



Министерство науки и высшего образования Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования

**«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»**

**Кафедра прикладной океанографии
и комплексного управления прибрежными зонами**

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА
(магистерская диссертация)

На тему «Изменчивость площади льдов в арктических морях по данным спутниковых наблюдений»

Исполнитель Бондаренко София Ильинична
(фамилия, имя, отчество)

Руководитель Кандидат географических наук, доцент
(ученая степень, ученое звание)

Гордеева Светлана Михайловна
(фамилия, имя, отчество)

«К защите допускаю»
И.о. заведующего кафедрой 
(подпись)

кандидат географических наук
(ученая степень, ученое звание)

Хаймина Ольга Владимировна
(фамилия, имя, отчество)

«16» 04 2026 г.

Санкт-Петербург
2026

ВВЕДЕНИЕ	3
1 Гидрометеорологическая характеристика региона исследования	5
1.1 Гидрометеорологический очерк моря Лаптевых	5
1.1.1 Метеорологическая характеристика	5
1.1.2 Гидрологическая характеристика	10
1.1.3 Ледовый режим	12
1.2 Гидрометеорологический очерк Восточно-Сибирского моря	19
1.2.1 Метеорологическая характеристика	20
1.2.2 Гидрологическая характеристика	25
1.2.3 Ледовый режим	27
1.3 Гидрометеорологический очерк Чукотского моря	32
1.3.1 Метеорологическая характеристика	33
1.3.3 Ледовый режим	37
2 Спутники в исследовании ледовитости	43
2.1 Спутник Sentinel-1	44
2.2 Лед на снимках	46
3 Материалы и методы.....	50
4 Сезонная и межгодовая изменчивость метеорологических параметров морей Восточной Арктики	54
5 Межгодовая изменчивость ледовитости и с ней связанных гидрометеорологических характеристик в море Лаптевых.....	62
5.1 Особенности межгодовой изменчивости.....	62
5.2 Статистические модели связи ледовитости моря с метеорологическими параметрами.....	73
5.3 Сравнение статистических моделей.....	82
6 Межгодовая изменчивость ледовитости и с ней связанных гидрометеорологических характеристик в Восточно-Сибирском море.....	88
6.1 Особенности межгодовой изменчивости.....	88
6.2 Статистические модели связи ледовитости моря с метеорологическими параметрами.....	99
6.3. Сравнение статистических моделей оценки ледовитости Восточно- Сибирского моря	106
7 Межгодовая изменчивость ледовитости и с ней связанных гидрометеорологических характеристик Чукотского моря	111

7.1 Особенности межгодовой изменчивости.....	111
7.2 Статистические модели связи ледовитости моря с метеорологическими параметрами.....	120
7.3 Сравнение статистических моделей.	126
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	129
Список источников.....	133

ВВЕДЕНИЕ

Арктический регион играет ключевую роль в формировании климатической системы Земли, а происходящие в нем изменения носят характер опережающих по сравнению с глобальными показателями. Ледяной покров Северного Ледовитого океана (СЛО) является одним из наиболее чувствительных индикаторов этих изменений и важнейшим компонентом климатической системы, отражающим солнечную радиацию, регулирующим теплообмен между океаном и атмосферой и влияющим на характер циркуляции водных и воздушных масс. Наблюдаемые в последние десятилетия сокращение площади и толщины льда, уменьшение доли многолетних льдов и возрастание сезонной изменчивости ледяного покрова относятся к числу наиболее ярких проявлений современного потепления в Арктике.

Трансформация ледовых условий имеет не только научное значение, но и непосредственно определяет возможности хозяйственной деятельности в научных широтах, в первую очередь – судоходства по трассам Северного морского пути (СМП). Ледовая обстановка на трассе СМП остается сложной и характеризуется значительной межгодовой и сезонной изменчивостью: сроки наступления и окончания навигации, положение кромки льда и тяжесть ледовых условий существенно различаются от года к году. Эта нестабильность требует углубленного понимания закономерностей изменчивости ледяного покрова, выявления устойчивых трендов и периодических колебаний, что необходимо для гидрометеорологического обеспечения мореплавания и планирования ледовых операций. Данные спутникового дистанционного зондирования, обеспечивающие регулярный и полный охват арктической акватории, являются основным инструментом для решения этой задачи.

Целью работы является изучение межгодовой и сезонной изменчивости площади льдов в морях Северного Ледовитого океана по данным спутниковых снимков.

Для выполнения данной цели были поставлены следующие задачи:

- Подготовить и обработать спутниковые изображения;
- Выявить межгодовую и сезонную изменчивость метеопараметров, влияющих на образование ледовитости в общем и в каждом море отдельно;
- Статистически выявить основные предикторы, влияющие на образование ледовитости в каждом море.

1 Гидрометеорологическая характеристика региона исследования

Море Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское моря образуют один из главных шельфовых регионов Российской Арктики. Интенсивные взаимодействия между атмосферой, ледяным покровом и водными массами определяют климатическую динамику высоких широт.

Так как задачи работы связаны с исследованием изменчивости ледовитости, в текущем разделе в основном рассматриваются характеристики, связанные с этим процессом.

1.1 Гидрометеорологический очерк моря Лаптевых

Гидрометеорологический очерк моря Лаптевых был сделан за климатический период, начиная с 1938 года, дополняющийся каждые несколько лет. Последняя корректировка вышла в 2009 году [1].

Море Лаптевых – одно из окраинных арктических морей Северного Ледовитого океана – отличается сложными гидрометеорологическими условиями. Ледовые условия определяются главным образом расположением и размерами Таймырского и Янского ледяных массивов.

Большая повторяемость пасмурного неба с низкой облачностью и частые туманы, сильное волнение, суровый ледовый режим – все эти показатели характеризуют море Лаптевых как одно из самых суровых арктических морей.

1.1.1 Метеорологическая характеристика

Климат моря Лаптевых отличается суровостью, что обусловлено его высокоширотным положением, близостью к материку и особенностями атмосферной циркуляции. Зимы здесь очень холодные, а лето – прохладное, с преобладанием пасмурной погоды и частыми туманами.

Атмосферная циркуляция имеет ярко выраженный сезонный характер. Зимой, при господстве Сибирского антициклона, над морем преобладают ветры с материка (зимний муссон). В этот период над акваторией проходит 2-3 циклона в месяц. Летом, с формированием Азиатской депрессии, ветры меняют направление на противоположное (летний муссон), а циклоническая активность увеличивается до 4-5 циклонов в месяц. Их прохождение сопровождается резкими изменениями погоды.

С июля по сентябрь на климат заметно влияют морские течения: холодное Восточно-Таймырское на западе и теплое, связанное со стоком реки Лена, на востоке. В результате лето в западной части моря холоднее, чем в восточной и южной. Наиболее благоприятные погодные условия летом складываются на юге благодаря прогреву суши и влиянию речного стока. Восточная часть моря по погодным условиям занимает промежуточное положение.

1.1.1.1 Температура воздуха

Самые низкие температуры воздуха отмечаются в январе и феврале, когда среднемесячные значения составляют от -28°C до -33°C . Зимой наиболее теплой является северная часть моря, а наиболее холодной – южная. Абсолютный минимум температуры, зарегистрированный на мысе Косистый в феврале, достигает -54°C . Однако при проходе циклонов возможны кратковременные потепления: в отдельные дни температура может повышаться до $-2^{\circ}\text{C} \dots 0^{\circ}\text{C}$ (мыс Челюскин, остров Андрея).

Интенсивное повышение температуры начинается в мае. Весной переход средней суточной температуры через отметку -5°C происходит в южной части моря в начале третьей декады мая, а в остальных – в конце этой же декады. Превышение температуры через 0°C весной наблюдается в южной части в начале первой декады июня, а большинство районов – во второй декаде июня, и лишь в открытой северной части – в третьей декаде июня.

Самые теплые месяцы – июль и август. Средняя месячная температура в открытой северной акватории составляет $0^{\circ}\text{C} - 1^{\circ}\text{C}$, на островах Малых

Таймыр, Андрея и Котельный – от 0⁰С до 3⁰С, а в южной части моря и на материковом побережье (острова Дунай, бухта Тикси) - 5⁰С - 7⁰С. Абсолютный максимум температуры в июле достигает в северной части 4⁰С, на островах Малый Таймыр и Котельный - 15⁰С и 22⁰С соответственно, а в южной части - 27⁰С-33⁰С (мыс Косистый, бухта Тикси).

Осенью переход средней суточной температуры через 0⁰С происходит в северной части моря в третьей декаде августа или начале сентября, а в южной – в конце второй – начале третьей декады сентября. Таким образом, продолжительность периода с положительной температурой уменьшается с юга на север: от 108 дней (бухта Тикси) до 81 дня (остров Котельный) и 58 дней (остров Малый Таймыр). При этом самые ранние и поздние даты перехода температуры через 0⁰С могут различаться более, чем на месяц. Осеннее понижение температуры через -5⁰С отмечается в северной части моря в конце сентября, а в южной – в первой декаде октября.

1.1.1.2 Ветровой режим и циркуляция вод

Ветровой режим моря Лаптевых обладает выраженной сезонной и пространственной изменчивостью, которая определяет как местные климатические условия, так и динамику водных масс. Зимой в описываемом районе преобладают в основном южные и юго-западные ветры. В апреле увеличивается повторяемость восточных ветров. Летом в западной части моря отмечаются в основном восточные и западные ветры, в восточной части – восточные, северо-восточные, западные и северо-западные. В центральной и северной частях моря в это время ветры переменные. В сентябре увеличивается повторяемость южных и юго-западных ветров, а в октябре они становятся уже преобладающими, но повторяемость их несколько меньше, чем зимой.

Существенное влияние на направление ветра оказывают конфигурация береговой линии и рельеф берегов. Вблизи высоких берегов, особенно если вдоль берега тянется горная цепь, воздушный поток отклоняется от первоначального направления и движения вдоль берега. В узких проливах,

заливах и речных долинах ветры дуют обычно вдоль пролива или долины. Влияние местных условий на ветры хорошо выражено в Хатангском заливе, в бухте Тикси, в районе острова Преображения.

Сезонные изменения средней месячной скорости ветра в районе незначительны, с годовыми колебаниями обычно в пределах 1-3 м/с. В восточной части моря (остров Котельный, мыс Килях) летние скорости (6-7 м/с) несколько превышают зимние, в то время как в остальных районах средние скорости составляют 5-6 м/с, с небольшим снижением летом.

Ветровой режим непосредственно определяет характер неперiodических течений, которые складываются с постоянными и приливными течениями, формируя общую циркуляцию вод.

Суммарные течения в море Лаптевых складываются из постоянных, ветровых и приливных течения. Постоянные течения (рисунок 1.1) обусловлены водообменом с Центральным Арктическим бассейном и соседними морями, а также речным стоком. Вдоль восточных берегов островов Северная Земля и полуострова Таймыр с северо-запада на юго-восток проходит холодное Восточно-Таймырское течение; скорость его 0,2 - 0,3 уз. Часть вод этого течения уходит через пролив Шокальского и северную часть пролива Бориса Вилькицкого в Карское море, а основной его поток продолжает следовать на юг и встречается с водами, поступающими из Карского моря через южную часть пролива Бориса Вилькицкого; его скорость увеличивается до 0,5 уз. Примерно на широте бухты Прончищевой Восточно-Таймырское течение встречается с водами, идущими из Хатангского залива на северо-восток, смешивается с ними, и общий поток далее направляется на восток; скорость его 0,2 уз. В Хатангском заливе скорость постоянного течения на выходе в море из проливов Северный и Восточный 0,4-0,5 уз.

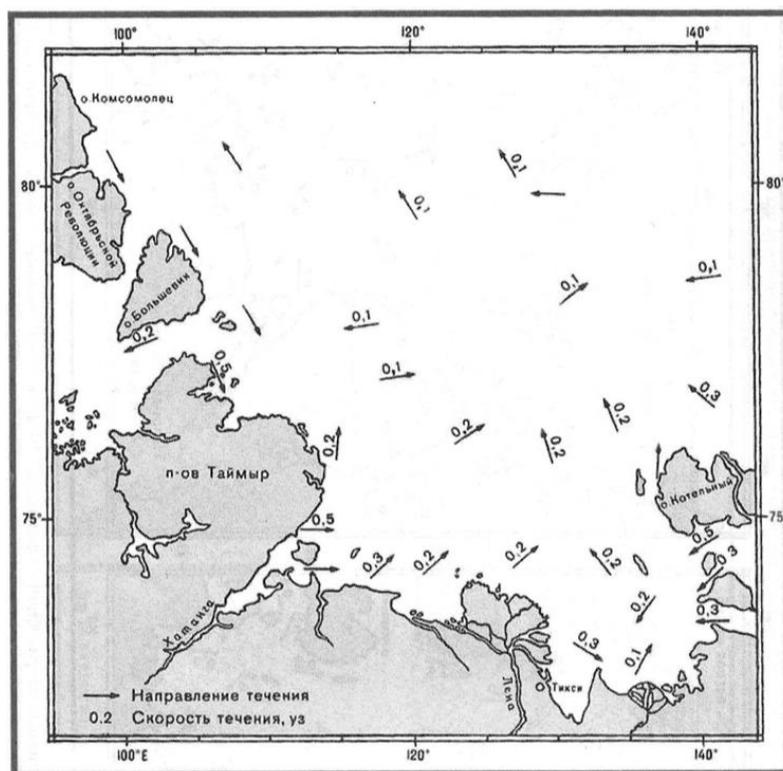


Рисунок 1.1 – Схема постоянных течений в слое 0 – 10 м в период июль – сентябрь [1].

В юго-восточной части моря, благодаря стоку рек Лена и Яна, образуется постоянное течение, направленное на восток и северо-восток, которое затем сливается с течениями, выходящими из проливов Дмитрия Лаптева и Санникова, и общий поток следует на север и северо-запад; скорость его 0,2-0,3 уз.

Непериодические течения (сумма ветровых и постоянных течений), наблюдающиеся при устойчивых ветрах различных направлений со скоростью 10 м/с. При северном и северо-западном ветрах течения направлены преимущественно на юго-запад и юг, а в губе Буор-Хая и Янском заливе – на восток и северо-восток; скорость течений 0,2-0,8 уз. Восточный и северо-восточный ветры обуславливают течения, направленные в основном на северо-запад и запад; скорость их 0,3-0,8 уз. При южном и юго-восточном ветрах в центральной и западной части моря течения направлены на северо-восток и север; преобладающая скорость их 0,6 уз. В Янском заливе и губе Буор-Хая течения следуют на юго-запад и запад; скорость их не превышает 1

уз. Западный и юго-западный ветры обуславливают в море Лаптевых течения, направленные на юго-восток и восток; скорость их 0,5-0,9 уз. В Янском заливе западные ветры образуют циркуляцию вод, близкую к циклонической; скорость до 1,1 уз. В бухте Тикси при ветрах от запада до северо – северо-запада возникает антициклонический круговорот вод со скоростью, не превышающей 0,3 уз, а при ветрах от северо-востока до юго-востока образуется циклонический круговорот вод со скоростью 0,3 уз.

Максимальная скорость суммарных течений в проливе Северный (Хатангский залив) – 3,2 уз. Здесь сильные приливные течения, скорость которых 2,7 уз, складываются с устойчивым постоянным течением, обусловленным стоком реки Хатанга. Суммарное течение направлено преимущественно на северо-восток, т.е. вдоль пролива. В проливе Восточный максимальная скорость суммарных течений около 4 уз. В Оленёкском заливе максимальная скорость суммарных течений 1,1 уз. Такая скорость была зафиксирована в северной части океана, куда с моря подходит желоб с глубиной 20 м. Течение направлено на северо – северо-восток. В бухте Тикси максимальная скорость течений не превышала 0,8 уз; только в районе между мысом Муостах и островом Муостах она достигала 1,3 уз. Такие скорости течений наблюдались при северо-западном ветре со скоростью 16 м/с. В губе Буор-Хая и Янском заливе наиболее сильные течения направлены на юг; скорость их 1,1-1,4 уз. Приведенные выше максимальные скорости суммарных течений нельзя считать максимально возможными по всей акватории моря Лаптевых. В открытом море и его проливах в период август – сентябрь при определенных гидрометеорологических условиях могут встретиться течения, скорость которых в 1,5-2 раза больше, чем указанная выше.

1.1.2 Гидрологическая характеристика

Гидрологический режим моря Лаптевых определяется суровым климатом, стоком речных вод, а также водообменом и ледообменом с

Центральным Арктическим бассейном, Карским и Восточно-Сибирским морями.

Суровость климата является главной причиной интенсивного образования льда. Сток рек вызывает распреснение и повышение температуры воды в прибрежной зоне. Водообмен с соседними морями и Центральным Арктическим бассейном, а также речной сток обуславливает систему постоянных течений.

1.1.2.1 Температура и соленость поверхностного слоя

Прогрев воды достигает максимума в июле-августе. В июле в южной части моря температура составляет $1-2^{\circ}\text{C}$ (до 4°C в губе Буор-Хая), в центральной – около 0°C , в западной – от 0 до -1°C , а в покрытой льдом северной части – от -1 до $-1,5^{\circ}\text{C}$. В августе температура в южной части повышается до $3-4^{\circ}\text{C}$ ($6-7^{\circ}\text{C}$ в Буор-Хая). С сентября начинается охлаждение: в южной части вода остывает до $2-3^{\circ}\text{C}$, а к октябрю температура понижается от $+1^{\circ}\text{C}$ на юго-востоке до $-1,5^{\circ}\text{C}$ на севере.

Имея сравнительно небольшую площадь акватории (662600 км^2), море Лаптевых принимает воды рек Хатанги, Анабар, Оленька, Лены, Омлоя и Яны. Наличие такого мощного, рассредоточенного по побережью моря, притока речных вод оказывает распресняющее влияние на значительной площади водной акватории. Устья впадающих рек различаются по гидролого-морфометрическим характеристикам (устья Хатанги и Анабара относятся к эстуарному типу, а Оленька, Лены и Яны – к устьям рек с дельтами выполнения). Эти реки, отличающиеся по объемам жидкого и твердого стока, оказывают различное воздействие на элементы природной среды моря Лаптевых [3].

Учитывая, что доля суммарного стока рек Хатанги, Анабара, Оленька, Омлоя и Яны составляет 38% среднемноголетнего объема стока р. Лены, а также особенности морфометрии обширной дельты р. Лены, с наличием подводных реликтовых долин, большинство исследователей считают воздействие Ленских вод на режим моря Лаптевых доминирующим [3].

В зимний период, когда объем речного стока значительно сокращается, наблюдается два направления распространения речных вод в море, которые определяются гидрометеорологическими условиями в районе. Основной вариант: зона распреснения занимает восточную и северо-восточную часть моря Лаптевых [3].

1.1.3 Ледовый режим

Море Лаптевых полностью не освобождается ото льда в течение года, однако летом значительная часть его акватории очищается от ледяного покрова. В зимний период большая часть моря занята дрейфующими льдами, а в прибрежной зоне формируется неподвижный лед – припай. Преобладает однолетний лед местного происхождения; двухлетние и многолетние льды встречаются преимущественно в северных районах.

Айсберги и их фрагменты наблюдаются главным образом у восточных берегов архипелага Северная Земля и побережья полуострова Таймыр. Обычно это образования небольших размеров: длина не превышает 200 м, а высота надводной части – 30 м.

По характеру распределения льдов море Лаптева делится на два крупных района с различным ледовым режимом. Первый район включает акваторию от пролива Бориса Вилькицкого до меридиана 125⁰ в.д. (западная часть моря площадью 249 тыс км²), где сосредоточен тяжелый лед Таймырского ледяного массива. Второй район охватывает восточную часть моря от меридиана 125⁰ в.д. до Новосибирских островов (площадь 287 тыс км²), где преобладает лед Янского ледяного массива.

В годовом цикле ледяной покров находится в состоянии непрерывной динамики. В ледовом режиме моря Лаптевых выделяются два основных периода: фаза нарастания льда (октябрь-май) и фаза разрушения льда (июнь-сентябрь).

1.1.3.1 Состояние ледового покрова в осенне-зимний период

Осенью, с понижением температуры воздуха и воды, в море Лаптевых начинается процесс ледообразования. Первые признаки молодого льда

появляются в северной части моря уже в конце августа – начале сентября, где часто сохраняется остаточный лед прошлого сезона (рисунок 1.2). Формирование ледяного покрова распространяется с севера на юг, достигая материкового побережья через 15-20 суток. Западная часть моря, как правило, замерзает примерно на 5 суток раньше восточной. В среднем для полного покрытия акватории молодым льдом требуется около 25 суток.

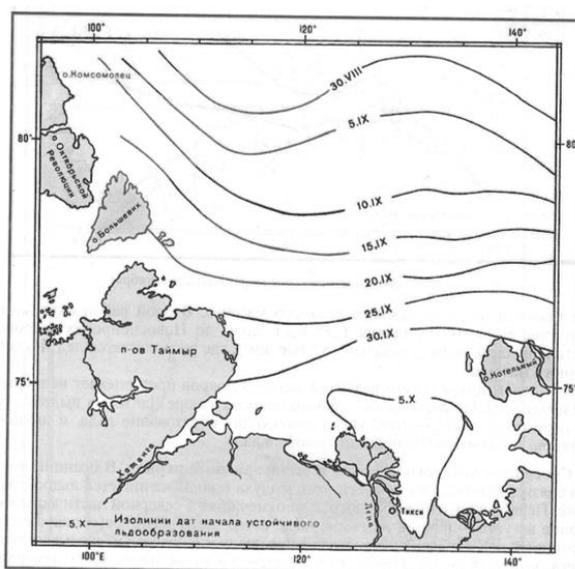


Рисунок 1.2 – Даты начала устойчивого льдообразования [1].

Скорость нарастания льда в этот период определяется главным образом температурой воздуха и толщиной снежного покрова на его поверхности. В процессе роста лед последовательно проходит несколько возрастных стадий, каждая из которых соответствует определенной толщине ледяного покрова.

Отличительной чертой ледового режима моря Лаптевых является формирование обширных массивов неподвижного льда – припая. Его образование начинается, когда молодой лед достигает толщины 15-20 см. припай формируется преимущественно в результате сжатия и смерзания дрейфующих льдов, а в защищенных бухтах и на мелководье – путем естественного нарастания льда на месте, обычно в течение 10 суток после начала устойчивого льдообразования.

Устойчивая граница распространения припая приблизительно совпадает с изобатой 150-20 м и в дальнейшем мало меняется в течение

зимы. Наибольшего развития припай достигает в юго-восточной части моря, к западу от Новосибирских островов, где его ширина к северу от материка может достигать 250 морских миль. Вдоль побережья с востока на запад ширина припайной зоны заметно сокращается; у западных берегов она не превышает 10-15 миль из-за больших глубин и слабой изрезанности береговой линии. Хатангский залив в зимний период полностью покрывается припаем, максимальная площадь которого наблюдается в апреле-мае.

В западной части моря припай в среднем занимает 27% акватории, варьируя от 17% до 34%. В восточной части его доля значительно выше: в среднем 53%, с колебаниями от 42% до 59% от общей площади припая.

Припай в море Лаптевых состоит преимущественно из однолетнего льда. Однако в районе восточных берегов архипелага Северная Земля в его массивах встречаются скопление старого (многолетнего) льда, а также айсбергов и их обломков. Средняя торосистость припая оценивается в 1-2 балла, а степень его заснеженности – примерно в 2 балла.

С момента образования припая и до его весеннего разрушения вдоль его внешней (морской) границы формируются заприпайные полыньи. Их появление и устойчивость зависят от интенсивности и продолжительности действия гидрометеорологических факторов. Под влиянием отжимных ветров дрейфующий лед отступает от кромки припая, обнажая участки открытой воды. В зимних условиях эти пространства быстро затягиваются молодым льдом – ниласом.

В настоящее время в акватории моря Лаптевых выделяют пять устойчивых заприпайных полыней (таблица 1.1). Эти полыньи служат важными навигационными коридорами для судоходства в наиболее ранние и поздние сроки сезона, а также играют роль очагов прогрева моря, ускоряя процесс очищения акватории ото льда.

К северу и западу от Новосибирских островов ширина зоны молодого льда в период с февраля по апрель составляет в среднем 50-100 км, а его повторяемость достигает 80-90%. У побережья полуострова Таймыр и

архипелага Северная Земля эта зона уже существенна, а ее повторяемость снижается с 60% в феврале до 20% в мае. Повторяемость сквозной заприпайной полыньи между мысом Арктический и устьем реки Лена в феврале составляет 40%, уменьшаясь к маю практически до нуля. В восточной части моря, между устьем Лены и северной оконечности острова Котельный, повторяемость подобной полыньи в феврале достигает около 90%, снижаясь к маю до 50%.

Таблица 1.1 – Повторяемость и ширина полыней моря Лаптевых.

Наименование полыньи	Повторяемость, %					Ширина, км			
	Месяцы					Месяцы			
	II	III	IV	V	VI	II	III	IV-V	VI
Восточная Северо-земельская	89	68	63	31	18	45	200	30	5
Северо-восточная Таймырская	100	80	90	55	80	140	80	65	60
Восточно-Таймырская	83	63	40	30	24	40	45	20	25
Анабаро-Ленская	96	86	66	90	97	70	80	55	95
Западная Новосибирская	67	84	88	95	97	70	65	75	75

За пределами полыней располагается зона дрейфующего льда. В зимний период его преобладающей формой являются обширные поля сморози. Сплоченность льда здесь, как правило, близка к 10 баллам. Средняя торосистость дрейфующих льдов обычно не превышает 2 баллов и возрастает до 3 баллов и более лишь у восточных берегов Северной Земли и полуострова Таймыр. Высота торосов, зависящая от толщины исходного льда, в среднем составляет 2-3 метра. Раздробленность льда зимой обычно не превышает 2-3 баллов. Исключение является узкая прикромочная зона, где из-за повышенной подвижности льда раздробленность возрастает до 4-5 баллов.

1.1.3.2 Состояние ледового покрова в весенне-летний период

Весной, с повышением температуры воздуха и воды, начинается таяние и разрушение ледяного покрова. Практическим индикатором начала этого

процесса служит появление отдельных снежниц на поверхности льда. Средние сроки начала таяния приходится на третью декаду мая к югу от 72° с.ш., на вторую декаду июня – в зоне между 75° и 79° с.ш. и на третью декаду июня – к северу от 79° с.ш. Согласно наблюдениям полярных станций, скорость таяния припая в начальный период составляет около 1 см/сут, впоследствии увеличиваясь до 3-5 см/сут. Достигнув критической толщины 0,7-1 м, припай взламывается под действием динамических факторов, преимущественно при скорости ветра свыше 10 м/с. Полное разрушение припая в среднем происходит во второй половине июля (например, в устьях Яны и Хатанги – около 16 июля). У восточного побережья Северной Земли этот процесс начинается позже и может затягиваться до середины августа.

После взлома припай переходит в категорию дрейфующего льда. Его интенсивное разрушение приходится на июль и август: лед быстро дробится, а вероятность встречи крупных ледяных полей снижается с 60-70% до 10-20%. (рисунки 1.3). К концу августа преобладают обломки полей и битый лед. Интенсивность таяния выше в прибрежной зоне благодаря прогреванию воздуха с материка, загрязненности льда, влиянию речного стока и наличию заприпайных полыней. К концу июня толщина льда уменьшается на 30-40 см в юго-западной части и на 50 см в районе Новосибирских островов.

Сплоченность льда начинает снижаться в мае в районах полыней (рисунки 1.4). К концу июля она резко уменьшается, а к концу августа, по средним многолетним данным. Лед практически полностью исчезает. В сентябре процесс сменяется началом нового ледообразования на севере.

В годы максимальной ледовитости почти вся судоходная трасса (кроме участка от островов Дунай до бухты Тикси) в августе занята льдом сплоченностью 9-10 баллов. В годы минимальной ледовитости сплоченный лед к середине августа обычно отступает за пределы трассы. С конца июня по конец сентября площадь льда сокращается неравномерно: быстрее в восточной части и в первой половине лета. К концу сентября западная часть моря очищается на 50%, восточная – на 75%.

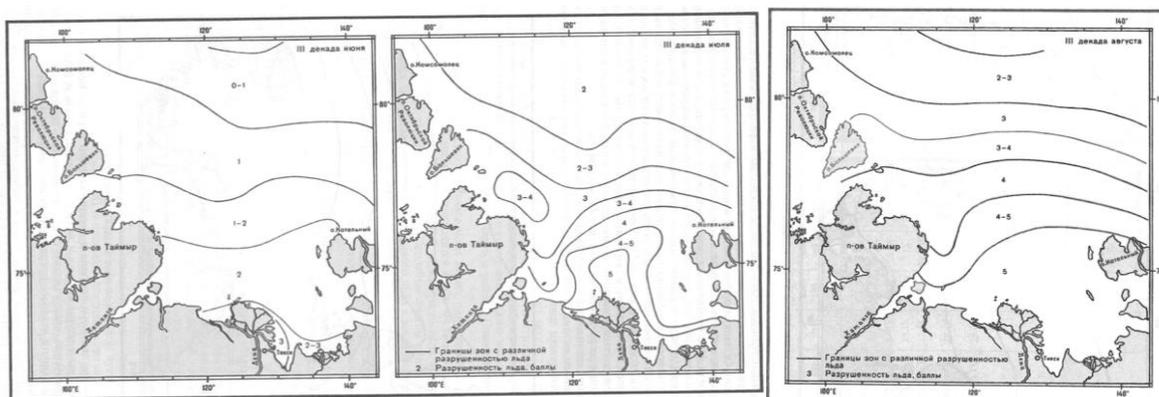


Рисунок 1.3 – Разрушенность льда в 3 декаде (июня, июля, августа) [1].

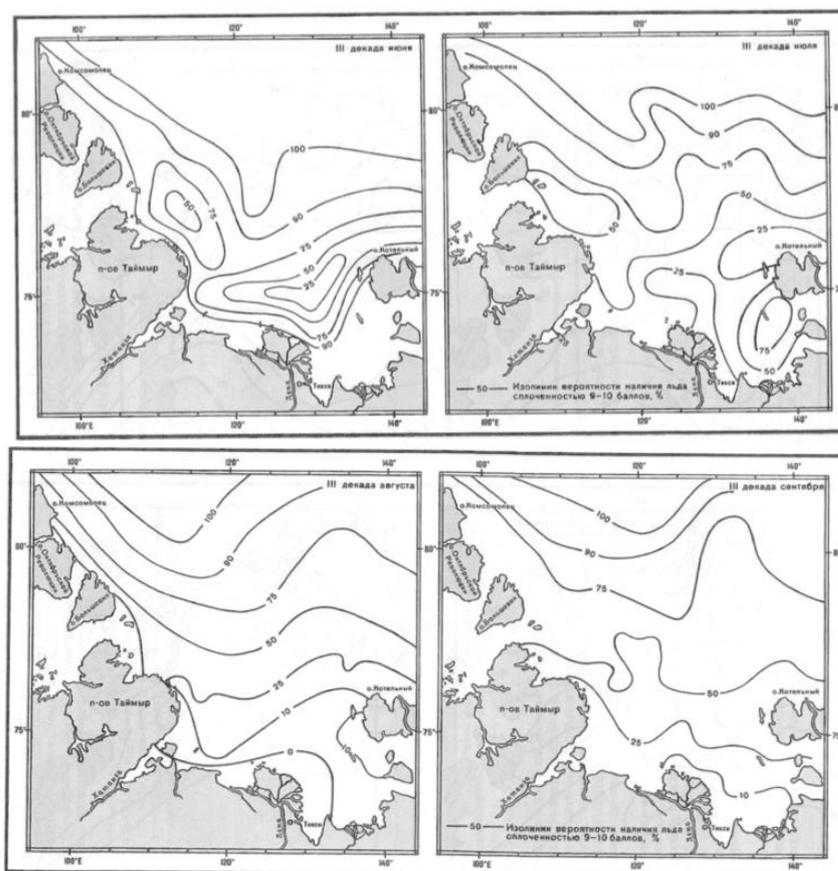


Рисунок 1.4 – Вероятность наличия льда сплоченностью 9 – 10 баллов в 3 декаде (июня, июля, августа, сентября) [1].

Основу ледового баланса составляет однолетний лед, доля которого в конце июня достигает около 94%. Его летнее таяние на месте – ключевой механизм очистки акватории. Главным очагом очищения служит зона тонкого

льда в восточной части моря, расширение которой к началу лета приводит к разделению покрова на два массива: Таймырский и Янский (рисунок 1.5).

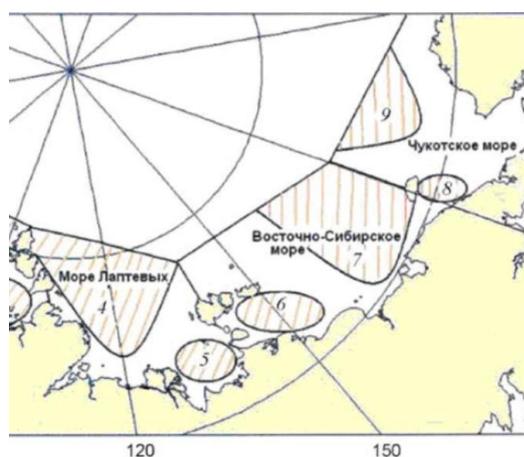


Рисунок 1.5 – Схема расположения ледяных массивов: 4 – Таймырский, 5 – Янский, 6 – Новосибирский, 7 – Айонский, 8 – Врангелевский, 9 – Чукотский северный [2].

Таймырский ледяной массив – один из крупнейших отроговых массивов на Северном морском пути. В середине июля он занимает около 70% западной акватории, к концу сентября – около 25% (таблица 1.2). Его южная часть сложена в основном однолетним льдом, северная – льдом разного возраста. Выделяют три основных положения массива: западное (вдоль восточного берега Таймыра), центральное (в середине западной части моря) и южное (в юго-западной части, иногда разделенное на две части).

Таблица 1.2 – Отношение площадей Таймырского и Янского ледяных массивов моря Лаптевых к площадям соответствующих частей моря, %

Ледяной массив	Характеристика площадей ледяных массивов	Июль	Август	Сентябрь	
		Декады			
		I	I	I	III
Таймырский	Средняя	80	52	32	26
	Максимальная	99	93	76	72
	Минимальная	41	17	17	0
Янский	Средняя	90	33	6	2
	Максимальная	100	98	38	29
	Минимальная	74	0	0	0

Янский ледяной массив формируется из толстого однолетнего льда взломанного припая и располагается между устьем Лены и Новосибирскими островами. Он отделен от Таймырского массива зоной разреженного льда или чистой водой на месте зимней полыни. Лед Янского массива отличается меньшей торосистостью и большей разрушенностью. Обычно он полностью исчезает в результате таяния во второй половине августа.

Дрейф льда в море Лаптевых в летне-осенний период характеризуется значительностью. В июне преобладает вынос льда на запад и северо-запад. В июле основной вектор смещается на южное направление. В августе в центральных и южных районах моря лед перемещается преимущественно на юго-восток, восток и северо-восток. Лишь к сентябрю-октябрю на всей акватории устанавливается более устойчивый дрейф льда в северо-восточном и северном направлениях.

1.2 Гидрометеорологический очерк Восточно-Сибирского моря

Гидрометеорологический очерк Восточно-Сибирского моря был сделан за климатический период, начиная с 1938 года, дополняющийся каждые несколько лет. Последняя корректировка вышла в 1998 году [5].

