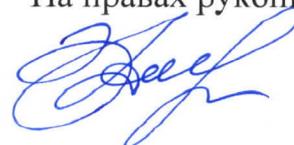


МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
«САХАЛИНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

На правах рукописи



Зарубина Дарья Васильевна

**ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ
ЛЕДОВОГО РЕЖИМА ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА**

1.6.17 – «Океанология»

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научный руководитель:
доктор технических наук
Пищальник Владимир Михайлович

г. Южно-Сахалинск

2023

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА	11
1.1. Физико-географические особенности	11
1.2. Гидрометеорологические условия	12
1.3. Основные черты ледового режима	19
ГЛАВА 2. ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА	26
2.1. Виды наблюдений	26
2.1.1. Судовые наблюдения	26
2.1.2. Авиационные наблюдения	26
2.1.3. Спутниковые наблюдения	27
2.1.4. Метеорологические характеристики	28
2.2. Методы исследования ледового режима	30
2.2.1. Восстановление ряда ледовитости	30
2.2.2. Типизация зим по суровости ледовых условий	36
2.2.3. Районирование по ледово-географическим признакам	37
2.2.4. Определение фаз ледового сезона	38
2.2.5. Расчёт толщины и объёма льда в период максимального развития ледяного покрова	39
2.2.6. Оценка вероятности встречи со льдом	42
ГЛАВА 3. ОСОБЕННОСТИ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА	47
3.1. Многолетние колебания ледовитости	47
3.2. Влияние Амура на формирование ледового режима Татарского пролива	52
3.3. Анализ типов зим по суровости ледовых условий	56
ГЛАВА 4. АНАЛИЗ ИЗМЕНЕНИЙ ЭЛЕМЕНТОВ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА В ПЕРИОД СТАНДАРТНОГО ОПОРНОГО ПЕРИОДА (1961–1990 ГГ.) И СТАНДАРТНОЙ КЛИМАТИЧЕСКОЙ НОРМЫ (1991–2020 ГГ.)	58
4.1. Динамика многолетних изменений ледовитости	58
4.2. Особенности внутрисезонного хода ледовитости	63

4.3. Влияние учета сплоченности ледяного покрова на результаты исследования.....	68
4.4. Повторяемость различных типов зим.....	72
4.5. Вариации толщины и объёма льда.....	76
4.5.1 Толщина льда.....	76
4.5.2 Объем льда	78
4.6. Результаты оценки вероятности встречи со льдом.....	79
4.6.1. Границы распространения зон различной вероятности встречи со льдом в период стандартной климатической нормы 1991–2020 гг.....	80
4.6.2. Динамика границ зон различной вероятности	83
4.6.3. Оценка вероятности встречи со льдом на судоходных маршрутах.....	85
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	91
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ.....	93
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	94

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования

На Земном шаре в последние десятилетия отмечаются существенные изменения климатических условий, которые отчётливо проявляются и в дальневосточных морях России. Так в работах В. Б. Лобанова с соавторами [44, 45] выявлена тенденция ослабления муссонной циркуляции, отмечается рост уровня морей и показаны разнонаправленные многолетние тенденции изменения их ледяного покрова. Морской лед является интегральным индикатором климата, который в первую очередь отражает изменения, происходящие в атмосфере и в деятельном слое океана. Детальные исследования состояния ледяного покрова в эпоху глобального потепления с использованием исторических и современных данных о состоянии морского льда позволяют переосмысливать наши представления о ледовом режиме и являются актуальной задачей как для научной, так и для экономической и хозяйственной деятельности. Спутниковые измерения в видимом, инфракрасном и микроволновом диапазонах электромагнитного спектра позволяют не только регистрировать границы распространения льда, но и определять основные характеристики ледяного покрова: сплочённость, возраст и форму. Имеющиеся базы данных способны обеспечить преемственность и сравнимость современных данных, основанных на спутниковых наблюдениях, с историческими данными авиационных и судовых наблюдений.

В акватории Татарского пролива генерируется до 95 % массы льда всего Японского моря [19] и осуществляется круглогодичное судоходство. Грузооборот морских перевозок постоянно растёт. Так в период с 2017 по 2021 гг. общий грузооборот морского порта Ванино возрос в шесть раз (с 6,2 до 35,36 млн. тонн), грузооборот морского порта Шахтерск возрос на 4,8 млн. тонн и составил в 2021 г. 10,9 млн. тонн (<http://ampvanino.ru>¹). С 2006 г. выполняется транспортировка нефти из порта Де-Кастри в страны юго-восточной Азии (мощность нефтеналивного терминала составляет 12 млн. т в год) Сезонный

¹ Федеральное государственное бюджетное учреждение «Администрация морских портов Охотского моря и Татарского пролива» (ФГБУ «АМП Охотского моря и Татарского пролива»). – URL: <http://ampvanino.ru>

ледяной покров накладывает серьёзные ограничения на скорость движения судов во льдах и безопасность выполнения морских операций. В связи с этим сведения о ледовой обстановке имеют большое практическое значение. В настоящей работе впервые произведен расчёт отдельных элементов ледового режима Татарского пролива по данным спутниковых наблюдений за период новой стандартной климатической нормы с 1991 по 2020 гг. Результаты исследований успешно применяются в оперативной практике обслуживания ледовой информацией судоходства в зимнее время и могут быть полезны при разработке методик прогноза ледовых условий.

Степень разработанности темы

Основные вопросы изменчивости ледового режима Татарского пролива освещены в трудах российских учёных: И. О. Думанской [27, 28, 29]; А. Н. Крындина [41]; А. Г. Петрова [56]; В. В. Плотникова с соавторами [39, 64, 66, 67, 70, 71, 72, 73]; Г. А. Столяровой [92, 93, 94, 95, 96]; Л. П. Якунина [19, 110, 111, 112, 113, 114, 115, 116, 117]. На основе материалов исследований, опубликованных до начала 2000-х годов, была сделана комплексная характеристика метеорологических, гидрологических и ледовых условий Японского моря в I выпуске восьмого тома Проект «Моря», «Гидрометеорологические условия» (Проект «Моря», Т. VIII, «Японское море», отв. исп. В. А. Лучин) [19].

Цель работы

На основе сравнительного анализа исторических и современных данных оценить пространственно-временную изменчивость элементов ледового режима Татарского пролива.

Для достижения поставленной цели необходимо было решить следующие **задачи**:

1. Сформировать длительный ряд средnezимней ледовитости Татарского пролива на основе всех доступных источников данных.

2. Выполнить анализ пространственно-временной изменчивости ледовитости Татарского пролива в периоды стандартных климатических норм,

количественно оценив вклад отдельных ледовых зон в формирование общей ледовитости пролива.

3. Рассчитать толщину ледяного покрова в Татарском проливе на основе дешифрирования спутниковых снимков видимого диапазона и оценить вариации объёма льда.

4. Рассчитать вероятности встречи со льдом в Татарском проливе в период стандартной климатической нормы 1991–2020 гг. на основе данных спутниковых наблюдений.

Объект исследования – ледяной покров Татарского пролива.

Предмет исследования – пространственно-временная изменчивость элементов ледового режима Татарского пролива.

Научная новизна

Существующие представления о характеристиках ледяного покрова Татарского пролива основаны, главным образом, на данных авиаразведок и фрагментарных спутниковых наблюдениях [19, 28, 70, 117]. В настоящей работе впервые выполнен анализ пространственно-временной изменчивости элементов ледового режима Татарского пролива, основанный на результатах обработки спутниковых наблюдений за период новой стандартной климатической нормы 1991–2020 гг. Учитывая преемственность и сравнимость современных данных, основанных на спутниковых наблюдениях с данными авиаразведок [14], выполнена сравнительная оценка вариаций отдельных элементов ледового режима за период двух последних непересекающихся климатологических стандартных норм (1961–1990 гг. и 1991–2020 гг.). Также произведена оценка изменчивости объемов льда в Татарском проливе в начале XXI века по оригинальной методике.

Теоретическая и практическая значимость

Выявленные особенности межгодовой и внутрисезонной изменчивости значений ледовитости в период стандартной климатической нормы 1991–2020 гг., долговременные тенденции средnezимней ледовитости и оценка объёма льда дают новые представления о ледовом режиме Татарского пролива в целом и его

отдельных зон. Результаты исследования представляют значительный интерес для выполнения широкого круга производственных и научных задач, таких как совершенствование методологии ледовых прогнозов, ледовое обслуживание зимних судоходных трасс, моделирование ледовых процессов различного пространственного и временного масштабов, планирование морских работ и организация мониторинга ледовых условий при гидрометеорологическом обслуживании шельфовых проектов и т. д.

Теоретико-методологическая основа исследования

Расчеты площади ледяного покрова производились с помощью программного комплекса «ЛЕД» [87, 50]. Сформированный 139-летний ряд многолетних вариаций ледовитости Татарского пролива с 1882 по 2020 гг. был сглажен при помощи интерактивного программного комплекса Mario. Кусочно-линейные тренды выделены методом наименьших квадратов [76]. Типизация зим по аномальности ледовых условий выполнена по критерию σ (среднеквадратичное отклонение), предложенному В. А. Спичкиным [89]. Для долгосрочной оценки климата пространственно-временная изменчивость ледового режима Татарского пролива оценена в период новой стандартной климатической нормы 1991–2020 гг. на фоне стандартного опорного периода с 1961 по 1990 гг., что обеспечивает возможность последовательного сравнения исследуемых характеристик [85]. Аномалии ледовитости рассчитывались относительно двух вышеуказанных климатических норм. Анализ аномалий ледовитости проводился методом интегральных кривых, позволяющих определить характерные закономерности её многолетней изменчивости. Интегральные кривые рассчитывались путем последовательного алгебраического сложения значений аномалий ледовитости [20]. В основе идеологии районирования, примененной в данной работе, лежит принцип, изложенный в работе [90], на основе выделения регионов [49], районов и зон в формировании ледового режима которых определяющая роль принадлежит факторам, имеющим временные масштабы соответственно – климатический, сезонный и синоптический. Объем льда вычислялся с учётом средневзвешенной толщины

льда и коэффициентов торосистости в выделенных ледовых зонах [131]. Статистические характеристики вероятности встречи со льдом рассчитывались на основе обработки тридцатилетнего ряда наблюдений на 15 число каждого месяца в период с декабря по апрель.

Основные положения, выносимые на защиту:

1. В период стандартной климатической нормы 1991–2020 гг. в Татарском проливе произошло сокращение ледового сезона на месяц при отсутствии наклона линейного тренда изменения ледовитости.

2. Объем льда в Татарском проливе в XXI в. сократился на 30 % от среднего значения за счет уменьшения его толщины.

3. Среднее многолетнее положение кромки ледяного покрова в Татарском проливе за последние 60 лет сохраняется неизменным, при этом границы максимального и минимального распространения льда существенно изменились.

Достоверность и обоснованность полученных результатов подтверждается использованием апробированных методов анализа ледового режима. Все количественные оценки ледовитости и ледового режима Татарского пролива выполнены на основе статистического анализа исторического ряда наблюдений (судовых 1930–1960 гг. и авиационных 1956–1992 гг. наблюдений) и регулярных спутниковых данных дистанционного зондирования Земли (с 1971 г.). Основные результаты работы опубликованы в рецензируемых журналах, неоднократно обсуждались на международных и всероссийских симпозиумах и конференциях.

Апробация работы

Результаты проведенных в настоящей работе исследований были представлены и обсуждались на симпозиумах и конференциях, в том числе: на 23 и 24 Международных конференциях «ИнтерКарто/ИнтерГИС», 2017 и 2018 гг.; на Международной научной конференции «Комплексные исследования природной среды Арктики и Антарктики», Санкт-Петербург, 2020 г.; на IV Всероссийской научной конференции с международным участием «Геодинамические процессы и природные катастрофы», Южно-Сахалинск, 2021 г.; на VII, X, XI, XII Всероссийских симпозиумах «Физика геосфер», Владивосток, 2011, 2017, 2019 и

2021 гг.; на Национальной научно-практической конференции «Нефтегазовый комплекс: технологические решения, аэрокосмический мониторинг, регулирование земельно-имущественных отношений, кадастровая оценка», Южно-Сахалинск, 2018 г.; на 10-й научно-практической конференции молодых специалистов ПАО «Газпром», Южно-Сахалинск, 2018 г.; на круглом столе «Климатические изменения и их влияние на экосистемы ДВ и стран АТР», Южно-Сахалинск, 2021 г.; на научных семинарах в Научно-исследовательской лаборатории дистанционного зондирования Земли (ЮСНИС) Сахалинского государственного университета и Российской академии наук (НИЛ ДЗЗ САХГУ и РАН) в период с 2015 по 2022 гг. Исследования по теме диссертации были выполнены в рамках государственного задания образовательным организациям высшего образования, подведомственным Минобрнауки России, в сфере научной деятельности от 13.12.2013 г. № АААА-А17-117042810046-6 «Исследование особенностей ледового режима Охотского и Японского морей с применением ГИС-технологий».

Личный вклад автора

Автор принимал участие в сборе и статистической обработке данных о состоянии ледяного покрова Татарского пролива, выполнял анализ исторической информации о ледовитости, архивных ледовых карт, спутниковых наблюдений. Соискателем для качественной оценки на основе всех доступных источников данных был построен ряд среднезимних значений ледовитости Татарского пролива в период с 1882 по 2020 гг. В многолетнем ряду выделены линейные тренды изменчивости ледовитости. Личный вклад автора состоит в дешифрировании границ зон льда различного возраста по спутниковым снимкам для расчета толщины и объема льда. Также соискателем выполнена количественная оценка элементов ледового режима Татарского пролива (ледовитость, даты наступления ледовых фаз, продолжительность ледового сезона, типизация зим по суровости ледовых условий, вероятность встречи со льдом) для периода стандартной климатической нормы 1991–2020 гг.

Публикации

По теме диссертации опубликованы: две работы в изданиях, индексируемых в базах данных Web of Science; три работы в изданиях, индексируемых в базах данных Scopus; одна научная статья в издании, определённом в перечне ведущих рецензируемых научных журналов и изданий ВАК; 15 тезисов докладов на международных, всероссийских и региональных симпозиумах и конференциях.

Структура и объем работы

Диссертация состоит из введения, четырёх глав, заключения, списка литературы из 136 наименований. Общий объём диссертации составляет 109 страниц текста, 25 рисунков и 9 таблиц.

ГЛАВА 1. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА

1.1. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Татарский пролив принадлежит к бассейну Японского моря и простирается в меридиональном направлении на 700 км между самым крупным материком Земли – Евразия и островом Сахалин. Южная граница Татарского пролива проходит по линии мыс Белкина ($45^{\circ}49' N$, $137^{\circ}41' E$) мыс Кузнецова ($46^{\circ}03' N$, $141^{\circ}55' E$), северная – мыс Южный ($51^{\circ}41' N$, $141^{\circ}06' E$) мыс Тык ($51^{\circ}45' N$, $141^{\circ}41' E$) [21]. Площадь акватории пролива составляет 107,5 тыс. км². Кроме острова Монерон (площадью 16 км²), крупные острова в проливе отсутствуют.

Глубины равномерно увеличиваются с севера на юг и от береговой линии к центральной части южной половины пролива, достигая отметки 1773 м. Изобата 10 м в южной части проходит в 0,3–0,6 миль от берега, в районе мыса Жонкиер она отходит от береговой черты на расстояние ~1 мили, а в районе мыса Тык удаляется от берега на 5 миль. Изобаты 20, 50 и 100 м также удаляются от восточного берега Татарского пролива по мере продвижения с юга на север [19, 46].

Берега пролива приглубы, главным образом высокие и отвесные, слабо изрезаны. Западный берег изрезан двумя заливами: Советская Гавань и Чихачева, а восточный, в свою очередь, широкими заливами Невельского, Делангля и Александровский. Большинство бухт и заливов Татарского пролива подвержены ветрам, за исключением залива Советская Гавань и залива Чихачева в период активного воздействия ветров северных и западных румбов [46].

Крупные порты пролива: Ванино, Де-Кастри, Советская Гавань (западное побережье), Невельск, Холмск, Красногорск, Углегорск, Шахтерск и Александровск-Сахалинский (восточное побережье). Населенные пункты на побережье пролива принадлежат двум субъектам Российской Федерации: Сахалинской области (города Холмск, Углегорск, Невельск и Александровск-

Сахалинский) и Хабаровскому краю (город Советская Гавань, поселки Де-Кастри, Ванино, село Датта).

1.2. ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Основные сведения о гидрометеорологических условиях Японского моря приведены в в I выпуске восьмого тома Проект «Моря», «Гидрометеорологические условия» [19]. Изучению метеорологических условий и климата в Татарском проливе посвящен ряд работ [44, 45, 96, 102, 103, 104, 105, 106, 135 и др.]. В ряде исследований последних десятилетий подчеркивается роль синоптических условий в формировании сезонных особенностей климата [86, 103, 104, 105, 106]. Размещение центров действия атмосферы отражает наиболее устойчивые особенности общей циркуляции атмосферы. Определяющее значение на климат Татарского пролива имеет влияние: зимой – алеутской депрессии и азиатского (сибирского) антициклона, летом – гавайского антициклона и южноазиатской депрессии. Татарский пролив зимой находится преимущественно под воздействием периферии алеутской депрессии, летом – периферии гавайского антициклона. Летняя изменчивость региональных сезонных центров действия атмосферы, таких как дальневосточная и азиатская депрессии освещены в работе [103].

