

$$D_{\rm BK} = \frac{\sum_{i,j \in S_l} d_{ij}}{\sum_{l=1}^k n_l^2} \to min, \qquad (2.11)$$

где  $d_{ij}$  – расстояние между объектами i и j одного кластера  $S_l$ ,

n<sub>l</sub> – число объектов в одном кластере,

*k* – количество кластеров [39].

#### 2.2.4 Мультирегрессионный анализ

С целью выявления оказывающих влияние на межгодовую изменчивость ледовитости Гренландского моря гидрометеорологических процессов и гелиогеофизических факторов был проведён многофакторный (многомерный) анализ статистических связей исходных временных рядов. Процедура мультирегрессионного анализа осуществлялась при помощи функции «Multiple 28 Regression» (рус. «Множественная регрессия») статистического программного обеспечения «STATISTICA».

Обозначу основные задачи этого метода анализа и его вычислительные аспекты.

Общее назначение алгоритма множественной регрессии заключается в совместном анализе физически обоснованных статистических связей между предиктором, называемым независимой переменной, и предиктантом, или зависимой величиной. Главная вычислительная задача, реализуемая данным инструментом, состоит в максимальном соответствии прямой линии (линии регрессии) некоторому набору точек [39]. Однако связь между процессами природной среды в подавляющем большинстве случаев имеет многофакторный характер, и линия регрессии уже не может быть отображена в двумерном пространстве, однако выражается с помощью уравнения (2.12) множественной линейной регрессии (МЛР):

$$y = a_0 + \sum_{i=1}^n a_n x_n + \varepsilon, \qquad (2.12)$$

где у – зависимая переменная,

*x<sub>n</sub>* – число независимых величин,

*a<sub>n</sub>* – коэффициенты регрессии, определяемые при помощи метода наименьших квадратов,

*є* – остатки (ошибки).

Выделю основные критерии проверки модели МЛР на значимость [37].

*Множественный коэффициент корреляции R*. Отражает степень линейной связи между фактическими и вычисленными по уравнению МЛР значениями зависимой переменной. Принимает неотрицательные значения от 0.0, когда дисперсия зависимой переменной определяется дисперсией остатков, до 1.0, когда включённые в модель факторы полностью описывают дисперсию предиктанта.

*Линейный коэффициент детерминации*  $R^2$ , рассчитываемый как квадрат множественного коэффициента корреляции, показывает долю описываемой предикторами дисперсии зависимой величины в модели МЛР.

Коэффициенты регрессии описывают меру и знак связи между предиктантом и предикторами. Оценка их на значимости может быть реализована двумя способами:

1. На основе выдвижения нулевой гипотезы о равенстве коэффициентов регрессии нулю, проверка которой осуществляется через расчёт критерия Стьюдента  $t^*$  (2.3) и его критического значения  $t_{\rm kp}$  с уровнем значимости  $\alpha$ =0.05. Выполнение неравенства (2.13) определяет значимость коэффициента регрессии. 2. Посредством анализа величины р-уровня значимости (p-level), расчёт которой встроен в большинство современных пакетов статистического анализа данных. Если p-level  $\geq$  установленного уровня значимости  $\alpha$ =0.05, значит, связь между исследуемыми переменными является случайной, в обратном случае – статистически значимой. Таким образом, данный критерий показывает вероятность ошибки принятия результата верным [39]. При проверке моделей МЛР межгодовых изменений сезонной ледовитости Гренландского моря я буду использовать второй метод.

$$t^* > t_{\kappa p}(\alpha, \nu = n - m - 1),$$
 (2.13)

где *n* – длина исходной реализации,

т – количество зависимых переменных.

Фишера, используемый Критерий для определения адекватности полученной модели множественной регрессии. На первом шаге выдвигается нулевая гипотеза, обозначающая равенство между дисперсией ряда вычисленных по уравнению МЛР зависимой переменной и дисперсией остатков. Проверяемая модель адекватно описывает исходные данные, если рассчитанное значение критерия Фишера F больше его критического показателя F<sub>кр</sub> при

заданном уровне значимости  $\alpha$ =5%. (неравенство (2.14); буквенные обозначения аналогичны (2.8)). Верно и обратное.

$$F > F_{\rm Kp}(\alpha, \nu_1 = m, \nu_2 = n - m - 1).$$
 (2.14)

*Стандартная ошибка модели*. Модель МЛР может считаться качественной, если её стандартная ошибка  $\sigma_{\varepsilon}$  не превышает величины стандартного отклонения исследуемой величины  $\sigma_{v}$ , т.е. если выполняется неравенство (2.15):

$$\sigma_{\varepsilon} < \sigma_{\gamma}. \tag{2.15}$$

Отмечу, что в используемом для анализа статистическом пакете «STATISTICA» величины критерия Фишера и стандартной ошибки модели рассчитываются автоматически.

Проверка оптимальности полученной модели МЛР также предполагает оценку её остатков на соответствие нормальному закону распределения (H3P). В этом случае для ряда разницы между фактическими и рассчитанными значениями зависимой переменной строится эмпирическая функция распределения (ЭФР). Для её графического представления используется гистограмма, каждый столбец которой описывает частоту повторяемости остатков для заранее определённых интервалов. Проверка соответствия остатков H3P осуществляется при помощи статистического критерия Пирсона  $\chi^2$  (соотношение (2.16)): если «хи-квадрат» больше его критического значения при уровне значимости  $\alpha$ =0.05, то ЭФР соответствует H3P (неравенство (2.17)).

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^k \frac{(m_k - n_k)^2}{n_k},\tag{2.16}$$

$$\chi^2 > \chi^2_{\rm Kp}(\alpha, \nu = k - 3),$$
 (2.17)

где  $m_k$  и  $n_k$  – частота ЭФР и НЗР соответственно на k-том интервале,

*k* – число интервалов при разделении остатков.

Справедливо и обратное неравенство [38].

Вклад предиктора в общую дисперсию исследуемой величины определяется по формуле (2.18):

$$\sigma^2 = \sum_{i=1}^n b_n^2 \,\sigma_n^2, \tag{2.18}$$

где  $\sigma^2$  – дисперсия исходного ряда,

*b<sub>n</sub>* – коэффициенты регрессии модели, определяемые при помощи МНК,

 $\sigma_n^2$  – дисперсии зависимых величин [40].

В гидрометеорологии при разработке модели множественной регрессии исследователь может столкнуться с проблемой мультиколлинеарности исходных переменных. Использование в качестве предикторов параметров, близких по физическому смыслу, неизбежно приведёт к улучшению качества модели. Поэтому перед проведением процедуры МЛР возникает необходимость установления статистической связи между переменными в матрице данных. Если между ними отмечается высокая коррелированность, т.е. коэффициент корреляции составляет порядка 0.80÷0.90, то одну из независимых переменных следует удалить из списка испытуемых.

Всегда следует иметь в виду, что составление качественной модели МЛР является неформальной задачей, и чем сложнее изучаемый природный процесс, тем большее внимание исследователя требуется для получения её оптимального вида [37].

3 Структура временной изменчивости ледовитости Гренландского моря

Стандартизированная схема изучения внутренней структуры любого крупномасштабного гидрометеорологического процесса с периодом ~один месяц предполагает поэтапный анализ внутригодовой (сезонной) и межгодовой составляющих исследуемого ряда. В основе разложения такого типа на высокочастотную низкочастотную спектра И части лежит принцип представления выборки элементами разных масштабов. В разделах 3.1 и 3.2 настоящей главы мы рассмотрим каждую из выделяемых компонент ряда рекомендованных авторами [37, 39] отдельно с помощью методов статистического анализа, в т.ч. и многомерного (более подробное описание применяемой здесь схемы см. в упомянутых выше работах).

### 3.1 Сезонные колебания

Ледовитость является такой обобщённой характеристикой ледовых условий Гренландского моря, которая наиболее чётко показывает наличие здесь пространства чистой воды в течение всего года. Её годовой ход при среднемноголетних условиях (1950-2016 гг.) иллюстрирует жирная кривая на рисунке 3.1. В период сезонного максимума льдом покрывается чуть больше половины акватории Гренландского моря (53%). Хотя пик площади ледяного покрова обычно наблюдается в феврале-марте, время его наступления может изменяться в пределах шести месяцев. Статистический анализ повторяемости экстремумов в отдельные месяцы (см. второй столбец таблицы 3.1 для максимальной ледовитости) показывает, что чаще всего, т.е. в 36% случаев, наибольшая площадь льдов в Гренландском море действительно достигается в марте, однако установление зимнего максимума также свойственно и для февраля в 31% случаев. Для некоторых лет пиковая ледовитости отмечается в апреле и январе с повторяемостью 16% и 9% соответственно, а также в мае для 5% и июне для 3% случаев.

При наступлении сезонного минимума зона чистой ото льда воды занимает три четверти акватории Гренландского моря, т.е. его ледовитость составляет 25%. По результатам статистического анализа (см. третий столбец таблицы 3.1 для минимальной ледовитости) в подавляющем большинстве случаев (63%) наименьшая площадь льдов наблюдается в сентябре, как и для среднемноголетних условий, однако проявляется также в августе (34%) и редко в октябре (3% случаев).

Для оценки сезонных флуктуаций среднемноголетней ледовитости Гренландского моря были рассчитаны величины её среднеквадратичных отклонений, приведённые в четвёртом столбце таблицы 3.1. Так, максимальные колебания площади ледяного покрова от среднего наиболее ярко выражаются в зимний сезон и достигают 14.7% в марте, что почти вдвое превышает их величину для летнего периода, равную 8.3% в сентябре. При этом изменение ледовитости и её отклонения относительно матожидания происходит синхронно, однако в августе и сентябре установленная зависимость нарушается. Минимальная величина среднеквадратического отклонения приходится на октябрь (5.5%), сдвигаясь относительно периода наименьшей ледовитости.

Переходные сезоны характеризуются неустойчивым состоянием ледяного покрова, поэтому для среднемноголетних условий были получены характеристики его нарастания и таяния (см. пятый столбец таблицы 3.1). Напомним, что скорость изменения ледовитости определяется как разница между её осреднёнными за исследуемый период величинами для настоящего и последующего месяцев. Установлено, что интенсивное ледообразование

начинается в октябре и ноябре и характеризуется максимальными скоростями от 5.5 до 6.0% в месяц. Напротив, значительное уменьшение ледовитости на 6.7÷7.7% за месяц наблюдается в июне и июле.