Восточно-Сибирское море является одним из наиболее мелководных морей Арктики. Как и другие моря этого региона, оно характеризуется сложными гидрометеорологическими условиями. Особенности его ледовой обстановки в первую очередь определяются местоположением и размерами Айонского ледяного массива.

На мелководных участках, особенно в проливах Санникова и Дмитрия Лаптева, а также в баровых зонах устьев рек Индигирка и Колыма, наблюдаются значительные изменения глубин. Эти колебания вызваны сильными стонно-нагонными явлениями, существенно влияющими на местную гидрологию.

1.2.1 Метеорологическая характеристика

Арктический морской климат Восточно-Сибирского моря отличается низкими температурами, высокой влажностью, малым количеством осадков, летними туманами и круглогодичным ледяным покровом в некоторых местах акватории. Он формируется под влиянием холодного Арктического бассейна и соседнего материка с резко континентальным климатом.

Сезонная динамика определяется изменениями атмосферной циркуляции. Зимой западная часть моря находится под влиянием гребня высокого давления между Сибирским и Канадскими антициклонами, а восточная – под воздействием ложбины Алеутского минимума; над морем проходит 2-4 циклона в месяц. Весной чисто циклонов сокращается до 1-2. Летом над побережьем формируется ложбина Азиатской депрессии из-за контраста между теплой сушей и холодным морем, что увеличивает циклоническую активность до 4-5 случаев в июле. Осенью давление над материком растет, а к северу от моря возникает область повышенного давления.

Преобладающими воздушными массами в течение года являются холодные и сухие – арктические и континентальные умеренных широт. Теплый и влажный морской воздух наблюдается редко. Прохождение циклонов вызывает усиление ветра, увеличение облачности, осадки, а зимой – кратковременные потепления.

1.2.1.1 Температура воздуха

Наиболее низкие температуры в Восточно-Сибирском море отмечаются в январе-феврале. Средние месячные значения составляют -30°C ... -34°C , повышаясь до -24°C ... -28°C лишь на юго-востоке. Абсолютные минимумы достигают -56°C (станция Алазея) на юго-западе и -50°C (станция Валькаркай) на юго-востоке. Влияние полюса холода (Верхоянск, Оймякон) и более теплого тихоокеанского воздуха формирует разницу зимних температур между холодным юго-западным и относительно теплым юго-востоком в 4-

6⁰С. Кратковременные зимние потепления до положительных значений возможны при прохождении циклонов.

Интенсивное потепление начинается в мае: переход через -10⁰С происходит в первой половине месяца, через -5⁰С – во второй. Нулевая отметка преодолевается в конце мая в заливах, в начале июня – на побережье, в середине июня – в центральной части и в конце июня – на севере. Самые теплые месяцы – июль и августа (июль в среднем на 1⁰С теплее). В июле температура над морем составляет 1-2⁰С, на побережье – 4-6⁰С, в заливах – 7-8⁰С. В августе значения снижаются: около 0⁰С на севере, около 2⁰С в центре и 3-5⁰С на побережье.

Наибольшая климатическая изменчивость зимой: отклонения от средних многолетних температур достигают 7-9⁰С (летом – 2-3⁰С). Суточные колебания зимой также значительные (до 14-16⁰С, иногда 20⁰С) против летних 9-13⁰С.

Осеннее понижение температуры через 0⁰С происходит в конце августа на севере и во второй половине сентября на побережье. Устойчивый переход через -5⁰С наблюдается в начале октября (на севере – с конца сентября), а через -10⁰С – во второй декаде октября. Продолжительность периода с положительными температурами увеличивается с севера на юг от 40-60 до 100-120 дней.

1.2.1.2 Ветровой режим и циркуляция вод

Ветровой режим Восточно-Сибирском моря формируется под влиянием сезонных изменений барических полей, а в прибрежных районах зависит от рельефа местности и конфигурации береговой линии. В узких заливах, проливах и долинах рек с высокими берегами ветры дуют вдоль берегов.

Ветровой режим моря имеет выраженную сезонную и пространственную изменчивость, которая непосредственно определяет характер неперiodических (ветровых) течений. Зимой на всем побережье дуют преимущественно западный и юго-западный ветры, повторяемость которых соответственно 20% и 19%.

Весной отмечаются в основном восточный и северо-восточный ветры; повторяемость их в некоторых пунктах достигает 55%. Летом также преобладают северо-восточный и восточные ветры (суммарная повторяемость до 65%). Осенью осуществляется переход к зимнему ветровому режиму. В октябре начинают преобладать юго-западный и западные ветры, хотя повторяемость их меньше, чем в декабре и январе. Иногда под влиянием местных особенностей ветер несколько дней подряд сохраняет одно направление; наиболее устойчивы северо-восточные ветры, дующие иногда от 8 до 19 дней подряд.

Скорость ветра в открытом море в среднем 4-5 м/с за месяц, причем летом она больше, чем зимой. На побережье в отдельные годы средняя месячная скорость под влиянием местных особенностей может существенно отличаться от многолетней нормы, достигая 9-11 м/с.

В районе порта Певек часто наблюдается сильный местный ветер «южак» - внезапно возникающий юго-восточный фён, скорость которого достигает 45 м/с. Штормовые ветры фёнового характера отмечаются также в бухте Амбарчик и у мыса Шелагский с максимальной скоростью 40-45 м/с.

Преобладающие ветровые условия напрямую влияют на динамику вод, формируя суммарную циркуляцию, которая складывается из постоянных, ветровых и приливных течений.

Максимальная скорость суммарных течений в открытом море 1-1,5 уз, в прибрежной зоне 1,5-2 уз. Лишь местами скорость их больше: в районе бухты Амбарчик она достигает 2,5-3 уз, В Восточно-Сибирском море и его проливах в период август-сентябрь при определенных гидрометеорологических условиях могут отмечаться течения, скорость которых в 1,5-2 раза больше скоростей, приведенных выше.

Постоянные течения в Восточно-Сибирском море обусловлены водообменом с Чукотским морем и морем Лаптевых, а также стоком рек Колыма, Индигирка и Алазея. В центральной части моря постоянное течение в слое 0-12 м направлено на восток. Скорость его преимущественно 0,1-0,2 уз

(в прибрежной зоне до 0,3 уз). Западнее острова Врангеля постоянное течение направлено на северо-запад; оно является продолжением постоянного течения, выходящего из Чукотского моря и следующего через пролив Лонга. Скорость его 0,1-0,2 уз. В проливах Дмитрия Лаптева и Санникова постоянные течения идут в основном на запад со скоростью 0,1-0,3 уз. Индигирское течение – сравнительно теплое постоянное течение, обусловленное стоком рек Индигирка и Алазея, направлено на северо-восток и восток. Воды реки Колыма создают в море два потока: один из них идет на север со скоростью 0,2 уз, другой – восток – северо-восток со скоростью 0,3 уз.

При устойчивых ветрах со скоростью 10 м/с возникают ветровые течения, которые в совокупности с постоянными образуются течения, представленные на рисунке 1.6. При северных ветрах в слое 0-12 м наблюдается течение, идущее из Центрального Арктического бассейна к материку со скоростью 0,4 уз (рисунок 1.7 (а)). В проливах Дмитрия Лаптева и Санникова при северных ветрах течение идет на восток со скоростью соответственно 0,6 и 1 уз. При восточных ветрах отмечается течение, идущее в основном на северо-запад со скоростью 0,4-1 уз, причем наибольшая скорость бывает в прибрежной зоне на участке от устья реки Алазея до пролива Дмитрия Лаптева (рисунок 1.7 (б)). В проливах Дмитрия Лаптева и Санникова течение следует на запад со скоростью соответственно 0,7-1,2 и 2 уз. При южных ветрах в море преобладает течение, направленное на север – северо-восток (рисунок 1.7 (в)). Между устьями реки Колыма и Медвежьими островами скорость этого течения 0,6 уз. В проливе Дмитрия Лаптева течение идет на запад со скоростью до 1 уз. В проливе Санникова течение также следует в основном на запад со скоростью до 0,8 уз. При западных ветрах в описываемом районе течение направлено преимущественно на юго-восток со скоростью 0,4-0,7 уз (рисунок 1.7 (г)). В проливах Дмитрия Лаптева и Санникова течение идет на восток, скорость его соответственно 0,7-1,4 и 1 уз.

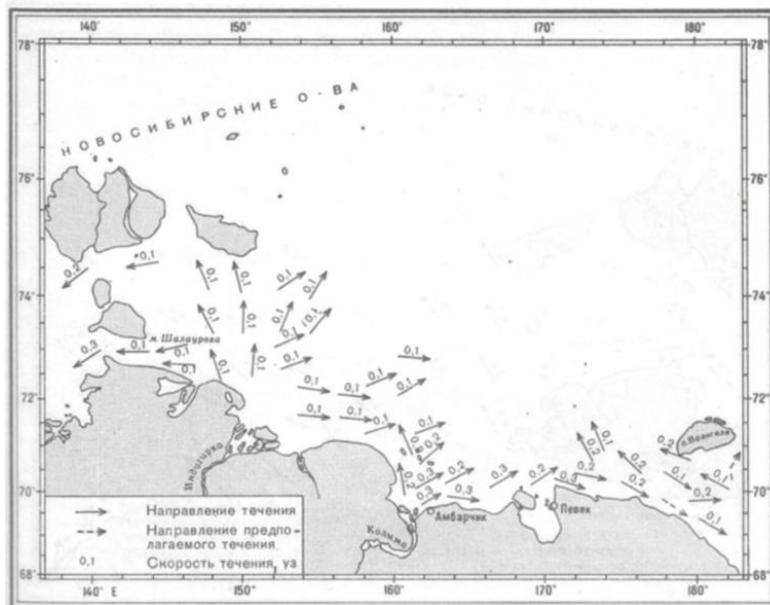
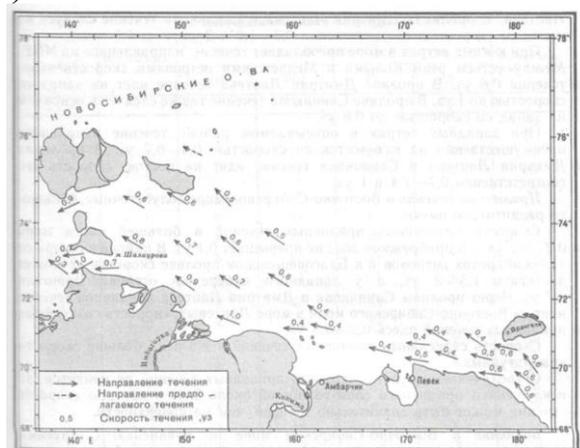


Рисунок 1.6 – Схема постоянных течений в слое 0 – 12 м. [5]

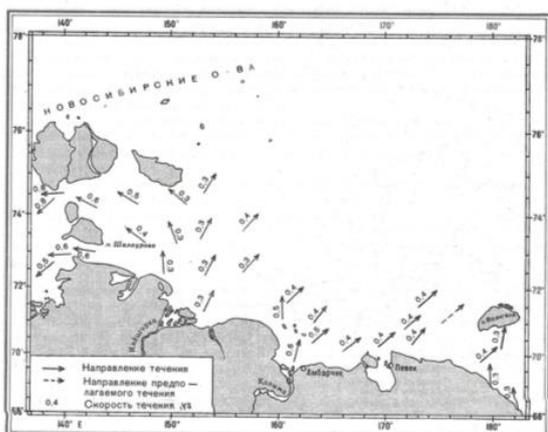
а)



б)



в)



г)

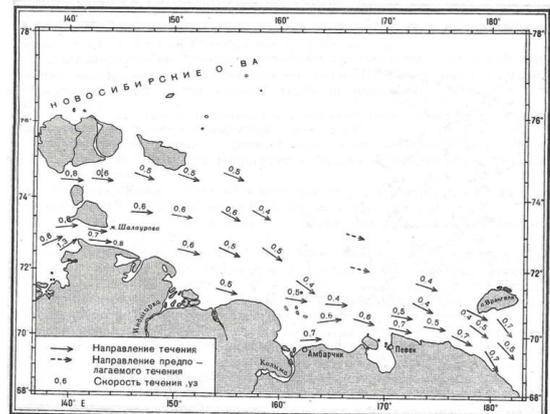


Рисунок 1.7 – Схема течений в слое 0 – 12 м при северных (а), восточных (б), южных (в), западных(г) ветрах со скоростью 10м/с. [5]

1.2.2 Гидрологическая характеристика

Гидрологический режим Восточно-Сибирского моря формируется в основном под влиянием водообмена с Центральным Арктическим бассейном и соседними морями, речного стока, а также атмосферной циркуляции.

Летом проникающие в Восточно-Сибирское море холодные воды из Центрального Арктического бассейна понижают температуру воды, а более теплые воды из моря Лаптевых (через пролив Дмитрия Лаптева и Санникова) и Чукотского моря (через пролив Лонга) – повышают ее. Причем опресненные воды моря Лаптевых вызывают опреснение вод в западной части Восточно-Сибирского моря, а соленые воды Чукотского моря – осолечение вод в его восточной части.

Сток теплых и пресных вод рек, в особенности таких крупных, как Индигирка и Колыма, способствует образованию постоянных течений и распространению теплых вод в море.

Характер преобладающих над морем воздушных масс и их циркуляция оказывают влияние на формирование не только гидрологического, но и ледового режима.

1.2.2.1 Температура поверхностного слоя воды.

В Восточно-Сибирском море большую часть года подледный слой воды имеет температуру, близкую к точке замерзания. Лишь у устьев рек Индигирка и Колыма влияние стока поддерживает зимой температуру около 0°C , тогда как вдали от побережья и на глубинах 10-15 м она падает до $-1,5\dots-1,6^{\circ}\text{C}$. Гидрологическая зима (период от охлаждения до прогревания воды) длится от 188 сут в районе острова Айон до 259 сут у Новосибирских островов.

Весной с увеличением солнечной радиации и поступлением речных вод начинается прогрев поверхности, сначала в районах сильного речного волнения. Через месяц после перехода через 0°C начинается интенсивное разрушение льда.

Летом, по мере очищения от льда, прогревается поверхностный слой. К концу июля зона с температурой выше 0°C у побережья имеет ширину от 16 миль восточнее мыса Шелагский до более 108 миль под влиянием стока Колымы. У кромки льда температура падает до 0°C и ниже. К середине августа прогретая зона расширяется, достигая более 160 миль на западе и около 54 миль на востоке, с максимумом в бухта Амбарчик и Певек. Межгодовая изменчивость велика: в холодные годы температура у побережья может быть отрицательной, а в теплые – достигать $7-8^{\circ}\text{C}$.

С конца августа начинается охлаждения. Температура переходит через 0°C к отрицательным значениям: 25-30 августа на северо-западе, 10-15 сентября на востоке и в конце сентября – начале октября в Колымском заливе. Гидрологическое лето (период с температурой $\geq 0^{\circ}\text{C}$) длится от 4-60 суток на северо-западе до 120-130 суток в Колымском заливе и бухте Певек.

К сентябрю прогретая зона сокращается. В первой декаде октября положительная температура сохраняется только вблизи устьев крупных рек и в бухте Певек. В холодные годы уже в начале октября температура по всему морю опускается до точки замерзания.

Основными прямыми источниками поступления пресных вод на акваторию Восточно-Сибирского моря являются реки Индигирка, Алазея и Колыма. Сопоставление площадей акватории морей с объемами поступающего речного стока показывает значительно меньший, по сравнению с морями Карским и Лаптевых, его вклад в распреснение поверхностного слоя. Ряд исследователей отмечают, что опресняющее воздействие этих рек проявляется лишь на ограниченной прибрежной морской акватории, примыкающей к устьям. В то же время исследованиями установлено большое воздействие Ленских вод, проникающих в летний период через проливы Санникова и Дмитрия Лаптева, на распреснение поверхностного слоя северо-западной части Восточно-Сибирского моря [3].

1.2.3 Ледовый режим

Восточно-Сибирское море большую часть года сковано льдом, который имеет смешанное происхождение: он формируется как локально, так и поступает в виде многолетних арктических масс из Центрального бассейна.

Восточно-Сибирское море является одним из наиболее суровых из всех российских арктических морей. Холодные зимы, короткое лето, сильные ветры формируют на акватории моря мощный и торосистый ледяной покров, состоящий из припайных и дрейфующих льдов [6].

1.2.3.1 Ледообразование и установление припая

Начало ледообразование в Восточно-Сибирском море, как и во всей Арктике, зависит от трех ключевых факторов: остаточной теплоты воды, присутствия остаточного льда и силы осеннего похолодания. В сентябре, с устойчивым понижением температуры воздуха, акватория активно теряет тепло, что запускает процесс формирования нового льда. Интересно, что в зонах, где сохранился лед прошлых сезонов, этот процесс идет быстрее, чем на открытой воде. Самые ранние признаки ледообразования, например, в пределах Айонского ледяного массива, обычно фиксируется уже в конце августа – начала сентября (рисунок 1.8).

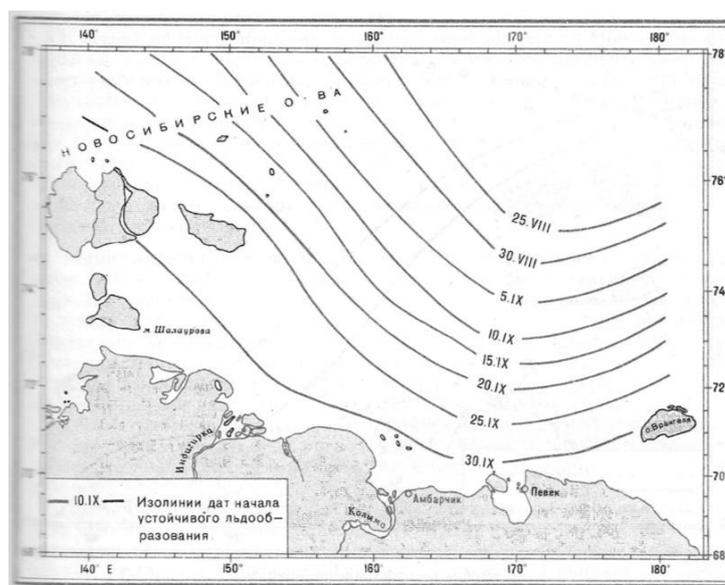


Рисунок 1.8 – Даты начала устойчивого ледообразования.

Ледообразование в западной части моря происходит поэтапно. Первым льдом покрываются северные районы с остаточным льдом, затем мелководные и опресненные прибрежные зоны и, наконец, центральные участки, свободные ото льда. К концу сентября – началу октября устойчивый ледяной покров формируется уже на всей акватории, включая районы без остаточного льда.

Самые ранние сроки устойчивого ледообразования (конец третьей декады сентября) характерны для проливов Санникова и Дмитрия Лаптева. Наиболее позднее начало процесса (конец первой декады октября) наблюдается в Чаунской губе (порт Певек).

Толщина льда в начальный период нарастает быстро. К концу первой декады октября молодой лед достигает 10-15 см, к концу второй декады – 20-25 см, а к середине ноября – 50-60 см.

В течение 1-2 недель после начала устойчивого ледообразования вдоль побережья и вокруг Новосибирских островов формируется припай (рисунок 1.9). В открытой западной части моря он окончательно устанавливается к середине ноября. Припай преимущественно состоит из местного однолетнего льда, хотя в его кромке могут встречаться включения более старого льда. В мелководных районах граница припая может располагаться на расстоянии от нескольких десятков до нескольких сотен километров от материкового берега. Наибольшая протяженность припая наблюдается в районе Новосибирских островов – до 360 км от материка и в западной части Восточно-Сибирского моря – до 250 км [8].

Максимального развития припай достигает в марте-апреле, когда его ширина в западной части моря составляет 200-250 миль. Его торосистость обычно равна 1-2 баллам, возрастая у кромки до 3-4 баллов.

В восточной части моря (между мысами Шелагский и Биллингса) формирование припая затруднено из-за отжимных ветров, которые неоднократно взламывают его. Окончательно он устанавливается лишь в конце ноября – начале декабря, имеет небольшую ширину (3-12 миль) и

представляет собой смесь льдов разного возраста с высокой торосистостью (3-5 баллов).

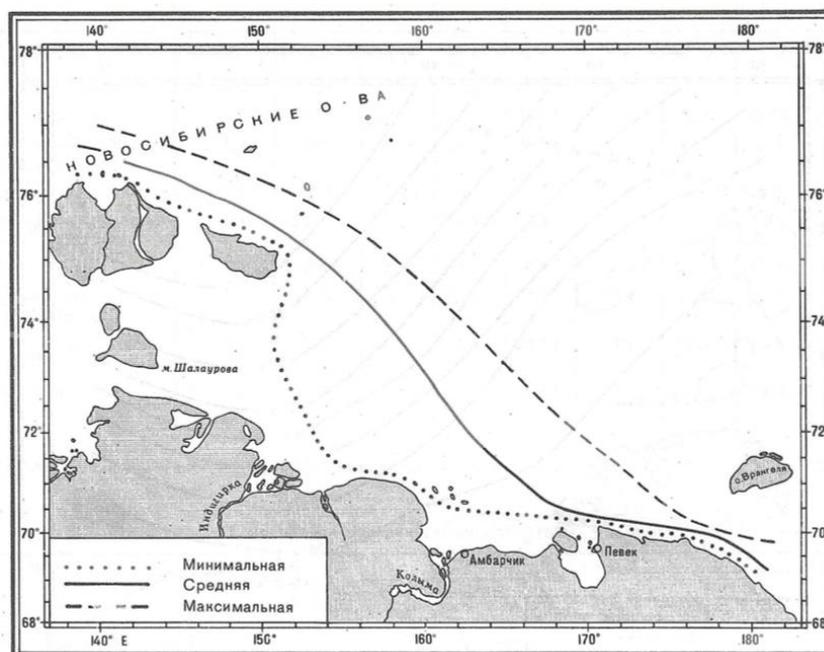


Рисунок 1.9 – Граница распространения припая [5].

Максимальной толщины припай достигает в мае. Средняя многолетняя толщина ровного льда составляет 200-210 см в западной части и 160-180 см – в восточной. За припаем к востоку от Новосибирских островов располагается сплоченный дрейфующий лед, иногда со значительными включениями старого льда, особенно на участке от бухты Амбарчик до мыса Биллингса.

К северу от островов зимой с вероятностью 80% формируется Новосибирская полынья – зона молодого льда шириной до 50-100 миль. В районе от острова Айон до пролива Лонга зимняя повторяемость сквозных прогалин не превышает 10-15%, но к июлю возрастает до 50-60% из-за участвовавших отжимных ветров. Между островами Айон и Новая Сибирь вероятность образования такой полыньи составляет около 10%.

1.2.3.2 Таяние льда и взлом припая

Весной, с переходом температуры воздуха через 0⁰С, начинается интенсивное таяние льда. Первые признаки таяния появляются в начале мая в

районе порта Певек (Чуанская губа), к концу мая процесс охватывает устьевые участки рек, а в июне – всю акваторию моря. Уменьшение толщины припая у побережья материка наблюдается с середины мая до начала июня; снежницы формируются повсеместно к началу июля, а водяные забереги – уже во второй половине июня.

Скорость таяния льда в июне составляет в среднем 2 см/сут, увеличиваясь в июле в 1,5-2 раза. По мере уменьшения прочности припая под действием ветра и течений начинается его взлом. Разрушением припая стартует в устьях рек и в Певеке во второй декаде июня, а в остальных районах – в начале июля. Окончательный распад припая у Чукотского побережья происходит в первой декаде июля, а в проливах Дмитрия Лаптева и Санникова – в конце второй – начале третьей декады июля. В исключительных случаях (1962, 1977) припай у Новосибирских островов не разрушался до конца навигации, блокируя подход судов. В июле – августе таяние продолжается, сплоченность торосистых полей падает, и они дробятся.

После разрушения припая сплоченность льда у побережья снижается, образуя обширные очищенные участки, благоприятные для судоходства. Первыми освобождаются ото льда районы, прилегающие к устьям рек Колыма, Алазея и Индигирка.

1.2.3.3 Распределение льда и ледяные массивы

Распределение льда в море в основном определяется положением Новосибирского и Айонского ледяных массивов (рисунок 1.10).

Новосибирский ледяной массив формируется из взломанных припайных однолетних льдов местного образования. Массив занимает юго-западную часть акватории моря площадью 192 тыс. км². В некоторые годы в массиве наблюдаются включения многолетнего льда. В июле–августе льды массива блокируют восточные подходы к проливам Санникова и Дмитрия Лаптева. В большинстве случаев лед в массиве полностью вытаивает в

течение августа. В отдельные годы Новосибирский массив бывает соединен с Айонским и может сохраняться до конца периода таяния [8].

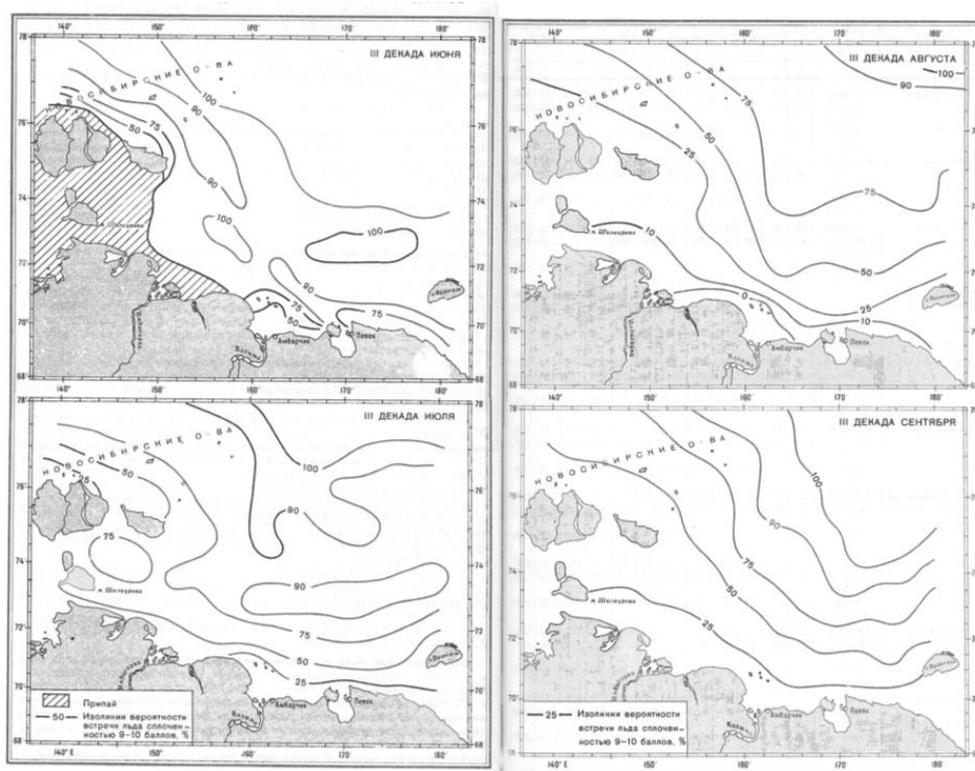


Рисунок 1.10 – Вероятность встречи льда сплоченностью 9-10 баллов в июне, июле, августе, сентябре [5].

После разрушения припая моря постепенно очищается ото льда, в основном за счет таяния. К началу августа на западе кромка льда отступает к югу от 10-метровой изобаты. Здесь расположен Новосибирский ледяной массив, формирующийся преимущественно из припая. К середине сентября он в значительной степени разрушается, и большая часть акватории освобождается ото льда.

Восточная часть – один из наиболее сложных участков Северного морского пути – находится под влиянием Айонского ледяного массива. Этот массив, являющийся отрогом океанического, состоит из местного однолетнего и двухлетнего льда, а также многолетнего льда, приносимого с севера и востока. Его положение зависит от ветров: восточное – соединен с Врангелевским массивом, осложняя плавание от пролива Лонга до острова Айон. Центральное – ядро в центре моря, создает сложности от мыса

Шелагский до Медвежьих островов. Западное – находится в западной части, соединяясь с Новосибирским массивом, затрудняет путь от Медвежьих островов до пролива Лопатка.

В неблагоприятные годы южная кромка массива все лето держится у берега, образуя труднопроходимые перемычки. В благоприятные годы юго-восточные ветры отгоняют массив на 50-100 миль к северу. В средние годы кромка находится в 5-20 милях от берега.

Дрейф льда – в северной части преобладает западный и северо-западный дрейф; в центральной и южной частях направление зависит от ветра. Нажимной дрейф вызывает у берега сильные сжатия и торошение. Приливный дрейф в целом слаб, лишь севернее Новосибирских островов лед может смещаться на 2-3 мили. Сизигийные приливные сжатия в сплоченном льду особенно опасны в начале и конце навигации.

1.3 Гидрометеорологический очерк Чукотского моря

Гидрометеорологический очерк Чукотского моря был сделан за климатический период, начиная с 1938 года, дополняющийся каждые несколько лет. Последняя корректировка вышла в 1991 году [9].

Чукотское море отличается крайне суровым арктическим климатом с продолжительной холодной зимой и коротким прохладным летом. Преобладают устойчивые северные и северо-восточные ветры, часто достигающие штормовой силы, особенно в осенне-зимний период.

Климат формируется под влиянием постоянного ледового покрова, который даже в летние месяцы может сохраняться в значительной части акватории. Характерны частые туманы, особенно в летний период при прохождении теплых воздушных масс над холодной водой.

Гидрологический режим определяется взаимодействием холодных арктических вод и поступающих через Берингов пролив более теплых и соленых вод Тихого океана. Море относится к категории сильно штормовых,

с развитым волнением, интенсивность которого зависит от ледовой обстановки и направления ветра.

1.3.1 Метеорологическая характеристика

Чукотское море находится в зоне арктического климата, что определяет его исключительно суровые погодные условия. Для региона характерны продолжительная холодная зима (до 9-10 месяцев) с постоянными отрицательными температурами, опускающимися ниже -30°C , и короткое прохладное лето со средними температурами июля $+4\dots+6^{\circ}\text{C}$.

Преобладают сильные северные и северо-восточные ветры, часто достигающие штормовой силы, особенно в переходные сезоны. Летом часты адвективные туманы, образующиеся при движении относительно теплого воздуха над холодной водой.

Атмосферное давление зимой высокое, летом — пониженное, что способствует активной циклонической деятельности. Количество осадков невелико (200-300 мм в год), но испарение минимально, что создает избыточное увлажнение.

Погода отличается крайней неустойчивостью и быстрой изменчивостью в течение суток под влиянием арктических фронтов. Важнейшим климатообразующим фактором является ледовый покров, который сохраняется большую часть года, существенно влияя на температурный режим и влажность воздуха.

1.3.1.1 Температура воздуха

Температурный режим Чукотского моря характеризуется чертами резкой континентальности. Влияние моря оказывает умеряющее воздействие на термические условия.

В годовом ходе выделяются два основных сезона. Теплый сезон со средними месячными температурами выше 0°C длится с июня по сентябрь. Холодный сезон со средними месячными температурами ниже -10°C наблюдаются с ноября по апрель. Май и октябрь являются переходными месяцами.

Устойчивый переход средней суточной температуры через 0°C весной на побережье происходит в первой декаде июня. Осенний период через 0°C отмечается в конце сентября– начале октября. Суммарная продолжительность периода с положительной температурой на побережье составляет 95-105 дней.

Средние летние температуры (июль–август) на восточных станциях составляют +6...+8°C. На северных станциях они достигают +3...+4°C. Абсолютные максимумы на Чукотском побережье фиксируются на уровне +28...+30°C.

Зимний период (декабрь–февраль) характеризуется средними месячными температурами на побережье в диапазоне -20...-24°C. Характерной чертой зимнего сезона остаются мощные приземные температурные инверсии, формирующиеся в условиях устойчивой морозной погоды и ясного неба.

1.3.1.2 Направление ветра

Распределение ветров в Чукотском море определяется сезонными барическими системами, а в прибрежной зоне существенное влияние оказывают направление береговой линии и рельеф местности.

Сезонная смена ветрового режима отчетливо выражена. Весенний переход от зимних к летним условиям, отмеченный в мае, характеризуется ростом повторяемости южных ветров. В летний сезон (июнь-август) на акватории моря преобладают ветры с северной составляющей. На острове Врангеля наиболее частыми в этот период являются северные и северо-восточные ветры с суммарной повторяемостью около 40%. Приближаясь к материковому побережью, воздушные потоки часто следуют его северо-западному простиранию. Такая циркуляция способствует нажиму льда к берегам и в пролив Лонга. В то же время повторяемость отжимных ветров южной четверти, благоприятных для очистки прибрежной акватории, в летние месяцы достигает 25-35%. В августе и сентябре над морем вновь

усиливается повторяемость северных ветров. Общей чертой является значительная устойчивость ветров преобладающего направления.

Локальные особенности рельефа и конфигурации берега формируют региональные отличия, например: на острове Врангеля в течение года преобладают ветры северных направлений, с увеличением доли восточных составляющих летом.

На мысе Шмидта выделяются два основных потока, соответствующих ориентировке пролива Лонга: северо-западные и юго-восточные ветры. В районе Уэллена, расположенного у входа в Берингов пролив, летом преобладают северные и южные ветры, а зимой доминируют северные. Вдоль чукотского побережья (северо-запад – юго-восток) преобладают ветры северо-западного направления с повторяемостью около 50-60%.

Среднегодовая скорость ветра в районе моря составляет 5,5-6,5 м/с. Наиболее сильные ветры связаны с определенными направлениями: на острове Врангеля – с северными и северо-восточными; на побережье – с северо-западными и северо-восточными; в районе Уэллена – с юго-восточными. Максимальные скорости ветра регистрируются преимущественно в холодный период. На острове Врангеля и мысе Шмидта максимальные порывы превышают 30-35 м/с зимой и 25-30 м/с летом. В районе Уэллена максимальные скорости могут достигать 30-34 м/с как зимой, так и летом.

Установившиеся ветровые условия оказывают прямое влияние на формирование непериодических (ветровых) течений, которые в совокупности с постоянными и приливными течениями определяют общую циркуляцию вод Чукотского моря. Основными факторами, определяющими систему постоянных течений, являются приток через Берингов пролив прогретых тихоокеанских вод и поступление через пролив Лонга распресненных вод Восточно-Сибирского моря. Взаимодействие этих потоков формирует циркуляцию, определяющую гидрологический и ледовый режимы моря.

Через Берингов пролив осуществляется устойчивый приток вод. Основная струя (до 60% объема) следует ближе к материковому (сибирскому) побережью. Годовой объем переносимой воды по данным последних лет оценивается в 0,8-1,0 Св, что составляет около 30 млн м³/с. Летний перенос может увеличиваться до 1,2 Св. Максимальные скорости основного потока в центральной части пролива, по данным инструментальных замеров, достигают 0,8-1,2 уз, а с учетом приливной составляющей в отдельных случаях – до 1,6-2,0 уз. Напор течения имеет выраженный сезонный ход с максимумом в июле-августе и ослаблением в осенне-зимний период [10].