В период влияния зимнего муссона на акваторию Татарского пролива поступает преимущественно континентальный умеренный воздух. Такой воздух отличается низкими температурами, однако при перемещении на теплую акваторию он становится близким по характеристикам к морскому умеренному воздуху. Морской умеренный воздух, поступающий зимой с теплого Тихого океана на Японское море, охлаждается. Морской умеренный воздух, распространяющийся в летний период над Тихим океаном, является теплым и влажным. Перемещаясь над прохладной подстилающей поверхностью Японского моря в первой половине лета морской умеренный воздух охлаждается. Во вторую половину лета термический контраст между дальневосточными морями и Тихим океаном сглаживается. В переходные сезоны влияние Арктических воздушных

масс редко. Зимой мощный азиатский антициклон с холодным континентальным воздухом дополнительно оказывает выхолаживающее влияние на арктический воздух. В теплый период арктический воздух, наоборот, продвигаясь над материком прогревается и далее трансформируется в морской полярный воздух. Летом тихоокеанский полярный фронт малоактивен, его влияние заметно в результате арктических вторжений [19].

В работе И. Л. Цыпышевой с соавторами [101] установлено, что в «суровые» по ледовитости годы тропосферный полярный вихрь над акваторией Охотского моря активизируется, от него зависят траектории и глубина циклонов под влиянием которых осуществляется вынос холодного арктического воздуха на акваторию Татарского пролива. В «мягкие» по суровости ледовых условий сезоны на Татарский пролив оказывает влияние дальневосточная ложбина с южным положением тропосферного циклона, что способствует ослаблению адвекции холодного арктического воздуха и распространению теплых воздушных масс из южных районов Азии. Определено, что развитию ледовитости в Татарском проливе препятствует южное положение вторичного полярного тропосферного циклона, а также распространение азиатского гребня над акваторией всего Японского моря.

Средняя годовая скорость ветра в Татарском проливе составляет 3–5 м/с. В годовом ходе скорости ветра максимум отмечается зимой, минимум – летом. В теплый период в суточном ходе скорости ветра выявлена следующая закономерность: скорость увеличивается днем и уменьшается в ночные часы, суточные амплитуды летом достигают наибольших значений. С ноября по март скорости ветра возрастают ночью и утром. Примечательно, что в Татарском проливе ветер принимает направление, параллельное высоким берегам, в частности хребту Сихотэ-Алинь, расположенному вдоль западного побережья пролива [19].

Термический режим над Татарским проливом, как и над всем Японским морем определяется совместным распределением температуры воздуха и циркуляцией атмосферы. В то время как для большей части Японского моря с

увеличением скорости ветра имеет место понижение температуры воздуха, для Татарского пролива при увеличении скорости ветра имеет место рост температуры воздуха. В течение зимнего периода примерно пятая часть всех рассмотренных ситуаций над Татарским проливом приходится на интервал температур воздуха от $-0,1$ до $9,9$ °С при скоростях около 7 м/с. В 18 % случаев сильные ветры (> 15 м/с) наблюдаются при температуре воздуха ниже -10 °С, а в 32 % – выше 0 °С. Разность средних годовых температур воздуха при штиле и штормовом ветре не превышает $2,5$ °С. Средняя годовая температура воздуха по мере продвижения с севера на юг повышается и на юге пролива достигает 5 °С [19].

Оценка режима и динамики локальных зимних выносов морского воздуха на западное побережье Татарского пролива проведена Л. Н. Василевской и Е. Ю. Поталовой [16]. Локальные морские выносы представляют собой аномальные разности температуры воздуха, превышающие 5 °С и сохраняющиеся не менее двух суток. Чаще всего положительные разности среднесуточных температур на гидрометеорологических станциях (ГМС) отмечаются с третьей декады декабря до второй декады января. Средняя годовая температура воздуха в период 1950 – 2020 гг. на побережье Татарского пролива составляет $2,3$ °С на ГМС Сосуново и $1,6$ °С на ГМС Советская Гавань [18].

Минимальные значения средней месячной относительной влажности воздуха на ГМС Александровск-Сахалинский отмечаются в октябре-ноябре (68 %). С середины мая наблюдается повышение средней месячной относительной влажности, с максимумом в июле (80 %). Летом, особенно во второй половине, и в начале осени значения относительной влажности отличаются заметной устойчивостью, связанной с муссонной деятельностью. Для суточного хода относительной влажности воздуха характерен послеполуденный минимум и утренний максимум. В течение суток отмечается неравномерное изменение относительной влажности воздуха. Увеличение относительной влажности происходит с юга на север и с запада на восток. Более низкие значения влажности у западного побережья связаны с влиянием сухих воздушных масс с

материковой части, а уменьшение влажности с север на юг – повышением температуры атмосферного воздуха [19].

Гидрологический режим Татарского пролива определяет его географическое положение и орография берегов. Среди важных факторов, определяющих гидрологический режим, следует выделить взаимодействие поверхностных вод с атмосферой, водообмен с прилегающими акваториями и наличие ледяного покрова [5, 41, 44, 45, 101].

Течения в Татарском проливе исследовали Uda M [134], Ю. В. Истошин [37], А. К. Леонов [43], В. Д. Будаева с соавторами [15], В. Г. Яричин [118], Т. И. Супранович [97], Г. И. Юрасов и В. Г. Яричин [109], Б. С. Дьяков [30]. В результате анализа современных литературных источников [5, 31, 32, 42, 57, 60] сезонные изменения общей схемы циркуляции вод в Татарском проливе представляются следующим образом. С юга в восточный сектор пролива в течение всего года поступают теплые воды северной ветви Цусимского течения. Ядро основного потока вод, интенсивность которого в течение года изменяется в соответствии с общими колебаниями скорости течения в целом, приурочено к глубине 50 м. Поток движется вдоль 141° с.ш. в северном направлении. Достигнув широты о. Монерон, он раздваивается: его малая часть, обогнув остров, возвращается в прол. Лаперуза, а основная масса вод двигается на северо-восток и, упираясь в резкий свал глубин в районе м. Слепиковского, поворачивает на запад. После разворота основной поток вод еще раз раздваивается. Малая его ветвь, отклоняясь вправо, уходит вдоль материкового склона на север пролива (вдоль склона глубоководного желоба). Большая же часть этого потока продолжает движение в западном и юго-западном направлениях и, достигая приморского берега, дает начало Приморскому течению [59].

Оценки скоростей Приморского течения по данным диагностических расчетов показывают, что в поверхностном слое они минимальны летом (1–3 см/с). Единым потоком (со скоростями 10–15 см/с), направленным вдоль внешней границы материкового шельфа, оно начинает прослеживаться только с горизонта 75 м. Осенью скорости его в поверхностном слое возрастают до

10 см/с, а максимальные скорости наблюдаются зимой и достигают 30–40 см/с [15, 57]. Вдоль западного побережья о. Сахалин к югу от м. Ламанон во все сезоны года ряд авторов выделяют холодное Западно-Сахалинское течение с максимальными скоростями от 20 (зимой) до 40 см/с (летом), которое прослеживается до глубин ~100 м [15, 74].

Таким образом, главная особенность общей циркуляции вод в южной глубоководной части пролива во все сезоны – движение циклонической направленности и квазистационарный антициклонический вихрь (с характерным диаметром 40–50 миль) вокруг о. Монерон. Максимальные скорости течений вод в северной ветви Цусимского течения на поверхности наблюдаются в июне—августе. Величины расчетных скоростей течения также колеблются в весьма широких пределах — от 20–25 [57] до 60–75 см/с (иногда >100 см/с) [15].

В мелководной северной половине Татарского прол. (к северу от 49° с.ш.) в течение большей части года формируется циркуляция вод преимущественно циклонической направленности. При этом западное звено циркуляции выражено более отчетливо по сравнению с течениями у берегов Сахалина. Впервые течение у северо-западного берега пролива описал русский ученый Л. И. Шренк [108] и назвал его Лиманским. По результатам диагностических расчетов [57] скорость этого течения (позднее справедливо названного течением Шренка [109]) от весны к лету возрастает с 5–7 до 7–9 см/с и далее к осени убывает до 4–5 см/с.

Кардинальные изменения общей циркуляции вод в северной части Татарского пролива происходят осенью, когда многократно увеличивается заток пресных амурских вод через пролив Невельского. Расчеты показывают [57], что в конце октября – начале ноября севернее 50° с.ш. образуется мезомасштабный антициклонический вихрь, на восточной периферии которого от поверхности до глубин 20–30 м формируется поток опресненных вод, продвигающийся в южном направлении вдоль западного побережья Сахалина со скоростями до 20 см/с. На широте м. Ламанон этот поток отклоняется в юго-западном направлении и, пересекая пролив, вливается в Приморское течение, существенно понижая соленость его вод в поверхностных слоях. С глубиной происходит постепенное

уменьшение скоростей течений, а для мелководных районов (с глубинами до 50 м) характерна еще и перестройка полей течений, сопровождающаяся сменой направления движения вод [59, 118].

Максимум температуры поверхностного слоя воды на всей акватории пролива фиксируется практически одновременно с 29 августа по 1 сентября [60]. В северной части пролива диапазон колебаний T_w в слое 50–100 м не выше 2 °С, в южной – он в два раза больше за счет влияния вод, поступающих в результате процессов адвекции [58]. В период с января по март в преимущественно свободной от ледяного покрова юго-восточной зоне пролива температура воды составляет 0–3 °С, что обусловлено влиянием теплых вод Цусимского течения. Прогрев поверхностного слоя воды происходит во второй половине марта – начале апреля. До 4 °С поверхностные воды южной части пролива прогреваются к последней декаде апреля. С мая по август температура воды постепенно повышается. Постепенное снижение температура воды наблюдается в сентябре. Характерной особенностью является повышение температуры водной поверхности с запада на восток и с севера на юг [58].

В работе [82] отмечается, что значимый положительный тренд в ходе среднегодовой температуры выявлен на ГМС побережья Татарского пролива. Увеличение температуры водной поверхности составило 0,02 °С/год или 0,7 °С за исследуемый период. На побережье Татарского пролива прирост положительных аномалий температуры проявился после 2003 г. На большей части акватории прибрежной зоны тренд потепления вод устойчиво наблюдается в летний и осенний периоды, на ГМС Советская Гавань – во все сезоны года.

Изменение солёности поверхностного слоя воды в Татарском проливе в сторону ее повышения прослеживается с севера на юг и с запада на восток. На распределение солёности в поверхностном слое воды оказывают влияние процессы образования и таяния льда. Свой вклад в колебания солёности северной части пролива вносит приток пресной воды из Амура, что подтверждается соответствующими выводами в третьей главе настоящей работы. По средним многолетним картам пространственного распределения солёности воды с

месячной дискретностью, построенным с помощью электронного атласа сахалинского шельфа «Атлас-2018» [88, 100] установлено, что в осенний период соленость Татарского пролива вплоть до 48° с.ш. понижается до 25 ‰. На юге пролива соленость в течение года практически не подвержена изменчивости и сохраняется на уровне 33–34 ‰.

По вертикальному распределению соленость вод постепенно увеличивается от поверхности до горизонта 100 м. Далее с глубиной она практически не изменяется. Ближе к побережью материка летом в слое 0–50 м происходит распреснение и изменение солености от 32 ‰ и менее почти до 34 ‰ в придонном слое [19, 88].

По данным исследования [82, 83] выявлены однонаправленные тренды понижения солености Татарского пролива в многолетнем ходе ее аномалий. Соленость вод пролива за период 1980–2015 гг. уменьшилась на 1,3 ‰ (0,04 ‰ в год). Отрицательные тренды отмечены в весенний и летний периоды, когда скорость уменьшения солености максимальна.

В Татарском проливе отмечаются все виды приливов, величина которых уменьшается с север на юг. Воронкообразная форма пролива предопределяет возрастание приливных колебаний уровня воды, которые достигают максимальных значений в северной части пролива (2,3–2,8 м). Вдоль западного побережья пролива ориентировочно с. Гроссевичи приливы наблюдаются по одной полной и одной малой воде в сутки. При малых склонениях Луны отмечаются на двое-трое суток вторые полные и вторые малые воды. Наибольшая величина прилива, как правило, составляет 0,3 м. Области с суточными приливами имеют наименьшие величины приливов [19].

Сейши в Татарском проливе наблюдаются как у западного, так и у восточного берегов. В некоторых бухтах залива Советская Гавань их амплитуда достигает до 0,8–0,9 м с периодом 30 мин. и более [19]. В работе [40] описаны масштабных измерений волновых процессов в различных пунктах западного побережья о. Сахалин. Установлено, что в прибрежной зоне наблюдаются системы выраженных резонансных колебаний, усиливающиеся при цунами и

штормовых нагонах. Короткопериодные колебания от 5 до 40 мин. обусловлены локальными особенностями рельефа дна и топографии береговой черты. Наибольшая энергия сейшевых колебаний в районе г. Чехов – на периоде около 40 мин. Более длинные колебания с периодом около 50 мин. соответствуют двухузловой поперечной сейше Татарского пролива, пятидесятиминутная одноузловая поперечная сейша Татарского пролива в северной узкой части и стоминутная соответствует сейше Татарского пролива.

Волнения в северной части Татарского пролива имеют противоречивый характер. Наблюдается нисходящий и восходящий тренд в годовом ходе штилей. Наиболее сильное волнение наблюдается в южной части пролива с ноября по март. При выходе циклонов направление волнения может резко отклониться от характерного. Средние высоты волн в южной части пролива колеблются в пределах 0,8–1,1 м, с максимумом в весенний период [19].

В Татарском проливе распространено интенсивное цветение воды, которое резко уменьшает ее прозрачность и придает воде зеленый и бурый цвет. Среди основных районов цветения: залив Невельской, порт Красногорск. Водоросли встречаются на глубинах до 30 м в виде полосы, ширина которой может достигать 500 м. В южной части пролива у западного побережья эта полоса не бывает широкой, обычно меньше 100 м и простирается на глубинах от 0,5 до 2,5 м. [24]. В Татарском проливе наблюдается свечение воды от светло-голубого или синеватого с фиолетовым оттенком, которое предположительно продуцируется ракушковыми рачками и ночесветками.

1.3. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА

Исследованию ледовых условий Татарского пролива посвящен ряд работ. Первостепенную роль в истории изучения ледового режима Татарского пролива сыграл Л. И. Шренк. Известно, что в 1869 г. он выполнил первое описание ледовых и термических условий пролива. Исследователь привел в систему хаотичные сведения о ледовитости, что позволило установить качественную зависимость распространения льда в проливе под влиянием преобладающих

ветров. Было установлено, что в осенний период под воздействием ветров северных и северо-западных румбов, кромка льда в проливе ориентирована в широтном направлении. В зимний период под влиянием северо-восточных и восточных ветров лед распространяется преимущественно вдоль материкового побережья. Л. И. Шренк в своем очерке отметил, что припай в проливе не имеет значительного распространения и при интенсивных южных ветрах взламывается [107].

По материалам Л. И. Шренка, записям М. А. Клыкова и отчетам Главного гидрографического управления [23] С. О. Макаров [48] создал таблицы дат вскрытия и замерзания отдельных районов Японского моря в период с 1852 по 1885 гг., материалы которых легли в основу при разработке карт изохрон замерзания и таяния льда в Татарском проливе. В среднем при понижении температуры морской воды до $-1,8$ °С происходит замерзание пролива. Вскрытие льда начинается при температуре воды около 0 °С.

По материалам экспедиций на ледоколах, в работе Н. Н. Алексева [1] представлены новые данные о дрейфе льда в Татарском проливе. Основной вывод, сделанный Н. Н. Алексеевым, заключается в том, что движение льда подвержено действию ветра и направлено на юг. Влияние течения может уменьшать или увеличивать скорость дрейфа льда в зависимости от степени разнонаправленности векторов за счет ветра и течений. Автором рассматриваются особенности формирования ледяного покрова в отдельных районах пролива, обобщаются данные о толщине льда по данным прибрежных станций. Отмечаются зоны сжатия и торошения льда, препятствующие навигации вдоль северо-восточного побережья пролива. Обозначена значительная неравномерность температурного поля над северным и южным районами пролива, в результате которой происходит одновременное образование льда в северной части пролива и его таяние в южной в течение всего ледового сезона.

В период активного развития судоходства важную роль в систематизации данных о льдах Японского моря сыграл, изданный в 1940 г. ледовый атлас Японского и Охотского морей, под редакцией А. М. Баталина и

Т. А. Боголюбовой [9]. Атлас построен для среднего и максимального развития ледяного покрова на первое и пятнадцатое число каждого месяца.

История ледовых прогнозов на Дальнем Востоке началась с 1933 г. Они имели краткосрочный и долгосрочный характер. Оправдываемость первых моделей составила 50 %. В основе принципа прогнозирования лежали асинхронные связи сроков ледовых фаз с датами перехода температуры воздуха через 0 °С.

Анализ гидрометеорологических условий, влияющих на формирование ледяного покрова, позволил И. А. Бенашвили обнаружить прогностические зависимости ледовых фаз с факторами, определяющими тепловой баланс подстилающей поверхности [12]. Среди основных факторов: интенсивность расхода тепла через водную поверхность; теплосодержание моря в текущем ледовом сезоне; характер атмосферной циркуляции осенью; влияние местных орографических и гидрометеорологических особенностей.

Установлению прогностических зависимостей ледового режима посвящены работы А. А. Гирса, К. В. Кондратовича [20], В. В. Плотникова [63, 65, 67, 70, 73], Т. А. Шатилиной, Г. Ш. Цициашвили, Т. В. Радченковой [102], И. Ю. Думанской [27, 28], Е. И. Алдошиной [3, 4], Г. И. Анжиной и А. Н. Вражкина [7], Г. И. Анжиной, А. Н. Вражкина, Т. П. Щербининой, Е. В. Примачёва [8], А. М. Поляковой [75], Е. У. Миронова, С. В. Клячкина, А. В. Юлина [51]. В данных работах сформированы комбинированные наборы моделей с наиболее высокими оценками качества прогнозов. Приводятся математические модели прогноза сроков первого появления льда и разрушения ледяного покрова различной заблаговременности. По некоторым из них оправдываемость прогнозов по комбинированному набору моделей за период оперативных испытаний превзошла 77 %. Высказана гипотеза о том, что генеральным предиктором в прогнозировании ледовитости является атмосферная циркуляция, а изменчивость теплосодержания вод Цусимского течения не вызывает резких колебаний площади, преимущественно влияние осуществляется за счет регулирования

интенсивности Приморского течения. В качестве одного из приемов прогнозирования предложено ранжировать зимы по типам суровости.