Рисунок 3.1: Динамика сезонной ледовитости Гренландского моря за отдельные годы (синие тонкие кривые) и среднемноголетняя за период 1950-2016 гг. (чёрная жирная кривая)

Таким образом, *внутригодовой* ход ледовитости Гренландского моря определяется особенностями его гидрометеорологического режима. В зимний период усиление притока тёплых атлантических вод за счёт увеличения количества циклонов (и преобладания северо-восточных воздушных переносов) отсрочивает ледообразование, компенсируя радиационное выхолаживание моря. Поэтому время наступления сезонного максимума смещается на февраль и март. Летом же благоприятная барическая ситуация способствует повышению поступающего солнечного излучения, приводя к интенсивному сокращению льдов. Кроме того, практически непрерывный вынос толстых многолетних льдов и айсбергов из АБ вдоль о. Гренландия не позволяет акватории моря полностью освободиться от ледяного покрова даже в летний период. Метеорологические условия конкретного года задают интенсивность процессов образования и нарастания льда в зимний период, что, возможно, находит своё отражения в больших колебаниях стандартного отклонения по сравнению с летним.

пространственной неоднородности распределения Ввиду ледяного покрова характеристика ледовитости Гренландского моря иллюстрирует лишь Поскольку сезонные аномалии. здесь действуют крупные крупные противоположные определяющие её факторы, целесообразным становится рассмотрение сезонной изменчивости площади льдов с разделением акватории на западную и восточную части. Однако это не является первостепенной задачей данного исследования, поэтому сравнительный анализ их ледовитостей не проводится.

Связанные с ходом гидрометеорологических элементов установленные выше закономерности сезонной изменчивости состояния ледяного покрова Гренландского моря чётко определяются годовой гармоникой на спектрограмме среднемесячных значений его площади (см. рисунок А.1 в приложении А). Её вклад в общую дисперсию исследуемого ряда составляет 48%, что очевидно является наиболее существенным среди остальных значимых циклических составляющих (см. таблицу А.1 в Приложении А). Перераспределение воздушных переносов в течение года характеризуется шестимесячным циклом, вклад которого, однако, выражается менее чем 1%. Помимо доминирующих сезонных колебаний в низкочастотной части спектра выделяются гармоники с периодами от 7 до 22 лет, описывающие в сумме 13% дисперсии ряда среднемесячных значений площади ледяного покрова Гренландского моря. Более подробное описание выделяемых долгопериодных возмущений будет рассмотрено в разделе 3.2. Таким образом, суммарный вклад выявленных периодичностей насчитывает 68%.

Другие графические и табличные материалы результатов спектрального анализа отнесены к Приложению А.
Таблица 3.1: Результаты	статистического	анализа пин	совых значений
ледовитости І	ренландского ме	оря за перис	д 1950-2016 гг.

1	2	3	4	5
	Повторяемость	Повторяемость	Станлартное	Скорость
Месяции	лет с	лет с	отклонение	изменения
мссяцы	максимальной	минимальной	0/	ледовитости,
	ледовитостью, %	ледовитостью, %	70	%/месяц
Январь	9	-	13.5	4.1
Февраль	31	-	14.5	-0.4
Март	36	-	14.7	-2.2
Апрель	16	-	13.6	-3.8
Май	5	-	11.5	-4.1
Июнь	3	-	9.4	-6.7
Июль	-	34	7.7	-7.7
Август	-	63	8.5	-2.1
Сентябрь	-	3	8.3	5.5
Октябрь	-	-	5.9	5.6
Ноябрь	-	-	7.7	6.0
Декабрь	-	-	10.7	5.5
Всего:	100	100		

Примечание: Для некоторых лет наступление сезонных максимумов и минимумов приходились сразу на несколько месяцев, поэтому при расчётах повторяемости (второй и третий столбцы) учитывался тот месяц, для которого пик наблюдался раньше.

Расчёт стандартного отклонения (четвёртый столбец) производился в Microsoft Office Excel с помощью команды «СТЬЮДРАСПРОБР».

Для скоростей изменения ледовитости (пятый столбец) знак «+» означает нарастание ледяного покрова, знак «-», наоборот, его таяние.

Критерием верного выделения значимых циклических составляющих исследуемого ряда является выполнения неравенства (2.7) дисперсий его гармонической и остаточной частей (см. описание метода спектрального анализа данных в подразделе 2.2.2). Так, были рассчитаны дисперсии ряда среднемесячных колебаний ледовитости Гренландского моря D(Q), выделяемых значимых гармоник  $D(\sum G)$  и «шумовой» компоненты  $D(\varepsilon)$ , определяемой как разница первой и второй. Результаты вычислений, приведённые в таблице 3.2, показывают, что исследуемый ряд был разделён на гармоническую и случайную составляющие.

Вернёмся к результатам статистического анализа (см. таблицу 3.1).

Полученные в ходе его проведения оценки периодов внутригодовых колебаний ледовитости совпадают с ранее установленными в работе [1]. Поэтому для дальнейшего изучения межгодовой изменчивости площади Гренландского моря было принято разделение года на следующие сезоны (см. рис. 3.2):



Рисунок 3.2: Среднемноголетняя изменчивость ледовитости Гренландского моря за период 1950-2016 гг. с разделением на сезоны

Таблица 3.2: Оценка вклада гармонической и остаточной компоненты в общую дисперсию ряда среднемесячных значений ледовитости Гренландского моря за период 1950-2016 гг.

1	2	3
D(Q), %	$D(\sum G), \%$	D(arepsilon),%
162.0	100.8	61.2

Примечание: Буквами D(Q) обозначена общая дисперсия ряда среднемесячных значений ледовитости,  $D(\sum G)$  – дисперсия гармонической и  $D(\varepsilon)$  – случайной составляющей.

Сезонный ход ледовитости Гренландского моря значительно изменяется от года к году, что показывают тонкие линии на рисунке 3.1. Так, для **1954 г.** характерно наступление в апреле рекордной за рассматриваемый период ледовитости в 90%. Тогда же за четыре месяца акватория моря на две трети освободилась ото льда. В летний сезон площадь ледяного покрова составляла 21% от площади всего моря. Напротив, зима **1958 г.** была одной из самых тёплых за весь период исследования. Тогда максимальная ледовитость на протяжение нескольких месяцев (февраля-апреля) сохранялась на уровне ~32%, изменяясь в течение всего года в пределах 10%. Состояние ледяного покрова **1991 г.** близко к установленному среднемноголетнему. Абсолютный минимум ледовитости за период 1950-2016 гг. наблюдался в августе **1998 г.** (3%), хотя в феврале наибольшая площадь льдов составляла 70%.

Можно выделить ещё множество примеров отдельных лет с максимально различными ледовыми условиями, однако на данном этапе была поставлена задача о поиске *схожих между собой циклов* сезонных изменений состояния ледяного покрова Гренландского моря. Для классификации ряда её среднемесячных значений была задействована процедура кластерного анализа с применением метода k-средних.

Непосредственно перед началом процедуры используемый алгоритм кластеризации предполагает задание заранее известного числа классов. На основе опыта ранее проведённых исследований [13] было принято решение разбить исходную выборку на три и на пять групп по градации изменчивости площади ледяного покрова. Три выделяемых кластера характеризуют *большую*, *среднюю* и *малую* ледовитости, а при разделении на пять классов к ним добавляются *максимальная* и *минимальная* ледовитость, т.е. её экстремально высокие и низкие значения соответственно. По итогам кластерного анализа были получены группы подобных лет, представленные в таблице 3.3 для трёх и таблице 3.4 для пяти полученных классов.

Изменение состояния ледяного покрова Гренландского моря с 1950 по 1969 гг. протекают на фоне подобных циклов большой и средней ледовитости. Для периода 1970-1990 гг. характерны колебания площади льдов в пределах средних значений. С 1991 по 2016 гг. сезонная изменчивость описывается малой ледовитостью. Но не обходится без исключений: так, периоды 1958-1960 гг. и 1983-1985 гг. и отдельные годы 1962 г., 1974 г. и 1976 г. также относятся к циклам малой ледовитости. Описанные закономерности справедливы для разделения исходного ряда как на три, так и на пять кластеров. Последняя классификация, очевидно, рассортировывает некоторые годы к дополнительным классам максимальной и минимальной ледовитости.

Результаты разбиения значений площади ледяного покрова Гренландского моря на три кластера показывают, что подобие её годовых колебаний в среднем остаётся неизменным от одного сезона до четырёх лет. Однако при средней и малой ледовитости моря сезонный ход может сохраняться и до *семнадцати* лет (отчётливо выделяются периоды 1950-1954 гг. в первом, 1977-1982 гг. во втором и 1999-2016 гг. в третьем кластере).

При увеличении количества классов до пяти подобие сезонных изменений ледовитости сокращается до трёхлетнего периода, хотя встречаются и четырёх-, и пятилетние (например, 1950-1954 гг. первого и 2013-2016 гг. пятого кластера).

# Таблица 3.3: Группы лет со схожими циклами сезонной изменчивости ледовитости Гренландского моря при разбиении на три

кластера методом k-средних

1	Номер кластера	Характеристика кластера	Вошедшие годы
2	K1	Большая ледовитость	<b>1950-1954</b> , 1965, 1967-1969
3	К2	Средняя ледовитость	1955-1957, 1961, 1963-1964, 1966, 1970-1973, 1975, <b>1977-1982</b> , 1986- 1989, 1996-1998
4	К3	Малая ледовитость	1958-1960, 1962, 1974, 1976, 1983- 1985, 1990-1995, <b>1999-2016</b>

Таблица 3.4: Группы лет со схожими циклами сезонной

изменчивости ледовитости Гренландского моря при разбиении на пять

кластеров методом k-средних

1	Номер кластера	Характеристика кластера	Вошедшие годы
2	К1	Максимальная ледовитость	<b>1950-1954</b> , 1965, 1967-1969
3	К2	Большая ледовитость	1963, 1970, 1972, 1977, 1979, 1986, 1989, 1996-1998
4	К3	Средняя ледовитость	1955-1957, 1964, 1966, 1971, 1973, 1975, 1978, 1980-1982, 1987-1988
5	К4	Малая ледовитость	1983-1985, <b>1990-2001</b> , 2003, 2005, <b>2007-2012</b>
6	К5	Минимальная ледовитость	1958, 1999, 2002, 2004, 2006, <b>2013-</b> <b>2016</b>

*Примечание к таблицам 3.3 и 3.4:* Жирным начертанием выделены группы со схожими сезонными периодами, сохраняющимися от четырёх и более лет.



Рисунок 3.3: Сезонная изменчивость ледовитости Гренландского моря за период 1950-2016 гг.: а – с разбиением на три, б – на пять кластеров.

