

Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

На правах рукописи

Егорова Елизавета Станиславовна

**СОСТОЯНИЕ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА ГРЕНЛАНДСКОГО И БАРЕНЦЕВА
МОРЕЙ В УСЛОВИЯХ ИЗМЕНЯЮЩЕГОСЯ КЛИМАТА**

Научная специальность 1.6.17. Океанология

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научный руководитель:
доктор географических наук
Миронов Евгений Уарович

Санкт-Петербург — 2024

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1. СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ ГРЕНЛАНДСКОГО И БАРЕНЦЕВА МОРЕЙ	21
1.1. Физико-географическая характеристика региона.....	21
1.2. Гидрометеорологический режим Гренландского и Баренцева морей.....	24
1.3. Степень изученности ледового режима морей	29
1.4. Выводы к Главе 1	36
ГЛАВА 2. ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ.....	37
2.1. Формирование электронных архивов по параметрам ледяного покрова	37
2.2. Гидрометеорологические данные.....	41
2.3. Методы исследования.....	44
2.3.1. Методика определения средневзвешенной толщины ледяного покрова в проливе Фрама.....	44
2.3.2. Метод расчета ледообмена акватории с соседними бассейнами.....	48
2.3.3. Статистические методы анализа	49
2.3.4. Обеспеченность и эффективность метода прогноза	52
2.4. Выводы к Главе 2	54
ГЛАВА 3. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ОСНОВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА ГРЕНЛАНДСКОГО МОРЯ.....	55
3.1. Ледовитость	55
3.1.1. Сезонные изменения.....	55
3.1.2. Межгодовые изменения	57
3.2. Положение кромки дрейфующих льдов в годовом цикле	64
3.3. Возрастной состав ледяного покрова.....	67
3.3.1. Сезонные изменения.....	67
3.3.2. Межгодовые изменения	71
3.3.3. Возрастная структура льдов в проливе Фрама	76

3.4. Граница преобладания старых льдов	78
3.4.1. Сезонные изменения	78
3.4.2. Межгодовые изменения	81
3.5. Объем льдов, выносимых из Арктического бассейна	83
3.5.1. Сезонные изменения	85
3.5.2. Межгодовые изменения	89
3.6. Выводы к Главе 3	93

ГЛАВА 4. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ОСНОВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА БАРЕНЦЕВА МОРЯ..... 96

4.1. Ледовитость	96
4.1.1. Сезонные изменения	96
4.1.2. Межгодовые изменения	100
4.2. Положение кромки дрейфующих льдов в годовом цикле	110
4.3. Возрастной состав ледяного покрова	114
4.3.1. Сезонные изменения	114
4.3.2. Межгодовые изменения	118
4.4. Границы преобладания старых и однолетних льдов	123
4.4.1. Сезонные изменения	124
4.4.2. Межгодовые изменения	129
4.5. Факторы, формирующие межгодовые изменения возрастного состава ледяного покрова в отдельных районах моря	133
4.6. Выводы к Главе 4	144

ЗАКЛЮЧЕНИЕ..... 146

СПИСОК ПРИНЯТЫХ СОКРАЩЕНИЙ 150

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ 151

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования и степень ее научной разработанности.

Гренландское и Баренцево моря занимают особое место в климатической системе Северного полушария — это прежде всего обуславливается их географическим положением. Особые гидрометеорологический и ледовый режимы формируются в данном регионе за счет соседства с теплым Норвежским морем и холодным бассейном Северного Ледовитого океана (СЛО). Так, сочетание крупномасштабных факторов циркуляции холодных и теплых течений, а также воздушных переносов определяет климат умеренных широт (в частности, европейского сектора).

Наблюдающиеся в настоящее время изменения климата охватывают всю планету. Однако в высоких широтах Северного полушария они проявляют себя заметнее всего: здесь средняя температура приземного слоя атмосферы растет в 2,5 раза быстрее, чем в других широтных зонах [IPCC Special Report..., 2019]. Данное явление в литературе получило название *Арктического* (или Полярного) *усиления* (англ. *Arctic Amplification*) [Serreze and Barry, 2011; Previdi et al., 2021]. Причины возникновения данного феномена и океанские механизмы его влияния на систему «океан-лед-атмосфера» описаны в статье [Иванов, 2022]. Исследование [Алексеев и др., 2023] включает количественную оценку роли атмосферных переносов в усилении изменчивости температуры воздуха в высоких широтах. Авторами [Латонин и др., 2020] выделены два основных типа механизмов, являющиеся движущими силами Арктического усиления. Вопрос влияния этого явления на арктический регион в настоящее время активно изучается посредством моделирования [Graff et al., 2019; Chylek et al., 2022] и спутникового мониторинга [Esau et al., 2023].

Повышение температуры воздуха сопровождается уменьшением площади и средней толщины морских льдов в течение всего года [Onarheim et al., 2018; Kwok, 2018]. Результаты моделирования климата [Bonan et al., 2021; Årthun et al., 2021] говорят о продолжении сокращения ледяного покрова, что уже к середине XXI века может привести к сезонному освобождению СЛО ото льдов. Однако, как отмечают [Jahn et al., 2016], по результатам различных численных моделей морского льда

возможный исход и прогнозируемые сроки значительно разнятся. Таким образом, для прогнозирования будущих изменений климатической системы вопрос понимания причин и последствий *внутренней* изменчивости ледяного покрова представляется особенно важным.

Современное состояние арктического ледяного покрова является объектом пристального внимания со стороны ученых и исследователей полярных регионов во всем мире. Известно, что с начала 2000-х гг. изменение ледового режима морей СЛО характеризуется, с одной стороны, заметным сокращением площади льдов в летний период года [Юлин и др., 2019; Cai et al., 2021; Årthun et al., 2021] и, с другой стороны, замещением старых льдов более тонкими однолетними [Александров и Йоханнесен, 2012; Егоров, 2020]. Отмечается, что Гренландское и Баренцево моря одними из первых реагируют на колебания в климатической системе [Barry et al., 1993; Гудкович и др., 1997; Smedsrud et al., 2013; Rieke et al., 2023], что в свете ее глобальных изменений делает актуальным проблему изучения ледовых условий их акваторий. Этим объясняется *выбор региона исследования*. Приведенные в работе [Тимохов и др., 2019] оценки ледовитости говорят о том, что при средних условиях сезонное уменьшение площади ледяного покрова в Гренландском море (за период 1950–2018 гг.) происходит медленнее, чем в Баренцевом (за 1928–2018 гг.).

Высокие темпы к сокращению площади ледяного покрова Гренландского и Баренцева морей наблюдаются не только в летние месяцы (что характерно в целом для арктического региона), но и в период его максимального развития. Совместный анализ данных по сплоченности морских льдов в Баренцевом море, включающих результаты климатического моделирования и спутниковые наблюдения, показывает, что в апреле-ноябре периода 2007–2017 гг. площадь ледяного покрова на акватории моря уменьшилась почти вдвое относительно среднего значения характеристики в 1850–1978 гг. [Onarheim and Årthun, 2017]. Как отмечают [Xia et al., 2014], наиболее заметное сокращение ледяного покрова, характеризующееся отступлением кромки дрейфующих льдов на север за период 1979–2012 гг., наблюдается для января-мая в Гренландском, для большинства месяцев в году — в Баренцевом море. На основе

анализа трендов авторами последнего цитируемого исследования был сделан вывод, что на акваториях рассматриваемых морей площадь льдов в зимний период года, с января по апрель, резко изменилась примерно с 2000 г., при этом статистически значимый (при уровне значимости 95%) отрицательный тренд определяется, начиная с 2005 г. Примечательно, что по оценке [Müller et al., 2022], по данным реанализа сезонная ледовитость Гренландского моря в среднем сократилась с 30–60% в период с 1980 по 2000 гг. до 20–30% именно после 2005 г. Работа [Bliss et al., 2019] включает оценки статистической значимости трендов изменения площади льдов Гренландского и Баренцева морей с 1979 по 2016 гг. отдельно для марта. В результате отмечаются значимые (при уровне значимости 99%) отрицательные линейные тренды, которые составляют $-0,7 \cdot 10^5$ км² (Гренландское море) и $-0,6 \cdot 10^5$ км² (Баренцево море).

Авторами [Onarheim and Årthun, 2017] было установлено, что несмотря на относительно небольшую площадь акватории Баренцева моря (около 4% площади Северного полушария, которая покрыта ледяным покровом), на его долю, начиная с 1979 г., приходится 24% общего наблюдаемого уменьшения площади льдов (или $0,4 \cdot 10^6$ км² в ее абсолютных значениях) в зимние месяцы. Только в марте, согласно оценкам [Stroeve and Notz, 2018; Onarheim et al., 2018], которые были получены с 1979 по 2018 гг., Гренландское и Баренцево моря вносят наибольший вклад, по 27% каждое, в сокращение общей площади льдов относительно других ледовитых морей Северного полушария.

Кроме того, устойчивое смещение сроков сезонного очищения ото льдов на более ранние характерно для всей акватории Баренцева моря после 2003 г. [Сумкина и др., 2022]. Авторами выявлено заметное влияние поступления вод атлантического происхождения на дату полного очищения акватории (максимальный коэффициент корреляции составляет здесь порядка 0,5) — впрочем, это характерно для отдельных районов Баренцева моря с выделенной в исследовании синхронной динамикой дат его полного очищения. Дата начала таяния ледяного покрова, по результатам [Bliss et al., 2019], имеет статистически значимый линейный тренд к смещению на более раннюю: для Гренландского моря смещение составляет 2,5 дня за десятилетие (при

уровне значимости 95%), для Баренцева моря — 5,0 дней за десятилетие (при уровне значимости 99%).

Анализ литературных источников показывает, что большинство зарубежных и отечественных исследований посвящено вопросу изменения площади ледяного покрова, а также ледовитости Гренландского и Баренцева морей. Многочисленные работы по отдельным параметрам ледового режима их акваторий с начала 70-х гг. XX века были обобщены в монографии [Миронов, 2004]. Кроме того, автором было выполнено описание региональных климатических особенностей для определения закономерностей пространственного и временного распределения ледяного покрова рассматриваемых морей. В исследовании выявлены основные природные факторы, определяющие формирование типов ледовых условий Гренландского и Баренцева морей, а также приведены новые методы долгосрочных прогнозов их ледовитости с заблаговременностью до 6 месяцев. Однако накопленные с середины 1990-х гг. уникальные спутниковые данные о состоянии ледяного покрова исследуемых морей уже позволяют *существенно расширить* имеющиеся знания о ледовом режиме их акваторий и отследить изменения основных параметров морских льдов на разных этапах колебаний климатической системы Земли.

Объектом исследования выступает морской ледяной покров Гренландского и Баренцева морей, *предметом* исследования — сезонные и межгодовые изменения основных элементов ледового режима их акваторий.

Цель и задачи исследования. Цель настоящей работы состоит в установлении пространственно-временных закономерностей изменения основных параметров состояния ледяного покрова, определяющих режимные особенности акваторий Гренландского и Баренцева морей, в условиях изменяющегося климата.

В соответствие с целью работы были сформулированы следующие задачи:

1. Создание рабочих электронных архивов данных по основным параметрам ледяного покрова Гренландского и Баренцева морей.

2. Выявление и описание закономерностей сезонных и межгодовых изменений *следующих* основных элементов ледового режима акваторий Гренландского и Баренцева морей: это ледовитость, положение кромки дрейфующих льдов, возрастной состав ледяного покрова, границы преобладания льдов отдельных возрастных градаций, а также объем льдов, выносимых в Гренландское море через пролив Фрама.
3. Определение статистически значимых факторов, формирующих межгодовые изменения площади льдов различных возрастных градаций отдельных районов Баренцева моря, и оценка их вклада в изменения возрастной структуры ледяного покрова акватории моря.

Методология исследования основана на комплексном физико-географическом подходе изучения процессов и объектов состояния природной среды посредством следующих методов статистического анализа гидрометеорологической информации: выделение и анализ трендовой компоненты временных рядов; мультирегрессионный анализ данных. Теоретическую базу при проведении работ по теме диссертации составляют результаты предшествующих исследований по изучению параметров состояния ледяного покрова арктических морей.

Достоверность полученных результатов обеспечивается высоким качеством данных, используемых в работе. При формировании электронных архивов данных по отдельным характеристикам ледового режима Гренландского и Баренцева морей были задействованы региональные ледовые карты Арктического и антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ), которые в настоящее время активно применяются для ряда научных и практических задач [Афанасьева и др., 2019]. При оценке величины объема выносимых льдов и при формировании ряда потенциальных предикторов, определяющих колебания площади льдов разного возраста Баренцева моря, были использованы современные, проверенные и широко распространенные среди отечественных и зарубежных ученых базы гидрометеорологических данных. Это прежде всего данные реанализа *ERA5* по приповерхностной температуре воздуха [Hersbach et al., 2020], данные *NSIDC* по дрейфу льдов [Tschudi et al., 2020] и данные

натурных наблюдений за температурой воды вдоль океанографического разреза «Кольский меридиан» [Карсаков и др., 2022]. Применяемые в работе статистические методы анализа временных рядов гидрометеорологических параметров являются общепринятыми в задаче изучения их межгодовых колебаний. Основные выводы диссертационного исследования, составляющие положения, выносимые на защиту, опубликованы в научных журналах, которые входят в базы данных РИНЦ, Scopus и WoS, а также представлены на всероссийских и международных конференциях.

Научная новизна проведенного исследования определяется тем, что:

- *впервые* описаны сезонные и межгодовые изменения в возрастной структуре ледяного покрова Гренландского и Баренцева морей в зимний период (октябрь-май), а также определены границы преобладания льдов разного возраста на их акваториях;
- оценена величина объема льдов, выносимых через пролив Фрама в Гренландское море с помощью *оригинального* метода учета их толщины по ледовым картам ААНИИ — полученные оценки сопоставимы с результатами исследований, где применялись данные инструментальных наблюдений за толщиной;
- на основе мультирегрессионного анализа *впервые* определены статистически значимые природные факторы, которые формируют межгодовые изменения возрастной структуры ледяного покрова в отдельных районах Баренцева моря на момент его максимального развития в апреле, и оценен их вклад;
- произведен подробный анализ сезонных и межгодовых изменений основных параметров ледяного покрова Гренландского и Баренцева морей в современный климатический период, результаты которого в значительной степени *дополняют* сведения о ледовом режиме их акваторий.

Практическая значимость работы. Результаты данного исследования будут использованы при разработке новых и совершенствовании существующих методов ледовых прогнозов в Баренцевом море, где будут учитываться выявленные в работе закономерности изменений ледовитости, распределения кромки дрейфующих льдов, возрастного состава (средней толщины) и положения границ преобладания ледяного

покрова различного возраста. В условиях ледового плавания знания судоводителями возраста морских льдов имеет большое практическое значение, причем для судов как неледого, так и для ледового класса, т.к. от толщины ледяного покрова напрямую зависят его физические свойства. Сведения о пространственном распределении льдов также влияют на выбор оптимальных маршрутов плавания. Предлагаемый метод учета толщины льдов в проливе Фрама для оценки величины объема выноса может быть применен для других створов ледообмена арктических морей с окружающими бассейнами, где ледообмен является одной из характеристик, которая определяет ледовые условия акваторий. Представленные оценки объема льдов, выносимых из Арктического бассейна, ключевого индикатора наблюдающихся климатических изменений, дополняют широкий спектр результатов исследований, где авторами были задействованы различные данные по дрейфу ледяного покрова и подходы к определению его толщины.

Личный вклад автора. Электронные архивы данных по параметрам состояния ледяного покрова, таких как положение кромки дрейфующих льдов, их возрастной состав и границы преобладания ледяного покрова различных возрастных градаций Гренландского и Баренцева морей, в полном объеме подготовлены автором лично. Диссертантом самостоятельно проводился анализ сезонных и межгодовых изменений всех рассматриваемых элементов ледового режима акваторий морей с последующим описанием наблюдаемых закономерностей. Расчеты величины объема выносимых из Арктического бассейна льдов, включая определение ширины ледового потока и сплоченности льдов на створе пролива Фрама, вспомогательных характеристик для оценки, принадлежат автору. Им же были построены статистические уравнения и оценены вклады каждого статистически значимого фактора. Текст научных статей, содержащих основные результаты работы, иллюстративные и табличные материалы были подготовлены диссертантом. Обсуждение и корректировка результатов на всех этапах подготовки диссертационной работы проводились совместно с научным руководителем. Автор лично представлял полученные результаты исследований на всероссийских и международных конференциях.

Апробация результатов работы. Основные результаты исследования были представлены на 9 российских и международных конференциях:

1. **Егорова, Е.С.** Факторы, определяющие межгодовые изменения возрастной структуры ледяного покрова Баренцева моря в период его максимального нарастания / **Е.С. Егорова**, Н.А. Лис, Е.У. Миронов // Морские исследования и образование: Материалы XII Международной научно-практической конференции. Том II (IV). – Тверь: ООО «ПолиПРЕСС», 2024. – С. 142-148 (очно, устный доклад).
2. **Егорова, Е.С.** Оценка сезонных и межгодовых изменений возрастной структуры льдов Гренландского и Баренцева морей / **Е.С. Егорова**, Е.У. Миронов // Комплексные исследования Мирового океана: Материалы VII Всероссийской научной конференции молодых ученых. – Санкт-Петербург: Своё издательство, 2023. – С. 47-48 (очно, устный доклад).
3. **Егорова, Е.С.** Сезонные и межгодовые изменения ледообмена Гренландского и Баренцева морей с соседними акваториями / **Е.С. Егорова**, Е.У. Миронов, И.А. Ильющенко // Океанологические исследования: Материалы X конференции молодых ученых. – Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2023. – С. 20-21 (очно, устный доклад).
4. **Егорова, Е.С.** Формирование возрастного состава льдов в юго-восточной части Баренцева моря в зимний период / **Е.С. Егорова**, Е.У. Миронов // Моря России: вызовы отечественной науки: Тезисы докладов Всероссийской научной конференции, – Севастополь: ФГБУН ФИЦ МГИ, 2022. – С. 83-84 (дистанционно, стендовый доклад).
5. **Egorova, E.S.** Assessment of the Seasonal and Multi-Year Variability in the Sea Ice Volume Export via the Fram Strait / **E.S. Egorova**, Ye.U. Mironov // Proceedings of the 32nd International Ocean and Polar Engineering Conference. – Shanghai: ISOPE, 2022. – ISOPE-I-22-324 (дистанционно, устный доклад).
6. **Егорова, Е.С.** Ледовитость юго-восточной части Баренцева моря и метод ее долгосрочного прогноза в зимний сезон / **Е.С. Егорова** // Будущее Арктики

- начинается здесь: Сборник материалов IV Региональной научно-практической конференции. – Апатиты: Изд-во филиала МАГУ в г. Апатиты, 2022. – С. 7-10 (очно, устный доклад).
7. **Егорова, Е.С.** Основные закономерности изменения возрастного состава льдов Гренландского моря / **Е.С. Егорова** // Комплексные исследования Мирового океана: Материалы VI Всероссийской научной конференции молодых ученых. – Москва: ИО им. П.П. Ширшова РАН, 2021. – С. 65-66 (очно, устный доклад).
 8. **Егорова, Е.С.** Оценка дрейфа льда через пролив Фрама по результатам различных моделей / **Е.С. Егорова, Е.С. Виноградня** // Комплексные исследования Мирового океана: Материалы V Всероссийской научной конференции молодых ученых. – Калининград: АО ИО РАН, 2020. – С. 60-61 (дистанционно, устный доклад).
 9. **Егорова, Е.С.** Межгодовые изменения ледовитости Гренландского моря и их причины / **Е.С. Егорова, Н.А. Вязигина** // Комплексные исследования Мирового океана: Материалы IV Всероссийской научной конференции молодых ученых. – Севастополь: ФГБУН «МГИ», 2019. – С. 54-55 (очно, стендовый доклад).

Диссертационное исследование было выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант № 22-27-00443, тема «Исследование состояния ледяного покрова Гренландского и Баренцева морей в условиях современных изменений климата», 2022–2023 гг.). Результаты работы также включены в тематику ААНИИ по проектам НИТР (научно-исследовательских и технологических работ) Росгидромета 2020–2024 гг.

Публикации по теме диссертации. Всего по результатам исследования было опубликовано 7 работ в российских и зарубежных научных изданиях, из них 6 — в журналах, включенных в перечень ВАК, 3 — в изданиях, индексируемых Scopus.

1. Миронов, Е.У. Сезонные и межгодовые изменения возрастной структуры ледяного покрова Гренландского моря в зимний период / Е.У. Миронов, **Е.С.**

- Егорова** // Метеорология и гидрология. – 2024. – №3. – С. 54-65 (ВАК, РИНЦ, WoS, Scopus).
2. **Егорова, Е.С.** Основные факторы, определяющие межгодовые изменения возрастной структуры ледяного покрова отдельных районов Баренцева моря / Е.С. Егорова, Н.А. Лис, Е.У. Миронов // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2023. – Т. 69. – №3. – С. 290-309 (ВАК, РИНЦ).
 3. **Egorova, E.S.** Assessment of the Seasonal and Multiyear Variability in the Sea Ice Volume Export via the Fram Strait / **E.S. Egorova**, Ye.U. Mironov // International Journal of Offshore and Polar Engineering. – 2023. – Vol. 33. – P. 18-26 (WoS, Scopus).
 4. Лис, Н.А. Информативность факторов, формирующих долгопериодные колебания ледовитости отдельных районов Баренцева моря / Н.А. Лис, Е.А. Чернявская, Е.У. Миронов ... **Е.С. Егорова** // Российская Арктика. – 2023. – Т. 5. – №2. – С. 17-32 (ВАК, РИНЦ).
 5. Лис, Н.А. Климатическая изменчивость ледовитости Баренцева моря и его отдельных районов / Н.А. Лис, **Е.С. Егорова** // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2022. – Т. 68. – №3. – С. 234-247 (ВАК, РИНЦ).
 6. **Егорова, Е.С.** Возрастной состав ледяного покрова Баренцева моря / **Е.С. Егорова**, Е.У. Миронов // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2022. – Т. 68. – №3. – С. 216-233 (ВАК, РИНЦ).
 7. Вязигина, Н.А. Информативность гидрометеорологических и астрогеофизических факторов в задаче описания межгодовых колебаний ледовитости Гренландского моря / Н.А. Вязигина, Л.А. Тимохов, **Е.С. Егорова** [и др.] // Лед и Снег. – 2021. – Т. 61. – №3. – С. 431-444 (ВАК, РИНЦ, Scopus).

Соответствие паспорту специальности ВАК. Работа затрагивает следующие разделы паспорта специальности 1.6.17. «Океанология»:

- Свойства и процессы формирования морских льдов, их распределение и перемещение в Мировом океане.

- Взаимодействие в системе литосфера – гидросфера – атмосфера.
- Методы исследований, моделирования и прогноза процессов и явлений в океанах и морях.

Объем и структура диссертации. Диссертация состоит из введения, четырех глав, заключения, списка принятых сокращений и списка литературы. Объем работы составляет 171 страницу, включая 29 рисунков и 33 таблицы. Библиография включает 191 наименование, из них 88 — на английском языке.

Во **Введении** представлена общая характеристика диссертационной работы, содержащая в себе обоснование актуальности и степень научной разработанности исследования, его цель и поставленные задачи; основные положения, выносимые на защиту; научную новизну, достоверность и практическую значимость полученных результатов, личный вклад автора, а также апробацию результатов исследования.

В **Главе 1** дана физико-географическая характеристика региона Гренландского и Баренцева морей, и описан гидрометеорологический режим их акваторий. Особое внимание уделено описанию ледовых условий: так, приведены основные результаты многочисленных исследований основных параметров состояния ледяного покрова Гренландского и Баренцева морей, анализируемых в настоящей работе.

Глава 2 посвящена описанию используемых в исследовании данных и методов их анализа.

В **Главе 3** показаны закономерности пространственно-временных изменений основных параметров ледяного покрова Гренландского моря, которые формируют ледовый режим на его акватории. Здесь приведены результаты анализа межгодовых колебаний ледовитости, выполненного посредством метода интегральных кривых ее аномалий, а также уточнены закономерности сезонных изменений ледовитости и положения кромки дрейфующих льдов в современный климатический период путем сопоставления с результатами, полученными в более холодный период. По данным региональных ледовых карт установлены закономерности сезонных и межгодовых изменений возрастной структуры ледяного покрова Гренландского моря и определен

сезонный ход границы преобладания старых льдов на его акватории на протяжении зимнего периода года. В данной главе на основе оригинального метода оценивается величина объема льдов, выносимых через пролив Фрама в зимние месяцы. В основе метода лежит использование полученных данных по возрастному составу ледяного покрова с поправкой на торосистые образования. В качестве апробации результатов полученные оценки сравниваются с результатами предшествующих исследований, где используются различные подходы к определению дрейфа ледяного покрова и его толщины на створе пролива.

В **Главе 4** приведено описание закономерностей пространственно-временных изменений основных элементов ледового режима Баренцева моря. Сюда включены результаты анализа сезонных и межгодовых колебаний ледовитости и положения кромки дрейфующих льдов на его акватории. В главе проанализированы сезонные и межгодовые изменения возрастной структуры ледяного покрова отдельных районов Баренцева моря, а также положение границ преобладания старых и однолетних льдов на его акватории в течение зимнего периода года. Определен вклад природных факторов, формирующих межгодовые изменения возрастного состава ледяного покрова в отдельных районах Баренцева моря, путем построения статистических уравнений связи площади льдов различных возрастных градаций от ряда ледовых и гидрометеорологических факторов.

В **Заключении** изложены основные результаты и выводы диссертационного исследования.

Основные научные результаты:

1. Исследована структура ледяного покрова Гренландского моря по *возрастным* градациям. Значения площади льдов семи стандартных возрастных градаций в зимний период года (октябрь-май) получены с использованием электронного архива региональных ледовых карт ААНИИ за период 1997–2022 гг. [Миронов и Егорова, 2024; С. 55-56]. Описаны сезонные изменения в возрастном составе дрейфующих льдов Гренландского моря [Миронов и Егорова, 2024; С. 56-58].

Показано, что несмотря на отмечающееся сокращение общей площади ледяного покрова Гренландского моря относительные площади молодых, однолетних и старых льдов не имеют статистически значимого линейного тренда (при уровне значимости 99%) за 25-летний период наблюдений [Миронов и Егорова, 2024; С. 62-63]. Зафиксированы изменения границы преобладания старых льдов при среднем, максимальном и минимальном их распространении на акватории Гренландского моря [Миронов и Егорова, 2024; С. 61-62]. Проведены анализ литературных источников и сравнение оценок возрастной структуры ледяного покрова Гренландского моря, полученных в настоящей работе и результатами конца 1980-х – начала 1990-х гг. [Миронов и Егорова, 2024; С. 63]. Личное участие автора в получении результатов: формирование электронного архива данных, анализ полученных данных, анализ литературных источников по теме исследования; подготовка рукописи статьи, а также графических и табличных материалов к ней.

2. Исследована структура ледяного покрова отдельных районов Баренцева моря по *возрастным* градациям. С использованием архива региональных ледовых карт ААНИИ получены значения площади льдов семи стандартных возрастных градаций для всех зимних месяцев за период 1997–2021 гг. [Егорова и Миронов, 2022а; С. 219-220]. Показаны сезонные изменения возрастного состава ледяного покрова в западной, северо-восточной и юго-восточной частях Баренцева моря [Егорова и Миронов, 2022а; С. 222-225]. Определены общие черты в структуре льдов по их возрасту, которые характерны для северных районов акватории моря [Егорова и Миронов, 2022а; С. 224]. Для апреля, месяца максимального нарастания ледяного покрова, описаны межгодовые изменения его возрастной структуры в отдельных районах Баренцева моря [Егорова и Миронов, 2022а; С. 226-227]. Показано отсутствие статистически значимых линейных трендов (при уровне значимости 99%) для относительной площади молодых и однолетних льдов Баренцева моря на фоне сокращения общей площади ледяного покрова на его акватории [Егорова и Миронов, 2022а; С. 228]. Сопоставлены полученные в настоящей работе оценки с результатами исследований возрастного состава

льдов 1970-х гг. [Егорова и Миронов, 2022а; С. 228-229]. Личное участие автора в получении перечисленных результатов заключалось в формировании электронного архива данных, анализе данных, анализе литературных источников по теме исследования; подготовке рукописи статьи, графических и табличных материалов к ней.

3. Выявлены основные природные *факторы*, которые определяют межгодовые изменения *возрастного состава* льдов для отдельных районов Баренцева моря. На основании литературных источников осуществлен подбор потенциально значимых предикторов и подготовлено их описание [Егорова и др., 2023а; С. 293-295]. Получены статистические уравнения с наибольшими коэффициентами корреляции и детерминации, описывающие межгодовые изменения площади молодых и однолетних (тонких, средних и толстых) льдов [Егорова и др., 2023а; С. 295, 298]. Определены вклады каждого статистически значимого предиктора (в %) [Егорова и др., 2023а; С. 297-299] и показаны доминирующие факторы для отдельных частей моря [Егорова и др., 2023а; С. 304]. Представлены возможные схемы воздействия различных природных факторов на изменения в возрастной структуре ледяного покрова Баренцева моря [Егорова и др., 2023а; С. 300-301]. Показана возможность использования полученных статистических уравнений для долгосрочного прогноза площади льдов различных возрастных градаций по результатам оценки их обеспеченности и эффективности [Егорова и др., 2023а; С. 301-302]. Личное участие автора: анализ литературных источников с целью подбора факторов, расчет величин ледообмена Баренцева моря с окружающими акваториями, построение статистических уравнений, анализ результатов; подготовка рукописи статьи, графических и табличных материалов к ней.
4. Получены оценки *объема льдов*, выносимых из Арктического бассейна через пролив Фрама, в зимний период года. Предложена методика оценки толщины ледяного покрова на створе пролива на основе данных о возрастном составе с поправкой за счет деформированного ледяного покрова [Egorova and Mironov, 2023; С. 19-21]. За период 1997–2022 гг. определены возрастная структура и частная сплоченность льдов для отдельных ледовых зон, а также общая ширина

ледового потока в проливе Фрама [Egorova and Mironov, 2023; С. 19]. Описана структура ледяного покрова пролива Фрама по возрастным градациям [Egorova and Mironov, 2023; С. 21-22]. Показаны сезонные изменения объема выноса с выделением месяцев максимального и минимального значений характеристики [Egorova and Mironov, 2023; С. 22-23]. Представлены межгодовые изменения объема льдов, выносимых через пролив Фрама [Egorova and Mironov, 2023; С. 23-24]. Проведен анализ литературных источников по теме (преимущественно англоязычных); опубликованные в других работах оценки объема выноса льдов сопоставлены с результатами, полученными в рамках настоящего исследования [Egorova and Mironov, 2023; С. 25]. Личное участие автора в получении данных результатов состояло в формировании электронного архива данных, подборе баз данных по дрейфу ледяного покрова, находящихся в открытом доступе; расчетах величин объема льдов, выносимых через створ пролив Фрама; анализе результатов, анализе литературных источников по теме работы; подготовке рукописи статьи, графических и табличных материалов к ней.

5. Проанализированы внутри- и межгодовые изменения *ледовитости* Баренцева моря и его отдельных районов. Подготовлено описание используемых данных и методов статистического анализа [Лис и Егорова, 2022; С. 236-237]. Рассмотрены сезонные изменения ледовитости западного, северо-восточного и юго-восточного районов: в годовом цикле рассчитаны среднегодовые значения, выделены периоды максимальной и минимальной ледовитости и определена повторяемость их наступления для различных месяцев года [Лис и Егорова, 2022; С. 237-239]. Показано, что сезонное сокращение ледовитости в Баренцевом море происходит быстрее, чем ее увеличение, что приводит к уменьшению площади ледяного покрова на его акватории [Лис и Егорова, 2022; С. 239]. Для зимних (декабрь-апрель) и летних (июль-сентябрь) месяцев года выявлены два периода климатических изменений ледовитости Баренцева моря [Лис и Егорова, 2022; С. 239-240]. Первый период, с 1928 по 1985 гг., характеризуется относительной стабильностью изменения ледовитости, где линейные тренды являются статистически незначимыми, причем для обоих

сезонов. Второй период, 1986–2021 гг., отличается активным таянием ледяного покрова на акватории Баренцева моря: приведены величины статистически значимых линейных трендов ледовитости и описание предполагаемых схем влияния различных природных факторов на ее сокращение [Лис и Егорова, 2022; С. 240-242]. Показана инерционность изменения ледовитости отдельных районах Баренцева моря [Лис и Егорова, 2022; С. 243-244]. Личное участие автора в получении результатов заключалось в подготовке исходных данных и их описании, анализе сезонных изменений ледовитости, а также частичной подготовке рукописи статьи и графических материалов к ней.

6. Рассмотрены природные *факторы*, определяющие межгодовые изменения *ледовитости* Гренландского и Баренцева морей. При представлении исходных данных особое внимание авторов уделено описанию гидрометеорологических индексов и параметров [Вязигина и др., 2021; С. 433-434; Лис и др., 2023; С. 19-20]. Выделены периоды циклических колебаний ледовитости и основных природных факторов, их формирующих [Вязигина и др., 2021; С. 434-435; Лис и др., 2023; С. 21-23]. Исследована сопряженность выбранных факторов с ледовитостью Гренландского и Баренцева морей посредством анализа парных коэффициентов корреляции [Вязигина и др., 2021; С. 435-437; Лис и др., 2023; С. 21-22]. Отдельно для летнего (июль-сентябрь), осеннего (октябрь-ноябрь), зимнего (декабрь-апрель) и весеннего (май-июнь) периодов года построены статистические уравнения, описывающие межгодовые изменения ледовитости Гренландского моря [Вязигина и др., 2021; С. 438-440]. В западном, северо-восточном и юго-восточном районах Баренцева моря статистические уравнения получены для ледовитости зимнего и летнего периодов [Лис и др., 2023; С. 23-24]. Представлено сопоставление фактических и рассчитанных по уравнениям значений характеристики ледяного покрова [Вязигина и др., 2021; С. 441-442; Лис и др., 2023; С. 25-26]. Рассчитан вклад статистически значимых предикторов в межгодовые изменения ледовитости отдельных частей Баренцева моря [Лис и др., 2023; С. 24]. Личное участие автора: анализ литературных источников, подбор гидрометеорологических и ледовых факторов, анализ полученных

результатов мультирегрессионного анализа ледовитости Гренландского и Баренцева морей, частичная подготовка рукописей статей.

Положения, выносимые на защиту:

1. Новые данные о возрастном составе ледяного покрова и границах преобладания льдов различных возрастных градаций акваторий Гренландского и Баренцева морей за период 1997–2022 гг.
2. Объем льдов, выносимых через створ пролива Фрама за период 1997–2022 гг., где средневзвешенная толщина ледяного покрова получена на основе данных о его возрастной структуре с поправкой на торосистые образования. Средняя величина объема выноса в зимний период года составляет 2141 км³. В течение данного периода средневзвешенная толщина льдов сокращается в среднем на 3,6 см за ледовый сезон, однако межгодовые изменения объема его выноса не имеют статистически значимого линейного тренда.
3. Количественные оценки вклада гидрометеорологических и ледовых факторов в межгодовые изменения площади молодых и однолетних льдов для отдельных районов Баренцева моря, объясняющих от 52% до 79% их общей дисперсии.

ГЛАВА 1. СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ ГРЕНЛАНДСКОГО И БАРЕНЦЕВА МОРЕЙ

1.1. Физико-географическая характеристика региона

Гренландское море — это окраинное море СЛО, расположенное между островами Гренландия, Исландия, Ян-Майен и Медвежий, а также архипелагом Шпицберген. В соответствии с общепринятыми границами морей и океанов [Атлас..., 1980; Границы..., 2000], морские границы его акватории ограничены сушей и следующими условными линиями (см. рисунок 1.1). Западная граница моря очерчена восточным побережьем о. Гренландия и проведена от м. Брустер на севере острова до м. Бриджмен на юге. В южной части, где Гренландское море свободно сообщается с Норвежским морем и северной частью Атлантического океана, граница от м. Брустер проходит до м. Рейдинупюр (о. Исландия) и далее от м. Герпир (о. Исландия) до о. Ян-Майен. С восточной границы Гренландское море соединяется с Баренцевым вдоль линии от о. Ян-Майен через о. Медвежий до м. Зюйдкап (о. Западный Шпицберген, архипелаг Шпицберген). Наконец, на севере границу Гренландского моря с Арктическим бассейном условно проводят по линии от м. Бриджмен (о. Гренландия) до м. Верлегенхукен (расположен на том же острове архипелага Шпицберген).

Баренцево море расположено в шельфовой зоне СЛО между северным побережьем Европы, островами Вайгач и Медвежий, а также тремя крупными архипелагами: Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и Новая Земля. Согласно [Атлас..., 1980; Границы..., 2000], морские границы его акватории проходят по следующим условным линиям (см. рисунок 1.1). На западе, где Баренцево море граничит с Гренландским и Норвежским морями, граница условно проходит от м. Зюйдкап через о. Медвежий до м. Нордкап (расположенного на северном побережье Скандинавского полуострова). Южная граница протянулась вдоль материка, от м. Нордкап до пролива Югорский Шар; на створе м. Святой Нос (Кольский полуостров) — м. Канин Нос (полуостров Канин) Баренцево море

граничит с Белым. На востоке Баренцево море сообщается с Карским морем, и его восточная граница проходит от проливов Югорский Шар и Карские Ворота вдоль западного побережья Новой Земли до м. Желания и далее до м. Кользат (о. Грезм-Белл, архипелаг Земля Франца-Иосифа). Северная граница Баренцева моря с Арктическим бассейном от м. Кользат огибает с севера архипелаг Земля Франца-Иосифа до м. Мэри Хармсуорт (о. Земля Александры, архипелаг Земля Франца-Иосифа), проходит через северные острова Виктория и Белый до м. Ли Смита (о. Северо-Восточная Земля того же архипелага) и от м. Ламгрундудде до м. Верлегенхукен (расположены на том же острове архипелага Земля Франца-Иосифа).

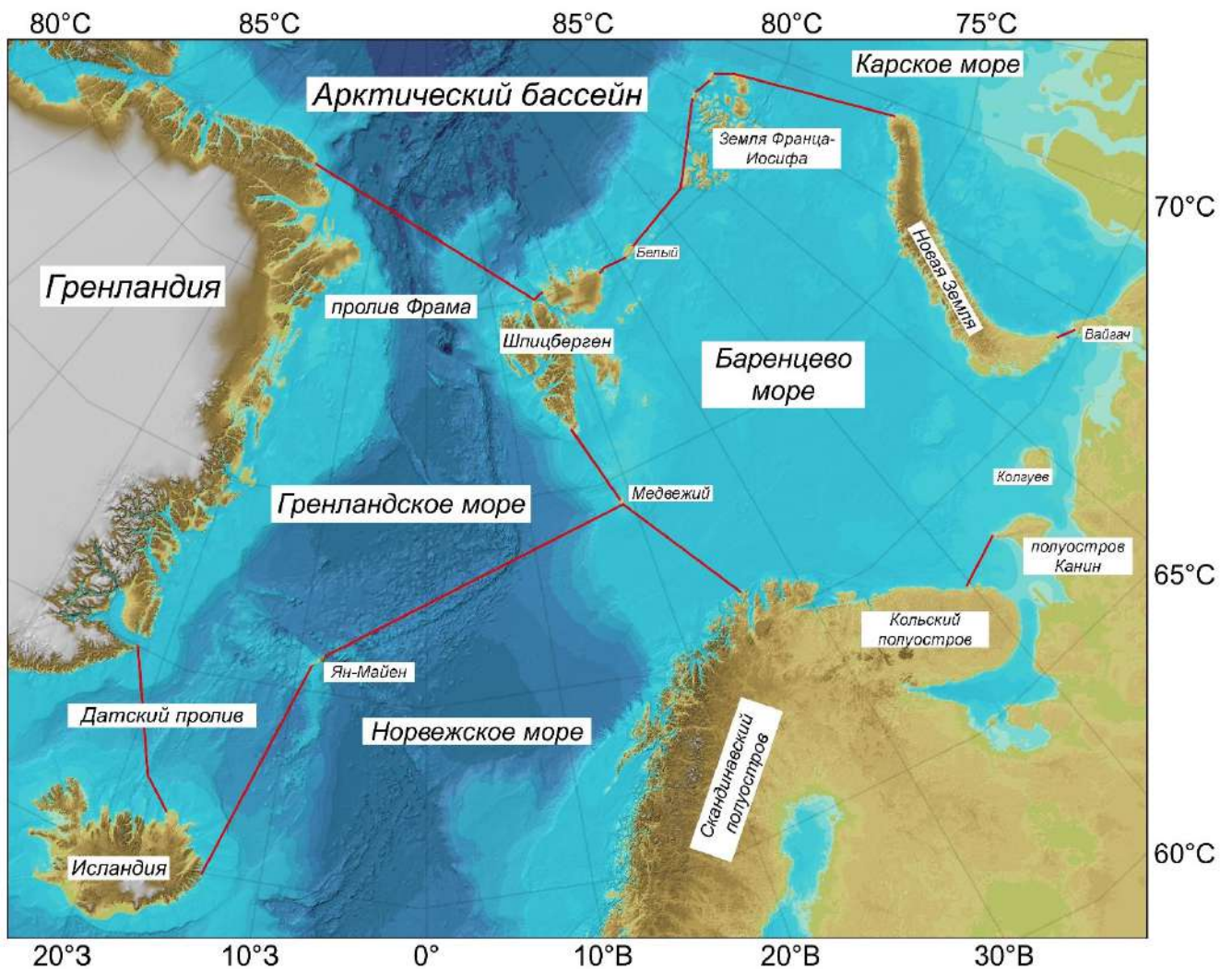


Рисунок 1.1. Границы Гренландского и Баренцева морей, проведенные согласно [Атлас..., 1980; Границы..., 2000], обозначены красными линиями. Рельеф дна изображен по данным [Jakobsson et al., 2012]

В соответствии с Номенклатурой рельефа дна СЛО [Трешников и др., 1967], Гренландское и Баренцево моря принадлежат к Северо-Европейскому бассейну. Морфометрические характеристики (площадь, объем воды, максимальная и средняя глубины) исследуемых акваторий представлены в таблице 1.1. Гренландское и Баренцево моря являются основными акваториями Северо-Европейского бассейна и самыми большими по площади его морями: они занимают 30% и 35% от общей площади бассейна соответственно. Главное различие в их морфометрических характеристиках заключается в величинах глубин, что оказывает влияние на объем вод. Несмотря на то, что оба моря составляют порядка 50% от общего объема Северо-Европейского бассейна, Гренландское море занимает 43% от общего объема, а Баренцево — только 7%. Кроме того, объем вод Гренландского моря в шесть раз превышает объем вод Баренцева [Миронов, 2004].

Таблица 1.1. Основные морфометрические характеристики Гренландского и Баренцева морей [Атлас..., 1980]

<i>Морфометрическая характеристика</i>	<i>Гренландское море</i>	<i>Баренцево море</i>
Площадь моря, тыс. км ²	1195	1424
Объем воды, тыс. км ³	1961	316
Средняя глубина, м	1641	222
Максимальная глубина, м	5527	600

Дно *Гренландского моря* выделяется сложным пересеченным рельефом. Большую часть дна занимает Гренландская котловина (максимальная глубина 5527 м), которую с юга отделяет от более мелководной Исландской котловины (2793 м) подводный Гренландско-Исландский хребет. С востока котловины ограничены срединно-океаническими хребтами Мона, Книповича и Исландско-Ян-Майенским (минимальная глубина 549 м). Дно Гренландской котловины сначала медленно поднимается в западном направлении, но к краю материкового склона, ближе к прибрежной полосе о. Гренландия, подъем резко увеличивается. Шельф у о. Гренландия достигает ширины от 90 км на юге до 340 км на севере; у о. Исландия шельф простирается на 90–100 км, о. Западный Шпицберген — на 30–60 км, а у

берегов о. Медвежий шельф образует обширное плато, называемое Медвежинской банкой [Атлас..., 1980].

Несмотря на расположение *Баренцева моря* в пределах материковой отмели, большая часть акватории имеет глубину до 400 м, что делает его самым глубоким среди шельфовых морей СЛО. На мелкомасштабных картах рельеф дна моря выглядит сглаженным, в действительности ему свойственна сильная расчлененность. Дно Баренцева моря представляет собой подводную равнину, называемую Центральным плато, с чередованием впадин, желобов и подводных возвышенностей, среди них: возвышенности Центральная (наименьшая глубина 64 м), Персея (51 м); Медвежья, Гусиная, Северная Канинская и Мурманская банки (до 200 м); Центральная впадина (наибольшая глубина 386 м), а также желоба Франц-Виктория, Святой Анны и Западный (от 400 м до 600 м) и др. При этом вблизи крупных архипелагов глубины составляют менее 100 м [Атлас..., 1980].

1.2. Гидрометеорологический режим Гренландского и Баренцева морей

Основные черты климата Гренландского и Баренцева морей определяются главным образом: (1) их полярным географическим положением, (2) характером атмосферной циркуляции, (3) взаимодействием на акваториях водных масс с различными теплофизическими характеристиками, а также (4) состоянием их подстилающей поверхности. Несмотря на высокоширотное положение морей за полярным кругом, которое предопределяет формирование и развитие ледяного покрова аналогично морям Сибирского шельфа российского сектора Арктики, в реальных условиях и Гренландское, и Баренцево море никогда не покрываются льдами целиком [Добровольский и Залогин, 1982; Миронов, 2004]. Особенности развития ледовых процессов на их акваториях определяются целым комплексом климатообразующих факторов. Особые ледовые условия в Гренландском море обуславливаются главным образом системой взаимодействующих здесь теплых вод атлантического происхождения и холодных арктических вод [Rudels, 1995; Martin and Wadhams, 1999; Beszczynska-Möller et al., 2012]. В Баренцевом море особенности ледового режима его акватории формируются прежде всего за счет

крупномасштабного взаимодействия здесь воздушных переносов из Северной Атлантики и теплых морских течений [Loeng et al., 1997; Миронов, 2004; Rikiishi et al., 2005].

Динамика вод. Важной физико-географической особенностью Баренцева и Гренландского морей является наличие устойчивой системы теплых и холодных морских течений [Никифоров и Шпайхер, 1980; Rudels, 1987]. Картина течений в рассматриваемом регионе достаточно сложная и переменная, что обусловлено прежде всего влиянием крупномасштабной атмосферной циркуляции, рельефом дна, а также притоком вод с соседних акваторий. На рисунке 1.2 приведена схема основных океанических течений в Северо-Европейском бассейне (в соответствии с работами [Никифоров и Шпайхер, 1980; Loeng, 1991; Rudels et al., 1994; Ozhigin et al., 2000]).

Теплые и соленые воды атлантического происхождения проникают в моря Северо-Европейского бассейна через Фареро-Исландский хребет (англ. *Iceland-Faroe-Scotland Ridge, IFR*) [Hansen and Østerhus, 2000; Hakkinen and Rhines, 2009]. Вдоль материкового склона Скандинавского полуострова они движутся на север широким потоком Норвежского течения, далее подразделяясь на две основные ветви [Furevik et al., 2007; Beszczynska-Möller, 2011; Lundesgaard et al., 2022]. *Первая* ветвь — это Нордкапское течение, по которому атлантические воды попадают в Баренцево море с юго-востока и делятся на два ответвления [Schauer et al., 2002]. Северное течет на северо-восток вдоль желоба о. Надежды, на 76° с.ш. частично поворачивая на восток между возвышенностью Персея и Центральной банкой и продолжая движение в виде подповерхностных вод [Loeng, 1991]. Южное, гораздо большее по объему по сравнению с северной ветвью, переносит основную часть атлантических вод в виде Мурманского течения, распространяясь на восток в сторону архипелага Новая Земля. В районе банок Канинской, Гусиной и Новоземельской движение сменяется на северо-восточное. В итоге, смешиваясь с местными водными массами Баренцева моря, трансформированные атлантические воды попадают по желобу Святой Анны в Арктический бассейн [Система Баренцева

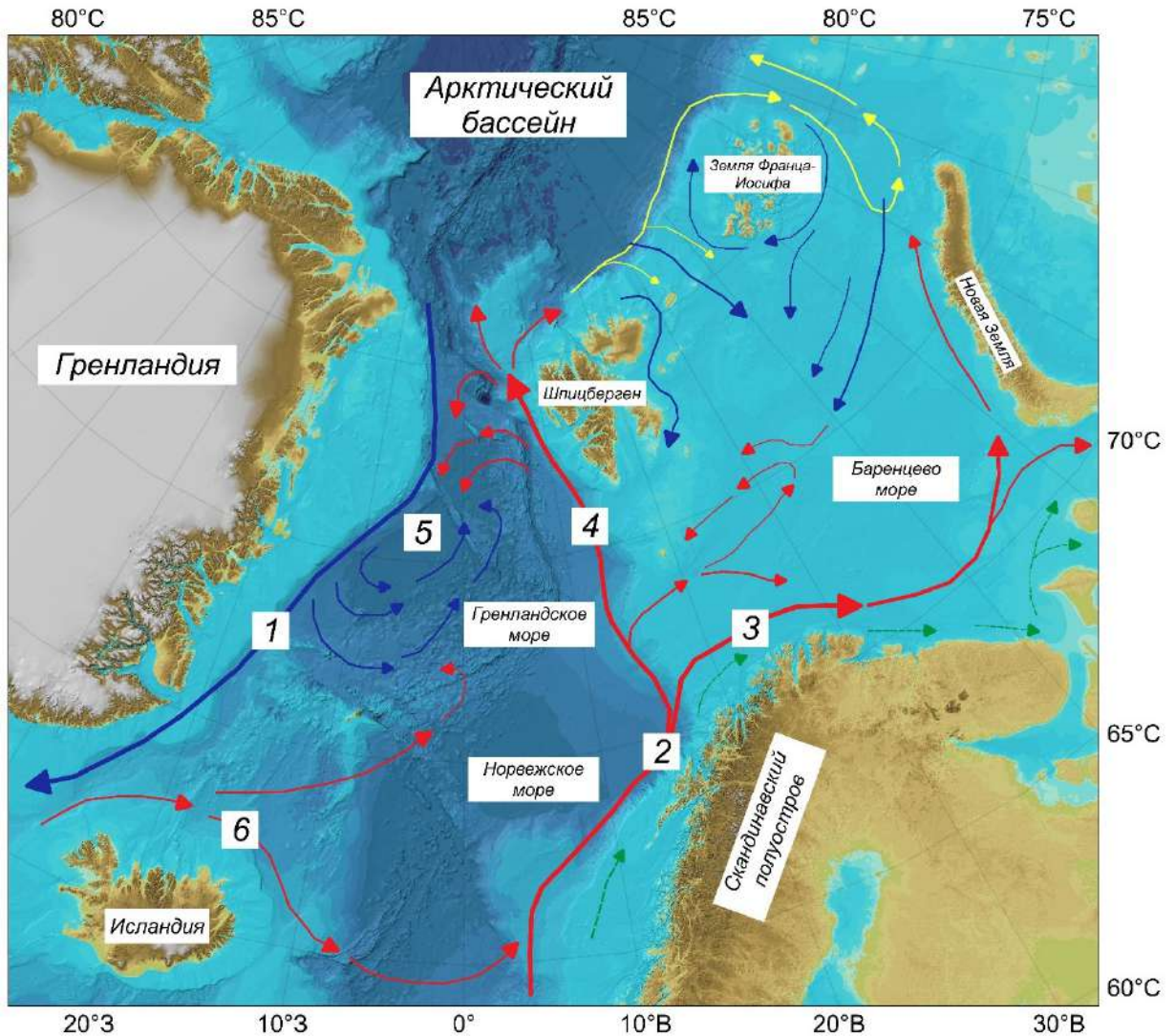


Рисунок 1.2. Упрощенная схема циркуляции вод в морях Северо-Европейского бассейна. Под цифрами: 1 — Восточно-Гренландское течение, 2 — Норвежское течение, 3 — Нордкапское течение, 4 — Шпицбергенское течение, 5 — система циклонических течений, 6 — Западно-Исландское и Восточно-Исландское течения. Красными стрелками обозначены теплые течения, синими — холодные, желтыми — поверхностные и зелеными пунктирными — прибрежные. Схема адаптирована в соответствии с [Никифоров и Шпайхер, 1980; Loeng, 1991; Rudels et al., 1994; Ozhigin et al., 2000]

моря, 2021]. Однако их количество, как показывают результаты численного моделирования для северо-восточного района Баренцева моря, крайне мало [Махотин и Иванов, 2016]. Дискуссионным является вопрос оценки объема и путей распространения атлантических вод в Баренцево море из Арктического бассейна

[Lind and Ingvaldsen, 2012; Ivanov et al., 2020; Lundesgaard et al. 2022]. Наличие на акватории северных районов моря ледяного покрова существенно затрудняет любые натурные измерения [Система Баренцева моря, 2021].