С. М. Простяков [77, 78] произвел анализ ледового режима на дальневосточных морях в зависимости от атмосферных процессов, определил критерии экстремальности ледовых условий и установил связь малоледовитых сезонов с количеством дней с циклонами над северной половиной Азии. Согласно выводам автора, основная роль в развитии ледовых процессов принадлежит движущимся вдоль Японии и Курильских островов морским циклонам. С. М. Простякову впервые удалось численно охарактеризовать интенсивность и продолжительность действия муссонов над акваторией.

Учет влияния атмосферных процессов на ледовитость вел Б. П. Мультиановский [52]. В основу его идеи был положен принцип построения сборно-кинематических карт с учетом повторяемости циклонов. Позднее Н. А. Белинским [10, 11] было предложено использовать условные индексы циклонической и антициклонической циркуляции, что в последствии позволило выполнить большое количество прогностических ледовых исследований.

Я. А. Тютнев [98, 99] установил прогностические связи дат первого появления льда и замерзания у берегов Японского моря. Ранняя смена направления муссона и сопутствующий ей перенос воздушных масс с южной составляющей предвещают ранние сроки очищения акватории и наоборот – поздняя смена муссона провоцирует более позднее очищение водной поверхности ото льда.

Г. А. Столяровой были определены средние многолетние характеристики ледовых фаз. С помощью поквдратной обработки рассчитаны многолетние и внутрисезонные колебания ледовитости, толщины, формы и сплоченности льда. В своих исследованиях Г. А. Столярова [91, 92, 93, 94, 95, 96] подтвердила наличие тесной взаимосвязи ледяного покрова Татарского пролива с термическими и динамическими особенностями циркуляции атмосферы. Выполненный расчет аномалий индексов циркуляции и температуры атмосферного воздуха в Татарском проливе лег в основу разработки методики фоновых прогнозов

площади льда с заблаговременностью прогноза около 3 мес. Температура деятельного слоя водной поверхности и положение кромки льда определяются в основном потерями тепла через поверхность моря, водная адвекция при этом играет второстепенную роль [2].

Анализ данных о толщине, сплоченности ледяного покрова и сжатиях во льду позволил определить более сложные условия плавания в северо-восточной части Татарского пролива в сравнении с другими районами Японского моря [55]. В работе А. Н. Крындина [41] представлены карты с границами распространения средних и максимальных положений кромки льда, построенные по данным береговых и судовых наблюдений.

Ледяной покров Татарского пролива зарубежными исследователями практически не освещен. В работе Т. Тагути [133] воссозданы ледовые условия всех дальневосточных морей. В ледовом атласе морей Северного полушария [122] имеются лишь обрывочные сведения о припае морей дальневосточного региона.

В 1992 г. интерес к Татарскому проливу проявили американские исследователи [126], предприняв попытки установить в осенне-зимний период наличие донных вод в Японском море. Данная гипотеза была опровергнута по результатам экспедиционных исследований [19].

Обзор Японских достижений в области изучения ледовитости Дальневосточных морей К. Oshima [127, 128], S. Nihashi [123, 124, 125], Т. Kumano [120], Y. Fukumachi [119, 120] указывает на ряд несоответствий, которые, вероятно, обусловлены тем, что границы Японского и Охотского морей по российской и японской версии не совпадают.

Наиболее полное исследование ледового режима Японского моря выполнено Л. П. Якуниным [110, 111, 112, 113, 114, 115, 116, 117]. В работах которого собраны, систематизированы и обработаны многолетние данные о ледовом режиме, в том числе определены тенденции в распределении основных ледовых характеристик. Освещены такие элементы ледового режима, как, ледовитость, продолжительность ледового сезона и время наступления различных ледовых фаз, определены положения кромок льда с заданными характеристиками.

По данным авиационной разведки и спутниковым наблюдениям выполнено детальное исследование ледового режима Татарского пролива В. В. Плотниковым [63, 64, 65, 66, 67, 68, 69, 70, 71, 72, 73].

Вклад в изучение ледовитости Татарского пролива внес В. М. Пищальник. Выполненный анализ ледовых условий Японского моря позволил выделить в массиве льда стабильные районы, сохраняющие характерные особенности ледовых условий на различных фазах развития ледовых процессов. Была применена идея иерархической классификации ледяного массива моря по ледово-географическим признакам [49].

К настоящему моменту основные черты ледового режима Татарского пролива представляются следующим образом. Продолжительность ледового сезона в Татарском проливе по многолетним данным составляет от 40–80 дней в южной части пролива до 140–170 дней в северной части. Первое появление льда повсеместно отмечается в опресненных вершинах бухт и заливов, закрытых от ветра и волнения.

Первичные формы льда в Татарском проливе образуются в начале ноября в вершинах заливов Советская Гавань, Чихачева и проливе Невельского. Раннее ледообразование приходится на третью декаду октября, позднее – на последнюю декаду ноября. На этапе развития ледяного покрова в начале сезона (первая декада декабря) образование льда вдоль побережья о. Сахалин происходит стремительнее, чем вблизи материкового побережья. К концу декабря площадь ледяного покрова в восточной и западной частях пролива примерно уравнивается, а по достижении параллели мыса Сюркум направление кромки льда изменяется: генерация льда вдоль сахалинского побережья замедляется, а вдоль материкового – увеличивается. В начале января ледяной покров устанавливается на всей северной части Татарского пролива до широты мыса Ламанон. Максимального развития ледяной покров достигает во второй половине февраля. В среднем ледовитость пролива в феврале составляет 52 % [19].

Процесс разрушения ледяного покрова, как правило, начинается в первой половине марта. Кромка ледяного покрова в проливе смещается на северо-запад.

Раннее очищение акватории от льда приходится на вторую декаду апреля, а на заключительную декаду мая – первую декаду июня – позднее.

Вдоль западного побережья образуется полынья шириной до 5–10 миль, которая является самым крупным районом генерации льда в Северном полушарии [119]. Под действием ветров северных румбов происходит разрежение ледяного покрова и, соответственно, увеличение сплоченности льда в центральной части пролива под действием ветров с южной составляющей.

В северной части пролива формируется зона серого льда с преобладающей сплоченностью 9 баллов. Массив сплоченного серо-белого и тонкого однолетнего льда образуется южнее. В прикромочной зоне шириной 10–15 миль концентрируется преимущественно битый серо-белый лед. Для ледовитых зим характерно широтное распределение возрастных характеристик льда: молодой лед с севера в направлении к центру пролива трансформируется в однолетний лед и вблизи ледовой кромки частота начальных видов льда и ниласа увеличивается.

Преобладающие ветра северных румбов обуславливают дрейф льда в южном и юго-восточном направлениях со средней скоростью 10–12 миль/сут и вместе с тем поддерживают сохранение квазистационарной полыньи в северо-западной части Татарского пролива. Скорость дрейфа ледяного покрова находится в прямой зависимости от скорости и направления ветра, при этом толщина льда в массиве возрастает с севера на юг. Толщина неподвижного льда к середине февраля достигает 1 м [19], дрейфующий ровный лед обычно имеет меньшую толщину, а торосистые участки – существенно большую. В юго-восточной зоне под воздействием тёплого Цусимского течения происходит активное разрушение льда. В юго-западной ледовой зоне массив продолжает дрейф вдоль приморского побережья, при этом толщина его под воздействием низких температур воздуха может незначительно увеличиваться.

ГЛАВА 2. ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА

2.1. ВИДЫ НАБЛЮДЕНИЙ

Исторический массив наблюдений за ледовитостью дальневосточных морей по способам производства наблюдений за ледяным покровом можно разделить на три характерных этапа – судовой, авиационный и спутниковый. Данные неоднородны как по способам получения информации, так и по частоте производства наблюдений.

2.1.1. СУДОВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ

В период с 1929 по 1956 гг. основным источником информации о ледовитости Татарского пролива служили ежемесячные значения площади ледяного покрова, вычисленные на основе нерегулярных (попутных) судовых донесений и эпизодическим данным ледовых авиационных разведок. Данные о среднемесячных значениях ледовитости покрывают период с декабря по апрель. Наиболее освещены наблюдениями судоходные трассы и районы традиционного зимнего промысла гидробионтов. Разрозненные во времени наблюдения приводились к одной дате на середину месяца, по которым в дальнейшем вычислялись среднемесячные значения площади ледяного покрова. Расчетные ежемесячные значения ледовитости опубликованы в табличном виде [41]. Существенные пропуски относятся к начальному этапу наблюдений. Так, например в некоторые сезоны (1936, 1937, 1941, 1942, 1947 гг.) А. Н. Крындину за весь ледовый сезон удалось составить лишь по одной полевой ледовой карте. Имеющиеся отдельные пропуски данных были восстановлены методом прямой интерполяции и экспертной оценки.

2.1.2. АВИАЦИОННЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ

В период с 1957 по 1992 гг. на регулярной основе один раз в декаду осуществлялись авиационные наблюдения с обязательным определением

местоположения кромки ледяного покрова в проливе. Группа ледовых наблюдателей из аэропорта г. Южно-Сахалинск по стандартному маршруту покрывала галсами всю заполненную дрейфующим льдом акваторию Татарского пролива. Наблюдения выполнялись в период с декабря по апрель (май), при этом не исключалось проведение дополнительных наблюдений по специальным запросам потребителей [129, 132]. Информация, сосредоточенная в управлениях по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (УГМС), централизованно направлялась в Дальневосточный региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт (ДВНИГМИ). Данные разведок сводились в объединённые карты ледовых условий, на основе которых выполнялся дальнейший анализ и статистические расчеты. Создан архив ежегодных альбомов ледовых карт, по которым определялись: положение кромки льда и припая; сплоченность; возраст; формы; торосистость; заснеженность и деформация ледяного покрова. На картах отображены зоны разряжения и сжатия льда, а также направление дрейфа массива. Таким образом был получен архив характеристик ледяного покрова [68, 70, 117].

Основным недостатком авиаразведок стоит выделить невозможность их выполнения в сложных метеорологических условиях, в связи с чем нарушается условие синхронности и систематичности наблюдений. Пропуски в авиационных наблюдениях восстанавливались по тому же принципу, что и отсутствующие данные судовых наблюдений с последующим приведением ряда к единой дискретности.

2.1.3. СПУТНИКОВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ

С 1971 г. границы ледяного покрова определяются по данным регулярных спутниковых наблюдений. Эти наблюдения выполняются в микроволновом диапазоне [22]. Неоспоримым преимуществом микроволновых спутниковых данных является возможность выполнения съемок в режиме реального времени, независимо от погодных условий и освещенности, при этом отсутствуют искажения, обусловленные приведением данных к единой дискретности, как это

было в случае с судовыми- и авиа-наблюдениями [61]. К недостаткам данного периода относят низкое пространственное разрешение, неустойчивую калибровку, что особенно характерно для первых поколений радиометров.

Основным источникам информации о состоянии ледяного покрова в дальневосточных морях на сегодняшний день служат микроволновые радиометры (AMSR-E, AMSR-2), данные с геостационарного метеорологического спутника Himawari-8, данные спектрорадиометров MODIS, установленных на спутниках Terra и Aqua, а также информация, принимаемая с других искусственных спутников Земли (ИСЗ) (спутники серии NOAA (AVHRR), Suomi NPP (VIIRS), Sentinel-1, Sentinel-2).

Информационной основой настоящей работы на временном этапе с 1971 г по н.в. явились пентадные данные о площади ледяного покрова Татарского пролива, которые Japan Meteorological Agency (JMA) разрабатывает на основе спутниковых измерений и предоставляет в режиме свободного доступа на официальном сайте (<http://www.data.jma.go.jp>²). JMA организовало выпуск цветокодированных карт-схем по стандартным градациям сплоченности льда, рекомендованным номенклатурой (1–3, 4–6, 7–8, 9–10 баллов) (http://old.aari.ru/resources/nomen/wmo_259.php?lang0=2³ [54]), анализ которых позволяет получить новые представления о ледовом режиме пролива.

2.1.4. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

При написании настоящей работы была проанализирована обширная, пополняемая на ежедневной основе гидрометеорологическими данными, база данных НИЛ ДЗЗ САХГУ и РАН. Гидрометеорологическая информация, поступающая из открытых Интернет-источников, с помощью разработанных в лаборатории скриптов загрузки автоматически обрабатывается сервером и сохраняется на сетевом диске [100].

² Japan Meteorological Agency Японское метеорологическое агентство. – URL: <http://www.data.jma.go.jp>

³ Номенклатура ВМО по морскому льду/WMO/OMM/ВМО – № 259 // Издание 1970–2019. – URL: http://old.aari.ru/resources/nomen/wmo_259.php?lang0=2

Метеорологические параметры в базе данных представлены среднесуточной температурой воздуха и характеристиками ветра (направление, скорость, сила). Графическое представление результатов наблюдений с сети метеорологических станций отражено на:

– черно-белых ежедневных синоптических картах приземного анализа, представляемых Japan Meteorological Agency. Период наблюдений с 2001 по 2020 гг.;

– цветных ежедневных синоптических картах приземного анализа, представляемых Korean Meteorological Agency. Период наблюдений с 2015 по 2017 гг.

Архивные метеорологические данные о температуре атмосферного воздуха охватывают сеть ГМС: Александровск-Сахалинский (1881–2020 гг.), Николаевск-на-Амуре (1981–2020 гг.), Оха (2001–2020 гг.), Ноглики (2001–2020 гг.), Поронайск (1908–2020 гг.), мыс Терпения (2001–2020 гг.), мыс Крильон (2005–2020 гг.), Холмск (2005–2020 гг.), Корсаков (2005–2020 гг.), Южно-Сахалинск (2005–2020 гг.), Южно-Курильск (1947–2020 гг.), Ича (2001–2020 гг.), Озерновский (2001–2020 гг.), Охотск (1891–2020 гг.), Владивосток (1917–2020 гг.), мыс Тайгонос (2001–2020 гг.), Магадан (1936–2020 гг.), Вакканай (2001–2020 гг.). Первые инструментальные наблюдения на регулярной основе за температурой атмосферного воздуха в интересующем регионе были начаты с 1881 г. на станциях Николаевск-на-Амуре и Александровск-Сахалинский.

2.2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА

2.2.1. ВОССТАНОВЛЕНИЕ РЯДА ЛЕДОВИТОСТИ

Исходными данными для построения ряда ледовитости пролива в период времени с 1929 по 1956 гг. (далее длительный ряд) явились архивы нерегулярных судовых наблюдений, приведенные к середине отдельного месяца с декабря по апрель [41]. Ряд ледовитости с 1957 по 1970 гг. построен на основе авиационных данных наблюдений. Значения площади ледяного покрова принимались на середину второй декады каждого месяца в ледовый сезон с декабря по апрель [68, 70, 117]. Как упоминалось ранее, морские и авиационные наблюдения за площадью ледяного покрова Татарского пролива имели пропуски, в связи с чем на подготовительном этапе формирования ряда ледовитости было произведено восстановление пропущенных значений с учётом специфики их производства.

Один из эффективно зарекомендовавших себя приемов восстановления данных основан на корреляционной взаимосвязи ледовитости с суммой градусодней мороза (СГДМ), рассчитанной как сумма отрицательных среднесуточных температур атмосферного воздуха между датами устойчивого перехода этой температуры через 0 °С в весенний и осенний периоды [53]. Данная методика распространена в практике ледовых исследований и была апробирована для акватории Охотского моря [61].

Площадь ледяного покрова за временной период с 1971 по 2020 гг. вычислялась по данным цветокодированных карт-схем ледовых условий, при помощи программного комплекса «ЛЁД», разработанного в Сахалинском государственном университете [50, 87]. Главными преимуществами программного комплекса является возможность определения общей и частной сплоченности массива льда, а также расчет площади ледяного покрова в районах различных иерархических уровней, в том числе в произвольно заданных границах [49]. При определении ледовитости в ледовых зонах Татарского пролива была применена цветовая маска с фиксированными границами. Значения площади

ледяного покрова принимались на 15 каждого месяца в ледовый сезон с декабря по апрель.

Качество восстановления отсутствовавших значений ледовитости контролировалось путем анализа всей доступной дополнительной информации: архивы снимков в видимом диапазоне с ИСЗ серий «Космос» и «Метеор» с 1967 г.; архивы снимков с ИСЗ в микроволновых диапазонах; полетные карты ледовых авиаразведок на конкретные даты Сахалинского управления по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды и др. После проведения критического контроля данных значения ледовитости приводились к единой дискретности.

Оценка точности расчетных данных, полученных на различных этапах наблюдений, производилась за периоды совместного выполнения судовых и авиационных (1957–1960 гг.), авиационных и спутниковых наблюдений (1971–1992 гг.). Согласно А. Н. Крындину [41], ошибка вычисления площади ледяного покрова по данным судовых наблюдений не превысила 10 % от площади исследуемого района. Ошибка вычислений площади льда по авиационным наблюдениям не превысила 5 % [68]. С появлением нового поколения радиометров величина ошибки определения ледовитости не превысила 2% [61]. Контроль качества расчётных данных осуществлялся по данным спектрорадиометра MODIS со спутников Terra, Aqua с пространственным разрешением 250 м и комбинацией каналов 1–2–1; спутник Suomi NPP (прибор VIIRS) с пространственным разрешением 375 м и комбинацией каналов 1–2–1 в светлое время суток.

Таким образом, на основе судовых, авиационных и спутниковых данных сформирован ряд ледовитости Татарского пролива с месячной дискретностью с 1929 по 2020 гг. [26, 62]. Величина ледовитости за ледовый сезон рассчитывалась усреднением месячных значений площадей ледяного массива с декабря по апрель. Ледовитость пролива и его ледовых зон определялась, как отношение площади, занятой льдом, к площади пролива (107,5 тыс. км²) в процентах. Площадь пролива

была принята в границах, определенных Главным управлением навигации и океанографии Министерства обороны Российской Федерации [21].