Отмечаются одиночные сезоны в каждом кластере флуктуаций ледовитости, причём их заметно большее количество, чем по результатам предыдущей классификации. Для малой ледовитости Гренландского моря схожие годовые колебания сохраняются для периода *двенадцати* лет (1990-2001 гг.).

Далее сезонные циклы изменчивости ледовитости Гренландского моря были осреднены для каждого выделенного класса (см. рисунок 3.3). Результаты разделения исследуемого ряда на три класса показывают, что для групп, соответствующих большой К1 и средней К2 ледовитости, наступление её сезонных максимумов (75% и 61% соответственно) отмечается в феврале, а для класса малой ледовитости КЗ наибольшая площадь ледяного покрова сохраняется с февраля по апрель на уровне 40% от общей площади акватории. Сезонные минимумы для всех выделяемых градаций наблюдаются в сентябре и изменяются от 9% для КЗ до 34% для К1. При классификации на пять градаций наибольшая ледовитость для кластеров максимальной К1 (75%), средней К3 (59%) и минимальной К5 (36%) ледовитости достигается в феврале, в то время как для групп большой К2 (67%) и малой К4 (43%) – в марте и апреле соответственно. Минимальная ледовитость для всех пяти классов также отмечается в сентябре, варьируясь от 13% для К5 до 34% для К1. Полученный по результатам кластерного анализа сезонный ход площади ледяного покрова в целом совпадает с оценками, полученными ранее.

Таблица 3.5: Критерии оптимальности классификаций на три и пять кластеров методом k-средних

1	2	3	4	
Разбиение на	три кластера	Разбиение на пять кластеров		
СМКР	СВКР	СМКР	СВКР	
15.59	6.41	14.90	5.58	

*Примечание:* Сокращения СМКР и СВКР означают среднее межклассовое и среднее внутриклассовое расстояния соответственно.

Перейдём к выбору оптимальной классификации.

По результатам расчётов функционалов качества, рекомендованных авторами [39] (см. таблицу 3.5), не удалось однозначно определить лучшее разбиение исследуемого ряда на классы, поскольку были получены достаточно противоречивые результаты. С одной стороны, минимальное CBKP было получено при классификации ледовитости на три кластера; с другой, CMKP достигло своего максимального значения при разделении исходной выборки на пять групп. Однако не стоит забывать, что статистические критерии лишь помогают исследователю в определении лучшего разделения на классы и неформальный анализ полученных результатов играет первостепенную роль в выборе оптимальной группировки объектов. Поскольку оба варианта разбиения ряда ледовитости дают похожие результаты при определении подобия её внутригодового хода, то в этом случае оптимальной следует считать любую из предложенных классификаций.

Как уже было отмечено ранее, схожие сезонные периоды изменчивости ледовитости Гренландского моря сохраняются в среднем до трёх-четырёх лет, поэтому её предыстория в некоторой степени определяет текущее состояние ледяного покрова внутри одного годового цикла. Это подтверждается и результатами проведённого в работе [13] кросскорреляционного анализа влияния зимней и летней ледовитости с последующими месяцами. В частном порядке приведём некоторые результаты статической связи: так, площадь ледяного покрова в осенний и весенний периоды определяется его состоянием в предшествующие лето и зиму с коэффициентами корреляции 0.73 и 0.70 соответственно.

Таким образом, установленная зависимость играет особую роль в понимании процессов формирования ледового режима Гренландского моря и может быть успешно применена на практике при составлении диагностических и прогностических моделей сезонных колебаний состояния его ледяного покрова.

### 3.2 Межгодовые изменения

Как уже было показано в предыдущем подразделе, сезонный ход ледовитости Гренландского моря для изучения его межгодовой изменчивости был разделён на следующие периоды: *зиме* соответствует паре месяцев «февраль-март», *лету* – «август-сентябрь»; переходные *осенний* и *весенний* сезоны описываются парами «октябрь-ноябрь» и «июнь-июль» соответственно (см. рисунок 3.2).

Долгопериодные изменения сезонной ледовитости Гренландского моря за период 1950-2016 гг. характеризуются значительными флуктуациями (см. рисунок 3.4 для зимнего и весеннего и рисунок 3.5 для летнего и осеннего сезонов). Наибольшая величина стандартного отклонения характерна для колебаний зимней площади ледяного покрова (14%), наименьшая – для осенней (6.5%). Однако наблюдались значительные отклонения. Например, от зимы 1954 г. к зиме 1958 г. ледовитость сократилась с 76% до 32%, а затем к 1968 г. достигла абсолютного максимума в 87%. Эти колебания нашли своё отражение и в межгодовой изменчивости весенней ледовитости. Летний и осенний сезоны менее подвержены колебаниям такой большой амплитуды, однако в том же 1968 г. были зафиксированы рекордные значения площади ледяного покрова (47% и 51% соответственно). Отмечается монотонное сокращение ледовитости Гренландского моря в зимний и осенний периоды с 2010 г.

Если обратиться к линейным трендам, построенным для межгодовых изменений сезонной ледовитости, то нетрудно заметить, что наблюдается значительное уменьшение площади ледяного покрова Гренландского моря. В нелинейном тренде, представляющем собой полином пятой степени, прослеживаются долгопериодные колебания ледовитости около 30-40 лет. Определённые закономерности справедливы для всех анализируемых сезонов.

![](_page_45_Figure_0.jpeg)

Рисунок 3.4: Динамика межгодовой изменчивости ледовитости Гренландского моря за период 1950-2016 гг. (жирная кривая) с нанесёнными линейными и нелинейными трендами (пунктирные кривые): а – зимний; б – весенний сезон

![](_page_46_Figure_0.jpeg)

Рисунок 3.5: Динамика межгодовой изменчивости ледовитости Гренландского моря за период 1950-2016 гг. (жирная кривая) с нанесёнными линейными и нелинейными трендами (пунктирные кривые): а – летний; б – осенний сезон

Далее были рассчитаны характеристики трендов (см. таблицу 3.6; уравнения трендов не приведены). Следует отметить, что значимыми на основании проверки нулевой гипотезы о равенстве нулю коэффициентов корреляции оказались оба тренда для всех рассматриваемых периодов года. Во всех случаях, кроме летнего сезона, предпочтение было отдано значимому линейному тренду. Для них были найдены величины трендов, характеризующие скорость изменения (в данном случае убывания, т.к. тренд имеет отрицательный наклон) ледовитости в % за 10 лет. Так, быстрее всего сокращение площади ледяного покрова происходит в зимний период со скоростью 4.2% за 10 лет. Напротив, медленнее всего ледовитость изменяется во времени в осенний сезон (на 1.7% за 10 лет).

Ограниченность среднегодовых временных рядов площади ледяного покрова не позволяет надёжно выделить гармоники с характерными периодами более 22 лет. Поэтому обнаружение спектрограммах так называемого «полувекового цикла» колебаний площади ледяного покрова, связанного с диссиметрией Солнца вследствие влияния на него Юпитера и Сатурна, не представляется возможным в рамках конкретного исследования. Однако процедура спектрального анализа сезонной ледовитости Гренландского моря позволила выделить не менее интересные периодические составляющие (см. рисунок 3.6) [41].

«Магнитный цикл» солнечной активности, связанный со сменой знака магнитного поля солнечных пятен при переходе от одного 11-летнего цикла к другому, – 22 года.

*Лунный деклинационный цикл*, представляющий собой периодические колебания (нутации) оси вращения Земли с основным периодом 18.6 лет, – на спектре частот может быть выражен колебаниями от 17 лет до 21 года.

*Цикл солнечной активности*, выраженный изменениями во времени чисел Вольфа (содержат в себе информацию о количестве пятен на видимом солнечном диске), – 11 лет.

![](_page_48_Figure_0.jpeg)

Рисунок 3.6: Колебания спектральной плотности межгодовой изменчивости ледовитости Гренландского моря за период 1950-2016 гг.: а – зимний;
б – весенний; в – летний; г – осенний сезон. Цифрами у пиков обозначены периоды выделяемых циклических колебаний (в годах)

Колебания положения полюса Земли, непрерывно связанные со свободными движениями полюса Земли или так называемым «полюсным приливом», – 6-7 лет.

Автоколебания в системе «океан-атмосфера» с периодом 10-12 лет, возникающие в результате обмена теплом и пресной водой между Северной Атлантикой и морями СЕБ (изложено в качестве гипотезы).

Короткопериодные колебания, характеризующие изменения гидрометеорологических факторов, – 2-4 года.

Таблица 3.6: Характеристики трендов сезонной изменчивости ледовитости Гренландского моря за период 1950-2016 гг.

	Величина линейного		
Сезон	Линейный	Нелинейный тренл	тренла. %/10 лет
	тренд		
Зима	0.34	0.37	4.20
Весна	0.34	0.37	2.40
Лето	0.32	0.44	2.10
Осень	0.26	0.26	1.70

*Примечание:* Нелинейный тренд представляет собой полином пятой степени. Жирным начертанием обозначены предпочтённые тренды.

![](_page_49_Figure_3.jpeg)

Рисунок 3.7: Дендрограмма классификации иерархическим методом Уорда с метрикой Евклида среднегодовых значений ледовитости Гренландского моря за период 1950-2016 гг. по градациям

По результатам проверки выделенных гармоник на значимость было выявлено, что межгодовые колебания сезонной площади ледяного покрова Гренландского описывают 3-4 гармоники, характеризующие до 40% вклада в общую дисперсию исходного ряда ледовитости (см. таблицы Б.1-Б.4 в Приложении Б). Другие графические и табличные материалы результатов спектрального анализа также отнесены к Приложению Б. Полученные результаты несомненно будут полезны при объяснении возможных причин долгопериодных изменений ледовитости Гренландского моря гелиогеофизического характера.

Для получения временной классификации изменчивости среднегодовых значений ледовитости Гренландского моря был применён кластерный анализ по однородным градациям, выполненный иерархическим методом Уорда с евклидовой метрикой. По аналогии с разбиением на классы алгоритмом kсредних, три выделенных по дендрограмме на рисунке 3.7 кластера характеризуют большую, среднюю и малую ледовитости Гренландского моря. По итогам кластерного анализа были получены группы подобных лет, представленные в таблице 3.7.

Поскольку в межгодовой изменчивости ледовитости Гренландского моря наблюдаются заметные колебания, чёткого разделения на три кластера получить не удалось, даже несмотря на наличие во временном ряду отрицательного линейного тренда. В целом состояние ледяного покрова Гренландского моря изменяется на фоне большой и средней ледовитости в период 1950-1982 гг. (за исключением 1958-1960 гг., характеризующих КЗ) и с 1986 по 2016 гг. – на фоне средней и малой ледовитости. Полученные результаты кластерного анализа не представляют большого интереса.