Вторая ветвь Норвежского течения — Шпицбергенское течение — несет атлантические воды вдоль архипелага Шпицберген к проливу Фрама на севере Гренландского моря [Beszczynska-Möller et al., 2012]. Севернее архипелага течение подразделяется на два ответвления, Ермака и Шпицбергенскую ветвь [von Arren et al., 2015; Koenig et al., 2017]. В зимний период адвекция теплых водных масс основными течениями, а именно Шпицбергенским и Нордкапским, компенсирует радиационное выхолаживание подстилающей поверхности океана в значительной степени. Это воздействует не только на температуру воздуха, но и прекращает ледообразование на большой площади морей, что проявляется в виде смещения кромки дрейфующих льдов к востоку в Гренландском и к северу в Баренцевом море [Миронов, 2004].

Кроме того, круглогодично вдоль побережья о. Гренландия в направлении от пролива Фрама к югу Гренландского моря Восточно-Гренландским течением распространяются холодные распресненные воды и старые льды Арктического бассейна [Aagaard and Coachman, 1968; Martin and Wadhams, 1999; Haine et al., 2015], что определяет ледовые условия Гренландского моря в сезонном цикле. Арктические воды движутся широким потоком, сужаясь у Датского пролива и далее узкой полосой распространяясь вдоль западного побережья о. Гренландия [Миронов, 2004]. Течение имеет два крупных ответвления в центральной части Гренландского моря, Ян-Майенское и Исландское течения, которые составляют систему циклонических течений в Северо-Европейском бассейне. Восточно-Гренландским течением переносится часть вод атлантического происхождения (они поступают с ветвями Ермака и Шпицбергенской), которые рециркулируют из южной части пролива Фрама далее в южном направлении из-за сильного циклонического круговорота в Гренландском море (англ. *Greenland Sea Gyre*) [Håvik et al., 2017; Chatterjee et al., 2021]. Авторами [Liu et al., 2022] отмечается, что

поверхностный слой вод в западной части моря таким образом представляет собой смесь атлантических и арктических вод.

Атмосферная циркуляция. Описание протекающих над Гренландским и Баренцевым морями синоптических процессов приводится в [Атлас..., 1980], атмосферные условия формирования климата представлены в [Добровольский и Залогин, 1982; Гидрометеорология и..., 1990; Миронов, 2004]. Гренландское и Баренцево моря круглогодично находятся под воздействием крупномасштабной барической системы, называемой Исландским минимумом (или Исландской депрессией, англ. *The Icelandic Low*). Он представляет собой обширную область низкого давления, которая распространяется над северной частью Атлантического океана, на 60° – 65° с.ш., между островами Гренландия и Исландия [Trewartha and Horn, 1980; Serreze et al., 1997; Смирнов и др., 1998]. Следует отметить, что Исландский минимум является основным компонентом Северо-Атлантического колебания. Оно описывает периодические колебания в перераспределении атмосферного давления между минимумом и максимумом, действующим у Азорских островов, которые в свою очередь оказывают влияние на погоду в Европе [Horden, 2005].

Атмосферные процессы, которые протекают над морями Гренландским и Баренцевым, обусловлены местоположением и степенью развития Исландского минимума. В зимний период года при малой солнечной активности (справедливо для северного полушария), зона активности Исландской депрессии расширяется, поскольку температура поверхности океана превышает температуру воздуха над материком [Horden, 2005]. Сильные шторма и ветры (характерная скорость ветра составляет 88–121 км/ч), в основном северо-восточных (над всем Гренландским морем и в северной части Баренцева моря), а также юго-западных и южных (в южных частях морей) направлений формируются за счет устойчивого градиента давления. В летние месяцы циклоническая деятельность ослабевает по мере того, как температура воздуха увеличивается относительно температуры поверхности океана, что приводит к установлению однородной области повышенного давления

над акваториями морей, и действие Исландского минимума ослабевает. Тогда же система воздушных переносов становится неустойчивой, а ветры — слабыми и переменчивыми по направлению [Миронов, 2004].

Величина годовых колебаний температуры воздуха над Гренландским и Баренцевым морями определяется сложившейся системой сезонных воздушных переносов, поэтому значительно варьируется от района к району. Наименьшие температурные различия на протяжении года, $+10^{\circ}\text{C} \dots +15^{\circ}\text{C}$, свойственны для южных частей морей при отсутствии морских льдов и преобладании воздушных переносов юго-западного направления. В северных районах морей отмечаются наибольшие изменения температуры воздуха, от $+25^{\circ}\text{C}$ до $+30^{\circ}\text{C}$, в течение всего года, поскольку в зимние месяцы наличие морских льдов здесь благоприятствует радиационному выхолаживанию нижних слоев атмосферы, а северо-восточные воздушные переносы способствуют адвекции холодных воздушных масс из Арктического бассейна [Миронов, 2004].

1.3. Степень изученности ледового режима морей

Исследования состояния ледяного покрова Гренландского и Баренцева морей начались в 1920-х гг. с работ В.Ю. Визе. В монографиях [Визе, 1940; 1944] автором значительное место было уделено ледовому режиму акваторий морей, хотя в целом они посвящены изучению причин формирования аномальных ледовых условий. В 50–60-е гг. XX века основное внимание уже было сфокусировано на исследованиях формирования ледяного покрова под действием различных природных факторов и поиску количественных зависимостей между ними. Тогда были разработаны первые методы долгосрочных ледовых прогнозов для акваторий Гренландского и Баренцева морей [Каракаш, 1950; 1958; Уралов, 1960; Лебедев, 1964; 1981; 1994]. Исследования [Лебедев и Уралов, 1976а; 1976б; 1977а; 1977б] внесли большой вклад в изучение закономерностей пространственно-временных изменений ледового режима региона и механизмов формирования здесь аномальных ледовых процессов. В частности, на основе данных о ледовом балансе акваторий Гренландского и Баренцева морей и их анализа авторами были разработаны оригинальные методики долгосрочных

ледовых прогнозов. Далее, в 1970–1980-е гг. активно проводились экспедиционные работы по изучению морских льдов с борта научно-исследовательского ледокола «Отто Шмидт» с использованием аэрофотосъемки и радиолокационной станции бокового обзора. Автором [Зубакин, 1987а] было выполнено обобщение этих исследований, что позволило получить знания о синоптической изменчивости ледовых условий изучаемого региона. Активные исследования ледяного покрова Гренландского и Баренцева морей в этот период также проводились норвежскими учеными: например, в [Vinje, 1975; 1985] приведено описание их ледовых условий, составленное путем обобщения полученных натуральных данных.

Систематическое использование искусственных спутников Земли для мониторинга морских льдов началось с конца 1970-х гг. Накапливаемая уникальная информация о состоянии ледяного покрова сейчас широко применяется для анализа сезонных изменений и при изучении процессов формирования и преемственности аномальных ледовых условий для отдельных осенне-зимних и весенне-летних месяцев. Выявленные на основе совместного анализа данных ледовой авиационной разведки и спутниковых данных основные закономерности сезонных и межгодовых изменений параметров ледового режима акваторий Гренландского и Баренцева морей обобщены [Миронов, 2004], *таких как*: площадь морских льдов, положение кромки дрейфующих льдов, сплоченность, толщина, торосистость ледяного покрова и ряд других, а также выявлены крупномасштабные процессы, определяющие формирование типа ледовых условий региона исследования. Работа [Buzin, 2006] включает в себя описание ключевых особенностей ледовых условий отдельного северо-восточного района Баренцева моря, т.к. на его акватории концентрируется несколько крупных месторождений углеводородов. Сопоставление и анализ длинных рядов ледовитости и различных гидрометеорологических и ледовых характеристик Баренцева моря (температура воздуха, количество осадков, площадь и повторяемость заприпайных полыней) позволили автору исследования [Бузин, 2009] выдвинуть гипотезу о причинах разнонаправленности векового тренда изменения площади ледяного покрова на его акватории.

Ледовитость. Ледовитость является наиболее изученным элементом ледового режима Гренландского и Баренцева морей. Это обобщающая характеристика, которая, однако, в достаточной степени определяет ледовые условия плавания, отражает происходящие в регионе изменения климата, а также характеризует экстремальное распространение ледяного покрова [Гидрометеорология и..., 1990]. Как показано в [Захаров, 1996], ледовитость, как наиболее объективный показатель, отображает гидродинамические и термические процессы в системе «атмосфера-океан-лед».

Авторами [Трегубова и др., 2015] было зафиксировано сокращение ледовитости Гренландского моря, начиная с 1997 г. (анализ аномалий производился для периода 1979–2008 гг.). В работах [Матишов и др., 2013; Жичкин, 2015; Крашенинникова и Крашенинникова, 2019] проанализированы низкочастотные изменения площади морских льдов и отдельные термохалинные характеристики Баренцева моря, а также установлена их связь с изменениями климатических индексов Северо-Атлантического колебания (*NAO*) и Атлантического мультидекадного колебания (*AMO*). Кроме того, вклады гидрометеорологических факторов, астрогеофизических процессов, а также предшествующего состояния ледяного покрова в межгодовые изменения ледовитости в Гренландском и Баренцевом морях были оценены [Тимохов и др., 2018; 2019].

В настоящее время во всем арктическом регионе на протяжении года отмечается значительное сокращение площади ледяного покрова, что показано в знаковых работах [Kwok, 2018; Stroeve and Notz, 2018] за счет выделения значимого линейного тренда характеристики с 1979 г. Результаты [Vinje, 2001a; Фролов и др., 2007a] говорят о замедлении скорости сокращения ледовитости приатлантических морей (к коим относятся Гренландское и Баренцево) к концу XX века. В то же время авторами [Фролов и др., 2007a] для Гренландского моря были получены значимые линейные тренды значений ледовитости в апреле и сентябре, а для Баренцева моря — в апреле (рассчитывались для периода 1900–2003 гг.) В соответствие с [Тимохов и др., 2018], изменения ледовитости Гренландского моря как в летние, так и в зимние месяцы за период 1950–2016 гг. характеризуются значимым отрицательным линейным трендом. Так, в феврале-марте ледовитость сократилась на 41% (на 22 тыс. км²), а

в августе-сентябре — на 47% (на 13 тыс. км²). При этом скорость уменьшения площади морских льдов Гренландского моря зимой больше, чем летом. Как отмечают [Крашенинникова и Крашенинникова, 2019], по инструментальным наблюдениям 1900–2014 гг. ледовитость Баренцева моря уменьшилась на 20%, что согласуется с результатами глобальной климатической модели (в данном случае это модель *GFDL-CM3* проекта *Coupled Model Intercomparison Project Phase 5*), которые также отражают тенденцию к сокращению площади льдов на его акватории. В работе [Бузин и Гудкович, 2011] ряд ледовитости Баренцева моря с 1928 по 2007 гг. был разделен на два сезона: так, для месяцев с ноября по январь был характерен положительный тренд величиной +0,8% за 10 лет, а для месяцев с февраля по октябрь — отрицательный, –0,9 % за 10 лет. Авторами не уточняется, являются ли выделяемые линейные тренды ледовитости значимыми, а говорится только о присутствии противоположно направленных тенденций (трендов) характеристики внутри года.

В работе [Лис и Егорова, 2022] было предложено разделение ряда ледовитости (1928–2021 гг.) в отдельных районах Баренцева моря на два периода, 1928–1985 гг. и 1986–2021 гг. Обоснование такого разделения выборки авторами осуществлено на основе визуального анализа, а также подкреплено рядом исследований по толщине перемешанного слоя, температуре и солености со схожими периодами изменения до и после 80-х гг. XX века. Исследование аномалий ледовитости Баренцева моря на продолжительных отрезках времени позволило определить характерные периоды похолодания и потепления. В соответствие с результатами анализа [Тимохов и др., 2019] с 1928 г., существенное сокращение ледовитости Баренцева моря приходится на периоды 1930–1950-х гг. и 2000–2010-х гг., а значительного увеличения — на 60–80-е гг. и 90-е гг. прошлого столетия. В работе [Жичкин, 2015] на более короткой выборке, с 1960 по 2014 гг., были выделены периоды 1962–1970 гг. и 1977–1982 гг. аномального похолодания, а также период 2000–2014 гг. — наоборот, аномального потепления. Кроме того, по изменениям среднегодовых значений ледовитости Баренцева моря за 1960–2011 гг. авторами [Матишов и др., 2013] были определены

два больших интервала ее изменения: так, на акватории моря до начала 1990-х гг. наблюдались более тяжелые ледовые условия, а с начала 1990-х гг. — более легкие ледовые условия.

Положение кромки дрейфующих льдов. Несколько исследований посвящены ретроспективному (с предварительным восстановлением данных) статистическому анализу длинных рядов наблюдений за положением кромки дрейфующих льдов в Гренландском и Баренцевом морях. Они включают в себя весенне-летний сезон. В частности, работа [Divine et al., 2006] охватывает период 1750–2002 гг., а [Shapiro et al., 2006] — 1850–2001 гг. Авторами были отмечены циклы изменения аномалий положения кромки ледяного покрова с периодичностью 20–30 лет и 60–80 лет. Для Гренландского моря характерны более низкочастотные, для Баренцева — наоборот, более высокочастотные колебания. Кроме того, в Баренцевом море наблюдалось отступление среднего положения кромки дрейфующих льдов на северо-восток в апреле с периодами 1850–1899 гг. и 1900–1949 гг. наибольшего сдвига.

Площадь (объем) льдов, выносимых в Гренландское море через пролив Фрама. В последние десятилетия внимание ученых приковано к проливу Фрама, который является основным источником выноса старых льдов из Арктического бассейна на акваторию Гренландского моря [Kwok, 2009]. Согласно оценкам [Haine et al., 2015; Smedsrud et al., 2017; Zamani et al., 2019], в течение всего года на акваторию моря поступает порядка $900 \cdot 10^3$ км² морских льдов, что эквивалентно 10% от их общей площади во всем Арктическом бассейне. Ледообмен через пролив Фрама является одной из наиболее важных составляющих ледового баланса региона и ключевым фактором наблюдающихся климатических изменений в Арктике.

Ввиду ограниченности данных по толщине ледяного покрова в проливе Фрама, большая часть исследований посвящена оценке площади выноса льдов, зависящей от дрейфа и сплоченности ледяного покрова [Kwok and Rothrock, 1999; Vinje, 20016; Kwok, 2009; Cox et al., 2010; Smedsrud et al., 2011; Bi et al., 2016; Smedsrud et al., 2017]. Сравнение величин площади выноса по различным модельным и спутниковым данным приведено в [Zamani et al., 2019; Min et al., 2019]. Объем выносимых льдов,

кроме того зависящий от распределения их толщины, является более показательным параметром для оценки ледового баланса морских льдов в арктическом регионе, и в то же время более трудно оцениваемым [Kwok et al., 2004; Krumpen et al., 2016; Zhang et al., 2017; Ricker et al., 2018; Spreen et al., 2020].

Впервые данные по толщине льдов на основе измерений его осадки с помощью гидролокаторов верхнего обзора были использованы в работе [Vinje et al., 1998]. Для оценки объема льдов, выносимых через пролив Фрама, авторами [Kwok et al., 2004] также применялись данные по толщине, полученные по гидролокаторам верхнего обзора, для периода 1991–1998 гг. Представленные в [Spreen et al., 2009] оценки объема выноса за 2003–2008 гг. основаны на данных наблюдений за толщиной ледяного покрова спутника *ICESat*. Авторы [Krumpen et al., 2016] для расчетов использовали данные электромагнитных измерений толщины морских льдов, выполненных с борта воздушного судна, за период 2001–2012 гг. В работе [Zhang et al., 2017] оценка объема выносимых льдов для периода 1979–2012 гг. производилась с применением данных толщины ледяного покрова совместной модели *PIOMAS* (англ. *Pan-Arctic Ice Ocean Modeling and Assimilation System*). Исследования [Ricker et al., 2018; Bi et al., 2018] включают оценки объема выноса, полученные соответственно для периодов 2010–2017 гг. и 2011–2015 гг. по данным толщины ледяного покрова спутника *CryoSat-2*. Наконец, авторы [Spreen et al., 2020] в своем исследовании использовали для оценки объема выносимых льдов за период 1992–2014 гг. данные по их толщине на створе, полученные с помощью гидролокаторов бокового обзора и профилирующих сонаров.

Дополнительно, влияние фактора крупномасштабной атмосферной циркуляции, выраженных атмосферными индексами Северо-Атлантического колебания (*NAO*) и Арктического колебания (*AO*), на дрейф и вынос льдов через пролив Фрама показано в [Ricker et al., 2018]. Также высокая корреляция была обнаружена между величиной ледообмена и индексом *NAO* в положительной с декабря по март [Kwok and Rothrock, 1999]. Исследованию роли атмосферной циркуляции на ледообмен в проливе Фрама за период 1979–2006 гг. посвящена работа [Tsukernik et al., 2010].

Возрастной состав морских льдов. Известно, что толщина ледяного покрова является весьма чувствительным и наглядным индикатором современных изменений климата [Репина и Иванов, 2012; Алексеева и др., 2021]. В отсутствие надежных данных о толщине основой для ее косвенной оценки могут быть использованы ледовые карты с указанием наблюдаемых возрастных градаций морских льдов (соответствующих значений их средней толщины). Являясь одним из важнейших элементов ледового режима в зимний период года, возрастная структура ледяного покрова Гренландского и Баренцева морей также показательна и в остром вопросе изучения климатических изменений. На сегодняшний день сведения о возрастном составе льдов на их акваториях в литературе ограничены, несмотря на хорошую изученность ледового режима морей в целом [Миронов, 2004].

Первые оценки возрастной структуры ледяного покрова Гренландского моря приведены в работе [Wittmann and Schule, 1966]. По данным авиационных ледовых разведок 1960 г. и 1962 г. авторами были рассчитаны доли молодых, однолетних и старых льдов в ледяном покрове акватории для следующих месяцев: январь-май, июнь-июль, август-октябрь и ноябрь-декабрь. Полученные за период 1988–1992 гг. среднемесячные значения площадей преобладания старых льдов в Гренландском море, а также площади ледяного покрова различных возрастных градаций (молодых, однолетних и старых льдов) на акватории представлены в монографии [Миронов, 2004]. Результаты получены на основе комплексных ледовых карт ААНИИ и представлены для тех пар месяцев, на которые в Гренландском море приходятся сезонный максимум и минимум ледяного покрова, для марта-апреля и сентября-октября соответственно.

Первые оценки распределения количества ледяного покрова различных возрастных градаций в Баренцевом море были выполнены в период 50–70-х гг. XX века. По среднемесячным картам приземного атмосферного давления авторы [Гудкович и др., 1972], приняв во внимание сроки начала ледообразования, а также распределение границ остаточных льдов и припая, рассчитали средние величины площадей льдов основных возрастных градаций (включая молодые, однолетние и

старые) на конец мая. По аналогичному методу в работе [Миронов, 2004] были выполнены расчеты количества ледяного покрова разного возраста для трех однородных районов Баренцева моря на периоды сезонного максимума и минимума площади льдов в апреле и сентябре соответственно с разделением однолетних льдов по градациям их средних толщин (однолетние тонкие, средние и толстые льды). Вопросу распространения старых льдов в Баренцевом море южнее 78° с.ш., которые представляют опасность при освоении месторождений на его шельфовой зоне, было посвящено исследование [Бузин, 2009].

1.4. Выводы к Главе 1

Помимо физико-географической характеристики и гидрометеорологических условий, в главе представлен обзор современного состояния исследований ледового режима Гренландского и Баренцева моря (отдельных ее элементов). На основании предлагаемого обзора были сделаны следующие выводы:

- В литературных источниках не описаны закономерности сезонных изменений положения кромки дрейфующих льдов Гренландского и Баренцева морей в современный период климатических изменений (после 2000-х гг.).
- Авторами различных исследований предлагается большое количество оценок объема льдов, выносимых через пролив Фрама, которые отличаются способом учета толщины и дрейфа ледяного покрова на створе пролива. Количественно полученные ими величины объема выноса разнятся в значительной степени (в 2-3 раза, значения в обзоре не представлены), что объясняется прежде всего выбором данных для его оценки.
- Также не представлены оценки пространственно-временного распределения ледяного покрова Гренландского и Баренцева морей по возрастным градациям. Сюда относятся площадь льдов разного возраста и границы их преобладания на акваториях морей; межгодовые изменения характеристик не затронуты в литературе вовсе.

ГЛАВА 2. ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

2.1. Формирование электронных архивов по параметрам ледяного покрова

В настоящем исследовании для описания ледового режима Гренландского и Баренцева морей в современном климатическом периоде были проанализированы *следующие* параметры состояния ледяного покрова на их акваториях: ледовитость и ее аномалии; положение кромки дрейфующих льдов в годовом цикле; возрастной состав ледяного покрова; границы преобладания льдов однолетних и/или старых льдов; объем ледяного покрова, выносимого через пролив Фрама из Арктического бассейна.

Для создания электронных архивов данных были использованы ледовые карты Гренландского и Баренцева морей, которые, начиная с октября 1997 г., с недельной дискретностью составляются ледовыми экспертами ААНИИ по спутниковым данным видимого, инфракрасного и микроволнового диапазонах электромагнитного спектра с привлечением данных судов и полярных станций. Подробное описание методики составления ледовых карт ААНИИ представлено в [Афанасьева и др., 2019]. Доступ к ледовым картам осуществляется через электронный каталог Мирового центра данных по морскому льду [см. <http://wdc.aari.ru/datasets/d0004/>].

При подготовке исходных данных по исследуемым характеристикам автором была задействована свободно распространяемая геоинформационная система *QGIS* (ГИС) версии 3.14 [см. <https://qgis.org/ru/site/index.html>], которая позволяет работать с ледовыми картами, представленными в виде электронного архива и на бумажном носителе. Инструментарий ГИС *позволяет*: осуществлять оцифровку ледовых карт, хранящихся в фондах и архивах ААНИИ на бумажном носителе, и их дальнейшую пространственную географическую привязку; работать с электронными ледовыми картами формата *.shp*; определять пространственные характеристики однородных ледовых зон (координаты их границ, площадь и ширину), выделенных на ледовых картах, для получения информации о необходимых параметрах ледяного покрова; представлять полученные сведения в табличном и графическом виде.

Возрастной состав ледяного покрова. Были рассчитаны величины площади дрейфующих и припайных льдов в стандартных возрастных грациях ледяного покрова Гренландского и Баренцева морей: старые, однолетние (толстые, средние и тонкие), молодые (серо-белые и серые) и начальные виды, по Международной номенклатуре морского льда [JCOMM, 2014]. Данные были получены с месячной дискретностью в зимние месяцы, и охватывают период от начала ледообразования в октябре до его завершения в мае, за 1997–2022 гг. Электронный архив включает значения площади, выраженные в тыс. км², в % от общей площади акватории (его отдельного района) и в % от общей площади ледяного покрова моря (или района). Анализ возрастного состава льдов Гренландского моря производился для акватории целиком, а Баренцева моря — в соответствии с традиционным разделением на три однородных ледовых района: западный, северо-восточный и юго-восточный [Гудкович и др., 1972; Миронов, 2004]. На рисунке 2.1 приведены их границы.

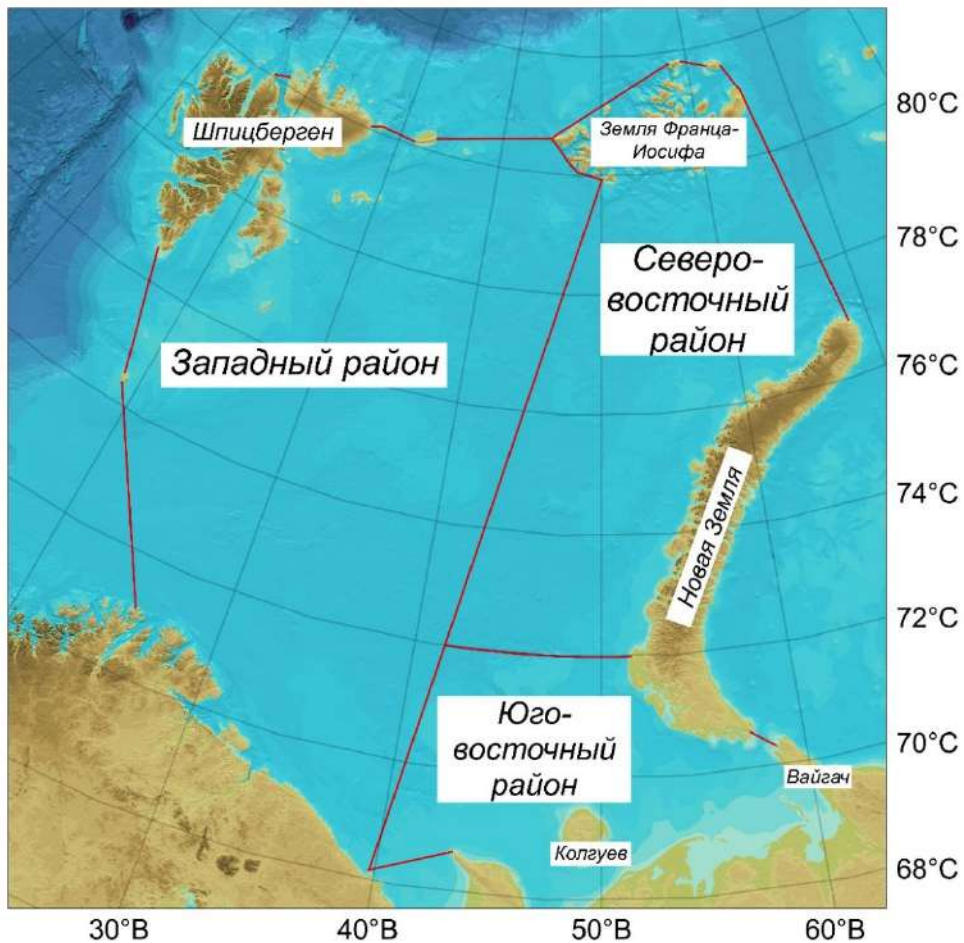


Рисунок 2.1. Границы выделяемых однородных ледовых районов Баренцева моря (отмечены красными линиями) [Гудкович и др., 1972; Миронов, 2004]

Границы преобладания льдов различного возраста. Далее были определены координаты положения границы преобладания старых льдов в Гренландском море, а также старых и однолетних льдов (без разделения на градации) в Баренцевом море. Долготы положения в Гренландском море фиксировались через $1,0^\circ$ на параллелях от 69° с.ш. до 80° с.ш. В западном и северо-восточном районах Баренцева моря широты положения описываются долготой пересечения меридианов от 20° в.д. до 65° в.д. через $2,5^\circ$, а в юго-восточном районе моря — от 69° с.ш. до 75° с.ш. через 1° . Сообразно возрастному составу ледяного покрова, координаты положения границы преобладания льдов отдельных возрастных градаций были получены с месячной дискретностью только в зимний период года за 1997–2022 гг.

Описанные далее электронные архивы включают в себя как данные ледовой авиационной разведки периода 1950–1978 гг., так и спутниковые данные, начиная с 1979 гг. по настоящее время. Исследования [Смирнов и др., 2010; Смирнов и др., 2011] показали, что эти данные можно объединять и рассматривать как единый ряд для исследования состояния ледяного покрова арктических морей. Совместный анализ спутниковых изображений *NOAA-1* и *ЭССА-8* и данных ледовых авиаразведок за 1970–1971 гг. говорит о среднем расхождении в положении кромки дрейфующих льдов не более чем на 7 км, а в положении границ зон льдов разной сплоченности и возраста — не более чем на 10 км. В то же время, данные *Метеор-18* и ледовых карт, составленных на основе визуальных ледовых наблюдений с борта воздушного судна, в июле-августе 1974 г. расходятся в определении положения кромки и границ зон льдов разной сплоченности и возраста в среднем на 1,7 км и максимум — на 8,0 км.

Кроме того, авторы пишут, что погрешность определения данных параметров ледяного покрова, полученная для 1950–1970 гг., т.е. до введения в эксплуатацию первых спутников, составляет от $\pm 11,0$ км и до $\pm 12,8$ км соответственно для четко и нечетко выраженных кромок и границ зон (в случае наличия плотной облачности). Предполагая, что эта ошибка носит систематический характер, а кромка и границы выражены нечетко, то возможная погрешность определения ледовитости колеблется в пределах $\pm 3,2\%$... $\pm 8,2\%$ от площади ледяного покрова. Здесь же отмечается, что

влияние ошибки такой величины на оценку ледовитости может быть значимым лишь для локальных районов. Для обширных акваторий, включая целое море, влияние случайных ошибок при определении положения кромки и других ледовых границ не будет превышать ошибок вычислительных процедур. Кроме того, с введением в оснащение самолетов ледовой авиаразведки радиолокационных станций бокового обзора (РЛС БО «Нить» и «Торос») с 1971 г. ошибка определения данных элементов ледового режима сократилась до $\pm 2,5$ км и до $\pm 3,5$ км соответственно для четко и нечетко выраженных кромок и границ.

Положение кромки дрейфующих льдов. На фиксированных створах, которые перечислены выше, были получены координаты положения кромки дрейфующих льдов в Гренландском и Баренцевом морях. Электронный архив данных охватывает целиком ледовый сезон, т.е. период существования ледяного покрова на акватории, с октября предыдущего года по сентябрь последующего, с месячной дискретностью. Однако привлечение ледовых карт ААНИИ, хранящихся на бумажных носителях в фондах, способствует значительному расширению анализа периода наблюдений за ледяным покровом. Для Гренландского моря было оцифровано и проанализировано около 500, для Баренцева моря — более 6000 ледовых карт. Поэтому за отдельные месяцы данные по положению кромки дрейфующих льдов в Гренландском море доступны с ледового сезона 1980/1981 гг., в Баренцевом — с 1933/1934 гг. Тем не менее, непрерывные ежемесячные данные, которые будут применены в настоящей работе для оценки изменений в годовом цикле, начинаются в Гренландском море только с 1998/1999 гг., в Баренцевом — с 1982/1983 гг.

Ледовитость. Наконец, последними данными были дополнены имеющиеся в распоряжении отдела ледового режима и прогнозов ААНИИ электронные архивы среднемесячных значений ледовитости Гренландского и Баренцева морей (данные для последнего представлены для трех однородных районов). Таким образом, готовые электронные архивы данных охватывают период 1950–2022 гг. В качестве меры ледовитости используется %, поскольку под термином «ледовитость» в литературе понимают *процент площади, занятой ледяным покровом любой сплоченности, по*

отношению к общей площади моря или его отдельного района [Бородачев и др., 1994]. Не стоит путать ледовитость с площадью льда, т.к. при определении последней через сплоченность учитывается площадь участков открытой воды между отдельными льдинами.

2.2. Гидрометеорологические данные

Данные для определения факторов, формирующих изменения возрастного состава льдов. Для количественной оценки интенсивности атмосферной циркуляции были выбраны *следующие* атмосферные (климатические) индексы, временные ряды которых лежат в основе установления статистических связей между различными гидрометеорологическими величинами и характером протекающих в атмосфере крупномасштабных процессов [Литвинова, 2018]:

1. *Арктическое колебание* (англ. *Arctic Oscillation, AO*):

Введен для моделирования аномалий атмосферной циркуляции Северного полушария и представляет собой первую моду разложения поля давления на уровне 1000 гПа от 20° с.ш. до 90° с.ш. по естественным ортогональным функциям [Thompson and Wallace, 1998; 2000]. Показывает перераспределение в арктическом регионе зон повышенного (пониженного) атмосферного давления — это приводит к усилению (ослаблению) зональной компоненты переноса воздушных масс [Zhou et al., 2001]. Имеет положительную и отрицательную фазы: когда над полюсом наблюдаются вихри относительно высокого давления, а над умеренными широтами — низкого давления, отмечается отрицательная фаза колебания; противоположное распределение давления отмечается при положительной фазе.

2. *Арктический диполь* (англ. *Arctic Dipole, AD*):

Представляет собой вторую моду разложения поля атмосферного давления, рассчитываемую по естественным ортогональным функциям на уровне 700 гПа от 70° с.ш. до 90° с.ш. Характерной чертой барической структуры является смещение центра высокого давления в море Бофорта и формирование глубокой депрессии над восточной Сибирью. Ее образование, как отмечают [Wu et al., 2006; Overland et al.,

2008; Wang et al., 2009], является следствием перестройки циркуляционной системы в Арктике.

3. *Северо-Атлантическое колебание* (англ. *North Atlantic Oscillation, NAO*):

Являясь региональной модой Арктического колебания, представляет собой аномалии атмосферного давления между двумя крупными центрами действия атмосферы, Исландским минимумом и Азорским максимумом, и таким образом отражает зональный перенос воздушных масс из Северной Атлантики [Goldenberg et al., 2001; Нестеров, 2013]. Рассчитывается как главная компонента разложения по естественным ортогональным функциям давления на уровне 500 гПа над зоной Северного полушария [Попова и Шмакин, 2010]. Проявляет активность в течение всего года: положительная фаза отражает отрицательную аномалию атмосферного давления в высоких широтах северной части Атлантического океана и положительную — в его центральной части; отрицательная фаза характеризует его обратное распределение.

Среднемесячные значения индексов *AO* и *NAO*, начиная с 1950 г., публикуются Национальным управлением по исследованию океана и атмосферы США (англ. *National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA*) [см. <https://www.ncei.noaa.gov/climate-monitoring/#all>]. Кроме того, значения индекса *AD* были предоставлены *Markus Janout*, сотрудником Института полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера, Германия (нем. *Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, AWI*).

Для учета влияния теплых атлантических вод, поступающих на акваторию Баренцева моря, была использована:

4. *Температура воды вдоль океанографического разреза «Кольский меридиан»:*

Представляет собой уникальный ряд натурных наблюдений за температурой воды в западном районе Баренцева моря. Его отличительными чертами являются длительность выполнения наблюдений, количество данных и их пространственный охват [Карсаков и др., 2018; 2022]. Среднемесячные значения температуры воды в

слоях до 200 м на станциях, охватывающие прибрежную (станции 1–3) и основную (3–7) ветви Мурманского течения, а также центральную ветвь (8–10) Нордкапского течения с 1950 по 2020 гг. приведены на сайте Полярного филиала Всероссийского научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии (ПИНРО им. Н.М. Книповича) [см. <http://www.pinro.vniro.ru/ru/razrez-kolskij-meridian/ryady-nablyudenij>]. Ряд данных до 2023 г. был любезно предоставлен Анциферовым М.Ю., заведующим лабораторией промысловой океанографии. В работе были использованы данные по температуре воды в слое 0–50 м.

Наконец, предиктором, потенциально определяющим межгодовые изменения состояния ледяного покрова Баренцева моря, является:

5. *Приповерхностная температура воздуха (ПТВ):*

Используются данные атмосферного реанализа *ERA5* от Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (англ. *European Centre for Medium-range Weather Forecasts, ECMWF*) с пространственным разрешением $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ и временным разрешением один месяц [Hersbach et al., 2020]. Временной охват: с января 1940 г. по н.в. При формировании базы данных были задействованы различные источники, включая данные метеорологических станций и радиозондов, а также спутниковые данные. Данные *ERA5* широко применяется в исследованиях климата, метеорологии и мониторинге окружающей среды, поскольку дают полную и подробную картину глобальных погодных условий. Доступ к ним осуществляется через систему Массива данных по климату (англ. *Climate Data Store*) Европейской программы по дистанционному зондированию Земли из космоса *Copernicus* [см. <http://cds.climate.copernicus.eu>].

Данные для расчета ледообмена морей с соседними бассейнами. Для расчета величины и направления суммарного среднемесячного вектора дрейфа льдов на заданных створах ледообмена Гренландского и Баренцева морей с окружающими акваториями автором были использованы данные по дрейфу Национального центра данных по снегу и льду США (англ. *National Snow and Ice Data Center, NSIDC*). Они

включают данные *Polar Pathfinder* (1979–2019 гг.) и *Quicklook Arctic* (с 2020 г. по н.в.) [см. <https://nsidc.org/data/nsidc-0116/versions/4> и <https://nsidc.org/data/nsidc-0748/versions/1> соответственно]. Эти продукты объединяют спутниковые (в основном пассивного микроволнового излучения) наблюдения, данные буйковых станций и атмосферного реанализа. Данные включают информацию об *u*- и *v*- компонентах вектора скорости дрейфа льдов, которые проецируются на сеточную область с разрешением 25 км × 25 км [Tschudi et al., 2020].

2.3. Методы исследования

2.3.1. Методика определения средневзвешенной толщины ледяного покрова в проливе Фрама

Толщина ровного льда. В соответствии с Международной номенклатурой по морскому льду [JCOMM, 2014], возрастной состав ледяного покрова в проливе Фрама представлен семью стандартными градациями (диапазонами их средних толщин): начальные виды и ниласовые льды (толщиной менее 10 см); серые (10–15 см) и серо-белые (15–30 см) молодые льды; тонкие (30–70 см), средние (70–120 см) и толстые (более 120 см) однолетние льды; старые льды (толщиной более 250 см). Видно, что возрастные градации от начальных видов до однолетних средних льдов имеют четко определенный диапазон средних толщин. Поэтому при оценке толщины ровного льда в ледовом потоке пролива Фрама для них принимаются следующие опорные величины: начальные виды и ниласовые льды — **5,0** см; серые и серо-белые льды — **12,5** см и **22,5** см соответственно; молодые льды (в том случае, если идентифицировать при составлении ледовой карты отдельно серые и серо-белые льды не представляется возможным) — **30,0** см; однолетние тонкие и средние льды — **50,0** см и **95,0** см соответственно. Более сложной задачей является оценка толщин однолетних толстых и старых льдов, диапазон толщин которых не имеет верхнего предела (более 120 см и более 250 см соответственно). Для этого вводятся некоторые допущения.

Автором [Миронов, 2004] отмечается, что основную часть ледяного покрова пролива Фрама составляют льды вовсе не местного образования, а приносимые из северных районов морей сибирского шельфа (Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского) Трансарктическим дрейфом и распространяемые в Гренландское море Восточно-Гренландским течением. Система Трансарктического дрейфа является одним из основных элементов циркуляции льдов в Арктическом бассейне и оказывает влияние на ледовые условия арктических морей [Волков и др., 2016]. В исследовании [Тимофеева и Шаратунова, 2021] показано: максимальные толщины припая в море Лаптевых за период 2005–2020 гг. уменьшились на 6%, по сравнению с наблюдениями до 2004 г. Далее автором предполагается, что за данный 15-летний период толщина дрейфующих льдов на створе пролива Фрама ввиду относительного большего влияния на них притока теплых атлантических вод сократилась на 8%.

Поэтому для количественной оценки изменений средней толщины однолетних толстых льдов в проливе Фрама были задействованы данные по толщине припая наземных полярных станций Котельный (море Лаптевых) и Челюскин (Карское море) сети Росгидромета, доступные в виде бюллетеней погоды [см. <http://193.227.232.57/meteo/default/bulluten>]. Ряд наблюдений был разделен на два периода, 1997–2004 гг. и 2005–2022 гг., в соответствии с оценками в [Тимофеева и Шаратунова, 2021]. Таким образом, автором были получены величины нарастания однолетних толстых льдов на каждый месяц наблюдений, осредненные по данным двух полярных станций, и рассчитаны средние толщины ровного ледяного покрова, начиная от принятой нижней границы толщины однолетних толстых **120,0** см в декабре до максимальных значений **193,0** см и **178,0** см, наблюдаемых на станциях в 1997–2004 гг. и в 2005–2022 гг. соответственно.

Средняя толщина старых льдов, выносимых через пролив Фрама, составляет порядка 320,0 см в период 1981–1984 гг., согласно результатам [Миронов, 2004]. При этом данные визуальных судовых наблюдений, которые были обобщены за период 1991–2021 гг. в исследованиях [Алексеева и др., 2018; Егорова и др., 2021], говорят о заметном сокращении толщины старых льдов в Арктическом бассейне в

отдельные летние месяцы (июнь-август) после 2005 г. Учитывая введенное ранее разделение на периоды, в работе принимается, что средняя толщина ровного старого ледяного покрова в 1997–2004 гг. составляла **320,0** см, а в 2005–2022 гг. — уже **260,0** см, принимая во внимание его абляцию в 60,0 см.

Условная толщина ледяного покрова. Пространственно-временные изменения толщины ледяного покрова формируются в результате воздействия на него ряда факторов, объединенных в группы термических и динамических. К первой относят климатические особенности гидрометеорологических процессов, которые оказывают влияние на естественное нарастание и таяние морских льдов (суммарная радиация, количество осадков, поток тепла из океана и т.д.). Вторая группа факторов включает дрейф и торошение ледяного покрова [Смирнов, 2007]. Неравномерности скорости и направления дрейфа приводят к деформациям ледяного покрова в виде торошения и наслоения, что в значительной степени сказывается на распределении толщин льдов различных возрастных градаций [Миронов, 2004].

В реально наблюдающихся условиях ровные участки ледяного покрова всегда чередуются с разными формами торосистых образований. Поэтому оценка средней толщины морских льдов сопряжена с необходимостью учета их торосистости. В данной работе для оценки толщины ледяного покрова, деформированного за счет торосов и гряд торосов, применяется оригинальная методика [Миронов, 2004]. Так, автором выделяются толщина ровного льда ($H_{ров}$), эффективная толщина ($H_{эф}$) и условная толщина ($H_{усл}$) льда. Под эффективной толщиной понимается надбавка, вводимая для учета торосистых образований, а условная толщина характеризует суммарную толщину ровного и деформированного льда (см. формулу 2.1):

$$H_{усл} = H_{ров} + H_{эф} \quad (2.1)$$

Соответственно, для вычисления эффективной толщины льда в исследовании предлагается использовать *следующие* эмпирические выражения (см. таблицу 2.1), где она зависит от возрастной градации льда (тонкие/средние/толстые), типа тороса (свежий/старый), высоты его надводной части (h_i) и числа гряд торосов на 1 км (n).

Методика [Миронов, 2004] также включает эмпирические величины n , числа гряд торосов на 1 км: они составляют 4,0 в октябре-декабре; 4,8 в январе-марте и 5,5 в апреле-мае.

Таблица 2.1. Эмпирические выражения для расчета эффективной толщины льда [Миронов, 2004]

Возрастная градация льда (средняя толщина, м)	Тип тороса	h_i , м	Формула
Однолетние тонкие ($h_1=0,3$)	Свежий	0,3	$25 \cdot n \cdot h_1^2$
Однолетние средние ($h_2=1,0$)	Свежий		$19 \cdot n \cdot h_2^2$
	Старый	$34 \cdot n \cdot h_2^2$	
Однолетние толстые и старые ($h_3=3,0$)	Свежий	1,0	$16 \cdot n \cdot h_3^2$
	Старый		$41 \cdot n \cdot h_3^2$

При определении толщины льдов в ледовом потоке пролива Фрама, опираясь на данные по возрастной структуре, необходимо и правильно апеллировать к понятию «средневзвешенная толщина», поскольку в пределах одной ледовой зоны на карте выделяется некое соотношение (в баллах) двух или трех преобладающих возрастных градаций разной толщины. Поэтому по средней условной толщине льдов каждого возраста, встречающегося на створе, пропорционально их частной сплоченности (в баллах) по следующей формуле была рассчитана средневзвешенная толщина льда ($H_{взв}$) [Пищальник и др., 2020] (см. формулу 2.2):

$$H_{взв} = \frac{\sum_{i=1}^n (H_{ср_i} \cdot C_i)}{\sum_{i=1}^n C_i} \quad (2.2)$$

где $H_{ср_i}$ — это средняя толщина льда i -й возрастной градации,

C_i — это частная сплоченность льда i -й возрастной градации,

n — это количество выделяемых возрастных градаций внутри одной ледовой зоны.

Аналогично результатам [Пищальник и др., 2020] для Охотского моря, была произведена оценка ошибок при вычислении средневзвешенной толщины ледяного покрова в зоне преобладания льдов различного возраста для створа пролива Фрама. Число сочетаний характеристик ледяного покрова внутри ледовой зоны является ограниченными, поэтому для всех возможных случаев были рассчитаны величины

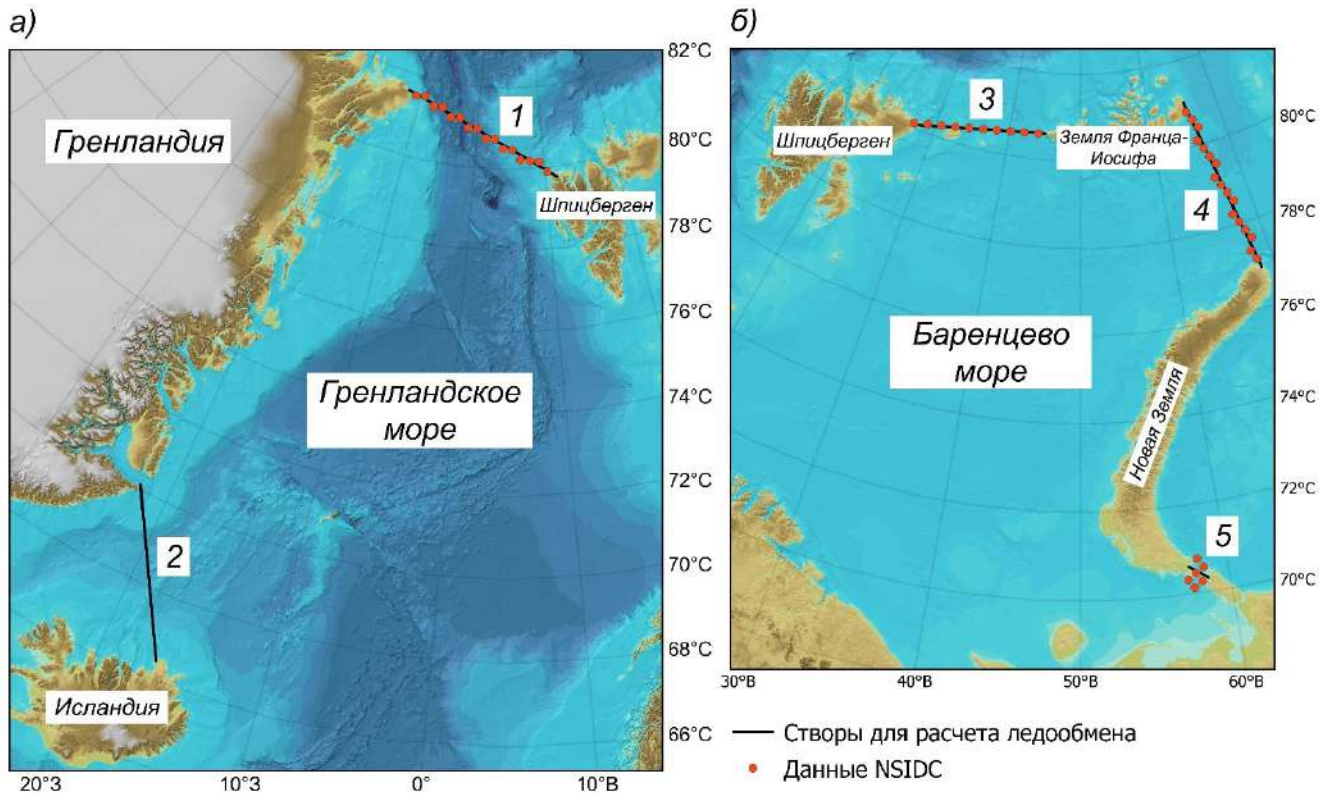
средневзвешенной толщины. Согласно [Руководство по..., 1981], ледовый эксперт может определять частную сплоченность ледяного покрова определенного возраста с точностью до 1 балла. Таким образом, ошибка при определении средневзвешенной толщины в зоне преобладания молодых льдов может составлять $\pm 1-3$ см, однолетних тонких — $\pm 3-6$ см, однолетних средних — $\pm 5-9$ см, однолетних толстых — $\pm 6-15$ см и, наконец, старых — $\pm 14-20$ см. Если ошибка вычислений в ледовом потоке пролива Фрама достигает *максимальных* 20 см, то погрешность определения средневзвешенной толщины при помощи предлагаемой методики составляет 6% при среднем значении характеристики вдоль всего створа пролива 340 см.

2.3.2. Метод расчета ледообмена акватории с соседними бассейнами

В Гренландском море ледообмен с окружающими акваториями на севере происходит через пролив Фрама, на юге — через Датский пролив (в данной работе не рассматривается). Расход льда в Баренцевом море осуществляется через проливы Шиллинга (между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа), Макарова (между Землей Франца-Иосифа и Новой Землей) и Карские Ворота. Расположение створов отмечено на рисунке 2.2.

В настоящей работе принимается, что площадь выносимых через створ льдов в единицу времени (выражена в км^2 за месяц) зависит от средней скорости дрейфа (в км за месяц) и ширины ледового потока (в км) с учетом сплоченности ледяного покрова, преобладающей в ледовом потоке. При расчете объема выноса льдов в единицу времени (в км^3 за месяц) к перечисленным выше параметрам добавляется средневзвешенная толщина на соответствующем створе. При этом среднемесячные значения скорости дрейфа ледяного покрова определяются при использовании баз данных *Polar Pathfinder* и *Quicklook Arctic* (см. подраздел 2.2). Далее по тексту этот подход будет кратко обозначен как *NSIDC*. Для расчета величины и направления суммарного среднемесячного вектора скорости дрейфа льдов были выбраны точки, которые расположены ближе всего к расчетным створам (обозначены на рисунке 2.2 оранжевыми точками). Таким образом, площадь выносимых льдов на расчетном

створе вычисляется путем умножения величины скорости дрейфа льдов по данным *NSIDC* на ширину ледового потока. Для вычисления объема выноса добавляется член средневзвешенной толщины ледяного покрова с введенной поправкой на торосистые образования.