Поскольку наблюдения за температурой воздуха на отдельных ГМС были начаты в 1882 г. [80] ряд ледовитости Татарского пролива за период с 1882 по 1928 гг. был реконструирован. Для восстановления ряда было использовано уравнение парной степенной регрессии вида:

$$S=AT^B, \quad (1)$$

где: S – значение площади ледового покрова (% от площади Татарского пролива);

T – СГДМ ($^{\circ}\text{C}$), взятые по абсолютной величине для последующего логарифмирования,

A и B – постоянные величины,

полученное с учетом данных фактической ледовитости периода 1929–2020 гг. и данных СГДМ, как абсолютных величин суммы отрицательных $^{\circ}$ температур воздуха на ГМС, накопленной от дня перехода температуры воздуха через 0°C осенью к отрицательным значениям до дня, которому соответствует фаза максимального развития ледовитости.

В качестве исходных метеорологических данных были применены инструментальные наблюдения за среднесуточной температурой атмосферного воздуха на ГМС – Николаевск-на-Амуре, Александровск-Сахалинский, Поронайск, Холмск, Терней, Ильинский, Вакканай, Советская гавань, мыс Золотой, а также восстановленные данные о температуре воздуха на этих же ГМС для периодов, когда наблюдения не проводились. Восстановленные данные о СГДМ для ряда станций были получены путём регрессионного и сравнительного анализа существующего ряда фактических данных каждой ГМС с фактическими рядом СГДМ на ГМС Александровск-Сахалинский. Незначительные пропуски в наблюдениях для ГМС Николаевск-на-Амуре, Александровск-Сахалинский и Поронайск заполнялись методом интерполяции.

Для оценки взаимной связи ряда ледовитости с рядами СГДМ на разных станциях была рассчитана корреляция. Максимальные по абсолютной величине значения коэффициентов корреляции между площадью ледяного покрова

Татарского пролива и СГДМ на станциях (табл. 1), были получены для ГМС Поронайск (0,65). Данные этой ГМС были применены для построения уравнения регрессии.

Таблица 1

**Коэффициенты корреляции площади ледяного покрова
Татарского пролива с СГДМ на прибрежных ГМС**

Вакканай	Александровск-Сахалинский	Ильинский	Мыс Золотой	Советская Гавань
0,46	0,47	0,47	0,62	0,45
Терней	Холмск	Поронайск	Николаевск-на-Амуре	Сумма всех станций
0,52	0,46	0,65	0,40	0,54

Статистическая достоверность корреляционных связей на 95%-ном уровне вероятности определена согласно таблицы критических значений корреляции Пирсона. Критическое значение коэффициента корреляции для выборки за период 1929–2020 гг. составляет –0,15. По абсолютной величине его превышают все полученные коэффициенты корреляции, что подтверждают возможность наличия регрессионной связи процессов ледообразования с СГДМ.

Для нахождения коэффициентов a и b уравнение $s = atb$ было приведено к линейному виду $S' = A' + B * T'$ с помощью логарифмирования и последующей замены переменных $\ln(s) = s'$, $\ln(a) = a'$, $\ln(t) = t'$. Коэффициенты a' и b были найдены методом наименьших квадратов. Параметры a' и b искомой регрессии подобраны из условия:

$$S(a', b) := \sum_{i=1}^n (s'_i - \hat{s}'_i)^2 = \sum_{i=1}^n (s'_i - a't_i - b)^2 \rightarrow \min, \quad (2)$$

где \hat{s}'_i – регрессионные значения.

Для этого воспользуемся необходимым условием экстремума функции двух переменных:

$$\begin{cases} \frac{\partial S}{\partial a'} = 0, \\ \frac{\partial S}{\partial b} = 0. \end{cases}$$

Получим:

$$\begin{cases} \frac{\partial S}{\partial a'} = 2 \sum_{i=1}^2 (s'_i - a't_i - b)(-t_i) = 0, \\ \frac{\partial S}{\partial b} = 2 \sum_{i=1}^2 (s'_i - a't_i - b)(-1) = 0. \end{cases}$$

Приведём эту систему двух линейных неоднородных уравнений с двумя неизвестными к нормальному виду, когда неизвестные находятся в левой, а известные слагаемые в правой части уравнений:

$$\begin{cases} a' \sum_{i=1}^n t_i^2 + b \sum_{i=1}^n t_i = \sum_{i=1}^n t_i s'_i, \\ a' \sum_{i=1}^n t_i + b * n = \sum_{i=1}^n s'_i. \end{cases}$$

Решить её можно методами исключения неизвестных, обратной матрицы или по формулам Крамера. После решения системы коэффициенты a' и b могут быть вычислены следующим образом:

$$a' = \frac{\sum_{i=1}^n s'_i \sum_{i=1}^n t_i^2 - \sum_{i=1}^n t_i \sum_{i=1}^n t_i s'_i}{n \sum_{i=1}^n t_i^2 - \sum_{i=1}^n t_i \sum_{i=1}^n t_i};$$

$$b = \frac{n \sum_{i=1}^n t_i s'_i - \sum_{i=1}^n t_i \sum_{i=1}^n s'_i}{n \sum_{i=1}^n t_i^2 - \sum_{i=1}^n t_i \sum_{i=1}^n t_i}.$$

Для расчётов значений коэффициентов линейного уравнения по методу наименьших квадратов использовалась функция «ЛИНЕЙН» ПО MS Excel.

Из $\ln(a) = a'$ был получен коэффициент $a = ea'$.

После нахождения коэффициентов было составлено уравнение парной степенной регрессии, позволяющее найти неизвестные значения ледовитости с помощью имеющихся данных СГДМ, начиная с 1882 г.

После проведения расчётов для оценки тесноты связи между рядами фактических и расчётных значений уравнение парной степенной регрессии было применено для периода с известными значениями среднезимней ледовитости и в

период с 1978 по 2020 гг. (когда наблюдения за ледяным покровом осуществлялись на основе спутниковой информации) была определена средняя абсолютная ошибка от площади акватории:

$$A = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{|S_i - S_T|}{S_{\text{акв.}}} * 100\% \quad (3)$$

где: S_i – фактическое значение ледовитости;

S_T – расчётное значение.

Средняя абсолютная ошибка от площади акватории составила 4 % (при исключении экстремальных сезонов – 3,5 %). Следует уточнить, что оценить точность подобных данных затруднительно, в связи с чем восстановление значений ледовитости за период с 1882 по 1929 гг. следует квалифицировать, как качественное.

При анализе пространственно-временных характеристик исследуемого ряда и выделения трендов повышения и понижения ледовитости было исключено действие случайных факторов. Для этих целей, используя метод Кайзера-Бесселя, в основе которого лежит аппроксимация «окном Кайзера» [79] вида:

$$\omega_k(t) = \frac{S(\beta\sqrt{1-[2t/(T-1)]^2})}{S(\beta)}, \quad -\left(\frac{T-1}{2}\right) \leq t \leq \frac{T-1}{2}, \quad (4)$$

где: S – площадь ледяного покрова в процентах;

T – исследуемые года (нечетное число);

ω_k – частотная характеристика квазипериодического дискретного ряда.

Для исходного ряда ледовитости был построен эмпирический сглаженный ряд. Расчеты производились с помощью размещенного в открытом доступе (www.shipdesign.ru⁴) программного комплекса Mario, разработанного в СахГУ [76]. Среднеквадратичные отклонения сглаженного ряда от исходного отображены в таблице 2.

⁴ Научно-инженерное общество судостроителей имени Алексея Николаевича Крылова подсекция мореходных качеств судов в штормовых условиях Сахалинское отделение. – URL: Морское и корабельное дело. Ship Design & Naval Architecture, Marine Sciences & Computational Fluidmechanics

Малую степень разброса значений сглаженного ряда ледовитости относительно исходного ряда подтверждает суммарное значение коэффициента вариаций равное 2,31 %. Выявленные периоды колебаний сглаженного ряда исследовались на экстремумы.

Таблица 2

Отклонения сглаженного ряда от исходного ряда ледовитости

Годы	Среднее значение ряда ледовитости	Среднее значение сглаженного ряда	Средне квадратичное отклонение	Коэффициент вариации, %
1882–1896	37,2	37,7	0,06	0,16
1896–1909	35,8	35,8	0,04	0,13
1909–1920	35,1	35,7	0,09	0,27
1920–1944	39,3	38,7	0,07	0,19
1944–1974	33,5	33,8	0,09	0,29
1974–1985	31,4	31,4	0,1	0,34
1985–1994	33,3	32,1	0,1	0,35
1994–1998	30,2	30,3	0,03	0,13
1998–2008	29,2	28,8	0,06	0,21
2008–2020	27,9	28,2	0,06	0,24
				$\Sigma = 2,31$

Методом наименьших квадратов, аппроксимируя основные полупериоды кусочно-линейными трендами, были определены диапазоны значений ледовитости и соответствующих лет с помощью системы:

$$\begin{cases} a \sum_{i=1}^n t_i^2 + b \sum_{i=1}^n t_i = \sum_{i=1}^n t_i S_i \\ a \sum_{i=1}^n t_i + bn = \sum_{i=1}^n S_i \end{cases}, \quad (5)$$

где: S_i – значение ледовитости;

t_i – значение соответствующих лет;

n – число исследуемых точек полупериода.

2.2.2. ТИПИЗАЦИЯ ЗИМ ПО СУРОВОСТИ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ

Для характеристики ежегодной суровости ледовых условий применялась методика количественной классификации В. А. Спичкина [89] по значениям

аномалий ледовитости. В качестве критерия использовалась величина σ (среднеквадратическое отклонение). Среднеквадратическое отклонение – статистическая характеристика распределения случайной величины, показывающая среднюю степень разброса значений величины относительно математического ожидания. Ранжирование сезонов осуществлялось по пяти градациям. Значение 1.2σ служит границей крупной положительной или отрицательной аномалии. При принятом диапазоне 0.8σ , было выделено пять типов зим: +ОКР – очень крупная положительная аномалия ($\geq 1,2 \sigma$), +КР – крупная положительная аномалия (от $>0,4 \sigma$ до $<1,2 \sigma$), Н – около нормы (от $>-0,4 \sigma$ до $<0,4 \sigma$), –КР – крупная отрицательная аномалия (от $>-1,2 \sigma$ до $<-0,4 \sigma$) и -ОКР – очень крупная отрицательная аномалия ($\leq -1,2 \sigma$) [33].

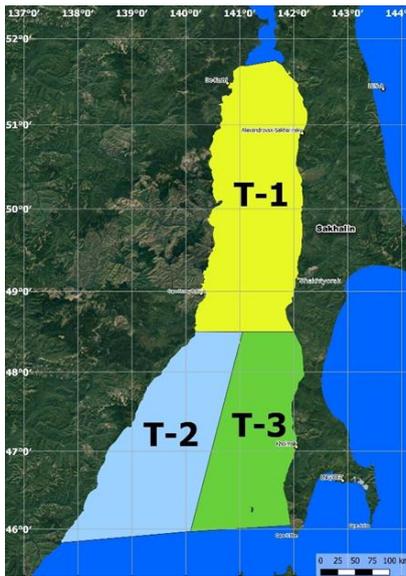
2.2.3. РАЙОНИРОВАНИЕ ПО ЛЕДОВО-ГЕОГРАФИЧЕСКИМ ПРИЗНАКАМ

А. Г. Петровым выполнено районирование акватории Татарского пролива по характеру формирования ледяного покрова в суровые по ледовым условиям годы [56]. В данной работе исследование ледового режима Татарского пролива в отдельных зонах выполнено на основе районирования акватории Японского моря, изложенного в работе И. Г. Минервина с соавторами [49]. В основу иерархической типологии легли такие ледово-географические признаки, как местоположение границ распространения ледяного покрова, выделение областей различной толщины льда и степени его деформации на основе анализа причинно-следственных связей. Предлагаемый подход [90] позволяет мозаично компоновать ледовые районы, в пределах которых характеристики ледяного покрова существенно различаются на всех стадиях жизненного цикла массива льда.

На первом уровне классификации определяющей величиной пространственного масштаба является площадь ~ 500 тыс. км² и соответствующий ей климатический временной масштаб. Такие выделенные области в свою очередь состоят из ледовых районов второго уровня, в которых отмечаются процессы и явления пространственных масштабов от 50 тыс. до 500 тыс. км² при сезонном

временном масштабе. К третьему уровню относят ледовые зоны, имеющие пространственный масштаб от 5 до 50 тыс. км² и сезонный и синоптический временные масштабы.

Таким образом, вся северная часть Японского моря от южной границы 41°22' с.ш. причисляется к ледовой области первого уровня, площадью 373,3 тыс. км². Она делится на два ледовых района второго уровня: Татарский пролив и северную часть Японского моря.



Татарский пролив (рис. 1), площадью 107,5 тыс. км² включает в себя три ледовые зоны, отличающиеся своеобразными ледово-географическими и гидрологическими условиями: северную (Т-1, площадь 42,4 тыс. км²); юго-западную (Т-2, площадь 34,4 тыс. км²); юго-восточную (Т-3, площадь 30,7 тыс. км²) [49]. При данном подходе районирования учитываются неоднородности ледяного покрова определенного пространственного и временного масштаба.

Рис. 1. Схема районирования Татарского пролива

2.2.4. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ФАЗ ЛЕДОВОГО СЕЗОНА

Совокупность закономерно повторяющихся процессов возникновения, развития и разрушения ледяных образований на водных объектах определяют фазы ледового режима. В качестве характеристики, определяющей дату перехода между фазами ледового сезона, выбрана производная ледовитости, отражающая скорость роста или снижения площади льда. На стадии интенсивного ледообразования (рис. 2) значение производной является устойчиво положительным (за исключением кратковременных снижений в периоды воздействия циклонической деятельности). Переход к стадии максимального развития происходит при устойчивом снижении значения производной до 0 +–5%.

Стадия разрушения наступает при устойчивом переходе значения производной к отрицательным значениям.

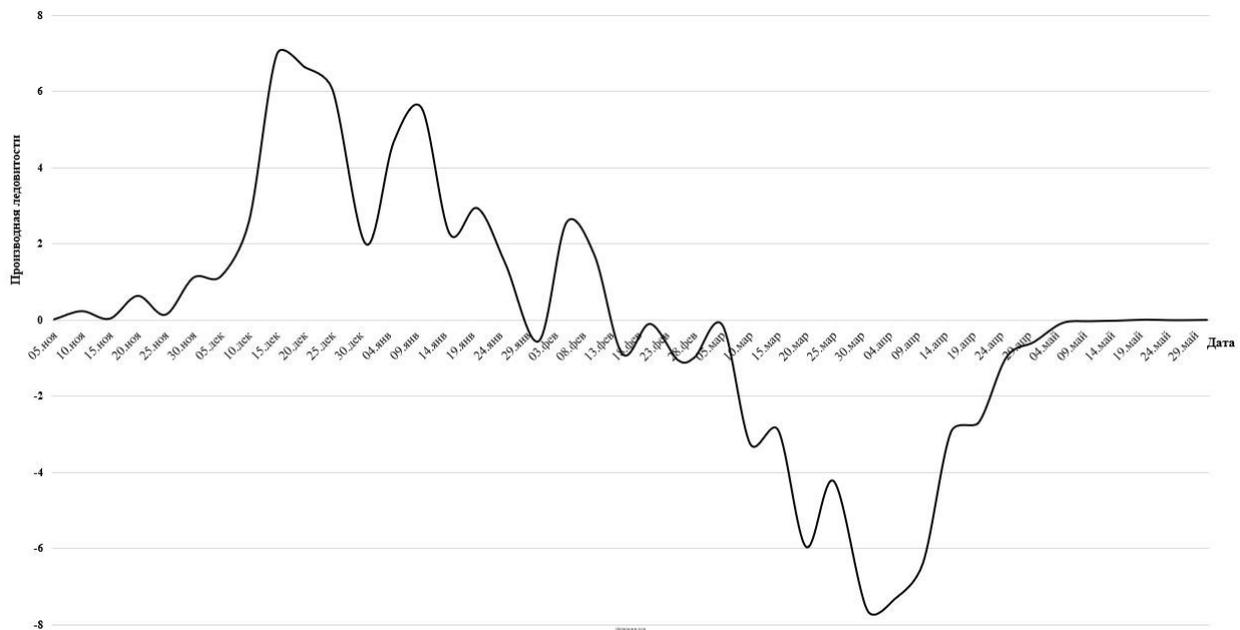


Рис. 2. График производной ледовитости

2.2.5. РАСЧЁТ ТОЛЩИНЫ И ОБЪЁМА ЛЬДА В ПЕРИОД МАКСИМАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

Для дешифрирования возраста льда была использована коллекция ежедневных снимков поверхности Земли в видимом диапазоне со спектрорадиометра MODIS (пространственное разрешение 250 м * 250 м) базы данных НИЛ ДЗЗ САХГУ и РАН (рис. 3). Для расчёта площади ледяного покрова использован архив пентадных (раз в пять дней) карт-схем ледяного покрова Охотского и Японского морей Japan Meteorological Agency (JMA) (рис. 4 слева).

В процессе обработки спутниковых снимков видимого диапазона (комбинация каналов 1–2–1) в условиях безоблачной или малооблачной погоды ледовым экспертом с помощью программного комплекса ArcGIS Desktop 10 по дешифровочным признакам определялись границы зон доминирующего возраста льда на 15 февраля и 15 марта для ледовых сезонов с 2000 по 2020 гг. (рис. 4 слева). С начала периода спутниковых наблюдений (с 1971 по 2000 гг.) снимки

видимого диапазона представлялись в черно-белом формате, что делало невозможным детальное дешифрирование ледяного покрова.