Таблица 3.7: Разбиение иерархическим методом Уорда с метрикой Евклида среднегодовых значений ледовитости Гренландского моря за период 1950-2016 гг. на три кластера по градациям

1	2	3	4
Номер кластера	К1	К2	К3
Характеристика	Большая	Средняя	Малая
кластера	ледовитость	ледовитость	ледовитость
Вошедшие годы	1950-1955, 1965, 1967- 1969, 1988	1956-1957, 1961- 1964, 1966, 1970- 1973, 1975, 1977- 1982, 1986-1989, 1996-1998	1958-1960, 1974, 1976, 1983-1985, 1990-1995, 1999- 2016

![](_page_51_Figure_2.jpeg)

Рисунок 3.8: Динамика межгодовой изменчивости ледовитости Гренландского моря за период 1950-2016 гг. с разбиением на три кластера по градации иерархическим методом Уорда с метрикой Евклида

## 4 Причины изменения ледовитости Гренландского моря

Попытки установить зависимость ледовитости Гренландского моря от факторов, её определяющих, предпринимались многими авторами. В ранних работах отмечается, что основной причиной формирования ледяного покрова на акватории Гренландского моря являются изменения в атмосфере и гидросфере, которые предопределяют тепловое и динамическое состояния вод и льдов. Исследования В.Ю. Визе (1924-1925 гг.) [5] показали, что ледяной покров Северной Атлантики и Гренландского моря в частности формируется под влиянием предшествующего состояния атмосферы и в то же время обуславливает настоящую и будущую барическую ситуацию. А.А. Лебедев (1964-1965 гг.) [6-7] установил, что ледовитость Гренландского моря определяется совокупностью тепловых и динамических факторов, включающих температуру воздуха в пос. Баренцбург (на арх. Шпицберген) и градиент атмосферного давления между Баренцбургом и о. Ян-Майен за период с октября по февраль. Известны работы, посвящённые сопоставлению временных рядов площади ледяного покрова Гренландского моря с некоторыми параметрами солнечной активности, однако удовлетворительных результатов получено не было. Слишком короткие ряды наблюдений и отсутствие данных за определённые промежутки времени не позволяли разработать эффективную методику прогноза состояния ледяного покрова Гренландского моря.

Авторам А.А. Кириллову и М.С. Хромцовой (1971 г.) удалось собрать достаточное количество информации для составления достоверного ряда ледовитости с 1924 по 1968 гг. В работе [9] была установлена её тесная корреляционная зависимость для летних месяцев (июнь-август) с температурой воздуха в Баренцбурге за октябрь-февраль, количеством поступающих на акваторию атлантических вод и выносом многолетних льдов через пролив

Фрама. А.А. Лебедев и Н.С. Уралов (1976 г.) [10] получили высокие значения коэффициента корреляции между площадью льдов Гренландского моря и градиентом поверхностной температуры воды Северной Атлантики.

В монографии Е.У. Миронова (2004 г.) [1] выполнено обобщение характерных особенностей ледового режима Гренландского и Баренцева морей и описание региональных закономерностей внутригодовой и многолетней изменчивости состояния их ледяного покрова. В работе рассмотрены крупномасштабные природные факторы, оказывающие значительное влияние на формирование ледовых условий рассматриваемых морей. Автором представлена подробная характеристика баз данных по ледовитости крупных морей СЕБ, куда входят данные ледовых наблюдений, полученные при авиационных и судовых ледовых разведках, а с 60-ых гг. ХХ в. посредством искусственных спутников Земли.

Развитие спутниковой альтиметрии стало новой началом эпохи исследований ледяного покрова Гренландского моря. По мере накопления об его характеристиках информации основных стали публиковаться исследования, посвящённые особенностям сезонной и межгодовой динамики площади льдов региона. В статье М.В. Трегубовой и др. (2015 г.) [15] проанализирована ледовитость Гренландского моря за период 1979-2008 гг. и отмечено значительное её сокращение в последнее десятилетие. Л.А. Тимоховым и др. (2018 г.) [13] оценён вклад гидрометеорологических факторов И предыстории состояния ледяного покрова в изменчивость сезонной ледовитости Гренландского моря. Так, летняя площадь льдов Гренландского моря определяется главным образом ледовыми условиями предшествующей зимы, протекающими атмосферными процессами и поступающими на акваторию тёплыми атлантическими водами. Влияние на изменчивость зимней ледовитости Гренландского моря оказывает прежде всего состояние ледяного покрова за период октябрь-ноябрь (предзимье), приток атлантических вод, их тепловое состояние и режим атмосферной циркуляции.

Таким образом, к ключевым факторам, определяющим *межгодовую* изменчивость ледовитости Гренландского моря, относятся влияние тёплых вод атлантического происхождения и дрейфующих многолетних льдов, локальные особенности их взаимодействия на акватории, а также воздействие атмосферной циркуляции и температуры воздуха.

На первом этапе при разработке сверхдолгосрочной прогностической модели состояния ледяного покрова Гренландского моря у исследователя может возникнуть резонный вопрос: *с помощью каких независимых величин возможно адекватно представить долгопериодные колебания его площади льдов?* В данном разделе мы и попытаемся объяснить механизм влияния на неё значимых предикторов, вошедших в полученные уравнения связи (5.1)-(5.4) (их статистическое описание см. в разделе 5).

Для определения роли гидрометеорологических элементов В формировании ледового режима Гренландского моря были построены гистограммы аномалий основных погодных индексов, осреднённых за десятилетние периоды (см. рисунок 4.1). Для каждого параметра выделяются тёплые (положительная аномалия) и холодные (отрицательная аномалия) фазы. Подробнее проанализируем механизм их воздействия на состояние ледяного покрова на фоне наблюдаемого в период 2000-2016 гг. сокращения его площади (обозначено синей стрелкой на гистограмме 4.1).

Положительные значения *Атлантического мультидекадного колебания АМО* (обозначено красным цветом на рисунке 4.1) характеризуют увеличение температуры атлантической воды, приводящее к замедлению процессов образования и нарастания льдов в восточной части акватории Гренландского моря [42].

При глубокой холодной фазе *Североатлантического колебания NAO* (зелёный столбец гистограммы 4.1) наблюдается увеличение притока тёплых вод атлантического происхождения вследствие усиления ветров юго-западных

направлений над Норвежским течением. Увеличение градиента атмосферного давления между Азорским максимумом и Исландским минимумом создаёт благоприятные условия для проникновения из Северной Атлантики тёплых и влажных воздушных масс в западную Арктику и интенсификации антициклонической деятельности над Европой. Продолжительное действие вышеперечисленных процессов приводит к значительному уменьшению ледовитости Гренландского моря [43].

Тёплая фаза *Арктического колебания АО* создаёт область пониженного атмосферного давления в центральной Арктике, усиливая широтной перенос в тропосфере и ослабляя меридиональный и, таким образом, способствуя проникновению тёплого воздуха со стороны северной части Атлантики и препятствую адвекции холодного из Тихоокеанской части СЛО. Как правило, это сопровождается положительными аномалиями температуры воздуха в Арктике, что приводит к резкому сокращению морского ледяного покрова в Гренландском море [44].

Для положительной фазы *Арктического диполя AD* и незначительного увеличения *Тихоокеанского-Североамериканского индекса PNA* (обозначены на рисунке 4.1 жёлтым и серым цветами соответственно) свойственно понижение атмосферного давления над Карским морем и морем Лаптевых и его повышение над Канадским архипелагом, а также увеличение количества антициклонов. Складывающаяся барическая ситуация благоприятствует уменьшению площади льдов Гренландского моря [14].

Для демонстрации сопряжённости колебаний ледовитости Гренландского моря в зимний период с тепловым балансом Норвежского моря обратимся к рисунку 4.2. Между упомянутыми величинами наблюдается достаточно тесная когерентность за протяжение всего рассматриваемого периода, и особенно отчётливо выделяется их изменение в противофазе после 2000 г. Далее рассмотрим механизм влияния основных компонент теплового баланса Норвежского моря на изменчивость площади ледяного покрова Гренландского моря.

Уравнение теплового баланса включает следующие составляющие: *радиационный баланс*, представляющий собой разность между приходящим и исходящим длинноволновым и коротковолновым солнечным излучением; и *mennoomdaчy океана в атмосферу*, сумму турбулентного теплообмена между ними и затрат тепла на испарение. Влияние адвективного притока тепла не учитывается [45].

В полярных широтах годовая сумма радиационного баланса отрицательна, т.к. поступающая солнечная инсоляция рассеивается в облаках, приносимых сюда господствующими большую часть года циклонами, поэтому географическое положение Гренландского моря предполагает формирование на его акватории подобного арктическим морям ледового режима. Однако его близость к Норвежской энергоактивной зоне океана, где климатические условия формируются под влиянием Исландского минимума атмосферного давления и тёплого течения, обуславливает Норвежского замедление процессов образования и нарастания льда в восточной части его акватории вследствие повышенной теплоотдачи океана в атмосферу [46]. Использование в физикостатистических моделях межгодовой изменчивости площади ледяного покрова Гренландского моря теплового баланса соседнего Норвежского обуславливается прежде всего увеличением заблаговременности прогноза, поскольку увеличение температуры атлантической воды несомненно отразится на величине теплового баланса как для Норвежского, так и для Гренландского морей, однако для первого это произойдёт раньше.

Результаты спектрального анализа, изложенные в разделе 3.2, показывают наличие в межгодовых изменениях сезонной ледовитости Гренландского моря циклических составляющих с периодами от 6 до 22 лет, которые могут быть вызваны планетарными причинами. В одной из последних работ по данной тематике Л.А. Тимоховым и др. (2019 г.) [14] была проанализирована

зависимость площади льдов Гренландского моря для апреля и августа от астрогеофизических параметров и обнаружена тесная взаимосвязь скорости вращения Земли и индексом нутации её оси в наклоне с сезонной ледовитостью. В рамках настоящего исследования мы продолжаем поиск значимых глобальных факторов, оказывающих влияние на состояние ледяного покрова Гренландского моря.