1 — пролив Фрама, 2 — Датский пролив, 3 — пролив Шиллинга, 4 — пролив Макарова, 5 — пролив Карские Ворота

Рисунок 2.2. Положение створов ледообмена в: а) Гренландском и б) Баренцевом морях (черные линии); и векторы дрейфа, которые были задействованы для расчета среднего вектора скорости дрейфа льда по данным *NSIDC* (оранжевые точки)

2.3.3. Статистические методы анализа

Для анализа временных рядов гидрометеорологических и ледовых данных в настоящей работе были использованы *следующие* статистические методы.

1. Выделение и анализ временного тренда:

В статистике *трендом* называется медленное изменение характеристики без образования циклов с периодом, который существенно превышает длину исходной

выборки [Малинин, 2020б]. Наличие или отсутствие тренда, его интенсивность и форма всегда зависят от длины ряда, отобранного из генеральной совокупности. Выделяют два типа трендов: *линейный*, который описывает зависимость искомого параметра от времени линейным уравнением, и *нелинейный*, определяющего ту же зависимость, но нелинейным уравнением. Поведение тренда характеризуется его величиной и вкладом в общую дисперсию исследуемого ряда, устанавливающиеся на основании проверки значимости коэффициента корреляции. Как отмечает автор [Малинин, 2020б], только для значимого тренда справедливо нахождение величины тренда, под которой понимается изменение исследуемой характеристики за некий промежуток времени.

Оценка статистической значимости тренда основана на нулевой гипотезе о равенстве нулю коэффициента корреляции. Для проверки гипотезы вычисляется критерий Стьюдента, который зависит от самого коэффициента корреляции и от величины его стандартного отклонения в генеральной совокупности. Таким образом, тренд является статистически значимым, если полученный критерий Стьюдента превышает критическое значение при заданном уровне значимости и известной длине анализируемой выборки; верно и обратное неравенство — в результате тренд считается статистически незначимым [Малинин, 2020б]. В случае, если выборка содержит значимые как линейный, так и нелинейный тренды, то предпочтение при его удалении отдается нелинейному тогда, когда он вносит более чем на 5% больший вклад в общую дисперсию исследуемого временного ряда, и линейному в обратном случае [Гордеева, 2010].

2. *Мультирегрессионный анализ:*

С целью выявления статически значимых гидрометеорологических и ледовых факторов, оказывающих влияние на межгодовые изменения площади льдов разного возраста в составе ледяного покрова отдельных районов Баренцева моря, автором был проведен многомерный анализ статистических связей исследуемых временных рядов. Был задействован аппарат мультирегрессионного анализа из программного пакета статистического анализа «Статистика» версии 7, который позволил получить

статистические уравнения связи посредством встроенной функции «Множественная регрессия» [Малинин и Гордеева, 2003; Малинин, 2020а].

Общее назначение алгоритма множественной регрессии состоит в совместном анализе физически обоснованных статистических связей между независимой и зависимой переменными (между предиктором и предиктантом соответственно). Главная вычислительная задача, реализуемая данным инструментом, определяется максимальным соответствием между линией регрессии и некоторым количеством точек [Вайновский и Малинин, 1992]. Однако в случае исследования тех процессов, которые происходят в природной среде, наблюдается, что в большинстве случаев связь между ними имеет многофакторный характер. Тогда линия регрессии уже не может быть отображена в двумерном пространстве, что приводит к необходимости ее выражения с помощью уравнения множественной линейной регрессии.

Для построения статистических уравнений с количеством значимых предикторов не более пяти была выбрана процедура последовательного исключения переменных. В итоге были получены статистические уравнения с наибольшими коэффициентами корреляции (R) и детерминации (R^2), которые являются одними из основных критериев их проверки на статистическую значимость. По их величинам соответственно было оценено качество воспроизведения этими уравнениями фактического распределения исследуемой характеристики [Малинин, 2020а].

Множественный коэффициент линейной корреляции R (далее по тексту будет обозначен как коэффициент корреляции) отражает степень линейной связи между фактическими и рассчитанными значениями предиктанта [Малинин, 2020а]. Он принимает неотрицательные значения от 0, в случае, если дисперсия зависимой переменной определяется дисперсией остатков, до 1, когда включенные в итоговое уравнение факторы полностью описывают дисперсию предиктанта. Линейный коэффициент детерминации R^2 (далее по тексту — коэффициент детерминации) показывает объясненную долю дисперсии предиктанта, т.е. ту долю, которая описана подобранными предикторами в статистическом уравнении. Он в свою очередь связан

со стандартизированными коэффициентами регрессии β_j следующей формулой (см. формулу 2.3):

$$R^2 = \sum \beta_j r_{yj} \quad (2.3)$$

где r_{yj} — это парный коэффициент корреляции между предиктантом и j -м предиктором.

Отсюда следует, что произведение β_j и r_{yj} представляет собой вклад каждого из предикторов в дисперсию функции отклика. В данной работе вклад выражается в % от объясненной доли дисперсии исследуемой величины, поэтому общая сумма вкладов будет равна 100%, а не коэффициенту детерминации. В результате вклад показывает степень влияния значимых гидрометеорологических и ледовых параметров на межгодовые изменения площади ледяного покрова разного возраста. Аналогичный статистический подход к описанию факторов, формирующих межгодовые изменения ледовитости в арктических морях, уже применялся в работах [Вязигина и др., 2021; Лис и др., 2023].

2.3.4. Обеспеченность и эффективность метода прогноза

Поиск таких значимых факторов, которые определяют межгодовые изменения площади льдов различных возрастных градаций в отдельных районах Баренцева моря, является подготовительным этапом, необходимым при разработке метода прогноза данной ледовой характеристики. Обеспеченность и эффективность метода отражают целесообразность использования полученных статистических уравнений на практике при производстве прогноза (в данном случае — долгосрочного, с заблаговременностью один месяц). Характеристики были рассчитаны согласно методике из руководящего документа [Наставление по службе..., 2011].

Обеспеченность P показывает процент оправдавшихся прогнозов к их общему числу (соответственно, выражается в %). Для ее определения используется таблица 2 из [Наставление по службе..., 2011], где приводится зависимость данного критерия при различных допустимых ошибках от показателя успешности прогноза S/σ_x .

Данный показатель представляет собой отношение средней квадратичной ошибки проверочных прогнозов S и среднего квадратичного отклонения предсказываемого явления от нормы σ_x (см. формулы 2.4 и 2.5 соответственно):

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_{\phi} - x_{\text{пр}})^2}{n - m}} \quad (2.4)$$

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - x_{\text{ср}})^2}{n}} \quad (2.5)$$

где x_i — это данное значение явления в многолетнем ряду наблюдений,

$x_{\text{ср}}$ — это среднемноголетнее значение явления,

x_{ϕ} и $x_{\text{пр}}$ — это фактическое и прогнозируемое значения соответственно,

n — это число членов ряда,

m — это число степеней свободы, характеризующее вид уравнения регрессии и равное количеству постоянных величин в нем.

Эффективность метода прогноза (выражается в %) показывает выигрыш его обеспеченности P по сравнению с климатической обеспеченностью (для досрочного прогноза) $P_{\text{кл}}$ — вторая вычитается из первой. Климатическая обеспеченность в свою очередь определяется по формуле (2.6):

$$P_{\text{кл}} = \frac{m}{n} * 100 \quad (2.6)$$

где m — это число случаев, когда отличие климатической величины (нормы) от действительных величин не превышает принятой допустимой ошибки,

n — это число членов ряда.

Допустимая ошибка, установленная для долгосрочного прогноза, принимается равной $0,8\sigma_x$, исходя из рекомендаций в руководящем документе. Исследуемая выборка была разделена на зависимую и независимую. Среднее значение зависимой выборки,

т.е. за период с 1997/1998 гг. по 2019/2020 гг. ($n = 23$), было принято в данной работе за климатическую норму. В качестве независимой для проверки качества прогноза используются три ледовых сезона, с 2020/2021 гг. по 2022/2023 гг. Применение метода долгосрочного прогноза, согласно [Наставление по службе..., 2011], в практических целях является целесообразным, если его эффективность составляет более 10%.

2.4. Выводы к Главе 2

В главе приведено описание данных и методов, использованных в настоящей диссертационной работе. Их подбор основан на анализе литературных источников по теме исследования. Были впервые сформированы электронные архивы данных по основным параметрам состояния ледяного покрова Гренландского и Баренцева морей в современный климатический период с использованием уникальных региональных ледовых карт. Здесь, помимо широко известных статистических методов анализа, автором описывается оригинальная методика оценки объема выноса льдов в проливе Фрама на основе фактических данных по возрастной структуре (средним толщинам) ледяного покрова в зимние месяцы с поправкой на торосистые образования.

ГЛАВА 3. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ОСНОВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА ГРЕНЛАНДСКОГО МОРЯ

3.1. Ледовитость

3.1.1. Сезонные изменения

Ледовитость Гренландского моря характеризуется сезонным соотношением на его акватории ледяного покрова и пространства чистой воды, наличие которых в течение всего года является характерной особенностью ледовых условий моря. Сезонный ход ледовитости Гренландского моря, рассчитанный в среднем за период 1950–2022 гг., представлен в таблице 3.1.

Таблица 3.1. Сезонный ход ледовитости Гренландского моря (выраженной в %) в течение годового цикла в среднем за период с 1950 по 2022 гг.

Ледовитость, % / Месяц	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Средняя	32	37	43	48	52	52	52	47	43	36	28	26
Максимальная	45	57	72	80	88	85	89	75	68	62	53	49
Минимальная	17	23	28	23	22	27	23	27	29	17	3	7
Величина СКО, %	±6	±7	±10	±13	±15	±14	±13	±11	±9	±8	±8	±9
Сезонный размах, %	28	34	44	57	66	58	66	48	39	45	50	42

Примечание. СКО — это среднеквадратическое отклонение. Сезонным размахом называется разница между максимальным и минимальным значением ледовитости в сезонном цикле.

Сезонный максимум ледовитости Гренландского моря отмечается с февраля по апрель: в эти месяцы ледяной покров в среднем занимает 52% его акватории. Это согласуется с результатами, полученными в предыдущих исследованиях, когда наибольшая площадь льдов Гренландского моря регистрировалась в феврале-марте (1958–1996 гг.) [Миронов, 2004] или только в марте (1950–2016 гг.) [Тимохов и др., 2018]. Известно, что в российских морях сибирского шельфа Арктики максимум развития ледяного покрова при средних условиях приходится на апрель-май [Моря российской Арктики..., 2021]. Такой сдвиг объясняется прежде всего влиянием на

ледяной покров Гренландского моря теплых атлантических вод, поступающих на его акваторию [Миронов, 2004]. Сезонный минимум ледовитости характерен для сентября, когда ледовитость Гренландского моря составляет 26%, что с точностью до месяца совпадает с оценками в цитируемых выше исследованиях.

Далее анализ экстремумов ледовитости проводится по *ледовым сезонам*. Как следует из таблицы 3.1, ледяной покров в период его максимального развития может занимать до 89% акватории Гренландского моря, как в ледовом сезоне 1953/1954 гг. Среди других экстремально высоких значений площади льдов выделяются ледовые сезоны 1967/1968 гг. (ледовитость Гренландского моря составляла 88% в феврале), 1968/1969 гг. (81% в марте), а также 1950/1951 гг. и 1952/1953 гг. (79% в феврале). В то время как внутри годового цикла время наступления максимума ледовитости растянут на три месяца при средних условиях 1950–2022 гг., экстремально высокие ее значения в 32% случаев, чаще остальных, наблюдаются в марте, в 27% случаев — в феврале и в 22% случаев — в апреле; на долю других месяцев, в частности, на май, декабрь и январь приходятся остальные 8%, 7% и 4% случаев соответственно. Следует отметить, что в последние анализируемые годы, начиная с ледового сезона 2016/2017 гг., наибольшая площадь ледяного покрова на акватории Гренландского моря фиксируется в апреле.

Согласно таблице 3.1, в легкие зимы ледовитость Гренландского моря может сократиться до 3%, что наблюдалось в августе ледового сезона 1997/1998 гг. (однако отмечается, что уже в сентябре она резко увеличилась до 23%). Также характерным является ледовый сезон 2012/2013 гг., когда ледяной покров Гренландского моря занимал не более 8% от его акватории в августе-сентябре, что совпадает с периодом наступлением пика его минимального развития в СЛО [Иванов и др., 2013]. Кроме того, в ледовые сезоны 2001/2002 гг. и 2003/2004 гг. также отмечалась ледовитость порядка 8% в сентябре. В 66% случаев (т.е. в подавляющем большинстве) сезонный минимум ледовитости Гренландского моря ожидаемо устанавливается в сентябре, как бывает при средних условиях. Однако в 29% ледовых сезонов его наступление приходится на август, а в 4% и в 1% — на октябрь и июль соответственно.

Далее путем вычисления разницы между значениями ледовитости для пар ближайших месяцев внутри ледового сезона были рассчитаны скорости изменения характеристики. Максимальные скорости нарастания льдов Гренландского моря наблюдаются с октября по декабрь, т.к. на эти месяцы приходится период активного ледообразования на его акватории (тогда ледовитость в среднем увеличивается на +6% в месяц). В январе-феврале изменение площади ледяного покрова постепенно замедляется, составляя +4...+5% в месяц. Ледовитость достигает своих наибольших сезонных значений с февраля по апрель. Хотя таяние морских льдов на акватории Гренландского моря начинается уже в мае, максимальные скорости его сокращения отмечаются в период с июля по август и составляют $-7...-8\%$ в месяц. Кроме того, скорость уменьшения ледовитости моря в период с мая по июнь составляет порядка -4% в месяц.

3.1.2. Межгодовые изменения

В межгодовых изменениях ледовитости Гренландского моря выделяется статистически значимый линейный тренд, показывающий сокращение площади льдов [Вязигина и др., 2021]. Результаты сопоставимы с наблюдающимся трендом к уменьшению ледяного покрова на акватории СЛО [Serreze and Stroeve, 2015; Stroeve and Notz, 2018; Юлин и др., 2019]. На фоне данного тренда фиксируются большие межгодовые изменения ледовитости моря, что демонстрируют величины ее среднеквадратического отклонения (СКО) для каждого месяца внутри ледового сезона (см. таблицу 3.1). Максимальные значения СКО, $\pm 13-15\%$, характерны для месяцев с наибольшей площадью льдов внутри годового цикла, для февраля-апреля. Минимальные значения СКО, $\pm 6-7\%$, отмечаются в месяцы с октября по ноябрь, в период активного ледообразования Гренландского моря. При этом при минимальной сезонной ледовитости на акватории в августе-сентябре значения СКО составляют $\pm 8-9\%$.

Как правило, статистически значимые линейные тренды выделялись авторами исследований [Vinje, 2001a; Фролов и др., 2007a; Тимохов и др., 2018] целиком для всей анализируемой выборки. Однако при наличии в распоряжении длинного ряда

наблюдений за ледовитостью Гренландского моря (с 1950 по 2022 гг., длиной в 73 года), охватывающего различные периоды похолодания и потепления в арктическом регионе [Фролов и др., 2007а; Матишов и др., 2011; Дианский и др., 2019], является целесообразным выделение и анализ тренда на отдельных временных промежутках. Для акватории Гренландского моря, региона наиболее интенсивных климатических изменений [Barry et al., 1993; Гудкович и др., 1997; Борзенкова, 2016] определение начала и продолжительности этих «холодных» и «теплых» периодов представляется важной исследовательской задачей.

Для анализа длинного ряда ледовитости Гренландского моря в данной работе используется метод интегральных кривых аномалий, который позволяет определить характерные периоды межгодовых изменений аномалий ледовитости на отдельных промежутках времени. Интегральные кривые рассчитываются путем последовательного алгебраического сложения значений аномалий ледовитости по методике, предложенной для метеорологических характеристик авторами [Гирс и Кондратович, 1978]. Аналогичный подход к анализу ледовых параметров ранее был применен при исследовании аномалий ледовитости Охотского моря и Татарского пролива в работах [Пищальник и др., 2016; 2019].

В соответствие с выделяемыми [Захаров, 1996; Алексеев и др., 2009] внутри ледового сезона основными периодами изменения ледяного покрова арктических морей, для анализа аномалий ледовитости Гренландского моря были подобраны следующие месяцы: *ноябрь*, соответствующий месяцу активного ледообразования; *февраль*, период устойчивого ледообразования; а также *апрель* и *сентябрь*, месяцы максимальной и минимальной площади льдов соответственно. Интегральные кривые аномалий ледовитости Гренландского моря для выбранных месяцев, вычисленные относительно среднесезонных значений за период 1950–2022 гг., представлены на рисунке 3.1. На интегральных кривых выделяются от двух до трех периодов изменения аномалий: этап увеличения отмечен красной, стационарности — зеленой и уменьшения — синей кривой на рисунке. Продолжительность этапов может быть интерпретирована по-разному.

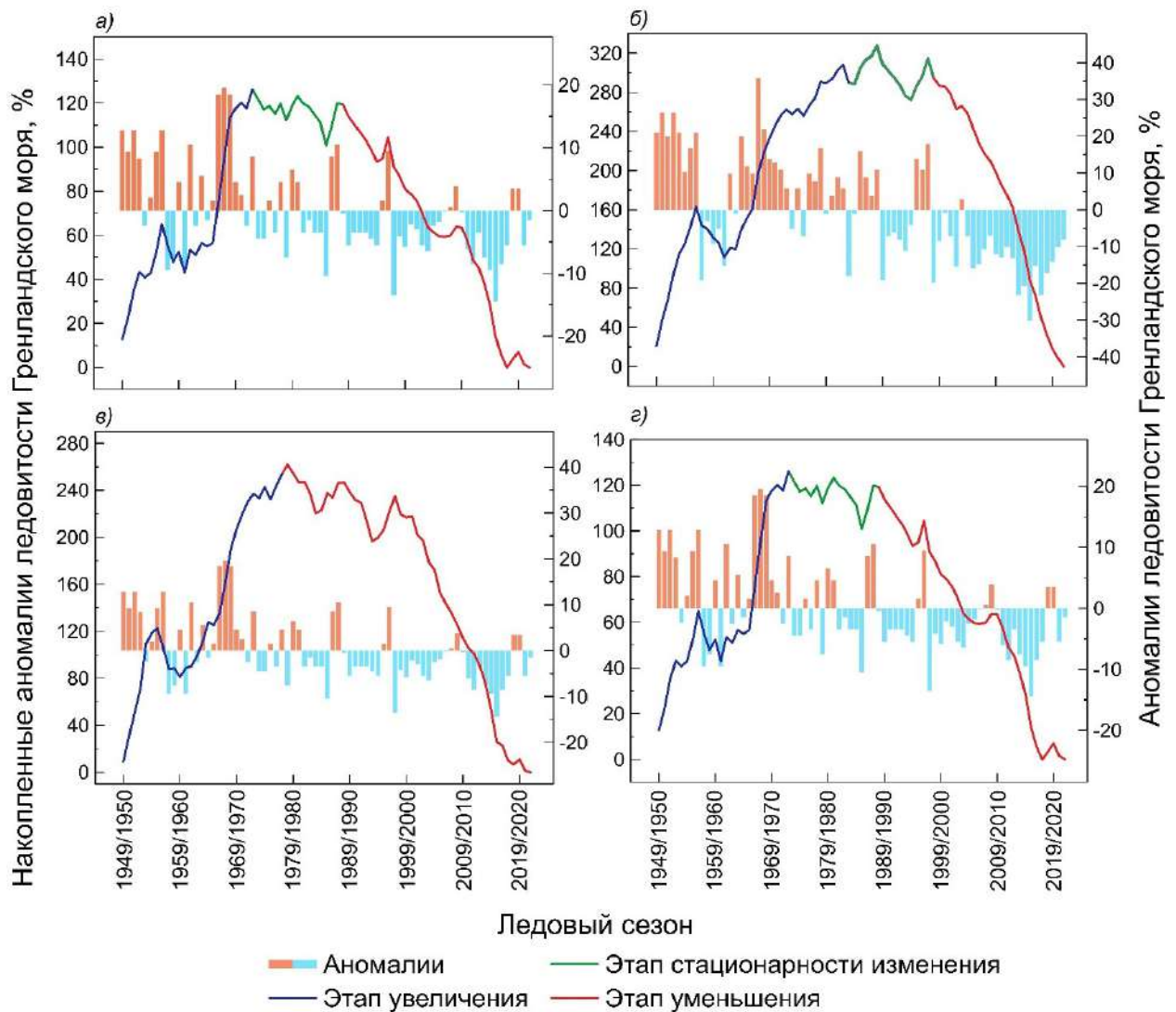


Рисунок 3.1. Интегральные кривые аномалий ледовитости Гренландского моря, вычисленные относительно среднемноголетних значений периода 1950–2022 гг., в: *а)* ноябре, *б)* феврале, *в)* апреле и *г)* сентябре

Продолжительность периодов похолодания и потепления в Арктике, которые выделяются авторами различных исследований, различна. В большей степени это зависит от анализируемого параметра состояния окружающей среды (это могут быть отдельные гидрометеорологические и ледовые характеристики), от используемых источников данных и от длины исследуемой выборки. Согласно результатам анализа изменений ледовых условий арктических морей [Фролов и др., 2007б], определяются три периода колебаний ледовитости на их акваториях. Периоды 1933–1961 гг. и 1984–2005 гг. характеризуются пониженным, а период 1962–1983 гг. — наоборот, повышенным фоном ледовитости, что сопряжено с изменениями полей атмосферного

давления и температуры воздуха. Проанализированные в исследовании [Polyakov et al., 2004] данные инструментальных наблюдений за температурой поверхности воды Северной Атлантики, полученные с 1897 г., позволили авторам выделить два теплых периода, в 1930–1940-е гг. и с 1980-х г., и два холодных, в начале XX века и в 1960–1970-х гг. По данным среднегодовых аномалий приземной температуры воздуха над сушей за 1880–2014 гг., которые в работе [Дианский и др., 2019] были сглажены девятилетним скользящим осреднением, в Арктике наблюдались два периода потепления продолжительностью 1915–1949 гг. и с 1971–2019 гг., и один период похолодания, в 1950–1970 гг.

В Гренландском море окончание «холодного» и наступление «теплого» периода внутри годового цикла, как показывают интегральные кривые аномалий ледовитости, варьируются. Так, ледовыми сезонами 1973/1974 гг. и 1978/1979 гг. заканчивается этап увеличения ледовитости в ноябре и апреле соответственно, а позже, на ледовом сезоне 1983/1984 гг. — в феврале и сентябре. Только в апреле на интегральной кривой этап стационарности не выделяется, поэтому период уменьшения ледовитости здесь начинается с ледового сезона 1979/1980 гг. Для остальных месяцев характерны этапы относительного постоянства изменения ледовитости разной продолжительности. Тогда период уменьшения ледовитости начинается с ледового сезона 1989/1990 гг. в ноябре, 1999/2000 гг. — в феврале и 2000/2001 гг. — в сентябре. В таблице 3.2 приведены значения аномалий ледовитости Гренландского моря на выделенных этапах изменения.

Вклад определенных месяцев в межгодовые изменения ледовитости можно оценить, построив аналогичную интегральную кривую для среднего ледового сезона (см. рисунок 3.2). Таким образом, выделяются три характерных этапа: увеличение ледовитости Гренландского моря, 1949/1950–1981/1982 гг. (синий цвет на рисунке), сменяется стационарным периодом 1982/1983–1998/1999 гг. (зеленый цвет) и далее уменьшением ледовитости, 1999/2000–2021/2022 гг. (красный цвет). Средняя величина аномалий ледовитости моря составляет +6%, 0% и –6% соответственно. На *первом* этапе из общего числа (32) ледовых сезонов в 26 случаях отмечается положительный

(+2%...+25%), а в 6 — отрицательный знак аномалий ледовитости (–8%...–2%). На *втором* этапе 7 ледовых сезонов (из 17 возможных) характеризуются положительными аномалиями (+1%...+9%), а 10 — отрицательными (–11%...–1%). На *третьем* этапе все 30 ледовых сезонов определяются отрицательными аномалиями ледовитости Гренландского моря (–17%...–1%). Аналогичная продолжительность «холодного» и «теплого» этапов выделяется и на интегральной кривой аномалий ледовитости акватории в феврале (см. рисунок 3.1б). Это позволяет сделать предположение, что основную долю в изменения ледовитости Гренландского моря в течение ледового сезона вносит период устойчивого ледообразования, когда площадь льдов достаточно близка к максимальному сезонному значению. При этом апрель вносит меньший вклад в межгодовые изменения аномалий ледовитости Гренландского моря: тогда период уменьшения ледовитости наступает сильно раньше, чем в феврале, а именно в начале 1980-х гг. (см. рисунок 3.1в).

Таблица 3.2. Средняя величина и преобладающий знак аномалий ледовитости Гренландского моря (в %) на этапах ее изменения за период 1950–2022 гг., выделенных по интегральным кривым аномалий

Этап изменения	Период, годы	Аномалия ледовитости, %		
		Средняя	Положительная	Отрицательная
Ноябрь				
<i>Увеличение</i>	1950/1951–1973/1974	+5%	+2%...+20% (19)	–9%...–1% (5)
<i>Стационарность</i>	1974/1975–1988/1989	0%	+2%...+11% (7)	–10%...–1% (8)
<i>Уменьшение</i>	1989/1990–2022/2023	–4%	+1%...+10% (9)	–14%...–1% (25)
Февраль				
<i>Увеличение</i>	1949/1950–1983/1984	+8%	+4%...+26% (25)	–19%...–1% (10)
<i>Стационарность</i>	1984/1985–1998/1999	0%	+4%...+18% (7)	–20%...–1% (8)
<i>Уменьшение</i>	1999/2000–2021/2022	–13%	+3% (1)	–30%...–1% (22)
Апрель				
<i>Увеличение</i>	1949/1950–1978/1979	+9%	+1%... +38% (25)	–18%...–2% (5)
<i>Уменьшение</i>	1979/1980–2021/2022	–6%	+1%...+13% (6)	–27%...–1% (37)
Сентябрь				
<i>Увеличение</i>	1949/1950–1983/1984	+5%	+1%...+23% (31)	–5%...–1% (4)
<i>Стационарность</i>	1984/1985–1999/2000	0%	+1%...+9% (16)	–11%...–3% (6)
<i>Уменьшение</i>	2000/2001–2021/2022	–9%	+1%...+6% (3)	–19%... –3% (19)

Примечание. В скобках приведено количество ледовых сезонов, для которых было характерно преобладания аномалий того или иного знака.

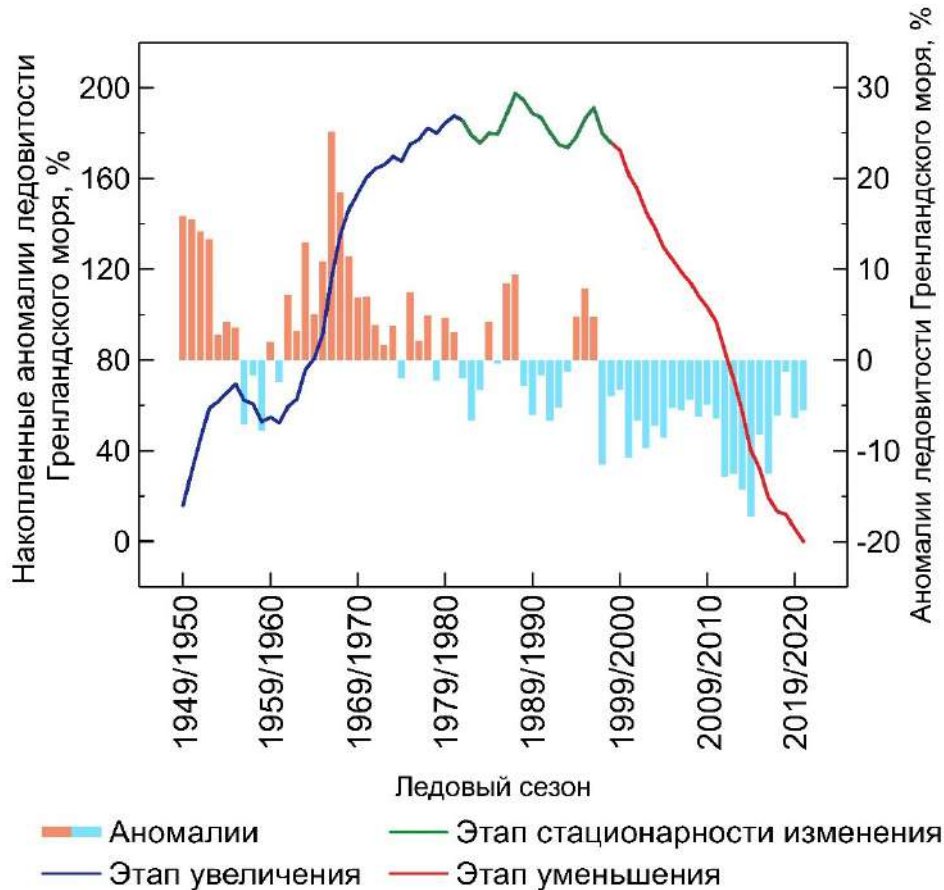


Рисунок 3.2. Интегральная кривая аномалий ледовитости Гренландского моря в среднем за ледовый сезон, вычисленная относительно среднесезонных значений периода 1950–2022 гг.

Далее обратимся к абсолютным значениям ледовитости Гренландского моря. В таблицу 3.3 сведены ее основные статистические характеристики для выделенных этапов, рассчитанные за отдельные месяцы, а также в среднем за сезон. Меньшее сокращение средней ледовитости отмечается в ноябре (на 9%), большее — в апреле (на 16%); в среднем за ледовый сезон характеристика уменьшилась на 14%. При этом по мере сокращения ледовитости уменьшаются величины СКО и сезонного размаха. Соответственно, на этапе увеличения фиксируются относительно большие межгодовые изменения характеристики, чем на этапе стационарности или уменьшения. Для всех выделяемых этапах максимальные значения СКО (до $\pm 13\%$) и сезонного размаха (до 57%) в среднем характерны для февраля и апреля, месяцев с наибольшей площадью ледяного покрова Гренландского моря внутри сезонного цикла, а минимальные — для ноября и сентября (до $\pm 8\%$ и до 29% соответственно). Однако отмечается, что

на этапе уменьшения ледовитости величина СКО в феврале сократилась до уровня сентября. Все оценки представлены в абсолютных значениях ледовитости, %.

Таблица 3.3. Статистические характеристики ледовитости Гренландского моря (в %), на этапах ее изменения за период 1950–2022 гг., выделенных по интегральным кривым аномалий

Этап изменения	Период, годы	Ледовитость, %		
		Средняя, %	СКО, %	Сезонный размах, %
Ноябрь				
<i>Увеличение</i>	1950/1951–1973/1974	43	±8	29
<i>Стационарность</i>	1974/1975–1988/1989	37	±6	24
<i>Уменьшение</i>	1989/1990–2022/2023	34	±5	21
Февраль				
<i>Увеличение</i>	1949/1950–1983/1984	60	±13	55
<i>Стационарность</i>	1984/1985–1998/1999	52	±12	38
<i>Уменьшение</i>	1999/2000–2021/2022	39	±7	33
Апрель				
<i>Увеличение</i>	1949/1950–1978/1979	60	±13	57
<i>Уменьшение</i>	1979/1980–2021/2022	44	±10	43
Сентябрь				
<i>Увеличение</i>	1949/1950–1983/1984	31	±6	28
<i>Стационарность</i>	1984/1985–1999/2000	26	±6	20
<i>Уменьшение</i>	2000/2001–2021/2022	17	±7	25
Ледовый сезон				
<i>Увеличение</i>	1949/1950–1981/1982	47	±7	33
<i>Стационарность</i>	1982/1983–1998/1999	41	±6	21
<i>Уменьшение</i>	1999/2000–2021/2022	33	±4	16

Примечание. СКО — это среднеквадратическое отклонение. Сезонным размахом называется разница между максимальным и минимальным значением ледовитости в рамках одного этапа (увеличения/стационарности/уменьшения).

Кроме того, были оценены на статистическую значимость линейные тренды межгодовых изменений ледовитости на акватории Гренландского моря (см. таблицу 3.4, где приведены величины статистически значимых линейных трендов). В качестве основного критерия оценки статистической значимости трендов использовался t-критерий Стьюдента при уровне значимости 99% [Малинин, 2020а]. В результате значимые линейные тренды определяются во все анализируемые периоды для всего ряда наблюдений (с 1950 по 2022 гг.), причем максимальная величина сокращения

ледовитости Гренландского моря отмечается в феврале, составляя $-0,46\%$ за ледовый сезон. При этом на выделяемых этапах статистически значимым является линейный тренд ледовитости только в «теплый» период в феврале величиной $-0,53\%$ за ледовый сезон. Это согласуется с выдвинутым предположением, что межгодовые изменения ледовитости Гренландского моря, происходящие в феврале, определяют ее колебания в среднем за ледовый сезон.

Таблица 3.4. Величины статистически значимых линейных трендов абсолютных значений ледовитости Гренландского моря (в % за ледовый сезон) для различных этапов изменения ее аномалий

<i>Периоды / Месяц</i>	<i>Ноябрь</i>	<i>Февраль</i>	<i>Апрель</i>	<i>Сентябрь</i>	<i>Ледовый сезон</i>
Этап увеличения	<u>Незначимы</u>				<u>Незначимы</u>
Этап стационарности	<u>Незначимы</u>				
Этап уменьшения	<u>Незначим</u>	-0,53	<u>Незначимы</u>		
Весь ряд наблюдений	-0,17	-0,46	-0,35	-0,26	-0,28

Согласно результатам анализа интегральных кривых аномалий ледовитости, этап потепления в Гренландском море начинается с ледового сезона 1999/2000 гг. В это время для других арктических морей (в частности, Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского) переломным является ледовый сезон 2004/2005 гг., о чем говорят данные ледовитости [Тимофеева и др., 2024], возрастного состава [Егоров, 2020] и толщины припайного льда на полярных станциях [Тимофеева и Шаратунова, 2021]. Это значит, что отклик на происходящие климатические изменения произошел в Гренландском море в среднем на пять лет раньше, чем в морях российской Арктики, что отразилось на ледовитости его акватории в частности.

3.2. Положение кромки дрейфующих льдов в годовом цикле

В связи с большой пространственной неоднородностью ледяного покрова Гренландского моря, межгодовые изменения ледовитости на его акватории могут являться показательными только для крупных аномалий. В действительности же морские льды на акватории сконцентрированы преимущественно в западной части, а большие пространства открытой воды — в восточной. Координаты положения кромки ледяного покрова на фиксированных створах достаточно хорошо описывают

ледовые условия Гренландского моря, поскольку оно в большей мере вытянуто в направлении с севера на юг.

Сезонные изменения положения кромки дрейфующих льдов в Гренландском море демонстрируются на рисунке 3.3. Наступление сезонного минимума положения кромки на его акватории приходится на сентябрь (на всех фиксированных створах), что согласуется с данными по ледовитости. Однако период сезонного максимума, как и в случае ледовитости, растянут с февраля по апрель и в отдельных створах Гренландского моря устанавливается в один из этих месяцев. Подробный анализ пространственного распределения ледяного покрова в зимние месяцы приведен в таблице 3.5, что позволит детализировать основные закономерности изменения его состояния.

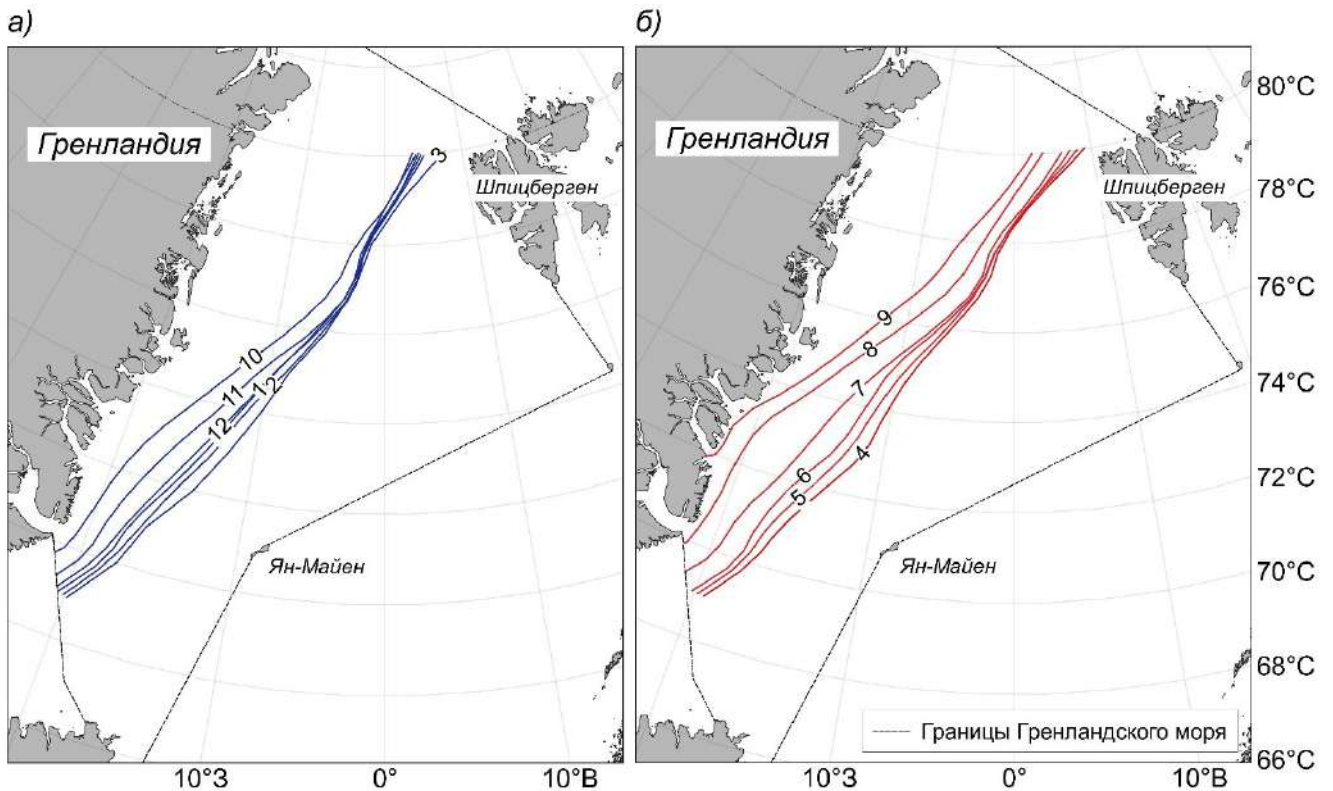


Рисунок 3.3. Сезонный ход положения кромки дрейфующего ледяного покрова в Гренландском море (выраженного в ° долготы) на фиксированных параллелях в среднем за ледовые сезоны 1997/1998–2021/2022 гг. для месяцев: а) с октября по март, б) с апреля по сентябрь. Числами у кривых обозначены месяцы.

Период максимального развития ледяного покрова в Гренландском море на 75% (т.е. на большинстве расчетных створов) наступает в апреле, на параллелях от

80° с.ш. до 77° с.ш. и от 73° с.ш. до 69° с.ш. Здесь не выделяется строгая тенденция к малым или к большим изменениям положения кромки, поскольку величины СКО изменяются от максимального до минимального установленного в выборке, от $\pm 3,2^\circ$ на 73° с.ш. до $\pm 1,3^\circ$ — на 78° с.ш. и 79° с.ш. В остальных 25% случаях на параллелях от 74° с.ш. до 76° с.ш. наступление сезонного максимума наблюдается в марте (в феврале-марте), когда СКО составляет около $\pm 2,3^\circ$. Таким образом, в Гренландском море отмечается пространственная однородность установления периода максимальной и минимальной ледовитости. Тем не менее, сезонные изменения кромки дрейфующих льдов на его акватории в годовом цикле характеризуются большими значениями сезонного размаха. За исследуемый период ее положение изменяется от 4,7° долготы (78° с.ш. и 79° с.ш.) до 9,8° долготы (73° с.ш.). На параллелях от 72° с.ш. до 75° с.ш. отмечается наибольший сезонный размах, составляющий более 7,1° долготы.

Таблица 3.5. Характеристики, демонстрирующие изменения периода наступления и величины сезонного максимума положения кромки дрейфующих льдов в Гренландском море в среднем за ледовые сезоны 1997/1998–2021/2022 гг.

<i>Створ , ° с.ш.</i>	<i>Период сезонного максимума</i>	<i>Величина СКО, ° долготы</i>	<i>Сезонный размах, ° долготы</i>
80,0	Апрель	$\pm 2,1$	6,6
79,0	Апрель	$\pm 1,3$	4,7
78,0	Апрель	$\pm 1,3$	4,7
77,0	Апрель	$\pm 1,7$	5,7
76,0	Февраль-март	$\pm 2,0$	6,5
75,0	Март	$\pm 2,2$	7,1
74,0	Март	$\pm 2,6$	8,4
73,0	Апрель	$\pm 3,2$	9,8
72,0	Апрель	$\pm 2,6$	7,9
71,0	Апрель	$\pm 1,8$	5,4
70,0	Апрель	$\pm 1,7$	4,7
69,0	Апрель	$\pm 2,1$	5,9

Примечание. СКО — это среднеквадратическое отклонение. Сезонным размахом называется разница между максимальным и минимальным в сезонном цикле значением координаты положения кромки дрейфующих льдов.

В монографии [Миронов, 2004] по результатам анализа положения кромки дрейфующих льдов за период 1958–1992 гг. акватория Гренландского моря была

разделена на три района. *Северный* (80° – 76° с.ш.) отличался ранним наступлением сезонного максимума и минимума (в феврале и августе соответственно), большими многолетними изменениями (СКО на уровне $\pm 5,0^{\circ}$) и незначительным сезонным размахом (5° – 8° долготы). Для *центрального* (75° – 71° с.ш.) района были характерны средние сроки наступления обоих пиков (в феврале и сентябре), а также наибольшие межгодовые изменения (СКО около $\pm 6,0^{\circ}$) и сезонный размах величины (10° – 14° долготы). *Южному* (70° – 69° с.ш.) району были свойственны более поздние сроки наступления сезонного максимума (в марте-апреле) и минимума (в сентябре), а также меньшие межгодовые изменения положения кромки (СКО порядка $\pm 3,0^{\circ}$) со средним сезонным размахом (7° – 8° долготы).

Сопоставление приведенной [Миронов, 2004] классификации распределения ледяного покрова на акватории Гренландского моря для относительно холодного климатического периода (1958–1992 гг.) с результатами данной работы говорит о: (1) *пространственном сглаживании* периода установления сезонного максимума положения кромки дрейфующих льдов вплоть до одного месяца, а именно апреля; (2) *сохранении сезонного размаха* рассматриваемой величины на уровне среднего, несмотря на наблюдающиеся после 2000-х гг. абсолютные минимумы площади льдов; (3) *существенно меньших межгодовых изменениях* положения кромки (что может быть связано с использованием в работе относительно более короткого ряда наблюдений за состоянием льдов Гренландского моря).

3.3. Возрастной состав ледяного покрова

3.3.1. Сезонные изменения

Среднее соотношение относительного количества льдов отдельных возрастных градаций, выделяемых структуре ледяного покрова Гренландского моря в период его нарастания, в месяцы с октября по май, показано в таблице 3.6. Здесь и далее под относительным количеством понимается *процент площади, занимаемой льдом одной возрастной градации относительно общей площади ледяного покрова моря*. Несмотря на то, что в работе не рассматриваются изменения площади припая, их

доля включена в общую площадь ледяного покрова акватории и учитывается при расчете соотношений льдов различного возраста. При средних условиях выделяются следующие особенности возрастного состава льдов Гренландского моря в сезонном цикле.

Таблица 3.6. Среднее соотношение площадей ледяного покрова различных возрастных градаций в ледяном покрове Гренландского моря (выраженных в % от общей площади льдов) в зимний период года за ледовые сезоны с 1997/1998 гг. по 2021/2022 гг.

Месяц / Возрастная градация	X	XI	XII	I	II	III	IV	V
Количество дрейфующих льдов разного возраста, % от общей площади льдов								
<i>Начальные виды и ниласовые льды</i>	8	4	4	4	5	4	3	2
<i>Молодые серые</i>	8	4	2	5	4	3	2	2
<i>Молодые серо-белые</i>	30	25	21	19	19	19	19	18
<i>Однолетние тонкие</i>	3	17	14	5	4	3	3	3
<i>Однолетние средние</i>	0	2	10	20	19	17	17	19
<i>Однолетние толстые</i>	0	0	0	1	4	7	9	9
<i>Старые</i>	44	36	35	32	30	30	30	30
Количество припайных льдов, % от общей площади льдов								
<i>Все возрастные градации</i>	8	12	14	14	15	16	16	16

Старые льды. Наличие в ледяном покрове Гренландского моря старых льдов, которые круглогодично выносятся на акваторию из Арктического бассейна через пролив Фрама, является отличительной особенностью его ледового режима [Martin and Wadhams, 1999; Миронов, 2004; Zamani et al., 2019]. В течение всего зимнего периода года старые льды занимают не менее 30% от общей площади морских льдов и являются преобладающей градацией в возрастной структуре ледяного покрова Гренландского моря. Отмечается постепенное снижение доли старых льдов по мере изменения относительного количества льдов других возрастных градаций, от 44% в октябре до 30% в феврале-мае, что особенно заметно в период его активного нарастания. С октября по декабрь, когда наряду с уменьшением площади молодых льдов и увеличением площади однолетних тонких и средних льдов, относительное количество старых льдов сокращается в среднем на 9%, от 44% по 35%. Напротив, в январе-мае его величины изменяются в пределах 2% от общей площади ледяного

покрова, от 32% до 30%. Кроме того, в декабре и в апреле наблюдаются сезонные максимумы *абсолютных* значений площади старых льдов, составляющие 155 тыс. км² и 153 тыс. км² соответственно. Они соответствуют двум пикам в сезонном ходе ледообмена через пролив Фрама [Zhang et al., 2017; Егорова и Виноградная, 2019; Spreen et al., 2020], который и определяет количество старых льдов Гренландского моря.

Оценки относительного количества старых льдов в среднем за период 1989–1992 гг. приведены в работе [Миронов, 2004]. Тогда старые льды занимали от 50% до 65% общего ледяного покрова акватории, также преобладавая в структуре льдов Гренландского моря. Доля старых льдов понижалась с 61–62% в октябре-ноябре до 50–51% в январе-феврале по мере нарастания сезонного ледяного покрова, а затем возрастала, достигая максимума 65% в мае. Сравнение этих оценок с результатами, полученными в настоящем исследовании для периода 1997/1998–2021/2022 гг. (см. таблицу 3.7) говорит, что относительное количество старых льдов в ледяном покрове Гренландского моря с начала XXI века в значительной степени сократилось, от 16% до 35% за отдельные месяцы. На апрель-май приходится наибольшее сокращение доли старых льдов (с 63–65% до 30%, т.е. на 33–35%), а на месяцы с октября по январь — наименьшее (с 50–62% до 32–44%, т.е. на 16–18%).

Таблица 3.7. Оценки сезонных изменений относительного количества старых льдов в ледяном покрове Гренландского моря (выраженного в % от его общей площади)

Период исследования / Месяц	X	XI	XII	I	II	III	IV	V
1989–1992 гг. [Миронов, 2004]	61	62	51	50	51	57	63	65
1997–2022 гг. (данная работа)	44	37	35	32	30	30	30	30

Начальные виды и молодые льды. Процесс ледообразования на акватории Гренландского моря продолжается в течение всего зимнего периода года, поэтому начальные виды льдов, серые и серо-белые молодые льды наблюдаются в структуре ледяного покрова всех рассматриваемых зимних месяцев (октябрь-май). В начале периода ледообразования в Гренландском море в октябре ледяной покров состоит преимущественно из льдов местного образования, начальных видов и молодых

льдов (46% от его общей площади), среди которых преобладают серо-белые льды (30% от его общей площади). Относительное количество начальных видов льдов и серых льдов закономерно уменьшается в течение зимнего периода года от 8% в октябре до 2% в мае, что справедливо для обеих возрастных градаций.

Среди возрастных градаций ледяного покрова толщиной до 30 см, серо-белые льды являются преобладающими. Их доля в общей площади ледяного покрова моря также постепенно сокращается, от 25% в ноябре до 18% в мае. Часть молодых серо-белых льдов закономерно переходит в следующую градацию однолетних тонких льдов. Кроме того, начальные виды и молодые льды на протяжении всего зимнего периода года формируются в нарушениях сплошности ледяного покрова акватории моря (например, трещинах, разводьях и разрывах), которые образуются в результате дивергенции морских льдов.

Однолетние тонкие льды. В октябре, всего 3% от общей площади ледяного покрова Гренландского моря занимают однолетние льды, включая градации тонких и средних; предположительно, эти льды были вынесены через пролив Фрама из Арктического бассейна, где они и были образованы. Формирование однолетних тонких льдов непосредственно на акватории моря начинается в ноябре, поскольку в этом месяце их доля в общей площади ледяного покрова моря резко увеличивается до 17%. В ноябре отмечается максимум относительного количества однолетних тонких льдов в сезонном цикле. Далее происходит их сокращение, с 14% в декабре до 2% в апреле-мае, причем наиболее значительное приходится на декабрь-январь (с 14% до 4% от общей площади ледяного покрова), что связано с переходом в другую возрастную градацию.

Однолетние средние льды. Уже в декабре часть однолетних тонких переходит в градацию однолетних средних льдов. Именно с декабря по январь наблюдается резкое увеличение их относительного количества, от 10% до 21% в общей площади ледяного покрова Гренландского моря. Затем, уже незначительно, доля однолетних средних льдов вплоть до мая изменяется в пределах 18–20%. Отмечается, что среди однолетних льдов преобладающий характер в течение сезонного цикла носят именно

однолетние средние льды (за исключением октября-декабря, когда на акватории Гренландского моря превалируют однолетние тонкие льды).

Однолетние толстые льды. Они начинают формироваться на акватории моря уже в январе, хотя тогда их доля не превышает 1% от общей площади льдов. В этом месяце в проливе Фрама толстых льдов еще не наблюдается, поэтому эти толстые льды — это льды исключительно местного образования. Относительное количество однолетних толстых льдов в ледяном покрове Гренландского моря увеличивается от 5% в феврале до 9% в апреле-мае, достигая в конце периода его нарастания своего наибольшего значения.