Войдя в Чукотское море, основной поток – Анадырское/Чукотское течение – следует на север. В районе 67-68° с.ш. часть вод отклоняется на северо-запад, а основная струя, получая вклад из залива Коцебу, продолжает движение на северо-восток вдоль побережья Аляски как Аляскинское прибрежное течение. Скорости в этой струе в среднем составляют 0,4-0,8 уз. В летний период при совпадении с южными ветрами наблюдаемые скорости могут возрастать до 1,0-1,2 уз. В районе мыса Лисбурн часть вод поворачивает на север к проливу Барроу [10].

Второй ключевой поток – холодные распресненные воды, поступающие через пролив Лонга из Восточно-Сибирского моря. Это течение направлено на юго-восток вдоль побережья Чукотки. Его мощность и проникновение сильно зависят от соотношения напора с тихоокеанскими водами. Скорости в этом потоке обычно ниже и составляют 0,2-0,6 уз.

В зоне взаимодействия двух основных потоков в центральной части моря формируется обширный круговорот циклонического типа. Скорости в нем варьируются от 5 до 20 см/с.

В северной части моря циркуляция сложна и включает поток, огибающий остров Врангеля с севера и следующее затем вдоль его южного берега на запад течение, а также ветвь, направленную на северо-запад в сторону моря Бофорта. Между этими струями также наблюдаются мезомасштабные вихревые образования [10].

Ветровые (дрейфовые) течения в навигационный период выражены слабее, чем постоянные, и в основном модулируют их скорость и направление. В осеннее-зимний сезон, при ослаблении постоянных потоков, роль ветровых течений возрастает, существенно влияя на дрейф льда.

1.3.3 Ледовый режим

Ледовый покров, формирующийся с октября по ноябрь и разрушающийся в июне-июле, является доминирующим фактором, определяющим сезонные изменения температуры, солёности и динамики вод. Даже в августе-сентябре значительная часть акватории остаётся занятой дрейфующими льдами [11].

Ледовое состояние Чукотского моря определяется следующими основными факторами [11]:

- 1) приносом в море больших масс высоко нагретой воды с юга через Берингов пролив;
- 2) приносом с севера и северо-запада (через пролив Лонга) многолетних льдов Полярного бассейна;
- 3) гидрометеорологическими условиями данного года.

По-видимому, определяющими ледовое состояние факторами являются первые два. Из них принос с севера и особенно с северо-запада многолетних льдов находится в зависимости от ветрового режима данного года, господствующего в Восточно-Сибирском море и в прилегающих с севера к Чукотскому морю частях Полярного бассейна. Большой или меньший напор теплых вод, выходящих из Берингова пролива, с своей стороны также определяется в значительной мере ветровым режимом, но уже северной части Тихоокеанского бассейна. В результате воздействия данных факторов, являющихся следствием гидрометеорологического режима, расположенных на большом расстоянии друг от друга областей, ледовое состояние Чукотского моря претерпевает из года в год значительные колебания ледовитости. Однако, несмотря на имеющие место в данном море колебания ледовитости, из приведенных ниже кратких обзоров отдельных

навигационных периодов, выбранных из многочисленных совершенных здесь плаваний судов, легко усматривается в общем довольно однообразный характер ледового состояния моря.

1.3.3.1 Характеристика ледового покрова в навигационный период

Под действием приносимых через Берингов пролив высоко нагретых водных масс, первым начинает очищаться от льда район моря, расположенный прямо к северу от пролива. В средние по ледовитости годы, кромка тяжелого льда в июле идет от берега Аляски в районе мысов Хоп-Лисбурн, по параллели до меридианов, примерно, 130-173°, а затем поворачивает на юго-восток к Чукотскому берегу несколько северо-западнее мыса Дежнева. В августе обычно происходит быстрое отодвигание кромки на северо-запад и она идет, постепенно удаляясь от материкового берега Аляски. К югу от этого острова кромка поворачивает на юго-запад и далее к юго-востоку, следуя к Чукотскому берегу. В сентябре, в средние по ледовитости годы, кромка сравнительно мало изменяет свое положение и обычно лишь на несколько десятков миль подается на север, освобождая таким образом от льдов остров Геральд. В годы более ледовитые кромка располагается юго-восточнее.

Годы благоприятные по ледовитости определяются как более северным положением кромки льдов, так и в еще большей степени характером льда в массивах. По-видимому, решающим показателем благоприятных условий навигации является второй из только что приведенных факторов-характер льда, в частности, наличие в массиве разводий и прогалин с рассеянным льдом.

Разрежение льда с образованием среди него прогалин и небольших пространств чистой воды устанавливает доступность для прохода судов, но одновременно увеличивает площадь, занятую льдами, рассеивающимися за

счет всегда имеющих место огромных пространств свободной от льда воды, в восточной половине моря.

На большее или меньшее распространение ледяного массива, лежащего вдоль Чукотского полуострова, а также на характер и формы ледовых образований в нем, определяющую роль играет гидрометеорологический режим данного года в восточной части Восточно-Сибирского моря. Это равным образом относится к ледовитости моря у южной части острова Врангеля и в проливе Лонга. Поток льдов, поступающих в Чукотское море через пролив Лонга и вытягивающихся под материковым берегом в виде упомянутого выше массива, заметно колеблется в своем напоре, определяясь, видимо, не одним лишь местным ветровым режимом, а возможно, в большей степени, режимом исходного района- Восточно-Сибирского моря. В результате сильного напора этого ледяного потока, массив распространяется до Берингова пролива и даже занимает его западную часть, что неоднократно наблюдалось.

В восточной части моря колебания ледовитости значительной мере зависят от напора теплых вод, выносимых через Берингов пролив.

1.3.3.2 Характер ледовых образований

Характер ледовых образований в Чукотском море довольно разнообразен. Здесь присутствует лед местного происхождения-однолетний, как выше было указано, иногда преобладающий в количестве. Лед, приносимый из Восточно-Сибирского моря через пролив Лонга, а также надвигающийся с севера из Полярного бассейна, представляет собой преимущественно паковый лед. Обычно это бывают обломки полей и крупнобитые льдины толщиной от 6 до 10 м со сглаженными неоднократным обтаиванием торосами.

Образование молодого льда в районах, где в навигационное время располагаются ледяные массивы, видимо, может иметь место в любое время летнего периода. Иногда в районе острова Геральд образование молодого

льда в конце навигации происходит весьма интенсивно и вне зон старого льда, что составляет для маломощных судов опасность быть затертыми.

Айсберги в Чукотском море совершенно отсутствуют.

1.3.3.3 Зимний ледовый режим.

С конца сентября непрерывно стоящие отрицательные температуры воздуха ведут к развитию нового ледообразования. Господствующие в период октября—ноября ветры северо-западной четверти усиливают поток льдов через пролив Лонга, а также вносят в Чукотское море ледяные массы из Полярного бассейна через обширные пространства между островом Врангеля и побережьем Аляски. Оба указанных процесса нового ледообразования и усиленного приноса льдов из Полярного бассейна ведут к постепенному заполнению водоема ледовым покровом. Этому способствует наблюдающееся к данному времени ослабление напора теплых тихоокеанских вод, вносимых через Берингов пролив. Затяжные ветры северо-западных румбов создают движение дрейфового характера поверхностных охлажденных вод к югу. Эти воды поджимают под себя более плотные водные массы тихоокеанского происхождения восточной части Чукотского моря. Принесенные с северо-запада воды охлаждены, распреснены и, следовательно, более подготовлены к развитию в них процесса ледообразования. Быстрые движения льдов под влиянием постоянных течений, усиленных дрейфовыми, по мере заполнения моря принесенным и новообразованным льдом, замедляются. Воздействие ветра на лед начинает выражаться в торосообразовательных процессах, которые в ноябре-декабре, преимущественно, захватывают площади новообразованного льда. Движение льда, хотя и сильно замедленное, не прекращается, обычно, всю зиму. Отдельные скопления льдов-массивы двигаются с неодинаковой скоростью, вызывая на своих окраинах образование торосов или разрежение льдов, ведущее к образованию полыней и разводий, в условиях низких зимних температур, быстро вновь затягивающихся молодым льдом. По мере уплотнения ледяного покрова моря путем взлома и сжатия площадей,

образовавшегося осенью и в начале зимы (октябрь-декабрь) льда, торосообразовательные процессы, примерно, с февраля начинают захватывать более старые ледовые образования. Постоянные течения к этому времени замирают и преобладающее влияние на перемещение льда получает ветер. При этом движение льда ведет за собой распадение ледяного покрова по некоторым линиям разломов, на с неодинаковой скоростью перемещающиеся массивы. Вдоль линий разлома при движении массивов происходят мощные торосообразовательные процессы. Иногда массивы могут получать вращательное движение, усиливая этим эффект торосообразования.

При затяжных ветрах, отжимающих от Чукотского побережья лед, в зимнее время под берегом образуются иногда обширные разводья.

Береговой припай в Чукотском море развит сравнительно с другими полярными морями незначительно. Он охватывает узкую прибрежную полосу и врезанные в берег бухты и заливы. Ширина берегового припая весьма неодинакова, а время его образования, по-видимому, заключается в пределах с конца сентября по январь-февраль.

С развитием зимнего режима, как выше было отмечено, движения льда замедляются. На известные периоды времени возможно, что оно совсем прекращается или же происходит настолько медленно, визуальными наблюдениями не выявляется. Наибольшая толщина годовалого льда в береговом припае, преимущественно, бывает от 145 до 175 см, лишь в отдельных местах превосходя данные величины.

1.3.3.4 Вскрытие и замерзание.

Вскрытие восточной части моря происходит в тот период времени, когда начинает вновь усиливаться напор теплых вод, вносимых через Берингов пролив. Следует отметить, что в условиях сравнительно интенсивных движений вод в Чукотском море, вызывающих образование в зимний период разводий или сплачиваний льдов, выявление процессов вскрытия и замерзания часто представляется условным и неопределенным.

Этим можно объяснить весьма большие колебания в сроках, характеризующих данные явления.

2 Спутники в исследовании ледовитости

Спутниковые наблюдения являются основой мониторинга ледяного покрова в Арктике, обеспечивая как оперативное получение объективных сведений о состоянии морского льда и наличии опасных ледяных образований, так и накопление информации о трансформациях ледовых условий, позволяющее оценивать произошедшие изменения и строить прогнозы относительно будущих изменений. Возможности и ограничения методов дистанционного зондирования при мониторинге ледяного покрова зависят от используемого диапазона электромагнитного спектра, типа зондирования (активное или пассивное), а также от параметров съемки и свойств аппаратуры [12].

Современные спутники дистанционного зондирования Земли оснащены радиолокаторами с синтезированной апертурой (РСА, на английском – SAR). Эта технология значительно повышает разрешающую способность радара в поперечном направлении (перпендикулярно траектории полета). Принцип РСА заключается в когерентной обработке серии отражённых сигналов, полученных за время так называемого интервала синтезирования. Это позволяет искусственно увеличить эффективный размер антенны и достичь высокого углового разрешения – как если бы на спутнике была установлена очень большая антенна. Повышение разрешения по дальности (вдоль луча) обеспечивается за счет методов внутриимпульсной модуляции, чаще всего – линейной частотной модуляции (ЛЧМ).

Важное преимущество РСА – независимость разрешения от высоты полета носителя. Интервал синтезирования подбирается с учетом высоты орбиты, что позволяет сохранять высокую детализацию изображения даже при съёмке с больших расстояний.

Использование данных со спутников с синтезированной апертурой (SAR) ценно не только для наблюдения за открытым океаном, но и для

сезонного или постоянного мониторинга за льдом в регионах высоких широт (Арктические моря и Антарктида) [13].

Современные технологии спутникового оборудования открывают возможности для значительного усовершенствования методов поиска льда, особенно для более сложных задач, таких как определение толщины льда. Эти технологии охватывают усовершенствование самих приборов SAR и комбинированное использование различных пассивных и активных датчиков, работающих в оптическом, тепловом и микроволновом диапазоне.

2.1 Спутник Sentinel-1

Sentinel-1 – первый спутник из спутниковой группировки программы Copernicus проводимой Европейским космическим агентством.

Спутник вращается по солнечно-синхронной, околополярной орбите (наклонение $98,18^{\circ}$). Орбита имеет 12-дневный цикл повторения и совершает 175 витков за один цикл. Первый спутник Sentinel-1 был запущен 3 апреля 2014 года.

Данные, получаемые со спутниковой миссии Sentinel-1, находят широкое применение в различных сферах. Они используются для мониторинга состояния морских акваторий и земной поверхности, оперативного реагирования на чрезвычайные ситуации (включая экологические катастрофы), а также для решения экономических задач.

Изначальной целью миссии было обеспечение непрерывного потока радиолокационных данных С-диапазона, полученных с помощью синтезированной апертуры (SAR). Этот инструмент доказал свою универсальность: например, спутник успешно взаимодействует с миссией SMAP, повышая точность оценок влажности почвы.

Спутники Sentinel-1 оснащены радиолокационным прибором С-диапазона (длина волны 3,8-7,5 см, частота 4-8 ГГц) с синтезированной апертурой, который обеспечивает сбор данных в любую погоду, днем и ночью. Этот прибор обеспечивает радиометрическую точность 1 дБ с

центральной частотой на частоте 5,405 ГГц, имеет пространственное разрешение до 5 м и полосу обзора до 410 км [14].

Технические характеристики спутников Sentinel-1:

- срок службы 7 лет;
- солнечно-синхронная орбита 693 км;
- периодичность съемки 12 суток;
- масса 2300 кг;
- размеры 3,9x2,6x2,5 м.

Sentinel-1 имеет четыре режима работы (таблица 2.1):

1) Режим съёмки Strip Map (SM) обеспечивает пространственное разрешение до 5x5 метров при ширине полосы обзора 80 км. Этот режим предназначен для детального мониторинга локальных объектов или районов, а также для оперативного реагирования на чрезвычайные ситуации по запросу пользователей. Доступные форматы данных включают как однополяризационные (HH или VV), так и двухполяризационные (HH+HV или VV+VH) продукты.

2) Режим съёмки Interferometric Wide Swath (IW) обеспечивает пространственное разрешение 5x20 метров при ширине полосы обзора 250 км. Он является основным рабочим режимом для наблюдения за сушей и прибрежными зонами. Ключевая особенность режима IW – возможность проведения интерферометрической обработки, которая обеспечивается специальной синхронизацией съемки. Данные поставляются в форматах как с одной поляризацией (HH или VV), так и с двумя (HH+HV или VV+VH).

3) Режим съёмки Extra Wide Swath (EW) работает с пространственным разрешением 20x40 метров и обеспечивает захват полосы шириной 400 км. Его основное назначение – регулярный мониторинг обширных морских и прибрежных акваторий. Этот режим идеально подходит для решения таких задач, как отслеживание судоходства, выявление разливов нефти и мониторинг состояния морского льда. Данные доступны в форматах с одной (HH или VV) или двумя (HH+HV или VV+VH) поляризациями.

4) Режим Wave (WV) характеризуется высоким разрешением 5x5 метров при сравнительно низком объеме передаваемых данных. Съемки ведутся отдельными кадрами («снимками-образцами») размером 20x20 км, которые размещаются вдоль орбиты с интервалом около 100 км. Этот режим является основным для мониторинга открытого океана. Данные доступны исключительно в однополяризационном формате (HH + VV).

Таблица 2.1 – Основные характеристики спутника Sentinel-1A [15].

Режим	Пространственное разрешение, м	Ширина полосы съемки, км	Поляризация
Stripmap (SM), маршрутный	5x5	80	Двойная (по выбору – HH/HV или VV/VH)
Interferometric Wide Swath (IWS), интерферометрический широкозахватный	5x20	250	
Extra Wide Swath (EWS), сверхширокозахватный	20x40	400	
Wave mode (WM)	5x5	20x20	

2.2 Лед на снимках

Морской лед формируется поэтапно (рисунки 2.1-2.3). Основную массу в океане составляет дрейфующий паковый лед, который перемещается под действием ветра и течений. В отличие от него, припайный лед неподвижен, так как примерзает к береговой линии.

Начальная стадия образования льда – это появление на поверхности воды мелких ледяных кристаллов (ледяное сало и шуга). В спокойных условиях, без волнения, формируется гладкий и эластичный нилас – тонкая ледяная корка толщиной до 10 см. по мере дальнейшего роста лед переходит в стадию молодого льда (толщиной 10-30 см).

Если поверхность океана взволнована ветром, ледяные кристаллы сбиваются в округлые пластины – так называемый блинчатый лед, часто с приподнятыми и зазубренными краями, которые образуются из-за постоянных соударений. Со временем эти «блинчики» смерзаются, образуя сплошной ледяной покров [13].

Лед толщиной от 30 до 200 см классифицируется как однолетний. Лед, переживший хотя бы одно лето, становится многолетним, и его толщина обычно превышает 2 метра.

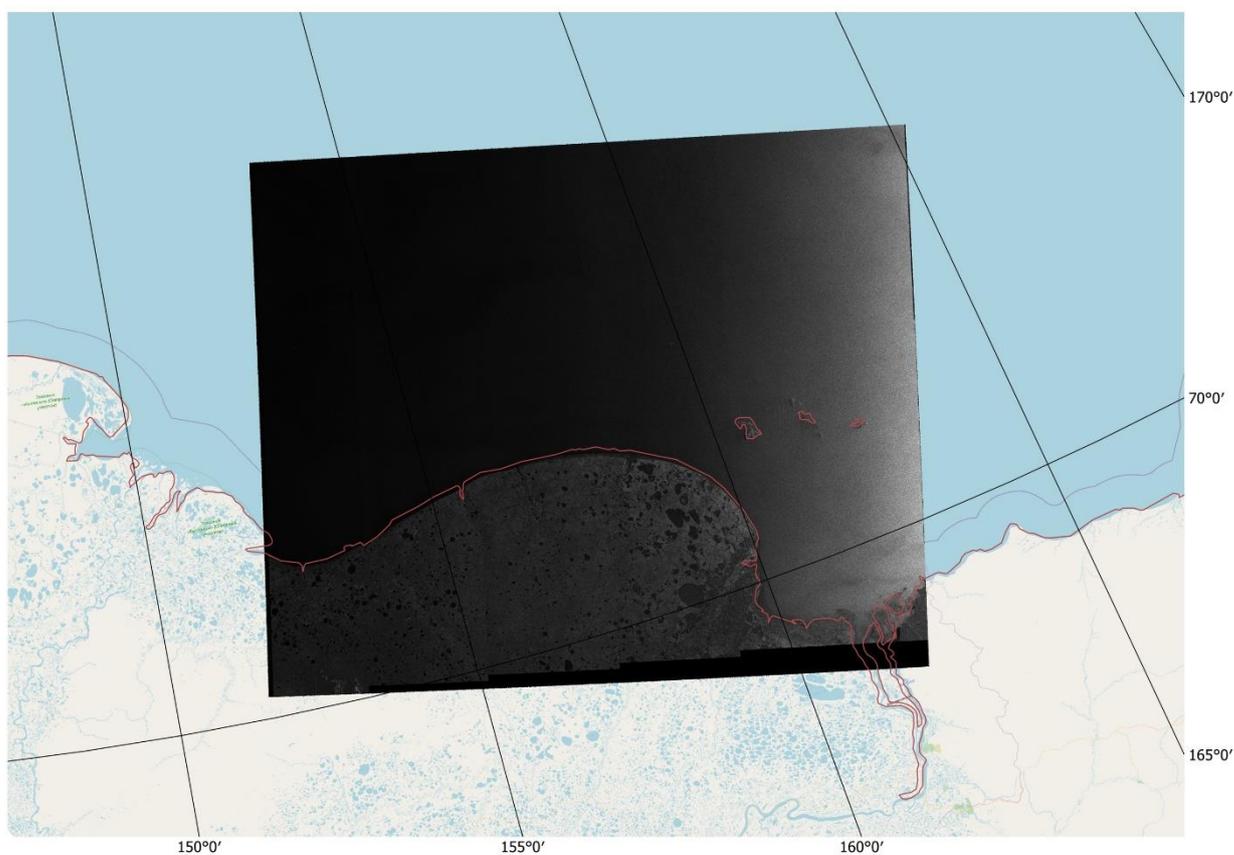


Рисунок 2.1 – Спутниковый снимок чистой воды. Устье реки Колыма, 5 сентября 2016 года.

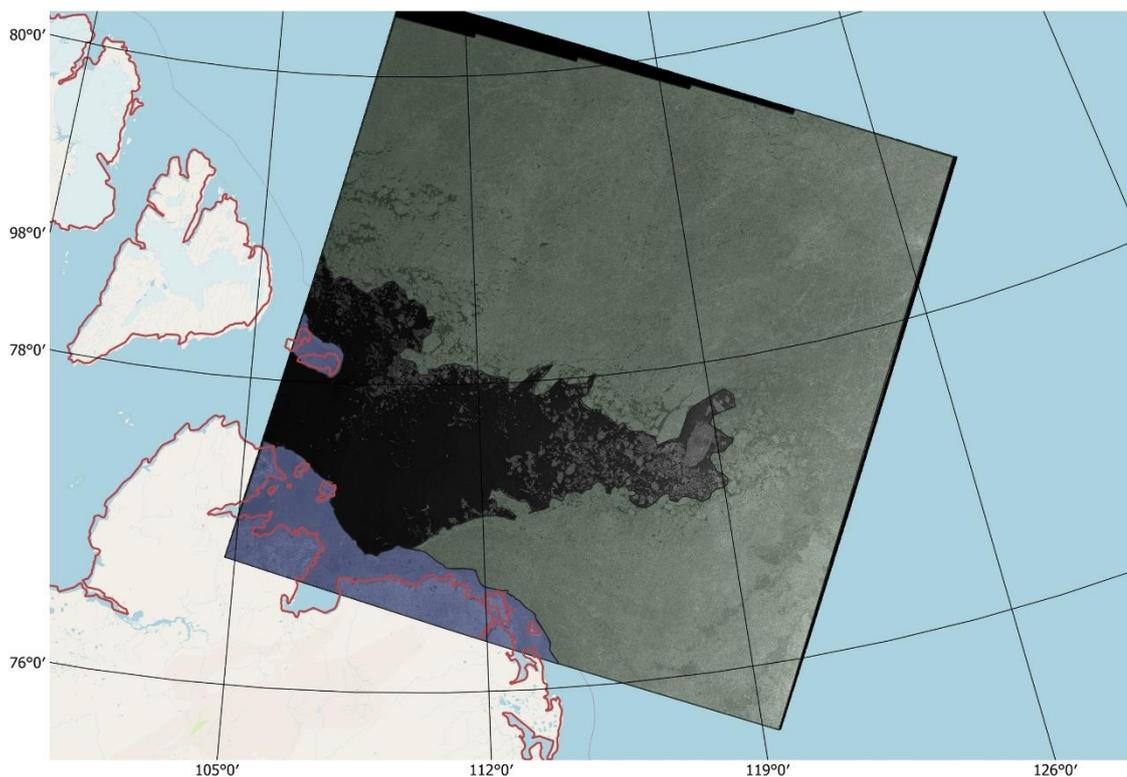


Рисунок 2.2 – Спутниковый снимок акватории, северо-восточнее полуострова Таймыр, 24 июня 2016 года. Красным выделены границы материков и островов, голубой полигон – припай, зеленый полигон – однолетний лед.

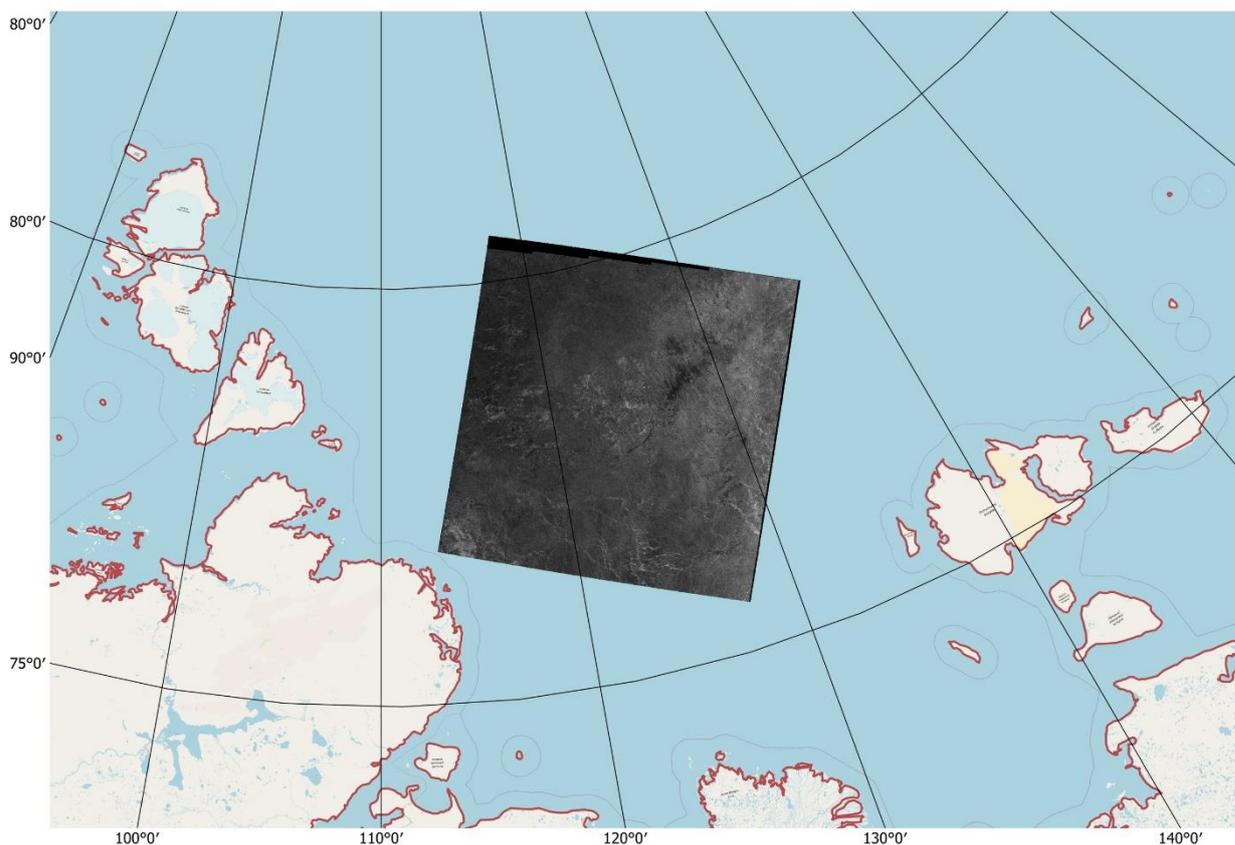


Рисунок 2.3 – Спутниковый снимок однолетнего льда, демонстрирующий начало активного ледообразования. На снимке отображаются молодые льды (серый и серо-белый) с включением остаточного однолетнего льда, который не растаял за лето к началу нового ледообразования. Акватория моря Лаптевых, 2 октября 2015 года.

3 Материалы и методы

Для анализа температуры воздуха и атмосферного давления использованы среднемесячные приземные данные за период 2010-2024 гг, полученные с официального ресурса Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации – Мирового центра данных (ВНИИГМИ-МДЦ) [16] по десяти станциями арктической сети (рисунок 3.1).

- Тикси (21824);
- Бухта Амбарчик (25034);
- Им. В.С. Сидорова (остров Айон) (25042);
- Мыс Биллингса (25062);
- Мыс Ванкарем (25282);
- Им. Е.К. Фёдорова (ОГМС) (20292);
- Остров Котельный (21432);
- Чокурдах (21946);
- Остров Врангеля (21982);
- Хатанга (20891);

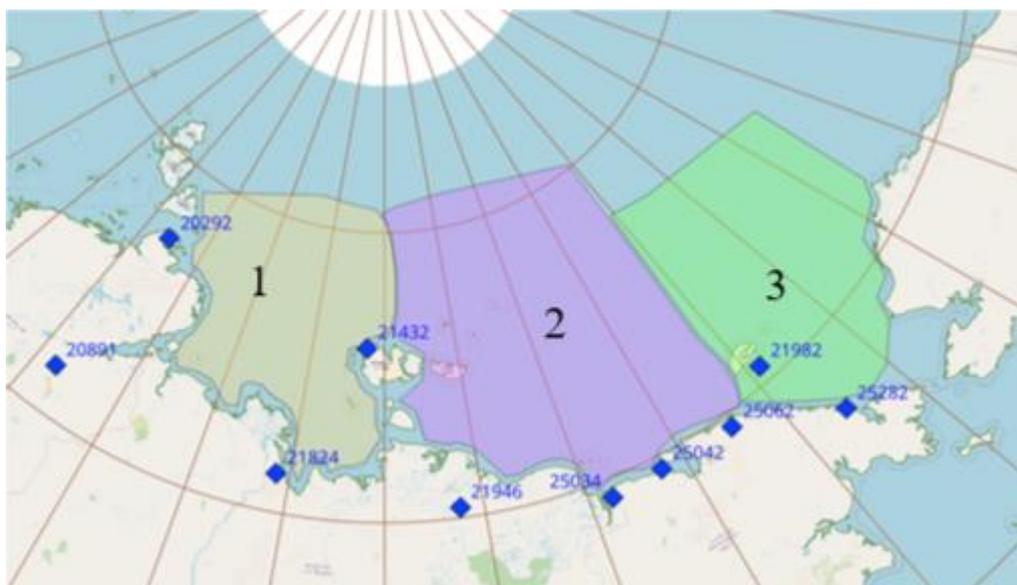


Рисунок 3.1 – Схема региона исследования и метеорологические станции (1 – море Лаптевых, 2 – Восточно-Сибирское море, 3 – Чукотское море).

Для анализа температуры воздуха, широтной и меридиональной составляющей ветра использованы метеорологические поля реанализа NCEP/DOE Reanalysis II, обеспечивающие физически согласованное и непрерывное описание состояние атмосферы [17] (рисунок 3.2).

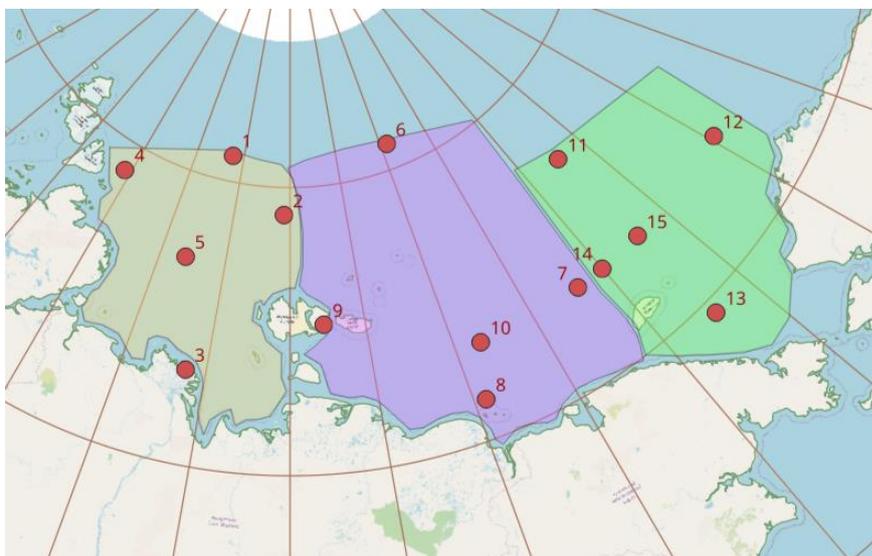


Рисунок 3.2 – Схема региона исследования и точки реанализа NCEP/DOE Reanalysis II (северные, западные, южные и восточные). Номера точек на рисунке соответствуют таблице 3.1.

В качестве основных методов исследования использован статистический анализ, проведена оценка линейного и полиномиального трендов, проведен корреляционный анализ [18].

Для исследования комплексного влияния факторов и классификации сценариев изменений применены методы множественной линейной регрессии и деревьев решений [18].

Для обработки данных и оценки ледовитости использовалась геоинформационная система с открытым исходным кодом QGIS. Ключевым инструментом стал специализированный модуль «Орфей» (Orfeo ToolBox), предназначенный для тематического анализа данных дистанционного зондирования. С его помощью выполнялись операции по выделению

ледяного покрова и последующему расчёту его площади на каждом спутниковом снимке.

Таблица 3.1 - Координаты выбранных точек

Номер точки	Название точки	Широта	Долгота	Используемые метеорологические характеристики
1	Северная точка моря Лаптевых[80,9 ⁰ с.ш.	127,5 ⁰ в.д.	Ветер
2	Восточная точка моря Лаптевых	79,04 ⁰ с.ш.	138,75 ⁰ в.д.	Ветер
3	Южная точка моря Лаптевых	73,3 ⁰ с.ш.	127,5 ⁰ в.д.	Ветер
4	Западная точка моря Лаптевых	79,04 ⁰ с.ш.	108,75 ⁰ в.д.	Ветер
5	Середина моря Лаптевых	77,1 ⁰ с.ш.	127,5 ⁰ в.д.	Температура воздуха и ветер
6	Северная точка Восточно-Сибирского моря	80,9 ⁰ с.ш.	161,75 ⁰ в.д.	Ветер
7	Восточная точка Восточно-Сибирского моря	73,3 ⁰ с.ш.	176,25 ⁰ в.д.	Ветер
8	Южная точка Восточно-Сибирского моря	71,4 ⁰ с.ш.	161,25 ⁰ в.д.	Ветер
9	Западная точка Восточно-Сибирского моря	75,2 ⁰ с.ш.	144,375 ⁰ в.д.	Ветер
10	Середина Восточно-Сибирского моря	73,3 ⁰ с.ш.	163,125 ⁰ в.д.	Температура воздуха и ветер
11	Северная точка Чукотского моря	77,1 ⁰ с.ш.	174,375 ⁰ з.д.	Ветер
12	Восточная точка Чукотского моря	73,3 ⁰ с.ш.	159,375 ⁰ з.д.	Ветер
13	Южная точка Чукотского моря	69,5 ⁰ с.ш.	174,375 ⁰ з.д.	Ветер
14	Западная точка Чукотского моря	73,3 ⁰ с.ш.;	180,0 ⁰ в.д.	Ветер
15	Середина Чукотского моря	73,3 ⁰ с.ш.	174,375 ⁰ з.д.	Температура воздуха и ветер

Исходные спутниковые данные, предоставляемые с дискретной периодичностью, не покрывали каждый день наблюдений. Для получения непрерывного ежедневного ряда данных за летний период (с 1 июня по 30 сентября) к ним была применена линейная интерполяция. Таким образом, были восстановлены значения площади льда для каждого дня в указанный период с 2010 по 2025 год.

Ледовитость определялась как доля площади акватории, покрытой льдом, от общей площади выбранного полигона.

Для детального изучения ключевых сезонов обработаны радиолокационные снимки Sentinel-1, полученные с платформы Alaska Satellite Facility (ASF). Их тематический анализ выполнен в программном пакете ESA SNAP.

4 Сезонная и межгодовая изменчивость метеорологических параметров морей Восточной Арктики

В современных условиях выраженных климатических трансформаций Арктики и субарктических регионов, ледовитость акваторий перестает быть статичным фоновым параметром, становясь высокочувствительным индикатором и динамичной компонентой климатической системы. Управляющие ею метеорологические параметры демонстрируют возросшую изменчивость, что определяет необходимость не просто пересмотра, а глубинного причинно-следственного анализа климатических предикторов ледового режима [19].

Один из основных предикторов ледообразования является такой показатель температуры воздуха, как «сумма градусо-дней мороза». Величина суммы градусо-дней мороза отражает интегральную суровость зимнего периода: чем более отрицательны значения, тем больше накопленный холод и тем продолжительнее и интенсивнее морозы.