Одним из таких, вне всяких сомнений, являются нутационные движения оси вращения Земли с периодичностью от нескольких суток до 18.6 лет. Следует подчеркнуть, что последняя гармоника, именуемая в литературе «лунным деклинационным циклом», уже была выявлена нами ранее в ходе спектрального анализа межгодовой изменчивости сезонной ледовитости Гренландского моря (см. подраздел 3.2). Изучению этого влияния на планетарные природные процессы посвящено достаточное количество литературы. В частности, И.В. Максимовым (1970 г.) [17] были выполнены общирные исследования влияния многолетнего прилива на атмосферу и океан в приполюсной области Северного полушария, где он наиболее ярко выражен. Так, авторами было показано наличие 19-летних колебаний в температуре воды СЛО и режиме атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой (что, вероятнее всего, нашло своё отражение в полученных коэффициентах корреляции между  $d\psi$  с климатическими индексами *AMO* и *NAO* – таблица 5.1).

Особый интерес в контексте данной работы представляют полученные в [17] оценки связи долгопериодной приливной волны с интенсивностью дрейфа льдов в СЛО. На примере дрейфующей полярной станции «Северный полюс-1» автором было отмечено увеличение скорости движения льда по мере её приближения к проливу Фрама (2.7÷4.0 см/с) и достижение ею значительных величин в Восточно-Гренландском течении (9.4 см/с). Таким образом, параметр нутационных движений оси вращения Земли используется в настоящем исследовании в качестве *косвенной* оценки скорости дрейфа льда за неимением прямой достоверной информации.

![](_page_58_Figure_0.jpeg)

Рисунок 4.1: Гистограмма осреднённых за 10 лет аномалий климатических индексов за период 1950-2016 гг. Синие стрелки отражают периоды изменения ледовитости Гренландского моря

![](_page_58_Figure_2.jpeg)

Рисунок 4.2: Сопоставление графиков межгодовой изменчивости зимней ледовитости Гренландского моря и теплового баланса Норвежского моря за период 1950-2016 гг.

# 5 Статистические модели межгодовой изменчивости ледовитости Гренландского моря

Для поиска статистической связи межгодовых изменений сезонной площади ледяного покрова Гренландского моря с гидрометеорологическими факторами и параметрами гелиогеофизического воздействия был применён аппарат мультирегрессионного анализа. В испытаниях было задействовано порядка 80 предикторов с различными интервалами осреднения и временными лагами, выбор которых обусловлен как результатами промежуточного кросскорреляционного анализа (см. Приложение В), так и физическими соображениями. Напомним, что процедура множественной регрессии позволяет получить статистическую модель связи зависимой величины сразу с несколькими значимыми независимыми и таким образом определить их совместное влияние, а также оценить вклад каждого фактора по отдельности. В результате для прогнозирования долгопериодных колебаний ледовитости Гренландского моря в работе предлагаются следующие физико-статистические уравнения для каждого рассматриваемого сезона.

Зимняя (пара месяцев «февраль-март») ледовитость Гренландского моря *L*<sup>*Gr*</sup><sub>*II*-*III*</sub>, %. В качестве показателей теплового состояния вод в полученной модели используются тепловой баланс Норвежского моря за холодный период предыдущего года  $B_{X-III}^{Nor}(-1)$  (в Вт/м<sup>2</sup>) и среднегодовой индекс Атлантического мультидекадного колебания с заблаговременностью 4 года АМО(-4). Эти факторы преимущественно определяют состояние ледяного покрова в восточной части Гренландского моря. Учёт практически непрерывного дрейфа многолетних льдов и айсбергов из АБ в западной его части косвенно осуществляется при помощи введения в состав предикторов параметра нутаций оси вращения Земли по долготе  $d\psi$  (в секундах дуги, "). Режим атмосферной

циркуляции, действующей над акваторией Гренландского моря, выражают климатические индексы Арктического колебания  $AO_{X-III}$  и Арктический диполь  $AD_{X-III}$  для периода «октябрь-март» текущего года. Линейная связь перечисленных независимых переменных с изменением состояния ледяного покрова в зимний период, таким образом, представляется статистическим уравнением (5.1):

$$L_{II-III}^{Gr} = 71.38d\psi - 24.46AMO(-4) - 0.67B_{X-III}^{Nor}(-1) - -4.29AO_{X-III} + 5.36AD_{X-III} + 541.00.$$
(5.1)

Результаты статистического анализа связи площади льдов в зимний период со значимыми предикторами приводятся в таблице Г.1 Приложения Г.

Перейдём к оценке качества полученной физико-статистической модели (подробное описание используемых критерием см. в подразделе 2.2.4).

Коэффициент корреляции, характеризующий меру линейной связи между фактическими и рассчитанными по полученным физико-статистическим уравнениям значениями, составляет 0.72 и является приемлемым для составляемого сверхдолгосрочного прогноза. Коэффициент детерминации, показывающий долю объяснённой дисперсии, равен 0.51 – таким образом, подобранные в ходе анализа предикторы описывают 51% от общей дисперсии межгодовых колебаний зимней ледовитости Гренландского моря.

Вошедшие в состав предикторов переменные на основании проверки критерия p-level являются статистически значимыми и достоверно отражают характер их связи с изменениями зимней ледовитости Гренландского моря. Напоминаем, что полученные результаты верно отражают точную картину, если данный критерий больше либо равен 0.05 (5%). Пороговое значение p-уровня значимости отмечается для предиктора  $AD_{X-III}$ .

Модель адекватно описывает фактические значения зимней площади ледяного покрова по  $F^*$ -критерию Фишера (его значение **12.4** превосходит критическое  $F_{\rm kp}$ =**2.4** при заданном уровне значимости  $\alpha$ =0.05).

*Стандартная ошибка* проверяемой модели  $\sigma_{\varepsilon}$ =9.9% не превышает величину стандартного отклонения ряда зависимой переменной  $\sigma_{y}$ =14.1%.

Таким образом, по всем принятым критериям значимости полученная физико-статистическая модель межгодовой изменчивости зимней ледовитости является качественной. Однако мы дополнительно оценим её оптимальность, сопоставив фактические и модельные значения площади ледяного покрова и проверив остатки на соответствие НЗР (будет рассмотрено ниже).

Летняя (пара месяцев «август-сентябрь») ледовитость Гренландского моря  $L_{VIII-IX}^{Gr}$ , %. Влияние теплового состояния Северной Атлантики на площадь ледяного покрова летнего периода обозначается рассчитанным для третьей декады года (июль-сентябрь) индексом Североатлантического колебания с временным лагом 3 года  $AMO_{III}(-3)$ . Именно для этих месяцев характерны максимальные сезонные температуры поверхностного слоя воды Северной Атлантики. Глобальными показателями изменения барической ситуации над СЛО являются индексы  $AO_{IV-IX}$  и  $NAO_{IV-IX}$  для апреля-сентября текущего года. Несмотря на значимый коэффициент парной корреляции летней ледовитости Гренландского моря с величиной теплового баланса Норвежского моря, последняя не вошла в рассматриваемую физико-статистическую модель. Это может быть связано с преобладающим («перебивающим») влиянием других определяющих факторов (возможно, параметра нутаций оси вращения Земли по долготе  $d\psi$ ). В итоге, уравнение их связи с долгопериодными колебаниями летней ледовитости принимает вид (5.2):

$$L_{VIII-IX}^{Gr} = -14.53AMO_{III}(-3) + 53.85d\psi - 2.98NAO_{IV-IX} + +6.06AO_{IV-IX} + 360.92.$$
(5.2)

Результаты статистического анализа связи площади льдов в летний сезон со значимыми предикторами приводятся в таблице Г.2 Приложения Г.

Кратко обозначим основные критерии качества модели (5.2): значения её коэффициентов корреляции и детерминации совпадают с полученными выше

для зимней ледовитости Гренландского моря; используемые предикторы являются статистически значимыми по результатам проверки р-критерия (наблюдается близкое к уровню значимости  $\alpha$ =0.05 значение для предиктора  $AO_{IV-IX}$ ); модель адекватно описывает фактические значения (F\* > F<sub>кр</sub> при  $\alpha$ =0.05, т.е. **15.6** > **2.5**), а её стандартная ошибка не превышает величину стандартного отклонения исследуемого ряда летней ледовитости ( $\sigma_{\varepsilon} < \sigma_{y}$ , т.е. **5.4**% < **7.9**%).

Оценки вклада значимых гидрометеорологических и гелиогеофизических характеристик в общую дисперсию зимней и летней ледовитости Гренландского моря показывают следующее: (а) преобладающими в полученных моделях долгопериодных колебаний площади льдов являются факторы, описывающие нутационные движения оси вращения Земли (23% вклада для зимнего и 36% для сезона) И поступающие атлантические воды (25%) И 46% летнего соответственно); (б) основное влияние на изменение состояния зимнего ледяного покрова оказывает тепловой баланс Норвежского моря (28%); (в) вклад атмосферной циркуляции наименее значим (до 14% для обоих периодов), однако в летний сезон её интенсивность ослаблена в большей степени.

Весенняя  $L_{VI-VII}^{Gr}$ , % и осенняя  $L_{X-XI}^{Gr}$ , % ледовитость Гренландского моря. Относятся к переходным периодам года и характеризуются неустойчивым, быстро изменяющимся состоянием ледяного покрова. Поэтому на основании результатов кросскорреляционного анализа, приведённого в подразделе 3.1 и работе [13], было принято решение для составления прогностических моделей ледовитости для весеннего и осеннего сезонов опираться на её предысторию, которая по результатам вносит ожидаемо основной вклад в изменчивость (67% и 87% соответственно).

$$L_{VI-VII}^{Gr} = 0.36L_{II-III}^{Gr} - 0.39B_{X-III}^{Nor} + 2.97AO_{X-III} + 9.20,$$
(5.3)

$$L_{X-XI}^{Gr} = 0.64L_{VIII-IX}^{Gr} + 9.17AMO(-4) + 5.27PNA_{IV-IX} - 174.00.$$
(5.4)

Результаты статистического анализа связи сезонной ледовитости со значимыми предикторами приводятся в таблице Г.3 и Г.4 Приложения Г соответственно.

Полученные физико-статистические модели отвечают выдвигаемым требованиям качества: характеризуются удовлетворительными коэффициентами корреляции (0.75 и 0.73 для весны и осени соответственно) и детерминации (0.56 и 0.54 соответственно); вошедшие в уравнения независимые величины определяются как статистически значимые на основании p-level; модели адекватны относительно исходной выборки (F\* >  $F_{\rm kp}$  при  $\alpha$ =0.05, т.е. 25.5 > 2.8 для осеннего периодов) и их стандартные ошибки меньше стандартного отклонения фактических значений сезонной ледовитости ( $\sigma_{\varepsilon} < \sigma_{\nu}$ , т.е. 5.3% < 6.5% для осени и 4.3% < 7.9% для весны).

Перейдём к обсуждению более наглядных результатов физикостатистического моделирования, обратившись к рисункам 5.1 и 5.2.