Таким образом, большую часть зимнего периода года, а именно с ноября по март, в Гренландском море преобладают старые льды, которые занимают от 30% до 44% ледяного покрова его акватории. Суммарное количество начальных видов и ниласовых, а также молодых серых и серо-белых льдов превалирует лишь в октябре, в период активного ледообразования, занимая в этом месяце 45% от общей площади льдов. Начиная с апреля, основную часть ледяного покрова Гренландского моря составляют однолетние льды: в апреле их доля от общей площади ледяного покрова равна 30% и в мае — 31%. Среди только *однолетних* льдов, преобладание тонких отмечается с октября по декабрь (до 17%), а средних — с января по май (до 20% от общей площади льдов). Однолетние толстые льды в среднем составляют до 9% от общей площади ледяного покрова Гренландского моря.

3.3.2. Межгодовые изменения

Анализ межгодовых изменений в возрастной структуре льдов Гренландского моря был произведен автором для апреля, месяца максимального развития ледяного покрова на его акватории. В результате было получено следующее распределение относительного количества ледяного покрова различного возраста Гренландского моря, которое приведено на рисунке 3.4.

Относительные площади льдов всех рассматриваемых возрастных градаций на акватории Гренландского моря подвержены большим межгодовым колебаниям.

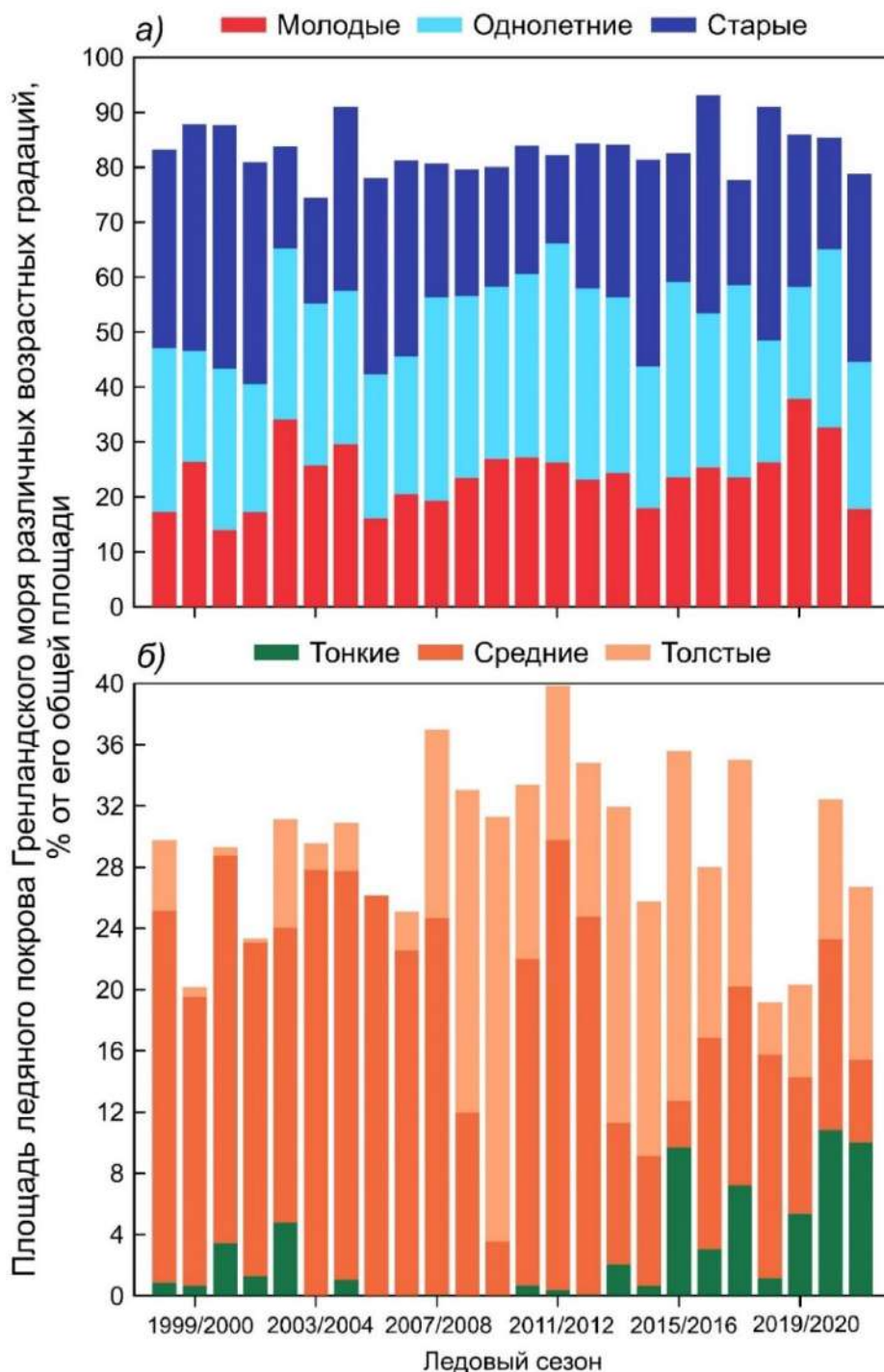


Рисунок 3.4. Межгодовые изменения площадей льдов отдельных возрастных градаций: *а)* молодые, однолетние и старые льды; *б)* тонкие, средние и толстые однолетние льды в ледяном покрове Гренландского моря в апреле (выраженные в % от его общей площади) в среднем за период 1998/1999–2021/2022 гг.

Количество начальных видов и молодых льдов при средних условиях изменяется от 14% до 36% от общей площади ледяного покрова, однолетних — от 20% до 40% и старых — от 16% до 44%. При этом однолетние тонкие льды занимают до 10%,

средние — до 28% и толстые — до 30% площади ледяного покрова Гренландского моря.

Среди однолетних льдов на акватории Гренландского моря преобладающей возрастной градацией в апреле является градация однолетних средних льдов (их толщина изменяется от 70 см до 120 см). Была произведена оценка их повторяемости (см. рисунок 3.5*а*). Чаще всего, в 25% случаев, однолетние средние льды занимают от 20% до 25% от общей площади ледяного покрова Гренландского моря. В 21% случаев данная возрастная градация формирует от 25% до 30% ледяного покрова его акватории. Однолетние средние льды с равной повторяемостью, в 17% случаев, составляют 5–10% и 10–15% общей площади льдов. Отмечается, что на протяжении всего периода наблюдений однолетние средние льды никогда не занимают более трети всего ледяного покрова Гренландского моря.

Как было установлено, толстые льды являются наименее преобладающими среди градаций однолетних льдов в течение всего зимнего периода года. Однако для отдельных лет в апреле их площадь превышает количество тонких и средних льдов

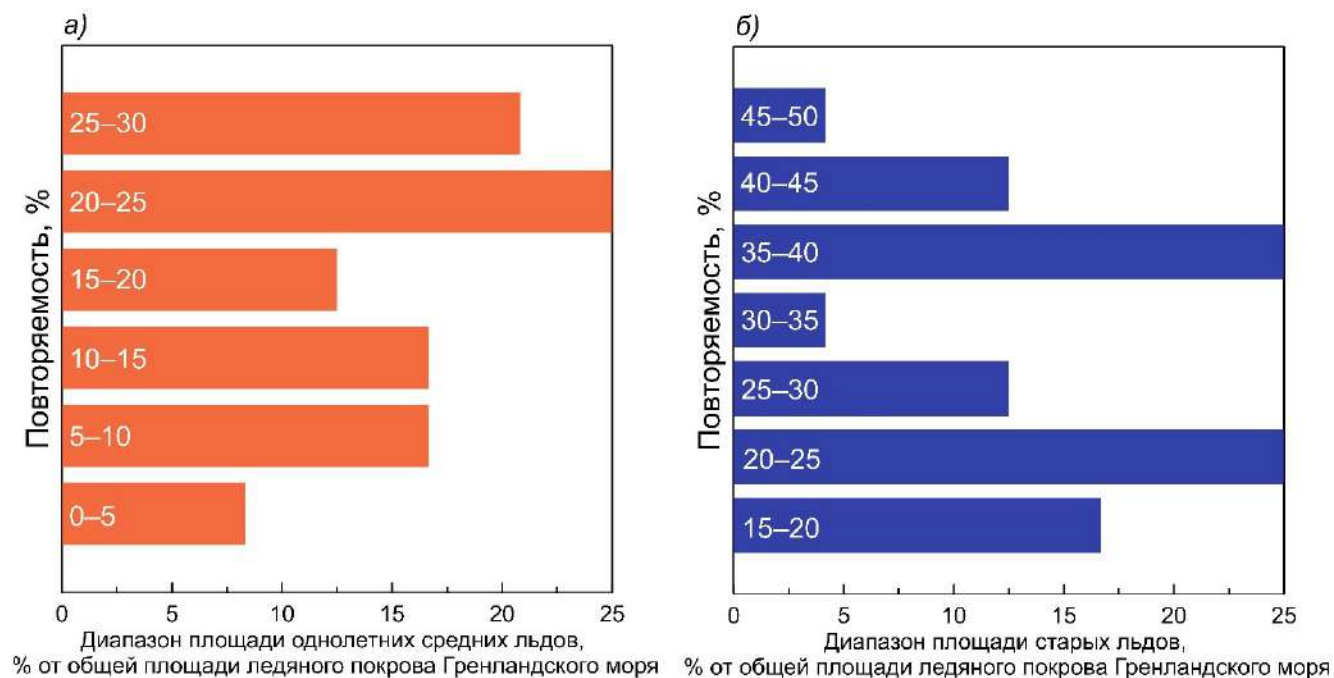


Рисунок 3.5. Повторяемость площадей возрастных градаций (выраженные в % от его общей площади): а) однолетних средних льдов; б) старых льдов от общей площади ледяного покрова Гренландского моря в апреле в среднем за период 1998/1999–2021/2022 гг.

в общей площади ледяного покрова Гренландского моря, что отмечается в ледовых сезонах 2009/2010 гг., 2013/2014 гг., 2014/2015 гг. и 2015/2016 гг. (см. рисунок 3.4б). Межгодовые изменения однолетних средних и толстых льдов обычно находится в противофазе, т.е. с относительным увеличением в возрастной структуре ледяного покрова Гренландского моря количества тонких льдов сокращается доля средних и толстых. После наблюдаемого в 2012 г. минимума площади арктического ледяного покрова [Comiso et al., 2008; Иванов и др., 2013] площадь однолетних тонких льдов на акватории начала стремительно возрастать, с 1% в ледовом сезоне 2011/2012 гг. до 10% в 2020/2021 гг.

Круглогодичный вынос на акваторию Гренландского моря старых льдов из Арктического бассейна является одной из важнейших особенностей его ледового режима, поэтому была выполнена оценка повторяемости ледяного покрова данной возрастной градации (см. рисунок 3.5б). Таким образом, с равной повторяемостью, в 25% случаев, старые льды формируют от 20–25% и 35–40% ледяного покрова Гренландского моря. От 15% до 20% общей площади морских льдов его акватории старые льды занимают в 17% из всех рассматриваемых случаев. С равной долей, в 13% случаев, старые льды составляют ледяной покров моря на 25–30% и 40–45%. Отмечается, что старые льды всегда занимают не менее 15% и не более 50% общей площади ледяного покрова Гренландского моря.

Далее на статистическую значимость были оценены линейные и нелинейные (выражены полиномами второй степени) тренды площади льдов различного возраста в структуре ледяного покрова Гренландского моря в апреле. В таблице 3.8 приведены результаты этих оценок. Основным критерием оценки статистической значимости трендов являлся t-критерий Стьюдента (при уровне значимости 99%) [Малинин, 2020а]. Так, статистически незначимыми оказались линейные тренды количества льдов толщиной менее 30 см (т.е. объединенных в одну общую градацию начальные виды, ниласовые и молодые льды), а также однолетних и старых льдов. Это значит, что на фоне отмечающегося сокращения общей площади ледяного покрова Гренландского моря площади льдов перечисленных возрастных градаций изменяется в пределах

естественных сезонных изменений. Однако при разделении однолетних льдов на тонкие, средние и толстые, каждая из этих градаций имеет значимый линейный тренд. Уменьшение относительной площади однолетних средних и толстых льдов, а также увеличение относительной площади тонких компенсируют изменения общей возрастной градации однолетних в структуре ледяного покрова Гренландского моря. Скорости сокращения относительного количества однолетних средних и толстых льдов соответственно составляют $-0,51\%$ и $-0,73\%$ за ледовый сезон, увеличения площади однолетних тонких льдов — уже $+0,31\%$ за ледовый сезон (см. таблицу 3.8). Что до нелинейных трендов, то статистически значимыми являются тренды всех возрастных градаций, кроме начальных видов и молодых льдов. Это говорит о внутренних изменениях в составе ледяного покрова акватории Гренландского моря с периодом, меньшим, чем рассматриваемый 24-летний период.

Таблица 3.8. Величины статистически значимых линейных и нелинейных трендов относительного количества льдов отдельных возрастных градаций (выраженные в % за ледовый сезон) в ледяном покрове Гренландского моря в апреле

<i>Величина тренда / Возрастные градации</i>	<i>Линейный</i>	<i>Нелинейный</i>
Молодые	<u>Незначимые</u>	
Однолетние тонкие	+0,31	-0,78
Однолетние средние	-0,73	-0,24
Однолетние толстые	-0,51	+2,52
Однолетние в целом	<u>Незначимые</u>	+1,51
Старые		-2,26

Далее перейдем к сравнению полученных в данной работе оценок возрастного состава ледяного покрова Гренландского моря с результатами ранних исследований. В таблице 3.9 приведены величины относительного количества льдов различного возраста на акватории моря, рассчитанные за следующие периоды: 1988–1992 гг. [Миронов, 2004] и 1998/1999–2021/2022 гг. (настоящая работа).

Начиная с 2000-х гг., возрастная структура ледяного покрова Гренландского моря подверглась существенным изменениям, по сравнению периодом конца 80-х–начала 90-х гг. XX века. В XXI веке в период максимального нарастания ледяной покров акватории уже в равной степени формируется из старых и однолетних льдов:

в среднем они занимают по 30% от общей площади ледяного покрова. Однако в 1988–1992 гг. в Гренландском море преобладающий характер носили старые льды, которые составляли до 45% от общей площади ледяного покрова акватории. Сопоставление оценок говорит об уменьшении средней толщины ледяного покрова Гренландского моря: отмечается сокращение доли старых льдов на 15% (с 45% до 30%), а также начальных видов и молодых льдов на 8% (с 33% до 25%); напротив, однолетних льдов в ледяном покрове Гренландского моря стало на 8% больше (с 22% до 30%). Принимая во внимание статистическую незначимость линейных трендов межгодовых колебаний относительного количества льдов разного возраста Гренландского моря, следует считать, что количественные изменения в возрастной структуре ледяного покрова его акватории начались раньше ледового сезона 1998/1999 г.

Таблица 3.9. Оценки относительного количества льдов отдельных возрастных градаций (выраженные в % от его общей площади) в структуре ледяного покрова Гренландского моря в апреле

<i>Возрастная градация / Период</i>	1988–1992 гг. [Миронов, 2004]	1998/1999–2021/2022 гг. (данная работа)
<i>Начальные виды и молодые</i>	33	25
<i>Однолетние</i>	22	30
<i>Старые</i>	45	30

Примечание. При расчете относительных площадей льдов различного возраста учитывалось количество припая.

Основные результаты исследований возрастной структуры морских льдов на акватории Гренландского моря представлены в публикациях [Егорова, 2021; Егорова и Миронов, 2023; Миронов и Егорова, 2024].

3.3.3. Возрастная структура льдов в проливе Фрама

Дополнительно в настоящей работе приводятся оценки сезонных изменений возрастного состава ледяного покрова на створе пролива Фрама, который является основным источником выноса старых льдов из Арктического бассейна [Ricker et al., 2018]. Для начала были получены величины ширины ледового потока в проливе Фрама (с учетом сплоченности ледяного покрова) в зимний период года (эти данные

были использованы для расчета объема льдов, выносимых через створ). Сезонный цикл изменений ширины ледового потока отражен в таблице 3.10. Средняя ширина ледового потока на створе пролива (\pm СКО) составляет 314 (\pm 9) км. В течение зимних месяцев максимальных и минимальных значений ширина достигает соответственно в апреле, 327 (\pm 30) км, и в январе, 299 (\pm 26) км [Egorova and Mironov, 2023].

Таблица 3.10. Среднее соотношение площадей льдов различных возрастных градаций (выраженных в % от общей ширины ледового потока в км) в ледяном покрове на створе пролива Фрама в зимние месяцы в среднем за ледовые сезоны с 1997/1998 гг. по 2021/2022 гг.

<i>Возрастная градация / Месяц</i>	X	XI	XII	I	II	III	IV	V
Ширина ледового потока в проливе Фрама, км								
Суммарная	312	314	315	299	308	324	327	316
Возрастной состав льдов в проливе Фрама, % от ширины ледового потока								
<i>Старые</i>	72	61	58	53	50	52	52	52
<i>Однолетние толстые</i>	0	0	2	6	10	16	22	24
<i>Однолетние средние</i>	0	0	6	14	11	8	5	4
<i>Однолетние тонкие</i>	9	17	17	11	8	6	5	4
<i>Молодые серо-белые</i>	8	9	6	8	10	11	8	9
<i>Молодые серые</i>	5	8	7	5	8	6	8	7
<i>Начальные виды и ниласовые</i>	6	5	4	3	3	1	0	0

Соотношение в ледовом потоке пролива Фрама количества однолетних льдов разной толщины закономерно связано с процессами нарастания ледяного покрова. В октябре-ноябре на створе пролива не отмечается однолетних толстых и средних льдов, однако присутствие однолетних тонких характерно для ледового потока на протяжении всех зимних месяцев. Количество однолетних тонких льдов достигает своих максимальных значений в ноябре-декабре (17% от общей ширины ледового потока). Далее их доля от общей ширины ледового потока постепенно уменьшается по мере образования льдов других возрастных градаций, до 4% к концу периода нарастания в мае. В декабре в проливе Фрама начинают формироваться однолетние средние льды, в январе достигая наибольшей доли среди всех однолетних (14% от общей ширины ледового потока). После этого их количество также сокращается, достигая значения в 4% в мае. Доля однолетних толстых льдов в общем ледовом

потоке увеличивается в течение ледового сезона, начиная от 2% в декабре до 24% в мае.

Для ледяного покрова в проливе Фрама свойственно наличие молодых серо-белых и серых льдов в течение зимнего периода года. Хотя закономерным было бы максимальное их количество в период интенсивного ледообразования (октябрь-ноябрь), доля молодых льдов в ледовом потоке в течение зимнего сезона изменяется незначительно, от 13% в октябре и декабре-январе до 18% в феврале. Объясняется это тем, что молодые льды в проливе Фрама формируются в образующихся под влиянием динамических факторов нарушениях сплошности ледяного покрова (его трещинах, разрывах и разводьях). Количество начальных видов льдов и ниласовых льдов на створе проливе достигает максимальных значений в октябре, в самом начале периода ледообразования, и составляет 6% от общей ширины ледового потока. Доля этих возрастных градаций в общем ледовом потоке постепенно снижается до 1% в марте, а к концу зимнего периода, в апреле-мае, начальные виды и ниласовые льды здесь отсутствуют.

3.4. Граница преобладания старых льдов

Пространственное распределение ледяного покрова отдельных возрастных градаций на акватории Гренландского моря на протяжении зимнего периода года может быть наглядно продемонстрировано в виде среднего положения границы их преобладания. В этом подразделе особое внимание автором было уделено градации старых льдов, изменения которых является фактором, определяющим ледовые условия Гренландского моря, и важным климатическим показателем.

3.4.1. Сезонные изменения

В таблице 3.11 приведен сезонный ход границы преобладания старых льдов в Гренландском море при средних условиях. Т.к. пространственные характеристики распределения ледяного покрова нагляднее демонстрируются на картах, на рисунок 3.6 было вынесено среднее положение зоны преобладания старых льдов в ноябре, феврале и апреле. Эти месяцы соответствуют периодам активного и устойчивого

ледообразования Гренландского моря, а также максимального развития льдов на его акватории. Отмечается, что граница преобладания ледяного покрова анализируемой возрастной градации в течение всего зимнего периода года меняется незначительно, что видно и на приведенных на рисунке 3.6 кривых, и непосредственно по данным таблицы 3.11.

Таблица 3.11. Положение границы преобладания старых льдов в Гренландском море (выраженное в ° долготы) на фиксированных створах в среднем за ледовые сезоны с 1997/1998 гг. по 2021/2022 гг.

Широта, ° с.ш. / Месяц	Долгота, ° з.д. (-) / ° в.д. (+)							
	X	XI	XII	I	II	III	IV	V
80,0	+0,3	+0,1	-0,1	-0,7	<u>-1,4</u>	0,0	+1,3	+0,9
79,0	-3,1	-3,3	-3,5	-4,4	<u>-4,5</u>	-3,8	-2,8	-4,2
78,0	-6,7	-6,5	-6,1	<u>-7,9</u>	-7,1	-7,5	-6,8	-7,1
77,0	<u>-9,8</u>	-8,8	-8,7	-9,3	-8,8	-8,7	-8,5	-8,4
76,0	<u>-13,6</u>	-12,2	-11,4	-11,9	-11,4	-11,8	-11,7	-11,3
75,0	<u>-16,1</u>	-15,6	-14,2	-14,3	-14,3	-13,9	-13,6	-13,9
74,0	<u>-18,5</u>	-18,2	-16,9	-16,5	-16,9	-15,9	-15,9	-16,1
73,0	<u>-20,2</u>	<u>-20,2</u>	-19,2	-18,6	-19,0	-17,6	-17,5	-17,5
72,0	-21,3	<u>-21,4</u>	-20,4	-19,9	-20,1	-19,2	-18,8	-19,4
71,0	<u>-21,1</u>	<u>-21,1</u>	-20,6	-20,2	-20,1	-19,7	-19,5	-19,7
70,0	<u>-21,9</u>	-21,8	-21,4	-21,2	-21,0	-20,7	-20,5	-20,6
69,0	<u>-25,3</u>	-25,1	-24,9	-24,6	-24,2	-23,8	-23,9	-23,5

Примечание. Жирным начертанием (подчеркиванием) выделены фиксированные параллели, на которые в рамках среднего ледового сезона приходится максимум (минимум) преобладания старых льдов.

С увеличением площади ледяного покрова на акватории Гренландского моря зона преобладания старых льдов расширяется. Граница старых льдов совпадает с ареалом Восточно-Гренландского течения, мощные воды которого круглогодично выносят через пролив Фрама старые льды из Арктического бассейна. Максимум преобладания старых льдов на акватории моря на 67% створов, т.е. в большинстве случаев, совпадая с сезонным пиком ледовитости, отмечается в апреле (справедливо преимущественно для створов южнее 75° с.ш. включительно). Уже в 25% случаев период установления максимума границы преобладания старых льдов сдвигается

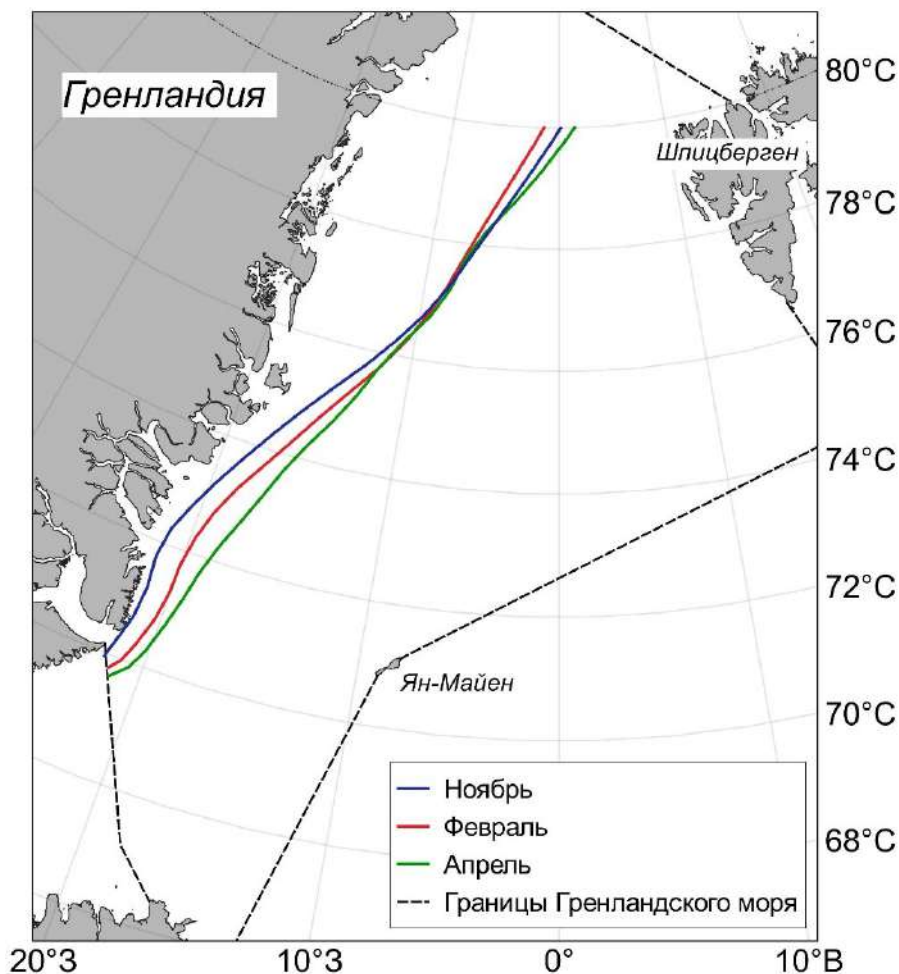


Рисунок 3.6. Среднее положение границы преобладания старых льдов в Гренландском море (выраженное в ° долготы) в ноябре, феврале и апреле в среднем за ледовые сезоны с 1997/1998 гг. по 2021/2022 гг.

на май (на створах 77°, 76° и 69° с.ш.). На параллели 78° с.ш. максимум наблюдается в декабре (на 8% створов). Минимум преобладания старых льдов в Гренландском море приходится на октябрь, реже — на ноябрь, январь и февраль (в 67%, 8%, 8% 17% случаев соответственно). Здесь говорить о совпадении результатов с данными по ледовитости не приходится, поскольку в сентябре возрастные градации льдов не наносятся на ледовые карты. Наиболее близкая к сезонному минимуму площади льдов граница преобладания старых льдов фиксируются в октябре на параллелях южнее 77° с.ш. включительно. На остальных же створах, 78°–80° с.ш., граница их преобладания достигает минимума в январе-феврале. Таким образом, результаты анализа сезонных изменений пространственного распределения старых льдов в Гренландском море позволяют условно разделить его акваторию на северный и

южный районы: в *южном* (створы 69° – 75° с.ш.) наблюдается совпадение характера сезонных изменений границы преобладания старых льдов и ледовитости, а в *северном* (76° – 80° с.ш.) — наоборот, несоответствие в изменении характеристик в сезонном цикле.

Наибольшие сезонные изменения положения границы преобладания старых льдов в Гренландском море отмечаются на параллелях 80° с.ш. и 72° – 75° с.ш., где наблюдаются максимальные величины размаха ($2,5^{\circ}$ – $2,7^{\circ}$ долготы) и СКО ($\pm 1,0^{\circ}$ долготы). Наименьшие изменения, напротив, характерны для створов 78° – 79° с.ш. и 69° – 71° с.ш.: здесь сезонный размах составляет $< 1,5^{\circ}$ долготы, а СКО — порядка $\pm 0,5^{\circ}$ долготы. Полученные результаты не могут дополнить предложенное выше разделение акватории Гренландского моря на два района.

3.4.2. Межгодовые изменения

На рисунке 3.7 приведено распределение максимального, минимального и среднего положения границы преобладания старых льдов для отдельных зимних месяцев. Ареал Восточно-Гренландского течения определяет *среднее положение* массива старых льдов. В прикромочной области могут встречаться небольшие зоны или отдельные поля ледяного покрова данной возрастной градации, вынесенные за счет дивергенции морских льдов, однако в зимний период года там преобладают однолетние и молодые льды. Граница преобладания старых льдов, достигая южной границы моря, уходит южнее 70° с.ш.

При *минимальном положении* зоны преобладания старых льдов основной их массив концентрируется между параллелями 80° с.ш. и 78° с.ш. и между о. Гренландия и меридианами 8° з.д. (апрель) и 9° з.д. (октябрь и февраль), южнее преобладают однолетние и молодые льды. В частности, минимальное или близкое к таковому пространственное распределение границы старых льдов характерно для ледовых сезонов 2003/2004 гг., 2009/2010 гг., 2013/2014 гг. 2017/2018 гг., 2018/2019 гг. и 2021/2022 гг. в ноябре; 2007/2008 гг., 2009/2010–2011/2012 гг. и 2015/2016 гг.

в феврале; 2007/2008 гг., 2009/2010 гг., 2012/2013 гг., 2017/2018 гг. и 2020/2021 гг.
в апреле.

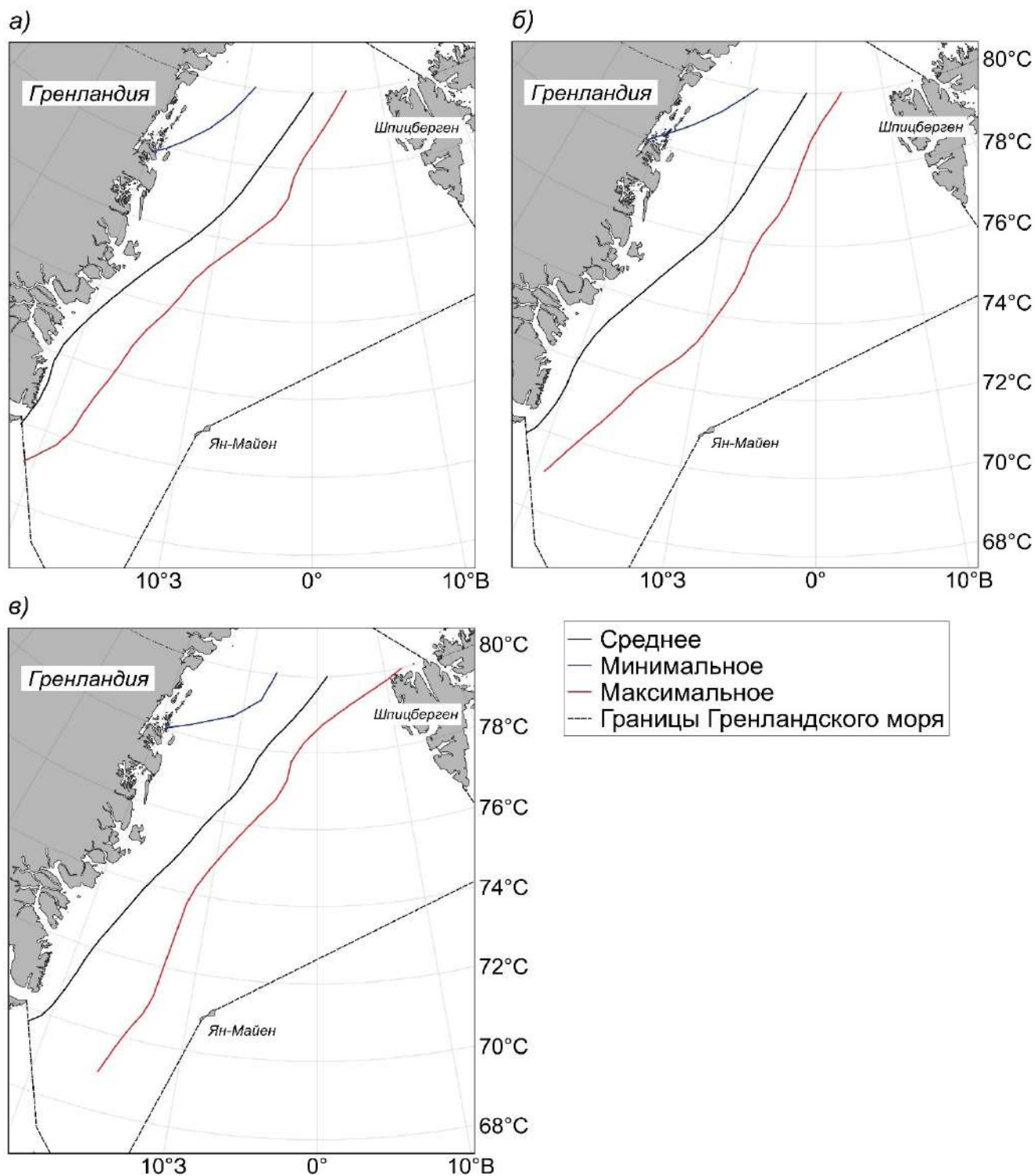


Рисунок 3.7. Пространственное распределение максимального, минимального, и среднего положения границы преобладания старых льдов Гренландского моря (выраженное в ° долготы): а) в ноябре, б) в феврале, в) в апреле в среднем за ледовые сезоны с 1997/1998 гг. по 2021/2022 гг.

При *максимальном положении*, по аналогии со средним, граница преобладания старых льдов простирается вдоль Восточно-Гренландского течения. Отклонение максимального от среднего положения на фиксированных параллелях в среднем составляет от $4,5^\circ$ долготы в ноябре $5,7^\circ$ долготы в апреле. Хотя в феврале и апреле зона преобладания старых льдов уходит южнее 70° с.ш., она не достигает южной границы Гренландского моря, в отличие от ноября. Наибольшее отклонение от среднего положения в ноябре около $5,0^\circ$ долготы отмечается на параллелях от 72° с.ш. до 77° с.ш., в феврале — порядка $7,5^\circ$ долготы на створах 73° – 75° с.ш., в апреле — $11,0^\circ$ долготы на 80° с.ш. Среди исследуемых ледовых сезонов максимальное или близкое к таковому распределение положения старых льдов наблюдалось в 1997/1998 гг. и в 2006/2007 гг. в ноябре, в 2000/2001 гг. и в 2003/2004 гг. в феврале, а также в 2008/2009 гг., в 2016/2017 гг. и в 2019/2020 гг. в апреле.

Далее на период максимального развития ледяного покрова Гренландского моря (апрель) полученные оценки положения границы преобладания старых льдов на его акватории были сравнены с результатами исследования [Миронов, 2004] на зимне-весенний период 1989–1992 гг. Весомое отличие заключается в положении зоны преобладания старых льдов при минимальной площади: так, в соответствие с [Миронов, 2004], граница достигает створа 74° с.ш., в то время как по результатам данного исследования — 80° с.ш. Кроме того, граница преобладания старых льдов в 1990-х гг. при среднем и максимальном ее положении выходит за южную границу Гренландского моря, а после 2000-х гг. — уже концентрируется в пределах его акватории.

3.5. Объем льдов, выносимых из Арктического бассейна

В настоящей работе для оценки объема льдов, выносимых через пролив Фрама, предлагается новый способ учета толщины ледяного покрова на его створе пролива. В его основе лежит получение данных о распределении средней толщины ледяного покрова с использованием информации о его возрастной структуре; дополнительно была введена поправка на торосистые образования. Впервые для створа пролива Фрама

данная методика был предложена в статье автора [Egorova and Mironov, 2023], где и представлены первые результаты оценки объема выноса льдов.

Начнем с оценки средней толщины ледяного покрова в проливе Фрама с учетом торосов. Для возрастных градаций старых и однолетних (тонких, средних и толстых) льдов в таблице 3.13 приведены величины толщины ровного льда и условной толщины льда (той, что получена уже после введения поправки на торосистые образования). Согласно методике, данная поправка не вводится для градаций начальных видов и молодых льдов.

Таблица 3.13. Толщина ровного льда и условная толщина льда (в см) возрастных градаций старых и однолетних льдов в проливе Фрама в среднем за ледовые сезоны с 1997/1998 гг. по 2021/2022 гг.

Месяц / Возрастная градация	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	
Толщина ровного льда ($H_{ров}$), см									
<i>Старые</i>	290								
<i>Однолетние толстые</i>	—	120	141	156	169	180	185		
<i>Однолетние средние</i>	95								
<i>Однолетние тонкие</i>	50								
Условная толщина льда ($H_{усл}$), см									
<i>Старые льды</i>	456		487			518			
<i>Однолетние толстые</i>	—	185	218	233	246	270	275		
<i>Однолетние средние</i>	—	105	105	106		108			
<i>Однолетние тонкие</i>	59		61			63			

Примечание. Прочерком обозначены месяцы, в которых не отмечались льды данных возрастных градаций.

Определяющее значение в распределении толщины ледяного покрова пролива Фрама играет оценка толщины старых льдов, доля которых в общем ледовом потоке составляет более 50% в течение всего ледового сезона. Так, средняя толщина ровного старого льда в течение зимнего периода года составляет 290 см, при этом условная толщина изменяется от 456 см до 518 см. При учете торосистости ледяного покрова толщина старых льдов увеличивается почти вдвое, что может существенным образом сказаться на конечной величине объема выноса. Составляющая от 120 см в декабре до 185 см в мае, толщина ровного однолетнего толстого льда уже после поправки

на торосистые образования также возрастает почти в два раза, в среднем на 65–90 см в зимние месяцы. Напротив, для однолетних средних и тонких льдов условная толщина отличается от толщины ровного льда не более чем на 9–13 см, что теоретически не вносит большого вклада в объем льдов, выносимых через пролив Фрама.

В следующих подразделах представлены оценки сезонных и межгодовых изменений объема льдов, выносимых через пролив Фрама, где были использованы данные по дрейфу ледяного покрова от Национального центра данных по снегу и льду (далее будут обозначены как *NSIDC*).

3.5.1. Сезонные изменения

Рисунок 3.8 демонстрирует сезонный ход величин объема льдов, выносимых через створ пролива Фрама, для зимнего периода года. Исследуемая характеристика имеет четко выраженный сезонный цикл. Так, максимум объема выносимого ледяного покрова (\pm СКО) приходится на март, $375 \text{ км}^3 (\pm 131 \text{ км}^3)$ в месяц, а минимум — на октябрь, $159 \text{ км}^3 (\pm 77 \text{ км}^3)$ в месяц. Наибольшим межгодовым изменениям подвержена величина объема выносимых льдов в месяцы с декабря по апрель: в этот период года СКО составляет от $\pm 106 \text{ км}^3$ в месяц (март) до $\pm 130 \text{ км}^3$ в месяц (декабрь и апрель), в то время как в октябре и мае — порядка $\pm 91 \text{ км}^3$ и 88 км^3 в месяц соответственно.

Оценки объема выносимых через пролив Фрама льдов в летний период года в данной работе не представлены, т.к. получение достоверных данных по толщине ледяного покрова в эти месяцы не представляется возможным. Однако полученные при использовании аналогичного подхода к определению скорости дрейфа оценки площади выносимых льдов [Егорова и Виноградная, 2019] показывают, что на месяцы с июня по сентябрь приходится не более 10% от среднегодового расхода льдов через пролив Фрама. Следовательно, что касается объема выноса ледяного покрова через створ пролива, можно предположить то же соотношение, 90% в зимний и 10% в летний период года. Тогда вклад летних месяцев в суммарную годовую величину площади (объема) выносимых через пролив Фрама льдов можно считать относительно незначимым.

Далее полученные в настоящей работе оценки объема льдов, выносимых через пролив Фрама, были сопоставлены с результатами других исследований. Для анализа были выбраны две оценки за максимально продолжительные периоды времени: это 1987–2012 гг. [Zhang et al., 2017] и 1992–2014 гг. [Spreen et al., 2020], для корректного сравнения среднемесячных величин. Следует иметь в виду, что выбранные оценки были получены с применением принципиально разных подходов к определению дрейфа и толщины ледяного покрова, а также на разных створах в проливе Фрама. В [Zhang et al., 2017] были использованы те же, что и в настоящей работе данные по дрейфу *NSIDC*; авторы [Spreen et al., 2020] же задействовали данные Лаборатории реактивных двигателей Калифорнийского университета США (англ. *Jet Propulsion Laboratory*), которые они посчитали наиболее приближенными к реальности — обе базы данных включают в себя результаты спутникового микроволнового зондирования с привлечением буйковых станций. Для учета толщины ледяного покрова авторы [Zhang et al., 2017] применяли данные совместной модели *PIOMAS*, а [Spreen et al., 2020] — данные профилирующих сонаров и гидролокаторов верхнего обзора. Кроме того, положение расчетного створа на 81° с.ш. в [Zhang et al., 2017] и в данной работе совпадает, однако авторами [Spreen et al., 2020] оценка производилась на 79° с.ш., где были установлены профилирующие сонары и гидролокаторы верхнего обзора. Сезонные изменения исследуемой характеристики также приведены на рисунке 3.8. Интересно, что цитируемые исследования демонстрируют заметные расхождения в оценках сезонного хода объема выноса ледяного покрова. Соответственно, вопрос, *какая из оценок* показывает более приближенную к реальности картину сезонного изменения объема выноса, остается открытым.

Время наступления сезонного максимума объема выноса через пролив Фрама совпадает с результатами других исследований и отмечается в марте. Количественно результаты настоящего исследования согласуются с оценками [Spreen et al., 2020]: 375 км^3 и 350 км^3 в месяц соответственно. В работе [Zhang et al., 2017] наибольшая величина выноса составляет 150 км^3 в месяц — это почти втрое ниже относительно других оценок. Кривые на рисунке 3.8 показывают, насколько результаты настоящей

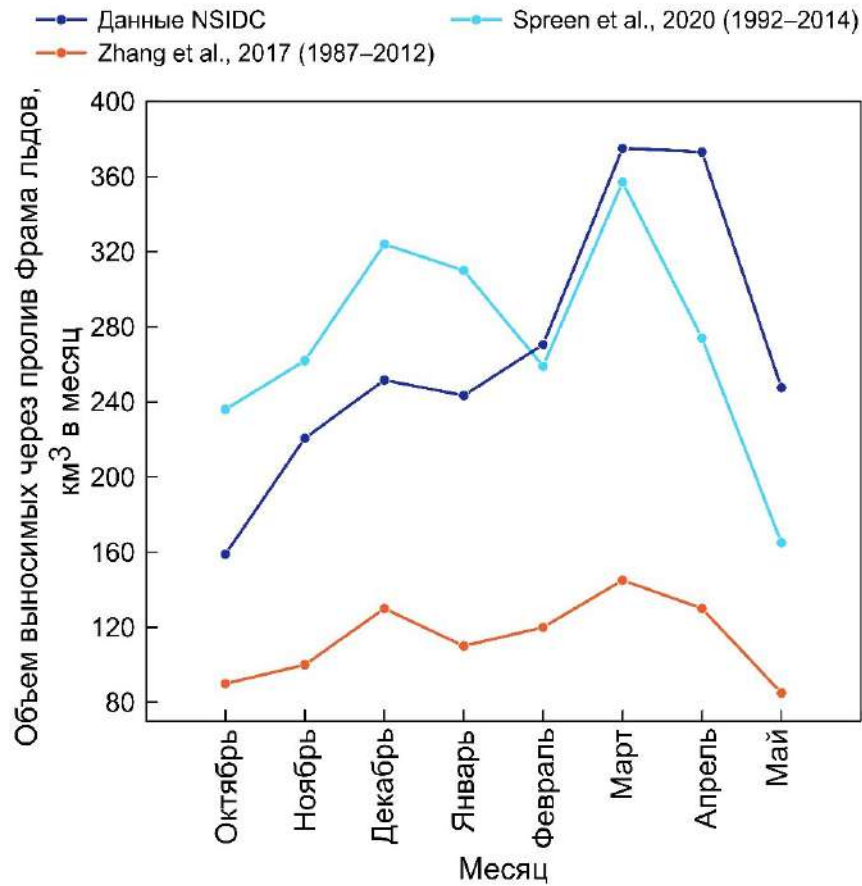


Рисунок 3.8. Оценки объема льдов, выносимых через пролив Фрама (выраженных в км³ в месяц) по результатам данного (в среднем за ледовые сезоны с 1997/1998 гг. по 2021/2022 гг.) и предыдущих исследований. Сезонный ход величин объема за периоды 1987–2012 гг. и 1992–2014 гг. показаны в работах [Zhang et al., 2017] и [Spreen et al., 2020] соответственно

работы и исследования [Spreen et al., 2020] совпадают и в другие зимние месяцы: это позволяет сделать вывод, что при применении различных данных по дрейфу и средней толщине льда на створах с широтной разницей порядка 2° оценки объема выносимых через пролив Фрама льдов близки друг к другу. Использование модельных данных по толщине льда на створе пролива [Zhang et al., 2017] приводит к занижению итоговой оценки объема выноса.

Время наступления и величина наблюдаемого сезонного минимума объема ледяного покрова, выносимого через пролив, значительно различаются по результатам различных оценок: если в этом исследовании он приходится на октябрь, то в [Spreen et al., 2020] наименьший объем выноса наблюдается в мае, 165 км³ в месяц, а

авторами [Zhang et al., 2017] демонстрируются очень близкие величины объема в мае и октябре, составляющие 85 км^3 и 89 км^3 в месяц соответственно. Отмечается, что в декабре по данным предшествующих исследований отмечается скачок объема выноса ледяного покрова, который наблюдается и по результатам настоящей работы.

Сезонный ход объема льдов, выносимых через пролив Фрама, определяется в большей степени шириной ледового потока и скоростью дрейфа ледяного покрова, чем его толщиной (см. рисунок 3.9): так, коэффициенты корреляции между объемом выноса и скоростью дрейфа, шириной ледового потока и толщиной льдов составляют $+0,89$, $+0,73$ и $+0,47$ соответственно. Видно, что площадь и объем выносимых льдов имеют похожий рисунок сезонных изменений. Время наступления сезонного максимума и минимума обеих анализируемых характеристик совпадает, приходится на март и октябрь соответственно.

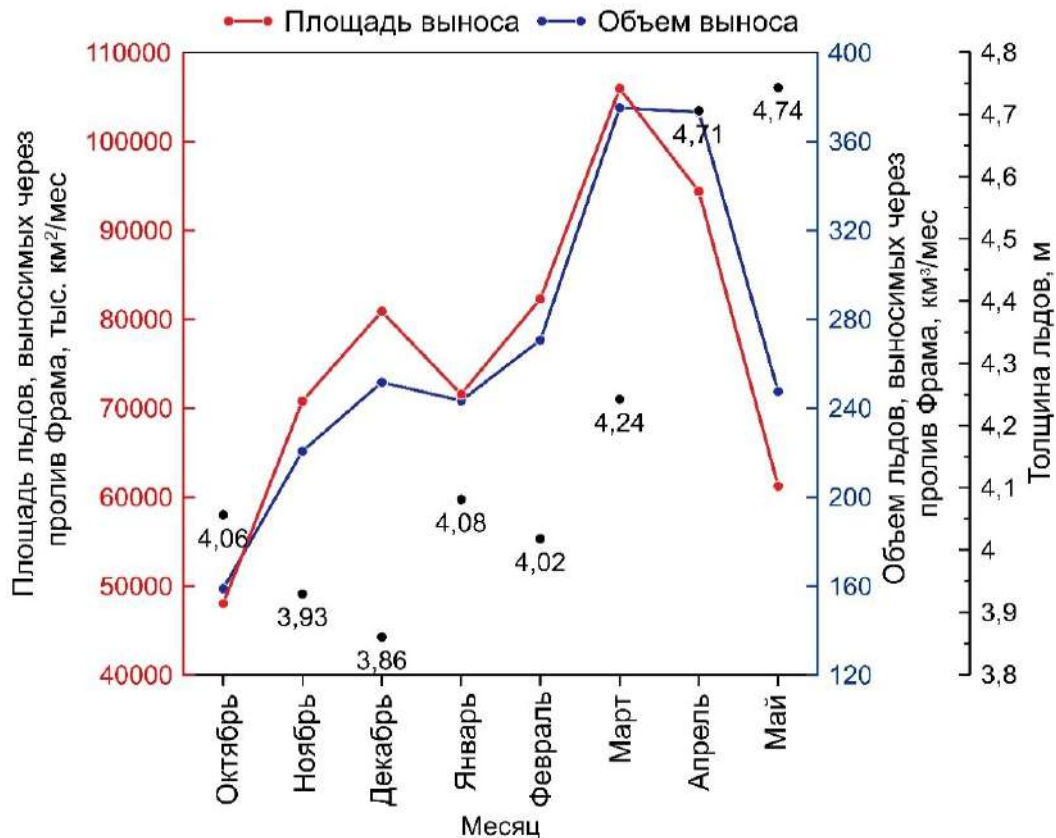


Рисунок 3.9. Сопоставление площади (красная кривая, в тыс. км²/месяц) и объема (синяя кривая, в км³ в месяц) льдов, выносимых через пролив Фрама, а также их средневзвешенной толщины (точки с соответствующими значениями, в м) в среднем за ледовые сезоны с 1997/1998 гг. по 2021/2022 гг. для данных *NSIDC*

3.5.2. Межгодовые изменения

На рисунке 3.10 представлены межгодовые изменения объема выносимых через пролив Фрама льдов. В результате суммарный объем выноса в зимний период года, (и соответствующая величина \pm СКО) в среднем составляет 2141 (\pm 420) км³.

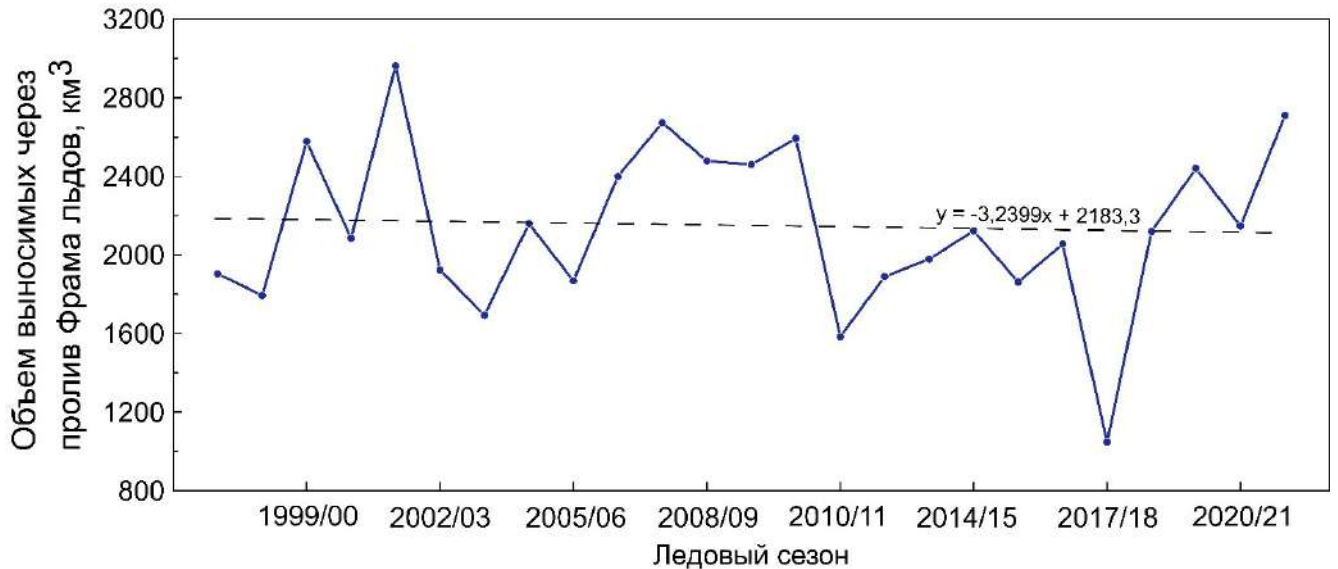


Рисунок 3.10. Межгодовые изменения величин объема льдов, выносимых через створ пролива Фрама в зимние месяцы (выраженные в км³), в среднем за ледовые сезоны с 1997/1998 гг. по 2021/2022 гг., и их линейный тренд (отмечен пунктирной линией)

Межгодовые изменения среднемесячных значений объема выносимых через пролив Фрама льдов также показаны в виде диаграммы их *стандартизированных* аномалий на рисунке 3.11, где цвета указывают на знак аномалии, от отрицательной (синий цвет) к положительной (красный цвет). Определение стандартизированных аномалий исследуемой характеристики производится путем деления разницы между ее среднемесячным и среднегодовым значениями на стандартное отклонение (последние были рассчитаны для всего ряда наблюдений 1997/1998–2021/2022 гг.).