В противоположность этому сумма градусов дней тепла показывает интегральную мягкость летнего периода: чем выше положительные значения, тем больше накопленного тепла и тем интенсивнее процессы разрушения льда. Высокие значения суммы градусо-дней тепла могут предполагать более поздние даты начала ледообразования.

Для исследования были выбраны данные суммы градусо-дней мороза выбранных станций (рисунок 3.1). На рисунке 4.1 представлен график изменения градусо-дней мороза в период с 2010 по 2024 года. Зимний период для каждой станции выбран индивидуально. Выбирались месяцы с температурой воздуха ниже 0⁰C смежных годов. В среднем зимний период длится 8 месяцев, с октября по май (таблица 4.1). На некоторых станциях в отдельные годы этот период увеличивался или уменьшался на 1 месяц весной или осенью.

Для оценки суммы градусо-дней тепла выбирались месяцы с температурой воздуха выше 0⁰С. В среднем летний период длится 4 месяца с июня по сентябрь.

Таблица 4.1 – Период зимы на метеорологических станциях восточной Арктики

Период зимы, мес	Станции
Октябрь - май	Тикси, бухта Амбарчик, Чокурдах, устье Хатанги, середина моря Лаптевых
Ноябрь-апрель (в зависимости от года)	Мыс Биллингс, мыс Ванкарем, ОГМС им. Е.К. Федорова, о.Котельный, о.Врангеля, середина морей Восточно-Сибирского и Чукотского

Анализ временных рядов суммы градусо-дней мороза по всем станциям (рисунок 4.1) выявил высокую межгодовую изменчивость, где амплитуда между экстремумами в отдельные годы достигает десяти градусов цельсия, что свидетельствует о существенном влиянии региональных синоптических процессов и особенностей атмосферной циркуляции на термический режим зимнего периода. Начиная примерно с 2018 года, наблюдается общая тенденция к ослаблению суровости зим. Важно отметить, что наиболее холодные периоды фиксировались на большинстве станций практически синхронно, что подтверждает их региональный, а не локальный генезис.

С 2010 по 2013 годы зимы были умеренно холодными, со значениями суммы градусо-дней мороза в диапазоне от -130 до -160⁰С для большинства станций. При этом появилось различие между морским/островными станциями и континентальными. Такие станции, как Чукотское море и Остров Врангеля демонстрировали более низкие температуры по сравнению с континентальными станциями.

В период 2014-2016 годов появилась тенденция к усилению морозов, выразившаяся в постепенном увеличении значений суммы градусо-дней мороза. Данный период можно рассматривать как переходный к пику

суровости, который пришелся на интервал 2016-2018 годов. В этот период на подавляющем большинстве станций были зафиксированы минимальные за весь период наблюдений значения суммы градусо-дней мороза.

После 2018 года характер зим резко изменился. В период 2018-2021 годов произошло выраженное смягчение условий, отмеченное сдвигом значений суммы градусо-дней мороза в сторону менее отрицательных величин, что соответствует более мягким и коротким зимам. Эта тенденция наиболее отчетливо проявилась на континентальных и прибрежных станциях.

Период очередного потепления пришелся на зимний сезон 2021-2022 года, который оказался одним из самых теплых за весь ряд наблюдений. В последние же годы, с 2022 по 2024 года, картина стала более неоднородной. Ярким примером служит акватория Чукотского моря, где в 2023-2024 годах зафиксировано резко увеличение значений суммы градусо-дней мороза, указывающее на возврат к более суровым условиям в этом конкретном районе. При этом общий уровень суровости для большинства станций так и не вернулся к экстремальным значениям 2016-2018 годов.

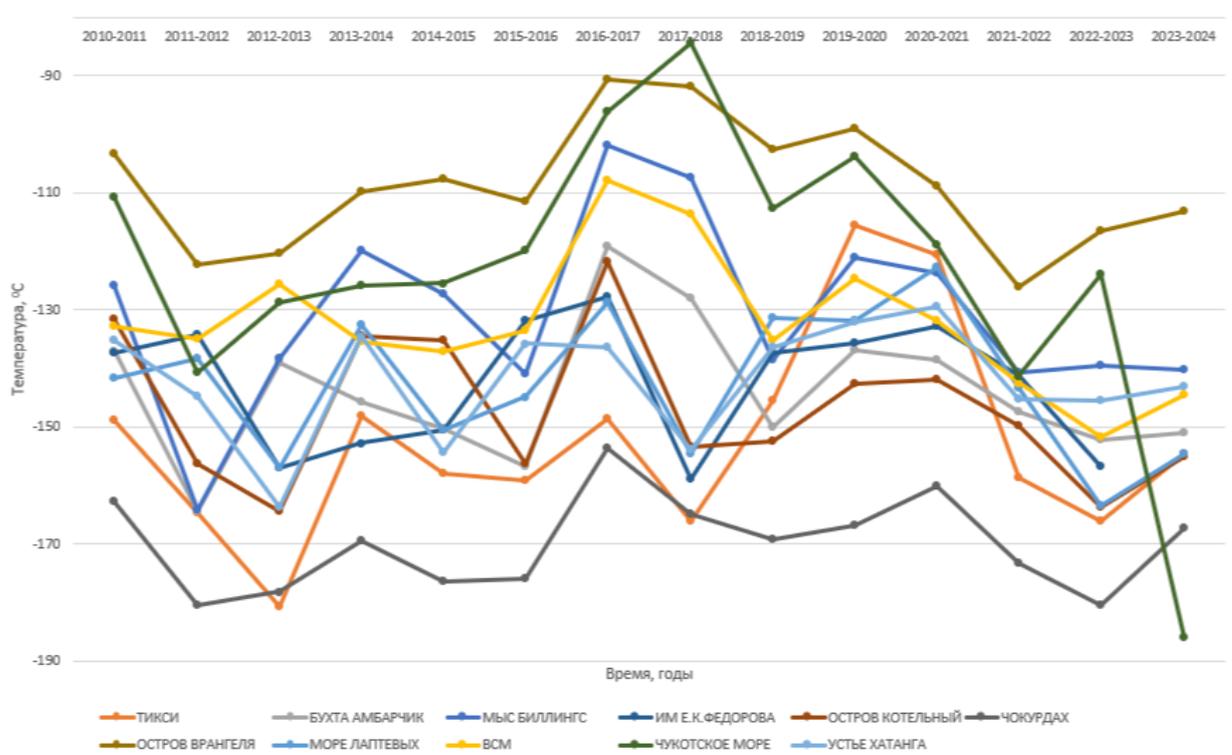


Рисунок 4.1 – Сумма градусо-дней мороза (°C) на станциях

восточной Арктики

На рисунке 4.2 представлен график изменения градусо-дней тепла в период с 2010 по 2024 года. Анализ динамики суммы градусо-дней тепла за период 2010-2024 годов выявил выраженную межгодовую изменчивость показателя, с амплитудой колебаний между экстремальными значениями, достигающей 15-20⁰С в отдельные годы.

В период 2012-2013 года значения суммы градусо-дней тепла оставались умеренными и относительно стабильными, соответствуя сравнительно прохладным летним сезонам. В это время материковые и прибрежные станции (Тикси, Чокурдах и бухта Амбарчик) демонстрировали более высокую теплообеспеченность по сравнению с островными и высокоширотными пунктами (остров Врангеля, остров Котельный, устье Хатанги).

В период 2014-2016 годов наметилась и укрепилась тенденция к росту значений суммы градусо-дней тепла на большинстве станций, отражая общее увеличение теплообеспеченности летнего периода. Этот этап можно рассматривать как переходный к фазе максимальных значений. Наиболее отчетливо рост проявился на материковых и прибрежных станциях, в то время как островные пункты реагировали более сглажено.

Период 2017-2019 года стал кульминацией, отмеченной наиболее высокими значениями суммы градусо-дней тепла за весь рассматриваемый период. Практически на всех станциях были зафиксированы максимумы, что позволяет охарактеризовать эти годы как фазу аномально теплых летних сезонов. Особенно ярко данный пик проявился на материковых станциях Тикси и Чокурдах, достигших рекордных показателей, а синхронность экстремумов повсеместно подчеркивает региональный масштаб произошедшего потепления.

Однако начиная с 2020 года характер теплового режима резко изменился. В период 2020-2022 годов на большинстве станций, особенно в

островных и прибрежных районах, наблюдалось общее снижение значений суммы градусо-дней тепла, что могло быть связано с изменениями атмосферной циркуляции, увеличением ледовитости и сокращением продолжительности теплого периода. Для ряда станций это снижение носило скачкообразный характер, подчеркивая возросшую нестабильность климатических условий.

В период 2023-2024 отмечается частичное восстановление значений суммы градусо-дней тепла, прежде всего на материковых станциях. Тем не менее, уровень теплообеспеченности для большинства пунктов остается ниже экстремальных значений конца 2010-х годов. При этом сохраняется высокая пространственная неоднородность в распределении тепла, которая особенно заметна на островных станциях, традиционно демонстрирующих максимальную межгодовую изменчивость.

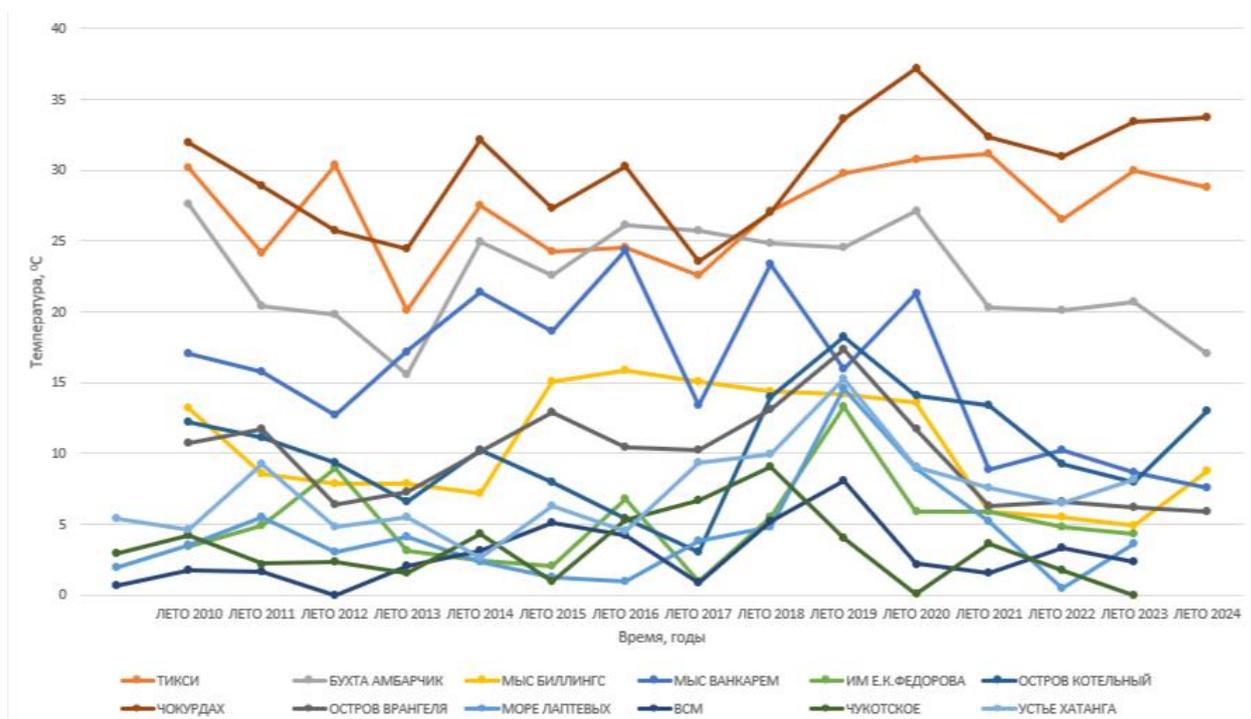


Рисунок 4.2 –Сумма градусо-дней тепла (°C) на станциях восточной Арктики.

Анализ данных с 2010 по 2024 год показывает, что между суммой градусо-дней тепла (СГДТ) и суммой градусо-дней мороза (СГДМ) на

акватории морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского существует обратная, но нелинейная и статистически слабая связь. За рассматриваемый период СГДТ демонстрирует устойчивый и равномерный рост на всех станциях, в то же время СГДМ не имеет выраженного тренда и колеблется без явной синхронизации с летним теплом: в 2015–2016 годах при высоких значениях СГДТ зимние температуры даже понизились. Лишь начиная с 2017 года наметилась слабая обратная зависимость — более тёплое лето стало сочетаться с чуть менее холодными зимами, однако амплитуда изменений остаётся незначительной. Регионально все станции ведут себя синхронно, но прямой пропорциональности между потеплением летом и смягчением зим не наблюдается: климатический сигнал «тепло летом = тепло зимой» выражен очень слабо и перекрывается межгодовой изменчивостью.

На рисунке 4.3 отражена межгодовая динамика среднегодовых значений атмосферного давления на ряде метеостанций Арктического региона в период с 2010 по 2024 года. Анализ временных рядов свидетельствует, что во всех пунктах наблюдения атмосферное давление характеризуется выраженными колебаниями, при этом устойчивый долгосрочный тренд к повышению или понижению не прослеживается. Преобладают изменения циклического характера, что указывает на доминирующую роль крупномасштабных циркуляционных процессов, типичных для высоких широт.

В период 2010-2013 года на большинстве станций отмечается рост среднегодового давления с достижением локальных максимумов в 2012-2013 годам. Данный подъем был особенно отчетливо выражен в восточной части Арктики – на станциях мыс Биллингса и мыс Ванкарем, где были зафиксированы пиковые за весь рассматриваемый период значения. Эта фаза может быть интерпретирована как период относительного усиления антициклональной деятельности в регионе. Однако после 2013 года наметилась общая тенденция к снижению атмосферного давления, которая продолжалась до 2015-2016 годов и проявлялась практически синхронно на

всех станциях, несмотря на значительные различия в абсолютных величинах между отдельными пунктами.

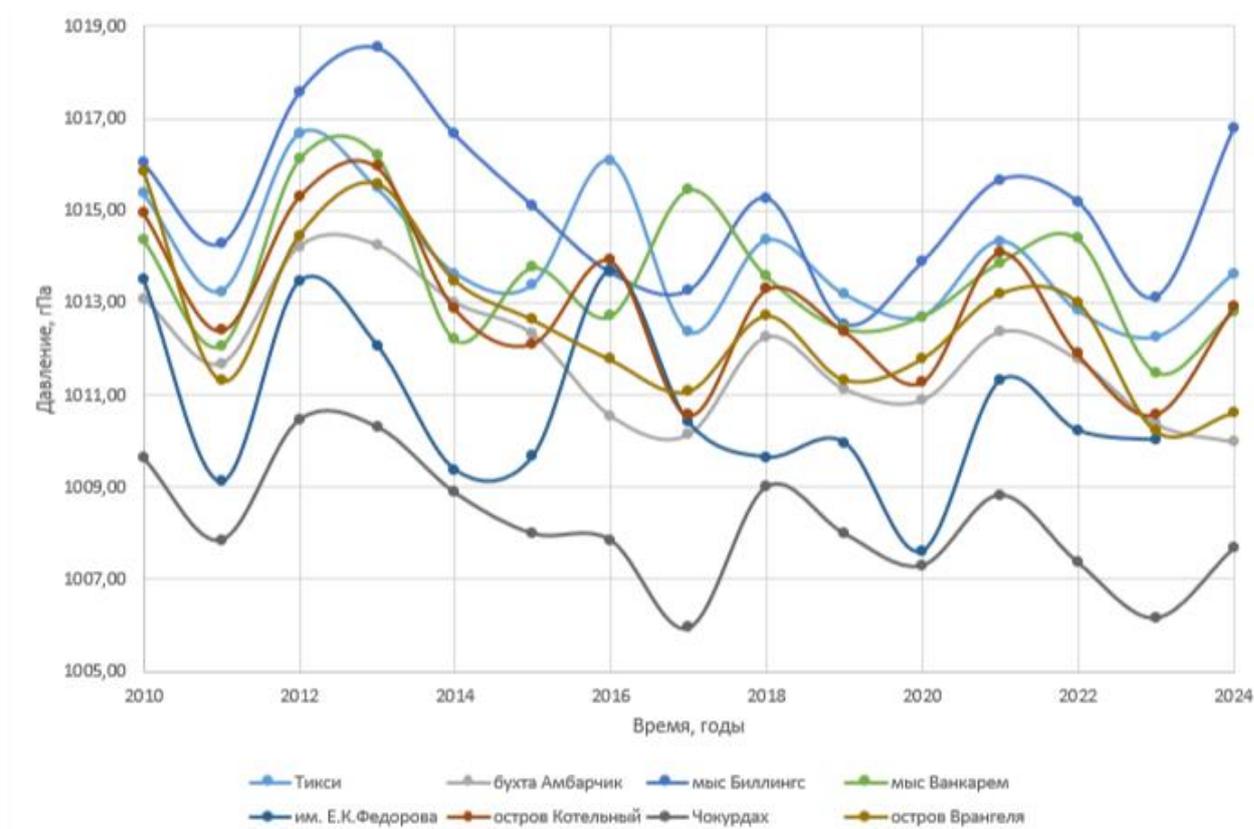


Рисунок 4.3 – Среднегодовые значения атмосферного давления (ГПа) за период 2010-2024 гг. на станциях Восточной Арктики

Кульминации низких значений атмосферного давления стал период 2016-2017 годов, сформировавший один из наиболее выраженных минимумов за все время наблюдений. Пониженные среднегодовые значения, зафиксированные на большинстве станций, свидетельствуют об активизации циклонической циркуляции и усилении барической неустойчивости. Особенно отчетливо данный минимум проявился на станции им. Е.К. Федорова, где давление достигло рекордно низких показателей. Это подчеркивает наличие региональных особенностей барического поля, связанных с географическим положением станции и влиянием морских и ледовых факторов.

Начиная с 2018 года наблюдается частичное восстановление уровня атмосферного давления. Однако этот процесс не был устойчивым и

сопровождался чередованием периодов роста и падения. Так, в 2019-2020 годах вновь сформировалась фаза снижения атмосферного давления, выраженная практически во всех временных рядах, за которой последовал очередной подъем в 2021-2022 годах. Наличие таких повторяющихся фаз подтверждает квазипериодический характер межгодовой изменчивости.

В пространственном отношении анализ демонстрирует устойчивое расхождение абсолютных уровней давления между различными пунктами, что отражает существенную региональную неоднородность барического поля. При этом синхронность основных фаз изменчивости на всех станциях указывает на то, что ключевые перестройки атмосферной циркуляции носят масштабный характер и охватывают обширные территории.

5 Межгодовая изменчивость ледовитости и с ней связанных гидрометеорологических характеристик в море Лаптевых

5.1 Особенности межгодовой изменчивости

Данная глава посвящена комплексному статистическому исследованию ключевых климатических предикторов, управляющих изменчивостью ледового покрова моря Лаптевых. Основная задача заключается в количественной оценке взаимосвязей между метеорологическими параметрами и ледовитостью.

В качестве анализируемых параметров рассматриваются сумма градусо-дней мороза как интегральный показатель суровости зимнего сезона, критически важный для формирования и накопления льда, и сумма градусо-дней тепла, определяющая интенсивность летнего таяния. Важнейшим индикатором атмосферной циркуляции является среднее атмосферное давление за зимний период, влияющее на адвекцию тепла и общий ветровой режим. Для детальной оценки последнего анализируются меридиональная и широтная составляющие ветра, которые непосредственно управляют выносом льда из акватории, адвекцией воздушных масс и динамикой кромки льда.

Проведенный комплексный анализ графиков, отражающих термический режим (рисунок 5.1), характеристики атмосферного давления в зимний период (рисунок 5.2) и динамику ветрового поля (рисунок 5.3) на арктических станциях акватории моря Лаптевых в период 2010-2024 годов, позволяет сделать ряд выводов о климатической изменчивости региона.

Изменение сумм градусо-дней мороза и тепла, являющихся интегральной характеристикой термического режима, демонстрируют в целом за рассматриваемый период значительную межгодовую изменчивость без выраженного линейного тренда.

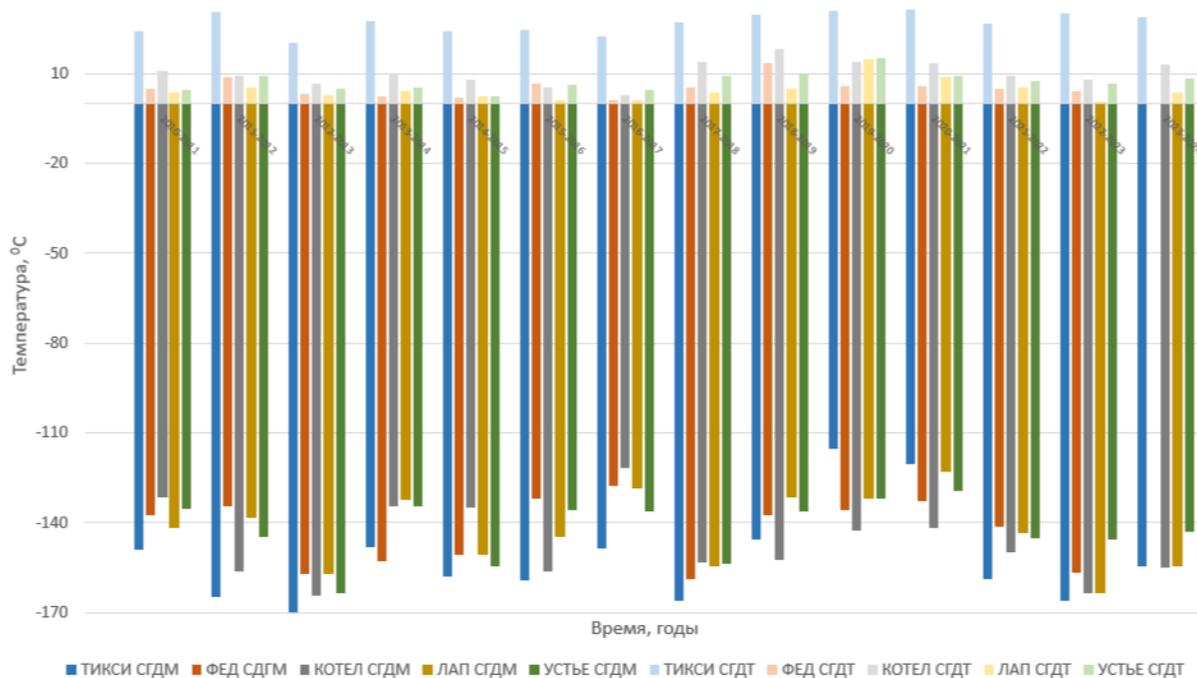


Рисунок 5.1 –Суммы градусо-дней мороза (СГДМ) и суммы градусо-дней тепла (СГДТ) на 5 станциях акватории моря Лаптевых в период с 2010 по 2024 года.

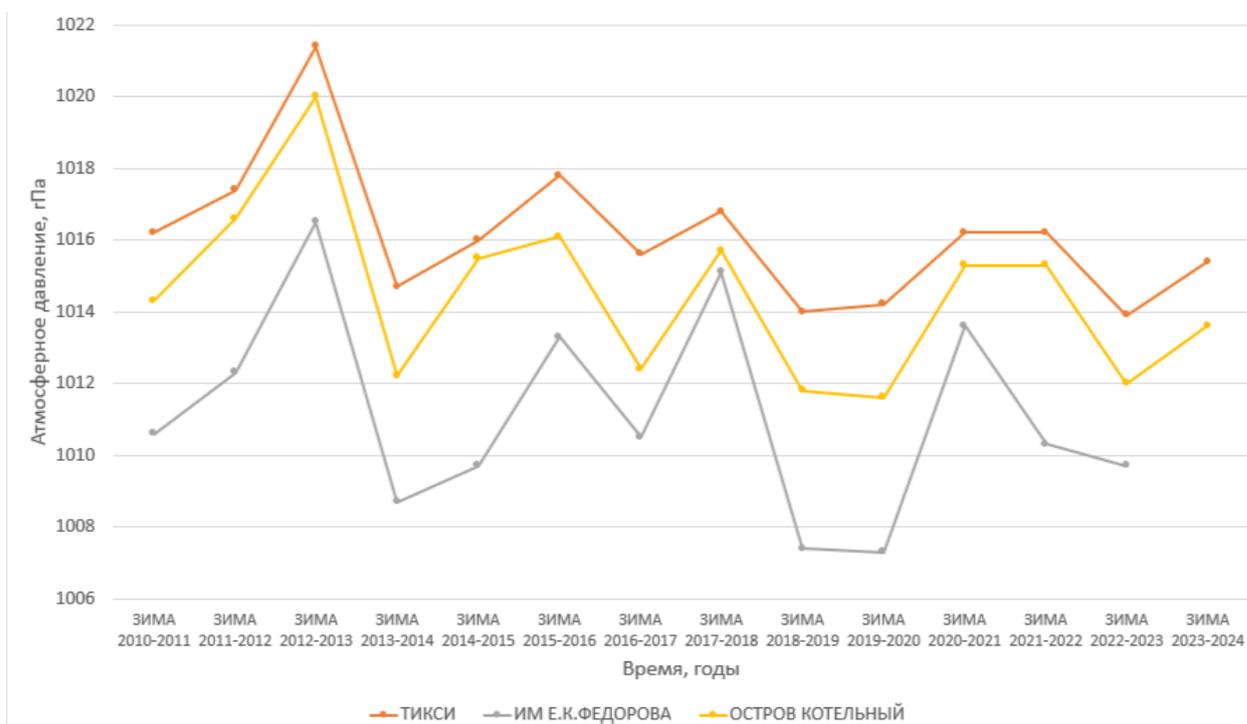
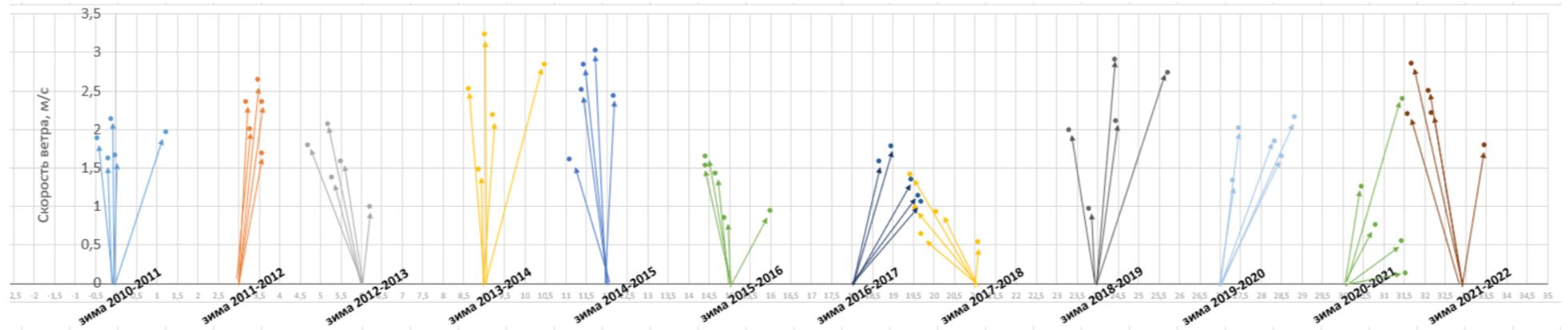


Рисунок 5.2 —Среднее за зимний период атмосферное давление в акватории моря Лаптевых в период 2010-2024 года.

а)



б)

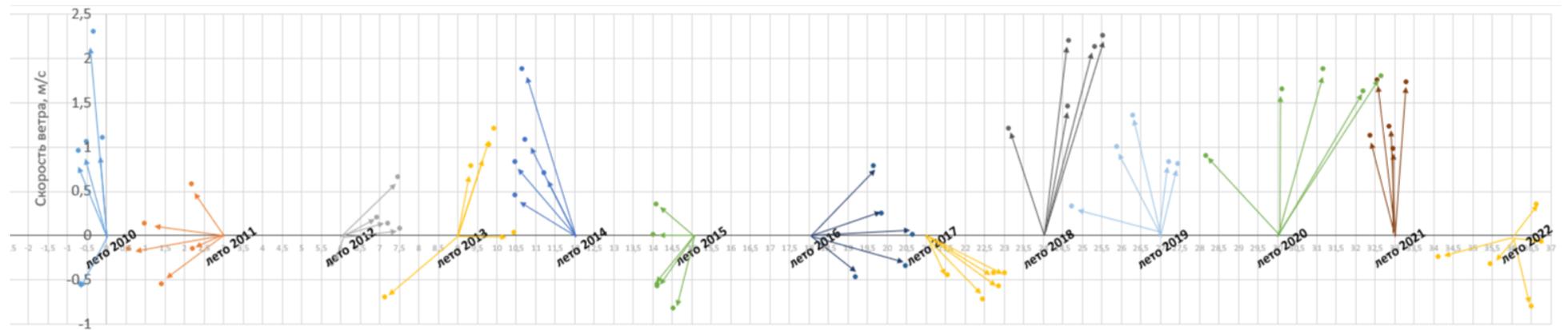


Рисунок 5.3 – Межгодовая изменчивость векторов ветра в зимний (а) и летний (б) периоды 2010-2024 гг на 5 пунктах моря Лаптевых

Амплитуда колебаний суммы градусо-дней мороза (СГДМ) существенно превышает аналогичный показатель для суммы градусо-дней тепла (СГДТ), что отражает ведущую роль холодного сезона в формировании климатических условий региона. В отдельные годы наблюдаются выраженные максимумы СГДМ, достигающие порядка $-160...-170^{\circ}\text{C}$, что указывает на исключительно суровые зимы с продолжительными периодами устойчивых отрицательных температур, тогда как в другие годы значения уменьшаются до $-120...-130^{\circ}\text{C}$, отражая относительное смягчение зимних условий. На стационарном уровне выявляется пространственная неоднородность температурного режима. На наиболее северных и прибрежных станциях, таких как станция Тикси и станция остров Котельный, значения СГДМ, как правило, более высоки по абсолютной величине, что связано с усиленным влиянием арктических воздушных масс. Южные и западные станции характеризуются несколько меньшими значениями СГДМ и большей межгодовой вариабельностью, что отражает более частое проникновение воздушных масс умеренных широт; эти различия между станциями сохраняются на протяжении всего периода наблюдений.

Суммы градусо-дней тепла в целом варьируются в пределах $10-15^{\circ}\text{C}$, с максимумами на станции Тикси, достигающими до 30°C , и демонстрируют меньшую амплитуду межгодовых колебаний. В масштабах всего региона наблюдается чередование лет с относительно повышенными и пониженными значениями СГДТ без формирования устойчивой тенденции роста. На стационарном уровне максимальные значения СГДТ, как правило, отмечаются на южных и континентальных станциях, тогда как в прибрежных и островных районах значения ниже и более сглажены, что связано с регулирующим воздействием морской акватории.

Изменение среднего атмосферного давления в зимний период характеризуется для региона значениями в диапазоне $1008-1022$ гПа, что соответствует типичным условиям арктической циркуляции. Межгодовая

изменчивость среднего атмосферного давления относительно невелика, однако даже колебания в пределах 5-8 гПа оказывают заметное влияние на характер атмосферных процессов. В масштабе всего региона выделяются годы с пониженным фоном давления, отражающие усиление циклонической активности, и годы с повышенными значениями, соответствующие доминированию антициклональных условий. На отдельных станциях динамика атмосферного давления имеет схожие общие черты, но различается по амплитуде колебаний: на прибрежных и островных станциях вариабельность несколько ниже, а континентальная станция демонстрирует более резкие межгодовые колебания. Периоды пониженного давления, особенно выраженные во второй половине рассматриваемого периода, совпадают с годами усиленной динамики ветрового режима и повышенной изменчивости температурных условий.

Зимний ветровой режим характеризуется относительной устойчивостью и выраженным доминированием меридиональной составляющей. В целом по региону векторы изменения ветра ориентированы преимущественно вдоль оси север-юг, а значения меридиональной компоненты достигают 2-3 м/с, превышая зональную составляющую, которая, как правило, не превышает 1-1,5 м/с, что отражает преобладание южных и юго-западных ветров. В пространстве зимняя циркуляция демонстрирует сравнительно небольшие различия: в северных и центральных районах акватории меридиональный перенос наиболее устойчив, тогда как в южных и западных районах наблюдается несколько большая вариабельность, включая эпизоды усиления зональной составляющей.

Летний ветровой режим существенно отличается по своей структуре, характеризуясь в масштабе всего региона меньшей длиной векторов и значительно большим разбросом направлений, что указывает на ослабление крупномасштабной циркуляции. Значения компонент ветра в летний период, как правило, находятся в пределах 0,5-2,5 м/с, причем в первой половине рассматриваемого периода отсутствует доминирующее направление

переноса. На отдельных станциях летняя циркуляция проявляет выраженную пространственную неоднородность: прибрежные и островные станции характеризуются более выраженной зональной составляющей, а континентальные станции демонстрируют более широкий спектр направлений. Во второй половине 2010-х годов на большинстве станций прослеживается тенденция к усилению зональной составляющей и уменьшению разброса направлений.

Сопоставление всех рассмотренных характеристик позволяет выявить их взаимосвязь: усиление меридионального переноса в зимний период сопровождается ростом суммы градусо-дней мороза, тогда как периоды пониженного атмосферного давления и усиленной зональной циркуляции способствуют ослаблению морозности; в летний период усиление зонального переноса связано с ростом значений суммы градусо-дней тепла. В целом климатический режим региона в 2010-2024 годов определяется сложным взаимодействием термических, барических и динамических факторов. Высокая межгодовая изменчивость всех рассматриваемых параметров при отсутствии выраженных линейных трендов указывает на доминирующую роль циркуляционных процессов, а пространственная неоднородность характеристик подчеркивает влияние как крупномасштабной атмосферной циркуляции, так и региональных и локальных факторов.

На рисунке 5.4 изображен полигон изучения ледовой обстановки по данным спутниковых снимков в период с 2010 по 2024 года.

На рисунках 5.5 и 5.6 отображена межгодовая изменчивость ледовитости моря Лаптевых в зимние периоды 2010-2024 годов, что позволяет оценить как общую динамику, так и специфические черты в изменении общей ледовитости и ледовитости припая.

Динамика общей ледовитости (рисунок 4.8) в течение рассматриваемого периода отличается существенными межгодовыми

колебаниями при отсутствии четко выраженного устойчивого тренда. В начале периода (2010-2012 года) значения показателя сохраняются на относительно стабильном уровне, составляя около 91-92%. В последующие годы отмечается повышение ледовитости с локальными пиками в 2012-2013 и 2014-2015 годах; абсолютный максимум зафиксирован в зимний период 2016-2017 года, когда показатель превысил 97%. Данный экстремум может быть объяснен комплексом благоприятных термодинамических и циркуляционных условий, усиливших процессы ледообразования.