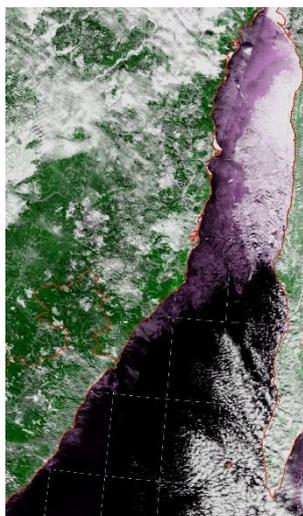


Рис. 3. Пример снимка со спутника Terra для дешифрирования границ зон льда различного возраста за 15 февраля 2003 г.

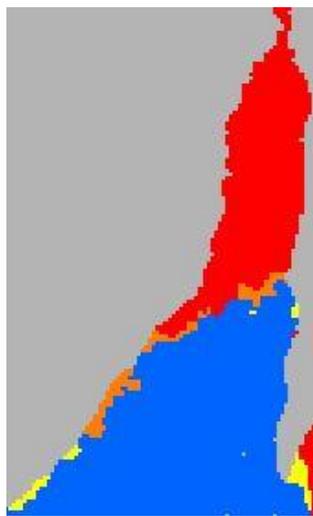
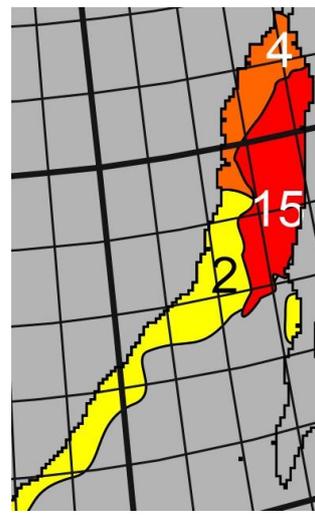


Рис. 4. Пример карты-схемы ледяного покрова из коллекции JMA (слева) и цветовые маски для выделенных зон доминирующего возраста льда (справа) за 15 февраля 2003 г.



Каждая зона закрашивалась соответствующей цветовой маской (рис. 4 справа). В выделенных зонах, согласно международной символике для оперативных морских ледовых карт, определялось соотношение в баллах (1/10) трёх основных (доминирующих) возрастных характеристик льда [54] и, с учётом их частной сплоченности, рассчитывалась средневзвешенная толщина льда по формуле:

$$H_{лз} = \frac{\sum_{i=1}^n (H_{si} * C_{si})}{\sum_{i=1}^n C_{si}} \quad (6)$$

где: $H_{лз}$ – средневзвешенная толщина льда ледовой зоны;

H_{si} – средняя толщина льда определенной возрастной стадии;

C_{si} – частная сплоченность льда данной возрастной стадии в выделенной ледовой зоне;

n – количество возрастных стадий в выделенной зоне.

Цветовая маска выделенных зон переносилась на соответствующую карту-схему ледяного покрова JMA и с помощью разработанного в СахГУ программного комплекса «ЛЁД» (позволяющего вычислять площади замкнутых

фигур любой конфигурации в пределах заданной акватории) рассчитывалась площадь ледяного покрова каждой зоны с учётом его сплоченности [50, 87]. Далее с учётом средневзвешенной толщины выделенных зон вычислялся объём льда в регионах первого иерархического уровня [49]. Аналогичным образом определялась торосистость ледовых зон. Для расчётов были приняты следующие опорные значения толщины льда доминирующего возраста: светлый нилас – 2,5 см; тёмный нилас – 7,5 см, серый лёд – 12,5 см, серо-белый лёд – 22,5 см, тонкий однолетний лёд – 50 см, тонкий однолетний лёд первой стадии – 40 см, тонкий однолетний лёд второй стадии – 60 см, однолетний лёд средней толщины – 95 см [54]. Определение толщины доминирующих льдов производилось ледовым экспертом с учётом интенсивности развития ледовых процессов в каждой зоне посредством типизации зим по аномальности ледовых условий для каждого текущего и предыдущего месяца.

Поскольку число сочетаний комбинаций льда различных возрастов ограничено, то процесс расчета средневзвешенной толщины льда представляется в значительной степени формализованным. Пример расчета средневзвешенной толщины для основных сочетаний трех доминирующих в зоне возрастов льда приведен в таблице 3.

Для каждой ледовой зоны был введен коэффициент деформации (торосистости) льда, рассчитанный по формуле [19]:

$$H_{it} = h_i + 0,25h_iT \quad (7)$$

где: H_{it} – средневзвешенная толщина льда с учётом деформации (торосистости);

h_i – средневзвешенная толщина ледовой зоны;

T – торосистость ледовой зоны (в баллах, согласно [54]).

Согласно руководству [84], ледовый эксперт может определять возрастные характеристики льда с точностью до 1 балла (1/10). Таким образом, анализ расчётных данных, приведенных в табл. 3, позволяет заключить, что ошибка вычисления средневзвешенной толщины льда в зоне молодых льдов составит ± 1 – 2 см. Максимальная ошибка расчёта в зоне однолетнего льда составит ± 5 – 6 см. Из практики наблюдений известно, что доля не деформированного однолетнего льда,

даже в самые суровые зимы, редко превышает 10–15 % от площади всего ледяного покрова. Следовательно, ошибка расчёта средневзвешенной толщины ледяного покрова не будет превышать ± 3 –4 см. Таким образом, суммарная ошибка расчёта объёма льда по трем доминирующим возрастным характеристикам не будет превышать 3 % [130].

Таблица 3

**Средневзвешенная толщина ледовых зон
для разных возрастных стадий (см)**

	Символика ледовой зоны начальных видов льда и ниласа	$\begin{matrix} 10 \\ 19 \\ 21 \\ X \end{matrix}$	$\begin{matrix} 10 \\ 37 \\ 21 \\ X \end{matrix}$	$\begin{matrix} 10 \\ 55 \\ 21 \\ X \end{matrix}$	$\begin{matrix} 10 \\ 73 \\ 21 \\ X \end{matrix}$
	Толщина зоны	3	4	5	6
Молодые льды	Символика ледовой зоны серого льда	$\begin{matrix} 10 \\ 19 \\ 42 \\ X \end{matrix}$	$\begin{matrix} 10 \\ 37 \\ 42 \\ X \end{matrix}$	$\begin{matrix} 10 \\ 55 \\ 42 \\ X \end{matrix}$	$\begin{matrix} 10 \\ 73 \\ 42 \\ X \end{matrix}$
	Толщина зоны	8	9	10	11
	Символика ледовой зоны серо-белого льда	$\begin{matrix} 10 \\ 181 \\ 542 \\ X \end{matrix}$	$\begin{matrix} 10 \\ 352 \\ 542 \\ X \end{matrix}$	$\begin{matrix} 10 \\ 532 \\ 542 \\ X \end{matrix}$	$\begin{matrix} 10 \\ 721 \\ 542 \\ X \end{matrix}$
	Толщина зоны	13	14.5	16.5	19
Однолетние льды	Символика ледовой зоны однолетнего тонкого льда	$\begin{matrix} 10 \\ 181 \\ 754 \\ X \end{matrix}$	$\begin{matrix} 10 \\ 352 \\ 754 \\ X \end{matrix}$	$\begin{matrix} 10 \\ 532 \\ 754 \\ X \end{matrix}$	$\begin{matrix} 10 \\ 721 \\ 754 \\ X \end{matrix}$
	Толщина зоны	24	29	34	41
	Символика ледовой зоны однолетнего среднего льда	$\begin{matrix} 10 \\ 181 \\ 175 \\ X \end{matrix}$	$\begin{matrix} 10 \\ 352 \\ 175 \\ X \end{matrix}$	$\begin{matrix} 10 \\ 532 \\ 175 \\ X \end{matrix}$	$\begin{matrix} 10 \\ 721 \\ 175 \\ X \end{matrix}$
	Толщина зоны	52	58	67	79
	Символика ледовой зоны однолетнего толстого льда	$\begin{matrix} 10 \\ 181 \\ 417 \\ X \end{matrix}$	$\begin{matrix} 10 \\ 352 \\ 417 \\ X \end{matrix}$	$\begin{matrix} 10 \\ 532 \\ 417 \\ X \end{matrix}$	$\begin{matrix} 10 \\ 721 \\ 417 \\ X \end{matrix}$
	Толщина зоны	96	102.5	113.5	129

2.2.6. ОЦЕНКА ВЕРОЯТНОСТИ ВСТРЕЧИ СО ЛЬДОМ

Расчёт вероятности встречи со льдом выполнен за период стандартной климатической нормы с 1991 по 2020 гг. с помощью программного комплекса

«ЛЕД» [87] на основе данных наблюдений спутниковых микроволновых радиометров, которые публикует JMA (<http://www.data.jma.go.jp>).

Для получения карты распределения вероятности встречи со льдом предварительно задаются диапазоны градации значений вероятности и производится обработка коллекции архивных растровых карт-схем JMA.

Примем следующие диапазоны градаций значений вероятности:

$$0 < p \leq 0,1$$

$$0,1 < p \leq 0,2$$

...

$$0,9 < p \leq 1,0$$

Так же создаётся двумерный массив (матрица) размерностью m на n , где m – ширина раstra, n – высота раstra в пикселях. Все элементы массива a_{ij} заполняются начальными значениями 0, в случае если пиксель соответствует акватории, или -1 , в случае если пиксель не должен обрабатываться (соответствует суше или надписям карты).

После заполнения массива начальными значениями, происходит последовательная обработка карт-схем: пиксели каждой карты проверяются поочередно по строкам и столбцам. В случае, если пиксель a_{ij} принадлежит морскому льду, то значение соответствующего элемента массива a_{ij} увеличивается на один. После обработки всех карт-схем значения массива больше 0 делятся на количество карт-схем в коллекции. В итоге получается двумерный массив распределения вероятности встречи со льдом.

После получения двумерного массива происходит последовательный обход его элементов по строкам и столбцам. Для идентификации точек границ полигона, содержащего значения вероятности, принадлежащие одному диапазону вероятности, в цикле производится поочерёдное сравнение смежных значений элементов массива в строках и столбцах. В процессе перебора выделяются пары элементов, подходящие под условие наличия границы полигона – значение одного элемента входит в диапазон вероятности, другого соответственно не

входит. Таким образом, происходит вычисление начальных точек полигонов, соответствующих угловым точкам пикселей растра.

В случае, если граница установлена, применяется алгоритм обхода элементов массива [100] для получения последовательного списка декартовых координат всех точек полигона, содержащего элементы, принадлежащие одному диапазону градаций вероятности.

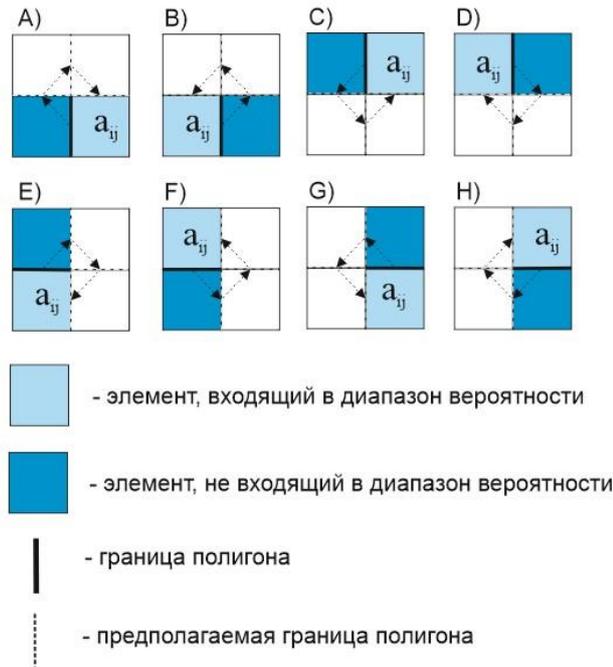


Рис. 5. Принцип поиска точек полигона, содержащего значения вероятности, принадлежащие одному диапазону вероятности, в соответствии с вариантами расположения пары элементов массива

Последовательно производится перебор смежных элементов в соответствии с вариантом расположения пары элементов – в одной строке (A, B, C, D) или в одном столбце (E, F, G, H), элемента a_{ij} , принадлежащего диапазону вероятности – слева (A, C), справа (B, D), сверху (E, G) или снизу (F, H), а также области поиска границы – вверху (A, B) или внизу (C, D), справа (E, F) или слева (G, H) (рис. 5). Обход смежных точек производится по или против часовой стрелки в зависимости от перечисленных условий. Операции поиска производятся циклично до момента нахождения всех точек полигона. Все обнаруженные точки полигона исключаются из дальнейшей проверки во избежание лишних расчётов.

Аналогично производится построение других полигонов на всей исследуемой акватории для всех диапазонов градаций вероятности.

На последнем этапе происходит конвертация списков декартовых координат полигонов в географические в полярной стереографической проекции, соответствующей картам-схемам JMA. На основе полученных полигонов формируются полигональные SHP-файлы, совместимые с QGIS, при этом в полигоны включается числовой атрибут значения верхней границы соответствующего диапазона вероятности (от 0 до 1). SHP-файлы приводятся к проекции WGS-84. В QGIS производится цветовая классификация полигонов по значению атрибута вероятности.

Статистические характеристики вероятности встречи со льдом рассчитывались на основе обработки 30-летнего ряда наблюдений на 15 число каждого месяца в период с декабря по апрель по формуле:

$$V=N/n * 100\% \quad (8)$$

где: N – число случаев с наличием льда на маршруте;
 n – количество наблюдений (30 лет).

Средневзвешенная толщина льда в зонах различной вероятности встречи со льдом рассчитывалась ледовым экспертом при дешифрировании спутниковых снимков в видимом диапазоне на основе весовых соотношений толщин трёх доминирующих возрастных характеристик льда с учётом деформации ледяного покрова [131].

Для верификации и анализа расчётных данных дополнительно привлекался авторский архив спутниковых снимков ледяного покрова в видимом диапазоне, а также результаты анализа комплексных гидрометеорологических исследований, выполненных в разное время в Татарском проливе [19].

Для оценки вероятности встречи со льдом в период с 1961 по 1990 гг. были проанализированы ежедекадные карты границ распространения льда Японского моря, полученные по материалам ледовых авиаразведок, попутных судовых наблюдений, береговых морских гидрометеостанций и спутниковой информации

и опубликованные в Атласе основных параметров ледяного покрова Японского моря [117].

Для оценки динамики изменчивости границ распространения ледяного покрова различной вероятности в период двух стандартных климатических норм изолинии вероятности встречи со льдом были перенесены в среду геоинформационной системы для визуализации и последующего анализа.

ГЛАВА 3. ОСОБЕННОСТИ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА

3.1. МНОГОЛЕТНИЕ КОЛЕБАНИЯ ЛЕДОВИТОСТИ

В ряду межгодовой динамики изменения ледовитости Татарского пролива в период с 1882 по 2020 гг. определены значимые тренды при уровне доверительной вероятности 95 % с положительной (1896–1909, 1920–1944, 1974–1985 и 1994–1998 гг.) и отрицательной (1909–1920, 1944–1974, 1985–1994 и 1998–2008 гг.) динамикой изменчивости, продолжительность которых варьирует от 5 лет до 31 года. Крайние линейные тренды не поддаются корректному определению [26]. Наклон общего линейного тренда ледовитости за 139 год составил 11 %.

Сравнительный анализ долгопериодных колебаний ледовитости Татарского пролива и Охотского моря установил их синфазность только на отдельных временных участках: 1896–1913 гг. и 1985–1994 гг. (рис. 6 и 7) [62]. Общая тенденция понижения ледовитости в Татарском проливе в современный период потепления проявилась на пять лет позднее чем в Охотском море (с 1985 г.) [26].

Размах колебаний ледовитости в Татарском проливе за исследуемый период составил 42 %. Максимальное значение зафиксировано в 1951 г., а минимальное – в 1991 г., соответственно 56 и 14 %. Скорость уменьшения сезонной ледовитости в течение всего исследуемого периода составила 0,8 % за 10 лет. Из чего следует, что скорость общей тенденции уменьшения площади ледяного покрова в Татарском проливе в два раза меньше, чем в Охотском море, что вполне объяснимо географическим положением и морфометрией этих акваторий [61].

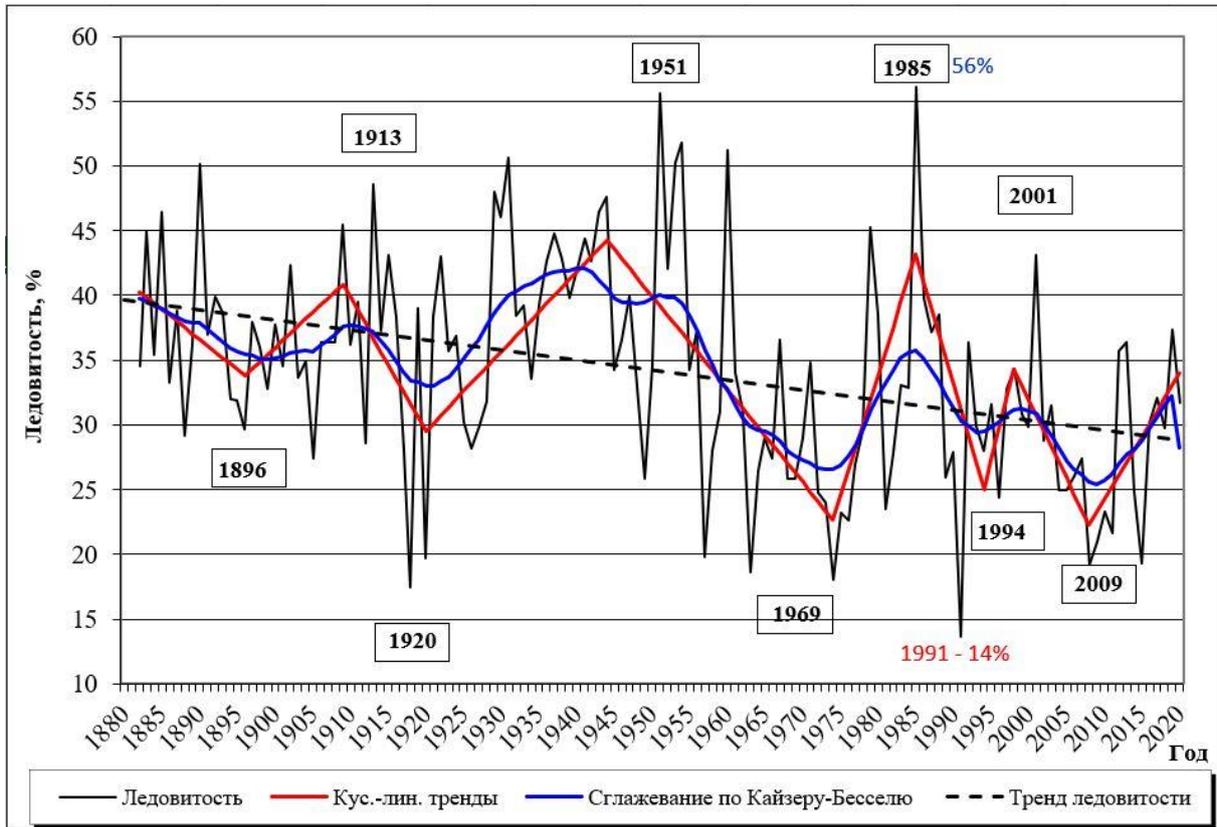


Рис 6. Многолетние вариации ледовитости в Татарском проливе с 1882 по 2020 гг.