В результате из 200 месяцев положительные стандартизированные аномалии объема выноса льдов свойственны для 55% (110), отрицательные — для 45% (90) случаев. На диаграмме выделяются несколько ледовых сезонов, внутри которых отмечаются аномалии одного знака: 2001/2002 гг. и 2007/2008 гг. с положительными,

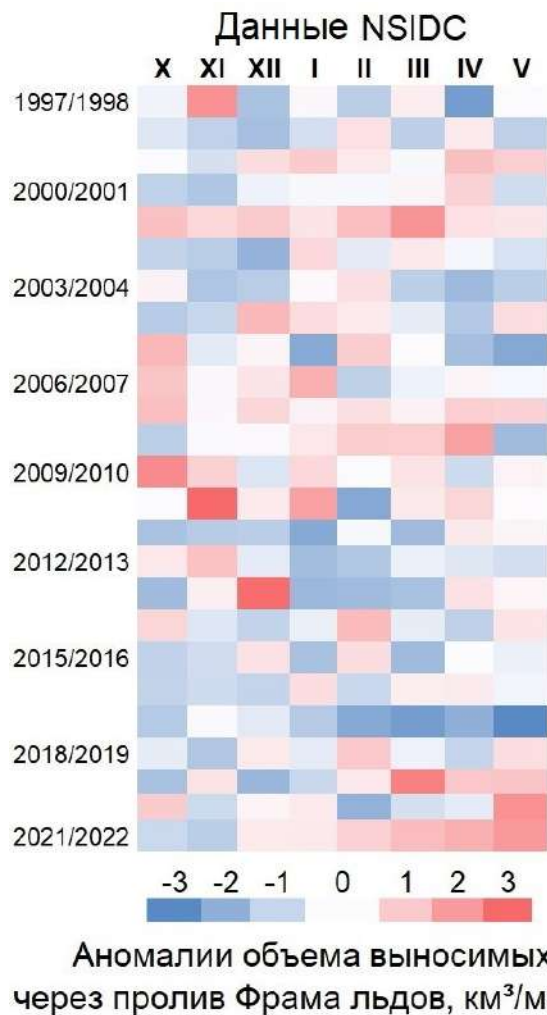


Рисунок 3.11. Стандартизированные аномалии объема выносимых через пролив Фрама льдов в зимние месяцы (выраженные в км³ в месяц) в среднем за ледовые сезоны с 1997/1998 гг. по 2021/2022 гг., полученные по данным *NSIDC*

а также 2017/2018 гг. с отрицательными аномалиями объема выноса. В подавляющем большинстве сезонов наблюдается чередование знаков аномалий характеристики. Максимальные положительные аномалии объема выносимых льдов, составляющие +2,7 км³ в месяц, отмечается в ноябре 2010 г. и декабре 2013 г.; на диаграмме также выделяются март 2020 г. (с величиной аномалии +2,3 км³ в месяц) и октябрь 2009 г. (+2,2 км³ в месяц). Максимальная отрицательная аномалия, достигающая -2,5 км³ в месяц, наблюдалась в мае 2018 г.; крупными отрицательными аномалиями величиной -2,1 км³ в месяц отличаются апрель 1998 г. и март 2018 г.

Далее на статистическую значимость был проверен линейный тренд величины объема льдов, выносимых через створ пролива Фрама. Основным критерием оценки

статистической значимости тренда являлся t-критерий Стьюдента (при уровне значимости 99%) [Малинин, 2020a]. В результате было получено, что межгодовые изменения объема выноса не имеют статистически значимого линейного тренда. Это не согласуется с результатами исследований на длинных рядах наблюдений, в частности [Zhang et al., 2017; Spreen et al., 2020], где авторами выделяется значимый тренд к сокращению характеристики. Наличие этого тренда связывается главным образом со значимым уменьшением толщины ледяного покрова, который выносится из Арктического бассейна.

Обратимся к межгодовым изменениям средневзвешенной толщины и дрейфа ледяного покрова, а также ширины ледового потока на створе пролива Фрама — они были использованы для расчета объема выноса (см. рисунок 3.12). Были оценены на статистическую значимость линейные тренды перечисленных выше характеристик; основным критерием оценки статистической значимости тренда являлся t-критерий Стьюдента (при уровне значимости 99%) [Малинин, 2020a]. В результате *значимый* отрицательный линейный тренд выделяется для средневзвешенной толщины льдов, незначимые с тенденцией к увеличению — для дрейфа ледяного покрова и ширины ледового потока. При этом величина значимого линейного тренда толщины льдов составляет $-3,6$ см за ледовый сезон. Таким образом, начиная с 1997 г., в проливе Фрама сокращение средней толщины ледяного покрова нивелируется сохранением скорости его дрейфа и ширины ледового потока. Это отражает незначимый линейный тренд объема льдов, выносимых через створ пролива. Наибольшие коэффициенты корреляции отмечаются между шириной ледового потока и объемом выноса (+0,52) и между средневзвешенной толщиной льдов и объемом выноса (+0,48), в то время как средняя скорость дрейфа и объем выноса связаны с коэффициентом корреляции +0,29.

В таблице 3.14 собраны оценки объема ледяного покрова, выносимого через пролив Фрама, которые были выполнены разными авторами за продолжительные периоды времени. Оценка объема выноса, полученная в настоящем исследовании с использованием данных по средней толщине ледяного покрова по ледовым картам

ААНИИ и по дрейфу *NSIDC*, сопоставима с результатами [Kwok et al., 2004; Spreen et al., 2020] для длинных рядов наблюдений.

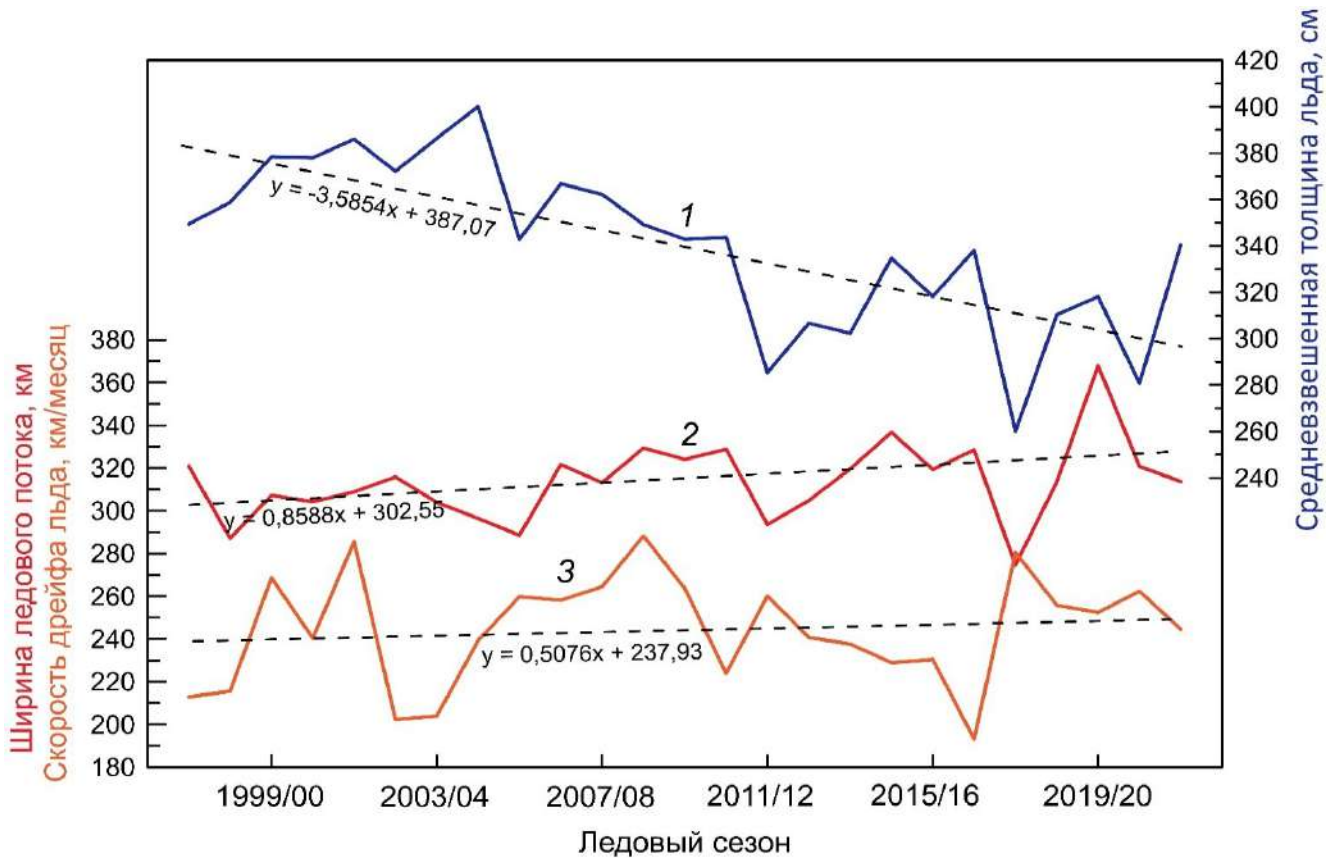


Рисунок 3.12. Межгодовые изменения средневзвешенной толщины льда, см (1); ширины ледового потока, км (2); скорости дрейфа льда, км/месяц (3), в среднем за ледовые сезоны с 1997/1998 гг. по 2021/2022 гг., и их линейные тренды (отмечены пунктирными линиями)

Хотя авторы в исследованиях используют разные подходы к определению дрейфа и толщины морских льдов, остановимся на источниках данных именно по толщине (данные по дрейфу требуют дополнительного рассмотрения, что выходит за рамки настоящего исследования) и подробнее рассмотрим оценки, полученные после 2000 г. В работах [Spreen et al., 2009; Ricker et al., 2018; Bi et al., 2018] оценка объема выноса льдов, от 1029 км³ до 1885 км³, была получена с применением данных по толщине ледяного покрова спутников *ICESat* и *CryoSat-2*. В этом же диапазоне лежит и оценка [Zhang et al., 2017], где авторами была задействована совместная модель *PIOMAS*, учитывающая торосистость ледяного покрова. Авторы [Kwok et al., 2004; Spreen et al., 2020] для учета толщины льдов в проливе Фрама использовали

данные измерений осадки ледяного покрова, которые были получены посредством гидролокаторов верхнего обзора и профилирующих сонаров. Величины объема выносимых льдов в этих исследованиях, составляющие от 2209 км³ до 2218 км³, максимально близки друг к другу и соответствуют оценке, представленной в данной работе, по данным *NSIDC*. В результате для створа пролива Фрама средневзвешенные толщины ледяного покрова, полученные на основе данных о возрастной структуре по ледовым картам ААНИИ с поправкой на торосистые образования, сопоставимы с толщинами по данным инструментальных измерений. Результаты моделирования и спутниковых наблюдений при этом относительно оказались заниженными.

Таблица 3.14. Оценки объема ледяного покрова, выносимого через пролив Фрама, по данным разных авторов

<i>Автор(ы), дата публикации исследования</i>	<i>Период</i>	<i>Величина объема выносимых льдов, км³ за ледовый сезон</i>
Лебедев и Уралов, 1981	1958–1976	2320*
Миронов, 1997	1958–1992	2100*
Vinje et al., 1998	1990–1996	2850*
Kwok et al., 2004	1991–1998	2218
Spreen et al., 2009	2003–2008	1564
Zhang et al., 2017	1987–2012	1041
Ricker et al., 2018	2010–2017	1885
Bi et al., 2018	2011–2015	1463
		1029
Spreen et al., 2020	1992–2014	2209
Данное исследование	1997–2022	2141

Примечание. Звездочкой (*) отмечены те суммарные оценки, которые учитывают объем льдов, выносимых через пролив Фрама, за летний период года. В строках таблицы, где указаны две оценки объема выноса, авторы используют два подхода к определению дрейфа ледяного покрова через створ пролива.

3.6. Выводы к Главе 3

В главе описаны закономерности сезонных и межгодовых изменений основных параметров ледяного покрова Гренландского моря, формирующих особые ледовые условия на его акватории. По результатам проведенной работы были сформулированы следующие *ключевые* выводы:

- Сезонный максимум ледовитости отмечается с февраля по апрель, минимум — в сентябре. После 2016 г. наибольшая площадь льдов на акватории фиксируется в апреле без исключений. При этом период установления максимума положения кромки дрейфующих льдов сглаживается до апреля.
- Современный период климатических изменений определяется с ледового сезона 1999/2000 гг., согласно распределению аномалий ледовитости на интегральных кривых. Автором предполагается, что основную долю в изменения ледяного покрова акватории в течение ледового сезона вносит период устойчивого его образования в феврале, когда площадь льдов уже достаточно близка к своему максимальному значению внутри сезона. Статистически значимые линейные тренды абсолютных значений ледовитости в феврале это подтверждают.
- В современный период климатических изменений отмечается сохранение сезонного размаха положения кромки на уровне среднего, который был получен в предыдущий холодный климатический период (1958–1992 гг.), несмотря на наблюдающиеся после 2000-х гг. абсолютные минимумы площади льдов на акватории Гренландского моря.
- Относительное количество старых льдов в структуре ледяного покрова с начала XXI века (по сравнению с 1989–1992 гг.) в значительной степени сократилось, с 50–62% до 30–44% в течение зимнего периода года. В апреле старые льды занимают от 15% до 50% от общей площади ледяного покрова Гренландского моря.
- Среди льдов местного образования, возрастные градации начальных видов и молодых льдов характерны для ледяного покрова всех анализируемых зимних месяцев (с октября по май) в Гренландском море. В апреле однолетние средние льды являются преобладающими среди градации однолетних льдов в целом, толстые льды встречаются реже всего.
- В апреле уменьшение относительной площади однолетних средних и толстых льдов, а также увеличение относительной площади тонких компенсируют общие изменения всей градации однолетних льдов в структуре ледяного покрова Гренландского моря.

- Граница преобладания старых льдов в течение всего зимнего периода года меняется незначительно, не более чем на 2° долготы.
- Полученная в работе величина объема выносимых через пролив Фрама льдов за зимние месяцы, октябрь-май, в среднем за период 1997–2022 гг. составляет 2141 км^3 . Оценка оказалась сопоставима с результатами других исследований, где были задействованы данные по толщине ледяного покрова, полученные посредством гидролокаторов верхнего обзора и профилирующих сонаров (т.е. инструментальных наблюдений).
- Межгодовые изменения объема выноса не имеют статистически значимого линейного тренда, несмотря на отмечающийся значимый линейный тренд к сокращению средневзвешенной толщины льдов на створе пролива Фрама величиной $-3,6 \text{ см}$ за ледовый сезон.

ГЛАВА 4. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ОСНОВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА БАРЕНЦЕВА МОРЯ

4.1. Ледовитость

4.1.1. Сезонные изменения

Благодаря притоку теплых атлантических вод, Баренцево море никогда, даже в самые суровые зимы, полностью не покрывается льдом, что является характерной особенностью ледовых условий его акватории, по аналогии с Гренландским морем. В таблице 4.1 представлен сезонный ход ледовитости для Баренцева моря целиком и для отдельных его районов.

При среднемноголетних условиях нарастание ледяного покрова в Баренцевом море начинается на фоне остаточных льдов с 8% в октябре и заканчивается в апреле на 53%, т.е. продолжается на протяжении семи месяцев. Напротив, его сокращение отмечается с мая (43%) по сентябрь (4%), т.е. в течение 5 месяцев в году. Максимум ледовитости в Баренцевом море приходится на апрель, а минимум — на сентябрь, когда ледяной покров занимает 53% и 4% акватории моря соответственно. Время наступления сезонных пиков площади морских льдов согласуется с результатами других исследований с точностью до месяца для следующих периодов: 1934–1984 гг. в [Гидрометеорология и..., 1990], 1928–1996 гг. в [Миронов, 2004] и 1930–2018 гг. в [Тимохов и др., 2019].

Далее анализ экстремумов ледовитости проводится по *ледовым сезонам*. По данным таблицы 4.1, ледяной покров может занимать до 86% акватории Баренцева моря, что наблюдалось в апреле ледового сезона 1928/1929 гг. Тяжелые ледовые условия, когда ледовитость достигала 84% и 82%, также отмечались в 1941/1942 гг. и 1963/1964 гг. соответственно. Хотя при средних условиях сезонный максимум ледовитости устанавливается на акватории Баренцева моря в апреле, за 95-летний период наблюдений в 50% случаев пик приходится на другие зимние месяцы. Так,

максимум площади льдов 27% и 18% ледовых сезонов наступает в марте и феврале соответственно, а в остальные 3% и 2% случаев — в январе и мае соответственно. Отмечается, что вплоть до ледового сезона 1965/1966 гг. включительно наибольшая ледовитость Баренцева моря фиксируется в апреле (за некоторыми исключениями), однако после 1966 г. время наступления ее сезонного максимума варьируется от января до мая.

Таблица 4.1. Сезонный ход ледовитости (выраженной в %) на всей акватории Баренцева моря, а также в его отдельных районах в течение годового цикла в среднем за период с 1928 по 2022 гг.

Ледовитость, % / Месяц	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Все Баренцево море												
Средняя	8	18	30	40	48	52	53	43	28	13	5	4
Максимальная	33	43	54	61	76	83	86	75	61	36	22	18
Минимальная	0	1	5	20	27	30	22	10	1	0	0	0
Величина СКО, %	±6	±9	±9	±9	±10	±10	±12	±13	±12	±8	±5	±4
Сезонный размах, %	33	42	49	41	49	53	64	65	60	36	22	18
Западный район Баренцева моря												
Средняя	12	23	32	38	43	46	47	42	33	19	8	6
Максимальная	49	58	60	63	73	80	82	70	63	43	33	27
Минимальная	0	0	2	7	18	23	10	10	2	0	0	0
Величина СКО, %	±9	±12	±11	±12	±11	±11	±12	±11	±12	±11	±7	±6
Сезонный размах, %	49	58	58	56	55	57	72	60	61	43	33	27
Северо-восточный район Баренцева моря												
Средняя	23	40	52	62	69	74	79	70	52	29	16	12
Максимальная	49	76	77	90	99	99	99	99	99	64	43	36
Минимальная	0	9	16	27	25	22	26	24	17	1	0	0
Величина СКО, %	±12	±14	±14	±15	±17	±17	±17	±18	±20	±14	±11	±9
Сезонный размах, %	49	67	61	63	74	77	73	75	82	63	43	36
Юго-восточный район Баренцева моря												
Средняя	0	8	25	45	60	64	63	45	17	2	0	0
Максимальная	14	58	71	86	99	99	99	99	62	23	11	9
Минимальная	0	0	0	16	26	27	4	0	0	0	0	0
Величина СКО, %	±2	±9	±13	±14	±16	±16	±20	±23	±16	±4	±1	±1
Сезонный размах, %	14	58	71	70	73	72	95	99	62	23	11	9

Примечание. СКО — это среднеквадратическое отклонение. Сезонным размахом называется разница между максимальным и минимальным в сезонном цикле значением ледовитости.

Полностью ледяной покров отсутствовал на акватории Баренцева моря в течение двух-трех летних месяцев, как это было в августе-октябре 1955 г., 2007 г., 2018 г. и 2020 г., а также в июле-августе 2012 г., 2016 г. и 2022 г. Пики согласуются с периодами экстремально низкой площади ледяного покрова в СЛО [Иванов и др., 2013]. Хотя случаев полного очищения Баренцева моря ото льдов за весь период наблюдений насчитывается порядка десятка, семь из них приходится на последнее десятилетие, 2011–2021 гг., что отмечается авторами [Тюряков и Егорова, 2021]. В 61% (большинстве) случаев сезонный минимум льдов Баренцева моря отмечается в сентябре, в соответствие со среднемноголетним. Однако в 32% ледовых сезонов его наступление характерно уже для августа, еще в 5% и в 2% случаев — для июля и даже октября соответственно. Кроме того, при легких ледовых условиях сезонный максимум ледовитости сдвигается на месяц назад, устанавливаясь в марте.

Далее путем вычисления разницы между значениями ледовитости для пар ближайших месяцев внутри ледового сезона были рассчитаны скорости изменения характеристики. Наибольшие скорости нарастания морских льдов Баренцева моря в среднем за сезон наблюдаются с октября по январь — на эти месяцы приходится период активного ледообразования на его акватории (ледовитость увеличивается на +9% в месяц). В феврале-апреле изменение площади ледяного покрова уже в значительно замедляется, составляя +1...+3% в месяц. В апреле ледовитость моря при средних условиях достигает своего максимального значения. В мае начинается период интенсивного таяния: в мае-июле на акватории Баренцева моря отмечаются наибольшие скорости сокращения площади льдов, –10%...–15% в месяц. При этом скорость уменьшения ледовитости с августа по сентябрь составляет порядка –5% в месяц.

При оценке пространственной неоднородности распределении льдов Баренцева моря необходимо детальное рассмотрение изменений ледовитости в его отдельных районах. В западном и северо-восточном районах наступление сезонного максимума ледовитости приходится на апрель (47% и 79% соответственно), а в юго-восточном районе — на март (64%). Своих наименьших значений в годовом цикле ледовитость

достигает в сентябре в западном (6%) и северо-восточном районах (12%); в юго-восточном районе ледяной покров при средних условиях полностью вытает уже к августу, а ледообразование начинается на фоне чистой воды в октябре. Результаты анализа изменений ледовитости в северных районах Баренцева моря согласуются с данными для его акватории целиком.

В самые суровые зимы сезонные изменения ледовитости западного района Баренцева моря схожи со среднемноголетними: наступление пиков ледовитости характерно для апреля и сентября (максимум и минимум составляют 82% и 27% соответственно). Та же тенденция наблюдается и для ледовых сезонов с наиболее легкими ледовыми условиями: здесь сезонный максимум наступает в марте (23%), а акватория района становится полностью свободной ото льдов с июля по ноябрь (а для всего моря — с июля по сентябрь). В остальных же районах Баренцева моря при экстремально тяжелых и легких ледовых условиях картина годовых колебаний ледовитости отлична от средних условий. Таким образом, в изменениях площади льдов всего Баренцева моря внутри годового цикла основную роль играют колебания, происходящие в западном районе акватории моря. Это связано с тем, что западная часть: (1) имеет наибольшую по сравнению с другими районами моря площадь; (2) наиболее подвержена влиянию вод атлантического происхождения, поступающих на его акваторию.

В самые суровые годы ледовитость северо-восточного района Баренцева моря может достигать 99% в месяцы с февраля по июнь, как, например, в ледовые сезоны 1978/1979 гг. и 1981/1982 гг. В юго-восточном районе сезонный максимум площади морских льдов при экстремально тяжелых ледовых условиях также растягивается с февраля по май, как отмечалось в ледовых сезонах 1965/1966 гг. и 1978/1979 гг. Минимумы ледовитости наблюдались в сентябре, составляя 36% в северо-восточном и 9% в юго-восточном районе Баренцева моря. Напротив, при экстремально легких ледовых условиях наибольшая ледовитость в северо-восточном районе характерна для января, а в юго-восточном — для марта, составляя 27% для каждого из районов. С августа по октябрь северо-восточный район может быть полностью очищен ото

льдов, как было в летние месяцы 2018 г.; ледовые условия 2012 г. и 2020 г. были близки к минимальному распределению. Юго-восточный район Баренцева моря может быть свободен от ледяного покрова в месяцы с мая по декабрь, однако в 1995 г. чистая вода отмечалась лишь с мая по октябрь, а, например, в 1959 г. — с июля по декабрь, в 1954 г. — с июня по ноябрь.

4.1.2. Межгодовые изменения

Межгодовые изменения ледовитости Баренцева моря также характеризуются статистически значимым линейным трендом к сокращению, по [Крашенинникова и Крашенинникова, 2019; Лис и Егорова, 2022]. Это соотносится с результатами для площади морских льдов в арктическом регионе в целом [Serreze and Stroeve, 2015; Stroeve and Notz, 2018; Юлин и др., 2019]. На фоне выделяющегося отрицательного тренда величины СКО демонстрируют большие межгодовые колебания ледовитости Баренцева моря. Наибольшие значения СКО, $\pm 10\%$ и более, отмечаются с марта по июнь с максимумом в мае, $\pm 13\%$. Для августа-сентября, месяцев с минимальной ледовитостью Баренцева моря внутри годового цикла, характерны и наименьшие значения СКО, $\pm 4\%$ и $\pm 5\%$ соответственно. Аналогичное распределение по месяцам свойственно для его отдельных районов его акватории (величины СКО в тексте не представлены).

В настоящей работе были рассмотрены аномалии ледовитости для отдельных районов Баренцева моря и, по аналогии с Гренландским морем, выделены периоды похолодания и потепления методом анализа интегральных кривых аномалий [Гирс и Кондратович, 1978]. Хотя периоды похолодания и потепления здесь выделялись в статьях, в частности [Матишов и др., 2013; Жичкин, 2015; Тимохов и др., 2019; Лис и Егорова, 2022], важным представляется исследование акватории Баренцева моря по его отдельным ледовым районам и сопоставление результатов.

В соответствие с выделяемыми [Захаров, 1996; Алексеев и др., 2009] внутри ледового сезона основными периодами изменения ледяного покрова арктических морей, для анализа аномалий ледовитости отдельных районов Баренцева моря были

подобраны следующие месяцы: *ноябрь*, месяц активного ледообразования; *февраль*, период устойчивого ледообразования; *апрель* и *сентябрь*, месяцы максимальной и минимальной ледовитости соответственно. Графики интегральных кривых аномалий ледовитости отдельных районов Баренцева моря для этих месяцев, которые были получены относительно среднемноголетних значений за 1950–2022 гг., показаны на рисунках 4.1, 4.2 и 4.3 для западного, северо-восточного и юго-восточного районов соответственно. Для юго-восточного района кривая для сентября (см. рисунок 4.3) не представлена, поскольку при средних условиях ледяной покров на его акватории в этом месяце полностью вытает. Аномалии абсолютных значений ледовитости на выделенных этапах изменения вынесены в таблицы 4.2 (западный), 4.3 (северо-восточный) и 4.4 (юго-восточный район) — после указания величин положительных и отрицательных аномалий ледовитости в скобках приведено число ледовых сезонов, для которых было характерно преобладание аномалий того или иного знака. Таким образом, визуально выделяются до трех периодов изменения аномалий в отдельных районах Баренцева моря: этап увеличения ледовитости отмечен на рисунках красной, стационарности — зеленой и уменьшения — синей кривой.

Проведенный анализ интегральных кривых аномалий ледовитости Баренцева моря показывает, что продолжительность «холодных» и «теплых» периодов, а также время наступления современного периода потепления существенно варьируются не только для отдельных месяцев внутри годового цикла, а также и в отдельных частях акватории. В северных районах Баренцева моря два периода изменения аномалий ледовитости выделяется в ноябре, феврале и апреле, и три периода (включая этап стационарности) — в сентябре. При этом в ноябре и апреле время наступления этапа потепления совпадает для западного и северо-восточного районов моря вплоть до одного ледового сезона, 2004/2005 гг. (ноябрь) и 1988/1989 гг. (апрель). В феврале в западной части «теплый» период начинается существенно позже, с ледового сезона 2004/2005 гг., против 1999/2000 гг. в северо-восточной части Баренцева моря. Также отмечается, что в западном районе этап увеличения ледовитости в ноябре и феврале стартует с ледового сезона 1957/1958 гг., а в северо-восточном — с 1949/1950 гг.

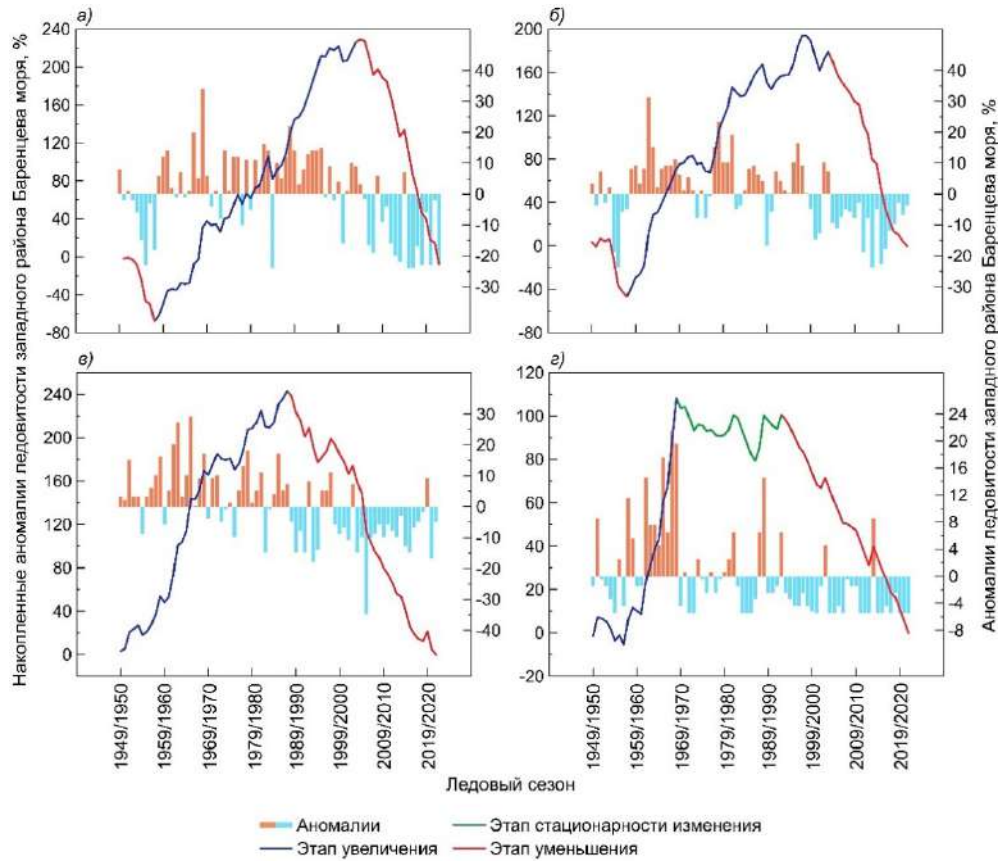


Рисунок 4.1. Интегральные кривые аномалий ледовитости в западном районе Баренцева моря в: а) ноябре, б) феврале, в) апреле и г) сентябре, вычисленные относительно среднемноголетних значений 1950–2022 гг.

Таблица 4.2. Средняя величина и преобладающий знак аномалий абсолютных значений ледовитости западного района Баренцева моря (выраженные в %) на выделенных этапах за период 1950–2022 гг.

Этап изменения	Период, годы	Аномалия ледовитости, %		
		Средняя	Положительная	Отрицательная
Ноябрь				
Увеличение	1957/1958–2003/2004	+6%	+1%...+34% (35)	–24%...–1% (13)
Уменьшение	2004/2005–2022/2023	–12%	+3%...+7% (3)	–24%...–2% (16)
Февраль				
Увеличение	1957/1958–2003/2004	+3%	+1%...+31% (36)	–25%...–1% (11)
Уменьшение	2004/2005–2021/2022	–10%	(0)	–24%...–3% (18)
Апрель				
Увеличение	1949/1950–1987/1988	+6%	+1%...+27% (32)	–15%...–1% (7)
Уменьшение	1988/1989–2021/2022	–7%	+5%...+9% (5)	–35%...–5% (29)
Сентябрь				
Увеличение	1949/1950–1967/1968	+5%	+3%...+22% (12)	–5%...–1% (7)
Стационарность	1968/1969–1991/1992	0%	+1%...+20% (10)	–5%...–1% (14)
Уменьшение	1992/1993–2021/2022	–3%	+1%...+9% (4)	–5%...–1% (26)

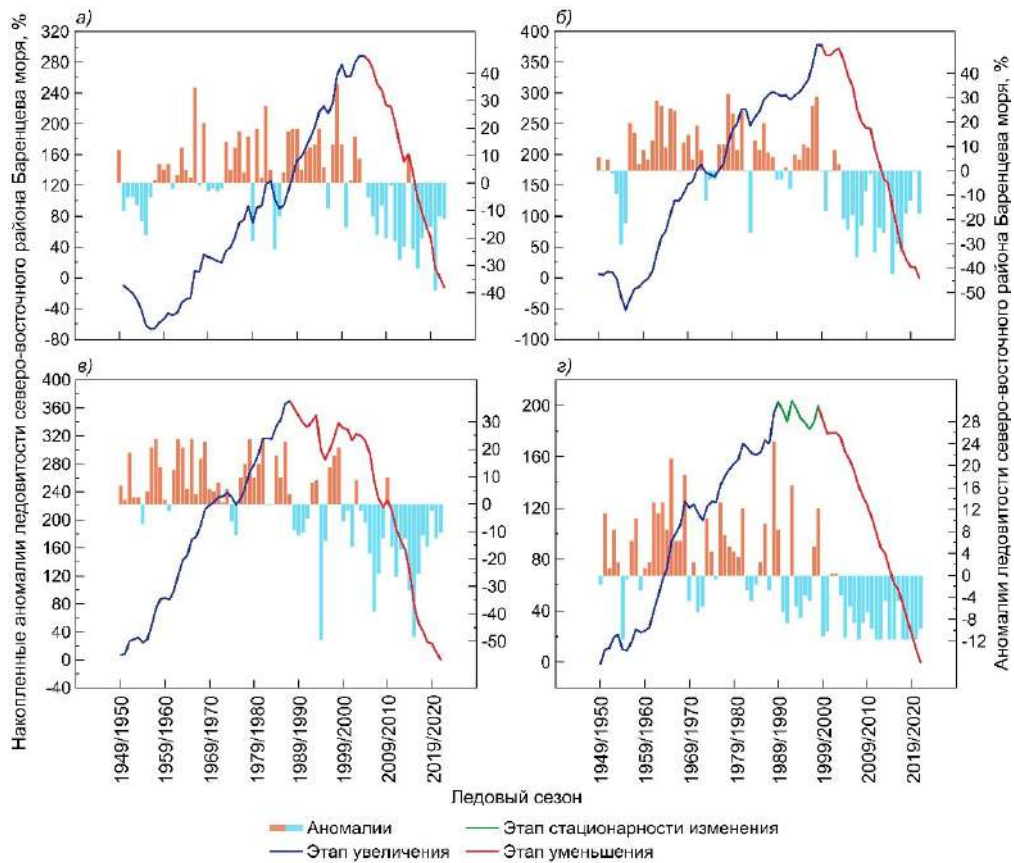


Рисунок 4.2. Интегральные кривые аномалий ледовитости в северо-восточном районе Баренцева моря в: а) ноябре, б) феврале, в) апреле и г) сентябре, вычисленные относительно среднемноголетних значений 1950–2022 гг.

Таблица 4.3. Средняя величина и преобладающий знак аномалий абсолютных значений ледовитости северо-восточного района Баренцева моря (выраженные в %) на выделенных этапах за период 1950–2022 гг.

Этап изменения	Период, годы	Аномалия ледовитости, %		
		Средняя	Положительная	Отрицательная
Ноябрь				
Увеличение	1949/1950–2003/2004	+5%	+1%...+36% (39)	–24%...–1% (16)
Уменьшение	2004/2005–2022/2023	–16%	+1%...+10% (2)	–39%...–1% (17)
Февраль				
Увеличение	1949/1950–1998/1999	+6%	+1%...+32% (39)	–30%...–1% (11)
Уменьшение	1999/2000–2021/2022	–16%	+1%...+9% (5)	–42%...–1% (18)
Апрель				
Увеличение	1949/1950–1987/1988	+9%	+1%...+24% (36)	–7%...–1% (3)
Уменьшение	1988/1989–2021/2022	–11%	+4%...+6% (6)	–48%...–2% (28)
Сентябрь				
Увеличение	1949/1950–1989/1990	+5%	+1%...+24% (30)	–12%...–1% (11)
Стационарность	1990/1991–1998/1999	0%	+5%...+16% (3)	–9%...–4% (6)
Уменьшение	1999/2000–2021/2022	–9%	+1% (2)	–12%...–4% (21)

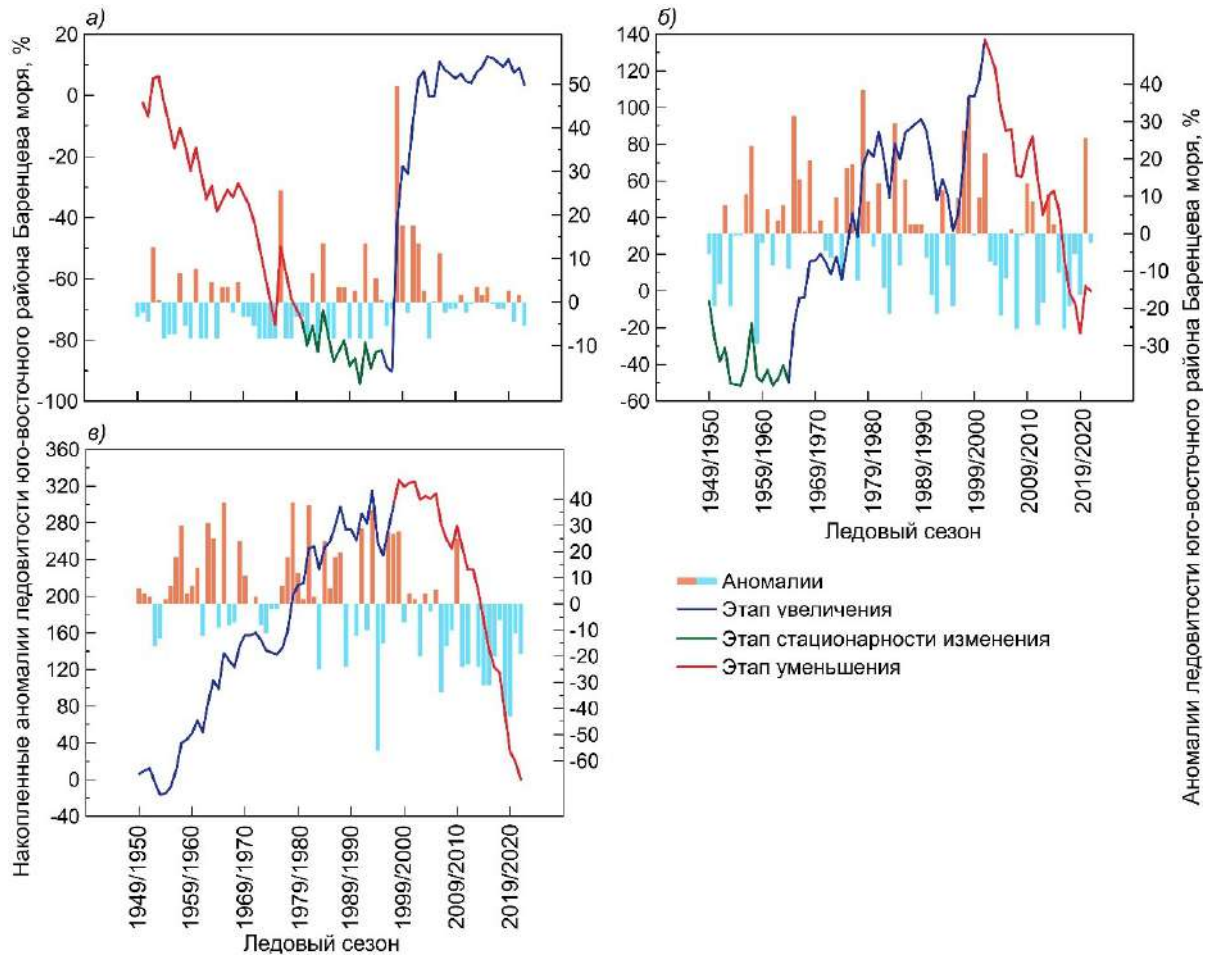


Рисунок 4.3. Интегральные кривые аномалий ледовитости в юго-восточном районе Баренцева моря в: а) ноябре, б) феврале и в) апреле, вычисленные относительно среднемноголетних значений 1950–2022 гг.

Таблица 4.4. Средняя величина и преобладающий знак аномалий абсолютных значений ледовитости юго-восточного района Баренцева моря (выраженные в %) на выделенных этапах за период 1950–2022 гг.

Этап изменения	Период, годы	Аномалия ледовитости, %		
		Средняя	Положительная	Отрицательная
Ноябрь				
Уменьшение	1949/1950–1980/1981	–2%	+1%...+26% (7)	–8%...–2% (25)
Стационарность	1981/1982–1995/1996	0%	+1%...+14% (8)	–8% (7)
Увеличение	1996/1997–2022/2023	+3%	+1%...+50% (15)	–8%...–1% (12)
Февраль				
Стационарность	1949/1950–1964/1965	0%	+4%...+24% (9)	–29%...–5% (7)
Увеличение	1965/1966–2001/2002	+5%	+1%...+37% (24)	–21%...–3% (13)
Уменьшение	2002/2003–2021/2022	–7%	+1%...+14% (6)	–25%...–2% (14)
Апрель				
Увеличение	1949/1950–1998/1999	+7%	+1%...+39% (34)	–56%...–2% (16)
Уменьшение	1999/2000–2021/2022	–14%	+1%...+6% (5)	–34%...–3% (18)

(или раньше, но исследуемая выборка ограничена 1950 г.). В сентябре и в западном, и в северо-восточном районе Баренцева моря определяется три периода изменений ледовитости, однако их продолжительность существенно различается. В западной части современный «теплый» период климатических изменений продолжается последние 30 лет (он начался с ледового сезона 1992/1993 гг.); здесь же выделяется достаточно длинный период относительной стационарности в изменениях ледовитости, порядка 24 лет. В северо-восточной части период увеличения ледовитости длился 41 год, а стационарности — относительно короткие 8 лет. Этап уменьшения начался позже, чем в западном районе, а именно с ледового сезона 1999/2000 гг., и продолжается 23 года.

В юго-восточной части Баренцева моря отличается не только время наступления холодного и теплого этапов, а также знак преобладающих аномалий ледовитости в течение исследуемого периода. Так, в ноябре распределение аномалий начинается с этапа уменьшения, а не увеличения, как в других районах моря. Получается, что в современный период климатических изменений здесь с ледового сезона 1996/1997 гг. наблюдается увеличение аномалий характеристики, т.е. именно «холодный», а не «теплый» период. В феврале и апреле картина более привычная: в последние годы отмечается этап уменьшения ледовитости юго-восточного района, который начался с ледовых сезонов 2002/2003 гг. и 1999/2000 гг. соответственно.

Вклад определенных месяцев в межгодовые изменения ледовитости можно оценить, построив аналогичную интегральную кривую для среднего ледового сезона (см. рисунок 4.4). На интегральной кривой для всего Баренцева моря выделяются три этапа: 1949/1950–1987/1988 гг., 1988/1989–2003/2004 гг. и 2004/2005–2021/2022 гг. Для первого средняя величина аномалий составляет +5% (–9%...+31%), для второго близка к нулю (–6%...+10%), для третьего же составляет –9% (–16%...–4%). *Первый* период из общего числа (39) ледовых сезонов характеризуется 8 отрицательными (–9%... –1%) и 31 — положительными аномалиями ледовитости (+1%...+31%). На *втором* этапе из 16 ледовых сезонов по 8 случаев приходится на отрицательные и положительные знаки аномалий ледовитости (–6%...–1% и +1%...+10%). В *третьем*

периоде во всех 18 ледовых сезонах отмечаются только отрицательные аномалии ледовитости Баренцева моря ($-16\% \dots -4\%$). Аналогичная продолжительность этапа уменьшения аномалий выделяется на интегральных кривых для западного района в ноябре и феврале и для северо-восточного — только в ноябре (см. рисунки 4.1а, б и 4.2б), месяцы активного или устойчивого ледообразования на акватории Баренцева моря. Таким образом, предполагается, что основную долю в изменения аномалий ледовитости в течение ледового сезона вносят ноябрь и февраль. При этом апрель в гораздо меньшей степени определяет эти изменения: период уменьшения аномалий ледовитости в западном и северо-восточном районах наступает в этом месяце раньше, а именно в конце 1980-х гг., в то время как в ноябре и феврале — в начале 2000-х гг.

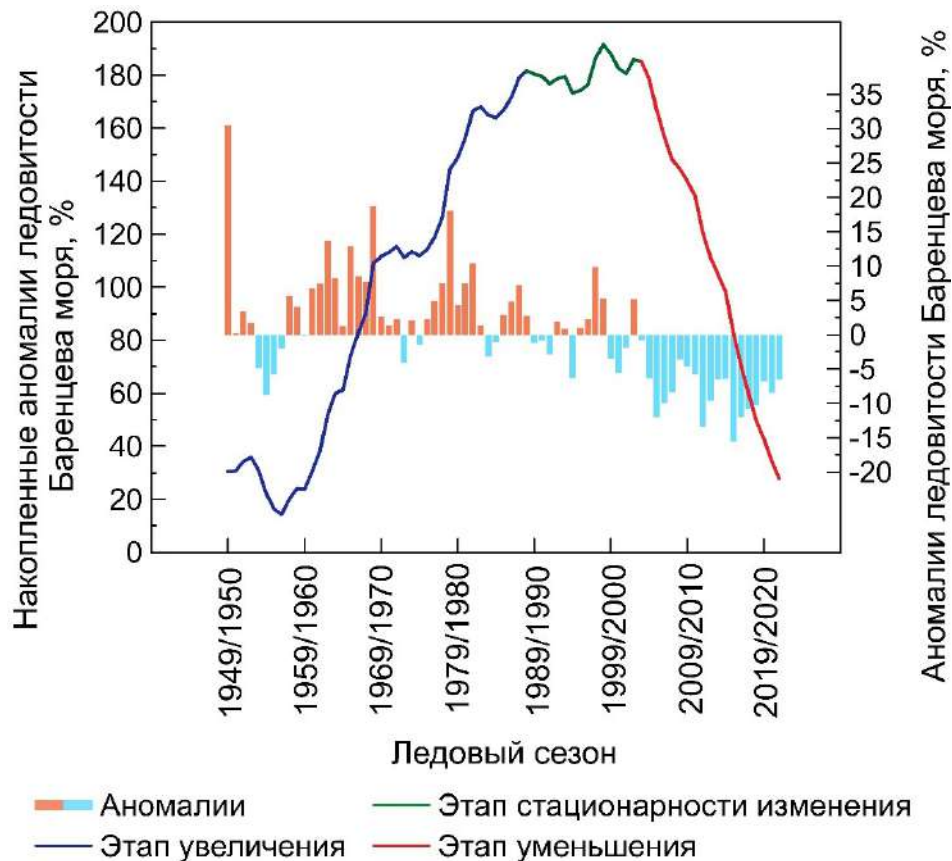


Рисунок 4.4. Интегральная кривая аномалий ледовитости Баренцева моря в среднем за ледовый сезон, вычисленная относительно среднемноголетних значений 1950–2022 гг.

Отмечается, что выделенные по интегральным кривым аномалий в среднем для ледового сезона этапы изменения ледовитости не соотносятся с результатами

анализа ее абсолютных значений в [Лис и Егорова, 2022], где период потепления в отдельных районах Баренцева моря устанавливается с 1986 г. Анализ интегральных кривых в данном исследовании показывает, что с середины 1980-х гг. начинается период относительной стационарности изменения аномалий ледовитости, который сменяется этапом преобладания отрицательных аномалий (периодом потепления соответственно) после 2000-х гг.

Далее обратимся к абсолютным значениям ледовитости Баренцева моря и его отдельных частей. Основные статистические характеристики ледовитости в рамках выделенных этапов, рассчитанные за отдельные месяцы, а также в среднем за сезон, сведены в таблицы 4.5 (западный и северо-восточный районы) и 4.6 (юго-восточный район). В северных районах моря сокращение (в процентах) ледовитости наблюдается в сентябре: в среднем в его западной части ледовитость уменьшилась на 80% (с 10% до 2%), в северо-восточной — на 82% (с 17% до 3%). При этом схожей закономерности в изменениях СКО и сезонного размаха анализируемой характеристики не отмечается (они сократились только в 2–3 раза). Ледовитость северо-восточного района Баренцева моря в целом уменьшилась существенно, чем западного: на 14–24% против 8–18% (в абсолютных значениях ледовитости, %). При этом в западном районе ледовитость подвержена меньшим изменениям в сентябре (СКО до $\pm 8\%$), большим — в ноябре (до $\pm 11\%$); для северо-восточной части меньшие изменения характерны для сентября (до $\pm 9\%$), большие — для апреля (до $\pm 17\%$). Наибольшие значения сезонного размаха для северных районов Баренцева моря отмечаются в зимние месяцы (до 58% в западном и до 70% в северо-восточном районе). В юго-восточном районе максимальные величины СКО и сезонного размаха наблюдаются в апреле (до $\pm 19\%$ и до 95% соответственно), минимальные — в ноябре (до $\pm 11\%$ и до 58% соответственно). В ноябре ледовитость здесь увеличилась в 2 раза (с 6% до 12%), в феврале и апреле — наоборот, уменьшилась, в 1,2 раза (с 66% до 54%) и в 1,5 раза (с 67% до 46%) соответственно.

Кроме того, были оценены на статистическую значимость линейные тренды межгодовых изменений ледовитости Баренцева моря (см. таблицу 4.7, где приведены величины статистически значимых линейных трендов). В качестве основного критерия

Таблица 4.5. Статистические характеристики ледовитости западного (З) и северо-восточного (СВ) районов Баренцева моря (в %), на этапах ее изменения за период 1950–2022 гг., выделенных по интегральным кривым аномалий

Этап изменения	Средняя (%)		Величина СКО, %		Сезонный размах, %	
	З	СВ	З	СВ	З	СВ
Ноябрь						
Увеличение	30	46	±11	±13	58	60
Уменьшение	12	24	±11	±12	31	49
Февраль						
Увеличение	46	75	±9	±14	48	62
Уменьшение	32	51	±7	±14	21	51
Апрель						
Увеличение	51	85	±9	±10	44	35
Уменьшение	38	65	±9	±17	46	70
Сентябрь						
Увеличение	10	17	±8	±8	27	36
Стационарность	6	11	±5	±9	20	25
Уменьшение	2	3	±4	±4	14	12

Таблица 4.6. Статистические характеристики ледовитости юго-восточного района Баренцева моря (в %), на этапах ее изменения за период 1950–2022 гг., выделенных по интегральным кривым аномалий

Этап изменения	Средняя, %	Величина СКО, %	Сезонный размах, %
Ноябрь			
Уменьшение	6	±8	34
Стационарность	8	±8	22
Увеличение	12	±11	58
Февраль			
Стационарность	57	±13	53
Увеличение	66	±16	60
Уменьшение	54	±14	51
Апрель			
Увеличение	67	±19	95
Уменьшение	46	±17	68

Примечание к таблицам 4.5 и 4.6. СКО — это среднеквадратическое отклонение.