Рассчитанные по уравнениям (5.1) и (5.2) долгопериодные колебания зимней и летней площади ледяного покрова Гренландского моря адекватно повторяют фактические значения, однако отмечаются их заметные расхождения в период 1958-1962 гг. для зимнего, 2002-2004 г. для летнего и 1968-1970 гг. для обоих сезонов. Следует сказать, что описать эти пики ледовитости не смогла ни одна из построенных нами в ходе опытного мультирегрессионного анализа моделей. Проверка моделей на *независимой выборке 2014-2016 гг.* показывает противоречивые результаты: наблюдаемое сокращение площади ледяного покрова зимнего сезона поддаётся описанию с помощью полученного физикостатистического уравнения, а моделируемая летняя ледовитость идёт в противофазе с фактическими значениями. Последнее расхождение, очевидно, отражается на прогнозе ледовитости для осеннего сезона. В целом же для переходных сезонов наблюдается практически полное совпадение исходных и модельных значений.

![](_page_64_Figure_0.jpeg)

Рисунок 5.1: Сопоставление фактических и рассчитанных по уравнениям (5.1) и (5.3) межгодовых значений сезонной ледовитости Гренландского моря за период 1950-2016 гг.: а – зимний; б – весенний сезон. Вертикальной чертой обозначено разделение на зависимую и независимую выборки

![](_page_65_Figure_0.jpeg)

Рисунок 5.2: Сопоставление фактических и рассчитанных по уравнениям (5.2) и (5.4) межгодовых значений сезонной ледовитости Гренландского моря за период 1950-2016 гг.: а – летний; б – осенний сезон. Вертикальной чертой обозначено разделение на зависимую и независимую выборки

В действительности все гидрометеорологические и астрофизические переменные, как правило, скоррелированы друг с другом, поэтому для получения качественного уравнения множественной регрессии целесообразно проверить полученную модель на мультиколлинеарность. Самым простым критерием её устранения является проверка статистической связи между переменными и исключение одной из них в случае высокой коррелированности. Высокая корреляция параметров регрессионной модели достигается при коэффициенте корреляции между ними более 0.8. В таблице 5.1 приводятся их предикторов моделей сезонной ледовитости величины ДЛЯ значимых Гренландского моря. Максимальная статистическая связь отмечается для параметра нутации оси вращения Земли по долготе  $d\psi$  с тепловым балансом Норвежского моря *B*<sup>Nor</sup><sub>X-III</sub> (*R*=-0.54) и индексом теплового состояния Северной Атлантики AMO (R=-0.44), однако коэффициент корреляции не превышает допустимых значений.

Анализ остатков необходимым является условием проверки оптимальности регрессионной модели. С этой целью строятся гистограммы эмпирических функций распределения остатков в координатах нормального закона распределения (см. рисунки 5.3 и 5.4). Длина выборки позволяет нам использовать графики такого рода для проверки модели, поэтому разбиение остатков на градации представляется возможным. Проверка их соответствия нормальному закону обычно производится на основе статического критерия хиквадрат (критерия Пирсона)  $\chi^2$  (подробное описание метода см. в подразделе 2.2.4). В таблице 5.2 демонстрируются результаты проверки соответствия. Для зимнего, летнего и осеннего сезонов неравенство (2.17) выполняется, значит, для этих периодов на изменчивость ледовитости Гренландского моря оказывают влияние равнозначные между собой факторы, подобранные в ходе проведения мультирегрессионного анализа. Анализ остатков для весеннего сезона выявил их несоответствие НЗР, поэтому построенная физико-статистическая модель требует уточнений.

![](_page_67_Figure_0.jpeg)

Рисунок 5.3: Совмещённый график эмпирической функции распределения (ЭФР) и нормального закона распределения (НЗР): а – зимний; б – весенний сезон

![](_page_68_Figure_0.jpeg)

Рисунок 5.4: Совмещённый график эмпирической функции распределения (ЭФР) и нормального закона распределения (НЗР): а – летний; б – осенний сезон

				X - III			IV - IX		
		$d\psi, ''$	AMO	$B_{Nor},$ BT/m <sup>2</sup>	AO	AD	AO	NAO	PNA
	$d\psi, ''$	1.00	-0.44	-0.54	-	-	-	0.29	-
	AMO	-0.44	1.00	0.30	-	-	-	-	-
III	<i>B<sub>Nor</sub></i> , Вт/м <sup>2</sup>	-0.54	0.30	1.00	0.40	-	-	-	-
- X	AO	-	-	0.40	1.00	0.40	-	-	-
	AD	-	-	-	0.40	1.00	-	-	-
X	AO	-	-	-	-	-	1.00	0.37	-0.33
I - I	NAO	0.29	-	-	-	-	0.37	1.00	-
11	PNA	-	-	-	-	-	-0.33	-	1.00

Таблица 5.1: Проверка полученных моделей межгодовой изменчивости ледовитости Гренландского моря на мультиколлинеарность

*Примечание:* Значком «-» обозначены коэффициенты корреляции меньше уровня значимости.

Таблица 5.2: Проверка соответствия эмпирических функций распределения сезонной ледовитости Гренландского моря нормальному закону

1	2	3		
Capau	Статистический критерий хи-	Критическое значение хи-		
Сезон	квадрат $\chi^2$	квадрат $\chi^2_{\kappa p}$		
Зима	8.71			
Весна	16.00	14 07		
Лето	5.35	17.07		
Осень	4.50			
Примечание:	Жирным начертанием выдел	ены те эмпирические функции		

распределения (ЭФР), которые соответствуют нормальному закону распределения (НЗР).

#### Заключение

В рамках настоящего исследования была предпринята попытка установления причин межгодовых изменений ледовитости Гренландского моря и определения природы её низкочастотных колебаний. Этот вопрос и по сей день остаётся малоизученным, несмотря на то, что исследования ледяного покрова Арктики имеют долгую историю.

Для выполнения поставленной цели на первом этапе по литературным источникам были обобщены особенности гидрометеорологического и ледового режимов Гренландского моря, знания о которых послужили основой для формирования рабочей базы данных по изучению долгопериодных колебаний площади его ледяного покрова.

Следующим шагом была исследована временная структура ледовитости Гренландского моря, включающая в себя сезонную и межгодовую изменчивости. С использованием различных статистических алгоритмов и процедур были определены особенности внутригодового хода ледовитости, установлены возможные причины наблюдаемых изменений, проанализированы подобные сезонные циклы площади ледяного покрова, а также обозначены некоторые периодические составляющие. Так, было обнаружено, что сезонный максимум ледовитости наблюдается в феврале-апреле, а минимум – в августе-сентябре. Наибольшие скорости сокращения льдов на акватории Гренландского моря отмечаются в июне-июле, а нарастания – в октябре-ноябре. Для дальнейшего изучения долгопериодных колебаний площади ледяного покрова год был подразделён на четыре сезона по перечисленным выше показателям его состояния: зима, лето, весна и осень. Для каждого сезона по результатам спектрального анализа были выявлены следующие циклические компоненты: цикл солнечной активности, в т.ч. и двойной; 19-летний деклинационный цикл, колебания положения полюса Земли с периодом 6-7 лет, автоколебания в системе «океан-атмосфера», а также короткопериодные циклы изменчивости гидрометеорологических элементов. Полученные закономерности нашли своё отражение при построении физико-статистических моделей межгодовых изменений сезонной ледовитости Гренландского моря.

Мультирегрессионный анализ позволил разработать статистические уравнения связи сезонной площади льдов с гидрометеорологическими и гелиогеофизическими параметрами. Установлено, что основными факторами, определяющими её долгопериодную изменчивость в зимний и летний сезоны, являются: (1) термические характеристики Норвежского моря, где располагается Норвежская энергоактивная зона; (2) тепловое состояние вод атлантического переносимых Норвежским течением; (3) нутационные происхождения, движения оси вращения Земли, представляющие собой косвенную оценку дрейфа многолетних льдов посредством Восточно-Гренландского течения через пролив Фрама. Вклад атмосферной циркуляции, выраженный основными климатическими индексами, наименее значим. При составлении прогностических уравнений для переходных осеннего и весеннего сезона в качестве основного предиктора использовалась предыстория ледовитости. полученных физико-статистических моделей на Проверка независимом материале показала, что уравнение для летнего периода нуждается в дополнительном уточнении. Все модели были проверены на качество при помощи рекомендованных в литературе критериев оценки.

Полученные результаты мультирегрессионного анализа имеют важное значение понимания происходящих в системе «океан-атмосфера-лёд» изменений, а также могут послужить основой для разработки новых методов диагноза и прогноза ледовых условий Гренландского моря.

Результаты настоящего исследования были представлены на IV Всероссийской научной конференции молодых учёных «Комплексные исследования Мирового океана» в 2019 г.
Автор выражает искреннюю благодарность своему научному консультанту Тимохову Леониду Александровичу, доктору физикоматематических наук и главному научному сотруднику отдела океанологии ГНЦ «ААНИИ», а также Вязигиной Наталье, сотруднице отдела океанологии, за помощь в написании магистерской диссертации.

## Список использованной литературы

- Миронов, Е.У. Ледовые условия в Гренландском и Баренцевом морях и их долгосрочный прогноз / Е.У. Миронов, под ред. В.А. Спичкина. – СПб.: ААНИИ, 2004. – 319 с.
- Захаров, В.Ф. Льды Арктики и современные природные процессы / В.Ф.
   Захаров, под. ред. А.Ф. Трёшникова. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 136 с.
- Никифоров, Е.Г. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана / Е.Г. Никифоров, А.О. Шпайхер, под ред. А.Ф. Трёшникова. – Л.: Гидрометеоиздат, 1980. – 269 с.
- Словарь современных географических названий: [Электронный ресурс]. Режим доступа: <u>http://otpusk-info.ru/journey/dictionary/geographic-names/index.htm</u>. – (Дата обращения: 22.04.2019).
- Визе, В.Ю. Значение режима льдов весной в Гренландском море и Восточно-Исландского течения для температуры воздуха в последующую зиму в Европе / В.Ю. Визе. // Изв. РГИ. – 1925. – №14.
- Лебедев, А.А. Метод прогноза ледовитости в Северной Атлантике и Гренландском море / А.А. Лебедев. // Материалы рыбохозяйственных исследований Северного бассейна. – 1964. – Вып. 2. – С. 108-118.
- 7. Лебедев, А.А. Изменчивость ледовых условий в Северо-западной Атлантике / А.А. Лебедев. // М.: Тр. ГОИН. – 1965. – Вып. 27.
- Уралов, Н.С. Характер и причины изменчивости ледовитости у восточных берегов Гренландии / Н.С. Уралов. // М.: Тр. ГОИН. – 1969. – Вып. 96.
- Кириллов, А.А. О многолетней изменчивости ледовитости Гренландского моря и методике её прогноза / А.А. Кириллов, М.С. Хромцова. // Л.: Тр. ААНИИ. – 1971. – Т. 303. – С. 46-53.