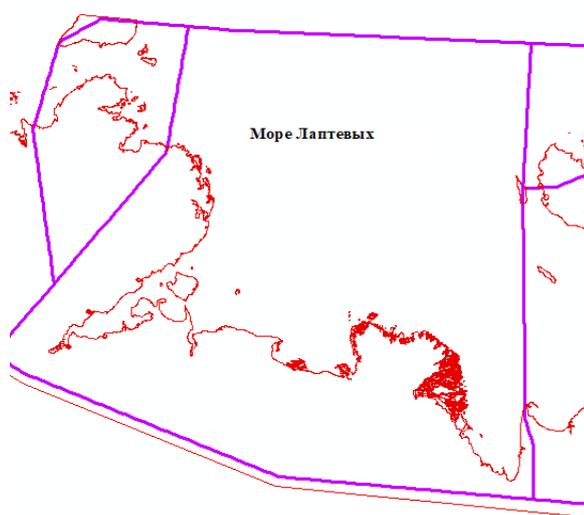


Рисунок 5.4 – Полигон изучения моря Лаптевых по ледовитости.

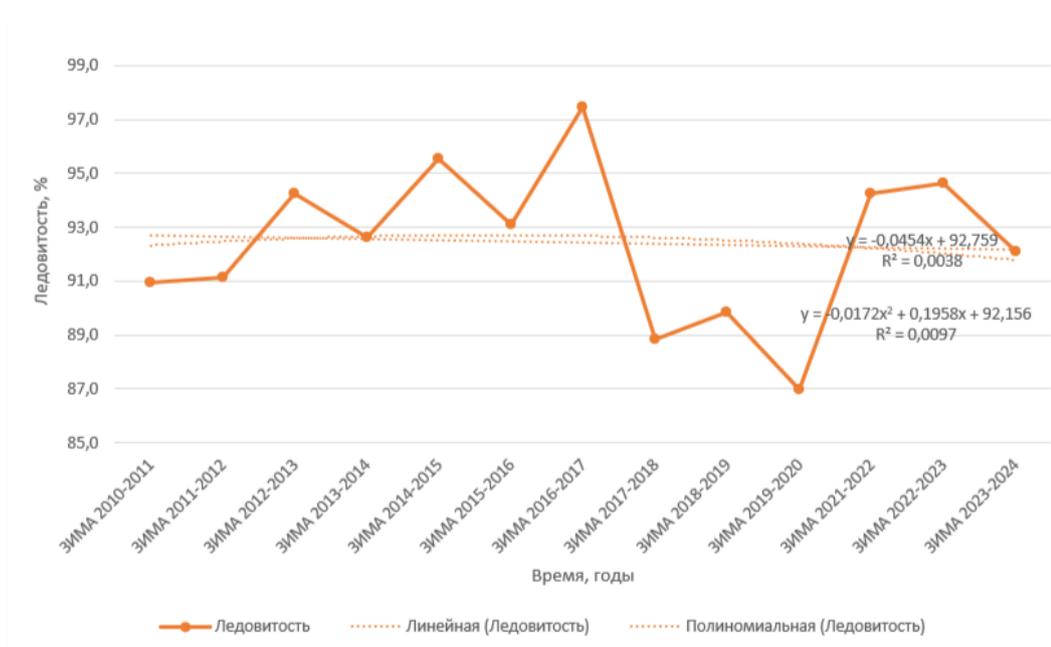


Рисунок 5.5 – Изменчивость общей ледовитости моря Лаптевых в период 2010-2024.

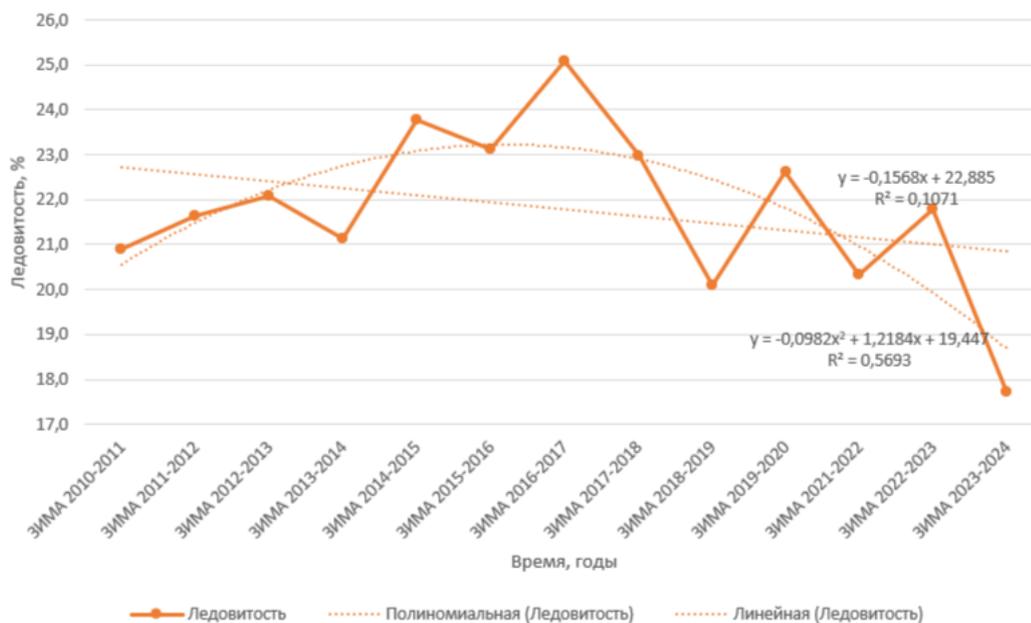


Рисунок 5.6 – Изменчивость доли припая моря Лаптевых в период 2010-2024.

После зимы 2017-2018 года наблюдается резкое снижение общей ледовитости, достигшее минимума зимой 2019-2020 года (около 87%), что свидетельствует об аномально мягких зимних условиях или интенсификации процессов деградации ледяного покрова. В последующие сезоны (2021-2023 года) отмечается некоторое восстановление значений, однако они не достигают уровней, характерных для середины периода. К зиме 2023-2024 года вновь зафиксировано снижение показателя.

Линейный тренд, рассчитанный для общей ледовитости, имеет отрицательный наклон, однако крайне низкий коэффициент детерминации R^2 указывает на отсутствие статистически значимой линейной тенденции. Полиномиальный тренд второй степени также демонстрирует слабую объясняющую способность, отражая в большей степени колебательный характер изменений, нежели направленный сдвиг. Таким образом, доминирующей чертой общей ледовитости является высокая межгодовая изменчивость при отсутствии однозначного долгосрочного тренда.

Динамика доли припая (рисунок 5.6) имеет отличный от общей ледовитости характер. В первой половине периода (2010-2017 года) наблюдается тенденция к увеличению показателя, достигшая максимума в зимний период 2016-2017 года, когда значения составили около 25%, что свидетельствует об устойчивом формировании припая в прибрежной зоне в эти годы. Однако после зимы 2017-2018 года начинается выраженное снижение, сопровождающееся резкими межгодовыми колебаниями. Минимальные значения зафиксированы в зимние сезоны 2018-2019 и, особенно, 2023-2024 года, когда ледовитость припая опускалась ниже 18%.

Линейный тренд для ледовитости припая обладает выраженным отрицательным наклоном и более высоким коэффициентом детерминации по сравнению с общей ледовитостью, что указывает на наличие статистической значимой тенденции к сокращению площади припая за исследуемый период. Полиномиальный тренд второй степени хорошо описывает наблюдаемую динамику: он отражает фазу роста показателя в первой половине периода и его резкое снижение после 2017 года. Высокое значение R^2 для данной аппроксимации подтверждает существенную неслучайную составляющую в изменчивости припая.

Сравнение двух показателей показывает, что припай демонстрирует более высокую чувствительность к современным климатическим изменениям, чем общая ледовитость. В то время как суммарный ледяной покров моря сохраняет относительную стабильность благодаря компенсирующим процессам в открытых акваториях, припай, формирующийся в прибрежной зоне, быстрее реагирует на потепление, изменение ветрового режима и динамику льда. Сокращение площади припая может иметь серьезные последствия.

В таблице 5.1 представлены результаты статистического анализа годовых временных рядов ледовитости, суммы градусо-дней мороза (СГДМ), суммы градусо-дней тепла (СГДТ), среднего атмосферного давления и ветрового режима для Моря Лаптевых по данным реанализа и прибрежных

метеостанций за рассматриваемый период наблюдений. Комплексный анализ этих параметров позволяет оценить тенденцию изменений—термических и динамических факторов в формировании ледового режима региона.

Таблица 5.1 – Характеристики трендов гидрометеорологических параметров моря Лаптевых за период 2010-2024 гг. ($t_{кр} = 2.16$)

Станции	Ур-ние линейного тренда	R ² лин	Ур-ние степени полинома 2	R ² полин
Градусо-дни мороза				
Тикси	$y=0,26x+24,85$	0,12	$y=0,06x^2-0,87x+28,78$	0,22
им Е.К.Федорова	$y=0,13x+4,03$	0,03	$y=-0,01x^2+0,31x+3,48$	0,03
О-в Котельный	$y=0,19x+8,65$	0,05	$y=0,03x^2-0,43x+10,8$	0,07
море Лаптевых	$y=0,19x+2,52$	0,06	$y=-0,03x^2+0,71x+0,73$	0,08
устье Хатанги	$y=0,31x+4,48$	0,20	$y=-0,02x^2+0,62x+3,41$	0,21
Хатанга	$y=0,52x+32,47$	0,18	$y=-0,09x^2+0,67x+13,91$	0,18
Градусо-дни тепла				
Тикси	$y=0,26x+24,85$	0,12	$y=0,06x^2-0,87x+28,78$	0,22
им Е.К.Федорова	$y=0,13x+4,03$	0,03	$y=-0,01x^2+0,31x+3,48$	0,03
О-в Котельный	$y=0,19x+8,65$	0,05	$y=0,03x^2-0,43x+10,8$	0,07
море Лаптевых	$y=0,19x+2,52$	0,06	$y=-0,03x^2+0,71x+0,73$	0,08
устье Хатанги	$y=0,31x+4,48$	0,20	$y=-0,02x^2+0,62x+3,41$	0,21
Хатанга	$y=0,52x+32,47$	0,18	$y=-0,09x^2+0,67x+13,91$	0,18
Среднее атмосферное давление за зиму				
Тикси	$y=0,23x+1018,1$	0,25	$y=0,008x^2-0,35x+1018,5$	0,25
им Е.К.Федорова	$y=-0,19x+1017,6$	0,06	$y=-0,006x^2-0,09x+1012,4$	0,06
О-в Котельный	$y=-0,24x+1016,5$	0,18	$y=0,016x^2-0,51x+1017,4$	0,19
Хатанга	$y=-0,18x+1012$	0,08	$y=0,019x^2-0,49x+1013$	0,09
Зональный ветер, зима				
Север	$y=4E-05x-0,25$	0,00	$y=0,01x^2-0,17x+0,26$	0,02
Юг	$y=0,03x+0,21$	0,02	$y=-0,015x^2+0,26x-0,47$	0,07
Запад	$y=0,05x-0,24$	0,04	$y=-0,01x^2+0,23x-0,79$	0,06
Восток	$y=0,04x-0,25$	0,03	$y=0,006x^2-0,05x+0,02$	0,03
Зональный ветер, лето				
Север моря	$y=0,12x-0,55$	0,17	$y=-0,021x^2+0,47x-1,63$	0,22
Юг моря	$y=-0,02x-0,36$	0,00	$y=-0,03x^2+0,58x-2,31$	0,13
Запад моря	$y=0,05x-0,48$	0,02	$y=-0,02x^2+0,51x-1,95$	0,08
Восток моря	$y=0,10x-0,34$	0,14	$y=-0,02x^2+0,42x-1,34$	0,19
Меридиональный ветер, зима				
Север моря	$y=-0,08+2,56$	0,17	$y=0,01x^2-0,24x+3,05$	0,20
Юг моря	$y=-0,009x+1,62$	0,00	$y=0,004x^2-0,07x+1,81$	0,01
Запад моря	$y=-0,04x+1,86$	0,10	$y=0,017x^2-0,3x+2,62$	0,23
Восток моря	$y=0,0001x+2,1$	0,00	$y=0,007x^2-0,1x+2,43$	0,01
Меридиональный ветер, лето				
Север моря	$y=0,05x+0,15$	0,06	$y=0,009x^2-0,09x+0,63$	0,07
Юг моря	$y=0,018x+0,4$	0,01	$y=0,004x^2-0,06x+0,65$	0,01
Запад моря	$y=0,07x-0,43$	0,08	$y=-0,001x^2+0,09x-0,49$	0,08
Восток моря	$y=-0,009x+1,62$	0,00	$y=0,009x^2-0,16x+1,49$	0,02
ЛЕДОВИТОСТЬ				
	$y=-0,04x+92,75$	0,00	$y=-0,01x^2+0,19x+92,15$	0,01
ЛЕДОВИТОСТЬ, ПРИПАЙ				
	$y=-0,15x+22,88$	0,10	$y=-0,09x^2+1,21x+19,4$	0,56

Низкие значения коэффициента детерминации линейных аппроксимаций указывают на отсутствие устойчивого монотонного изменения во времени. Более адекватное описание наблюдаемой динамики обеспечивают полиномиальные тренды второго порядка и ее последующее ослабления.

Проведенный анализ таблицы 5.1 показал, что большинство рассмотренных метеорологических и ледовых характеристик демонстрируют слабовыраженные изменения во времени. Это относится к продолжительности холодного периода, температурным характеристикам в летний период, а также к основным параметрам ветрового режима в различных сезонах. Наблюдаемые колебания этих показателей находятся в пределах естественной межгодовой изменчивости и не формируют устойчивых трендов.

На этом фоне выделяются два статистически значимых изменения. В-первых, выявлен рост среднего атмосферного давления в зимний период, что указывает на усиление повторяемости антициклональных условий, повышение устойчивости стратификации приземного слоя атмосферы и, как следствие, увеличение частоты ясной, маловетреной и стабильной погоды в холодный период. Во-вторых, наиболее выраженный тренд зафиксирован для показателя ледовитости припая, что свидетельствует о существенной трансформации прибрежной ледовой системы. Данный параметр можно рассматривать как наиболее чувствительный индикатор современных климатических сдвигов, отражающих изменение условий формирования, устойчивости и сезонной эволюции льда.

5.2 Статистические модели связи ледовитости моря с метеорологическими параметрами

Для анализа влияния метеорологических параметров на образование ледовитости одним из статистических методов был выбран метод

множественной линейной регрессии (МЛР). Данная методика помогает выявить независимые переменные, оказывающие наибольшее влияние на зависимую переменную. МЛР подбиралась пошаговым методом включения независимых параметров [18].

Для решения этой задачи применялся инструмент «регрессия» из пакета анализа данных Microsoft Excel. Было проведено два исследования с разными зависимыми переменными: общей ледовитостью (LL) и долей припая (L). Независимые переменные представлены данными суммы градусо-дней мороза (Tw), суммы градусо-дней тепла (Ts), среднее атмосферное давление за зиму (P), широтная (U) и меридиональная (V) составляющая ветра для ранее описанных станций и точек. Для удобства названия метеопараметров были сокращены:

Также были введены сокращения названий станций и точек:

T – станция Тикси;

F – станция им. Е.К. Федорова;

K – станция остров Котельный;

L – точка в середине моря Лаптевых;

Y – устье реки Хатанга;

X – станция Хатанга;

N – северная точка моря Лаптевых (1);

E – восточная точка моря Лаптевых (2);

S – южная точка моря Лаптевых (3);

W – западная точка моря Лаптевых (4);

M – середина моря Лаптевых (5).

Для общей ледовитости получено оптимальное уравнение, где переменные указаны в последовательности их включения в модель:

$$LL = -0,28*TwT + 0,16*TwK + 0,35*TsL - 0,72*PK - 0,99*VN + 799,91. \quad (1)$$

где:

TwT – сумма градусо-дней мороза на станции Тикси;

TwK – сумма градусо-дней мороза на станции остров Котельный;

TsL – сумма градусо-дней тепла в середине моря Лаптевых;

PK – среднее атмосферное давление в зимний период на станции остров Котельный;

VN – меридиональная составляющая ветра в северной точки моря.

Построенная модель множественной линейной регрессии статистически значима и адекватно описывает связь исследуемого показателя с включёнными факторами. Это подтверждается дисперсионным анализом: значение F-критерия ($F = 5,36$) при уровне значимости $p = 0,024$ позволяет отвергнуть нулевую гипотезу о незначимости модели. Коэффициент детерминации $R^2 = 0,79$ означает, что около 79% изменчивости зависимой переменной объясняется выбранными предикторами. Стандартная ошибка модели 1,72 % льда (относительная ошибка 0,60) указывает на достаточно высокую точность оценок. В модели выявлены статистически значимые факторы TwT , TwK , (вклад в дисперсию 0,23, 0,27), а также переменные с более слабым влиянием TsL , PK , VN (вклад в дисперсию 0,08, 0,09, 0,12), что отражает сложный, многофакторный характер изучаемого процесса. В целом, результаты обосновывают статистическую значимость и практическую применимость данной регрессионной модели.

Анализируя данное уравнение, можно сделать несколько выводов. Основными предикторами образования общей ледовитости являются значения суммы градусо-дней мороза станций Тикси и остров Котельный. Следующим по значимости предиктором является значение суммы градусо-дней тепла в середине моря Лаптевых. Четвертым предиктором является значение среднего атмосферного давления на станции остров Котельный. Последним предиктором является значение меридиональной составляющей ветра в северной точке моря Лаптевых.

Нахождение значений суммы градусо-дней мороза как главных предикторов не является специфическим. Накопленные морозы дают резкий и продолжительный рост ледовитости. Также среднее атмосферное давление

выступает одним из основополагающих предикторов образования ледовитости. Частные циклоны приводят к увеличению ледовитости. Южный ветер в северной точке моря Лаптевых способствуют сгону льда с прибрежной акватории в Арктический бассейн, что уменьшает ледовитость.

В данном анализе выбивается предиктор «сумма градусо-дней тепла середины моря Лаптевых». Данный метеопараметр не характерен для образования большой ледовитости для большинства акваторий. Точного объяснения как влияет высокая температура в середине моря летом на данный момент нет. Одним из предположений образования данной зависимости может являться периодически «открепляющийся» новообразовавшийся припай в течение первого месяца начала ледообразования.

Для зависимой переменной «доля припая» также был применен метод множественной линейной регрессии, в результате которой было получено уравнение:

$$L = 0,09 * TwK + 0,41 * PF - 0,30 * TsT + 0,22 * TsF - 0,53 * VN + 0,29 * TsY - 380,0. \quad (2)$$

где:

TwK – сумма градусо-дней мороза на станции остров Котельный;

PF – среднее атмосферное давление в зимний период на станции им.

Е.К. Федорова;

TsT – сумма градусо-дней тепла на станции Тикси;

TsF – сумма градусо-дней тепла на станции им. Е.К. Федорова;

VN – меридиональная составляющая ветра в северной точки моря;

TsY – сумма градусо-дней тепла в устье реки Хатанга.

Среди всех моделей в пошаговой процедуре именно модель множественной линейной регрессии с расширенным набором факторов: TwK , PF , TsT , TsF , VN , TsY (вклад в дисперсию 0,15, 0,14, 0,07, 0,12, 0,07, 0,09

соответственно) была признана наиболее предпочтительной. Данный выбор обусловлен её сбалансированностью по ключевым критериям: она демонстрирует достаточно высокую объясняющую способность с коэффициентом детерминации $R^2 = 0,64$, и при этом обеспечивает более высокую точность оценок, о чём говорит наименьшая среди альтернатив стандартная ошибка регрессии, равная 1,575, относительная ошибка – 0,84.

Анализ данного уравнения выявил, что сумма градусо-дней мороза является «стандартным» предиктором образования припая. Также высокое среднее атмосферное давление, проявляющееся как наличие множества антициклонов в районе острова Котельный, способствуют образованию припая. Сумма градусо-дней тепла на прибрежной, островной станциях и в точке в устье реки Хатанги вызывают образование большого количества припая за счет увеличения пресной талой воды летом на поверхности акватории. Меридиональная составляющая ветра в северной точке моря Лаптевых имеет влияние на дрейф льда, приходящего с Арктического бассейна.

Для более детальной оценки влияния метеорологических параметров на образование ледовитости был применен еще один статистический метод, называемый «дерево решений» (ДР) [20]. В качестве зависимых и независимых переменных выступали вышеописанные метеопараметры. На рисунке 5.7 представлено схематическое дерево решений для общей ледовитости. Данный статистический метод, наравне с множественной линейной регрессией, позволяет оценить вклад метеопараметров в образование общей ледовитости. Плюс данного метода заключается в показаниях, какой из предикторов «отвечает» за процент ледовитости.

Построенная модель дерева решений выявила, что основным фактором, влияющим на изменения общей ледовитости, является сумма градусо-дней мороза на станции Тикси. Данный предиктор располагается в корневом узле, что подтверждает его наибольшую прогностическую силу среди всех рассмотренных характеристик. Первый шаг в дереве решений по порогу TwT

= -146,8⁰C сразу разделяет данные на две группы, соответствующие разным температурным режимам с различными средними значениями отклика.

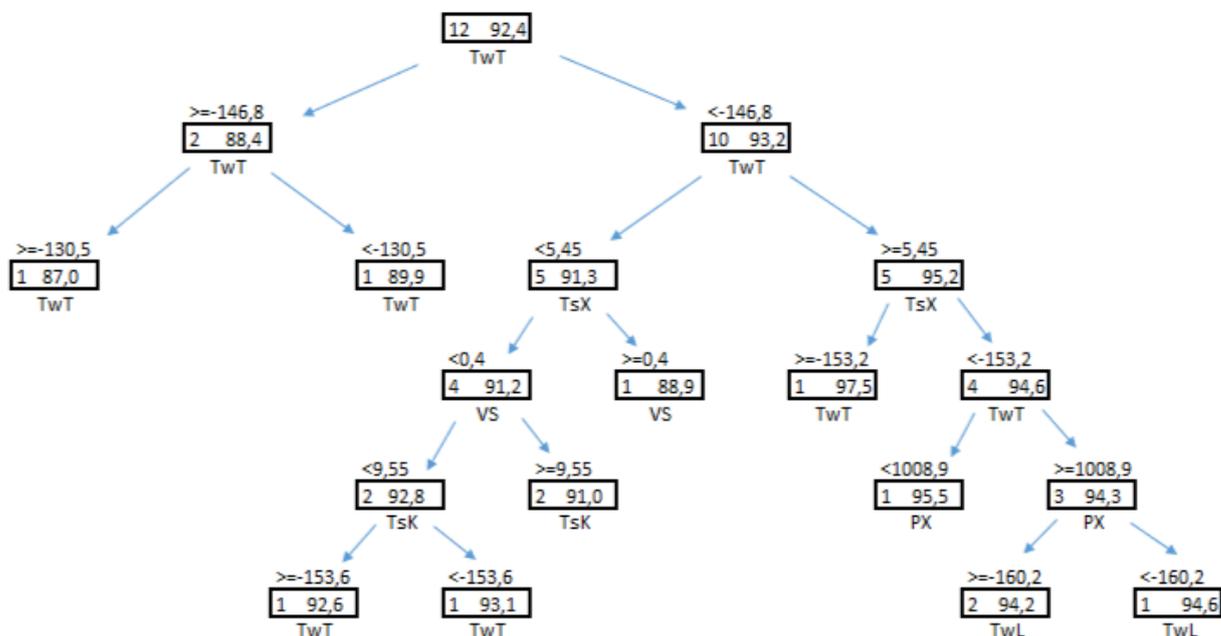


Рисунок 5.7 – Дерево решений общей ледовитости моря Лаптевых.

В более холодных условиях ($TwT \geq -146,8^{\circ}C$) дальнейшее влияние на ледовитость также определяется этим же показателем. Наиболее низкие значения ледовитости (около 87-88,4%) наблюдаются при $TwT \geq -130,5^{\circ}C$, что характерно для периодов с минимальным тепловым притоком. В зоне $TwT < -130,5^{\circ}C$ значения несколько увеличиваются (до 89,9%), демонстрируя чувствительность системы даже к умеренному потеплению.

На другой ветви ($TwT < -146,8^{\circ}C$), структура влияния усложняется. Здесь существенную роль начинает играть сумма градусо-дней тепла на станции Хатанга. При ее низких значениях ($TsX < 5,45^{\circ}C$) ключевым уточняющим фактором становится сила меридиональной составляющей ветра в южной точке моря (VS). Слабый ветер ($VS < 0,4$ м/с) соответствует средним значениям отклика ледовитости до 91,2%, тогда как усиление ветра ($VS > 0,4$ м/с) приводит к снижению показателя ледовитости до 88,9%, возможно, из-за адвекции более холодного воздуха.

Внутри этого блока при слабом ветре значимым показывается сумма градусо-дней тепла на станции остров Котельный. Более холодные условия ($TsK < 9,55^{\circ}C$) связаны с ростом ледовитости до 92,8-93,1%, в то время как при больших значениях TsK она остается на уровне около 91%, что указывает на важность пространственного тепла в регионе.

При высоких значениях TsX ($TsX \geq 5,45^{\circ}C$) модель вновь возвращается к доминирующему параметру TwT . Наиболее высокие значения ледовитости (около 97,5%) формируются при условиях $TwT \geq -153,2^{\circ}C$. В противном случае ($TwT < -153,2^{\circ}C$) существенное влияние оказывает среднее атмосферное давление за зиму на станции Хатанга (PX): при пониженном давлении ($PX < 1008,9$ гПа) значения ледовитости чуть ниже (95,5%), а при повышенном ($PX \geq 1008,9$ гПа) стабилизируется около 94,3-94,6%, с дополнительным уточнением через суммы градусо-дней мороза в середине моря Лаптевых.

Дерево решений общей ледовитости моря Лаптевых иллюстрирует четкую иерархию факторов: температурные параметры (TwT , TsX , TsK , TwL) задают основную структуру изменчивости, в то время как циркуляционные характеристики (VS , PX) модулируют величину эффекта в рамках заданных тепловых условий. Это подтверждает ведущую роль регионального теплового фона в формировании общей ледовитости акватории и отражает комплексное взаимодействие термических и динамических процессов в регионе.

Также статистический метод «дерево решений» был применен для анализа ледовитости доли припая моря Лаптевых (рисунок 5.8).

Модель дерева решений выявила ключевую роль суммы градусо-дней мороза на станции им. Е.К. Федорова (TwF) в объяснении вариации ледовитости припая. Поскольку данный параметр расположен в корне дерева, он обладает наибольшей разделяющей силой.

В более теплом режиме ($TwF \geq -129,7^{\circ}C$) структура проста: дальнейшее разделение также определяется порогом по TwF , а ледовитость припая стабилизируется около 25,1%. Это указывает на то, что при достаточно

высоком тепловом фоне влияние прочих факторов минимизируется и система переходит в устойчивое состояние.

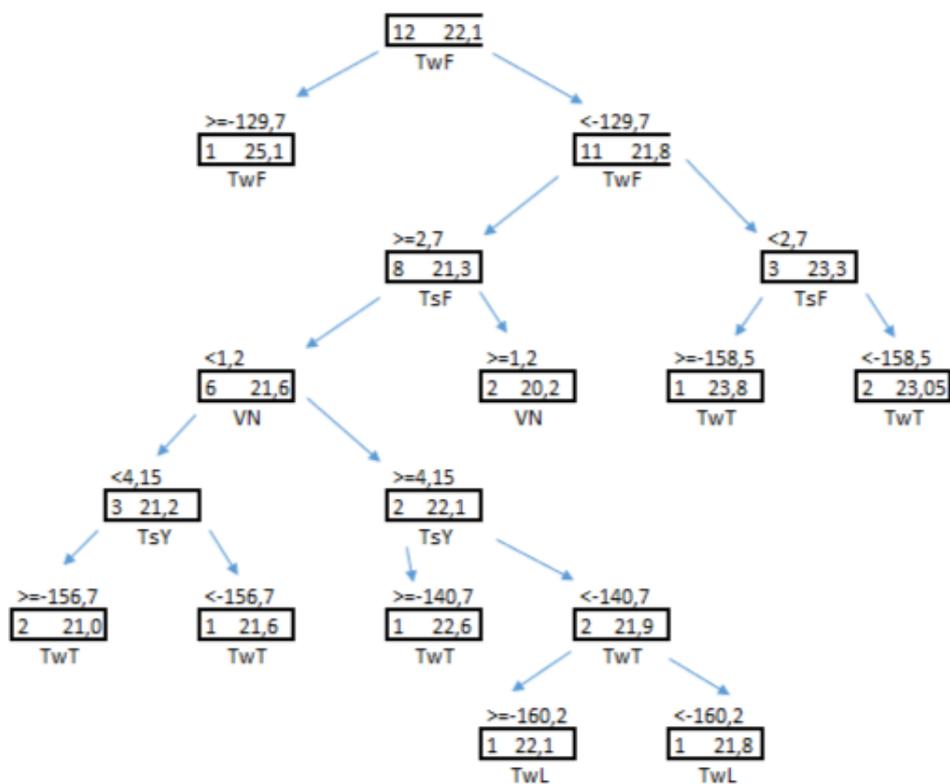


Рисунок 5.8 – Дерево решений доли ледовитости припая моря Лаптевых.

Ветвь с более холодными условиями ($TwF < -129,7^{\circ}C$), отличается сложной, многофакторной структурой. Здесь значимым становится альтернативный показатель – сумма градусо-дней тепла станции им. Е.К. Федорова. При его низких значениях ($TsF < 2,7^{\circ}C$) наблюдаются наибольшие значения ледовитости припая (около 23,2-23,8%), а при $TsF \geq 2,7^{\circ}C$ – более низкие (около 21,3%), что подчеркивает важность даже небольших изменений в тепловом притоке.

Внутри ветви с $TsF \geq 2,7^{\circ}C$, значительную роль начинает играть меридиональная составляющая ветра в северной точке (VN). При слабом переносе ($VN < 1,2$ м/с) значения ледовитости припая остаются низкими (около 21,6%), а их дальнейшая дифференциация зависит от суммы градусо-дней тепла в устье реки Хатанги (TsY): его усиление ($TsY \geq 4,15^{\circ}C$) ведет к

росту ледовитости припая до 22,1-22,6%. При усилении же меридиональной составляющей ветра в северной точке моря ($VN \geq 1,2$ м/с) влияние локального тепла ослабевает, и значения ледовитости стабилизируются на минимальном уровне около 20,2%.

В ветви с низкими значениями TsF ($< 2,7^{\circ}C$) ключевым фактором выступает сумма градусо-дней мороза на станции Тикси, характеризующая суровость зим прибрежной части акватории). Более мягкие условия ($TwT \geq -158,5^{\circ}C$) соответствуют ледовитости припая около 23,8%, а более суровые ($TwT < -158,5^{\circ}C$) – несколько меньшим значениям (около 23,05%). Дополнительные уточнения в одной из подветвей осуществляется через показатель суммы градусо-дней мороза в середине мор Лаптевых: более мягкие условия там ($TwL \geq -160,2^{\circ}C$) характеризуют рост ледовитости припая до 22,1% по сравнению с 21,8% при более суровой зиме.

Таким образом, ведущими предикторами являются локальные тепловые условия на станции им. Е.К. Федорова (TwF , TsF). Атмосферная циркуляция (VN) и региональные показатели морозности (TwT , TwL) выступают вторичными, уточняющими факторами, которые модулируют комплексный характер взаимосвязей, где итоговый показатель формируется под совместным воздействием локального температурного фона, меридионального переноса воздушных масс и суровости зимнего периода в смежных регионах.

На рисунках 5.9 и 5.10 изображена шкала общей ледовитости и ледовитости доли припая моря Лаптевых. Данные схемы можно назвать визуализацией статистического метода дерева решений. При прогнозах данный метод поможет визуально понять, какой из предикторов влияет на определенный процент ледовитости.

На рисунке 5.9 изображена шкала общей ледовитости моря Лаптевых и связанные с ней предикторы в соответствии с моделью ДР. Сверху нанесена шкала данных ледовитости: от минимальной к максимальной, в процентах. Первые полоски (голубой цвет) означают первый шаг в дереве решений, в данном случае это сумма градусо-дней мороза станции Тикси. Данные

полосы разделяют ледовитость на две группы, как это предполагает первый этап дерева решений (в зависимости от большей или меньшей суммы градусо-дней мороза). Далее, аналогично первому шагу, зеленые и голубые полосы, обозначающие второй шаг по дереву решений, разделяют данные по ледовитости в зависимости от значений СГДТ станции Хатанга и СГДМ станции Тикси. Каждый последующий шаг нанесен со сдвигом вниз для более понятного восприятия.

На рисунке 5.10, аналогично рисунку 5.9, изображена шкала ледовитости доли припая. На данной схеме, также как и на шкале общей ледовитости цветными полосами изображены предикторы, влияющие на образование доли припая, в порядке их включения в шаги дерева решений. Первый предиктор, стоящий в корне дерева, является СГДМ на станции им. Е.К. Федорова, делящая шкалу ледовитости на две части. Далее, вторым шагом, идет СГДТ на станции им. Е.К. Федорова. Третьи шагом отмечены предикторы меридиональной составляющей ветра в северной точке моря и СГДМ на станции Тикси.

5.3 Сравнение статистических моделей

Проведенное исследование, направленное на выявление ключевых климатических факторов, влияющих на межгодовую и сезонную изменчивость ледовитости моря Лаптевых, базировалось на оцифрованных данных со спутниковых снимков, обработанных и статистически исследуемых двумя методами: множественной линейной регрессией (МЛР) и деревьями решений (ДР). Сравнение эффективности и интерпретируемости этих подходов позволяет сформулировать следующие основные заключения.

Сравнение методов множественной линейной регрессии и дерева решений для моря Лаптевых (таблица 5.2) выявляет общие черты и существенные различия в механизмах влияния метеорологических факторов на общую ледовитость и ледовитость припая. Оба подхода опираются на

сходный набор исходных переменных, но по-разному отражают их вклад в физику процесса ледообразования.

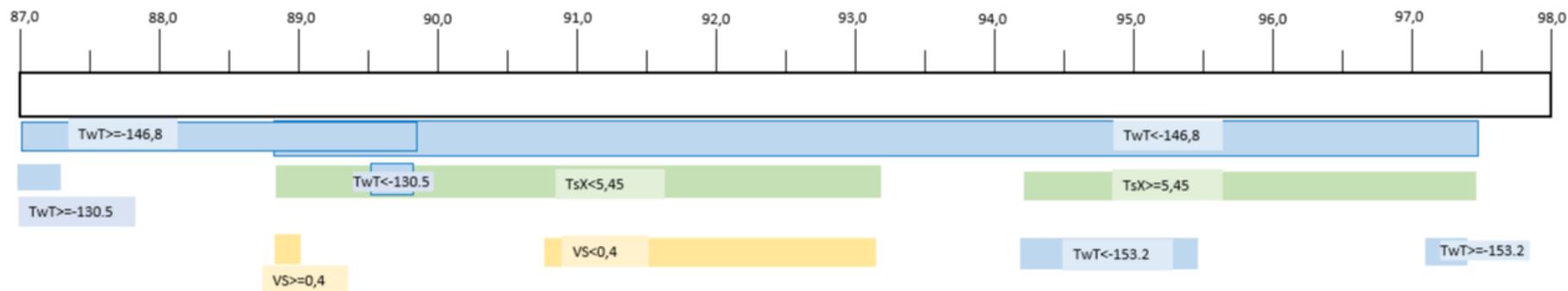


Рисунок 5.9 – Шкала общей ледовитости моря Лаптевых и предикторов, её обуславливающих в период 2010-2024 гг.