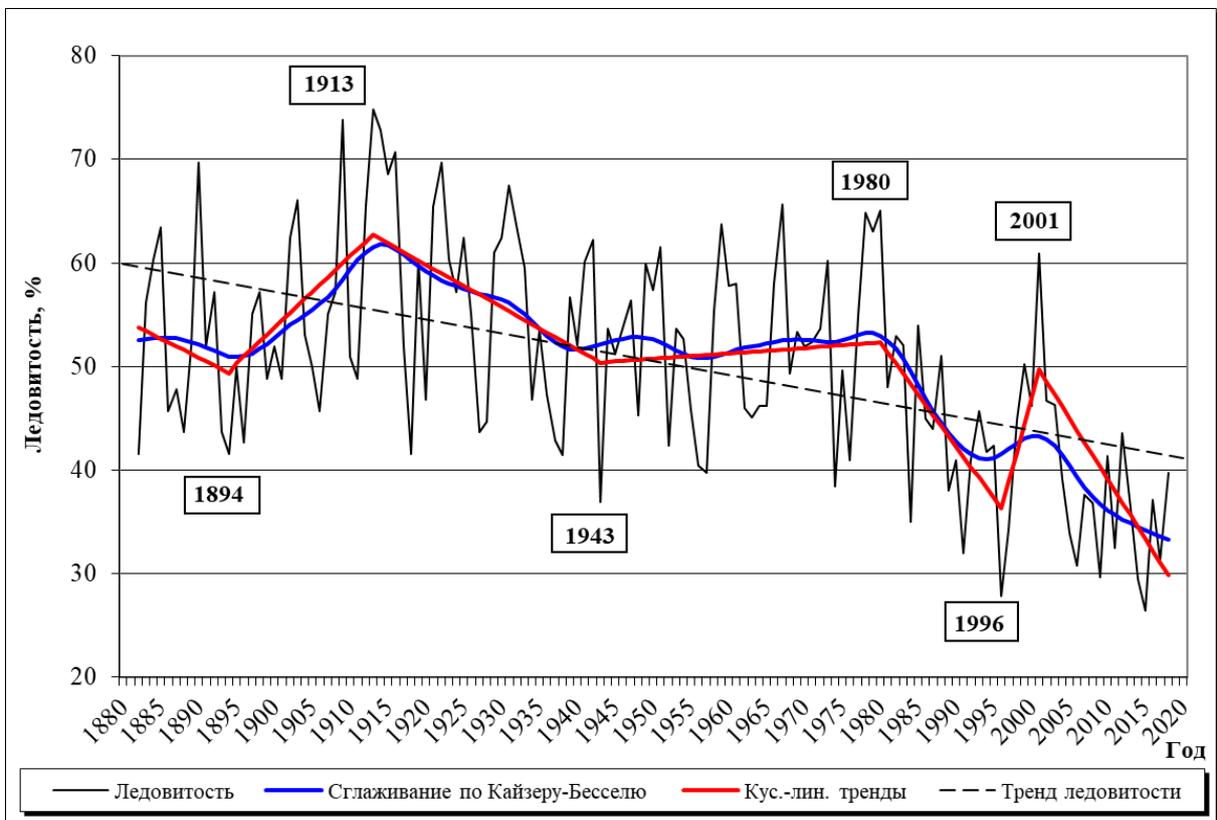


Рис 7. Многолетние вариации ледовитости в Охотском море с 1882 по 2020 гг. [100]

Для оценки тесноты связи между рядами фактических и восстановленных значений была определена средняя абсолютная ошибка от площади акватории по формуле:

$$A = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{|S_i - ST|}{S_{\text{акв.}}} * 100\%, \quad (1)$$

где: S_i – фактическое значение ледовитости;

ST – расчётное значение (восстановленное).

Среднее отклонение расчётного (восстановленного) ряда ледовитости от фактического составляет 4 % (при исключении экстремальных сезонов – 3,5 %). Отклонения со значением более 8 % наблюдаются в зимы, находящиеся на краях классификационной шкалы по суровости ледовых условий (рис. 8).

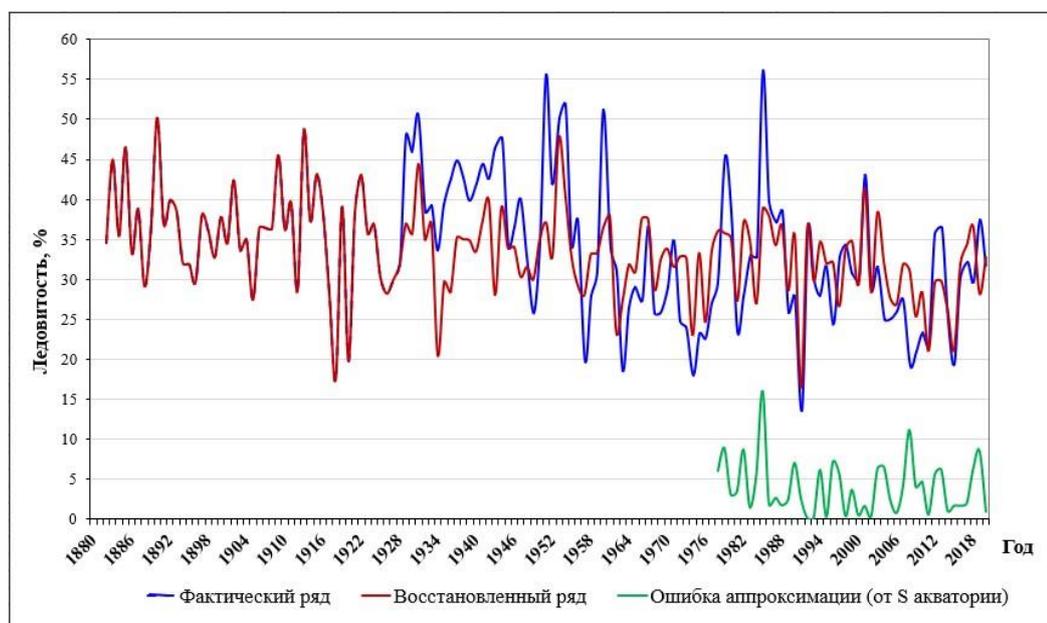
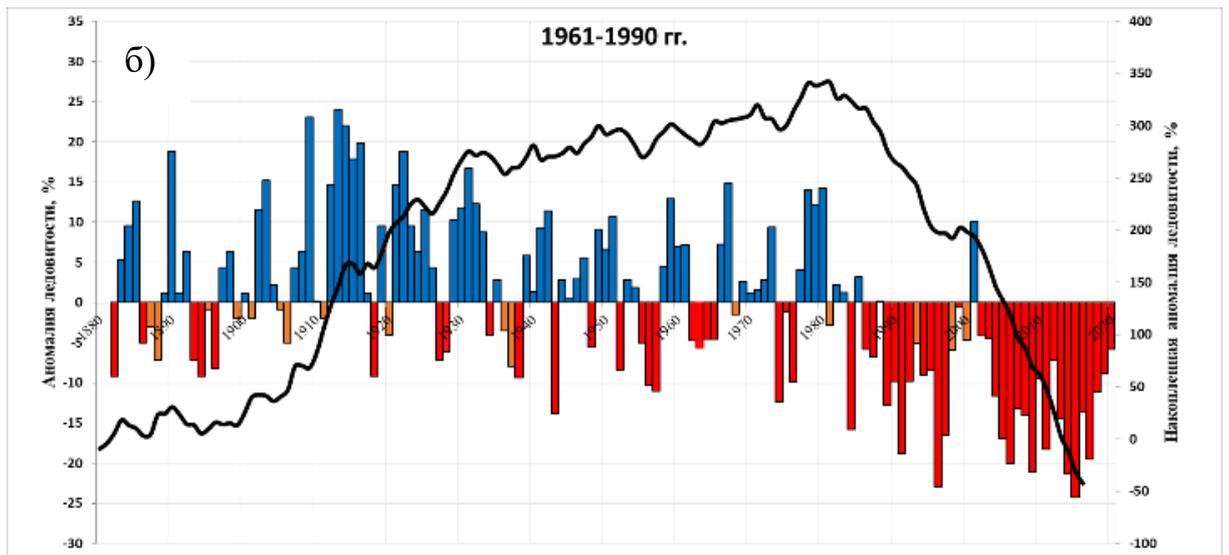
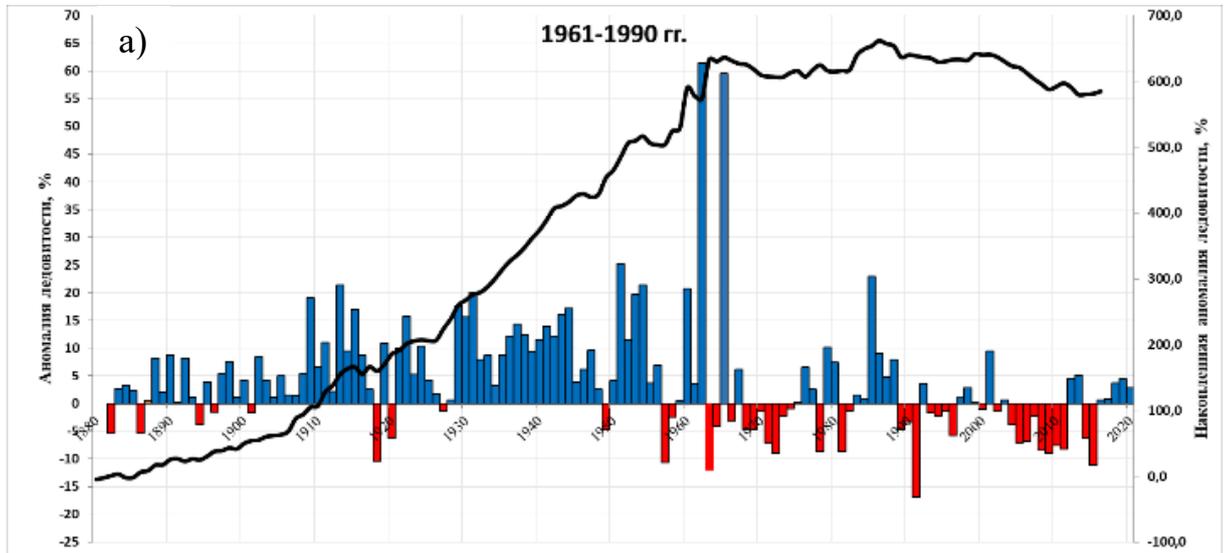


Рис 8. Сравнение фактического и восстановленных рядов и ошибки аппроксимации

Изменения многолетнего хода аномалий ледовитости наглядно представлены на интегральных кривых, которые рассчитывались последовательным алгебраическим сложением значений аномалий ледовитости (рис. 9) [20]. На рисунке 9 (а и в) приведены интегральные кривые, вычисленные для Татарского пролива относительно разных климатических норм: стандартной опорного периода – период 1961–1990 гг. и новой стандартной климатической нормы – 1991–2020 гг., соответственно. На этих кривых отчётливо выделяются

два этапа: начиная с 1910 г. наблюдается рост с постоянным коэффициентом отношения накопленной аномалии ледовитости к временному интервалу, который достигает максимальных значений к началу 1960-х годов и далее переходит в квазиизостатидный процесс.



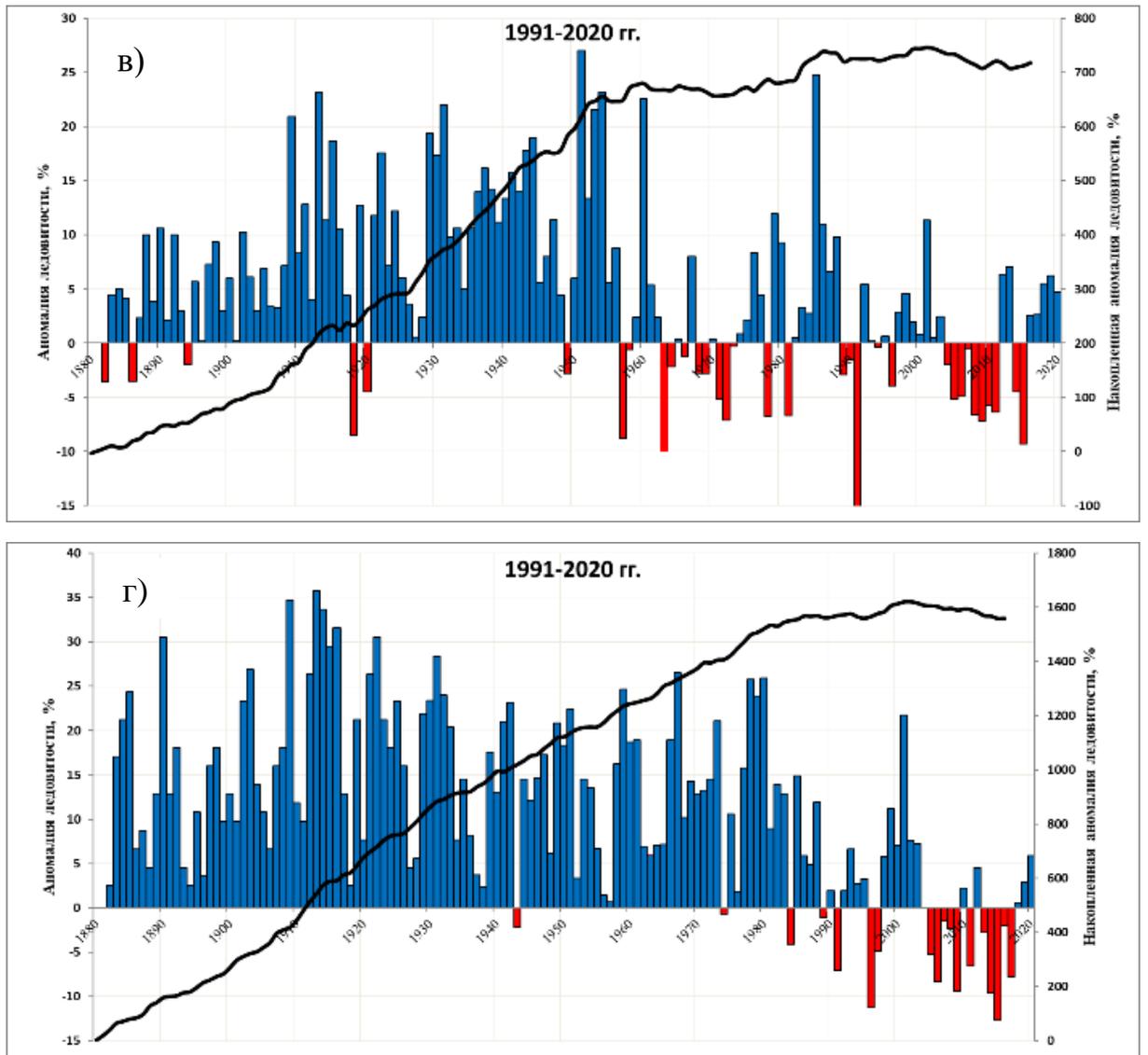


Рис. 9. Интегральные кривые аномалий ледовитости в Татарском проливе (а, в) и в Охотском море (б, г), рассчитанные по стандартной опорной климатической норме 1961–1990 гг. и стандартной климатической норме 1991–2020 гг.

Следует подчеркнуть, что в случае Татарского пролива, отсутствует какая-либо зависимость хода интегральной кривой от выбранной для расчёта нормы. Однако, для Охотского моря это оказалось неочевидным (рис. 9 б, г). Так на рисунке 9 б приведена интегральная кривая, рассчитанная по стандартной опорной климатической норме 1961–1990 гг., которую можно разделить на три характерных этапа. Начиная с 1910 по 1980 гг. наблюдается подъём с различными коэффициентами отношения накопленной аномальной ледовитости к временному интервалу (с 1910 по 1930 гг. значение коэффициента в 1,7 раза выше, чем в период с 1930 по 1980 гг.). Начиная с 1980 г. по настоящее время отмечается

резкий спад с коэффициентом в 1,5 раза превышающим по абсолютной величине коэффициент подъема в интервале с 1910 по 1930 гг. Применяя новую норму (рис. 9 г), получаем совершенно другой ход интегральной кривой. На ней можно выделить только два характерных этапа: равномерный подъем с 1882 г. до 1990 г. с переходом в изостадию, продолжающуюся по настоящее время.