- Лебедев, А.А. О особенностях теплового состояния Северной Атлантики и атмосферной циркуляции при формировании аномальной ледовитости в Гренландском море / А.А. Лебедев, Н.С. Уралов. // Л.: Тр. ААНИИ. – 1976. – Т. 320. – С. 47-64.
- Лебедев, А.А. К вопросу о ледовом балансе Гренландского моря / А.А.
   Лебедев, Н.С. Уралов. // Л.: Тр. ААНИИ. 1977. Т. 341. С. 43-52.
- Каракаш, А.И. Ледовитость Гренландского моря и возможность предсказания состояния льда в морях западного сектора Арктики / А.И. Каракаш. // Л.: Тр. ААНИИ. – 1950. – Вып. 17.
- Тимохов, Л.А. Особенности сезонной и межгодовой изменчивости ледяного покрова Гренландского моря / Л.А. Тимохов [и др.] // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. №1. С. 127-134.
- Тимохов, Л.А. Климатические изменения сезонных и долгопериодных колебаний ледовитости Гренландского и Баренцева морей / Л.А. Тимохов [и др.] // Проблемы Арктики и Антарктики (принята в печать).
- Трегубова, М.В. Многолетняя динамика ледовитости Гренландского моря в условиях современных климатических изменений / М.В. Трегубова, О.М. Прокофьев, А.В. Мухина. // Международный научный журнал «Символ науки». – 2015. – №5. – С. 265-267.
- Кудрявая, К.И. Морские гидрологические прогнозы / К.И. Кудрявая, Е.И. Серяков, Л.И. Скриптунова, под ред. К.И. Кудрявой, Ю.В. Николаева. // Л.: Гидрометеоиздат, – 1974. – 309 с.
- Максимов, И.В. Геофизические силы и воды океанов / И.В. Максимов. // Л.: Гидрометеоиздат, – 1970. – 447 с.
- Максимов, И.В. Океан и космос / И.В. Максимов, Э.И. Саруханян, Н.П. Смирнов. // Л.: Гидрометеоиздат, – 1970. – 216 с.
- Максимов, И.В. Космогеофизический фон макропроцессов в океане и атмосфере и сверхдолгосрочный прогноз / И.В. Максимов, Э.И. Саруханян, Н.П. Смирнов. // Климатология и сверхдолгосрочный прогноз. – 1977. – С. 18-25.

- 20. Слепцов-Шевлевич, Б.А. Солнечный ветер, вращение Земли и климат /
   Б.А. Слепцов-Шевлевич, А.М. Бояринов. // СПб. 2002. 160 с.
- Воробьёв, В.Н. Лунный нодальный (деклинационный) прилив и его возможное влияние на циркуляцию атмосферы / В.Н. Воробьёв, Э.И. Саруханян, Н.П. Смирнов. // Учёные записки РГГМУ. – №2. – 2006. – С. 7-19.
- 22. Сидоренков, Н.С. Атмосферные процессы и вращение Земли / Н.С. Сидоренков. // СПб.: Гидрометеоиздат, 2002. 200 с.
- Сидоренков, Н.С. Природа нестабильностей вращения Земли / Н.С. Сидоренков. // Природа. – 2004. – №8.
- 24. Трёшников, А. Ф. Географические наименования основных частей рельефа Арктического бассейна / А.Ф. Трёшников [и др.] // Проблемы Арктики и Антарктики». – 1967. – Вып. 27. – С. 5-15.
- 25. Атлас океанов. Северный Ледовитый океан. Л.: Изд. ГУНИО МО, 1980.
   185 с.
- 26. The international bathymetric chart of the Arctic Ocean (IBCAO):
  [Электронной ресурс]. Режим доступа: –
  <u>https://www.gebco.net/news\_and\_media/version\_3\_ibcao\_release.html</u>. –
  (Дата обращения: 25.05.2019).
- Алексеев, Г.В. Структура и изменчивость крупномасштабных океанологических процессов и полей в Норвежской энергоактивной зоне / Г.В. Алексеев [и др.], под ред. Ю. В. Николаева, Г. В. Алексеева. // Л.: Гидрометеоиздат, 1989. 127 с.
- 28. Martin, T. Sea ice drift and thickness in the East Greenland Current / T. Martin,
  P. Lemke. // Proc. of IAHR'94. Trondheim. 1994. P. 135-138.
- Гудкович, З.М. Сезонные и пространственные изменения средних скоростей дрейфа льда и градиентных течений в Восточно-Гренландском ледовом потоке / З.М. Гудкович, С.П. Позднышев // Проблемы Арктики и Антарктики. – 1995. – Вып. 69. – С. 116-123.

- Единая Государственная система информации об обстановке в Мировом океане: [Электронный ресурс]. Режим доступа: <a href="http://portal.esimo.ru/portal">http://portal.esimo.ru/portal</a>. (дата обращения 10.02.2019).
- 31. Библиотека климатических данных: [Электронный ресурс]. Режим доступа: <u>http://iridl.ldeo.columbia.edu/</u>. (дата обращения: 20.02.2019).
- 32. Janout, M. Kara Sea freshwater transport through Vilkitsky Strait: Variability, forcing and further pathways toward the western Arctic Ocean from a model and observations/ M. Janout [et al.] // J. Geophys. Res.Oceans. – 2015.
- 33. National Oceanic and Atmospheric Administration: [Электронный ресурс]. –
   Режим доступа: https://www.noaa.gov. (дата обращения: 24.02.2019).
- 34.SolarPhysics: [Электронный ресурс].– Режим доступа:<a href="https://solarscience.msfc.nasa.gov/">https://solarscience.msfc.nasa.gov/</a> (дата обращения: 25.02.2019).
- 35. International Earth Rotation and Reference Systems: [Электронный ресурс]. –
   Режим доступа: <u>https://www.iers.org/IERS/EN/Science/EarthRotation.html</u> –
   (дата обращения: 06.03.2019).
- 36. The Astronomical Data Portal: [Электронный ресурс]. Режим доступа: <u>http://astro.ukho.gov.uk/</u> – (дата обращения: 01.03.2019).
- Малинин, В.Н. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации.: Учебник. / В.Н. Малинин // СПб.: Изд-во РГГМУ. 2008. 408 с.
- 38. Гордеева, С.М. Практикум по дисциплине «Статистические методы обработки и анализа гидрометеорологической информации» // С.М. Гордеева // СПб.: РГГМУ. 2010. 74 с.
- 39. Вайновский, П. А. Методы обработки и анализа океанологической информации. Многомерный анализ: учебное пособие. / П.А. Вайновский, Малинин В.Н. // СПб.: Изд. РГГМИ, 1992. 96 с.
- 40. Бронштейн, И.Н. Справочник по математике / И.Н. Бронштейн, К.А. Семендяев, под ред. К.Ф. Брудно. М.: Изд. «Наука». 1964. 608 с.

- Фролов, И.Е. Научные исследования в Арктике. Т. 2. Климатические изменения ледяного покрова Евразийского шельфа / И.Е. Фролов [и др.] // СПб: Наука, 2007. 135 с.
- 42. Североатлантическая осцилляция и КМО: [Электронный ресурс]. Режим доступа: <u>http://www.solar-climate.com/geo/amo.htm</u> (дата обращения: 13.05.2019).
- 43. Нестеров, Е.С. Североатлантическое колебание: атмосфера и океан. / Е.С.
   Нестеров // М.: Триада, лтд, 2013. 144 с.
  - 44.Малинин, В.Н. О причинах первого потепления Арктики в XX столетии /
    В.Н. Малинин, П.А. Вайновский. // Ученые записки РГГМУ. 2018. № 53. С. 34-55.
- Будыко, М.И. Тепловой баланс земной поверхности / М.И. Будыко // Л.: Гидрометеоиздат. – 1956. – 256 с.
- 46. Малинин, В.Н. Изменчивость энергоактивных зон океана в Северной Атлантике / В.Н. Малинин, В.Ю. Шмакова // Фундаментальная и прикладная климатология. – 2018. – №4.

Приложение А. Графические и табличные результаты спектрального анализа ряда среднемесячных значений ледовитости Гренландского моря за период 1950-2016 гг.



Рисунок А.1: Колебания спектральной плотности среднемесячных значений ледовитости Гренландского моря за период 1950-2016 гг. Цифрами у пиков обозначены периоды выделяемых циклических колебаний (в месяцах)



Рисунок А.2: Сопоставление фактических и рассчитанных по уравнениям значимых гармоник среднемесячных значений аномалий ледовитости Гренландского моря за период 1950-2016 гг.



Рисунок А.3: Сопоставление фактических и рассчитанных по уравнению годовой гармоники среднемесячных значений аномалий ледовитости Гренландского моря за период 1950-2016 гг.

Таблица А.1: Характеристики значимых гармоник ряда среднемесячных значений ледовитости Гренландского моря за период 1950-2016 гг.

№ гармоники	<i>Т</i> <sub><i>k</i></sub> , год	<i>Т<sub>k</sub></i> , месяц	$\omega_k,$ месяц <sup>-1</sup>	$arphi_k,$ радианы	<i>A<sub>k</sub></i> , %	$D_k, \%$	$V_k$ , %
G <sub>1</sub>	22.00	268.00	0.02	0.61	3.47	6.00	0.04
G <sub>2</sub>	16.80	201.00	0.03	0.60	2.66	3.54	0.02
G <sub>3</sub>	13.40	160.00	0.04	2.17	2.77	3.84	0.02
$G_4$	11.20	134.00	0.05	2.43	3.00	4.51	0.03
$G_5$	9.50	114.00	0.06	0.58	2.13	2.26	0.01
G <sub>6</sub>	7.40	89.00	0.07	1.99	1.53	1.17	0.01
<i>G</i> <sub>7</sub>	1.00	12.00	0.52	1.39	12.45	77.46	0.48
G <sub>8</sub>	0.50	6.00	1.05	0.24	1.57	1.23	0.01
Всего:				•		100.80	0.62

Примечание. Буквами в таблице обозначены следующие характеристики k-ой гармоники: $T_k$  – период,  $\omega_k$  – частота,  $\varphi_k$  – фаза,  $A_k$  – амплитуда,  $D_k$  – дисперсия,  $V_k$  – её вклад в общую дисперсию исходного ряда.