Сезонным размахом называется разница между максимальным и минимальным значением ледовитости в рамках одного этапа (увеличения, стационарности или уменьшения).

Таблица 4.7. Величины статистически значимых линейных трендов абсолютных значений ледовитости в отдельных районах Баренцева моря (в % за ледовый сезон) для различных этапов изменения ее аномалий

Периоды / Месяц	Ноябрь	Февраль	Апрель	Сентябрь	Ледовый сезон
Западный район					
Этап увеличения	<u>Незначим</u>	-0,18	<u>Незначим</u>	+0,86	—
Этап стационарности	—			<u>Незначим</u>	
Этап уменьшения	<u>Незначимы</u>		-0,16	-0,46	
Весь ряд наблюдений	-0,18	-0,20	-0,29	-0,13	-0,22
Северо-восточный район					
Этап увеличения	+0,25	<u>Незначимы</u>		<u>Незначим</u>	—
Этап стационарности	—				
Этап уменьшения	<u>Незначимы</u>		-0,25		
Весь ряд наблюдений	-0,24	-0,40	-0,46	-0,25	-0,38
Юго-восточный район					
Этап увеличения	<u>Незначимы</u>		<u>Незначим</u>	—	—
Этап стационарности			—		
Этап уменьшения			-1,25		
Весь ряд наблюдений			-0,40		

Примечание. Прочерк означает, что для данного месяца этапа выделено не было.

оценки статистической значимости трендов использовался t-критерий Стьюдента при уровне значимости 99% [Малинин, 2020а]. В результате значимые линейные тренды определяются во все анализируемые периоды для всего ряда наблюдений (с 1950 по 2022 гг.) только в западной и северо-восточной частях Баренцева моря. Причем максимальная величина линейного тренда отмечается в апреле, составляя -0,29% за ледовый сезон в западном и -0,46% за ледовый сезон в северо-восточном районе. Таким образом, полученные результаты не подтверждают ранее выдвинутое предположение, что межгодовые изменения ледовитости Баренцева моря в феврале определяют ее колебания за ледовый сезон в целом. Анализ значимости линейных трендов абсолютных значений ледовитости в отдельных районах акватории говорит о большем вкладе в межгодовые колебания апреля, месяца максимального развития ледяного покрова Баренцева моря. Отмечается, что в «теплые» периоды значимыми являются линейные тренды только в апреле и сентябре на всей акватории моря (для юго-восточного района — только апрель). В целом за ледовый сезон быстрее всего

ледовитость сокращается в северо-восточном районе, где величина линейного тренда составляет $-0,38\%$ за ледовый сезон (против $-0,22\%$ и $-0,13\%$ за ледовый сезон в западной и юго-восточной части соответственно). Интересно, что на выделяемом этапе увеличения аномалий ледовитости западного района Баренцева моря в феврале, линейный тренд абсолютных значений является отрицательным ($-0,18\%$ за ледовый сезон).

Согласно результатам анализа интегральных кривых аномалий ледовитости, этап потепления в Баренцевом море начинается с ледового сезона 2004/2005 гг. Как уже было отмечено ранее, в других морях российской Арктики (Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском) этот ледовый сезон также является переломным [Егоров, 2020; Тимофеева и Шаратунова, 2021; Тимофеева и др., 2024]. Это значит, что отклик на происходящие изменения климата, который отражается в частности на ледовитости, отмечается с 2004/2005 гг. на акваториях всех российских арктических морей.

4.2. Положение кромки дрейфующих льдов в годовом цикле

Сезонные изменения положения кромки дрейфующих льдов в Баренцевом море демонстрируются на рисунке 4.5. Наступление сезонного минимума положения кромки на его акватории приходится на сентябрь, что согласуется с данными по ледовитости и отмечается на всех фиксированных створах. В этом месяце на створах от 20° в.д. до $47,5^\circ$ в.д. кромка располагается за пределами акватории Баренцева моря, а на створах от 50° в.д. до 65° в.д. — в его северо-восточном районе, близ о-вов архипелага Земля Франца-Иосифа, поэтому ледообразование здесь начинается на фоне остаточного ледяного покрова. В августе кромка ледяного покрова так же, как и в сентябре, фиксируется севернее северной границы моря, распространяясь ближе к архипелагам Шпицберген и Земля Франца-Иосифа. Следует отметить, что при средних условиях с августа по октябрь ледяной покров в юго-восточном районе Баренцева моря отсутствует (см. таблицу 4.1), что соответствует положению кромки льдов (см. рисунок 4.5a). Поэтому сезонный минимум здесь отмечается в июле. В

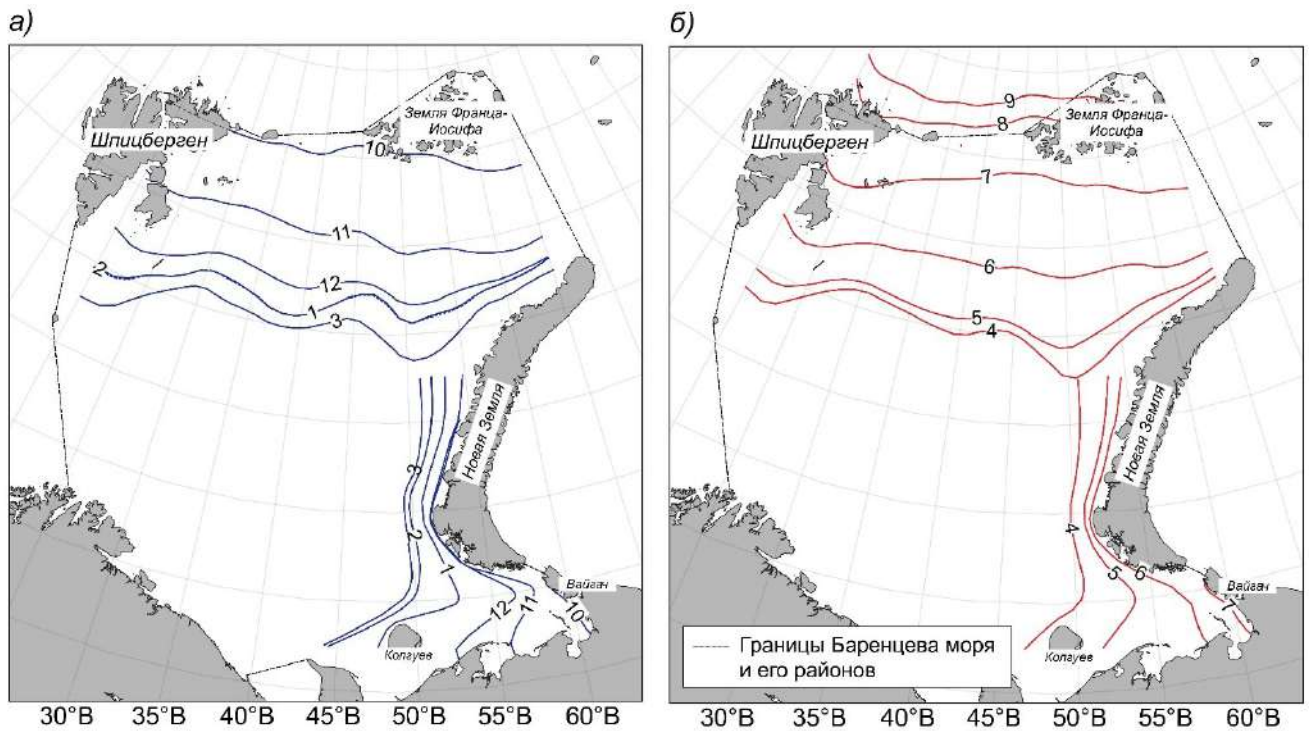


Рисунок 4.5. Сезонный ход положения кромки дрейфующих льдов в Баренцевом море (выраженного в ° долготы и ° широты) на фиксированных параллелях и меридианах в среднем за ледовые сезоны 1982/1983–2021/2022 гг. для месяцев: *а)* с октября по март, *б)* с апреля по сентябрь. Числами у кривых обозначены месяцы

остальные месяцы года кромка дрейфующих льдов находится в пределах акватории Баренцева моря. В его северных районах период сезонного максимума наблюдается в апреле, а в юго-восточном — в марте, что также соотносится с ледовитостью, однако справедливо не для всех фиксированных створов. Более подробный анализ пространственного распределения ледяного покрова на акватории Баренцева моря и его отдельных районов позволит уточнить основные закономерности изменения его состояния (см. таблицу 4.8 для северных районов Баренцева моря и таблицу 4.9 для юго-восточного района его акватории).

Наступление сезонного максимума положения кромки дрейфующих льдов в западном районе Баренцева моря (на створах от 20° с.ш. до 42,5° с.ш.) фиксируется в марте-апреле, а в северо-восточном (восточнее 45° с.ш.) — только в апреле (см. рисунок 4.5б). На меридианах 25°–27,5° в.д. и 32,5°–37,5° в.д. положение кромки остается максимальным в течение двух месяцев. Положение кромки дрейфующих

Таблица 4.8. Характеристики, демонстрирующие сезонные изменения кромки дрейфующих льдов в западном и северо-восточном районе Баренцева моря в среднем за ледовые сезоны 1982/1983–2021/2022 гг.

<i>Створ, ° в.д.</i>	<i>Период сезонного максимума</i>	<i>Величина СКО, ° широты</i>	<i>Сезонный размах, ° широты</i>
20,0	Март	±2,2	6,1
22,5		±2,1	5,9
25,0	Март-апрель	±1,9	5,3
27,5		±1,8	4,9
30,0	Апрель	±1,7	4,6
32,5	Март-апрель	±1,7	4,8
35,0		±1,8	4,9
37,5		±1,9	5,2
40,0	Апрель	±2,0	5,3
42,5		±2,0	5,2
45,0		±2,0	5,4
47,5		±2,1	5,9
50,0		±2,2	6,5
52,5		±2,2	6,1
55,0		±2,0	5,6
57,5		±1,7	5,0
60,0		±1,6	4,5
62,5		±1,5	4,1
65,0		±1,4	3,9

Таблица 4.9. Характеристики, демонстрирующие сезонные изменения кромки дрейфующих льдов в юго-восточном и частично в северо-восточном районе Баренцева моря в среднем за ледовые сезоны 1982/1983–2021/2022 гг.

<i>Створ, ° с.ш.</i>	<i>Период сезонного максимума</i>	<i>Величина СКО, ° долготы</i>	<i>Сезонный размах, ° долготы</i>
69,0	Март	±6,6	16,8
70,0		±3,8	9,7
71,0		±1,5	3,9
72,0		±0,8	2,1
73,0	Апрель	±1,0	2,7
74,0		±1,4	3,7
75,0		±1,9	5,1

Примечание к таблицам 4.8 и 4.9. СКО — это среднеквадратическое отклонение. Сезонным размахом называется разница между максимальным и минимальным в сезонном цикле значением координаты положения кромки дрейфующих льдов.

льдов в юго-восточном районе Баренцева моря достигает наибольшего значения в сезонном цикле в марте (на створах 69°–72° с.ш.), в то время как севернее 73° с.ш.,

т.е. уже в северо-восточном районе — в апреле. В северных районах моря сезонные колебания СКО не имеют ярко выраженных пространственных закономерностей, их величина изменяется в среднем на $\pm 1,9^\circ$ широты. Наименьшие величины, до $\pm 1,6^\circ$ широты, отмечаются только на самых западных меридианах, от 60° в.д. до 65° в.д. Это справедливо и для сезонного размаха: средняя величина составляет $5,2^\circ$ широты; максимальная, более $5,9^\circ$ широты, отмечается на меридианах 20° – $22,5^\circ$ в.д. и $47,5^\circ$ – $52,5^\circ$ с.ш., а минимальная, менее $4,0^\circ$ по широте — на створе 65° в.д. (см. таблицу 4.8). Кроме того, в юго-восточном районе Баренцева моря выделяются параллели с максимальными величинами СКО и сезонного размаха положения кромки льдов — это южные створы 69° с.ш. и 70° с.ш. (см. таблицу 4.9).

По результатам анализа положения кромки дрейфующих льдов за период с 1934 по 1991 гг. северная часть Баренцева моря разделена [Миронов, 2004] на три однородные группы меридианов. Для *первой* группы (20° – 30° в.д.) в западном районе характерно установление сезонного максимума в марте-апреле, а минимума — в сентябре, а также наименьший сезонный размах. *Вторая* группа, центральная (35° – 45° в.д.), занимая промежуточное положение, отличается средними значениями размаха. *Третья* группа (50° – 60° в.д.) в северо-восточном районе моря имеет четко выраженный сезонный максимум (минимум), который здесь приходится на апрель (сентябрь), а также наибольший сезонный размах. Согласно [Миронов, 2004], в юго-восточном районе Баренцева моря установление сезонного максимума приходится на апрель. Помимо этого, ледяной покров подвержен наибольшим изменениям на створах 69° с.ш. и 70° с.ш.

Сравнение классификации распределения ледяного покрова на акватории Баренцева моря за 60-летний ряд наблюдений в XX веке с результатами данного исследования говорит о: (1) *совпадении* для северных районов периода наступления сезонных пиков положения кромки дрейфующих льдов (в западном районе это март-апрель, а в северо-восточном — апрель); (2) *более раннем наступлении* сезонного максимума ледяного покрова в юго-восточном районе (март для периода 1982/1983–2021/2022 гг. против апреля для периода 1934–1991 гг.); (3) *сглаживании* величины

распределения сезонного размаха положения кромки дрейфующих льдов в северных районах моря, несмотря на очевидно большее влияние теплых атлантических вод на распределение ледяного покрова западной части акватории, которое, препятствуя его распространению к югу, определяет большие сезонные изменения на западных створах.

4.3. Возрастной состав ледяного покрова

4.3.1. Сезонные изменения

Среднее соотношение относительного количества льдов отдельных возрастных градаций, выделяемых структуре ледяного покрова отдельных районов Баренцева моря в период его нарастания, в месяцы с октября по май, приведено в таблице 4.10. Под относительным количеством понимается *процент площади, занимаемой льдом одной возрастной градации относительно общей площади ледяного покрова в отдельном районе моря*. Доля припая включена в общую площадь ледяного покрова акватории Баренцева моря и учитывается при расчете соотношений льдов разного возраста. На протяжении зимнего периода года, припайные льды наиболее развиты в юго-восточном районе: их площадь постепенно увеличивается от 9% в октябре до 22% в мае, причем с апреля по май отмечается резкий скачок (от 13% до 22%, на 9%). Припай формирует не более 10% ледяного покрова северо-восточного района Баренцева моря, а в западном районе его акватории припай в течение всех зимних месяцев занимает не более 2% от его общей площади (подробнее см. таблицу 4.10). При средних условиях выделяются следующие особенности возрастного состава льдов Баренцева моря в сезонном цикле.

Начальные виды и молодые льды. В Баренцевом море процесс ледообразования начинается в октябре. Тогда ледяной покров отдельных районов преимущественно состоит из начальных видов и молодых льдов: в западном и северо-восточном районе на 78%, а в юго-восточном — на 91%. Тогда же в северо-восточном и юго-восточном частях моря приходится максимум сезонного развития; в западной части наибольшее количество льдов рассматриваемых градаций отмечается в ноябре и

Таблица 4.10. Среднее за период с 1997/1998 гг. по 2021/2022 гг. соотношение площадей дрейфующих и припайных льдов в ледяном покрове отдельных районов Баренцева моря в зимние месяцы (выраженных в % от его общей площади)

Характеристика льдов / Месяц	X	XI	XII	I	II	III	IV	V
Западный район Баренцева моря								
<i>Дрейфующие льды</i>	>99				99			98
<i>Припайные льды</i>	<1				1			2
Северо-восточный район Баренцева моря								
<i>Дрейфующие льды</i>	96	93	92	91			90	
<i>Припайные льды</i>	4	7	8	9			10	
Юго-восточный район Баренцева моря								
<i>Дрейфующие льды</i>	91	90	88		89	88	87	78
<i>Припайные льды</i>	9	10	12		11	12	13	22

составляет 81% от общей площади ледяного покрова. С октябрь-ноября вплоть до мая, их доля в общей площади ледяного покрова Баренцева моря сокращается на всей его акватории поступательно, без скачков, до 26%, 24% и 23% в западном, северо-восточном и юго-восточном районе соответственно. Начальные виды льдов и молодые льды наблюдаются в ледяном покрове Баренцева моря на протяжении всего зимнего периода года. Среди льдов толщиной до 30 см, градация серо-белых являются преобладающей (за исключением ноября в юго-восточном районе моря). В октябре их доля в общей площади ледяного покрова составляет соответственно 28% и 31% для западной и северо-восточной частей, а в ноябре, при активизации процесса ледообразования — резко увеличивается до 41% и 39% соответственно. Далее, количество серо-белых льдов с ноября по май плавно уменьшается от 41% до 22% (западный) и от 39% до 20% (северо-восточный район) от общей площади ледяного покрова. Доля начальных видов и серых льдов в западном районе моря сокращается с октября по май, от 26% до 2% от общей площади льдов для обеих возрастных градаций соответственно. В северо-восточном районе Баренцева моря относительное количество начальных видов льдов уменьшается с октября по май от 18% до 2%, серых льдов — от 28% до 2% соответственно.

В юго-восточном районе Баренцева моря, в отличие от других его частей, максимумы развития начальных видов и серых льдов, достигающие соответственно

31% и 37% от общей площади ледяного покрова, приходится на ноябрь, в то время как в октябре они занимают 24% и 23% ледяного покрова соответственно. Далее, вплоть до мая, их доля в общей площади льдов постепенно уменьшается до 3% (начальные виды) и 2% (серые). Отмечается, что доля серо-белых льдов в ледяном покрове юго-восточного района Баренцева моря изменяется скачкообразно в течение всех зимних месяцев. Наибольшее при средних условиях относительное количество серо-белых льдов фиксируется в январе-феврале, а наименьшее — в ноябре и мае (45% и 18% от общей площади ледяного покрова соответственно). Тем не менее, количество льдов других возрастных градаций толщиной до 30 см нивелируют эти скачки, и общая площадь начальных видов и молодых льдов в юго-восточном районе Баренцева моря также уменьшается постепенно.

Однолетние тонкие льды. Однолетние тонкие льды отмечаются в северных районах Баренцева моря уже в октябре, хотя их доля (порядка 3%) в общей площади ледяного покрова является незначительной. Резкое увеличение их относительного количества характерно для ноября, поэтому предполагается, что образование льдов данного возраста на севере моря начинается в ноябре. Наблюдающиеся же в октябре однолетние тонкие льды скорее всего были вынесены в небольшом количестве из Арктического бассейна и из Карского моря через проливы Шиллинга и Макарова. В юго-восточном районе Баренцева моря в октябре однолетних тонких льдов при средних условиях не наблюдается.

С начала образования на акватории Баренцева моря однолетних тонких льдов их доля от общей площади ледяного покрова западного района увеличивается от 16% в ноябре до 25% в марте, достигая своего максимального значения площади 28–29% в апреле-мае. В северо-восточном районе на декабрь-январь приходится максимум (23% от общей площади ледяного покрова) относительного количества однолетних тонких льдов, в то время как в остальные зимние месяцы их доля составляет 17–18%. В юго-восточном районе Баренцева моря количество однолетних тонких льдов увеличивается постепенно, изменяясь от 4% (ноябрь) до 25% (март) от его общей площади и достигая наибольшего значения 26–27% в апреле-мае.

Однолетние средние льды. Уже в декабре часть однолетних тонких в западном районе Баренцева моря переходит в следующую возрастную градацию однолетних средних льдов; тогда их доля в общей площади ледяного покрова не превышает 2%. Далее количество однолетних средних льдов в ледяном покрове западного района растет, начиная от 7% (январь) до 26% (апрель), и достигает максимума в мае (37% от его общей площади). В северо-восточном районе моря однолетние средние льды отмечаются на протяжении всего зимнего периода года, однако в октябре-декабре их доля не превышает 3% от площади всего ледяного покрова. Предположительно, часть однолетних средних льдов была вынесена из соседних акваторий (Карского моря и Арктического бассейна), а другая часть — непосредственно образована на акватории рассматриваемого района. Заметный скачок в относительном количестве средних льдов говорит о том, что их формирование в северо-восточном районе Баренцева моря приходится на январь. Начиная с января, в юго-восточной части наблюдаются однолетние средние льды, количество которых увеличивается с 1% в январе до максимума 28% в мае относительно общей площади льдов.

Однолетние толстые льды. В среднем однолетние толстые льды на акватории юго-восточного района Баренцева моря отсутствуют, однако они могут встречаться здесь только в самые суровые годы [Миронов, 2004], которых за весь исследуемый 25-летний период наблюдений не отмечалось. В северных районах моря однолетние толстые льды в небольших количествах (менее 1%) фиксируются в январе-феврале (в западном районе — в январе-марте). Как в западном, так и в северо-восточном районе их наибольшая доля в общей площади льдов отмечается в мае, составляя 6% и 14% соответственно. Скачок на 7% относительного количества однолетних толстых льдов характерен для северо-восточной части с апреля по май (с 7% до 14%).

Старые льды. В октябре, в начале ледообразования на акватории Баренцева моря, количество старых льдов (в основном остаточных) в ледяном покрове северных районов составляет 15–19%. Однако по мере появления льдов других возрастных градаций в течение зимнего периода года доля старых льдов начинает сокращаться,

сохраняясь в пределах от 1% до 4% (западный) и от 1% до 3% (северо-восточный) от общей площади ледяного покрова. В юго-восточном же районе старые льды при средних условиях не встречаются. Исключение составил случай 1998/1999 гг., когда из юго-восточной части Карского моря были вынесены остаточные льды, на фоне которых в осенние месяцы на акватории Баренцева моря началось ледообразование. Данному явлению поспособствовал ряд гидрометеорологических условий, которые были рассмотрены авторами [Тюряков и др., 2020].

Отмечается, что по результатам данного исследования и по оценкам [Миронов, 2004] средние сроки формирования однолетних льдов различных толщин (тонких, средних и толстых) при переходе из одной возрастной градации в другую совпадают в большинстве случаев с точностью до месяца. Соподобятся месяцы формирования однолетних тонких и толстых льдов в северных районах Баренцева моря. Однако в юго-восточном районе, согласно полученным здесь оценкам, начало формирования тонких льдов приходится на ноябрь, по данным [Миронов, 2004] — на январь, в среднем на два месяца позже.

4.3.2. Межгодовые изменения

Анализ межгодовых изменений в возрастном составе льдов отдельных районов Баренцева моря был произведен автором для апреля, месяца максимального развития ледяного покрова на его акватории. В результате было получено следующее распределение относительного количества ледяного покрова различного возраста Баренцева моря, которое приведено на рисунке 4.6 (на рисунке не представлены старые льды).

Площади льдов всех представленных на акватории моря возрастных градаций подвержены большим межгодовым колебаниям (количественные оценки приведены в [Егорова и Миронов, 2022а]). Отмечается, что относительным увеличением в возрастной структуре количества молодых и однолетних тонких льдов сокращается площадь однолетних средних и толстых льдов; верно и обратное. После минимума площади ледяного покрова в Арктике в 2012 г. [Comiso et al., 2008; Иванов и др., 2013]

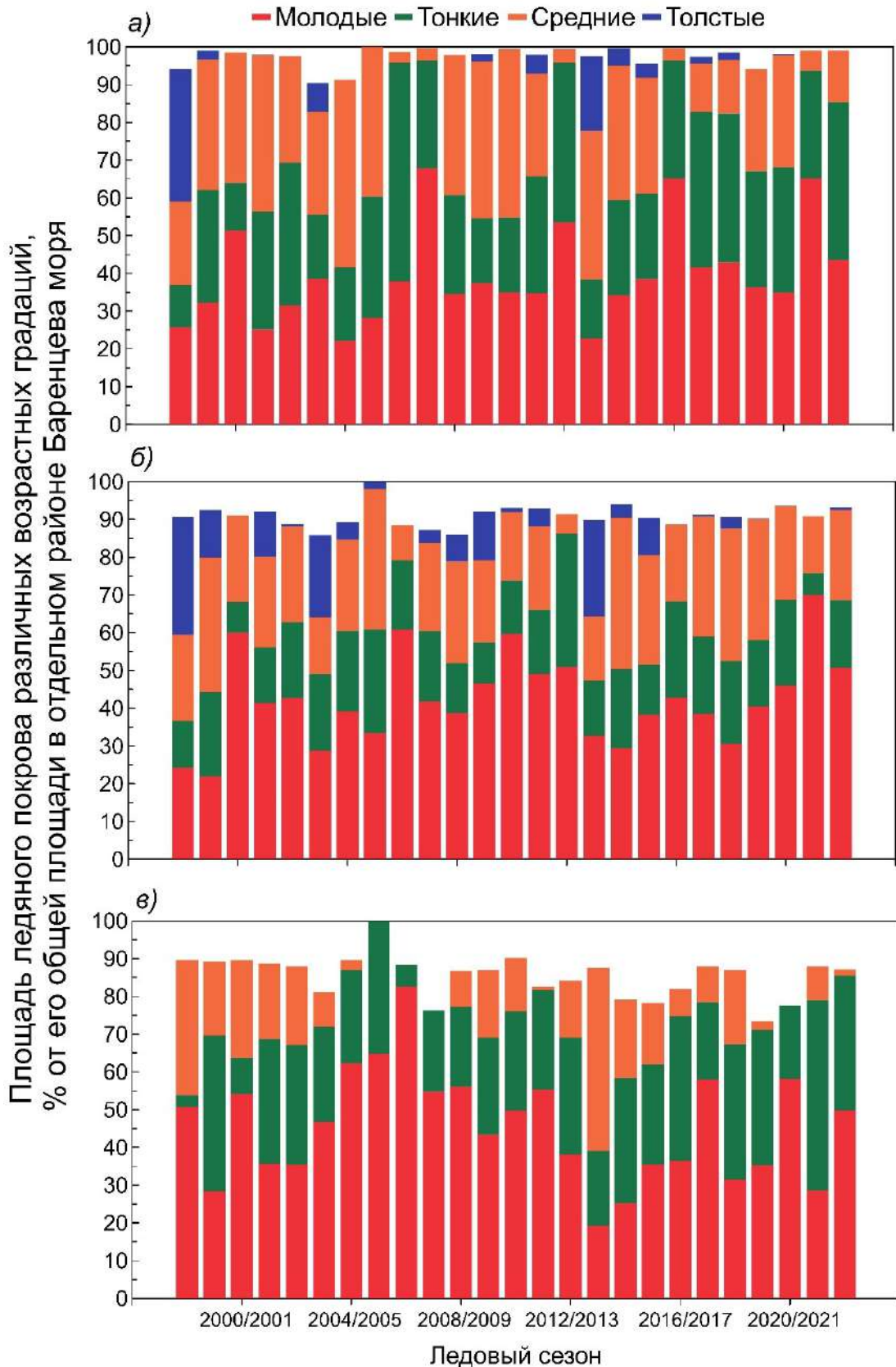


Рисунок 4.6. Межгодовые изменения площадей молодых, а также однолетних тонких, средних и толстых льдов в ледяном покрове: а) западного, б) северо-восточного, в) юго-восточного района Баренцева моря в апреле (выраженные в % от его общей площади) в среднем за период 1998/1999–2021/2022 гг.

в ледяном покрове северных районов Баренцева моря значительно уменьшилось количество однолетних толстых льдов.

В последние годы присутствие старых льдов в северных районах Баренцева моря становится относительно редким явлением (см. рисунок 4.7). За исследуемый период на момент максимального развития ледяного покрова в апреле старые льды наблюдались в западном районе в восьми ледовых сезонах (1997/1998 гг., 2002/2003–2003/2004 гг., 2008/2009 гг., 2014/2015 гг., 2016/2017 гг., 2018/2019 гг. и 2019/2020 гг.) — вдвое чаще, чем в северо-восточном (1997/1998 гг., 2001/2002 гг., 2002/2003 гг. и 2014/2015 гг.). Максимальные значения количества старых льдов отмечались в западном и в северо-восточном районах Баренцева моря в 2002/2003 гг., составляя 8% и 6% от их общей площади ледяного покрова соответственно. В перечисленные выше ледовые сезоны старые льды в среднем занимают от 1% до 5% ледяного покрова отдельных районов моря. Межгодовые колебания количества старых льдов здесь определяются следующими величинами СКО: $\pm 2\%$ (западный), $\pm 1\%$ (северо-восточный район).

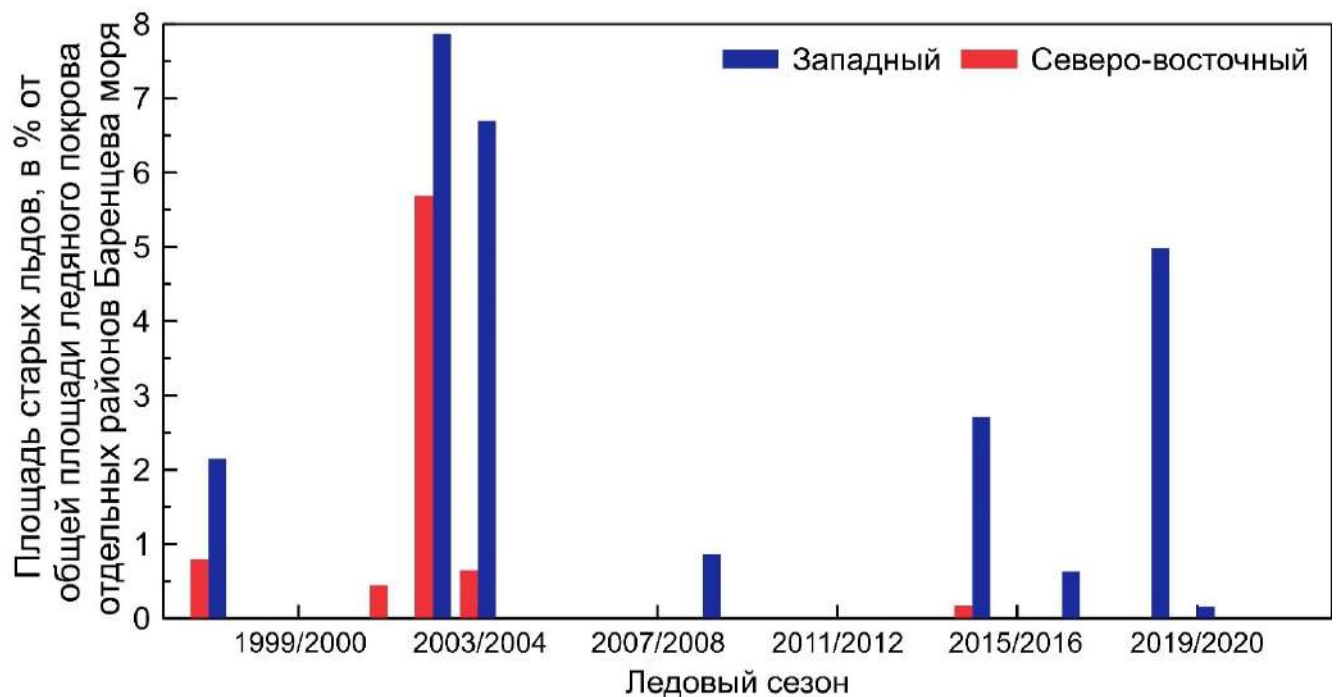


Рисунок 4.7. Межгодовые изменения площади старых льдов в ледяном покрове западного и северо-восточного районов Баренцева моря в апреле (выраженные в % от его общей площади) в среднем за период 1998/1999–2021/2022 гг.

Среди однолетних на акватории Баренцева моря в апреле преобладающими являются однолетние средние льды, средняя толщина которых изменяется от 70 см до 120 см. Была произведена оценка их повторяемости для отдельных районов (см. рисунок 4.8). В западном районе в 20% и 16% случаев однолетние средние льды занимают площадь соответственно 25–30% и 35–40% от общей площади ледяного покрова. Для северо-восточного района в преобладающих 40% случаев относительно количество однолетних средних льдов от 20% до 25%. В юго-восточном районе моря однолетние средние льды с равной повторяемостью, в 20% случаев, составляют 5–10% и 15–20% от общей площади ледяного покрова.

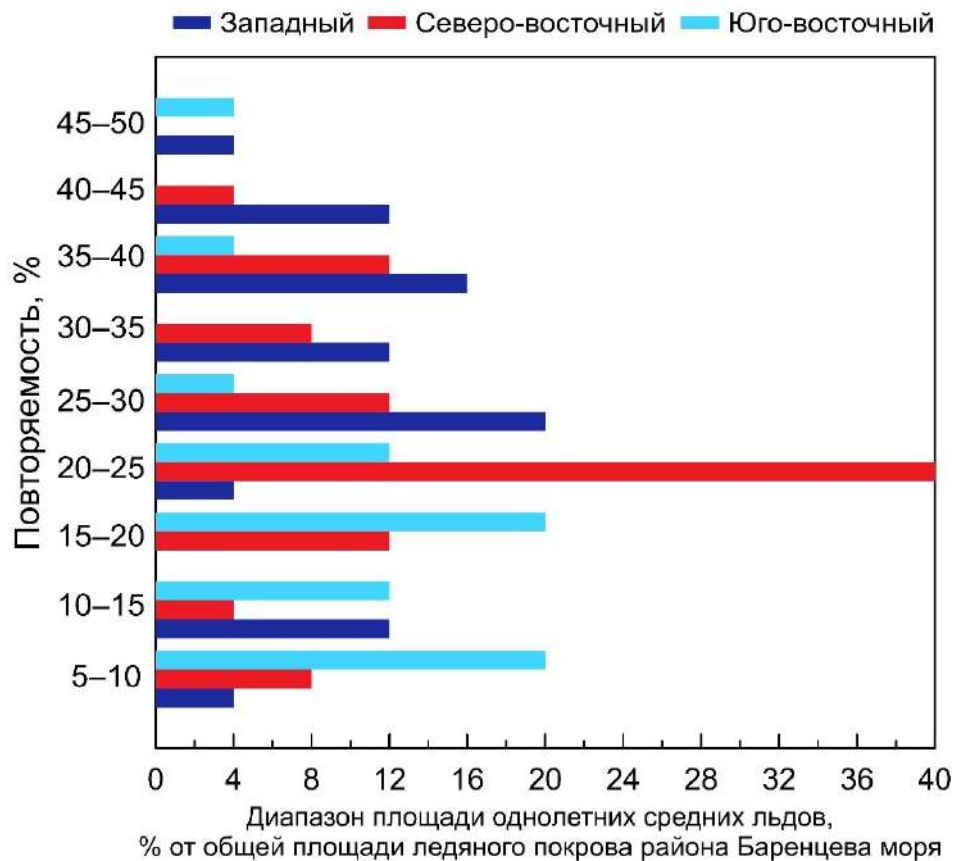


Рисунок 4.8. Повторяемость площади однолетних средних льдов (выраженной в % от общей площади ледяного покрова) на акватории отдельных районов Баренцева моря в апреле в среднем за период 1998/1999–2021/2022 гг.

Далее на статистическую значимость были оценены линейные и нелинейные тренды (последние выражены полиномами второй степени) площади льдов разного возраста в структуре ледяного покрова отдельных районов Баренцева моря в апреле. Основным критерием оценки значимости трендов являлся t-критерий Стьюдента

(при уровне значимости 99%) [Малинин, 2020a]. В результате, выделяемые за весь период наблюдений тренды (и линейные, и нелинейные) оказались статистически незначимыми. Это говорит о том, что на фоне наблюдающегося сокращения общей площади ледяного покрова Баренцева моря площадь льдов различных возрастных градаций в его отдельных районах колеблется в пределах естественных сезонных изменений.

Вместе с тем, выводы о межгодовых изменениях структуры ледяного покрова Баренцева моря по возрастным градациям можно сделать, сравнив с более ранними оценками результаты настоящего исследования для отдельных районов. В таблице 4.11 приводятся оценки относительного количества льдов различных возрастных градаций Баренцева моря, полученные за периоды 1971–1976 гг. (работа [Миронов, 2004]) и 1997–2022 гг. (данное исследование).

В апреле в ледяном покрове акватории Баренцева моря преобладают однолетние льды местного образования, что подтверждают и результаты данного исследования. Однако оценки их относительного количества разнятся в значительной степени. Согласно оценкам [Миронов, 2004] и настоящего исследования, в юго-восточном районе Баренцева моря доля однолетних льдов от общей его площади составляет соответственно 80% и 42%, в северо-восточном — 86% и 50%, в западном — 64% и 60%. В 1970-е гг. [Миронов, 2004] количество молодых льдов значительно меньше, чем по данным оценкам: в юго-восточной части они занимают 20% и 45% от общей площади льдов соответственно, в северо-восточной — 13% и 41%, в западной — 12% и 38%.

Таким образом, средняя толщина ледяного покрова Баренцева моря в начале XXI века по сравнению с серединой 70-х гг. XX века по данным о его возрастном составе сократилась: отмечается значительное уменьшение количества однолетних толстых льдов и, наоборот, увеличение доли однолетних тонких и средних льдов в ледяном покрове Баренцева моря. Кроме того, увеличилась площадь молодых льдов на его акватории. Учитывая выявленную статистическую незначимость линейных трендов межгодовых колебаний площади льдов различного возраста в Баренцевом

море, следует считать, что количественные изменения в структуре морских льдов его акватории начались раньше ледового сезона 1997/1998 гг.

Таблица 4.11. Оценки относительного количества льдов различных возрастных градаций в структуре ледяного покрова отдельных районов Баренцева моря (выраженные в % от его общей площади) в апреле

Возрастная градация льдов / Район Баренцева моря	«1»	«2»	«1»	«2»	«1»	«2»
	Западный		Северо- восточный		Юго- восточный	
<i>Начальные виды и молодые</i>	12	38	13	41	20	45
<i>Однолетние тонкие</i>	0	29	0	18	64	26
<i>Однолетние средние</i>	10	26	17	24	16	15
<i>Однолетние толстые</i>	54	4	69	7	0	0
<i>Старые</i>	24	1	1	1	0	0

Примечание. Цифрами «1» и «2» обозначены оценки [Миронов, 2004] и оценки в данной работе соответственно.

Интересна разница в соотношении старых льдов в ледяном покрове западной части Баренцева моря (24% по данным [Миронов, 2004] и всего 1% по оценкам этого исследования; см. таблицу 4.10). Скорее всего, в работе [Миронов, 2004] представлены завышенные значения площади льдов анализируемой возрастной градации, которые были вызваны увеличенным в период 1971–1976 гг. выносом льдов из Арктического бассейна. Однако данный вопрос требует более детального рассмотрения и выходит за рамки настоящего исследования.

Основные результаты исследования возрастного состава ледяного покрова в отдельных районах Баренцева моря опубликованы в [Егорова и Миронов, 2022а; Егорова и Миронов, 2022б].

4.4. Границы преобладания старых и однолетних льдов

Пространственное распределение ледяного покрова отдельных возрастных градаций на акватории Баренцева моря на протяжении зимнего периода года может быть наглядно показано в виде среднего положения границы преобладания. В этом подразделе особое внимание автором было уделено градациям однолетних и старых льдов.

4.4.1. Сезонные изменения

Старые льды. Сезонные изменения границы преобладания старых льдов на акватории Баренцева моря при средних условиях приведены в таблице 4.12. Т.к. пространственные характеристики распределения ледяного покрова нагляднее всего демонстрируются на картах, то среднее положение границ преобладания старых льдов в характерные зимние месяцы, ноябрь, февраль и апрель, было вынесено на рисунок 4.9. Выбранные месяцы соответствуют периодам активного и устойчивого ледообразования в Баренцевом море, а также максимального развития ледяного покрова на его акватории соответственно.

Таблица 4.12. Положение границы преобладания старых льдов в Арктическом бассейне (выраженное в ° широты) на фиксированных створах в среднем за ледовые сезоны с 1997/1998 гг. по 2021/2022 гг.

Долгота, ° в.д. / Месяц	Широта, ° с.ш.							
	X	XI	XII	I	II	III	IV	V
20,0	81,9	81,9	81,9	82,4	<u>82,7</u>	82,5	82,5	82,3
22,5	81,8	81,9	81,9	82,5	<u>82,8</u>	82,6	82,5	82,3
25,0	81,7	81,9	81,9	82,4	<u>82,9</u>	82,6	82,5	82,3
27,5	81,6	81,9	81,9	82,4	<u>83,0</u>	82,8	82,4	82,3
30,0	81,7	81,9	82,0	82,5	<u>83,0</u>	82,9	82,6	82,5
32,5	81,7	82,0	82,0	82,7	<u>83,3</u>	83,1	82,7	82,9
35,0	81,9	82,0	82,0	82,8	<u>83,4</u>	83,3	83,0	83,1
37,5	82,0	82,1	82,1	83,0	83,5	<u>83,6</u>	83,4	83,3
40,0	82,0	82,1	82,3	83,2	83,7	<u>83,8</u>	83,6	83,4
42,5	82,2	82,3	82,5	83,2	83,8	<u>84,0</u>	83,7	83,5
45,0	82,4	82,4	82,6	83,3	83,9	<u>84,1</u>	83,8	83,6
47,5	82,4	82,5	82,7	83,4	84,0	<u>84,4</u>	83,9	83,8
50,0	82,5	82,5	82,8	83,5	84,1	<u>84,4</u>	84,0	84,0
52,5	82,5	82,4	82,8	83,7	84,1	<u>84,4</u>	84,1	84,1
55,0	82,4	82,4	82,8	83,7	84,2	<u>84,5</u>	84,2	84,3
57,5	82,4	82,4	82,8	83,7	84,3	<u>84,5</u>	84,3	<u>84,5</u>
60,0	82,1	82,4	82,9	83,7	84,3	<u>84,6</u>	84,4	84,5
62,5	81,9	82,3	82,8	83,6	84,4	84,5	84,4	<u>84,7</u>
65,0	81,8	82,2	82,8	83,6	84,3	84,5	84,5	<u>84,7</u>

Примечание. Жирным начертанием (подчеркиванием) выделены фиксированные меридианы, на которые в рамках среднего ледового сезона приходится максимум (минимум) преобладания старых льдов.

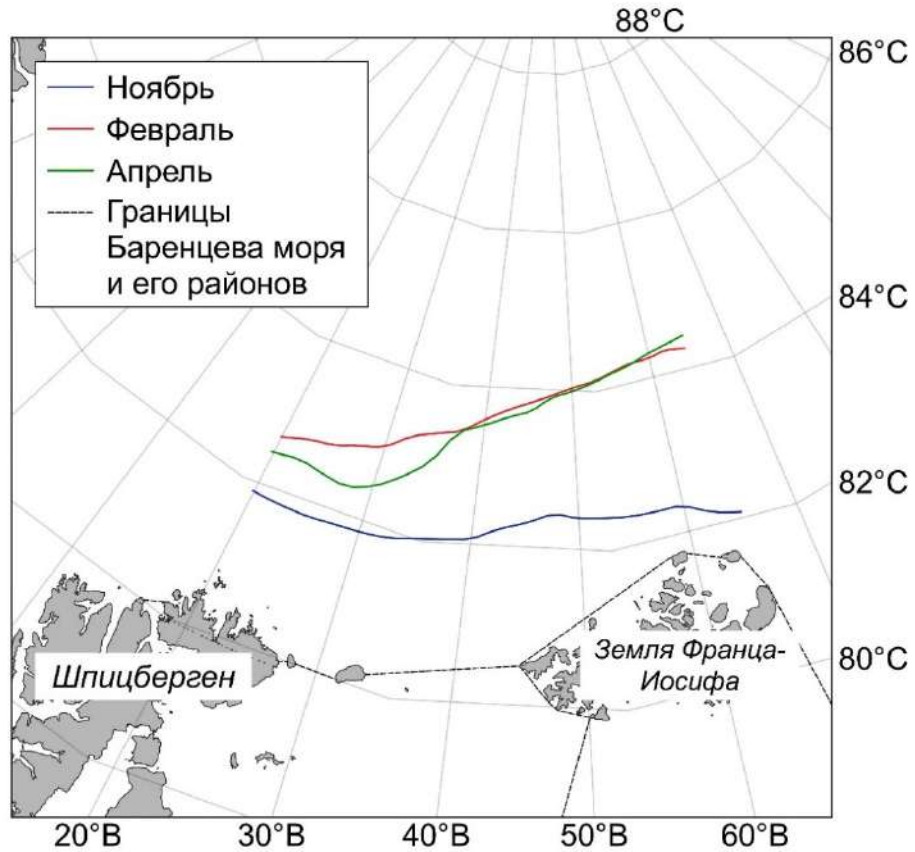


Рисунок 4.9. Среднее положение границы преобладания старых льдов в части Арктического бассейна, прилегающей к акватории Баренцева моря (выраженное в ° широты), в ноябре, феврале и апреле в среднем за период с 1997/1998 гг. по 2021/2022 гг.

В течение зимних месяцев граница преобладания старых льдов фиксируется за пределами Баренцева моря, в части Арктического бассейна, которая примыкает к северной границе его акватории. Так, с увеличением площади ледяного покрова в западном и северо-восточном районах Баренцева моря положение массива старых льдов сдвигается к северу от северной границы Баренцева моря. Зона преобладания старых льдов в зимний период года находится южнее 85° с.ш. В октябре-ноябре их граница располагается приблизительно на 82° с.ш. — это соответствует максимуму положения старых льдов в сезонном цикле. Только на одном створе, 52,5° в.д., т.е. на 5% акватории, максимум приходится на ноябрь, на остальных же меридианах пик устанавливается в октябре. Уже к февралю граница преобладания старых льдов поднимается севернее 82,5° с.ш. на фиксированных створах 20°–30° в.д., севернее 83,0° с.ш. — на 32,5°–40° в.д. и севернее 84,0° с.ш. — на 42,5°–65° в.д. Распределение

периода установления сезонного минимума границы преобладания в значительной степени варьируется: на западе рассматриваемой акватории Арктического бассейна, на 20° – 35° с.ш., зона преобладания старых льдов смещается к своему наименьшему значению к февралю (соответствует 37% створов); в основной ее части, которая располагается между $37,5^{\circ}$ в.д. и 60° в.д. граница достигает сезонного минимума к марту (т.е. в 53% случаев); только на меридианах $62,5^{\circ}$ в.д. и 65° в.д., т.е. на самых восточных створах, минимум распределения границы преобладания старых льдов отмечается в мае (в 10% случаев).

Отмечается, что наименьшим сезонным колебаниям граница преобладания старых льдов подвержена на меридианах от 20° в.д. до 35° в.д., где наблюдаются минимальные величины сезонного размаха (от $0,8^{\circ}$ до $1,5^{\circ}$ широты) и СКО (до $\pm 0,6^{\circ}$ широты). Наибольшие изменения анализируемой пространственной характеристики, напротив, свойственны для восточных створов, 60° – 65° в.д.: здесь сезонный размах составляет $2,5^{\circ}$ – $2,9^{\circ}$ широты, СКО — от $\pm 1,0^{\circ}$ до $\pm 1,2^{\circ}$ широты. На основной части акватории бассейна отмечаются средние величины размаха ($1,5^{\circ}$ – $2,1^{\circ}$ широты) и СКО (от $\pm 0,6^{\circ}$ до $\pm 0,9^{\circ}$ широты). Таким образом, полученные результаты позволяют разделить прилежащую к Баренцеву морю рассматриваемую часть Арктического бассейна на три однородных района. В *западном* (20° – 35° в.д.) сезонный минимум границы преобладания старых льдов отмечается в феврале, а сезонные изменения ее положения наименьшие. В *восточном* районе (от $62,5^{\circ}$ в.д. до 65° в.д.) отмечаются наибольшие колебания в положении границы преобладания старых льдов, которая достигает минимума только к маю. В *центральной* районе (от $37,5^{\circ}$ в.д. до 60° в.д.), максимум характеристики приходится на март, а положение массива старых льдов изменятся (судя по величинам сезонного размаха и СКО) в пределах своих средних значений.

Однолетние льды. Сезонные изменения границы преобладания однолетних льдов Баренцева моря при средних условиях представлены в таблицах 4.13 и 4.14. На рисунке 4.10 показано среднее положение границ их преобладания для ноября, февраля и апреля. В зимний период года граница преобладания однолетних льдов

Таблица 4.13. Положение границы преобладания однолетних льдов в северных районах Баренцева моря (выраженное в ° широты) на фиксированных створах в среднем за ледовые сезоны с 1997/1998 гг. по 2021/2022 гг.

Долгота, ° в.д. / Месяц	Широта, ° с.ш.							
	X	XI	XII	I	II	III	IV	V
20,0	<u>89,4</u>	85,3	82,8	81,2	80,0	78,8	77,7	77,5
22,5	<u>89,2</u>	84,9	81,9	80,4	79,6	78,2	77,1	76,8
25,0	<u>89,1</u>	83,8	80,8	79,8	78,9	77,8	76,7	76,6
27,5	<u>89,1</u>	83,2	80,3	79,6	78,9	77,7	76,9	77,0
30,0	<u>89,1</u>	83,1	80,2	79,5	78,9	77,8	77,1	77,1
32,5	<u>89,1</u>	82,7	80,0	79,6	78,8	77,8	77,1	76,9
35,0	<u>89,0</u>	82,4	80,0	79,6	78,8	77,7	76,9	76,9
37,5	<u>89,0</u>	82,3	80,0	79,4	78,6	77,6	76,8	76,8
40,0	<u>89,0</u>	82,2	80,0	79,2	78,5	77,6	76,7	76,8
42,5	<u>88,9</u>	82,3	80,0	79,2	78,5	77,6	76,8	76,9
45,0	<u>89,0</u>	82,3	80,1	79,2	78,4	77,7	76,8	77,0
47,5	<u>88,8</u>	82,2	80,1	79,0	78,1	77,3	76,5	76,4
50,0	<u>88,9</u>	81,8	80,0	78,8	77,9	77,4	76,7	76,4
52,5	<u>88,8</u>	81,8	79,8	78,7	78,1	77,6	77,0	76,8
55,0	<u>88,7</u>	81,4	79,6	78,7	78,3	77,8	77,2	77,1
57,5	<u>88,7</u>	81,2	79,5	78,7	78,4	78,0	77,3	77,2
60,0	<u>88,7</u>	81,1	79,4	78,7	78,4	78,0	77,4	77,2
62,5	<u>88,7</u>	80,8	79,3	78,7	78,4	78,1	77,5	77,3
65,0	<u>88,8</u>	81,1	79,3	78,7	78,4	78,1	77,6	77,4

Таблица 4.14. Положение границы преобладания однолетних льдов в северо-восточном и юго-восточном районах Баренцева моря (выраженное в ° долготы) на фиксированных створах в среднем за ледовые сезоны с 1997/1998 гг. по 2021/2022 гг.