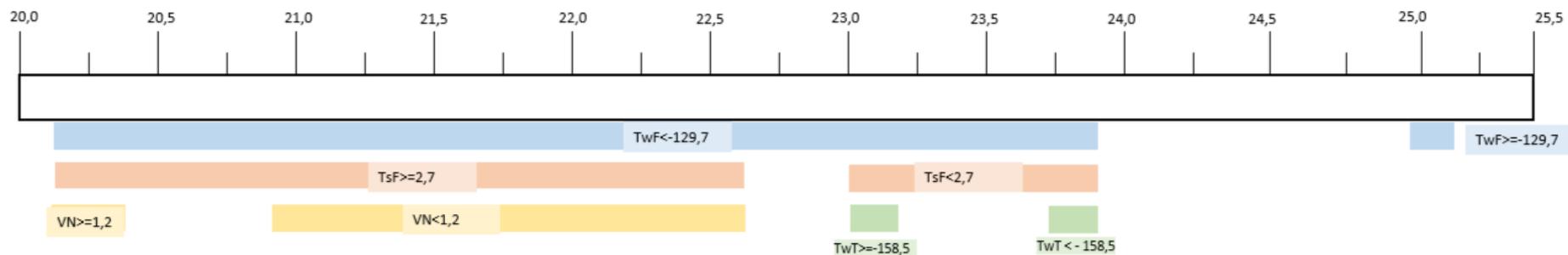


Рисунок 5.10 – Шкала ледовитости припая моря Лаптевых и предикторов, её обуславливающих в период 2010-2024 гг.

Таблица 5.2 – Порядок метеорологических предикторов при входе в модели оценки ледовитости моря Лаптевых

Ледовитость	Метод исследования	
	Регрессия	Дерево решений
Общая ледовитость	TwT	TwT
	TwK	TwT/TsX
	TsL	VS/TwT
	PK	TsK/PX
	VN	TwT/TwL
Ледовитость припая	TwK	TwF
	PF	TsF
	TsT	VN/TwT
	TsF	TsY
	VN	TwT
	TsY	TwL

В случае общей ледовитости регрессионная модель демонстрирует доминирование термических условий, в первую очередь суммы градусо-дней мороза на станциях Тикси (TwT) и острове Котельный (TwK). Линейный характер модели позволяет интерпретировать итоговую ледовитость как результат аддитивного воздействия этих основных факторов, модифицируемого дополнительным влиянием высоких значений суммы градусо-дней тепла середины акватории (TsL), среднего атмосферного давления за зиму (PK) и меридиональной составляющей ветра в северной части моря (VN).

Дерево решений для этого же показателя также подтверждает первостепенную роль морозности в Тикси (TwT). Однако далее модель раскрывает иерархическую и пороговую логику взаимодействия: в зависимости от пройденного температурного порога существенно меняется значимость других параметров, таких как сумма градусо-дней мороза в районе Хатанги (TsX), меридиональная составляющая ветра в южной точке моря (VS), среднее атмосферное давление зимой (PX) или условия на острове

Котельный (TsK). Это позволяет выделить различные сценарии формирования ледового покрова при схожем фоновом холоде, что остается за рамками линейной модели.

Анализ ледовитости припая методами регрессии указывает на ведущую зависимость от накопленного холода на острове Котельный (TwK), скорректированного региональными тепловыми аномалиями и меридиональной составляющей ветра на севере акватории (VN). Дерево решений, в свою очередь, также ставит во главу локальные термические показатели (TwF), но показывает, что влияние ветра или дополнительных тепловых характеристик (TsF) активизируется только при определенных значениях основных факторов. Это подчеркивает нелинейную природу и повышенную чувствительность припая к конкретным сочетаниям условий.

Таблица 5.3 – Критерии качества статистических моделей оценки ледовитости моря Лаптевых.

Шаг	Дерево решений		Множественная линейная регрессия	
	R ²	Относительная ошибка	R ²	Относительная ошибка
	Общая ледовитость			
1	0,39	0,78	0,22	0,85
2	0,81	0,43	0,51	0,68
3	0,94	0,26	0,58	0,62
4			0,67	0,55
5			0,79	0,44
	Доля припая			
1	0,40	0,58	0,14	0,89
2	0,76	0,37	0,29	0,81
3	0,90	0,24	0,36	0,77
4			0,48	0,69
5			0,55	0,64
6			0,64	0,57

Анализ таблицы 5.3 показывает, что метод дерева решений демонстрирует значительно более высокое качество моделирования по

сравнению с множественной линейной регрессией. Для общей ледовитости уже на третьем шаге дерево решений достигает высокого коэффициента детерминации ($R^2 = 0,94$) при существенном снижении относительной ошибки (0,26), тогда как линейная регрессия даже на последующих шагах показывает более низкие значения коэффициента детерминации и заметно большую ошибку (на пятом шаге $R^2 = 0,79$ и относительная ошибка = 0,44). Аналогичная тенденция наблюдается и для ледовитости доли припая: у дерева решений R^2 возрастает до 0,90 при последовательном уменьшении ошибки, в то время как регрессия улучшает показатели медленнее и остается менее точной на всех шагах. В целом это свидетельствует о том, что дерево решений лучше улавливает сложные, вероятно нелинейные зависимости в данных и обеспечивает более точные прогнозы по обоим рассматриваемым показателям.

6 Межгодовая изменчивость ледовитости и с ней связанных гидрометеорологических характеристик в Восточно-Сибирском море

6.1 Особенности межгодовой изменчивости

Данная глава посвящена комплексному статистическому исследованию ключевых климатических предикторов, управляющих изменчивостью ледового покрова Восточно-Сибирского моря. Основная задача заключается в количественной оценке взаимосвязей между метеорологическими параметрами и ледовитостью.

В качестве анализируемых параметров рассматриваются сумма градусо-дней мороза как интегральный показатель суровости зимнего сезона, критически важный для формирования и накопления льда, и сумма градусо-дней тепла, определяющая интенсивность летнего таяния. Важнейшим индикатором атмосферной циркуляции является среднее атмосферное давление за зимний период, влияющее на адвекцию тепла и общий ветровой режим. Для детальной оценки последнего анализируются меридиональная и широтная составляющие ветра, которые непосредственно управляют выносом льда из акватории, адвекцией воздушных масс и динамикой кромки льда. Комплексный анализ графиков отражает многолетнюю динамику термического (рисунок 6.1), барического поля (рисунок 6.2) и циркуляции атмосферы (рисунок 6.3) в районе исследуемого региона за период 2010-2024 года. Данный комплексный подход позволяет рассматривать климатические изменения как результат взаимодействия термодинамических и динамических процессов в приземной слое.

Анализ распределения сумм градусо-дней мороза и градусо-дней тепла показывает, что в течение всего периода наблюдений абсолютные величины СГДМ существенно превышают значения СГДТ. Это указывает на доминирующую роль холодного сезона в формировании термического режима, что характерно для климата с высокой континентальностью.

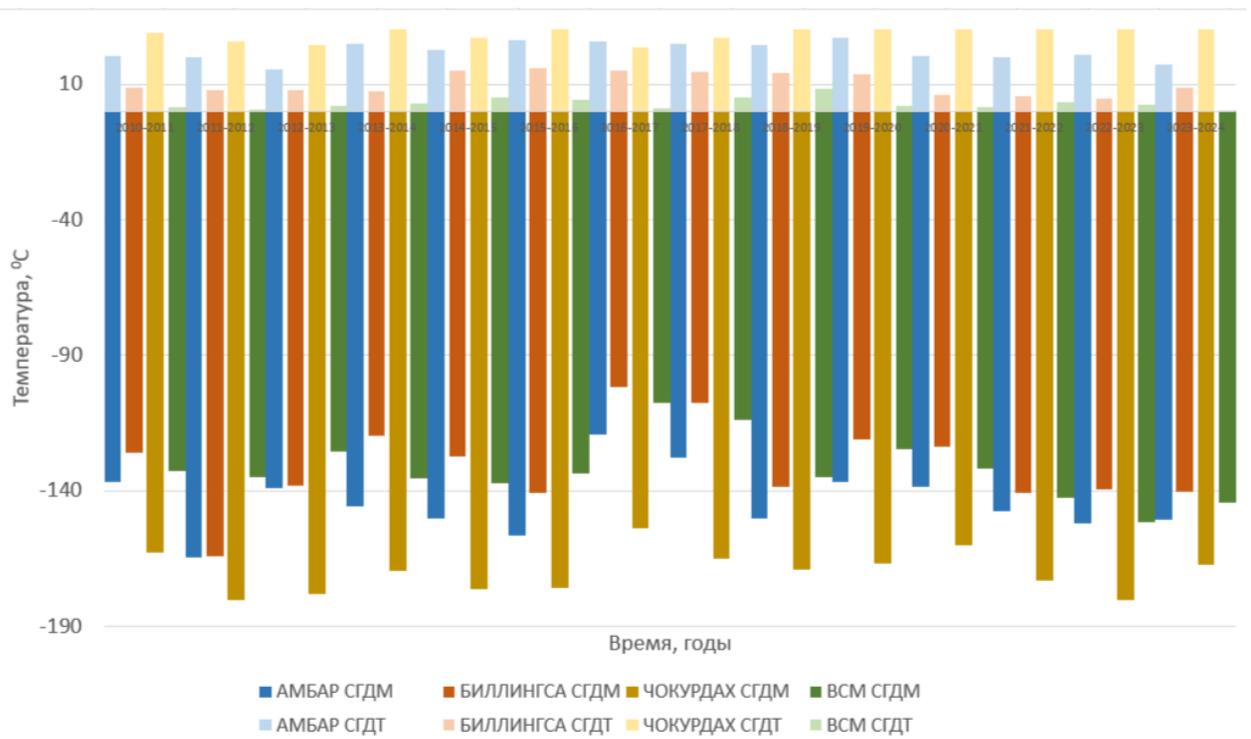


Рисунок 6.1 – Суммы градусо-дней мороза (СГДМ) и суммы градусо-дней тепла (СГДТ) на 4 станциях Восточно-Сибирского моря в период с 2010 по 2024 года.

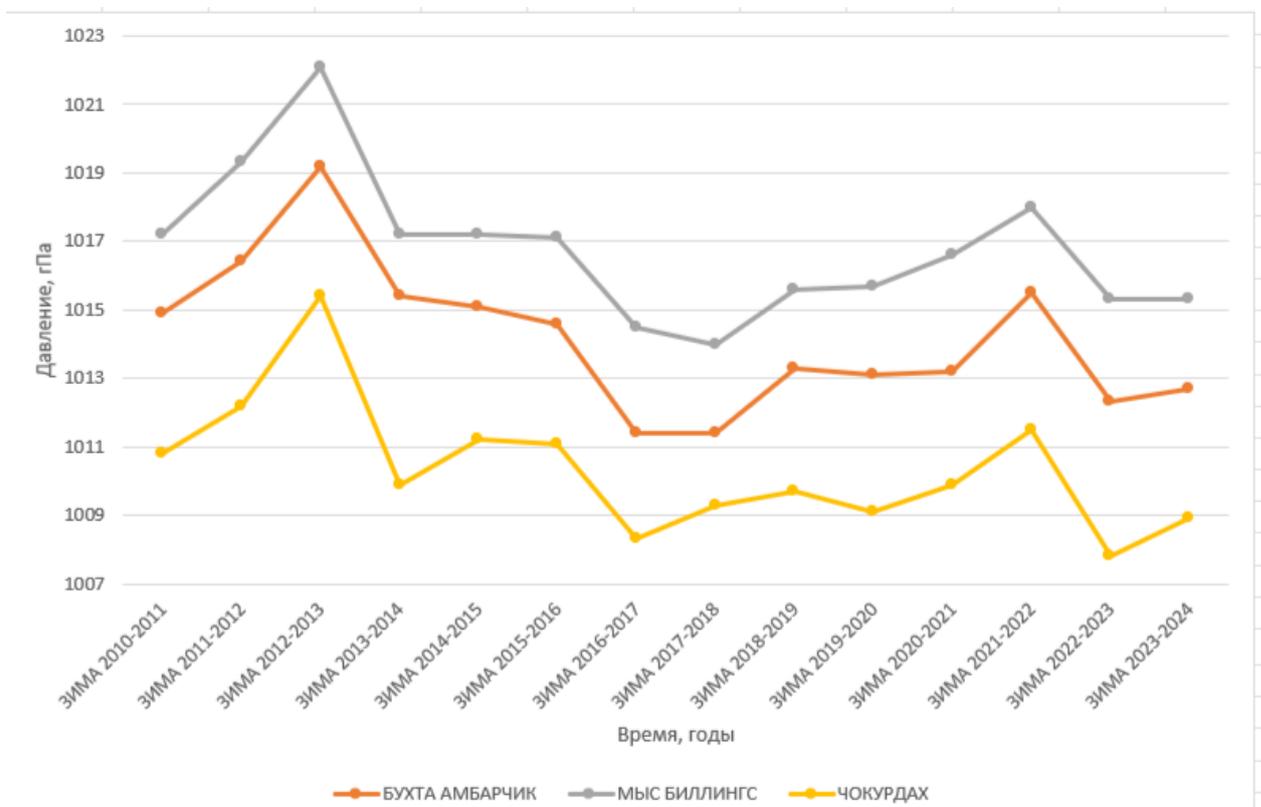
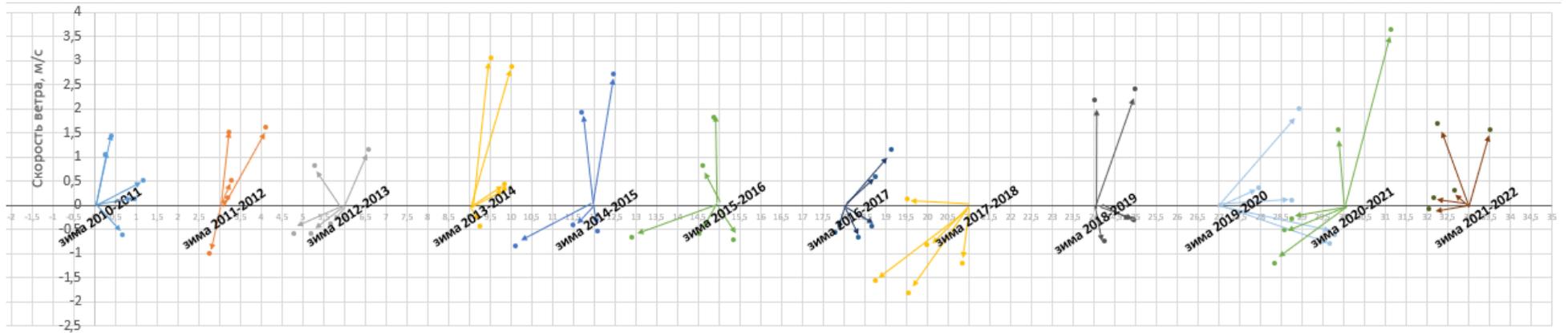


Рисунок 6.2 – Среднее за зимний период атмосферное давление в акватории Восточно-Сибирского моря в период 2010-2024 года.

а)



б)

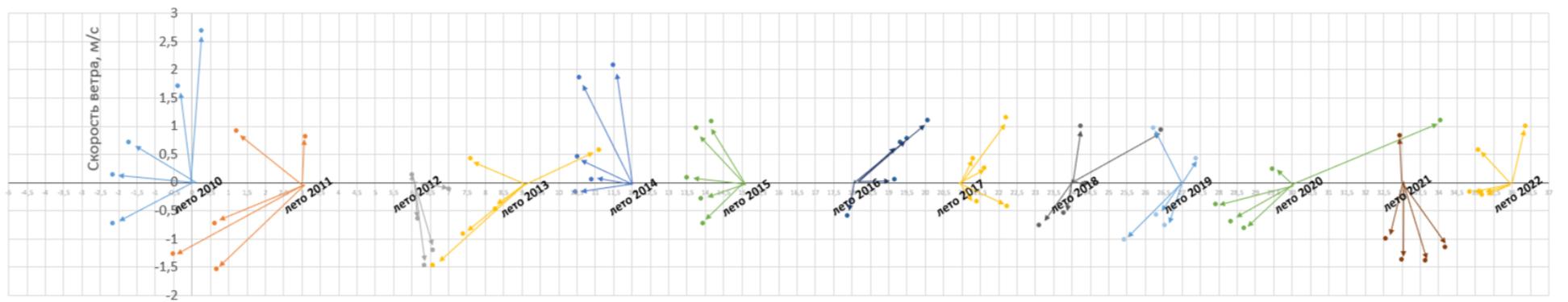


Рисунок 6.3 – Межгодовая изменчивость векторов ветра в зимний (а) и летний (б) периоды 2010-2024 гг на 5 пунктах Восточно-Сибирского моря.

Наибольшие по модулю значения СГДМ (порядка $-170\dots-190^{\circ}\text{C}$) отмечаются в интервале 2011-2014 годов, что свидетельствует о продолжительных и интенсивных отрицательных температурах. После зимы 2017-2018 года наблюдается сдвиг в сторону менее экстремальных значений (в основном в диапазоне $-130\dots-150^{\circ}\text{C}$) что можно интерпретировать как ослабление суровости зим. Показатели СГДТ варьируются в более узком диапазоне (как правило, до $+10\dots+20^{\circ}\text{C}$), демонстрируя меньшую амплитуду межгодовой изменчивости. Однако после зимы 2019-2020 года на большинстве станций фиксируется тенденция к увеличению данного показателя, что свидетельствует об удлинении или интенсификации теплого периода и является косвенным признаком общего потепления.

График динамики среднего атмосферного давления в зимний период демонстрирует квазисинхронное поведение этого параметра на всех станциях, что свидетельствует о преобладающим влиянии крупномасштабных барических процессов. Максимальные значения давления (1021-1023 гПа), наблюдавшиеся в 2012-2013 годах, хронологические совпадают с периодом наиболее высоких значений СГДМ. Это указывает на усиление зимних антициклональных условий, которые обычно характеризуются холодной, маловетреной погодой с интенсивным радиационным выхолаживанием. Начиная с зимы 2016-2017 года, среднее атмосферное давление снижается до уровня 1014-1016 гПа, демонстрируя при этом более выраженную межгодовую вариабельность, что может быть связано с уменьшением циклонической активности. Снижение давления в сочетании с уменьшением абсолютных величин СГДМ указывает на ослабление устойчивых зимних антициклонов и возрастание роли адвентивных процессов.

Векторная диаграмма изменений меридиональной и зональной составляющих ветра за зимний период позволяет проследить трансформацию циркуляционного режима. В начальной фазе рассматриваемого периода (2010-2013 года) преобладают векторы с относительно малой длиной и

выраженной направленностью, что указывает на устойчивую, слабо меняющуюся циркуляцию. Превалирование отрицательной меридиональной составляющей в эти годы соответствует северному и северо-восточному переносу воздушных масс, что согласуется с высокими значениями СГДМ и повышенным атмосферным давлением. В последующие годы, особенно после 2017 года, наблюдается увеличение длины векторов и значительный рост разброса направлений. Это свидетельствует об усилении изменчивости ветрового режима и более частых сменах направлений переноса, что согласуется с ослаблением антициклонального контроля и увеличением роли циклонической деятельности.

Анализ векторной диаграммы для летнего периода выявляет принципиально иную картину. Летние векторы характеризуются, как правило, большей длиной и более выраженным разбросом направлений, что указывает на усиление динамических процессов и более активных обмен воздушными массами. Значения меридиональной и зональной составляющих чаще являются положительными или близкими к нулю, что соответствует преобладанию южных и западных переносов, способствующих адвекции более теплого воздуха. В отдельные годы, особенно после летних периодов 2018 и 2019 годов, фиксируется усиление обеих компонент до значений 2-3 м/с, что коррелирует с ростом СГДТ и указывает на интенсификацию адвекции теплых воздушных масс в летний период.

Совместный анализ всех четырех представленных графических зависимостей позволяет сделать вывод о согласованной трансформации термического и динамического режимов атмосферы. Периоды максимальных значений СГДМ совпадают с фазами повышенного атмосферного давления и относительно устойчивой, слабо изменчивой зимней циркуляции, что является признаком доминирования антициклональных условий и радиационного режима похолодания. Напротив, фазы снижения СГДМ и роста СГДТ сопровождаются общим понижением среднего давления и

увеличением изменчивости ветрового поля как зимой, так и летом. Это свидетельствует о переходе к более мобильной циркуляции, усилении адвективных процессов и общем смягчении климатических условий. Таким образом, представленные данные о совокупности отражают тенденцию к ослабеванию экстремальной континентальности климата исследуемого региона и возрастанию роли динамических факторов в формировании погодных условий в последние годы наблюдений.

Данные со спутниковых снимков о ледовитости выбранного региона были получены с полигона изучения (рисунок 6.4). Рассматривалась межгодовая изменчивость общей ледовитости (рисунок 6.5) и доли припая (рисунок 6.6).

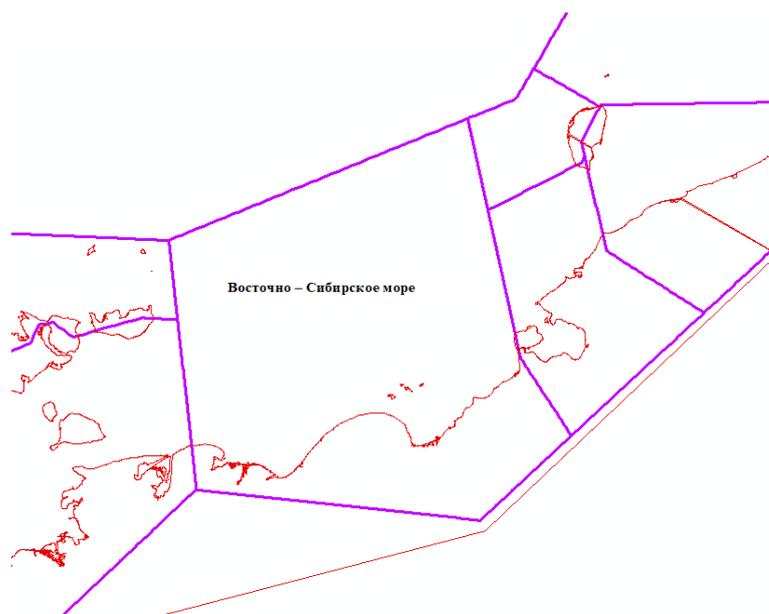


Рисунок 6.4 – Полигон изучения Восточно-Сибирского моря по ледовитости.

Представленные графики отражают межгодовую изменчивость ледовитости Восточно-Сибирского моря в зимний период 2010-2024 годов, что позволяет проследить динамику как общей ледовитости акватории, так и ледовитости припая, и оценить характер статистических трендов.



Рисунок 6.5 – Изменчивость общей ледовитости Восточно-Сибирского моря в период 2010-2024.



Рисунок 6.6 – Изменчивость доли припая Восточно-Сибирского моря в период 2010-2024.

Общая ледовитость моря (рисунок 6.5) характеризуется значительной межгодовой вариабельностью. В начальный период наблюдений (2010-2013 года) значения остаются высокими, в отдельные сезоны превышая 97%, что свидетельствует о преобладании устойчивых ледовых условий. В последующие годы наблюдается чередование фаз относительного снижения и восстановления с периодом 4-5 лет. Наиболее выраженный минимум зафиксирован в зимний период 2015-2016 года, когда показатель опускался до 85-86%, что, вероятно, обусловлено сочетанием ослабленного морозного потенциала и неблагоприятных динамических условий для сохранения ледяного покрова.

После зимнего периода 2016-2017 годов отмечается частичное восстановление с локальными максимумами в 2017-2018 и 2021-2022 годах, однако устойчивого долгосрочного роста не формируется. В последние годы рассматриваемого периода (2022-2024 годы) вновь наблюдается тенденция к снижению ледовитости.

Линейный тренд для общей ледовитости имеет отрицательный наклон, что указывает на общую тенденцию к уменьшению ледяного покрова за исследуемый период. Однако низкое значение коэффициента детерминации свидетельствует о слабой статистической значимости линейной зависимости и доминанции межгодовых колебаний. Полиномиальный тренд второго порядка лучше описывает динамику, отражая фазы повышенной ледовитости в начале и середине периода и ее снижение к концу, хотя его объясняющая способность также остается умеренной. Это позволяет сделать вывод о преимущественно нелинейном и колебательном характере изменений общей ледовитости.

Динамика доли припая (рисунок 6.6) демонстрирует еще более выраженную межгодовую изменчивость. В первые годы наблюдений значения относительно высоки, в отдельные сезоны превышая 25-29%, что соответствует хорошо развитому припаю. Затем следует резкое снижение показателя с минимумом в зимний период 2018-2019 годов (12-13%), что

указывает на значительную деградацию прибрежного ледяного покрова и его повышенную уязвимость.

После зимнего периода 2019-2020 года фиксируется кратковременное, но резкое увеличение доли припая до максимальных за весь период значений, что может быть связано с аномально холодными условиями или особенностями циркуляции в конкретный сезон. Однако в последующие годы вновь наблюдается устойчивое снижение, и к зиме 2023-2024 года значения оказываются одними из минимальных за весь интервал.

Линейный тренд для доли припая имеет выраженный отрицательный наклон, подтверждая общую тенденцию к сокращению его площади. Коэффициент детерминации, хотя и невысокий, сопоставим с аналогичным показателем для общей ледовитости, что подчеркивает наличие направленного изменения. Полиномиальный тренд второй степени лучше отражает структуру ряда, демонстрируя рост в отдельные годы и резкое падение в последние сезоны, а его более высокая объясняющая способность указывает на нелинейный характер изменений с выраженными экстремумами.

Сопоставление графиков показывает, что ледовитость припая реагирует на изменение климатических условий более резко и контрастно, чем общая ледовитость моря. Если суммарный ледяной покров акватории сохраняет относительную устойчивость благодаря компенсирующим процессам в разных ее частях, то припай, формирующийся в прибрежной зоне, проявляет гораздо большую чувствительность к сдвигам температурного режима и динамическим воздействиям. Это выражается в более глубоких минимумах и резких межгодовых колебаниях.

В таблице 6.1 представлены оценки трендов временных рядов ледовитости и основных метеорологических показателей для акватории Восточно-Сибирского моря за период наблюдений. Для каждого параметра приведены линейные и полиномиальные аппроксимации с коэффициентами детерминации, что позволяет оценить направленность изменений, их устойчивость и роль временного фактора в формировании ледового режима.

Таблица 6.1 – Характеристики трендов гидрометеорологических параметров Восточно-Сибирского моря в период 2010-2024 года. ($t_{кр} = 2.16$)

Станции	Ур-ние линейного тренда	R ² лин	Ур-ние степени полинома 2	R ² полин
Градусо-дни мороза				
мыс Амбарчик	$y=0,016x-144,51$	0,00	$y=-0,27x^2+4,72x-159,66$	0,12
мыс Биллингс	$y=0,15x-131,95$	0,00	$y=-0,54x^2+9,28x-162,02$	0,26
Чокурдах	$y=0,23x-171,94$	0,02	$y=-0,12x^2+2,34x-178,87$	0,07
Центр ВСМ	$y=-0,90x-124,57$	0,10	$y=-0,45x^2+6,70x-149,63$	0,45
Градусо-дни тепла				
мыс Амбарчик	$y=-0,15x+23,84$	0,03	$y=-0,08x^2+1,37x+18,58$	0,19
мыс Биллингс	$y=-0,20x+12,38$	0,05	$y=-0,12x^2+1,97x+4,85$	0,32
Чокурдах	$y=0,43x+26,29$	0,24	$y=0,06x^2-0,72x+30,28$	0,32
Центр ВСМ	$y=0,16x+1,32$	0,12	$y=-0,05x^2+1,08x-1,85$	0,29
Среднее атмосферное давление за зиму				
мыс Амбарчик	$y=-0,29x+1016,7$	0,35	$y=0,04x^2-0,92x+1018,8$	0,41
мыс Биллингс	$y=-0,27x+1010,1$	0,29	$y=0,038x^2-0,92x+1012,2$	0,36
Чокурдах	$y=-0,27x+1012,6$	0,34	$y=0,015x^2-0,53x+1013,5$	0,35
Зональный ветер, зима				
Север моря	$y=-0,018x+0,63$	0,01	$y=0,02x^2-0,33x+1,5$	0,10
Юг моря	$y=-0,05x+0,76$	0,06	$y=-0,009x^2+0,09x+0,33$	0,07
Запад моря	$y=0,02x-0,02$	0,01	$y=-0,005x^2+0,09x-0,25$	0,01
Восток моря	$y=-0,006x-0,48$	0,00	$y=0,032x^2-0,49x+0,96$	0,06
Зональный ветер, лето				
Север моря	$y=0,13x-0,14$	0,15	$y=-0,01x^2+0,31x-0,68$	0,16
Юг моря	$y=0,11x-2,06$	0,15	$y=0,03x^2+0,16x-3,65$	0,28
Запад моря	$y=0,03x-0,59$	0,02	$y=-0,027x^2+0,47x-1,94$	0,10
Восток моря	$y=-0,09x-1,32$	0,09	$y=-0,03x^2+0,63x-3,03$	0,25
Середина	$y=0,009x-1,53$	0,12	$y=-0,03x^2+0,7x-3,42$	0,30
Меридиональный ветер, зима				
Север моря	$y=0,007x+1,65$	0,00	$y=0,006x^2-0,08x+1,93$	0,00
Юг моря	$y=-0,03x+0,1$	0,06	$y=0,035x^2-0,56x+1,65$	0,50
Запад моря	$y=0,014x+1,26$	0,00	$y=0,014x^2-0,19x+1,89$	0,02
Восток моря	$y=0,0017x-0,76$	0,00	$y=0,009x^2-0,14x-0,33$	0,08
Середина	$y=-0,05x-0,01$	0,1	$y=0,02x^2-0,46x+1,21$	0,36
Меридиональный ветер, лето				
Север моря	$y=-0,1x+1,7$	0,19	$y=0,002x^2-0,13x+1,82$	0,19
Юг моря	$y=0,04x-1,15$	0,14	$y=0,0025x^2+0,08x-1,28$	0,15
Запад моря	$y=-0,03x+1,08$	0,05	$y=0,005x^2-0,13x+1,37$	0,07
Восток моря	$y=-0,02x-0,08$	0,01	$y=-0,016x^2+0,23x-0,91$	0,10
Середина	$y=-0,02x-0,2$	0,02	$y=-0,01x^2+0,14x-0,78$	0,07
ЛЕДОВИТОСТЬ				
	$y=-0,28x+93,93$	0,10	$y=0,06x^2-1,23x+96,29$	0,16
ЛЕДОВИТОСТЬ, ПРИПАЙ				
	$y=-0,47x+24,66$	0,10	$y=-0,03x^2-0,90x+25,74$	0,11

Проведенный анализ зафиксировал ряд статистически подтвержденных сдвигов, указывающих на изменение климатических параметров и особенностей атмосферной циркуляции. В температурной режиме наблюдается рост показателя СГДТ на ряде станций, что говорит о повышении уровня тепла в летний сезон и об увеличении накопления температур. Значимые тренды СГДМ отмечаются лишь в отдельных точках и отличается нелинейностью, что говорит о трансформации зимнего периода, проявляющегося скорее всего в изменении распределения суровости по годам, чем в последовательном похолодании или потеплении.

Наибольшая степень однородности изменений отмечена в поле атмосферного давления: на всех исследуемых станциях зафиксирован статистически значимый подъем средних зимний значений. Это свидетельствует об увеличении частоты антициклональных условий.

В сфере циркуляционных процессов основные значимые изменения касаются меридионального переноса ветра в зимний период. В южной точке и центре моря прослеживаются выраженные нелинейные тренды, что указывает на активизацию обмена воздушными массами между широтами в холодное время. Также выявлены отдельные статистически значимые изменения в зональном переносе летом, что говорит о сдвигах в частоте восточных и южных потоков.

Основные достоверные тенденции сводятся к росту СГДТ, увеличению среднего атмосферного давления в зимний период как маркера усиления антициклонической активности и изменении циркуляционных механизмов, в первую очередь благодаря усилению меридионального перемещения воздушных масс зимой.

6.2 Статистические модели связи ледовитости моря с метеорологическими параметрами

Для Восточно-Сибирского моря также, как и для моря Лаптевых (см. п.5.2) выполнено два варианта построения статистических моделей с разными целевыми параметрами: общая ледовитость и ледовитость припая.

В качестве независимых переменных рассматривались те же самые показатели: сумма градусо-дней мороза (T_w), сумма градусо-дней тепла (T_s), среднее атмосферное давление в зимний период (P), а также зональная (U) и меридиональная (V) составляющая ветра – по данным метеостанций и расчетных точек.

Также были введены сокращения названий станций и точек (в скобках указаны номера точек в соответствии с рисунком 3.2) :

A – бухта Амбарчик;

B – мыс Биллингса;

C – Чокурдах;

V – точка в середине Восточно-Сибирского моря;

N – северная точка Восточно-Сибирского моря (6);

E – восточная точка Восточно-Сибирского моря (7);

S – южная точка Восточно-Сибирского моря (8);

W – западная точка Восточно-Сибирского моря (9);

M – середина Восточно-Сибирского моря (10).

В ходе исследования были рассмотрены различные варианты моделей множественной линейной регрессии, отличающиеся набором независимых переменных. Все модели являлись статистически значимыми в целом, однако в качестве оптимальной была выбрана модель, включающая факторы US , T_sV , T_wA и PC (вклад в дисперсию 0,27, 0,13, 0,39 и 0,06 соответственно).

$$LL = - 2,18*US - 1,37*TsV + 0,21*TwA + 0,51*PC - 389,62, \quad (3)$$

где:

US – зональная составляющая ветра в южной точке моря;

TsV – сумма градусо-дней тепла в середине Восточно-Сибирского моря;

TwA – сумма градусо-дней мороза на станции бухта Амбарчик;

PC – среднее атмосферное давление в зимний период на станции Чокурдах.

Она демонстрирует высокое качество аппроксимации: коэффициент детерминации $R^2 \approx 0,83$. Результаты дисперсионного анализа подтверждают статистическую значимость модели в целом ($F = 12,23$ при $p = 0,0017$). Стандартная ошибка – 1,60, относительная ошибка - 0,46.

Первым предиктором регрессионной модели является зональная составляющая ветра в южной точке Восточно-Сибирского моря с отрицательным коэффициентом. Она предполагает рост ледовитости при усилении восточного ветра в южной точке. Данная метеорологическая характеристика главным образом влияет на дрейф льда в акватории моря. Образовавшийся в прибрежной зоне лед переносится в восточном направлении моря, тем самым увеличивая общую площадь льда. Вторым предиктором является сумма-градусо-дней тепла в середине ВСМ. На данный момент нет точного объяснения, как накопившееся в середине моря летнее тепло влияет на увеличение ледовитости акватории. Сумма градусо-дней мороза прибрежной станции бухта Амбарчик (третий предиктор) является стандартным предиктором для образования ледовитости в морях. Накопленные морозы обуславливают суровость зим, тем самым развивая большую ледовитость полигона изучения. Последним предиктором является значение среднего атмосферного давления за зиму на станции Чокурдах. Попадание данного метеопараметра в регрессионную модель объясняется большим вкладом атмосферного давления в общие климатические условия,

обуславливая наличие антициклона и хороших ветров в регионе на момент образования ледовитости.