3.2. ВЛИЯНИЕ АМУРА НА ФОРМИРОВАНИЕ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА

Сравнительный анализ вариаций ледовитости в Татарском проливе и Охотском море позволяет выдвинуть гипотезу о том, что влияние Амура на формирование ледового режима Татарского пролива может быть более значимо, чем предполагалось ранее, а причиной изменения характера долгопериодных колебаний ледовитости пролива является зарегулированность стока р. Амур [13, 38].

Известно, что строительство гидроэлектростанций (ГЭС) на крупных реках оказывает существенное влияние на водный режим и внутригодовое распределение стока. К таким водным объектам отнесена река Амур, входящая в десятку крупнейших рек мира и занимающая третье место по длине и четвертое место по площади водосбора и водности среди рек Сибири. После начала эксплуатации Зейской ГЭС в середине 1970-х гг. годовая амплитуда колебаний уровня воды у с. Богородского снизилась на 0,6 м [38]. В 2011 г. введена на полную мощность крупнейшей в Российской Федерации Бурейская ГЭС (заполнение водохранилища было осуществлено в 2003 г.), а в 2017 г. – Нижне-Бурейская ГЭС. Из чего следует, что зарегулированность стока реки Амур в последние десятилетия существенно повысилась. В работах В. М. Пищальника с соавторами [57, 60] на основе моделирования сезонных вариаций океанографических параметров и циркуляции вод на сахалинском шельфе предложен механизм блокирования теплых и распресненных вод в Сахалинском заливе в период осенней интенсификации Восточно-Сахалинского течения.

Результатом блокирования является перераспределение стока амурских вод в акваторию Татарского пролива, что приводит к распреснению поверхностного слоя вод вплоть до 48° с.ш. (рис. 10).

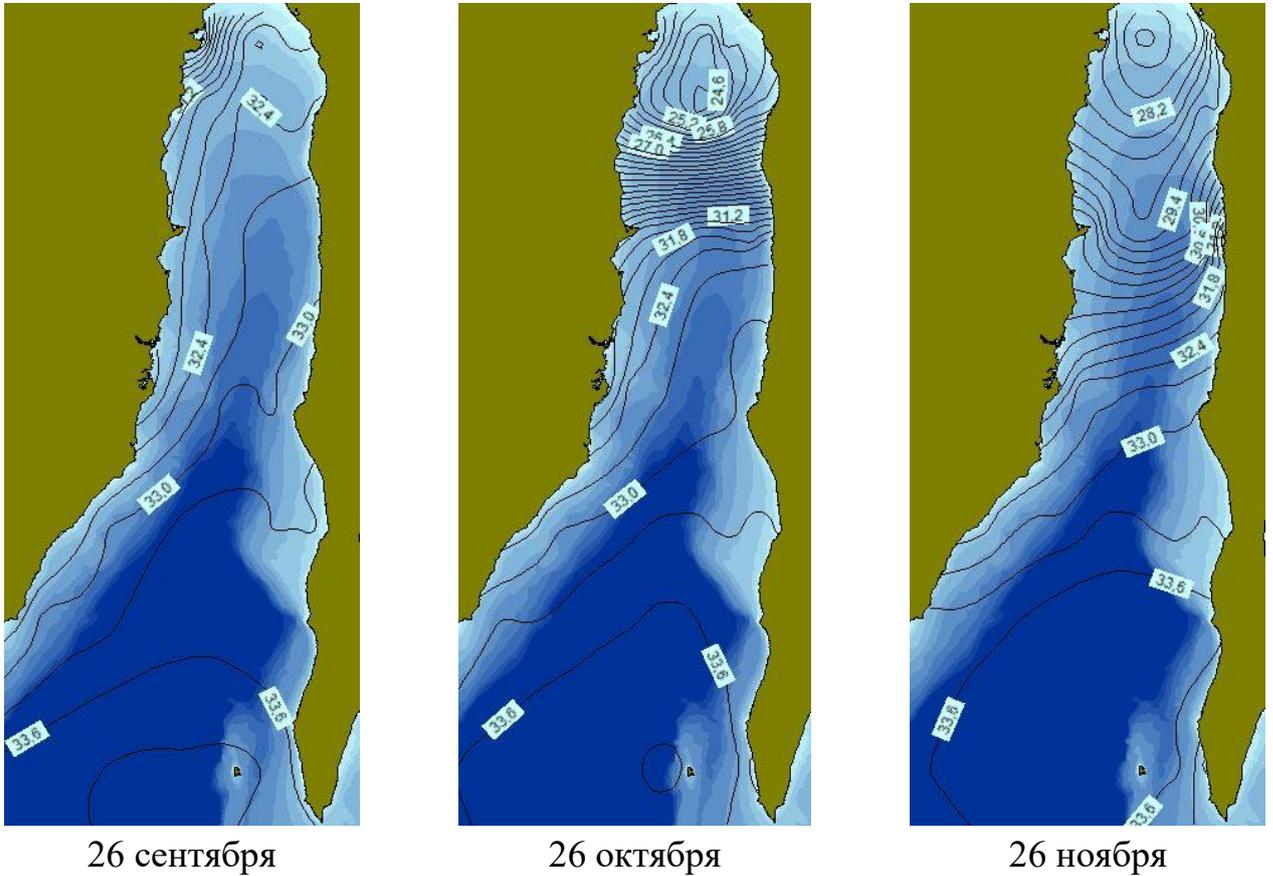


Рис. 10 а. Распределение солёности воды (‰) в Татарском проливе на горизонте 0 м по средним многолетним данным

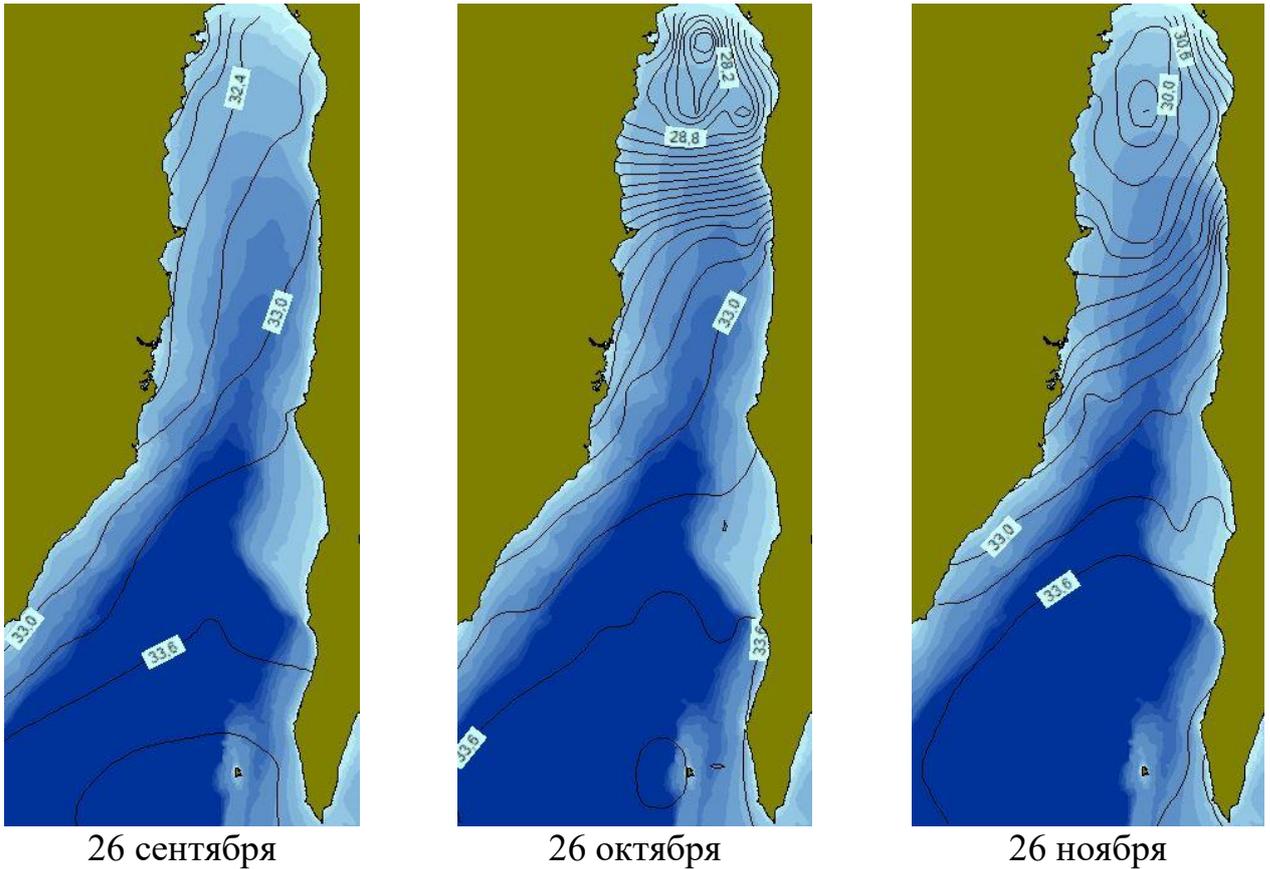


Рис. 10 б. Распределение солёности воды (‰) в Татарском проливе на горизонте 10 м по средним многолетним данным

Процесс распреснения поверхностного слоя (0–10 м) отчётливо прослеживается по средним многолетним картам пространственного распределения солёности воды с месячной дискретностью, построенным с помощью электронного атласа сахалинского шельфа «Атлас-2018» [88, 100] (рис. 10 а, б). Южной границей проникновения (распространения) амурских вод в Татарский пролив в сентябре-декабре можно считать местоположение изогалины 34.0 ‰, т.к. оно сохраняется неизменным [88, 60].

Колебания уровня Амура на водомерном посту в г. Николаевск-на-Амуре за периоды 1961–1990 и 1991–2020 гг. показаны на рисунке 11. Видно, что временного сдвига в наступлении максимумов (весеннего половодья и осеннего паводка) за периоды климатических норм не произошло. Но следует отметить, что в современную климатическую норму уровень воды увеличился на ~15–20 см в зимнюю межень и уменьшился ~5–10 см в осенний паводок, что может быть

обусловлено режимом опустошения и наполнения водохранилищ для бесперебойной работы ГЭС.

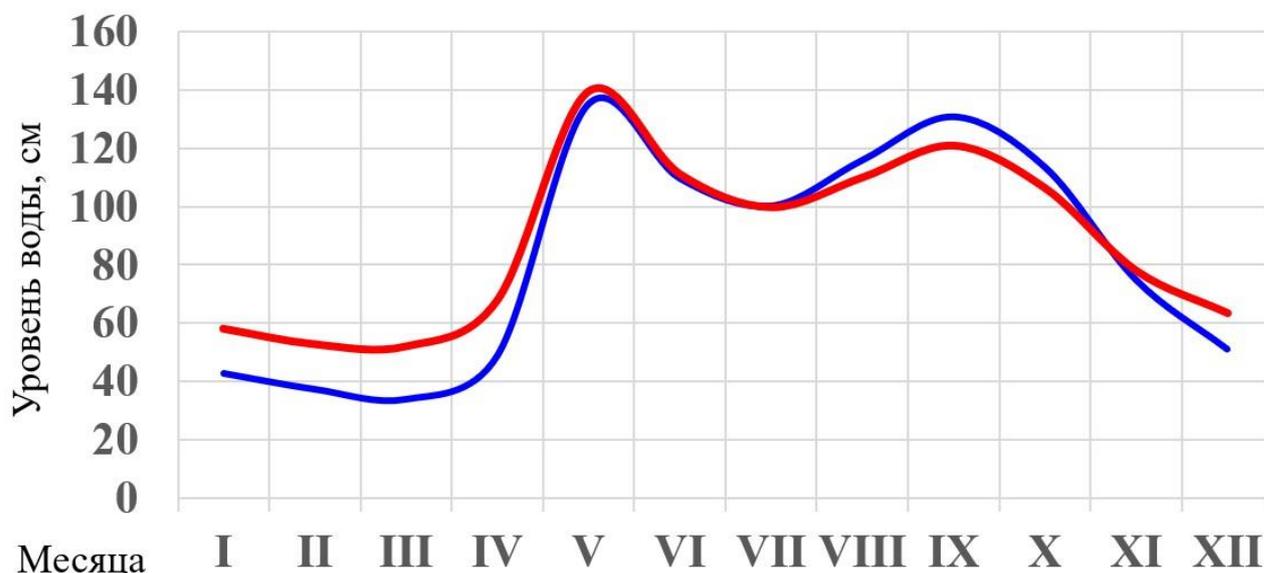


Рис. 11. Колебания уровня воды на водомерном посту в г. Николаевск-на-Амуре за периоды 1961–1990 и 1991–2020 гг.

Помимо внутригодовых колебаний уровня на объем стока в низовьях реки Амур сильно влияет и время продолжительности осеннего паводка. Показательны в этом отношении катастрофические наводнения 1959 и 1960 гг. Так, при незначительном различии в высоте паводков продолжительность первого была в два раза больше, чем второго на полтора месяца [81]. Поскольку соленость воды, наряду с температурой, является одним из определяющих факторов ледообразования, то позднее завершение паводка в 1959 г. обусловило поступление бóльшего объема пресных вод в пролив, чем это было осенью 1960 г. При этом, несмотря на то, что зимний сезон 1960–1961 гг. был холоднее предыдущего (сумма градусодней мороза на ГМС Александровск-Сахалинский составляла 2042 и 1698 соответственно), именно в сезон 1959–1960 гг. наблюдался максимум ледовитости в Татарском проливе – 51,2 %, а в сезон 1960–1961 гг. значения её составили 34,0 %.

Аналогичное явление отмечалось и после катастрофического дождевого паводка в 2013 г. [47]. Согласно типизации зим по суровости ледовых условий сезоны 2012, 2013 и 2014 гг. классифицируются как суровый, экстремально суровый и мягкий, а суммы градусодней мороза на ГМС Александровск-Сахалинский имели значения 1852, 1732 и 1495 соответственно. Несмотря на то, что сумма градусодней мороза в 2013 г. была меньше по абсолютной величине, максимальная среднезимняя ледовитость Татарского пролива была зафиксирована в 2013 г. (36,7 %).

Необходимо так же отметить, что повышение уровня воды в зимнюю межень способствует дополнительному поступлению пресных вод в пролив с декабря по апрель [38]. Связь колебаний уровня моря в северной части Татарского пролива с расходами воды в р. Амур обсуждается и в работах А. Г. Андреева [5, 6]. Несомненно, что данный вопрос требует проведения дополнительных и более детальных исследований.

3.3. АНАЛИЗ ТИПОВ ЗИМ ПО СУРОВОСТИ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ

Для всего исследуемого ряда ледовитости в Татарском проливе выполнена типизация зим по аномальности ледовитости ее сезонных значений, рассчитанных относительно стандартной климатической нормы 1991–2020 гг. (рис. 12). В результате обработки массива полученных результатов создан календарь ледовых аномалий Татарского пролива за период с 1882 по 2020 гг. (табл. 4).

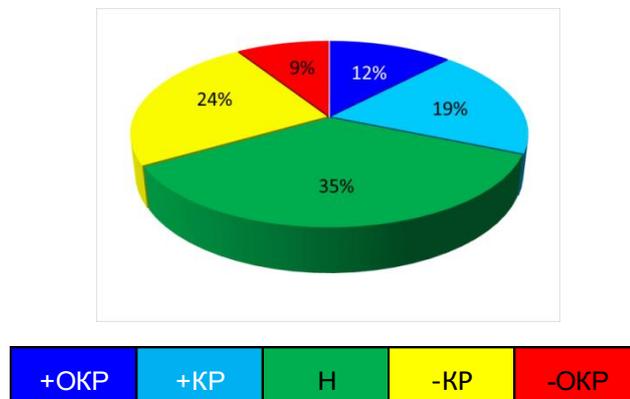


Рис. 12. Повторяемость среднегодовых аномалий ледовитости в Татарском проливе с 1882 по 2020 гг.

Получено следующие соотношения: +ОКР – 12 %, +КР – 19%, Н – 35%, –КР – 24% и -ОКР – 9 %, что соответствует нормальному распределению (Гаусса).

Таблица 4

Календарь аномалий ледовитости в Татарском проливе с 1882 по 2020 гг.

Критерии аномалий	Годы								
Положительная очень крупная аномалия (+ОКР)	1909	1913	1915	1922	1929	1930	1931	1937	1941
		1943	1944	1951	1953	1954	1960	1979	1985
Положительная крупная аномалия (+КР)	1888	1890	1892	1898	1902	1911	1914	1916	1919
		1921	1924	1932	1933	1935	1936	1938	1939
		1940	1942	1947	1952	1956	1980	1986	1988
		2001	2019						
Норма (Н)	1883	1884	1885	1887	1889	1891	1893	1895	1897
		1899	1900	1903	1904	1905	1906	1907	1908
		1910	1912	1917	1923	1925	1926	1928	1934
		1945	1946	1948	1950	1955	1959	1961	1962
		1967	1971	1983	1984	1987	1992	1995	1997
		1998	1999	2003	2012	2013	2017	2020	
Отрицательная крупная аномалия (-КР)	1882	1886	1894	1896	1901	1920	1927	1949	1958
		1964	1965	1966	1968	1969	1970	1972	1973
		1977	1978	1982	1989	1990	1993	1994	1996
		2000	2002	2004	2005	2006	2007	2014	2016
		2018							
Отрицательная очень крупная аномалия (-ОКР)	1918	1957	1963	1974	1975	1976	1981	1991	2008
		2009	2010	2011	2015				

Выполнен анализ временного распределения и повторяемости крупных и очень крупных аномалий ледовитости в рассматриваемом периоде. Установлено, что во всех выделенных периодах повторяемость положительных и отрицательных аномалий различается незначительно. Появление различных типов аномалий не зависит от направленности тенденции изменения ледовитости. В Татарском проливе отрицательные очень крупные аномалии распределены по всему исследуемому ряду, в то время как в Охотском море данный тип аномалий проявился впервые в 1991 г. [26, 62].