Широта, ° с.ш. / Месяц	Долгота, ° в.д.							
	X	XI	XII	I	II	III	IV	V
69,0	<u>61,0</u>	60,7	59,8	56,6	53,1	51,0	50,2	52,3
70,0	<u>58,7</u>	58,4	58,3	56,1	53,8	52,4	52,4	53,6
71,0	<u>53,6</u>	53,5	53,5	53,1	52,2	51,7	51,3	51,8
72,0	<u>51,5</u>	<u>51,5</u>	<u>51,5</u>	51,3	50,9	50,7	50,7	50,9
73,0	<u>53,1</u>	<u>53,1</u>	<u>53,1</u>	52,9	52,5	52,2	52,1	52,3
74,0	<u>54,6</u>	<u>54,6</u>	<u>54,6</u>	54,4	53,9	53,1	52,8	53,1
75,0	<u>55,9</u>	<u>55,9</u>	<u>55,9</u>	55,6	54,6	53,5	53,3	53,2

Примечание к таблицам 4.13 и 4.14. Жирным начертанием (подчеркиванием) отмечены фиксированные створы, на которые в рамках среднего ледового сезона приходится максимум (минимум) преобладания однолетних льдов.

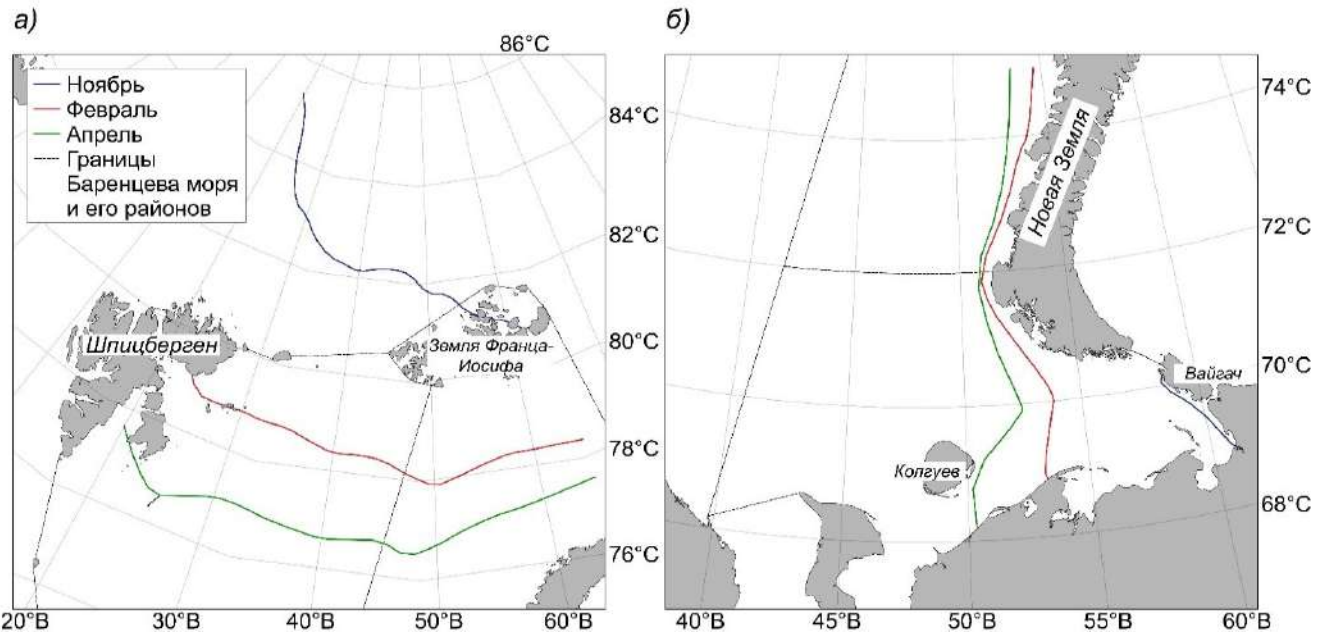


Рисунок 4.10. Среднее положение границы преобладания однолетних льдов в ноябре, феврале и апреле (выраженное в ° долготы или широты): *а)* в западном и северо-восточном районах Баренцева моря, а также в прилегающей части Арктического бассейна; *б)* в юго-восточном районе Баренцева моря в среднем за ледовые сезоны с 1997/1998 гг. по 2021/2022 гг.

закономерно расширяется с увеличением площади ледяного покрова на акватории Баренцева моря по мере его постепенного нарастания. На всех меридианах минимум границы преобладания однолетних льдов приходится на октябрь: тогда в западном и северо-восточном районах она располагается севернее 89° с.ш., т.е. за пределами Баренцева моря, в то время как в юго-восточном районе льды данной возрастной градации пока не представлены вовсе. Однако уже к ноябрю положение границы однолетних льдов значительно сдвигается на юг, достигая северной границы моря на створах от 55° в.д. в северных его районах; в юго-восточной части однолетние льды проходят узкой полосой вдоль о. Вайгач и побережья Югорского п-ова. В месяцы с апреля по май отмечается максимум границы преобладания однолетних льдов в западном и северо-восточном районе моря: на 63% случаев он приходится на май (створы 20° – 25° в.д., $32,5^\circ$ в.д. и $47,5^\circ$ – 65° в.д.), в остальных 37% случаях — на апрель (на $27,5^\circ$ в.д. и 30° в.д., а также на 35° – 45° в.д.). Наибольших значений в структуре ледяного покрова Баренцева моря площадь однолетних льдов достигает

в мае, что согласуется с результатами анализа изменений границы их преобладания на большинстве расчетных створов.

На всех фиксированных створах для западного и северо-восточного районов Баренцева моря значения сезонного размаха изменяются от $11,4^\circ$ до $12,5^\circ$ широты, СКО — от $\pm 3,7^\circ$ до $\pm 4,3^\circ$ широты, что указывает на относительную однородность изменения положения границы преобладания однолетних льдов на его акватории в течение зимних месяцев (см. таблицу 4.13). В юго-восточном районе (см. таблицу 4.14) наибольшие сезонные изменения характерны для створов 69° с.ш. и 70° с.ш., где сезонный размах достигает $10,8^\circ$ и $6,3^\circ$ долготы, СКО — около $\pm 4,5^\circ$ и $\pm 2,7^\circ$ долготы соответственно, что также отмечалось и в колебаниях кромки дрейфующих льдов в сезонном цикле. На других створах сезонный размах составляет в среднем $1,7^\circ$ широты, изменяясь от $0,8^\circ$ широты (на 72° с.ш.) до $2,7^\circ$ широты (на 75° с.ш.); при этом средняя величина СКО в $\pm 0,7^\circ$ широты варьируется от $\pm 0,4^\circ$ широты (72° – 73° с.ш.) до $\pm 1,2^\circ$ широты (75° с.ш.).

4.4.2. Межгодовые изменения

Старые льды. На рисунке 4.11 представлено распределение максимального, минимального и среднего положения границы преобладания старых льдов Баренцева моря для отдельных зимних месяцев (строго говоря, здесь рассматривается та часть Арктического бассейна, которая прилегает к северной границе акватории). Только при *максимальном распределении* граница преобладания старых льдов находится в пределах Баренцева моря, в ноябре располагаясь между параллелями 78° – 80° с.ш., в то время как в феврале и апреле — между 76° – 79° с.ш. В ноябре старые льды равномерно сосредотачиваются и в западном, и в северо-восточном районах моря, имея пространственное распределение в виде волны. В феврале и апреле, напротив, льды анализируемой возрастной градации в большей степени концентрируются в западном районе, нежели в северо-восточном. Для февраля характерно положение границы преобладания старых льдов в среднем на 78° с.ш., которая опускается до 76° с.ш. ближе к восточной границе западной части Баренцева моря (на 40° в.д.); в северо-восточном районе граница преобладания старых льдов фиксируется севернее

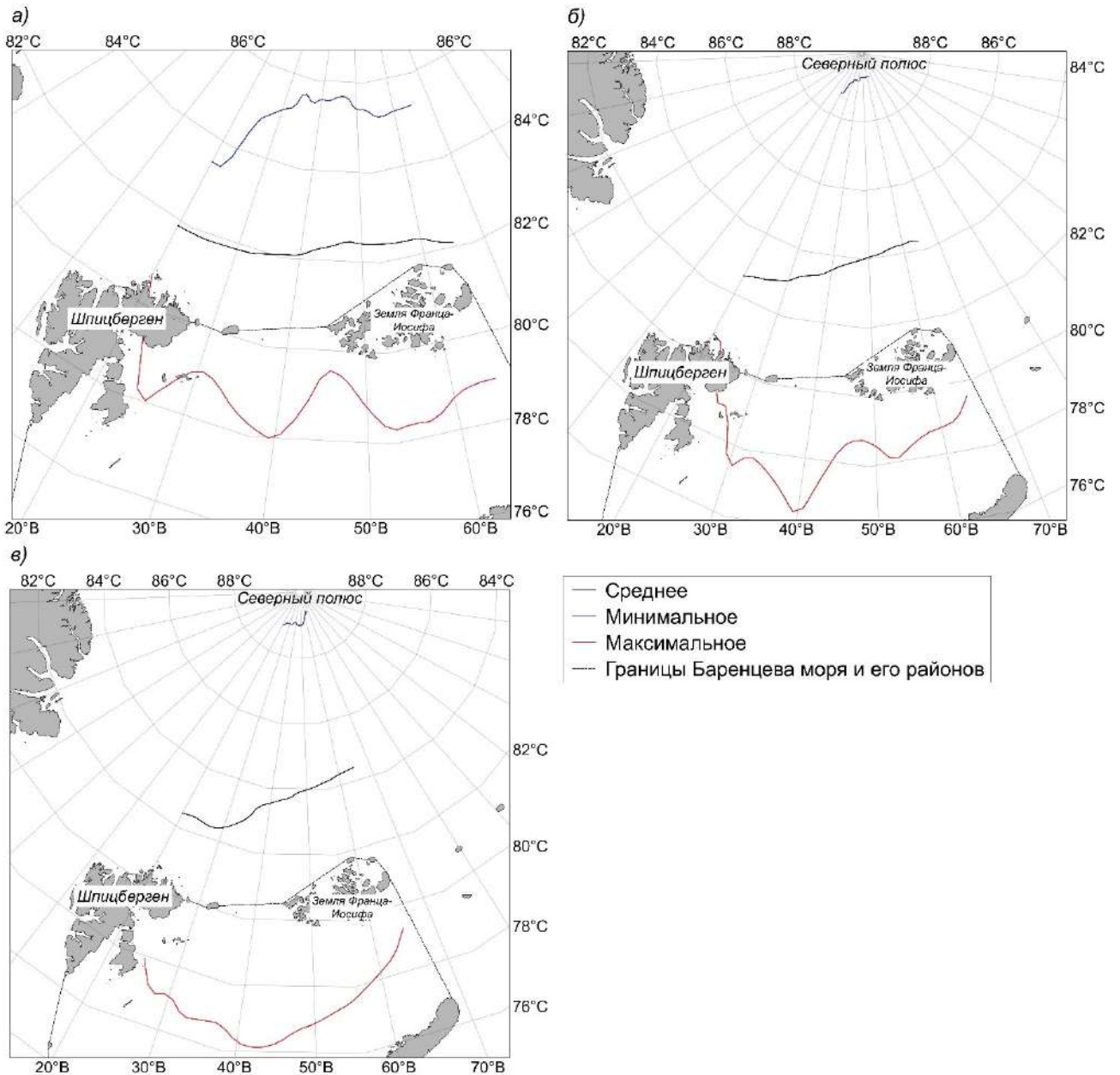


Рисунок 4.11. Пространственное распределение максимального, минимального, и среднего положения границы преобладания старых льдов в Баренцевом море и в примыкающей части Арктического бассейна (выраженное в ° широты): а) в ноябре, б) в феврале, в) в апреле в среднем за ледовые сезоны 1997/1998–2021/2022 гг.

78° с.ш. Граница преобладания старых льдов в апреле, располагающаяся в среднем на 77° с.ш., доходит на 40°–45° в.д. до 76° с.ш. в западном районе моря, а далее поднимается до 78° с.ш. и далее на север у восточной границы акватории Баренцева моря. В ледовые сезоны 1997/1998 гг., 2002/2003 гг. и 2003/2004 гг. массив старых льдов занимал максимум акватории Баренцева моря среди остальных анализируемых лет — это свойственно для всех рассматриваемых зимних месяцев.

При *среднем и минимальном распределении* границы преобладания старых льдов наблюдаются вне акватории Баренцева моря. Так, при средних условиях они концентрируются в примыкающей к акватории части Арктического бассейна вдоль 82° с.ш. (в ноябре) и между параллелями 84° с.ш. и 82° с.ш. (в феврале и апреле). При своем минимальном положении в ноябре старые льды в основном отмечаются между 86° с.ш. и 84° с.ш., не достигая 84-й параллели только на 20° – $22,5^\circ$ в.д., на западе рассматриваемой акватории бассейна. Среди исследуемых ледовых сезонов наименьшее или близкое к таковому распределение положения старых льдов в ноябре наблюдалось в ледовые сезоны 2009/2010 гг. и 2013/2014 гг. В феврале и в апреле граница преобладания старых льдов располагается почти на 89° с.ш., близко к точке географического Северного полюса. Только для одного ледового сезона из исследуемых, а именно для 2012/2013 гг., было характерно наименьшее положение границы преобладания льдов данной возрастной градации.

Однолетние льды. Пространственное распределение на акватории Баренцева моря среднего, максимального и минимального положения границы преобладания однолетних льдов демонстрируется на рисунке 4.12. При *максимальном положении* однолетних льдов граница их преобладания в ноябре фиксируется между 76° с.ш. и 78° с.ш., равномерно распределяясь на всей акватории моря. Исключение составляют самые западные створы 20° – $22,5^\circ$ в.д., где граница преобладания отмечается вдоль восточного побережья архипелага Шпицберген: по всей видимости, между островами преобладающий характер носят молодые льды. В феврале и в апреле однолетние льды занимают порядка 80% акватории Баренцева моря, когда ледовитость северо-восточного и юго-восточного районов близки к 90–100%. В это время в западном районе Баренцева моря граница преобладания однолетних льдов проходит вдоль 75° с.ш., опускаясь к 74° с.ш. в феврале и далее к 73° с.ш. в апреле у границы с его северо-восточной частью. Столь тяжелые ледовые условия были свойственны для ледовых сезонов 1997/1998 гг. и 1998/1999 гг. Отмечается, что в последние годы граница преобладания однолетних льдов (кромка дрейфующего ледяного покрова, соответственно) в феврале и апреле не опускалась насколько далеко на юг. Южнее

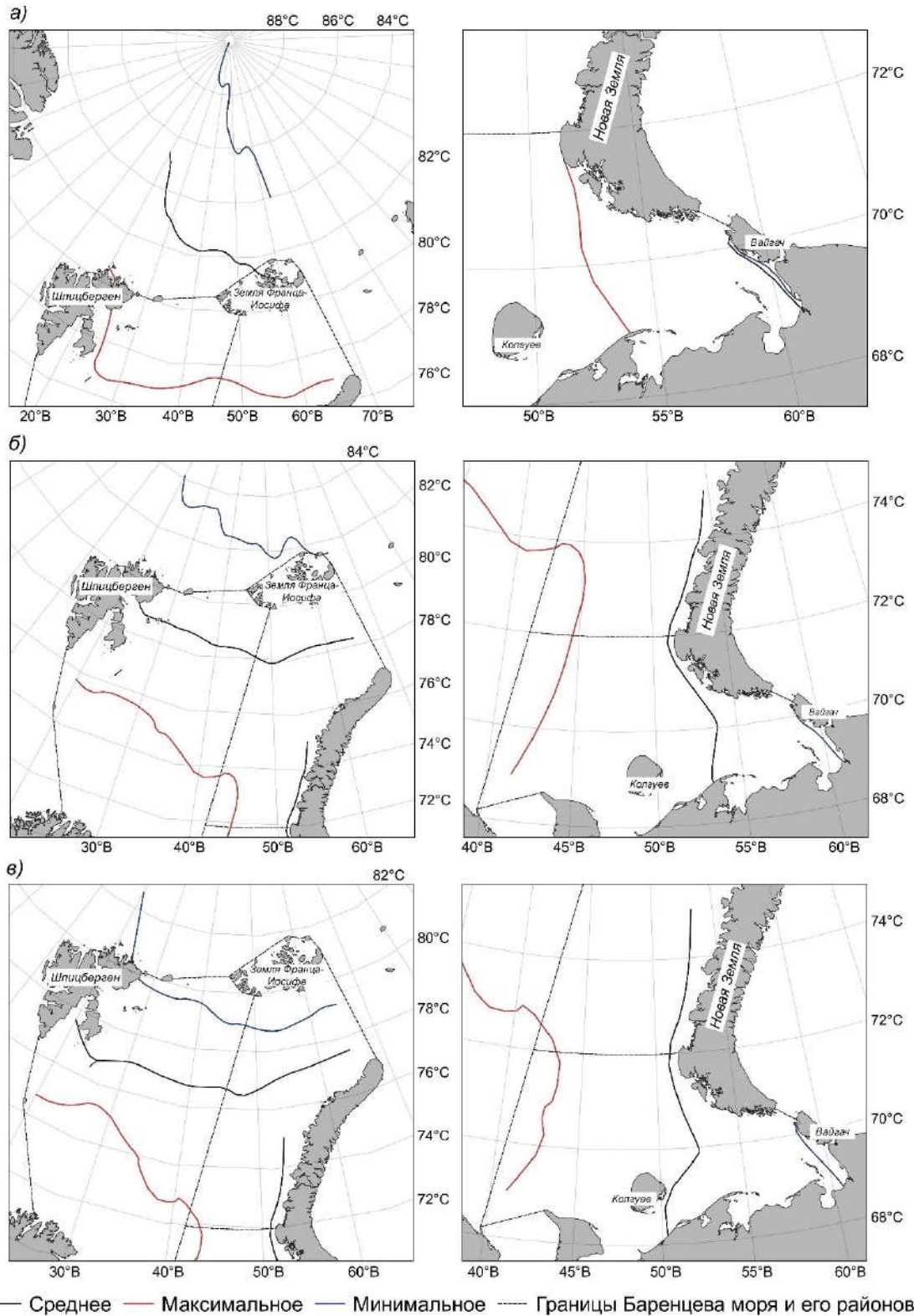


Рисунок 4.12. Пространственное распределение максимального, минимального, и среднего положения границы преобладания однолетних льдов в западном и северо-восточном районах (слева), а также в юго-восточном районе (справа) Баренцева моря (выраженное в ° долготы и широты): *а)* в ноябре, *б)* в феврале, *в)* в апреле в среднем за ледовые сезоны 1997/1998–2021/2022 гг.

границы преобладания однолетних льдов при любом их развитии (максимальном, минимальном или среднем) во все рассматриваемые месяцы могут наблюдаться молодые льды, а также начальные виды и ниласовые льды.

При *минимальном распространении* граница преобладания однолетних льдов в ноябре и феврале находится за северной границей Баренцева моря. Для ноября характерно такое положение границы, при котором однолетние льды располагаются вдоль меридиана 60° в.д. и достигают географической точки Северного полюса на створе 20° в.д. и меридиана 84° с.ш. — на 65° в.д. В феврале граница преобладания опускается до 83° с.ш., причем на створах 20° – 30° в.д. она располагается ближе к 83° – 84° с.ш., а на восточных меридианах спускается ближе к архипелагу Земля Франца-Иосифа. В апреле граница преобладания однолетних льдов отмечается в пределах Баренцева моря, между 79° с.ш. и 80° с.ш., однако на западных створах граница вдаётся на север, до 83° с.ш. Отмечается, что в западном районе Баренцева моря однолетние льды концентрируются ближе к его северной границе, в северо-восточном — несколько южнее, на 79° с.ш. В юго-восточном районе моря граница преобладания однолетних льдов наблюдается между створами 69° в.д. и 70° в.д., в виде узкой полосы близ о. Вайгач и пролива Югорский Шар, не достигая пролива Карские Ворота. Подобное пространственное распределение границы преобладания однолетних льдов свойственно для всех рассматриваемых месяцев года. Самыми показательными среди ледовых сезонов, для которых характерно минимальное положение границы преобладания однолетних льдов, являются ледовые сезоны 2008/2009 гг. и 2021/2022 гг. (в ноябре), 2011/2012 гг. и 2020/2021 гг. (в феврале), 2015/2016 гг. и 2020/2021 гг. (в апреле).

4.5. Факторы, формирующие межгодовые изменения возрастного состава ледяного покрова в отдельных районах моря

С целью *воспроизведения* межгодовых изменений возрастного состава ледяного покрова отдельных районов Баренцева моря и определения основных факторов, их формирующих, автором был составлен набор статистических уравнений. Подбор потенциально значимых предикторов при подготовке электронного архива данных

осуществлялся на основе физически взаимосвязанных и устойчивых процессов в системе «океан-лед-атмосфера». До этого аналогичные исследования проводились только для ледовитости Баренцева моря, наиболее изученного элемента ледового режима его акватории, подробный обзор которых подготовлен коллективом авторов [Лис и др., 2023]. Поэтому основной упор на начальном этапе работы был сделан на результаты по ледовитости. В результате, был сформирован *следующий* набор гидрометеорологических и ледовых характеристик, составляющих базу возможных предикторов (описание см. в Главе 2):

- (1) климатические индексы *AO*, *AD* и *NAO*;
- (2) температура воды на стандартном океанографическом разрезе «Кольский меридиан» (в °С) — фактор, необходимый для учета влияния теплых вод атлантического происхождения, поступающих на акваторию Баренцева моря;
- (3) приповерхностная температура воздуха (ПТВ, в °С) отдельных районов Баренцева моря и его акватории в целом;
- (4) ледовитость (в %) отдельных районов Баренцева моря и ее *предыстория*, а также *предшествующие* значения площади льдов различных возрастных градаций, которые показывают инерционность ледовых процессов;
- (5) ледообмен Баренцева моря с окружающими акваториями (в тыс. км² за месяц), который был рассчитан по методике, аналогичной проливу Фрама, с использованием данных по дрейфу *NSIDC* для проливов Шиллинга, Макарова и Карские Ворота.

Следует отметить, что при составлении статистических уравнений начальные виды льдов и ниласовые льды, а также серые и серо-белые льды, были объединены в общую возрастную градацию молодых, составляющих ледяной покров толщиной до 30 см. Кроме того, здесь не представлена возрастная градация старых льдов. Это связано с тем, что с начала XXI века в северных районах Баренцева моря они, даже в малом количестве, стали отмечаться значительно реже, т.е. их площадь почти всегда равна нулю (см. рисунок 4.7 и описание к нему). Однолетние толстые льды при средних

условиях не встречаются в юго-восточном районе Баренцева моря, поэтому данная возрастная градация также не рассматривается в рамках данной работы.

Перебор различных комбинаций статистически значимых факторов позволил получить следующие уравнения, формирующие межгодовые изменения возрастной структуры ледяного покрова Баренцева моря (см. таблицу 4.15). Для демонстрации результатов мультирегрессионного анализа приводятся статистические уравнения для апреля, месяца максимального нарастания морских льдов на акватории Баренцева моря, с максимальными коэффициентами корреляции и детерминации.

Таблица 4.15. Статистические уравнения, описывающие межгодовые изменения площади льдов различных возрастных градаций (в тыс. км²) в отдельных районах Баренцева моря в апреле

Западный район Баренцева моря	
(4.1)	$\text{Пл(Мол)}_{3IV} = -61,11 \cdot \text{ПТВ}_{3III} - 59,94 \cdot \text{KM}_{II-III}^{1-3} + 33,35 \cdot \text{AO}_{VI(-1)} - 2,86 \cdot \text{Обм}_{\text{Шил}VII(-1)} + 290,95$
(4.2)	$\text{Пл(Тонк)}_{3IV} = 0,56 \cdot \text{Пл(Тонк)}_{3III} + 9,32 \cdot \text{NAO}_{IV(-1)} - 7,25 \cdot \text{AD}_{XII(-1)} + 28,97$
(4.3)	$\text{Пл(Ср)}_{3IV} = -49,01 \cdot \text{KM}_{XI-I}^{1-3} + 20,97 \cdot \text{NAO}_{V(-1)} - 27,06 \cdot \text{AO}_{IV(-1)} + 353,79$
(4.4)	$\text{Пл(Тол)}_{3IV} = -37,87 \cdot \text{KM}_{II-III}^{3-7} - 10,52 \cdot \text{NAO}_{VI(-1)} + 36,59 \cdot \text{AD}_{VIII(-1)} + 156,27$
Северо-восточный район Баренцева моря	
(4.5)	$\text{Пл(Мол)}_{\text{CB}IV} = -2,87 \cdot \text{Обм}_{\text{Шил}VIII(-1)} - 22,77 \cdot \text{NAO}_{IV(-1)} + 8,82 \cdot \text{AD}_{II} + 107,64$
(4.6)	$\text{Пл(Тонк)}_{\text{CB}IV} = -11,48 \cdot \text{ПТВ}_{\text{Бар}XI(-1)} + 1,37 \cdot \text{Обм}_{\text{Мак}X(-1)} + 9,53 \cdot \text{NAO}_{IV(-1)} + 56,12$
(4.7)	$\text{Пл(Ср)}_{\text{CB}IV} = -1,65 \cdot \text{Обм}_{\text{Шил}X(-1)} + 0,25 \cdot \text{Обм}_{\text{Мак}I(-1)} - 26,16 \cdot \text{AO}_{IV(-1)} - 10,54 \cdot \text{AD}_{X(-1)} + 56,23$
(4.8)	$\text{Пл(Тол)}_{\text{CB}IV} = 0,79 \cdot \text{Обм}_{\text{Мак}XI(-1)} - 18,68 \cdot \text{NAO}_{XI(-1)} + 9,31 \cdot \text{AO}_{II(-1)} + 8,28 \cdot \text{AD}_{XII(-1)} + 14,62$
Юго-восточный район Баренцева моря	
(4.9)	$\text{Пл(Мол)}_{\text{ЮВ}IV} = 0,95 \cdot \text{Пл(Мол)}_{\text{ЮВ}III} - 11,12 \cdot \text{ПТВ}_{\text{ЮВ}VI(-1)} - 9,59 \cdot \text{NAO}_{X(-1)} + 23,60 \cdot \text{AD}_{X(-1)} + 8,28$
(4.10)	$\text{Пл(Тонк)}_{\text{ЮВ}IV} = 0,57 \cdot \text{Пл(Тонк)}_{\text{ЮВ}III} + 5,18 \cdot \text{Л}_{\text{ЮВ}IX(-1)} + 3,79 \cdot \text{AD}_{II} + 8,63$
(4.11)	$\text{Пл(Ср)}_{\text{ЮВ}IV} = -29,49 \cdot \text{KM}_{III}^{3-7} - 4,64 \cdot \text{Обм}_{\text{КВ}III} - 14,67 \cdot \text{AD}_{IV(-1)} + 143,19$

Примечание. В уравнениях (4.1)–(4.11) были приняты следующие обозначения: Пл(Мол), Пл(Тонк), Пл(Ср) и Пл(Тол) — это площади молодых, однолетних тонких, средних и толстых льдов соответственно; Л — это ледовитость отдельных районов Баренцева моря; Обм_{КВ}, Обм_{Шил} и Обм_{Мак} — это ледообмен моря с окружающими

его акваториями, с Карским морем через пролив Карские Ворота, с Арктическим бассейном через пролив Шиллинга и Макарова соответственно; KM^{1-3} и KM^{3-7} — это температура воды вдоль разреза «Кольский меридиан» соответственно на станциях 1–3 и 3–7. Нижние индексы «З», «СВ» и «ЮВ» определяют западный, северо-восточный и юго-восточный районы Баренцева моря. Нижние индексы, обозначенные римскими цифрами, указывают на месяцы, за которые были взяты предикторы, а арабскими — на их заблаговременность относительно предиктантов в годах.

Далее в таблице 4.16 указаны вклады каждого из значимых факторов, вошедших в итоговые уравнения (в сумме они дают 100%). Основным фактором, в 46% случаев определяющим межгодовые изменения в возрастном составе льдов отдельных районов Баренцева моря, выступает характер крупномасштабной атмосферной циркуляции, выраженный различными климатическими индексами. В меньшей степени, в 18% случаев, эти изменения определяются интенсивностью поступления на акваторию моря теплых атлантических вод. В 27% случаев предшествующее состояние ледяного покрова отдельных районов Баренцева моря является наиболее значимым фактором при воспроизведении межгодовых изменений площади льдов разного возраста на акватории. На остальные 9% случаев приходится фактор ледообмена Баренцева моря с соседними бассейнами.

Таблица 4.16. Вклад факторов, определяющих межгодовые изменения возрастной структуры ледяного покрова отдельных районов Баренцева моря (в %)

Блок определяющих факторов / Возрастная градация льдов	Молодые	Однолетние		
		Тонкие	Средние	Толстые
Западный район Баренцева моря				
Атмосферная циркуляция (индексы <i>AO, AD, NAO</i>)	46	46	40	53
Адвекция теплых атлантических вод	30	—	60	47
Приповерхностная температура воздуха	18	—	—	—
Предшествующее состояние ледяного покрова	—	54	—	—
Ледообмен с соседними акваториями	6	—	—	—
Северо-восточный район Баренцева моря				
Атмосферная циркуляция (индексы <i>AO, AD, NAO</i>)	72	29	68	68
Адвекция теплых атлантических вод	—	—	—	—
Приповерхностная температура воздуха	—	35	—	—
Предшествующее состояние ледяного покрова	—	—	—	—

Ледообмен с соседними акваториями	28	36	32	32
Юго-восточный район Баренцева моря				
Атмосферная циркуляция (индексы <i>AO, AD, NAO</i>)	22	7	25	Факторы не определялись
Адвекция вод атлантического происхождения	—	—	49	
Приповерхностная температура воздуха	36	—	—	
Предшествующее состояние ледяного покрова	42	93	—	
Ледообмен с соседними акваториями	—	—	26	

Примечание. Жирным начертанием выделен наиболее значимый фактор для каждой исследуемой возрастной градации.

В северо-восточном районе Баренцева моря межгодовые изменения возрастной структуры ледяного покрова описываются в основном *двумя* ключевыми факторами: характером атмосферной циркуляции (вклад составляет от 29% для однолетних тонких до 72% для молодых льдов) и ледообменом с соседним Арктическим бассейном (от 28% для молодых до 36% для однолетних тонких льдов). Здесь фактор ледообмена является доминирующим только для однолетних тонких льдов; межгодовые изменения площади ледяного покрова остальных возрастных градаций определяются крупномасштабными атмосферными процессами. Такие параметры, как адвекция теплых атлантических вод и предшествующее состояние ледяного покрова, для рассматриваемой части акватории Баренцева моря не являются статистически значимыми.

Отмечается, что как в западном, так и в юго-восточном районе Баренцева моря межгодовые изменения площади однолетних тонких льдов в большей степени зависят от предшествующего состояния ледяного покрова, а однолетних средних — от адвекции теплых вод атлантического происхождения. При этом вклады каждого из предикторов в существенной степени разнятся: вклад предыстории ледяного покрова составляет 54% (западный) и 93% (юго-восточный район), а атлантических вод — 60% (западный) и 49% (юго-восточный район). При этом площадь молодых льдов в юго-восточной части акватории моря на 42% определяется предшествующим состоянием морских льдов. В результате относительно большее влияние теплых атлантических вод, поступающих на акваторию Баренцева моря, характерно для ледяного покрова его западного района. При этом возрастной состав юго-восточной части моря более зависит от предыстории его состояния.

Далее приводятся *предполагаемые* схемы воздействия различных статистически значимых природных факторов на изменения в возрастной структуре льдов отдельных районов Баренцева моря.

В западном районе Баренцева моря площадь *молодых* льдов увеличивается под влиянием отрицательной фазы *АО* в июне предшествующего года (с положительным знаком в уравнении 4.1), сохранение которой усиливает широтный перенос холодных воздушных масс в направлении от Северного полюса, что в свою очередь приводит к усилению процесса ледообразования и нарастанию молодых льдов. Здесь возрастает и площадь *однолетних тонких* льдов: влияние устойчивой положительной фазы индекса *NAO* в апреле прошлого года, входящего в уравнение 4.2 с положительным знаком, приводит к ослаблению меридиональной циркуляции и уменьшает перенос тепла из Северной Атлантики в высокие широты, изменяя распределение температуры поверхности воды и способствуя увеличению толщины ледяного покрова уже в апреле нынешнего года [Нестеров, 2013]. Сокращение площади *однолетних средних* льдов вероятнее всего связано с преобладающими в апреле и мае положительной фазой *АО* и отрицательной фазой *NAO* соответственно — схема их воздействия на ледяной покров противоположна описанным выше (см. уравнение 4.3). Изменения площади *однолетних толстых* льдов характеризуются господством положительной фазы *AD* в августе и отрицательной фазы *NAO* в июне предшествующего года. Положительная фаза *AD*, с одной стороны, показывает пониженное давление над Евразией (в районе морей Карского и Лаптевых), с другой стороны, повышенное — над арктическим регионом Северной Америки (а именно над Канадским Арктическим архипелагом). Такая барическая обстановка способствует усилению движения южных воздушных масс в Баренцево море, что приводит к усилению таяния льдов и, соответственно, может уменьшать и количество однолетних толстых (см. уравнение 4.4).

В северо-восточном районе Баренцева моря воздействие отрицательной фазы *AD* в феврале и положительной фазы *NAO* в апреле определяет изменения площади *молодых* льдов (см. уравнение 4.5). Воздействующая главным образом на ледяной покров толщиной до 30 см, отрицательная фаза индекса *AD*, согласно [Watanabe et al.,

2006], отвечает положительным аномалиям нисходящей длинноволновой радиации к северу от западной Европы, что препятствует процессу дальнейшего нарастания морских льдов в апреле на акватории всего Баренцева моря. Влияние положительной фазы *NAO* в апреле предыдущего года (входит в уравнение 4.6 с положительным знаком) приводит к сокращению площади *однолетних тонких* льдов. Совместное действие в предшествующий год положительной фазы *AO* в апреле и отрицательной фазы *AD* в октябре определяет изменения количества *однолетних средних* льдов, входящих в уравнение 4.7 с отрицательными знаками. Воздействие положительной фазы *AO* препятствует проникновению на акваторию моря холодных воздушных масс в направлении от Северного полюса, что замедляет процесс ледообразования в апреле (так же, как и отрицательная фаза *AD*). Совместное влияние индексов *AO* и *NAO* в положительной фазе, а также *AD* в отрицательной фазе в результате приводит к замедлению сокращения площади *однолетних толстых* льдов (см. уравнение 4.8).

На *молодые* льды юго-восточного района Баренцева моря характерно влияние отрицательных фаз *AD* и *NAO* в октябре предшествующего года — их количество постепенно сокращается (см. уравнение 4.9). Здесь та же отрицательная фаза *AD* в феврале приводит к уменьшению площади *однолетних тонких* льдов (индекс входит с положительным знаком в уравнение 4.10), а уже положительная фаза *AD* в апреле предыдущего года — наоборот, к увеличению количества *однолетних средних* льдов (отрицательный знак в уравнении 4.11).

Вместе с тем, большой вклад в межгодовые изменения возрастного состава морских льдов северо-восточной части Баренцева моря вносит фактор ледообмена с соседними бассейнами. Среднегодовые оценки характеристики [Егорова и др., 2023б] говорят о преобладающем приносе на акваторию Баренцева моря ледяного покрова из соседних акваторий через пролив Макарова и преобладающем выносе льдов за его пределы — через пролив Шиллинга. Площадь *молодых* и *однолетних средних* льдов определяется ледообменом через пролив Шиллинга соответственно в августе и октябре предшествующего года — предиктор входит с отрицательным знаком в

уравнения 4.5 и 4.7. Соответственно, в эти месяцы происходит интенсивный вынос ледяного покрова, препятствующий увеличению количества молодых и однолетних средних льдов в апреле. Количество *однолетних тонких, средних и толстых* льдов в свою очередь зависит от ледообмена через пролив Макарова в октябре, январе и ноябре прошлого года соответственно. Поскольку в уравнениях 4.6, 4.7 и 4.8 знаки предикторов положительные, это значит, что увеличение площади однолетних льдов в апреле происходит вследствие приноса ледяного покрова из Арктического бассейна через пролив Макарова несколькими месяцами ранее.

Ледообмен через пролив Карские Ворота в марте является одним из значимых предикторов, описывающим межгодовые изменения количества *однолетних средних* льдов в юго-восточном районе Баренцева моря (см. уравнение 4.11). Хотя в марте льды этой возрастной градации поступают из юго-западной части Карского моря, увеличивая тем самым их количество, на фоне общего сокращения площади средних льдов знак предиктора в уравнении отрицательный.

В таблице 4.17 представлены значения параметров качества (коэффициенты корреляции и детерминации, а также эффективность и обеспеченность) полученных статистических уравнений. В результате они описывают от 52% до 79% дисперсии площади льдов различных возрастных градаций в отдельных районах Баренцева моря, а наименьший коэффициент корреляции составляет 0,72. Наибольшего коэффициента детерминации удалось добиться при описании межгодовых изменений возрастного состава ледяного покрова в юго-восточной части акватории, от 0,64 для однолетних средних до 0,79 для молодых и однолетних тонких льдов (при этом коэффициенты корреляции составляют от 0,80 до 0,89 соответственно). Представленные уравнения относительно хуже воспроизводят изменения в возрастной структуре льдов северных районов моря: их коэффициенты детерминации изменяются от 0,55 (для однолетних средних) до 0,74 (для однолетних толстых) в западном и от 0,52 (для молодых) до 0,72 (для однолетних толстых) в северо-восточном районе. Отмечается, что для северо-восточного и западного районов моря максимальные коэффициенты корреляции и детерминации характерны для однолетних толстых льдов, самой толстой возрастной

градации среди рассматриваемой: по-видимому, на севере Баренцева моря для них характерна относительно большая инерционность межгодовых изменений, чем для других градаций.

Таблица 4.17. Обеспеченность P (в %), эффективность $\mathcal{E}f$ (в %), а также коэффициенты корреляции R и детерминации R^2 статических уравнений площади ледяного покрова разного возраста в отдельных районах Баренцева моря в апреле

Район Баренцева моря	R	R ²	P	Эф	Район Баренцева моря	R	R ²	P	Эф		
<i>Молодые льды</i>					<i>Однолетние тонкие льды</i>						
(4.1)	З	0,77	0,59	78	32	(4.2)	З	0,75	0,56	75	25
(4.5)	СВ	0,72	0,52	73	12	(4.6)	СВ	0,75	0,57	75	29
(4.9)	ЮВ	0,89	0,79	60	11	(4.10)	ЮВ	0,89	0,79	92	38
<i>Однолетние средние льды</i>					<i>Однолетние толстые льды</i>						
(4.3)	З	0,74	0,55	76	26	(4.4)	З	0,86	0,74	92	0
(4.7)	СВ	0,81	0,65	79	21	(4.8)	СВ	0,85	0,72	90	7
(4.11)	ЮВ	0,80	0,64	80	18	—	ЮВ	Факторы не определялись			

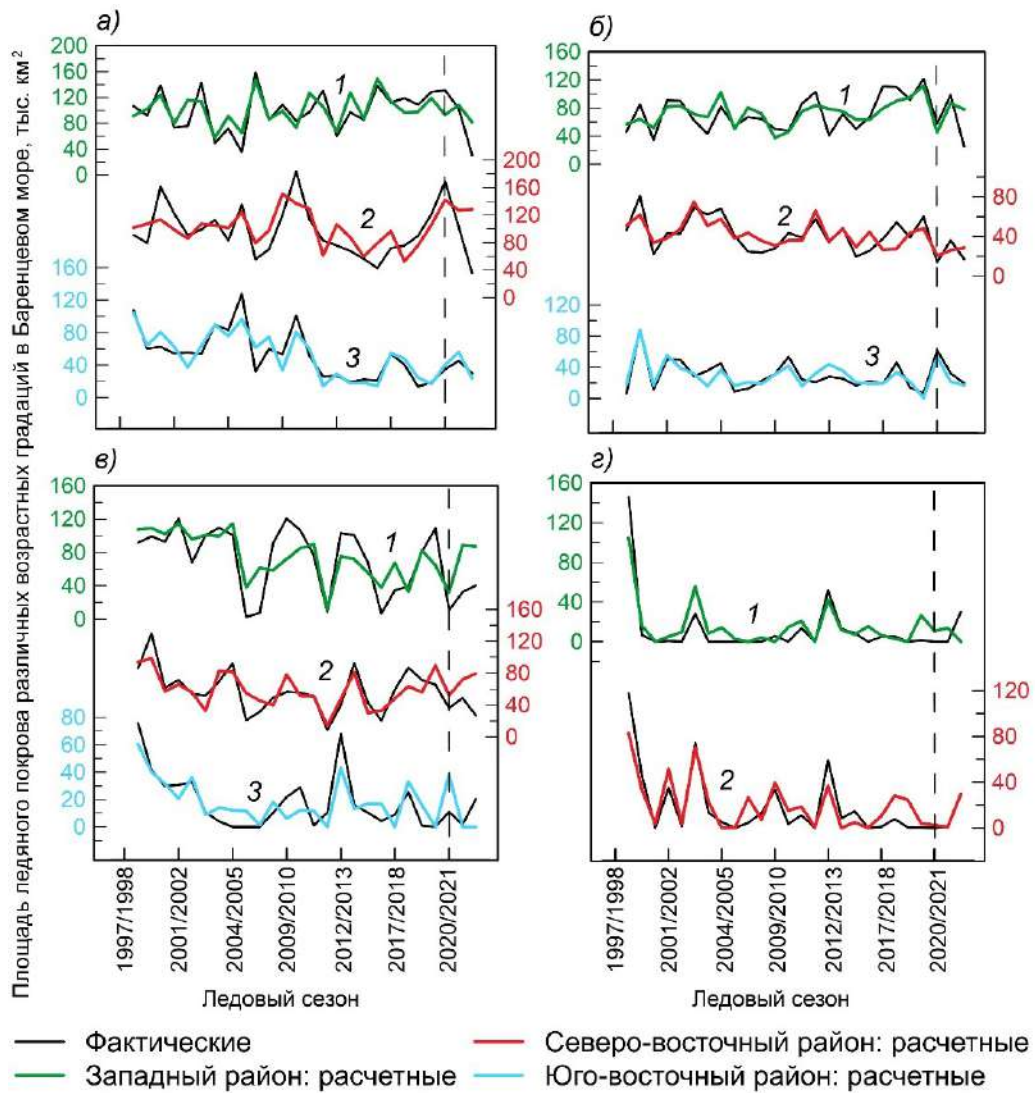
Примечание. В столбцах «Район Баренцева моря» сокращение «З» соответствует западному, «СВ» — северо-восточному, «ЮВ» — юго-восточному району Баренцева моря.

В соответствие с [Наставление по службе..., 2011], использование на практике метода долгосрочного прогноза является целесообразным, если его эффективность составляет не менее 10%. В результате, большинство представленных статистических уравнений потенциально могут быть применимы для прогноза площади ледяного покрова разного возраста в отдельных районах Баренцева моря с заблаговременностью один месяц (см. таблицу 4.17). Для градаций молодых, однолетних тонких и средних льдов эффективность метода изменяется от 11% (молодые льды в юго-восточном районе) до 38% (однолетние тонкие льды в том же юго-восточном районе). В случае однолетних толстых льдов эффективность метода не достигает необходимых 10%, составляя 7% для северо-восточной и 0% для западной части. Несмотря на высокую обеспеченность, 90% и более, эффективность метода может быть равна нулю, если

сами фактические значения площади ледяного покрова анализируемых возрастных градаций мало отличны от нуля и/или обладают малой межгодовой изменчивостью. Отмечается, что статистические уравнения не способны прогнозировать полное отсутствие ледяного покрова того или иного возраста, расчетные значения всегда будут или больше, или меньше нуля. Хотя если принять равной нулю отрицательную прогностическую величину площади, эффективность метода не улучшится (реже — улучшится незначительно, но все равно не будет достигать необходимых 10%).

Фактические и рассчитанные по статистическим уравнениям значения площади ледяного покрова различных возрастных градаций на акватории отдельных районов Баренцева моря приведены на рисунке 4.13. Прогностические отрицательные значения площади льдов, если таковые встречались, были приняты равным нулю. Три ледовых сезона 2020/2021 г., 2021/2022 г. и 2022/2023 г. были задействованы в качестве независимой выборки. В результате на зависимой выборке статистические уравнения удовлетворительно воспроизводят межгодовые изменения в возрастном составе льдов Баренцева моря, описывая не только общую наблюдаемую тенденцию к изменению, но и большинство пиков исследуемой характеристики. Однако пики площади молодых льдов 2000/2001 г., 2010/2011 г. для северо-восточного района и 2005/2006 г. для юго-восточного района, а также площади однолетних средних льдов 2009/2010 г., 2012/2013 г. для западного района и 2010/2011 г., 2012/2013 г. для юго-восточного района подобранными предикторами смоделировать не удалось. Хотя чаще всего рассчитанные значения оказываются меньше, чем фактические, в случае однолетних толстых льдов на севере Баренцева моря, когда их площадь равна или близка к нулю, наблюдается обратная ситуация.

Анализ результатов, полученных на независимой выборке показал, что в целом представленные статистические уравнения улавливают тенденцию к увеличению или уменьшению площади ледяного покрова различных возрастных градаций (молодые льды в западной и юго-восточной части, однолетние тонкие льды в северо-восточной и юго-восточной частях и однолетние толстые льды в юго-восточной части). Прогноз для однолетних средних льдов показал несоответствие знака изменения площади для



1 — западный (зеленая), 2 — северо-восточный (красная), 3 — юго-восточный (бирюзовая кривая) районы Баренцева моря

Рисунок 4.13. Сопоставление фактических (показаны черной линией) и рассчитанных (цветными линиями) значений площади: а) молодых, б) однолетних тонких, в) однолетних средних и г) однолетних толстых льдов на акватории Баренцева моря в апреле за период с 1998 по 2023 гг. Вертикальной пунктирной линией разделены зависимая и независимая выборки

всех районов Баренцева моря; также не согласуются результаты для однолетних тонких льдов в северо-восточной и однолетних толстых льдов в западной части его акватории. Отмечается полное совпадение фактической и прогностической площади молодых и однолетних тонких льдов в юго-восточном районе, а также однолетних толстых льдов в северо-восточном районе моря. Для улучшения качества статистических уравнений

является важным проведение дальнейших исследований, в частности по расширению списка потенциальных предикторов.

В работах [Егорова и др., 2023а; Егорова и др., 2024] опубликованы основные результаты исследования влияния природных факторов на межгодовые изменения возрастного состава льдов в отдельных районах Баренцева моря.

4.6. Выводы к Главе 4

В главе описаны закономерности сезонных и межгодовых изменений основных характеристик ледяного покрова Баренцева моря, которые формируют особый ледовый режим его акватории. По результатам анализа были получены следующие *ключевые выводы*:

- Время наступления сезонного максимума ледовитости в апреле и сезонного минимума в сентябре с точностью до месяца соответствует результатам других исследований. Результаты анализа изменений ледовитости в западном и северо-восточном районе Баренцева моря согласуются с данными для его акватории целиком, в отличие от юго-восточного. Наибольшая ледовитость отмечается здесь в марте, а полностью ледяной покров вытает уже к августу, поэтому ледообразование всегда начинается на фоне чистой воды.
- За изменения площади льдов всего моря внутри годового цикла отвечают колебания, происходящие в западном районе. Это связано с тем, что он имеет наибольшую по сравнению с другими районами моря площадь; и наиболее подвержен влиянию вод атлантического происхождения.
- Начало современного климатического периода потепления на акватории моря приходится на начало XX века: результаты разнятся в зависимости от района. Анализ интегральной кривой аномалий ледовитости для всего Баренцева моря показывает, что «теплый» этап начался с ледового сезона 2004/2005 гг. Автором предполагается, что основную долю в изменения ледяного покрова акватории в течение ледового сезона вносит период устойчивого образования в феврале. Однако значимые линейные тренды абсолютных значений ледовитости это не подтверждают.

- Сезонные значения максимума и минимума положения кромки дрейфующих льдов в годовом цикле в целом соотносятся с полученными результатами по ледовитости для отдельных районов Баренцева моря.
- Среди льдов местного образования, возрастные градации начальных видов и молодых льдов характерны для ледяного покрова всех анализируемых зимних месяцев (с октября по май) в отдельных районах Баренцева моря.
- Присутствие старых льдов на севере Баренцева моря становится относительно редким явлением. В апреле старые льды занимают не более 8% от общей площади ледяного покрова; последний раз они отмечались на акватории западного района в 2020 г.
- После минимума площади ледяного покрова в Арктике в 2012 г. количество толстых льдов в ледяном покрове западного и северо-восточного района моря значительно уменьшилось, а в юго-восточном районе при средних условиях они не образуются вовсе.
- В течение зимних месяцев граница преобладания старых льдов фиксируется за пределами Баренцева моря, а однолетних — закономерно расширяется с увеличением площади ледяного покрова на его акватории.
- В западном районе Баренцева моря факторами, определяющими изменения в возрастной структуре его ледяного покрова, являются характер атмосферной циркуляции, приток теплых атлантических вод и предшествующее состояние ледяного покрова. В северо-восточном районе преобладающими факторами являются крупномасштабные процессы в атмосфере и ледообмен с Арктическим бассейном. В юго-восточном районе предшествующее состояние ледяного покрова и адвекция вод из Атлантики определяют площадь льдов различных возрастных градаций.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итогом диссертационного исследования является обобщение закономерностей пространственного распределения, а также сезонных и межгодовых изменений основных параметров состояния ледяного покрова на акваториях Гренландского и Баренцева морей.

Основные результаты и выводы сводятся к *следующим*:

1. Сформированы рабочие электронные архивы данных следующих параметров ледяного покрова Гренландского и Баренцева морей: возрастной состав льдов и границы преобладания льдов разного возраста (1997–2022 гг. для акваторий обоих морей), положение кромки дрейфующих льдов (1982–2022 гг. и 1997–2022 гг. для Баренцева и Гренландского морей соответственно в течение всего года, 1953–2022 гг. для Баренцева моря в апреле), ширина ледового потока и сплоченность ледяного покрова (1997–2022 гг. для Гренландского моря).
2. Показано, что сезонный максимум развития ледяного покрова в Гренландском море наблюдается с февраля по апрель, в Баренцевом — в апреле; сезонный минимум ледовитости на их акваториях приходится на сентябрь. Отмечается, что установление сезонного максимума в Гренландском море растягивается на три месяца, в то время как в более холодный климатический период (1958–1996 гг.) пик ледовитости наблюдался в феврале-марте. Установленные для Баренцева моря периоды сезонных изменений ледовитости совпадают с результатами предшествующих исследований.
3. Выявлены характерные периоды межгодовых изменений ледовитости согласно анализу интегральных кривых их аномалий для Гренландского и Баренцева морей: это 1949/1950–1981/1982 гг. и 1999/2000–2021/2022 гг. (Гренландское море), а также 1928/1929–1986/1987 гг. и 2004/2005–2021/2022 гг. (Баренцево море) соответственно.
4. Установлены сезонные закономерности пространственных изменений кромки дрейфующих льдов Гренландского и Баренцева морей. В Гренландском море, в отличие от ледовитости, наблюдается сглаживание периода установления

сезонного максимума положения кромки вплоть до одного месяца, апреля. В Баренцевом море период наступления сезонных пиков положения кромки различается в зависимости от района: март-апрель в западном, апрель — в северо-восточном, и март — в юго-восточном. Кроме того, отмечается более раннее установление сезонного максимума ледяного покрова в юго-восточной части моря, на месяц раньше, по сравнению с результатами исследования за более холодный климатический период 1934–1991 гг.