Для зависимой переменной «ледовитость припая» также была построена модель множественной линейной регрессии. Оптимальной признана третья модель, содержащая факторы UN, TwV, TwC и TsC (вклад в дисперсию 0,22, 0,20, 0,19 и 0,19 соответственно).

$$L = 3,2*UN + 0,55*TwV - 0,61*TwC + 0,93*TsC - 40,1, \quad (4)$$

где:

UN – зональная составляющая ветра в северной точки моря;

TwV – сумма градусо-дней мороза в середине Восточно-Сибирского моря;

TwC – сумма градусо-дней мороза на станции Чокурдах;

TsC – сумма градусо-дней тепла на станции Чокурдах.

Она является статистически значимой в целом, что подтверждается результатами дисперсионного анализа (F-критерий = 8,00, p = 0,0067). Качество её подгонки к данным оценивается как высокое: коэффициент детерминации R² равен 0,80. Стандартная ошибка – 3,07, относительная ошибка – 0,54.

Первым предиктором выбранной регрессионной модели является зональная составляющая ветра в северной точке моря с положительным знаком коэффициента. Она характеризует рост припая при западном переносе, который может способствовать дрейфу льда. Вторым и третьим предикторами является сумма градусо-дней мороза в середине моря и на станции Чокурдах способствует образованию большей ледовитости припая за счет раннего охлаждения поверхности океана. Сумма градусо-дней тепла на станции Чокурдах способствует увеличению ледовитости припая за счет притока пресной воды с реки Индигирка во время летнего периода года. Высокие температуры воздуха летом способствуют большему таянию снега и

льда на побережье Чукотского моря, которые в последствие приносятся в акваторию за счет стока реки Индигирка, образуя на поверхности моря слой пресной воды, который будет быстрее преобразовываться в лед.

Так же, как и для моря Лаптевых (см. п. 5.2) для углубленного анализа воздействия метеорологических условий на формирование общей ледовитости и ледовитости припая был использован дополнительный статистический подход – построение дерева решений (рисунок 6.7).

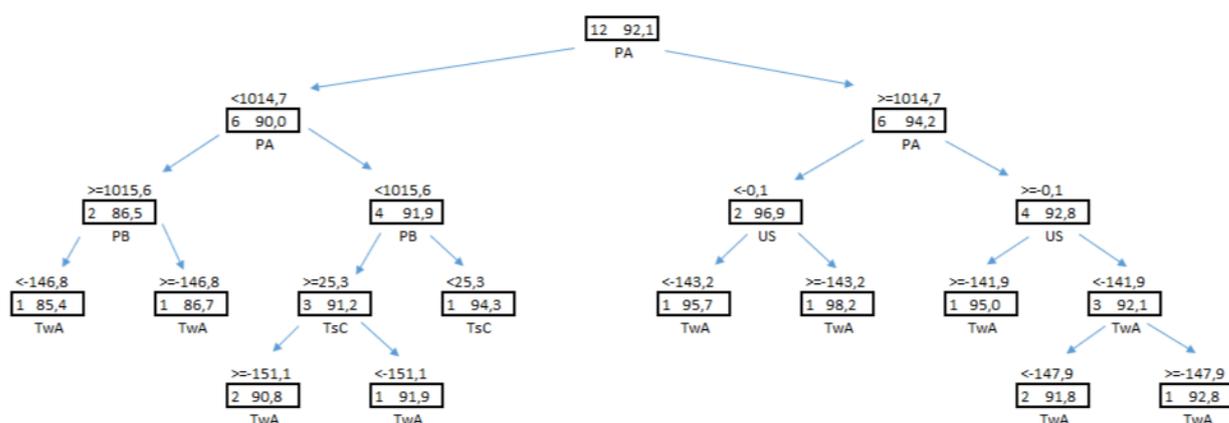


Рисунок 6.7 – Дерево решений для общей ледовитости Восточно-Сибирского моря.

Ключевым выводом модели дерева решений является доминирующая роль среднего атмосферного давления в зимний период на станции бухта Амбарчик (РА) в формировании общей ледовитости Восточно-Сибирского моря. Основное разделение проходит по порогу в 1014,7 гПа, выделяя два принципиально разных сценария: режим низкого давления (РА < 1014,7 гПа), связанный с более низкой средней ледовитостью около 90,0%, и режим высокого давления (РА ≥ 1014,7 гПа), для которого характерны максимальные значения этого показателя (в среднем 94,2%).

Внутри режима низкого давления важным уточняющим фактором становится среднее атмосферное давление в зимний период на станции мыс Биллинга (РВ). При его высоких значениях (РВ ≥ 1015,6 гПа) ледовитость

опускается до минимумам (около 86,5%), а ее окончательная величина дополнительно корректируется локальной суммой градусо-дней мороза станции бухта Амбарчик. В противоположном случае, при низком давлении на мысе Биллингса ($PB < 1015,6$ гПа), ледовитость заметно выше (91,9-94,3%), и здесь значимым оказывается влияние суммы градусо-дней тепла на станции Чокурдах (TsC): интенсивный приток тепла снижает ледовитость, а его отсутствие, напротив, способствует росту льда.

В условиях высокого давления доминирующим фактором второго уровня выступает зональная составляющая ветра в южной точке моря (US), отражающая характер западно-восточного переноса воздушных масс. Преобладание восточных ветров ($US < -0,1$ м/с), приводит к пиковым значениям ледовитости (около 96,9-98,2%), которые усиливаются в сочетании с суровой зимой на станции бухта Амбарчик. Ослабление же восточного переноса ($US \geq -0,1$ м/с) обуславливает более умеренную ледовитость (около 92,8%), величина которой внутри этой ветки чувствительна к интенсивности суммы градусо-дней мороза (TwA).

Дерево решений выстраивает четкую иерархическую систему влияния климатических факторов. Первичным предиктором является среднее атмосферное давление за зиму, определяющее крупномасштабный циркуляционный режим. Второй уровень контроля задают динамические характеристики атмосферы, такие как направление ветра, которые модулируют эффект в рамках заданного барического поля. Температурные показатели выполняют роль уточняющих факторов, объясняя тонкие вариации ледовитости внутри схожих циркуляционных условий.

Модель дерева решений для анализа припая (рисунок 6.8) выявила, что главный фактором в формировании ледовитости припая в Восточно-Сибирском море, является характер зонального переноса воздушных масс в северной части моря (UN). Расположение этого показателя в корне дерева подчеркивает ключевую роль атмосферной циркуляции в этом процессе. Исходное правило, разделяющее данные по порогу $UN = 0,25$ м/с, выделяет

два принципиально разных режима с существенно различной ледовой обстановкой.

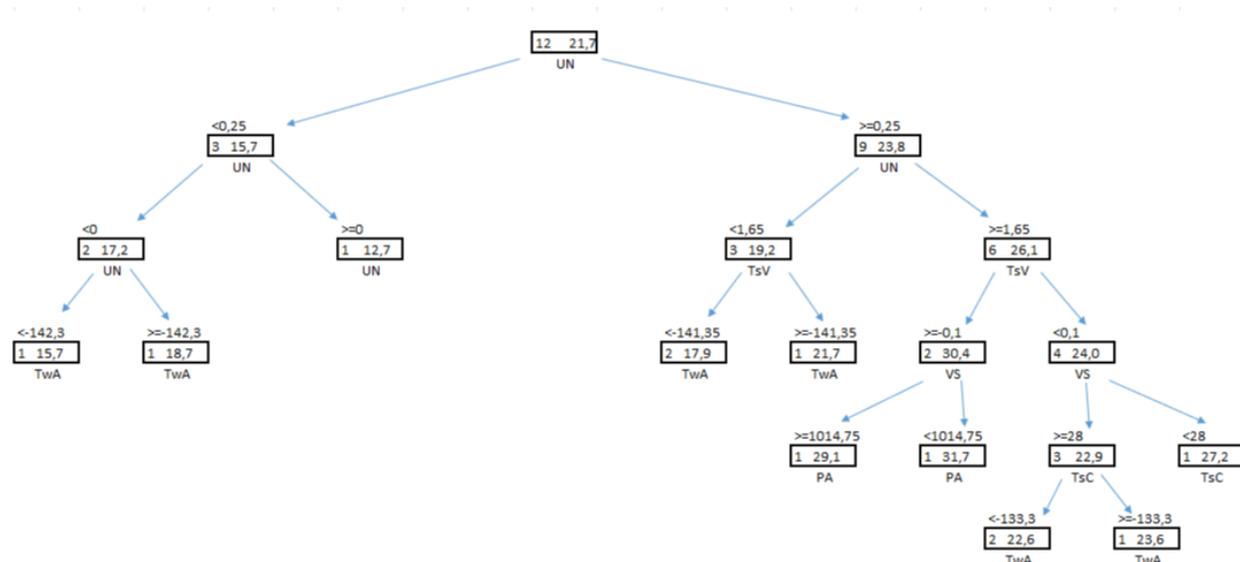


Рисунок 6.8 – Дерево решений доли припая Восточно-Сибирского моря.

Первый режим, характеризующийся слабым или отрицательным значением зональной составляющей ветра ($UN < 0,25$ м/с), связан с относительно низкой средней ледовитостью припая (от 15,7 до 17,2%), что указывает на неблагоприятные условия для его устойчивого формирования. Внутри этого режима дальнейшая стратификация зависит от конкретного значения UN. При отрицательном значении ($UN < 0$ м/с) ледовитость составляет около 17,2%, и уточняется через сумму градусо-дней мороза на станции бухта Амбарчик (TwA): более сильные морозы ведут к снижению ледовитости припая до 15,7%, а более мягкие условия – к росту до 18,7%. При слабом положительном переносе ($0 \leq UN \leq 0,25$ м/с) ледовитость падает до минимальных в этом режиме значений (около 12,7%).

Второй, противоположный режим, возникает при выраженном положительном зональном переносе ($UN > 0,25$ м/с) и сопровождается резким скачком ледовитости до значений в диапазоне от 23,8 до 26,1%. Здесь на первый план выходит сумма градусо-дней тепла в середине Восточно-Сибирского моря (TsV). При низких значениях ($TsV < 1,65^{\circ}\text{C}$) ледовитость

ниже (около 19,2%) и дополнительно зависит от суммы градусо-дней мороза на станции бухта Амбарчик. При высоких же значениях СГДТ ($TsV \geq 1,65^{\circ}C$) формируется наиболее благоприятный сценарий со средней ледовитостью около 26,1%. Внутри него важным уточняющим фактором становится меридиональная составляющая ветра в южной точке моря (VS). При значениях $VS \geq -0,1$ м/с ледовитость достигает пиковых значений (до 37,1%), слегка корректируясь средним зимним атмосферным давлением. При значениях $VS < -0,1$ м/с значения несколько ниже (около 24%), а окончательная величина ледовитости припая определяется комбинацией СГДТ на станции Чокурах и СГДМ на станции бухта Амбарчик.

Модель демонстрирует: доминирующим предиктором ледовитости припая выступает зональная составляющая ветра в северной точке моря, которая задает базовый сценарий. В благоприятном режиме сильного переноса ключевую роль играет температурный фон центральной части моря (TsV), а затем – меридиональная составляющая ветра в южной точке. Локальные температурные условия (TwA , TsC) и среднее зимнее атмосферное давление (РА) выступают как факторы третьего порядка, объясняя тонкие вариации внутри уже заданных циркуляционно-тепловых режимов. Максимальное развитие припая наблюдается при сильном западном переносе на севере, умеренно теплых условиях летом в середине моря и определенной конфигурации меридиональной циркуляции, в то время как ослабление зонального переноса создает неблагоприятные условия для его формирования.

На рисунках 6.9 и 6.10 представлены шкалы общей ледовитости и ледовитости доли припая Восточного-Сибирского моря, основанные на данных, полученных методом дерева решений.

На рисунке 6.9 изображена шкала общей ледовитости Восточно-Сибирского моря. Сверху нанесена шкала данных ледовитости: от минимальной к максимальной, в процентах. Первые полоски (голубой цвет) означают первый шаг в дереве решений, в данном случае это среднее

атмосферное давление за зимний период на станции бухта Амбарчик. Данные полосы разделяют ледовитость на два поля, как это предполагает первый этап дерева решений (в зависимости от большего или меньшего значения атмосферного давления). Далее, аналогично первому шагу, другие полосы будут обозначать другие предикторы и следующие шаги по дереву решений.

Каждый последующий шаг нанесен со сдвигом вниз для более понятного восприятия.

На рисунке 6.10, аналогично рисунку 6.9, изображена шкала ледовитости доли припая. На данной схеме, также как и на шкале общей ледовитости цветными полосами изображены предикторы, влияющие на образование доли припая, в порядке их включения в шаги дерева решений. Первый предиктор, стоящий в корне дерева, является меридиональная составляющая ветра в северной точке, делящая шкалу ледовитости на две части. Далее, вторым шагом, идет СГДТ в середине ВСМ и также меридиональная составляющая ветра в северной точке моря, но уже с другими разделяющими показателями.

6.3. Сравнение статистических моделей оценки ледовитости Восточно-Сибирского моря

В ходе исследование, целью которого было определение главных климатических параметров, определяющих колебание ледового покрова моря Восточно-Сибирского моря от года к году и по сезонам, были использованы оцифрованные спутниковые данные. Их обработка и статистический анализ выполнялись с помощью двух методов – множественной линейной регрессии и деревьев решений. Сопоставление этих моделей с точки зрения точности и удобства интерпретации позволяет сделать ряд ключевых выводов.

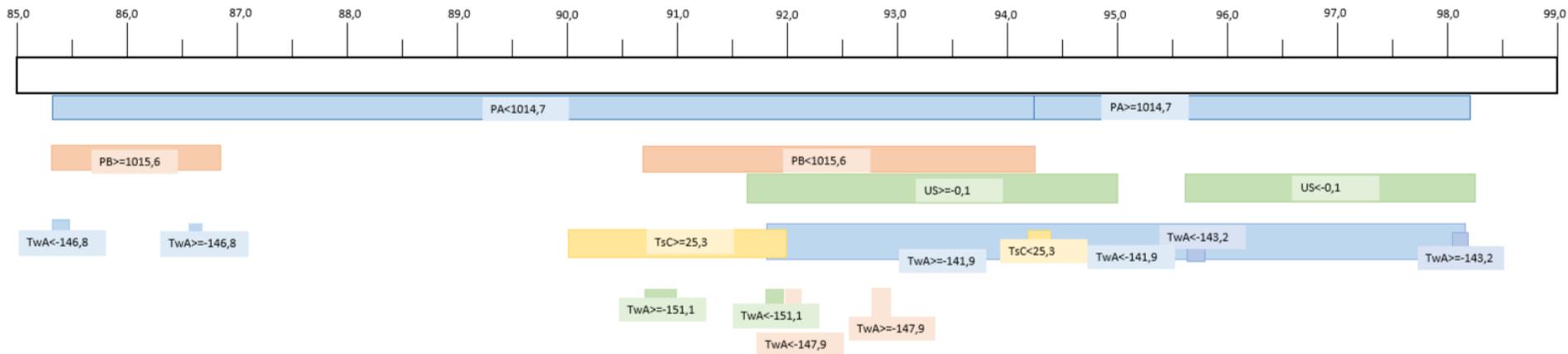


Рисунок 6.9 – Шкала общей ледовитости Восточно-Сибирского моря и предикторов, её обуславливающих в период 2010-2024 гг.

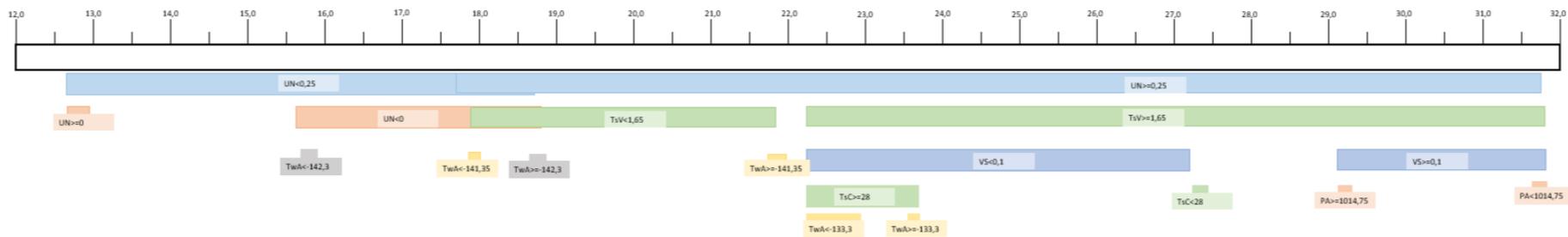


Рисунок 6.10 – Шкала ледовитости доли припая Восточно-Сибирского моря и предикторов, её обуславливающих в период 2010-2024 гг.

Таблица 6.2 – Метеорологических предикторы вклада в ледовитость Восточно-Сибирского моря.

Ледовитость	Метод исследования	
	Регрессия	Дерево решений
Общая ледовитость	US	PA
	TsV	PB/US
	TwA	TwA/TsC
	PC	TwA
Ледовитость припая	UN	UN
	TwV	UN/TsV
	TwC	TwA/VS
	TsC	PA/TsC
		TwA

Сравнительный анализ МЛР и ДР, представленный в таблице 6.2, показывает, как по-разному можно интерпретировать влияние одних и тех же климатических предикторов на ледовитость Восточно-Сибирского моря. МЛР оценивать суммарный, усредненный вклад факторов, в то время как ДР раскрывает их иерархию и пороговый характер воздействия.

При моделировании общей ледовитости регрессионный анализ указывает на ведущую роль атмосферной динамики, в первую очередь зональной составляющей ветра (US), а также на существенный вклад термических условий центральной части акватории (TsV) и прибрежных зимних холодов (TwA). Барический режим, представленный средним атмосферным давлением в зимний период на станции Чокурдах, в этой модели выступает как один из корректирующих фоновых параметров.

Дерево решений для того же показателя строит иную логическую структуру, помещая в корень среднее атмосферное давление зимой в бухте Амбарчик (PA). Это выявляет наличие пороговых циркуляционных режимов, внутри которых значимость приобретают комбинации других факторов: зональной составляющей ветра (US) и среднего давления (PB) и термических показателей (TwA, TsC). Повторное ветвление по параметру TwA

подчеркивает его устойчивое значение, но уже в рамках заданного барического сценария.

В случае с ледовитостью припая регрессия также выделяет динамический фактор – зональную составляющую ветра в северной точке (UN) – как основной, дополняя его локальными термическими характеристиками (TwV, TwC, TsC), которые отражают важность теплового баланса. Модель ДР подтверждает ключевую роль ветра, однако демонстрирует, что его влияние неразрывно связано с температурным фоном (TsV), и только при определенных условиях в игру уступают морозы (TWA), меридиональный ветер (VS), среднее атмосферное давление (PA) и накопленное летнее тепло (TsC), формируя сложную цепочку условий.

Таблица 6.3 – Критерии качества статистических методов моря Восточно-Сибирского моря.

Шаг	Дерево решений		Множественная линейная регрессия	
	R ²	Относительная ошибка	R ²	Относительная ошибка
Общая ледовитость				
1	0,38	0,77	0,27	0,81
2	0,87	0,36	0,40	0,74
3	0,99	0,10	0,79	0,44
4	1,00	0,02	0,85	0,35
Доли припая				
1	0,43	0,72	0,22	0,85
2	0,75	0,48	0,42	0,73
3	0,95	0,22	0,61	0,60
4	1,00	0,05	0,80	0,43

Результаты, представленные в таблице 6.3, показывают явное преимущество метода дерева решений над множественной линейной регрессией. Для общей ледовитости уже на втором шаге дерево решений значительно повышает точность описания данных, а к четвертому шагу модель полностью воспроизводит данные (R² = 1,00) при минимальной ошибке. Линейная регрессия, напротив, улучшает показатели постепенно и

даже на завершающем этапе остается менее точной и характеризуется большей величиной относительной ошибки. Похожая закономерность наблюдается и для ледовитости доли припая: дерево решений быстрее увеличивает долю объясненной вариации и существенно снижает ошибку, тогда как регрессионная модель демонстрирует более скромные результаты на всех шагах. Это указывает на более высокую способность дерева решений учитывать сложные и нелинейные взаимосвязи в исходных данных и обеспечивает более надежное прогнозирование.

7 Межгодовая изменчивость ледовитости и с ней связанных гидрометеорологических характеристик Чукотского моря

7.1 Особенности межгодовой изменчивости

Настоящая глава содержит комплексный статистический анализ основных климатических факторов, определяющих изменчивость ледового покрова Чукотского моря. Целью исследования является количественная оценка взаимосвязи между метеорологическими показателями и характеристиками ледовитости.

В качестве ключевых параметров для анализа выбраны сумма градусо-дней мороза (СГДМ), представляющая собой интегральный индикатор суровости холодного сезона и играющая решающую роль в процессах ледообразования и накопления льда и сумма градусо-дней тепла (СГДТ), которая определяет интенсивность летнего таяния. Важным показателем циркуляции атмосферы выступает среднее атмосферное давление в зимний период, оказывающее влияние на адвективные процессы и формирование ветрового режима. Для детальной характеристики последнего исследуются также меридиональная и зональная составляющая ветра, непосредственно определяющие вынос льда за пределы акватории, перенос воздушных масс и динамику ледовой кромки.

Совокупность представленных графиков (рисунки 7.1 и 7.2) отражает многолетнюю динамику термических, барических и ветровых характеристик атмосферы в прибрежных районах Чукотского моря за период 2010-2024 гг.

На протяжении всего рассматриваемого периода регион сохраняет резко холодный климат, что подтверждается устойчивым преобладанием отрицательных значений суммы градусо-дней мороза (СГДМ) (рисунок 7.1). Абсолютные величины СГДМ по большинству станций варьируются от примерно -90 до -190°C за холодный сезон. В то же время значения суммы градусо-дней тепла (СГДТ) остаются существенно меньшими по модулю, варьируя в положительном диапазоне от около $+5$ до $+15^{\circ}\text{C}$.

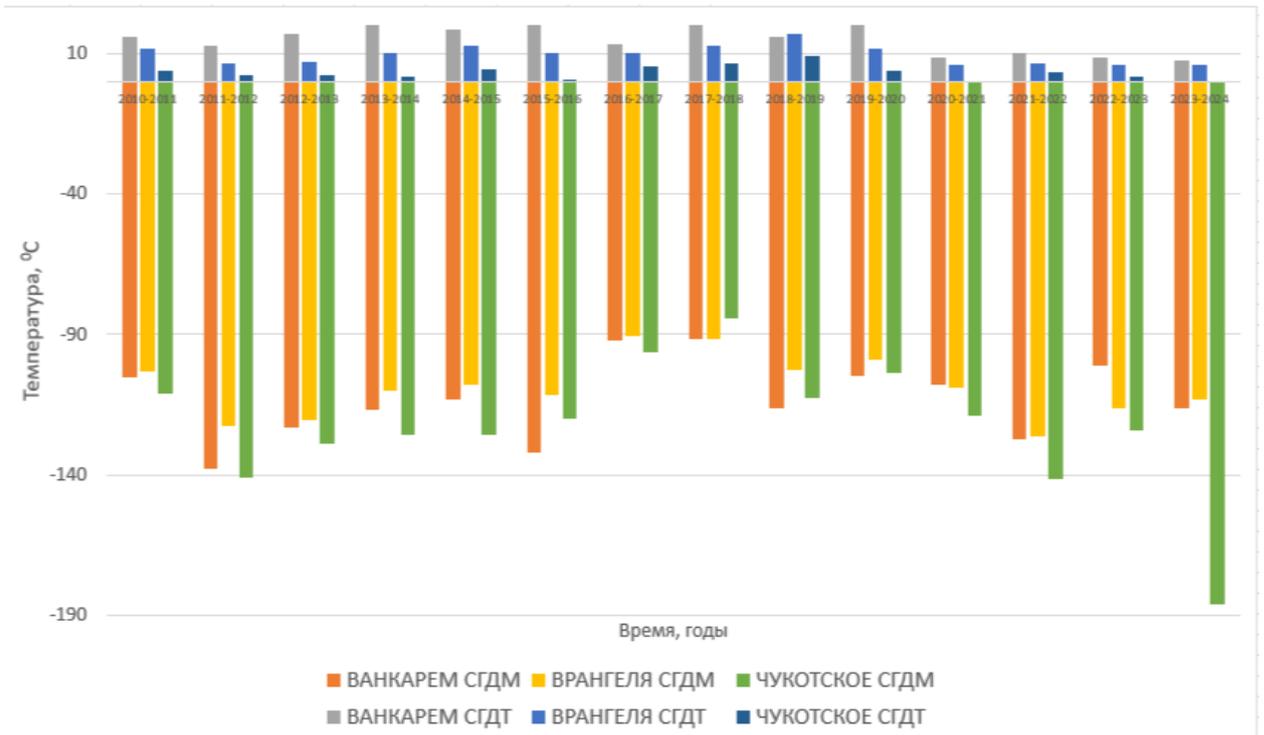


Рисунок 7.1 – Суммы градусо-дней мороза (СГДМ) и суммы градусо-дней тепла (СГДТ) на 3 станциях на Чукотского моря в период с 2010 по 2024 года.

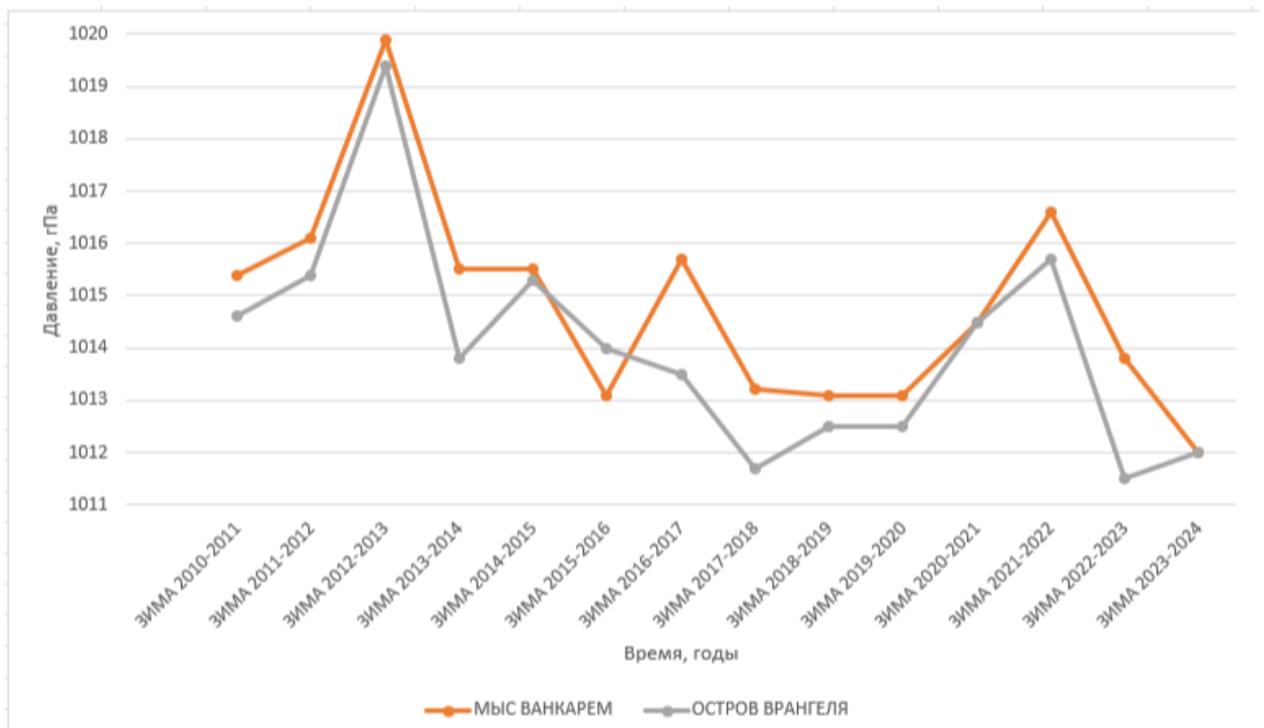


Рисунок 7.2 – График изменения значений среднего атмосферного давления за зимний период в акватории Чукотского моря в период 2010-2024 года.

В межгодовом масштабе прослеживается тенденция к ослаблению экстремальности зимних холодов, выражающихся в уменьшении абсолютных значений СГДМ и одновременном росте СГДТ, особенно заметном после зимнего периода 2016-2017 годов, хотя этот процесс носит не монотонный, а волнообразный характер.

На уровне отдельных станций температурный режим проявляет выраженную пространственную неоднородность. Наибольшие по модулю значения СГДМ (до $-170\dots-190^{\circ}\text{C}$) были в зимние периоды 2011-2012 и 2022-2023 годов. На островных и прибрежных станциях (станция остров Врангеля, мыс Ванкарем) средние значения СГДМ выше (по модулю меньше), обычно в диапазоне $-100\dots-140^{\circ}\text{C}$, что отражает смягчающее воздействие моря. Показатели СГДТ демонстрируют относительно слабую межстанционную дифференциацию, колеблясь в основном в пределах $+7\dots+12^{\circ}\text{C}$ и лишь периодически достигая $+14\dots+15^{\circ}\text{C}$ в наиболее теплые годы (2019-2021 года). Таким образом, вклад теплого периода в годовой термический баланс остается второстепенным, однако именно его изменчивость определяет межгодовые флуктуации суммарного режима.

Динамика среднего атмосферного давления в зимний период дополняет термическую картину, позволяя интерпретировать ее в контексте циркуляционных процессов (рисунок 7.2). Для региона характерны повышенные значения давления, типичные для арктических антициклональных условий, с межгодовыми колебаниями, с межгодовыми колебаниями примерно от 1008 до 1022 гПа. Максимумы атмосферного давления (1019-1022 гПа) отмечаются в начале периода, особенно зимой 2012-2013 года, что соответствует усилению стационарных антициклонов и более устойчивым морозам. Минимумы (1008-1011 гПа) фиксируются в зимы 2017-2018 и 2019-2020 годов, указывая на активизацию циклонической деятельности, которая часто сопровождается относительным смягчением температур. Межгодовые колебания синхронны на всех станциях, подтверждая доминирование крупномасштабных циркуляционных факторов.

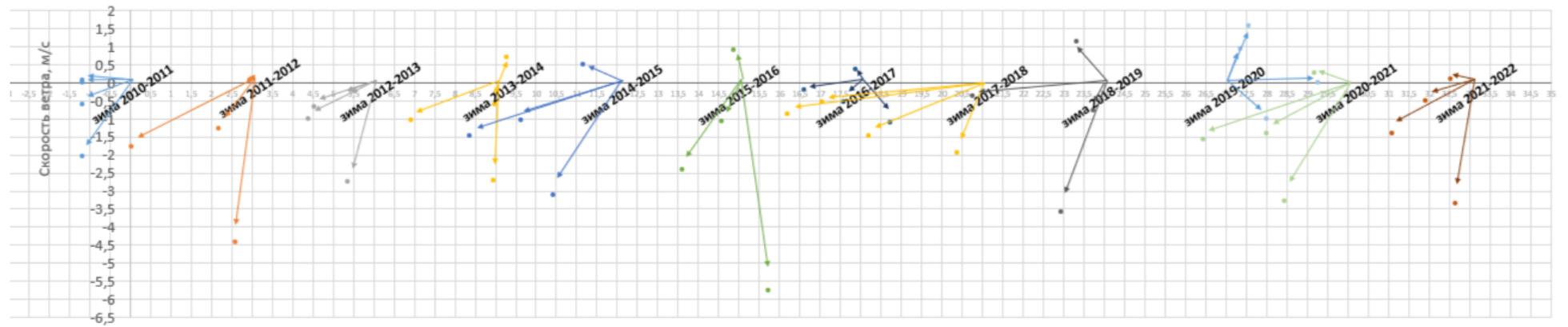
Четко прослеживается связь: годы с повышенным давлением обычно соответствуют более высоким по модулю значениями СГДМ, а фазы пониженного давления – уменьшению морозности и росту СГДТ.

Ключевое значение для интерпретации этих связей имеют графики векторных изменений ветра (рисунок 7.3). Векторы позволяют оценить направление и интенсивность воздушных потоков. Зимний период характеризуется большей упорядоченностью: для большинства станций типичны отрицательные значения меридиональной компоненты (северный перенос) и умеренные зональные составляющие, что соответствует вторжению арктических масс и поддержанию низких температур. Усиление меридионального переноса до $-3...-5$ м/с в отдельные годы совпадает с экстремально высокими значениями СГДМ и повышенным давлением.

Летний период отличается большей дисперсией векторов и меньшей их длиной, что свидетельствует о более изменчивой и менее организованной циркуляции. Значения компонент обычно находятся в диапазоне от -2 до $+2$ м/с, а направление ветра существенно варьируют, отражая ослабление крупномасштабных градиентов и возрастание роли локальных факторов. В годы с выраженным южным или юго-западным переносом отмечается некоторый рост СГДТ.

В целом, анализ всех графиков подтверждает тесную взаимосвязь термического режима, атмосферного давления и характеристик ветра. Многолетняя изменчивость СГДМ и СГДТ определяется в первую очередь крупномасштабной циркуляцией, отраженной в колебаниях давления и преобладающих ветровых потоков. Локальные различия между станциями обусловлены степенью морского влияния и географическим положением. Несмотря на наличие периодов относительного потепления, общий климатический режим региона за рассматриваемый период сохраняет резко холодный характер с доминированием зимних процессов и высокой чувствительностью к изменениям циркуляционных процессов.

а)



б)

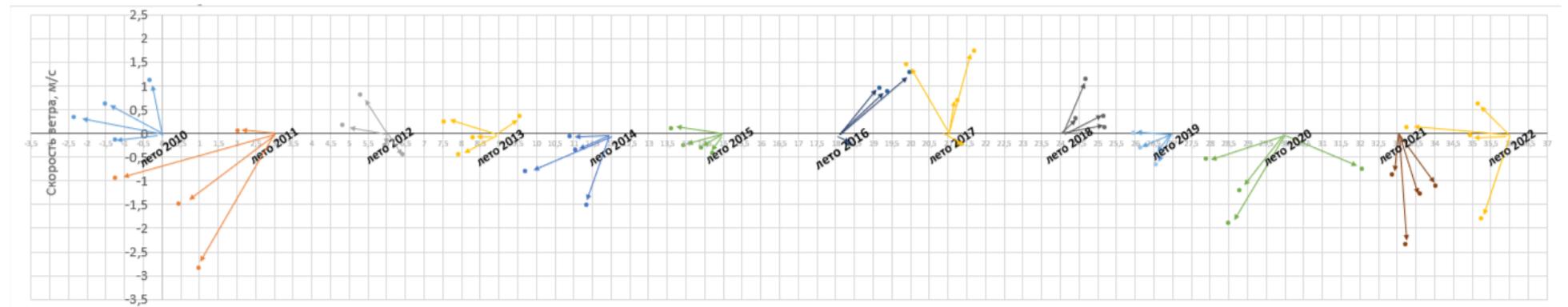


Рисунок 7.3 – Межгодовая изменчивость векторов ветра в зимний (а) и летний (б) периоды 2010-2024 гг на 4 пунктах Чукотского моря.