Приложение Б. Графические и табличные результаты спектрального анализа ряда среднегодовых значений ледовитости Гренландского моря за период 1950-2016 гг.

Таблица Б.1: Характеристики значимых гармоник для периодов зимней ледовитости Гренландского моря

№ гармоники	<i>Т<sub>k</sub></i> , год	$\omega_k$ , год <sup>-1</sup>	$arphi_k,$ радианы	$A_k, \%$	$D_k, \%$	<i>V</i> <sub><i>k</i></sub> , %
G <sub>1</sub>	22.00	029	0.09	3.84	7.38	0.06
<i>G</i> <sub>2</sub>	16.50	0.38	0.85	5.82	16.94	0.13
G <sub>3</sub>	11.00	0.57	3.14	4.87	11.84	0.09
G <sub>4</sub>	8.3	0.76	-0.97	5.35	14.33	0.11
Всего:					50.50	0.38

Таблица Б.2: Характеристики значимых гармоник для периодов весенней ледовитости Гренландского моря

№ гармоники	<i>Т<sub>k</sub></i> , год	$\omega_k$ , год <sup>-1</sup>	$arphi_k,$ радианы	<i>A<sub>k</sub></i> , %	<i>D</i> <sub><i>k</i></sub> , %	<i>V</i> <sub><i>k</i></sub> , %
G <sub>1</sub>	22.00	0.29	0.70	3.60	6.46	0.16
G <sub>2</sub>	13.20	0.48	-0.10	2.76	3.80	0.09
G <sub>3</sub>	11.00	0.57	2.93	2.53	3.21	0.08
$G_4$	3.90	1.61	0.70	2.47	3.05	0.07
Всего:					16.53	0.40

Таблица Б.3: Характеристики значимых гармоник для периодов летней ледовитости Гренландского моря

№ гармоники	<i>Т<sub>k</sub></i> , год	$\omega_k$ , год <sup>-1</sup>	$arphi_k,$ радианы	$A_k, \%$	$D_k, \%$	<i>V</i> <sub><i>k</i></sub> , %
G <sub>1</sub>	22.00	0.29	0.65	2.70	3.64	0.10
G <sub>2</sub>	13.20	0.48	2.75	2.67	3.56	0.10
G <sub>3</sub>	6.00	1.05	2.65	2.45	3.00	0.09
Всего:					10.21	0.29

Таблица Б.4: Характеристики значимых гармоник для периодов осенней ледовитости Гренландского моря

№ гармоники	<i>Т<sub>k</sub></i> , год	$\omega_k$ , год <sup>-1</sup>	$arphi_k,$ радианы	<i>A<sub>k</sub></i> , %	$D_k, \%$	<i>V</i> <sub>k</sub> , %
G <sub>1</sub>	22.00	0.29	0.68	1.98	1.96	0.06
G <sub>2</sub>	13.20	0.48	2.63	2.89	4.16	0.13
G <sub>3</sub>	4.10	1.53	2.03	2.40	2.89	0.09
G <sub>4</sub>	2.30	2.73	2.51	2.13	2.28	0.07
Всего:					11.29	0.36

Примечание к таблицам Б.1-Б.4: Буквами в таблице обозначены следующие характеристики k-ой гармоники:  $T_k$  – период,  $\omega_k$  – частота,  $\varphi_k$  – фаза,  $A_k$  – амплитуда,  $D_k$  – дисперсия,  $V_k$  – её вклад в общую дисперсию исходного ряда.



Рисунок Б.1: Сопоставление фактических и рассчитанных по уравнениям значимых гармоник межгодовых значений аномалий ледовитости Гренландского моря за период 1950-2016 гг.: а – зимний; б – весенний сезон



Рисунок Б.2: Сопоставление фактических и рассчитанных по уравнениям значимых гармоник межгодовых значений аномалий ледовитости Гренландского моря за период 1950-2016 гг.: а – летний; б – осенний сезон

Приложение В. Кросскорреляционная матрица связи сезонной ледовитости Гренландского моря с гидрометеорологическими факторами и параметрами гелиогеофизического воздействия

## Таблица В.1: Результаты кросскорреляционного анализа связей гидрометеорологических факторов и гелиогеофизических воздействий с показателями зимней и летней ледовитости Гренландского моря

Предиктант: зимняя ледовитость <i>L</i> <sup>Gr</sup> <sub>II-III</sub> , %			Предиктант: летняя ледовитость $L_{VIII-IX}^{Gr}$ , %		
Предиктор	Максимальный коэффициент корреляции	Временной лаг	Предиктор	Максимальный коэффициент корреляции	Временной лаг
$L_{II-III}^{Gr}$ , %	0.42	1	$L_{II-III}^{Gr}$ , %	Незначи	мый
$L_{VIII-IX}^{Gr}, \%$	0.34	1	$L_{VIII-IX}^{Gr}, \%$	0.24	1
$T_a^{Nor}$ , °C	Незначи	мый	$T_a^{Nor}$ , °C	-0.29	7
$T_{a(X-III)}^{Nor}$ , °C	-0.27 1		$T_{a(IV-IX)}^{Nor}$ , °C	Незначи	мый
$B_{X-III}^{Nor}$ , BT/M <sup>2</sup>	-0.37	1	$B_{IX-IV}^{Nor}$ , Bt/m <sup>2</sup>	-0.25	3
AMO	Незначи	мый	AMO	-0.24	3
AMO <sub>3</sub>	-0.34	4	AMO <sub>3</sub>	-0.34	3
AO	0.26	6	AO	Незначи	мый
$AO_{X-III}$	Незначимый		$AO_{IV-IX}$	0.38	6
AD	Hoppony		AD		
$AD_{X-III}$	Пезначи	IM DI PI	$AD_{IV-IX}$	Незначимый	
NAO	-0.31	1	NAO		
NAO <sub>X-III</sub>	-0.27; -0.25	0; 1	$NAO_{IV-IX}$	-0.36	0
PNA	Незизии	мый	PNA	Нерионили ий	
$PNA_{X-III}$	Tiesha m	MDIN	$PNA_{IV-IX}$		MDM
Barenz	-0.27	1	Barenc	-0.36	10
$d\varepsilon('')$	Незначи	мый	darepsilon('')	Незизии	мый
$d\psi('')$	-0.29	5	$d\psi('')$	Пезначи	WIDIFI
Kp	Цориони	an tř	$K_p$	-0.31	1
LOD	Незначимыи		LOD	-0.28	6
Volf	-0.33; -0.38	1; 2	Volf	-0.38	2
x(")	Нариони		x('')	-0.28	2
y(")	пезначи	Незначимый		0.33	4

Приложение Г. Результаты анализа статистической связи межгодовых изменений сезонной ледовитости Гренландского моря со значимыми гидрометеорологическими параметрами и гелиогеофизическими факторами

Таблица Г.1: Результаты анализа статистической связи зимней ледовитости Гренландского моря со значимыми предикторами

	Зимняя ледовитость Гренландского моря: $L_{II-III}^{Gr}$ , %:					
	множественный коэффициент корреляции $R = 0.72;$					
N=64	КС	эффициент дете	рминации R <sup>2</sup>	= 0.51.		
	Частный	Корфициент	n unopeut	Вклад в общую		
	коэффициент	коэффициент	р-уровень	дисперсию		
	корреляции <i>r</i>	регрессии в	значимости	предиктанта, %		
Свободный		541.00				
член		541.00				
$d\psi, ''$	0.30	71.38	0.007	23.00		
<i>AMO</i> (-4)	-0.31	-24.46	0.002	25.00		
$B_{X-III}^{Nor}(-1),$	-0.32	-0.67	0.003	28.00		
$BT/M^2$	0.32	0.07	0.005	20.00		
$AO_{X-III}$	-0.23	-4.29	0.025	14.00		
$\overline{AD_{X-III}}$	0.20	5.26	0.049	10.00		

Таблица Г.2: Результаты анализа статистической связи летней ледовитости Гренландского моря со значимыми предикторами

	Летняя ледовитость Гренландского моря $L_{VIII-IX}^{Gr}$ , %:						
	множественный коэффициент корреляции $R=0.72$ ,						
N=64	коэффициент детерминации <i>R</i> <sup>2</sup> = 0.51.						
	Частный	Коэффициент	n-Vnopeul	Вклад в общую			
	коэффициент			дисперсию			
	корреляции <i>r</i>	регрессии D	значимости	предиктанта, %			
Свободный		360.92					
член		500.72					
$AMO_{III}(-3)$	-0.47	-14.53	2*10-4	46.00			
$d\psi, ^{\prime\prime}$	0.40	53.85	0.005	36.00			
NAO <sub>IV-IX</sub>	-0.25	-2.98	0.023	11.00			
$AO_{IV-IX}$	0.20	6.06	0.049	7.00			

Таблица Г.3: Результаты анализа статистической связи весенней ледовитости Гренландского моря со значимыми предикторами

	Весенняя ледовитость Гренландского моря <i>L</i> <sup>Gr</sup> <sub>VI-VII</sub> , %:					
	множественный коэффициент корреляции R=0.75,					
N=64	коэффициент детерминации $R^2 = 0.56$ .					
	Частный	Козффициент	n-vnopeui	Вклад в общую		
	коэффициент	Коэффициснт	р-уровень	дисперсию		
	корреляции <i>r</i>	регрессии в	значимости	предиктанта, %		
Свободный		9.20				
член		9.20				
$L_{II-III}^{Gr}, \%$	0.61	0.36	10-8	67.00		
$B_{X-III}^{Nor}$ , BT/M <sup>2</sup>	-0.32	-0.39	0.001	19.00		
$AO_{X-III}$	0.28	2.97	0.004	14.00		

Таблица Г.4: Результаты анализа статистической связи осенней ледовитости Гренландского моря со значимыми предикторами

	Осенняя ледовитость Гренландского моря $L_{X-XI}^{Gr}$ , %:					
	множест	гвенный коэффи	ициент коррел	ияции <i>R</i> =0.73,		
N=64	коэффициент детерминации $R^2 = 0.54$ .					
	Частный	Vaabbuuuaut		Вклад в общую		
	коэффициент	коэффициент	р-уровень	дисперсию		
	корреляции <i>r</i>	регрессии b	значимости	предиктанта, %		
Свободный		-174.00				
член		-174.00				
$L_{VIII-IX}^{Gr}, \%$	0.73	0.64	2*10 <sup>-10</sup>	87.00		
AMO(-4)	0.24	9.17	0.013	10.00		
PNA <sub>IV-IX</sub>	0.19	5.27	0.037	3.00		