5. Впервые определены закономерности сезонных и межгодовых изменений в возрастной структуре ледяного покрова Гренландского и Баренцева морей. Процесс ледообразования на акваториях отмечается в течение всего зимнего периода года (с октября по май). В Гренландском море суммарное количество начальных и молодых льдов превалирует в возрастной структуре ледяного покрова только в октябре, в Баренцевом море — в октябре-марте. Однолетние льды являются преобладающей градацией в апреле-мае и для Гренландского, и для Баренцева морей. Старые льды, преобладавая в ноябре-марте, занимают не менее 30% от общей площади льдов Гренландского моря. Редким явлением для Баренцева моря становится наличие старых льдов в структуре ледяного покрова (менее 4% от общей его площади).
6. Показано, что возрастная структура ледяного покрова региона исследования с начала 2000-х гг. подверглась существенным изменениям, по сравнению периодом 70-х–90-х гг. XX века. На фоне отмечающегося сокращения общей площади ледяного покрова Гренландского и Баренцева морей относительное количество льдов разного возраста изменяется в пределах естественных изменений.
7. Впервые установлены пространственные закономерности изменения ледяного покрова разного возраста на акваториях Гренландского и Баренцева морей, а именно старых и однолетних льдов. В Гренландском море максимум границы преобладания старых льдов приходится на апрель, что совпадает с сезонным пиком ледовитости, в минимум — на октябрь. Время установления сезонного максимума преобладания старых льдов в Баренцевом море в значительной

степени варьируется от февраля к маю, в зависимости от анализируемого расчетного створа, минимум обычно отмечается в октябре-ноябре. Максимум границы преобладания однолетних льдов в западном и северо-восточном районах Баренцева моря отмечается в апреле-мае, в юго-восточном — в марте-мае. Минимум их преобладания всегда приходится на октябрь.

8. Для оценки объема льдов, выносимых из Арктического бассейна через пролив Фрама, были задействованы данные по возрасту ледяного покрова и ширине ледового потока по ледовым картам ААНИИ, а также данные по дрейфу льдов от Национального центра данных по снегу и льду (*NSIDC*). Определено, что объем выноса имеет четко выраженный сезонный цикл с максимумом в марте и минимумом в октябре: сезонные пики составляют соответственно 375 км³ в месяц и 159 км³ в месяц, а суммарная величина за зимние месяцы — 2141 км³. Порядок величин совпадает с результатами тех исследований, где применялась толщина ледяного покрова по данным инструментальных измерений. Однако межгодовые изменения характеристики не имеют статистически значимого линейного тренда — это не согласуется с результатами других авторов.
9. Основным природным фактором, формирующим межгодовые изменения в возрастном составе ледяного покрова в отдельных районах Баренцева моря, выступает характер крупномасштабной атмосферной циркуляции, который выражен различными комбинациями климатических индексов *AO*, *AD* и *NAO* (вклад составляет от 42% до 76%). При этом на количество однолетних средних льдов оказывает влияние адвекция теплых атлантических вод в западной (60%) и юго-восточной (49%) части моря. Далее предшествующее состояние ледяного покрова определяет изменения площади однолетних тонких льдов в западном (54%) и юго-восточном (93%), а также молодых льдов в юго-восточном районе (42%). В основном за счет ледообмена с Арктическим бассейном формируется количество однолетних тонких льдов (36%) в северо-восточной части Баренцева моря.
10. Большинство статистических уравнений, описывающих межгодовые изменения возрастной структуры ледяного покрова в отдельных районах Баренцева моря

потенциально применимы на практике для долгопериодного прогноза площади льдов разного возраста, поскольку эффективность метода составляет более 10%, изменяясь от 11% до 38%.

Благодарности. Автор выражает глубокую благодарность своему научному руководителю, доктору географических наук Миронову Евгению Уаровичу, за чуткое руководство, всестороннюю помощь и ценные советы при подготовке диссертации. Автор признательна сотрудникам научных отделов ААНИИ за высказанные полезные замечания, поспособствовавшие улучшению рукописи. Автор сердечно благодарит своего мужа Павла за поддержку и мотивацию в течение всего периода написания работы.

СПИСОК ПРИНЯТЫХ СОКРАЩЕНИЙ

СЛО — Северный Ледовитый океан,

ААНИИ — Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,

ГИС — геоинформационная система,

ПТВ — приповерхностная температура воздуха,

СКО — среднеквадратическое отклонение,

NSIDC — National Snow and Ice Data Center,

АМО — Атлантическое мультидекадное колебание,

АО — Арктическое колебание,

AD — Арктический диполь,

NAO — Северо-Атлантическое колебание.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров, В.Ю. Изменение толщины льда в Арктике с конца XIX века / В.Ю. Александров, О.М. Йоханнессен // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2012. – Т. 94. – №4. – С. 63-73.
2. Алексеев, Г.В. Морские льды Северного полушария в связи с изменениями климата в XX и XXI веках по данным наблюдений и моделирования / Г.В. Алексеев А.И. Данилов, В.М. Катцов [и др.] // Известия АН. Серия ФАО. – 2009. – Т. 45. – №6. – С. 723-735.
3. Алексеев, Г.В. Арктическое усиление: роль междуширотного обмена в атмосфере / Г.В. Алексеев, Н.Е. Харланенкова, А.Е. Вязилова // Фундаментальная и прикладная климатология. – 2023. – Т. 9. – №1. – С. 13-32.
4. Алексеева, Т.А. Ледовые условия плавания в Арктическом бассейне в летний период 2018 года / Т.А. Алексеева, С.С. Сероветников, С.В. Фролов [и др.] // Российская Арктика. – 2018. – №2. – С. 31-40.
5. Алексеева, Т.А. Обзор методов и основных результатов измерения толщины морского льда в Арктике / Т.А. Алексеева, С.В. Фролов, С.С. Сероветников // Российская Арктика. – 2021. – Т. 12. – №1. – С. 33-49.
6. Архив Мирового центра данных по морскому льду ААНИИ [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://wdc.aari.ru/datasets/>, свободный.
7. Атлас океанов. Северный Ледовитый океан. Адм. № 9501. – СПб.: Изд-во ГУН и О, 1980. – 200 с.
8. Афанасьева, Е.В. Методика составления ледовых карт ААНИИ / Е.В. Афанасьева, Т.А. Алексеева, Ю.В. Соколова [и др.] // Российская Арктика. – 2019. – №7. – С. 5-20.
9. База данных по мониторингу климата Национального управления по исследованию океана и атмосферы (*Climate Monitoring of National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA*) [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <https://www.ncei.noaa.gov/climate-monitoring/#all>, свободный.

10. Борзенкова, И.И. История оледенения Арктического бассейна: взгляд из прошлого для оценки возможных изменений в будущем / И.И. Борзенкова // Лед и Снег. – 2016. – Т. 56. – №2. – С. 221-234.
11. Бородачев, В.Е. Словарь морских ледовых терминов / В.Е. Бородачев, В.П. Гаврило, М.М. Казанский. – СПб.: Гидрометеиздат, 1994. – 127 с.
12. Бузин, И.В. К вопросу о распространении многолетних льдов в Баренцевом море во второй половине XX – начале XXI вв. / И.В. Бузин // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2009. – Т. 83. – №3. – С. 114-126.
13. Бузин, И.В. Сезонные особенности климатических изменений в Баренцевом море / И.В. Бузин, З.М. Гудкович // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2011. – Т. 89. – №3. – С. 20-32.
14. Вайновский, П.А. Методы обработки и анализа океанологической информации. Многомерный анализ: учебное пособие / П.А. Вайновский, В.Н. Малинин. – СПб.: Изд. РГГМИ, 1992. – 96 с.
15. Визе, В.Ю. Климат морей советской Арктики / В.Ю. Визе. – Л.–М.: Изд. Главсевморпути, 1940. – 124 с.
16. Визе, В.Ю. Основы долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей / В.Ю. Визе. – М.: Изд. Главсевморпути, 1944. – 273 с.
17. Волков, В.А. Связь крупномасштабной изменчивости поля дрейфа льда в Северном Ледовитом океане с климатическими изменениями общей ледовитости, происходящими в течение последних десятилетий / В.А. Волков, А.В. Мушта, Д.М. Демчев [и др.] // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2016. – №2. – С. 50-63.
18. Вязигина, Н.А. Информативность гидрометеорологических и астрогеофизических факторов в задаче описания межгодовых колебаний ледовитости Гренландского моря / Н.А. Вязигина, Л.А. Тимохов, Е.С. Егорова [и др.] // Лед и Снег. – 2021. – Т. 61. – №3. – С. 431-444.
19. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том I. Баренцево море, Выпуск 1. Гидрометеорологические условия / под ред. Ф. С. Терзиева, Г. В.

- Гирдюка, Г. Г. Зыковой, С. Л. Дженюка. – Ленинград: Гидрометеиздат, 1990 – 281 с.
20. Гирс, А.А. Методы долгосрочных прогнозов погоды / А.А. Гирс, К.В. Кондратович. – Ленинград.: ГМИ, 1978. – 344 с.
21. Гордеева, С.М. Практикум по дисциплине «Статистические методы обработки и анализа гидрометеорологической информации» / С.М. Гордеева. – СПб.: РГГМУ, 2010. – 74 с.
22. Границы океанов и морей. Адм. № 9031. – М.: Изд-во ГУН и О, 2000. – 208 с.
23. Гудкович, З.М. Основы методики долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей / З.М. Гудкович, А.А. Кириллов, Е.Г. Ковалев [и др.]. – Л.: Гидрометеиздат, 1972. – 348 с.
24. Гудкович, З.М. Взаимосвязь современных климатических изменений в атмосфере, океане и ледяном покрове / З.М. Гудкович, В.Ф. Захаров, Е.О. Аксенов [и др.] // Труды ААНИИ. – 1997. – Т. 437. – С. 7-17.
25. Данные полярных станций сети Росгидромета в виде бюллетеней [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://193.227.232.57/meteo/default/bulluten>, свободный.
26. Дианский, Н.А. Прогностические оценки климатических изменений в Арктике на основе комбинированного сценария / Н.А. Дианский, И.В. Соломонова, А.В. Гусев // Российская Арктика. – 2019. – №4. – С. 24-33.
27. Добровольский, А.Д. Моря СССР / А.Д. Добровольский, Б.С. Залогин. – М.: Изд-во Московского ун-та, 1982. – 192 с.
28. Егоров, А.Г. Изменение возрастного состава и толщины зимнего ледяного покрова арктических морей России в начале XXI в. / А.Е. Егоров // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2020. – Т. 66. – №2. – С. 124-143.
29. Егорова, Е. С. Оценка дрейфа льда через пролив Фрама по результатам различных моделей / Е.С. Егорова, Е.С. Виноградная // Комплексные исследования Мирового океана: Материалы V Всероссийской научной конференции молодых ученых. – Калининград: АО ИО РАН, 2020. – С. 60-61.

30. Егорова, Е.С. Основные закономерности изменения возрастного состава льдов Гренландского моря / Е.С. Егорова // Комплексные исследования Мирового океана: Материалы VI Всероссийской научной конференции молодых ученых. – Москва: ИО им. П.П. Ширшова РАН, 2021. – С. 65-66.
31. Егорова, Е.С. Судовые наблюдения за ледяным покровом Арктического бассейна в летний сезон 2021 года / Е.С. Егорова, Н.А. Филиппов, Т.А. Алексеева [и др.] // Российская Арктика. – 2021. – №15. – С. 68-80.
32. Егорова, Е.С. Возрастной состав ледяного покрова Баренцева моря / Е.С. Егорова, Е.У. Миронов // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2022а. – Т. 68. – №3. – С. 216-233.
33. Егорова, Е.С. Формирование возрастного состава льдов в юго-восточной части Баренцева моря в зимний период / Е.С. Егорова, Е.У. Миронов // Моря России: вызовы отечественной науки: Тезисы докладов Всероссийской научной конференции, – Севастополь: ФГБУН ФИЦ МГИ, 2022б. – С. 83-84.
34. Егорова, Е.С. Оценка сезонных и межгодовых изменений возрастной структуры льдов Гренландского и Баренцева морей / Е.С. Егорова, Е.У. Миронов // Комплексные исследования Мирового океана: Материалы VII Всероссийской научной конференции молодых ученых. – Санкт-Петербург: Своё издательство, 2023. – С. 47-48.
35. Егорова, Е.С. Основные факторы, определяющие межгодовые изменения возрастной структуры ледяного покрова отдельных районов Баренцева моря // Е.С. Егорова, Н.А. Лис, Е.У. Миронов // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2023а. – Т. 69. – №3. – С. 290-309.
36. Егорова, Е.С., Сезонные и межгодовые изменения ледообмена Гренландского и Баренцева морей с соседними акваториями / Е.С. Егорова, Е.У. Миронов, И.А. Ильющенко // Океанологические исследования: Материалы X конференции молодых ученых. – Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2023б. – С. 20-21.
37. Егорова, Е.С. Факторы, определяющие межгодовые изменения возрастной структуры ледяного покрова Баренцева моря в период его максимального

- нарастания / Е.С. Егорова, Н.А. Лис, Е.У. Миронов // Морские исследования и образование: Материалы XII Международной научно-практической конференции. Том II (IV). – Тверь: ООО «ПолиПРЕСС», 2024. – С. 142-148.
38. Ежедневные векторы дрейфа морского льда *EASE-Grid*, база данных *Polar Pathfinder* версии 4 Национального центра данных по снегу и льду (*National Snow and Ice Data Center, NSIDC*) [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <https://nsidc.org/data/nsidc-0116/versions/4>, свободный.
39. Еженедельные векторы дрейфа морского льда *EASE-Grid*, база данных *Quicklook Arctic* версии 1 Национального центра данных по снегу и льду (*National Snow and Ice Data Center, NSIDC*) [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <https://nsidc.org/data/nsidc-0748/versions/1>, свободный.
40. Жичкин, А.П. Динамика межгодовых и сезонных аномалий ледовитости Баренцева и Карского морей / А.П. Жичкин // Вестник Кольского научного центра РАН. – 2015. – Т. 20. – Вып. 1. – С. 55-64.
41. Захаров, В.Ф. Морские льды в климатической системе / В.Ф. Захаров, под ред. А.Ф. Трешникова. – СПб.: Гидрометеиздат, 1996. – 213 с.
42. Зубакин, Г.К. Крупномасштабная изменчивость состояния ледяного покрова морей Северо-Европейского бассейна / Г.К. Зубакин. – Л.: Гидрометеиздат, 1987а. – 160 с.
43. Зубакин, Г.К. О ледообмене Баренцева моря / Г.К. Зубакин // Труды ААНИИ. – 1987б. – Т. 410. – С. 113-117.
44. Иванов, В.В. Арктический ледяной покров становится сезонным? / В.В. Иванов, В.А. Алексеев, Т.А. Алексеева [и др.] // Исследование Земли из космоса. – 2013. – №4. – С. 50-65.
45. Иванов, В.В. Новые механизмы Полярного усиления, инициированные сокращением арктического морского льда / В.В. Иванов // Вестник РФФИ. – 2022. – Т. 114. – №2. – С. 40-47.
46. Каракаш, А.И. Ледовитость Гренландского моря и возможность предсказания состояния льда в морях западного сектора Арктики / А.И. Каракаш // Труды ЦИП. – 1950. – Вып. 17.

47. Каракаш, А.И. Прогноз положения кромки льдов в Баренцевом море/ А.И. Каракаш // Метеорология и гидрология. – 1958. – №9. – С. 16-21.
48. Карсаков, А.Л. Восстановление данных по температуре воды на разрезе «Кольский меридиан» в 2016-2017 гг. / А.Л. Карсаков, А.Г. Трофимов, В.А. Ившин [и др.] // Труды ВНИРО. – 2018. – Т. 173. – С. 193-206.
49. Карсаков, А.Л. 120 лет океанографических наблюдений на разрезе «Кольский меридиан» / А.Л. Карсаков, А.Г. Трофимов, М.Ю. Анциферов [и др.] – Мурманск: ПИПРО им. Н.М. Книповича, 2022. – 146 с.
50. Крашенинникова, С.Б. Причины и особенности долговременной изменчивости ледовитости Баренцева моря / С.Б. Крашенинникова, М.А. Крашенинникова // Лед и Снег. – 2019. – Т. 59. – №1. – С. 112-122.
51. Латонин, М.М. Явление арктического усиления и его движущие механизмы / М.М. Латонин, И.Л. Башмачников, Л.П. Бобылев // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2020. – Т. 13. – №3. – С. 3-19.
52. 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.
53. Лебедев, А.А. Длительные аномалии ледово-термических неоднородностей океана и состояния атмосферных процессов в районе Северо-Европейского бассейна / А.А. Лебедев // Труды ААНИИ. – 1981. – Т. 372. – С. 18-25.
54. Лебедев, А.А. Крупные аномалии ледовитости Северо-Европейского бассейна / А.А. Лебедев // Труды ААНИИ. – 1994. – Т. 432. – С. 63-83.
55. Лебедев, А.А. Изобарические коэффициенты перемещения кромки льдов в некоторых районах Баренцева моря / А.А. Лебедев, Н.С. Уралов // Труды ААНИИ. – 1973. – Т. 307. – С. 52-62.
56. Лебедев, А.А. Об особенностях теплового состояния Северной Атлантики и атмосферной циркуляции при формировании аномальной ледовитости в Гренландском море / А.А. Лебедев, Н.С. Уралов // Труды ААНИИ. – 1976а. – Т. 320. – С. 47-64.

57. Лебедев, А.А. Опыт расчета ледовитости моря по составляющим ледового баланса (на примере Восточно-Гренландского пояса) / А.А. Лебедев, Н.С. Уралов // Труды ААНИИ. – 1976б. – Т. 320. – С. 65-82.
58. Лебедев, А.А. К вопросу о ледовом балансе Гренландского моря / А.А. Лебедев, Н.С. Уралов // Труды ААНИИ. – 1977а. – Т. 341. – С. 43-52.
59. Лебедев, А.А. Прогнозирование ледовитости Гренландского моря в связи с особенностями теплового состояния Атлантического океана и атмосферной циркуляции / А.А. Лебедев, Н.С. Уралов // Проблемы Арктики и Антарктики. – 1977б. – Вып. 50. – С. 36-39.
60. Лебедев, А.А. Результаты оценки годового цикла ледообмена Арктического бассейна с морями Северной Атлантики / А.А. Лебедев, Н.С. Уралов // Труды ААНИИ. – 1981. – Т. 384. – С. 78-89.
61. Лис, Н.А. Климатическая изменчивость ледовитости Баренцева моря и его отдельных районов / Н.А. Лис, Е.С. Егорова // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2022. – Т. 68. – № 3. – С. 234-247.
62. Лис, Н.А. Информативность факторов, формирующих долгопериодные колебания ледовитости отдельных районов Баренцева моря / Н.А. Лис, Е.А. Чернявская, Е.У. Миронов, Л.А. Тимохов, Е.С. Егорова // Российская Арктика. – 2023. – Т. 5. – №2. – С. 17-32.
63. Литвинова, О.С. Макроциркуляционные условия зимнего сезона юго-востока Западной Сибири / О.С. Литвинова // Географический вестник. – 2018. – Т. 47. – №4. – С. 67-77.
64. Малинин, В.Н. Физико-статистический метод прогноза океанологических характеристик (на примере Северо-Европейского бассейна) / В.Н. Малинин, С.М. Гордеева. – Мурманск: ПИНРО, 2003. – 129 с.
65. Малинин, В.Н. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации: учебник. В 2 томах: Том. 1. Первичный анализ и построение эмпирических зависимостей / В.Н. Малинин. – Издание 2, испр. и доп. – СПб.: РГГМУ, 2020а. – 256 с.

66. Малинин, В.Н. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации: учебник. В 2 томах: Том. 2. Анализ временных рядов и случайных полей / В.Н. Малинин. – Издание 2, испр. и доп. – СПб.: РГГМУ, 2020б. – 196 с.
67. Массив данных по климату (*Climate Data Store*) Европейской программы по дистанционному зондированию Земли из космоса *Copernicus* [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://cds.climate.copernicus.eu>, свободный.
68. Матишов, Г.Г. Климат морей западной Арктики в начале XXI века / Г.Г. Матишов, С.Л. Дженюк, А.П. Жичкин [и др.]. // Известия Российской академии наук. – 2011. – №3. – С. 17-32.
69. Матишов, Г.Г. Учет вековой динамики климата Баренцева моря при планировании морской деятельности / Г.Г.Матишов, С.Л. Дженюк, В.В. Денисов [и др.] // Труды Кольского научного центра РАН. Серия «Океанология». – 2013. – Т. 14. – Вып. 1. – С. 56-71.
70. Махотин, М.С. Распространение атлантических водных масс в Баренцевом море по данным наблюдений и численного моделирования / М.С. Махотин, В.В. Иванов // Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра РФ. – 2016. – №361. – С. 169-191.
71. Миронов, Е.У. Сезонные изменения ледяного покрова в проливе Фрама по данным радиолокационных съемок / Е.У. Миронов // Труды ААНИИ. – 1997. – Т. 437. – С. 108-114.
72. 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.
73. Миронов, Е.У. Сезонные и межгодовые изменения возрастной структуры ледяного покрова Гренландского моря в зимний период / Е.У. Миронов, Е.С. Егорова // Метеорология и гидрология. – 2024. – №3. – С. 54-65.
74. Моря российской Арктики в современных климатических условиях / под ред. И.М. Ашика. – СПб.: ААНИИ, 2021. – 360 с.

75. Нестеров, Е.С. Североатлантическое колебание: атмосфера и океан / Е.С. Нестеров. – М.: Триада ЛТД, 2013. – 144 с.
76. Никифоров, Е.Г., Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана / Е.Г. Никифоров, А.О. Шпайхер. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 269 с.
77. Официальный сайт *QGIS*, свободной географической информационной системы с открытым кодом [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <https://qgis.org/ru/site/index.html>, свободный.
78. Пищальник, В.М. Анализ динамики аномалий ледовитости Охотского моря в период с 1882 по 2015 г. / В.М. Пищальник, В.А. Романюк, И.Г. Минервин [и др.] // Известия ТИНРО. – 2016. – Т. 185. – С. 228-239.
79. Пищальник, В.М. Межгодовая динамика аномалий ледовитости Татарского пролива с 1882 по 2018 г. / В.М. Пищальник, Д.В. Дорофеева, И.Г. Минервин [и др.] // Известия ТИНРО. – 2019. – Т. 196. – С. 114-122.
80. Пищальник, В.М. Оценка объема льда Охотского моря по его возрастным характеристикам за период 2001–2019 гг. / В.М. Пищальник, И.Г. Минервин, П.А. Трусков // Известия ТИНРО. – 2020. – Т. 200. – №2. – С. 427-444.
81. Попова, В.В. Региональная структура колебаний температуры приземного воздуха в Северной Евразии во второй половине XX – начале XXI веков / В.В. Попова, А.Б. Шмакин // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2010. – Т. 46. – №2. – С. 161-175.
82. Репина, И.А. Применение методов дистанционного зондирования в исследовании динамики ледового покрова и современной климатической изменчивости Арктики / И.А. Репина, В.В. Иванов // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2012. – Т. 9. – №5. – С. 89-103.
83. Руководящий документ 52.27.759 – 2011, Наставление по службе прогнозов. Раздел 3. Часть III. Служба морских гидрологических прогнозов. – М.: Триада ЛТД, 2011. – 194 с.

84. Руководство по производству ледовой авиационной разведки. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 240 с.
85. Ряды наблюдений на стандартном океанографическом разрезе «Кольский меридиан» ПИНРО им. Н. М. Книповича [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.pinro.vniro.ru/ru/razrez-kolskij-meridian/ryady-nablyudenij>, свободный.
86. Система Баренцева моря / под ред. А.П. Лисицына. – М.: ГЕОС, 2021. – 672 с.
87. Смирнов, Н.П. Северо-Атлантическое колебание и климат / Н.П. Смирнов, В.Н. Воробьёв, С.Ю. Кочанов. – СПб.: изд. РГГМУ, 1998. – 121 с.
88. Смирнов, В.Н. Особенности динамики и механики деформирования льда Арктического бассейна / В.Н. Смирнов // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2007. – №75. – С. 73-84.
89. Смирнов, В.Г. Спутниковый мониторинг морских льдов / В.Г. Смирнов, А.В. Бушуев, И.А. Бычкова [и др.] // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2010. – Т. 88. – №2. – С. 62-76.
90. Смирнов, В.Г. Возможности методов дистанционного зондирования как надежного источника получения оперативной объективной информации о состоянии ледяного покрова морей полярных областей / В.Г. Смирнов, И.Е. Фролов, А.В. Бушуев [и др.] // В кн.: Океанография и морской лед; под ред. И.Е. Фролова. – М. – СПб.: ООО Паулсен, 2011. – С. 50-69.
91. Сумкина, А.А. Сезонное очищение ото льда Баренцева моря и его зависимость от адвекции тепла Атлантическими водами / А.А. Сумкина, К.К. Кивва, В.В. Иванов [и др.] // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2022. – Т. 15. – №1. – С. 82-97.
92. Тимофеева, А.Б. Многолетняя изменчивость толщины припая в море Лаптевых по данным полярных станций // А.В. Тимофеева, М.В. Шаратунова // Российская Арктика. – 2021. – № 12. – С. 62-76.
93. Тимофеева, А.Б. Ледовитость российских арктических морей трассы Северного морского пути в современный климатический период / А.Б.

- Тимофеева, А.В. Юлин, В.В. Иванов [и др.] // Арктика: экология и экономика. – 2024. – Т. 14. – №1. – С. 135-146.
94. Тимохов, Л.А. Особенности сезонной и межгодовой изменчивости ледяного покрова Гренландского моря / Л.А. Тимохов, Н.А. Вязигина, Е.У. Миронов [и др.] // Лед и Снег. – 2018. – Т. 58. – №1. – С. 127-134.
95. Тимохов, Л.А. Климатические изменения сезонных и долгопериодных колебаний ледовитости Гренландского и Баренцева морей / Л.А. Тимохов, Н.А. Вязигина, Е.У. Миронов [и др.] // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2019. – Т. 65. – №2. – С. 148-168.
96. Трегубова, М.В. Многолетняя динамика ледовитости Гренландского моря в условиях современных климатических изменений / М.В. Трегубова, О.М. Прокофьев, А.В. Мухина // Символ науки. – 2015. – №5. – С. 265-267.
97. Трешников, А.Ф. Географические наименования основных частей рельефа дна Арктического бассейна / А.Ф. Трешников, Л.Л. Балакшин, Н.А. Белов [и др.] // Проблемы Арктики и Антарктики. – 1967. – Вып. 27. – С. 5-15.
98. Тюряков, А.Б. Гидрометеорологические условия появления двухлетнего льда в юго-восточной части Баренцева моря / А.Б. Тюряков, И.А. Ильющенко, Е.С. Егорова // Комплексные исследования природной среды Арктики и Антарктики: Тезисы докладов международной научной конференции. – СПб.: ГНЦ РФ ААНИИ, 2020. – С. 306-309.
99. Тюряков, А.Б. Участвовавшие случаи полного очищения ото льдов Баренцева моря за последнее десятилетие, как показатель потепления климата в западном районе Арктики / А.Б. Тюряков, Е.С. Егорова // Гидрометеорология и экология: достижения и перспективы развития: Сборник трудов V Юбилейной Всероссийской конференции имени Л. Н. Карлина МГО-2021. – М.: Издательство Перо, 2021. – С. 125-134.
100. Уралов, Н.С. К методике прогноза общей ледовитости Баренцева моря в весенне-летние месяцы / Н.С. Уралов // Труды ГОИН. – 1960. – Вып. 55.

101. Фролов, И.Е. Научные исследования в Арктике. Т. 2. Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа / И.Е. Фролов З.М. Гудкович, В.П. Карклин [и др.]. – СПб., Наука, 2007а, – 136 с.
102. Фролов, И.Е. Климатические изменения ледовых условий в арктических морях Евразийского шельфа / И.Е. Фролов, З.М. Гудкович, В.П. Карклин [и др.] // Проблемы Арктики и Антарктики. –2007б. – №75. – С. 149-160.
103. Юлин, А.В. Межгодовая и сезонная изменчивость площади льдов в Северном Ледовитом океане по данным спутниковых наблюдений / А.В. Юлин, Н.А. Вязигина, Е.С. Егорова // Российская Арктика. – 2019. – №7. –С. 28-40.
104. Aagaard, K. The East Greenland Current North of Denmark Strait: Part 1 // K. Aagaard, L. K. Coachman // Arctic. – 1968. – Vol. 21. – P. 181-200.
105. Årthun, M. The Seasonal and Regional Transition to an Ice-Free Arctic / M. Årthun, I. H. Onarheim, J. Dörr [et al.] // Geophysical Research Letters. – 2021. – Vol. 48. – e2020GL090825.
106. Barry, R.G. The Arctic Sea Ice-Climate System: Observations and Modeling / R.G. Barry, M.C. Serreze, J.A. Maslanik [et al.] // Reviews of Geophysics. – 1993. – Vol. 31. – No. 4. – P. 397-422.
107. Beszczynska-Möller, A. Synthesis of Exchanges through the Main Oceanic Gateways to the Arctic Ocean / A. Beszczynska-Möller, R.A. Woodgate, C.M. Lee [et al.] // Oceanography. – 2011. – Vol. 24. – P. 82-99.
108. Beszczynska-Möller, A. Variability in Atlantic Water Temperature and Transport at the Entrance to the Arctic Ocean, 1997–2010 / A. Beszczynska-Möller, E. Fahrbach, U. Schauer [et al.] // ICES Journal of Marine Science. – 2012. – Vol. 69. – No. 5. – P. 852-863.
109. Bi, H. Arctic Sea Ice Area Export through the Fram Strait Estimated from Satellite-Based Data: 1988–2012 // H. Bi, K. Sun, X. Zhou [et al.] // IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing. – 2016. – Vol. 9. – No. 7. – P. 3144-3157.

110. Bi, H. Recent Satellite-Derived Sea Ice Volume Flux through the Fram Strait: 2011–2015 / H. Bi, Y. Wang, W. Zhang [et al.] // *Acta Oceanologica Sinica*. – 2018. – Vol. 37. – No. 7. – P. 107-115.
111. Bliss, A.C. Regional Variability of Arctic Sea Ice Seasonal Change Climate Indicators from a Passive Microwave Climate Data Record / A.C. Bliss, M. Steele, G. Peng [et al.] // *Environmental Research Letters*. – 2019. – Vol. 14. – No. 4. – 045003.
112. Bonan, D.B. Constraining the date of a seasonally ice-free Arctic Using a Simple Model / D.B. Bonan, T. Schneider, I. Eisenman [et al.] // *Geophysical Research Letters*. – 2021. – No. 48. – e2021GL094309.
113. Buzin, I.V. Estimations of Some Components of Ice Conditions in Northeastern Barents Sea / I.V. Buzin // *International Journal of Offshore and Polar Engineering*. – 2006. – Vol. 16. – No. 4. – P. 274-282.
114. Cai, Q. Accelerated Decline of Summer Arctic Sea Ice During 1850–2017 and the Amplified Arctic Warming During the Recent Decades / Q. Cai, J. Wang, D. Beletsky [et al.] // *Environmental Research Letters*. – 2021. – Vol. 16. – 034015.
115. Chatterjee, S. Combined Influence of Oceanic and Atmospheric Circulations on Greenland Sea Ice Concentration / S. Chatterjee, R.P. Raj, L. Bertino [et al.] // *Cryosphere*. – 2021. – Vol. 15. – No. 3. – P. 1307-1319.
116. Chylek, P. Annual Mean Arctic Amplification 1970–2020: Observed and Simulated by CMIP6 Climate Models / P. Chylek, C. Folland, J.D. Klett [et al.] // *Geophysical Research Letters*. – 2022. – Vol. 49. – e2022GL099371.
117. Comiso, J.C. Accelerated Decline in the Arctic Sea Ice Cover / J.C. Comiso C.L. Parkinson, R. Gersten [et al.] // *Geophysical Research Letters*. – 2008. – Vol. 35. – L01703.
118. Cox, K. A. Interannual Variability of Arctic Sea Ice Export into the East Greenland Current / K.A. Cox, J.D. Stanford, A.J. McVicar [et al.] // *Journal of Geophysical Research*. – 2010. – Vol. 115. – C12063.

119. Divine, D. V. Historical Variability of Sea Ice Edge Position in the Nordic Seas / D. V. Divine, C. Dick // *Journal of Geophysical Research*. – 2006. – Vol. 111. – C01001.
120. Egorova, E.S. Assessment of the Seasonal and Multiyear Variability in the Sea Ice Volume Export via the Fram Strait / E.S. Egorova, Ye.U. Mironov // *International Journal of Offshore and Polar Engineering*. – 2023. – Vol. 33. – P. 18-26.
121. Esau, I. The Arctic amplification and its impact: A synthesis through Satellite Observations / I. Esau, L.H. Pettersson, M. Cancet [et al.] // *Remote Sensing*. – 2023. – Vol. 15. – No. 5. – 1354.
122. Furevik, T. The Flow of Atlantic Water to the Nordic Seas and Arctic Ocean / T. Furevik, C. Mauritzen, R. Ingvaldsen // *Arctic Alpine Ecosystems and People in a Changing Environment* // ed. by J. B. Ørbæk, R. Kallenborn, I. Tombre [et al.]. – Springer, Berlin, Heidelberg, 2007. – P. 123-146.
123. Goldenberg, S.B. The Recent Increase in Atlantic Hurricane Activity: Causes and Implications / S.B. Goldenberg, C.W. Landsea, A.M. Mestas-Nunez [et al.] // *Science*. – 2001. – Vol. 293. – No. 5529. – P. 474-479.
124. Graff, L. S., Arctic Amplification Under Global Warming of 1.5 and 2 °C in NorESM1-Happi / L.S. Graff, T. Iversen, I. Bethke [et al.] // *Earth System Dynamics*. – 2019. – Vol. 10. – P. 569-598.
125. Haine, T. Arctic Freshwater Export: Status, Mechanisms, and Prospects / T. Haine, B. Curry, R. Gerdes [et al.] // *Global and Planetary Change*. – 2015. – Vol. 125. – P. 13-35.
126. Hakkinen, S. Shifting Surface Currents in the Northern North Atlantic Ocean / S. Hakkinen, P.B. Rhines // *Journal of Geophysical Research*. – 2009. – Vol. 114. – C04005.
127. Hansen, B. North Atlantic–Nordic Seas Exchanges // B. Hansen, S. Østerhus // *Progress in Oceanography*. – 2000. – Vol. 45. – No. 2. – P. 109-208.
128. Håvik, L. Evolution of the East Greenland Current from Fram Strait to Denmark Strait: Synoptic Measurements from Summer 2012 / L. Håvik, R.S. Pickart, K.

- Våge [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2017. – Vol. 122. – No. 3. – P. 1974-1994.
129. Hersbach, H. The ERA5 Global Reanalysis / H. Hersbach, B. Bell, P. Berrisford [et al.] // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. – 2020. – Vol. 146. – No. 730. – P. 1999-2049.
130. Hordon, R.M. Icelandic Low / R.M. Hordon // *Encyclopedia of World Climatology. Encyclopedia of Earth Sciences Series* / ed. by J.E. Oliver. – Springer, Dordrecht, 2005. – P. 428-429.
131. IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate. – Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2019. – In press.
132. Ivanov, V.V. Transformation of Atlantic Water in the North-Eastern Barents Sea in Winter / V.V. Ivanov, I.E. Frolov, K.V. Filchuk // *Arctic and Antarctic Research*. – 2020. – Vol. 66. – No. 3. – P. 246-266.
133. Jakobsson, M. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) Version 3.0 / M. Jakobsson, L. Mayer, B. Coakley [et al.] // *Geophysical Research Letters*. – 2012. – Vol. 39. – L12609.
134. Jahn, A. How Predictable is the Timing of a Summer Ice-Free Arctic? / A. Jahn, J.E. Kay, M. M. Holland [et al.] // *Geophysical Research Letters*. – 2016. – No. 43. – P. 9113-9120.
135. JCOMM Expert Team on Sea Ice. Sea-Ice Nomenclature: Snapshot of the WMO Sea Ice Nomenclature No. 259. – Geneva, Switzerland: WMO-JCOMM, 2014. – 121 p.
136. Koenig, Z. The Yermak Pass Branch: a Major Pathway for the Atlantic Water Morth of Svalbard? / Koenig, Z., Provost, C., Sennéchael, N. [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2017. – Vol. 122. – No. 12. – P. 9332-9349.
137. Krumpen, T. Recent Summer Sea Ice Thickness Surveys in Fram Strait and Associated Ice Volume Fluxes / T. Krumpen, R. Gerdes, C. Haas [et al.] // *Cryosphere*. – 2016. – Vol. 10. – No. 2. – P. 523-534.

138. Kwok, R. Variability of Fram Strait Ice Flux and North Atlantic Oscillation / R. Kwok, D.A. Rothrock // *Journal of Geophysical Research Atmospheres*. – 1999. – Vol. 104. – C3. – P. 5177-5189.
139. Kwok, R., Fram Strait Sea Ice Outflow / R. Kwok, G.F. Cunningham, S.S. Pang // *Journal of Geophysical Research*. – 2004. – Vol. 109. – C01009.
140. Kwok, R. Outflow of Arctic Ocean Sea Ice into the Greenland and Barents Seas / R. Kwok // *Journal of Climate*. – 2009. – Vol. 22. – No. 9. – P. 2438-2457.
141. Kwok, R. Arctic Sea Ice Thickness, Volume and Multiyear Ice Coverage: Losses and Coupled Variability (1958–2018) / R. Kwok // *Environmental Research Letters*. – 2018. – Vol. 13. – No. 10. – 105005.
142. Lind, S. Variability and Impacts of Atlantic Water Entering the Barents Sea from the North / S. Lind, R.B. Ingvaldsen // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. – 2012. – Vol. 62. – P. 70-88.
143. Liu, Y. Spatio-Temporal Analysis of East Greenland Polar Front / Y. Liu, J. Wang, G. Han [et al.] // *Frontiers in Marine Science*. – 2022. – 9:943457.
144. Loeng, H. Features of the Physical Oceanographic Conditions of the Barents Sea / H. Loeng // *Polar Research*. – 1991. – Vol. 10. – No. 1. – P. 5-18.
145. Loeng, H. Water Fluxes through the Barents Sea / H. Loeng, V. Ozhigin, B. Ådlandsvik // *ICES Journal of Marine Science*. – 1997. – Vol. 54. – No. 3. – P. 310-317.
146. Lundesgaard, Ø. Import of Atlantic Water and Sea Ice Controls the Ocean Environment in the Northern Barents Sea / Ø. Lundesgaard, A. Sundfjord, S. Lind [et al.] // *Ocean Science*. – 2022. – Vol. 18. – P. 1389-1418.
147. Martin, T., P. Wadhams, Sea-Ice Flux in the East Greenland Current / T. Martin, P. Wadhams // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. – 1999. – Vol. 46. – No. 6-7. – P.1063-1082.
148. Min, C. Sea Ice Export through the Fram Strait Derived from a Combined Model and Satellite Data Set / C. Min, L. Mu, Q. Yang [et al.] // *The Cryosphere*. – 2019. – Vol. 13. – P. 3209-3224.

149. Müller, M. Decline of Sea-Ice in the Greenland Sea Intensifies Extreme Precipitation over Svalbard / M. Müller, T. Kelder, C. Palerme // *Weather and Climate Extremes*. – 2022. – Vol. 36. – 100437.
150. Onarheim, I.H. Toward an Ice-Free Barents Sea / I.H. Onarheim, M. Årthun // *Geophysical Research Letters*. – 2017. – No. 44. – P. 8387-8395.
151. Onarheim, I.H. Seasonal and Regional Manifestation of Arctic Sea Ice Loss / I.H. Onarheim, T. Eldevik, L.H. Smedsrud [et al.] // *Journal of Climate*. – 2018. – Vol. 31. – P. 4917-4932.
152. Overland, J.E., The Recent Arctic Warm Period / J.E. Overland, M. Wang, S. Salo // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. – 2008. – Vol. 60. – P. 589-597.
153. Ozhigin, V.K. The Eastern Basin Water and Currents in the Barents Sea / V.K. Ozhigin, A.G. Trofimov, V.A. Ivshin // *ICES Annual Science Conference, 2000*. – ICES CM. 2000/L: 14. 19 pp.
154. Polyakov, I.V. Variability of the Intermediate Atlantic Water of the Arctic Ocean over the Last 100 years / I.V. Polyakov, G.V. Alekseev, L.A. Timokhov [et al.] // *Journal of Climate*. – 2004. – Vol. 17. – No. 23. – P. 4485-4497.
155. Previdi, M. Arctic Amplification of Climate Change: a Review of Underlying Mechanisms / M. Previdi, K.L. Smith, L.M. Polvani // *Environmental Research Letters*. – 2021. – V. 16. – 093003.
156. Rieke, O. Rapid Sea Ice Changes in the Future Barents Sea / O. Rieke, M. Årthun, J. S. Dörr // *The Cryosphere*. – 2023. – Vol. 17. – P. 1445-1456.
157. Ricker, R. Satellite-Derived Sea Ice Export and its Impact on Arctic Ice Mass Balance / R. Ricker, F. Girard-Ardhuin, T. Krumpen [et al.] // *Cryosphere*. – 2018. – Vol. – 12. No. – 9. P. – 3017-3032.
158. Rikiishi, K. The role of Atmospheric Circulation in the Growth Of Sea-Ice Extent in Marginal Seas Around the Arctic Ocean / K. Rikiishi, H Ohtak, Y. Katagiri // *Annals of Glaciology*. – 2005. – Vol. 42. – P. 352-360.
159. Rudels, B. On the Mass Balance of the Polar Ocean, with Special Emphasis on the Fram Strait / B. Rudels. – *Norsk Polarinstitutt Skrifter* 188, Oslo, 1987. – 53 pp.

160. Rudels, B. On the Intermediate Depth Waters of the Arctic Ocean / B. Rudels, E.P. Jones, L.G. Anderson [et al.] // *The Role of the Polar Oceans in Shaping the Global Climate: The Nansen Centennial Volume* / ed. by O.M. Johannessen, R.D. Muench, J.E. Overland. – American Geophysical Union, Washington, DC. 1994. – P. 33-46.
161. Rudels, B. The Thermohaline Circulation of the Arctic Ocean and the Greenland Sea / B. Rudels // *Philosophical Transactions: Physical Sciences and Engineering*. – 1995. – Vol. 352. – No. 1699. – P. 287-299.
162. Schauer, U. Atlantic Water Flow through the Barents and Kara Seas / U. Schauer, H. Loeng, B. Rudels [et al.] // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. – 2002. – Vol. 49. – No. 12. – P. 2281-2298.
163. Serreze, M.C. Icelandic Low Cyclone Activity: Climatological Features, Linkages with the NAO, and Relationships with Recent Changes in the Northern Hemisphere Circulation / M.C. Serreze, F. Cars, R.G. Barry [et al.] // *Journal of Climate*. – 1997. – Vol. 10. – No. 3. – P. 453-464.
164. Serreze, M.C. Processes and Impacts of Arctic Amplification: A Research Synthesis / M.C. Serreze, R.G. Barry // *Global and Planetary Change*. – 2011. – Vol. 77. – No. 1. – P. 85-96.
165. Serreze, M.C. Arctic Sea Ice Trends, Variability and Implications for Seasonal Ice Forecasting / M.C. Serreze, J. Stroeve // *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. – 2015. – Vol. 373. – No. 2045. – 20140159.
166. Shapiro, I. April Sea Ice Extent in the Barents Sea, 1850–2001 / I. Shapiro, R. Colony, T. Vinje // *Polar Research*. – 2006. – Vol. 22. – No. 1. – P. 5-10.
167. Smedsrud, L.H. Recent Wind Driven High Sea Ice Area Export in the Fram Strait Contributes to Arctic Sea Ice Decline / L.H. Smedsrud, A. Sirevaag, K. Kloster [et al.] // *Cryosphere*. – 2011. – Vol. 5. – No. 4. – P. 821-829.
168. Smedsrud, L.H. The Role of the Barents Sea in the Arctic Climate System / L.H. Smedsrud, I. Esau, R.B. Ingvaldsen [et al.] // *Reviews of Geophysics*. – 2013. – Vol. 51. – No. 3. – P. 415-449.

169. Smedsrud, L.H. Fram Strait sea ice export variability and September Arctic Sea Ice Extent over the Last 80 Years / L.H. Smedsrud, M. H. Halvorsen, J.C. Stroeve [et al.] // *Cryosphere*. – 2017. – Vol. 11. – No. 1. – P. 65-79.
170. Spreen, G. Fram Strait Sea Ice Volume Export Estimated Between 2003 and 2008 from Satellite Data // G. Spreen, S. Kern, D. Stammer [et al.] // *Geophysical Research Letters*. – 2009. – Vol. 36. – No. 19. – L19502.
171. Spreen, G. Arctic Sea Ice Volume Export through Fram Strait from 1992 to 2014 / G. Spreen, L. de Steur, D. Divine [et al.] // *Journal of Geophysical Research. Oceans*. – 2020. – Vol. 125. – No. 6. – e2019JC016039.
172. Stroeve, J., Changing State of Arctic Sea Ice Across All Seasons / J. Stroeve, D. Notz // *Environmental Research Letters*. – 2018. – Vol. 13. – No. 10. – 103001.
173. Thompson, D.W.J. The Arctic Oscillation Signature in the Wintertime Geopotential Height and Temperature Fields / D.W.J. Thompson, J.M. Wallace // *Geophysical Research Letters*. – 1998. – Vol. 25. – No. 9. – P. 1297-1300.
174. Thompson, D.W.J. Annular modes in the extratropical circulation. Part I. Month to month variability / D.W.J. Thompson, J.M. Wallace // *Journal of Climate*. – 2000. – Vol. 13. – P. 1000-1016.
175. Trewartha, G.T. *An Introduction to Climate* / G.T. Trewartha, L.H. Horne. – 5th edn. New York: McGraw-Hill, 1980. – 416 pp.
176. Tschudi, M.A. An Enhancement to Sea Ice Motion and Age Products at the National Snow and Ice Data Center (NSIDC) / M.A. Tschudi, W.N. Meier, J.S. Stewart // *The Cryosphere*. – 2020. – Vol. 14. – P. 1519-1536.
177. Tsukernik, M. Atmospheric Forcing of Fram Strait Sea Ice Export: a Closer Look / M. Tsukernik, C. Deser, M. Alexander R. Tomas // *Climate Dynamics*. – 2010. – Vol. 35. – P. 1349-1360.
178. Vinje, T. Sea Ice Conditions in European Sector of the Marginal Seas of the Arctic, 1966–1975 / T. Vinje // *Arbok Norsk Polarinstitut, Oslo*, 1975. – P. 163-174.
179. Vinje, T. Drift, Composition, Morphology and Distribution of the Sea Ice Fields in the Barents Sea / T. Vinje // *Norsk Polarinstitut, Skr. Nr. 179 C*. – Oslo, 1985. – 26 p.

180. Vinje, T., Monitoring Ice Thickness in Fram Strait / T. Vinje, N. Nordlund, A. Kvambekk // *Journal of Geophysical Research*. – 1998. – Vol. 103. – No. C5. – P. 10437-10449.
181. Vinje, T. Anomalies and Trends of Sea-Ice Extent and Atmospheric Circulation in the Nordic Seas During the Period 1864–1998 / T. Vinje // *Journal of Climate*. – 2001a. – Vol. 14. – No. 3. – P. 255-267.
182. Vinje, T. Fram Strait Ice Fluxes and Atmospheric Circulation: 1950–2000 / T. Vinje // *Journal of Climate*. – 2001b. – Vol. 14. – No. 16. – P. 3508-3517.
183. von Appen, W.-J. Exchange of Warming Deep Waters across Fram Strait / W.-J. von Appen, U. Schauer, R. Somavilla [et al.] // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. – 2015. – Vol. 103. – P. 86-100.
184. Watanabe, E. Arctic Dipole Anomaly and its Contribution to Sea Ice Export from the Arctic Ocean in the 20th Century / E. Watanabe, J. Wang, A. Sumi [et al.] // *Geophysical Research Letters*. – 2006. – V. 33. – No. 23. – L23703.
185. Wang, J. Is the Dipole Anomaly a Major Driver to Record Lows in Arctic Summer Sea Ice Extent? / J. Wang, J. Zhang, E. Watanabe [et al.] // *Geophysical Research Letters*. – 2009. – Vol. 36. – L05706.
186. Wittmann, W.I. Comments on the Mass Budget of Arctic Pack Ice / W.I. Wittmann, J. J. Schule jr. // *Proceedings of the Symposium on the Arctic Heat Budget and Atmospheric Circulation*, ed. by J. O. Fletcher. – Santa Monica, California, Rand Corporation, 1966. – P. 215-246.
187. Wu, B.Y. Dipole Anomaly in the Winter Arctic Atmosphere and its Association with Sea Ice Motion / B.Y. Wu, J. Wang, J.E. Walsh // *Journal of Climate*. – 2006. – Vol. 19. – P. 210-225.
188. Xia, W. Assessing Trend and Variation of Arctic Sea-Ice Extent during 1979–2012 from a Latitude Perspective of Ice Edge / W. Xia, H. Xie, C. Ke // *Polar Research*. – 2014. – Vol. 33. – 21249.
189. Zamani, B. Fram Strait Sea Ice Export Affected by Thinning: Comparing High-Resolution Simulations and Observations / B. Zamani, T. Krumpen, L. Smedsrud [et al.] // *Climate Dynamics*. – 2019. – Vol. 53. – No. 5-6. – P. 3257-3270.

190. Zhang, Z. Arctic Sea Ice Volume Export through the Fram Strait from Combined Satellite and Model Data: 1979–2012 / Z. Zhang, H. Bi, K. Sun [et al.] // *Acta Oceanologica Sinica*. – 2017. – Vol. 36. – No. 1. – P. 44-55.
191. Zhou, S. Trends of NAO and AO and Their Associations with Stratospheric Processes / S. Zhou, A.J. Miller, J. Wang [et al.] // *Geophysical Research Letters*. – 2001. – Vol. 28. – No. 21. – P. 4107-4110.