Данные о ледовитости выбранного региона были получены с полигонов изучения (рисунок 7.4). Данные с акватории Чукотского моря были получены только по общей ледовитости, данных по ледовитости припая нет.

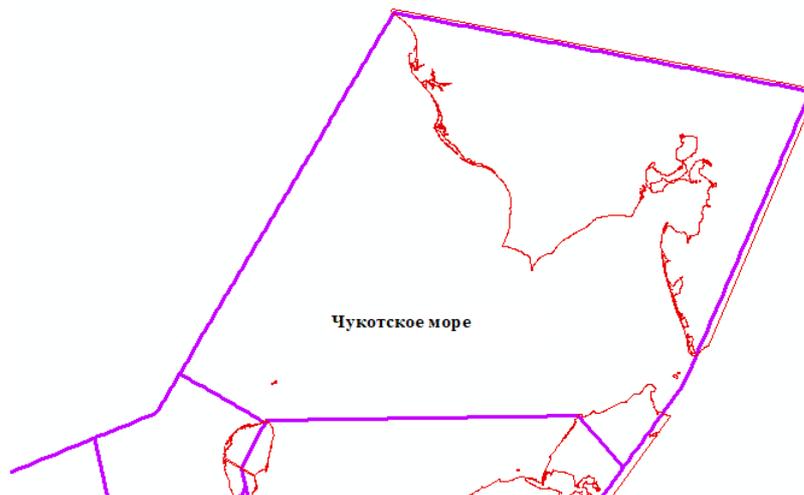


Рисунок 7.4 - Полигон изучения Чукотского моря по ледовитости.

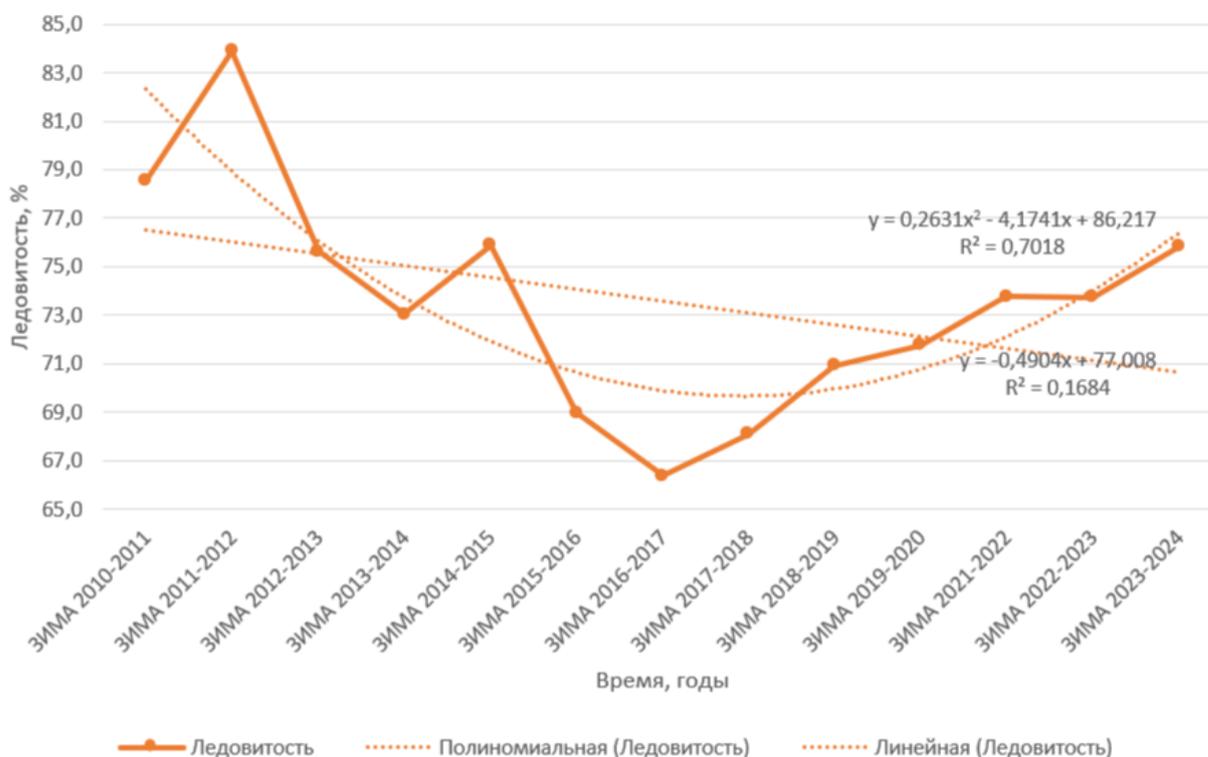


Рисунок 7.5 - График изменчивости общей ледовитости Чукотского моря в период 2010-2024.

На рисунке 7.5 представлен график динамики общей ледовитости Чукотского моря в зимний период с 2010 по 2024 года, а также линейный и полиномиальный тренды для оценки направленности и характера изменений ледового режима.

В течение всего рассматриваемого периода общая ледовитость моря отличается высокой межгодовой изменчивостью, которая проявляется в чередовании лет с повышенными и пониженными значениями ледового покрова. В начале временного ряда значения ледовитости остаются сравнительно высокими, что указывает на устойчивые ледовые условия в первые годы наблюдений. Однако даже на этом этапе заметны значительные колебания, свидетельствующие о чувствительности ледового режима к изменению атмосферных и океанических условий.

В последующие годы наблюдается чередование резких спадов и частичного восстановления ледовитости. Отдельные зимние сезоны выделяются выраженными минимумами, что, вероятно, связано с ослаблением морозного потенциала холодного периода, увеличением притока более теплых воздушных масс и усилением динамических процессов, способствующих разрушению и перераспределению льда. При этом в ряде лет фиксируются локальные максимумы ледовитости, отражающие временное усиление условий ледообразования. Это подчеркивает нелинейный и неустойчивый характер изменений ледового покрова Чукотского моря.

Линейный тренд общей ледовитости имеет отрицательный наклон, что указывает на общее снижение ледовитости за период 2010-2024 года. Однако сравнительно низкое значение коэффициента детерминации свидетельствует о том, что линейная модель объясняет лишь небольшую часть межгодовой изменчивости. Это означает, что временный фактор сам по себе не является определяющим, а изменения ледовитости формируются под воздействием совокупности факторов, включая термические условия, атмосферную циркуляцию и динамику морского льда.

Полиномиальный тренд второго порядка лучше отражает структуру временного ряда. Он демонстрирует наличие фаз повышенной ледовитости в начале и конце рассматриваемого периода и более выраженное снижение в середине периода наблюдений. Тем не менее полиномиальная аппроксимация не полностью описывает наблюдаемую изменчивость, что подчеркивает сложность процессов формирования ледового режима Чукотского моря.

В целом, анализ графика показывает, что в 2010-2024 году ледовый режим Чукотского моря характеризуется высокой межгодовой изменчивостью с увеличением ледовитости с зимы 2016-17 гг.

В таблице 7.1 приведены результаты анализа временных рядов основных климатических факторов и ледовитости Чукотского моря по данным отдельных станций и акватории в целом.

Проведенный анализ зафиксировал ряд статистически подтвержденных сдвигов, указывающих на изменение климатических параметров и особенностей атмосферной циркуляции.

В тепловом режиме зарегистрирован рост СГДТ на станции мыс Ванкарем и острове Врангеля. Это указывает на повышение уровня тепла в летний сезон и увеличение аккумуляции положительных температур. В то же время для показателя СГДМ выявлены нелинейные изменения на станции остров Врангеля и особенно ярко в центре Чукотского моря. Это говорит о структурной перестройке зимнего сезона, которая выражается в трансформации его длительности и суровости без четкой направленности.

В барическом поле зимой фиксируется стабильный рост среднего атмосферного давления воздуха на мысе Ванкарем и острове Врангеля. Такая динамика говорит об усилении роли антициклонов, повышении частоты устойчивых типов погоды и формировании более стабильных метеоусловий в зимний период.

Таблица 7.1 – Характеристики трендов гидрометеорологических параметров Чукотского моря в период 2010-2024 года. ($t_{кр} = 2.16$)

Станции	Ур-ние линейного тренда	R ² лин	Ур-ние полинома 2 степени	R ² полин
Градусо-дни мороза				
мыс Ванкарем	$y=0,82x-120,18$	0,06	$y=-0,21x^2+4,35x-131,82$	0,11
остров Врангеля	$y=-0,09x-108,08$	0,00	$y=-0,38x^2+6,33x-129,2$	0,28
центр Чукотского моря	$y=-1,57x-109,44$	0,07	$y=-1,06x^2+16,42x-168,69$	0,51
Градусо-дни тепла				
мыс Ванкарем	$y=-0,57x+20,97$	0,22	$y=-0,18x^2+2,76x+9,39$	0,56
остров Врангеля	$y=-0,19x+11,5$	0,06	$y=-0,09x^2+1,55x+5,46$	0,32
центр Чукотского	$y=-0,05x+3,72$	0,00	$y=-0,06x^2+1,09x-0,25$	0,20
Среднее атмосферное давление за зиму				
мыс Ванкарем	$y=-0,26x+1017,1$	0,3	$y=0,014x^2-0,50x+1017,9$	0,31
остров Врангеля	$y=-0,27x+1016,4$	0,3	$y=0,014x^2-0,52x+1017,2$	0,31
Зональный ветер, зима				
Север моря	$y=0,12x-0,8$	0,17	$y=-0,02x^2+0,58x-2,25$	0,28
Юг моря	$y=-0,01x-0,48$	0,00	$y=0,02x^2-0,37x+0,57$	0,06
Запад моря	$y=0,004x-0,99$	0,00	$y=0,03x^2-0,54x+0,64$	0,07
Восток моря	$y=0,014x-2,38$	0,00	$y=0,04x^2-0,67x-0,35$	0,1
Зональный ветер, лето				
Север моря	$y=0,12x-0,8$	0,17	$y=-0,02x^2+0,58x-2,25$	0,28
Юг моря	$y=0,06x-0,98$	0,07	$y=-0,03x^2+0,56x-2,54$	0,26
Запад моря	$y=0,08x-1,30$	0,08	$y=-0,03x^2+0,69x-3,2$	0,02
Восток моря	$y=0,09x-1,6$	0,07	$y=-0,05x^2+0,92x-4,2$	0,38
Меридиональный ветер, зима				
Север моря	$y=0,03x+0,11$	0,05	$y=-0,015x^2+0,25x-0,55$	0,16
Юг моря	$y=0,04x-3,2$	0,01	$y=-0,0001x^2+0,04x-3,2$	0,01
Запад моря	$y=0,011x-0,9$	0,01	$y=0,005x^2-0,07x-0,64$	0,00
Восток моря	$y=0,03x-1,15$	0,01	$y=0,006x^2-0,06x-0,86$	0,02
Меридиональный ветер, лето				
Север моря	$y=-0,06x+0,74$	0,1	$y=0,004x^2+0,004x+0,51$	0,1
Юг моря	$y=-0,049x-0,54$	0,03	$y=-0,03x^2+0,58x-2,52$	0,29
Запад моря	$y=-0,02x+0,007$	0,01	$y=-0,019x^2+0,28x-0,94$	0,12
Восток моря	$y=-0,02x+0,25$	0,00	$y=-0,02x^2+0,33x-0,86$	0,12
ЛЕДОВИТОСТЬ				
	$y=0,49x+77,01$	0,16	$y=0,26x^2-4,17x+86,2$	0,7

Режим ветра меняется избирательно. Летом в зональном переносе обнаружены статистически значимые нелинейные тренды для северной, южной и восточной точки моря, что отражает изменение интенсивности западно-восточного переноса воздушных масс. Для меридиональной

составляющей достоверный тренд фиксировался только летом в южной точке моря, свидетельствуя об усилении межширотного обмена в этот период. При этом для зимнего сезона значимых изменений меридиональной составляющей не обнаружено.

Ключевые изменения сводятся к росту теплообеспеченности летнего сезона, тепловым сдвигам в параметрах зимнего периода, повышению зимнего атмосферного давления как признака активизации антициклональных процессов, сезонной корректировке зонального и частично меридионального переноса. Наиболее же чувствительным индикатором региональных климатических изменений является существенная трансформация ледовой обстановки.

7.2 Статистические модели связи ледовитости моря с метеорологическими параметрами

Для анализа влияния метеорологических параметров на образование ледовитости одним из статистических методов был выбран метод множественной линейной регрессии. Данная методика помогает выявить независимые переменные, оказывающие наибольшее влияние на зависимую переменную.

В качестве зависимой переменной выступает общая ледовитость Чукотского моря. Независимые переменные представляются данными суммы градусо-дней мороза (T_w), суммы градусо-дней тепла (T_s), среднее атмосферное давление за зиму (P), широтная (U) и меридиональная (V) составляющая ветра для ранее описанных станций и точек

Также были введены сокращения названий станций и точек:

W – мыс Ванкарем;

P – остров Врангеля;

C – середина моря;

N – северная точка Чукотского моря (11);

E – восточная точка Чукотского моря (12);

S – южная точка Чукотского моря (13);

W – западная точка Чукотского моря (14);

M – середина Чукотского моря (15).

В результате работы были построены и сравнены различные спецификации моделей множественной линейной регрессии с разными наборами независимых переменных. В качестве наилучшей была отобрана модель, которая включает в себя факторы TwP, US, TsP, VN, TwC и TsW.

Данная модель является статистически значимой в целом, о чём свидетельствует значение F-статистики ($F = 4,54$, $p = 0,0439$). Её качество оценки данных характеризуется коэффициентом детерминации: R^2 равен 0,82.

$$L = -0,36*TwP + 1,57*US + 0,82*TsP - 6,80*VN - 0,11*TwW + 0,48*TsW + 6.54 \quad (5).$$

где:

TwP – сумма градусо-дней тепла станции остров Врангеля;

US – зональная составляющая в южной точке моря;

TsP – сумма градусо-дней тепла станции остров Врангеля;

VN – меридиональная составляющая ветра в северной точке;

TwW – сумма градусо-дней мороза станции мыс Ванкарем;

TsW – сумма градусо-дней тепла станции мыс Ванкарем.

Первым предиктором модели является сумма градусо-дней мороза станции остров Врангеля, вторым – зональная составляющая ветра в южной точке моря. Сумма градусо-дней мороза станции остров Врангеля – третий метеопараметр в регрессионной модели. Четвертым предиктором является меридиональная составляющая ветра в северной точке, предпоследним по значимости предиктором является сумма градусо-дней мороза на станции

мыс Ванкарем, а последним по значимости – сумма градусо-дней тепла станции мыс Ванкарем.

Сумма градусо-дней мороза на станции остров Врангеля является главным предиктором регрессионной модели для определения общей ледовитости Чукотского моря. Данный метеопараметр характеризует суровость зим. Отрицательный знак перед данным предиктором показывает, что большая ледовитость присуща при низких температурах (больших значениях суммы градусо-дней тепла).

Зональная составляющая ветра с положительным знаком показывает западное направление ветра в южной точке море. Образовавшийся в данном месте лед будет переноситься на восток, в сторону Восточно-Сибирского моря. Данная точка находится неподалеку от Берингово пролива, через которое в Чукотское море попадают теплые воды Тихоокеанских морей. Восточный перенос данных водных масс может способствовать увеличению ледовитости акватории.

Сумма градусо-дней тепла на станции остров Врангеля с положительным знаком может способствовать увеличению ледовитости за счет большего количества талой пресной воды на поверхности моря за счет сильного таяния снега и льда на одноименном острове в акватории Чукотского моря.

Меридиональная составляющая ветра в северной точке моря с отрицательным знаком способствует увеличенному дрейфу льда из Арктического бассейна за счет большого количества дней с северным ветром.

Сумма градусо-дней мороза и сумма градусо-дней тепла на станции мыс Ванкарем являются последними по значимости предикторами данной регрессионной модели. Суровые морозы в зимний период и увеличенный сток реки Ванкарем способствуют увеличению ледовитости акватории.

Коэффициенты регрессии в уравнении (5) указаны в порядке их включения в модель.

В целях углубленного исследования воздействия климатических показателей на процессы ледообразования в анализ был включен метод деревьев решений. Модель строилась на основе ранее рассмотренных метеорологических характеристик: ледовитость была задана в качестве прогнозируемого признака, а остальные выступили в роли объясняющих факторов.

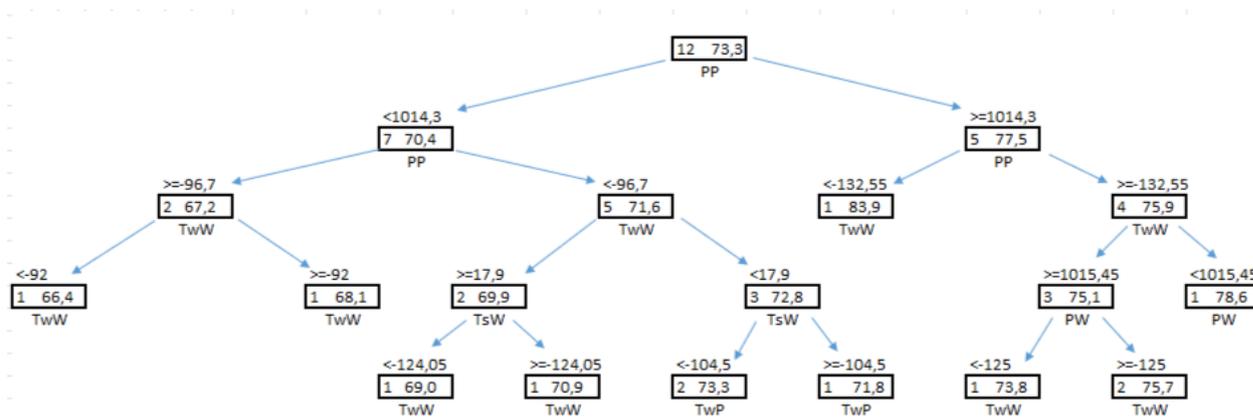


Рисунок 7.6 – Дерево решений общей ледовитости Чукотского моря.

Анализ с помощью дерева решений выявил доминирующую роль среднего зимнего атмосферного давления на станции остров Врангеля (PP) в формировании ледовитости Чукотского моря. Расположение этого параметра в корне дерева подтверждает, что крупномасштабная барическая обстановка является первичным предиктором ледовых условий. При этом среднее значение ледовитости по всем данным составляет около 73,3%, однако в зависимости от комбинаций факторов наблюдаются существенные отклонения от этой величины.

При пониженном давлении ($PP < 1014,3$ гПа), что соответствует более динамичному, циклоническому режиму, средняя ледовитость снижается до 70,4%. Внутри данного сценария ключевым уточняющим фактором становится сумма градусо-дней мороза на станции мыс Ванкарем (TwW). При относительно мягких условиях ($TwW \geq -96,7^{\circ}C$), ледовитость падает еще сильнее, достигая минимумом порядка 66,4%. При более сильных морозах ($TwW < -96,7^{\circ}C$) ледовитость возрастает до 71,6%, а ее итоговый уровень

начинает зависеть от суммы градусо-дней тепла на станции мыс Ванкарем (T_sW) и суммы градусо-дней мороза на станции остров Врангеля (T_wP), варьируясь в пределах от 69% до 73,3%.

Напротив, режим повышенного давления ($PP \geq 1014,3$ гПа), характеризующийся устойчивым антициклоном, создает наиболее благоприятные условия для ледообразования, поднимая среднюю ледовитость до 77,5%. Здесь также критически важна сумма градусо-дней мороза на станции мыс Ванкарем (T_wW). Сочетание высокого атмосферного давления с сильными морозами ($T_wW < -132,55^{\circ}C$), приводит к максимальным значениям ледовитости, достигающим 83,9%. При менее суровых значениях СГДМ ($T_wW \geq -132,55^{\circ}C$) ледовитость составляет около 75,9%, а ее финальная величина дополнительно корректируется конкретным значением среднего зимнего атмосферного давления на станции остров Врангеля (PW) и, вновь, показателем T_wW , колеблясь от 73,8% до 78,6%.

Таким образом, зимний барический режим, задаваемый давлением на станции остров Врангеля, является фундаментальным фактором, разделяющим благоприятные и неблагоприятные для ледообразования сценарии. Внутри каждого из этих сценариев степень реализации их потенциала определяется, в первую очередь, интенсивностью суммы градусо-дней мороза в ключевых точках региона (мыс Ванкарем, остров Врангеля). Максимальная ледовитость формируется при сочетании устойчивого антициклонального режима с сильными морозами, а минимальная – при пониженном давлении и относительно теплой зиме.

На рисунке 7.7 представлена шкала общей ледовитости Чукотского моря (описание структуры рисунка соответствует рисунку 5.7). Данный метод дает наглядно понять, какой набор предикторов отвечает за определенную ледовитость.

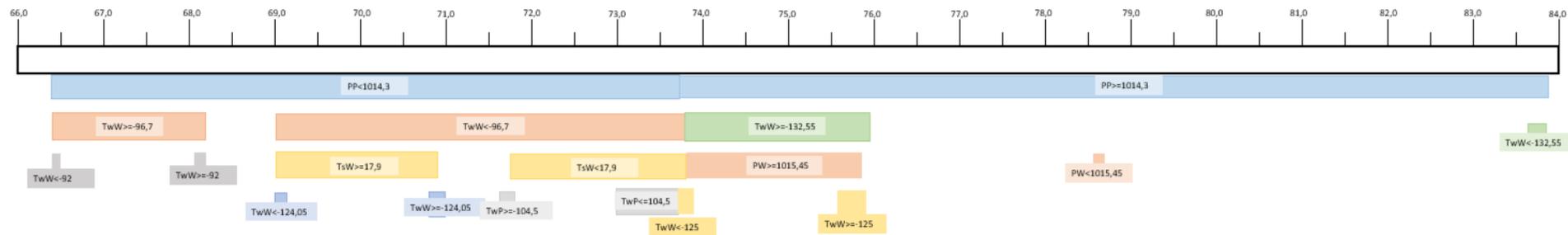


Рисунок 7.7 – Шкала общей ледовитости Чукотского моря.

7.3 Сравнение статистических моделей.

Целью данной работы являлось установление основных климатических предикторов, воздействующих на изменение ледовитости Чукотского моря в сезонном и межгодовом масштабе с применением двух алгоритмов: множественной линейной регрессии и деревьев решений. На основании сравнения полученных моделей по критериям предсказательной способности и простоты интерпретации результатов (таблица 7.2) можно сделать основные выводы.

Таблица 7.2 – Таблица метеорологических предикторов вклада в ледовитость Чукотского моря.

Ледовитость	Метод исследования	
	Регрессия	Дерево решений
Общая ледовитость	TwP	PP
	US	TwW
	TsP	TwW/TsW/PW
	VN	TwW/TwP/TwW
	TwW	
	TsW	

Сопоставление методов МЛР и ДР для анализа общей ледовитости Чукотского моря, представленное в таблице 7.2, показывает, как одни и те же физически значимые предикторы интерпретируются в различных статистических методах. Регрессионный анализ указывает на доминирование термических условий, выдвигая в качестве ключевого фактора интенсивность накопленных морозов на острове Врангеля (TwP) и подтверждая важную, но несколько меньшую роль зональной составляющей ветра на юге экватории (US), характеризующей крупномасштабный перенос. В этой модели влияние прибрежных значений суммы градусо-дней мороза (TwW) и других параметров (VN, TsW) носит дополнительный, корректирующий характер.

Модель дерева решений предлагает иную иерархическую структуру причинно-следственных связей. На первом уровне оказывается среднее атмосферное давление в зимний период на острове Врангеля (PP), чье пороговое значение разделяет на принципиально разные барические режимы. Уже внутри этих режимов решающее значение приобретает термический фактор – накопленный холод на станции мыс Ванкарем (TwW), а далее картина уточняется взаимодействием термических (TsW) и барических показателей (PW). Таким образом, дерево решений показывает, что устойчивая значимость холодных условий не абсолютна, а проявляется в контексте заданного циркуляционного сценария.

Таблица 7.3 – Критерии качества статистических методов оценки ледовитости Чукотского моря.

		Дерево решений		Множественная линейная регрессия	
Общая ледовитость	Шаг	R ²	Относительная ошибка	R ²	Относительная ошибка
	1	0,59	0,64	0,39	0,74
	2	0,89	0,32	0,51	0,67
	3	0,98	0,16	0,55	0,64
	4	1,00	0,03	0,62	0,59
	5			0,70	0,52
	6			0,81	0,41

Данные таблицы 7.3 свидетельствуют о более высокой эффективности метода дерева решений по сравнению с множественной линейной регрессией при анализе предикторов ледовитости Чукотского моря. Уже на первых шагах дерево решений демонстрирует быстрое улучшение качества модели: коэффициент детерминации возрастает с 0,59 до 0,98 на третьем шаге и достигает 1,00 на четвертом шаге, при одновременном резком снижении ошибки (относительная ошибка уменьшается с 0,64 до 0,03). Линейная регрессия показывает значительно более медленный рост R² и сохраняет высокие значения ошибки даже на последних шагах (при максимальном R² = 0,81 относительная ошибка остается около 0,41). В целом это указывает на то,

что дерево решений лучше отражает структуру исходных данных и обеспечивает более точное описание и прогноз ледовитости, тогда как линейная модель оказывается менее адаптированной к выявленным зависимостям.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненный анализ многолетних спутниковых данных подтвердил, что ледяной покров арктических морей является наиболее динамичным и чувствительным компонентом природной среды региона. Полученные результаты позволили не только детализировать картину климатических изменений, но и дать количественную оценку их влияния на ледовые условия. К основным итогам работы относятся следующие положения:

1. Большая средняя ледовитость отдельно взятых морей.

Сравнительный анализ средних показателей ледовитости рассматриваемых морей выявляет существенные различия в их ледовом режиме. Наиболее высокими значениями общей ледовитости характеризуются море Лаптевых (92,4%) и Восточно-Сибирское море (91,8%), что свидетельствует об устойчивом сохранении ледяного покрова на большей части их акватории на протяжении зимнего периода. Эти моря, расположенные в высоких широтах и испытывающие меньшее влияние теплых атлантических вод, демонстрируют типичные для центрального сектора Российской Арктики суровые ледовые условия.

Чукотское море, напротив, выделяется заметно более низким показателем общей ледовитости (73,5%). Это объясняется его географическим положением и влиянием относительно теплых тихоокеанских вод, проникающих через Берингов пролив, что способствует более раннему очищению акватории ото льда в теплых период и в целом меньшей продолжительности ледового сезона по сравнению с морями Лаптевых и Восточно-Сибирским.

При анализе доли припайных льдов, играющих важную роль в формировании ледовитости в прибрежной зоне моря, оба моря – Лаптевых и Восточно-Сибирское – демонстрируют близкие значения: 21,8% и 21,3% соответственно. Это указывает на сходные механизмы формирования и разрушения припая, а также на сопоставимую долю акватории, где ледяной

покров сохраняет стационарное положение в течение зимнего сезона. Относительно невысокий процент припайных льдов на фоне высокой общей ледовитости подчеркивает преобладание в этих морях дрейфующих льдов, что характерно для акваторий, открытых ветровому воздействию и крупномасштабным течениям.

2. Анализ трендов по морям.

Ледовые изменения в море Лаптевых демонстрируют нелинейную динамику: доля припайных льдов следует модели «спад-рост», что связывает их изменения с перестройкой циркуляционных процессов. В остальном изменения в море Лаптевых носит ограниченный характер. На станции Тикси зафиксирован устойчивый линейный рост атмосферного давления, указывающий на усиление антициклональной деятельности. Полиномиальный тренд уточняет эту динамику: спад давления в начале периода сменяется ростом.

Восточно-Сибирское море демонстрирует комплексные изменения, охватывающие почти все параметры. Для СГДМ на станции мыс Биллингса и в центральной части моря характерен единообразный полиномиальный тренд «спад-рост», указывающий на ужесточение зим в последние годы. СГДТ изменяются неоднородно: на станции Чокурдах – линейный рост, на станции мыс Биллингса и в центре моря – полиномиальный «спад-рост». Среднее атмосферное давление за зимний период на всех станциях синхронно проходит фазу спада, сменяющуюся ростом. Ветровой режим (зональная составляющая ветра летом и меридиональная составляющая зимой) также подчиняется модели «спад-рост», фиксируя активизацию циркуляции в последнее время.

Термические изменения в Чукотском море (СГДМ на станции остров Врангеля и в центре акватории, СГДТ на станциях мыс Ванкарем и остров Врангеля) следуют общей параболической модели «спад-рост». Однако барический режим отличается: линейные тренды показывают снижение зимнего атмосферного давления, а полиномиальные – фазу роста,

сменяющуюся спадом. Это противоположная направленность по сравнению с западными морями. Циркуляционные изменения летом (зональная и меридиональная составляющая ветра) соответствуют общей модели «спад-рост».

Наиболее сложная перестройка климатических условий характерна для Восточно-Сибирского моря, где затронуты все компоненты системы. Море Лаптевых изменяется наиболее консервативно, преимущественно в барическом поле. Чукотское море выделяется противоположной динамикой среднего зимнего атмосферного давления на современном этапе, что связано с тихоокеанским влиянием. Общим для всех регионов является преобладание нелинейных трендов «спад-рост», что свидетельствует о смене климатических режимов в последние десятилетия.

3. Анализ предикторов формирования ледовитости по морям.

Сопоставление предикторов выявляет как общие закономерности, так и региональную специфику.

Во всех трех морях среди значимых предикторов присутствуют термические характеристики (СГДМ и СГДТ), что подтверждает фундаментальную роль температурного режима в формировании ледовых условий. Также повсеместно встречаются циркуляционные и барические предикторы, указывая на связь ледовитости с атмосферной динамикой.

В море Лаптевых доминируют прямые температурные факторы, тогда как ветровые условия выходят на первый план только для припайных льдов. Восточно-Сибирское море выделяется ключевой ролью предиктора UN, который не проявляет себя в других регионах, что может отражать уникальные особенности циркуляции этой акватории. Чукотское море характеризуется небольшим расхождением между результатами регрессии и дерева решений: если регрессия указывает на множество равнозначных факторов, то дерево решений подчеркивает доминирование среднего атмосферного давления и СГДМ, что говорит о наличии сложных

нелинейных взаимодействий, возможно связанных с влиянием тихоокеанского сектора.

4. Оценки качества статистических моделей.

Сравнительная оценка эффективности примененных статистических методов выявила существенные различия в их способности описывать изменчивость ледовитости арктических морей. Множественная линейная регрессия, будучи традиционным инструментом анализа, позволяет выявить линейные зависимости и оценить вклад отдельных предикторов, однако ее применение в данном исследовании показало ограниченную эффективность при описании сложных природных процессов. Деревья решений, напротив, продемонстрировали более высокую адаптивность к структуре исходных данных, что выразилось в лучших показателях точности как при описании, так и при прогнозировании ледовитости. Это преимущество обусловлено способностью непараметрических методов учитывать нелинейные взаимосвязи и взаимодействия между предикторами, которые не улавливаются линейными моделями. Характерно, что в ряде случаев предикторы, выделяемые деревьями решений, отличались от отобранных регрессией, что указывает на более глубокое проникновение алгоритма в структуру зависимостей. Кроме того, деревья решений автоматически выявляют пороговые значения предикторов, что особенно важно при анализе природных систем, где отклик может возникать лишь при достижении определенных условий. Более высокая прогностическая способность деревьев решений подтверждает нелинейный характер исследуемых зависимостей и целесообразность применения методов машинного обучения для моделирования ледовых условий Арктики, обеспечивая более надежное прогнозирование по сравнению с МЛР, упрощающей реальные связи и теряющей часть информации.

Список источников

1. Лоция моря Лаптевых. – СПб, Управление навигации и океанографии Министерства обороны Российской Федерации, 2009.
2. Антипин А.Л., Зеленина Л.И. Ледовые покрытия Арктики // Исследования в области естественных наук. 2014. № 11. URL: <https://science.snauka.ru/2014/11/8660>
3. Магрицкий Д.В. Факторы и закономерности многолетних изменений стока воды, взвешенных наносов и теплоты на нижней Лене и Вилюе // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2015. № 6. С. 85-95.
4. Атлас Океанов. Северный Ледовитый океан / Отв.ред. адм.флота Советского Союза Горшков С.Г., гл.ред. кап. 1 ранга Фалеев В.И. – Ленинград, Управление навигации и океанографии Министерства обороны СССР, 1980.
5. Лоция Восточно-Сибирского моря. – СПб, Управление навигации и океанографии Министерства обороны Российской Федерации, 1998.
6. Блошкина Е.В., Махотин М.С., Волков Д.Л., Колдунов Н.В. Сравнение распределения термохалинных характеристик в Северном Ледовитом океане по данным измерений и по результатам расчета региональной конфигурации модели MITGCM // Ученые записки РГГМУ. 2013. №43.
7. Егоров А.Г., Павлова Е.А. Изменение сроков устойчивого ледообразования в восточных арктических морях России в начале XXI в // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65, № 4. С. 389-404. – DOI 10.30758/0555-2648-2019-65-4-389-404. EDN TIAJGM.
8. Юлин А.В., Шаратунова М.В., Павлова Е.А., Иванов В.В.. Сезонная и межгодовая изменчивость ледяных массивов Восточно-Сибирского моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. Том 64, № 3. DOI: 10.30758/0555-2648-2018-64-3-229-240

9. Лоция Чукотского моря / Издание ГУ РККФ и ГУ Главсевморпути. – Ленинград: Картотип ГУ РККФ, 1938.

10. Мاستрюков С.И., Соболева М.Н., Червякова Н.А. К вопросу о сезонной изменчивости полей «постоянных» течений в Беринговом море. // Навигация и гидрография. 2018. Т. 54.

11. Доронин Ю.П., Жильцов А.А., Лукин В.В. и др. Океанология: учебник для вузов / под ред. Ю.П. Доронина. — Санкт-Петербург: Гидрометеиздат, 2001. — Гл. 5.3: Гидрологический режим арктических морей. — С. 187–188.

12. Шамина Е.В., Бобылев Л.П. Изменение ледовых условий в Арктике согласно спутниковым наблюдениям. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14, №6. С. 28-41.

13. Dierking W. Sea ice monitoring by synthetic aperture radar. // Oceanography. 2013. Vol. 26, No. 2. Pp. 100-111.

14. Обзор основных современных радиолокационных систем / ГИС Проксима.– URL:

https://gisproxima.ru/obzor_osnovnyh_radiolokatsionnyh_sistem. (Дата обращения: 29.12.2025)

15. Смирнов В.Г. Обнаружение по спутниковым данным опасных ледяных образований вблизи инженерных объектов хозяйственной деятельности на шельфе арктических морей.– СПб: ААНИИ. 2017. С. 5-72.

16. Данные /ВНИИГМИ-МЦД.– URL: <http://meteo.ru/data/> (Дата обращения: 25.10.2025)/

17. NCEP/DOE Reanalysis 2 (R2) / NOAA Physical Sciences Laboratory. – Режим доступа: <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis2.html> - Дата обращения: 18.11.2025.

18. Малинин В.Н. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации. Учебник. – СПб: изд. РГГМУ, 2008.

19. Мельников И.А. Современная экосистема арктического морского льда: динамика и прогноз // Доклады Академии наук. 2008. Т. 423, № 6. С.1-4.

20. Муромцев Д.И. Введение в технологию экспертных систем: учебное пособие. – СПб: ГУ ИТМО, 2005.