ГЛАВА 4. АНАЛИЗ ИЗМЕНЕНИЙ ЭЛЕМЕНТОВ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА В ПЕРИОД СТАНДАРТНОГО ОПОРНОГО ПЕРИОДА (1961–1990 ГГ.) И СТАНДАРТНОЙ КЛИМАТИЧЕСКОЙ НОРМЫ (1991–2020 ГГ.)

4.1. ДИНАМИКА МНОГОЛЕТНИХ ИЗМЕНЕНИЙ ЛЕДОВИТОСТИ

Средняя величина ледовитости за стандартный опорный период 1961–1990 гг. составила 31 % или 32,7 тыс. км². Размах колебаний её значений установлен на уровне 38 % (рис. 13). Максимальное значение наблюдалось в 1985 г., а минимальное — в 1974 г. соответственно 56 и 18 %. Анализ изменений ледовитости в стандартный опорный период выявил общую тенденцию ее увеличения на 3 % за каждые 10 лет (значимый на 95%-ном уровне линейный тренд), что соответствует увеличению площади льда приблизительно на 10 тыс. км² за 30-летний период. При этом, за всю историю наблюдений в Татарском проливе [62] отмечена общая тенденция уменьшения площади ледяного покрова со скоростью 0,8 % за 10 лет [136].

Среднее значение ледовитости за стандартную климатическую норму 1991–2020 гг. установлено на уровне 29 % или 30,9 тыс. км², что близко к уровню, соответствующему опорной климатической норме и укладывается в величину ошибки определения. Однако разность между наибольшим и наименьшим значениями колеблющейся величины ледовитости в рассматриваемом интервале времени составляет 24 %, что в 1,6 раза меньше аналогичной величины в стандартный опорный период (рис. 14). Максимум ледовитости зафиксирован в 2001 г, когда ее значение составило 43 %, а минимум в 1991 г. с величиной ледовитости 14 %, что соответствует абсолютному минимуму за всю историю наблюдений [62]. Наклон линейного тренда изменения ледовитости отсутствует.

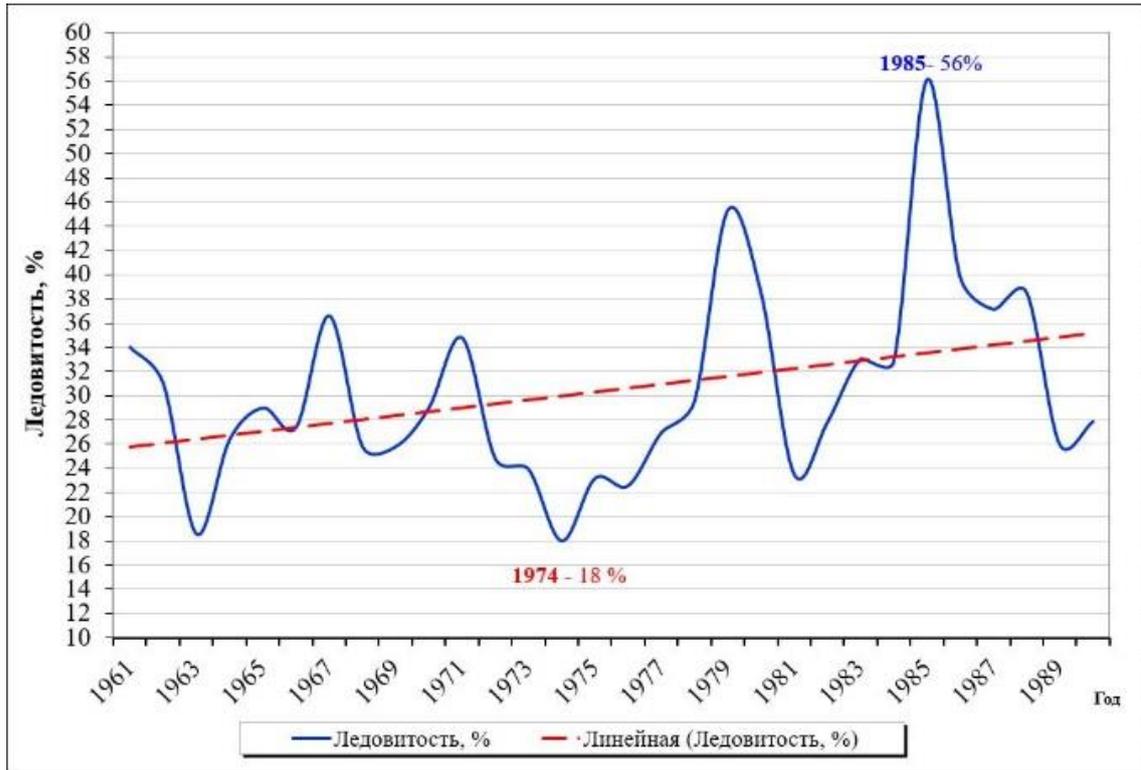


Рис. 13. Изменение ледовитости в Татарском проливе в период опорной климатической нормы (1961–1990 гг.)

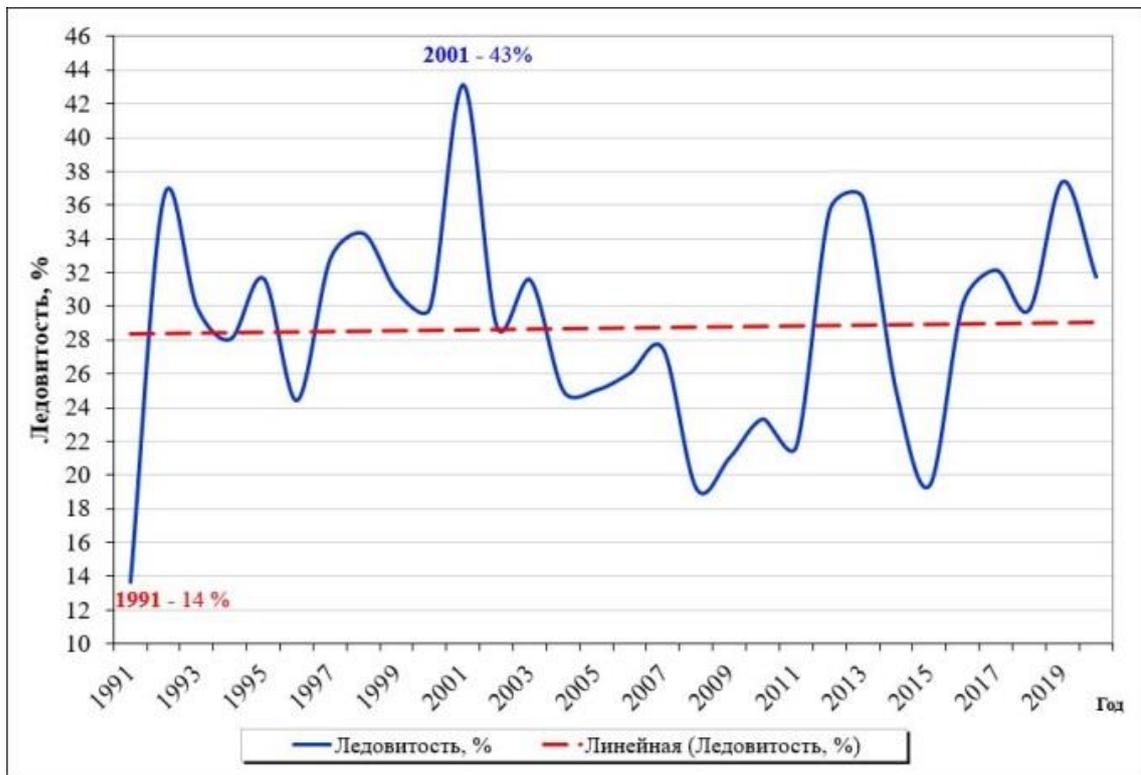


Рис. 14. Изменение ледовитости в Татарском проливе в период стандартной климатической нормы (1991–2020 гг.)

На рисунках 15 и 16 приведены интегральные кривые аномалий ледовитости, вычисленные для Татарского пролива относительно стандартного опорного периода 1961–1990 гг. и стандартной климатической нормы 1991–2020 гг. соответственно. Анализ многолетних колебаний ледовых аномалий свидетельствует о существующих флуктуациях ледового режима в Татарском проливе за последние 60 лет. Какая-либо зависимость хода интегральной кривой от выбранной для расчета нормы отсутствует, что свидетельствует об относительной стабильности процессов ледообразования в проливе за последние шестьдесят лет.

Интегральную кривую, рассчитанную относительно стандартного опорного периода (рис 15), можно разделить на три этапа: равномерный спад до 1978 г., последующий резкий подъем, переходящий в изостацию и резкий спад с 2004 г. Первый этап характеризуется высокой повторяемостью отрицательных аномалий ледовитости, так на протяжении 17 лет положительные аномалии выделяются только в 4 ледовых сезонах, то есть в 24 % случаев. На протяжении второго этапа, начиная с 1979 г. и в последующие 24 года увеличивается частота проявления положительных аномалий (67 % случаев). Третий этап ознаменовался преобладанием отрицательных аномалий ледовитости, когда за 16-летний период, только 5 ледовых сезонов имели положительную аномалию ледовитости.

Интегральная кривая аномалий ледовитости, полученная с применением стандартной климатической нормы 1991–2020 гг. (рис. 16) подразделяется на два этапа. Выделены: период накопления отрицательных аномалий (65 % случаев) до 1978 г.; период преобладания положительных аномалий ледовитости, когда в течение 41 года положительные аномалии установлены в 56 % случаев.

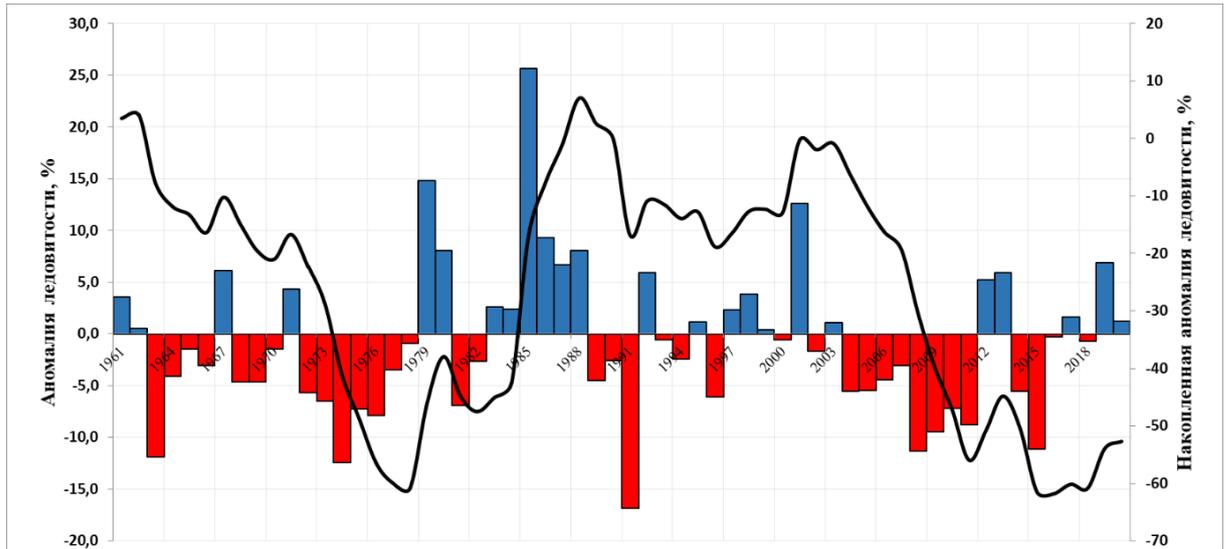


Рис. 15. Интегральные кривые аномалий ледовитости в Татарском проливе относительно стандартного опорного периода (1961–1990 гг.)

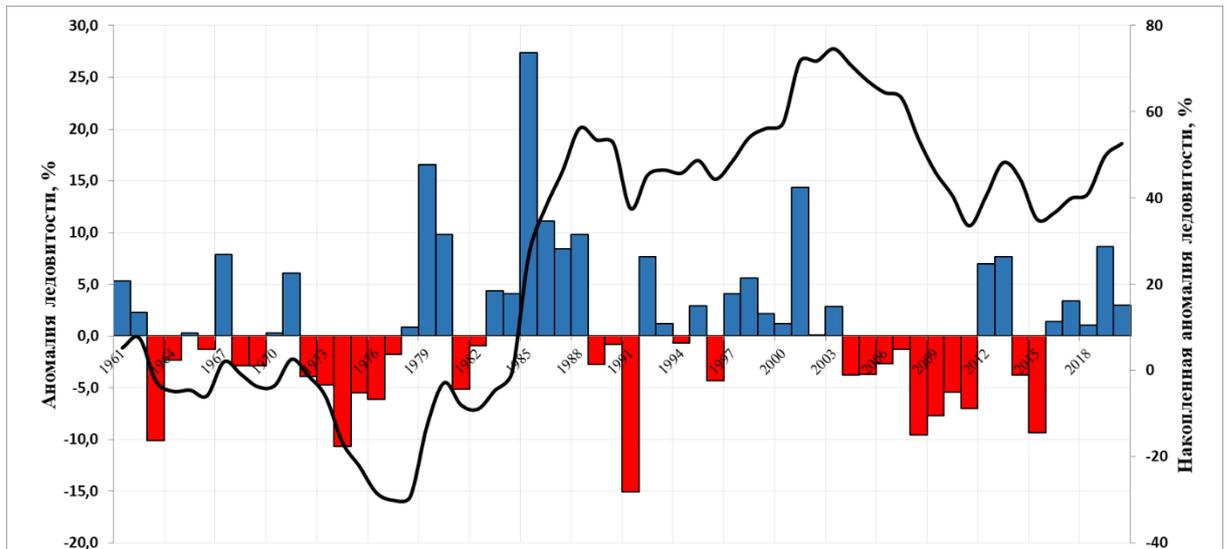


Рис. 16. Интегральные кривые аномалий ледовитости в Татарском проливе относительно стандартной климатической нормы (1991–2020 гг.)

Установлено, что тенденция изменения ледовитости всего Татарского пролива и его ледовых зон в период стандартной климатической нормы 1991–2020 гг. находится в пределах точности расчета (рис. 14, 17). Во всех ледовых зонах, так же, как и в акватории пролива самый малоледовитый ледовый сезон (характерной особенностью которого явилось полное отсутствие ледяного покрова в южной части пролива) отмечался в 1991 г., максимальная ледовитость наблюдалась в северной зоне в 2013 г. (31 %), в юго-западной и юго-восточной – в 2001 (11 % и 3,4 % соответственно). На графиках аномалий ледовитости по

ледовым зонам (рис. 19) отчетливо выделяются периоды преобладания положительных (с 1992 по 2003 гг., с 2012 по 2013 гг., с 2016 по 2019 гг.) и отрицательных (с 2004 по 2011 гг., с 2014 по 2015 гг.) её значений [34].

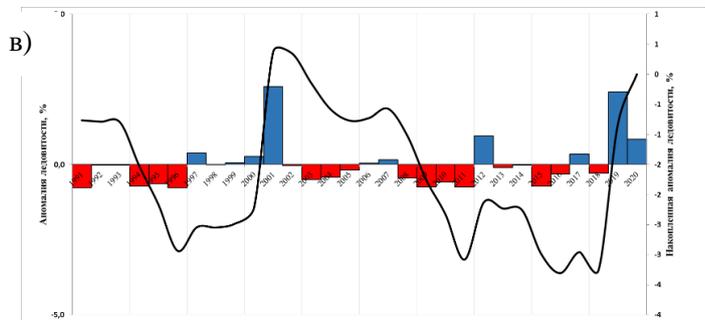
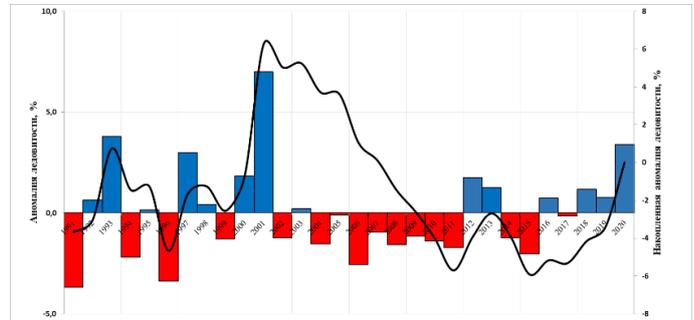
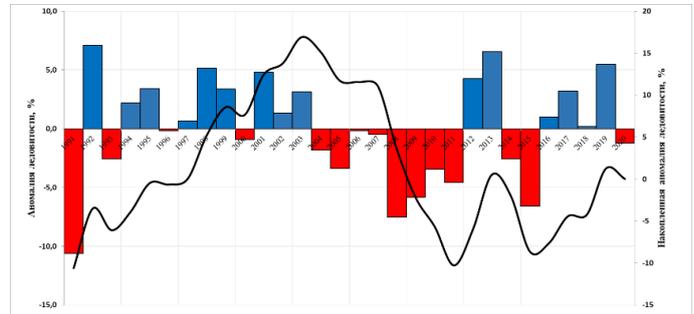
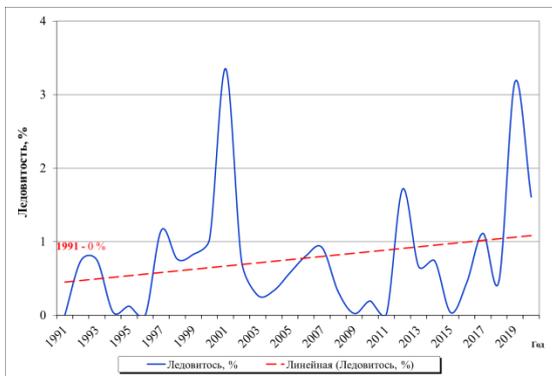
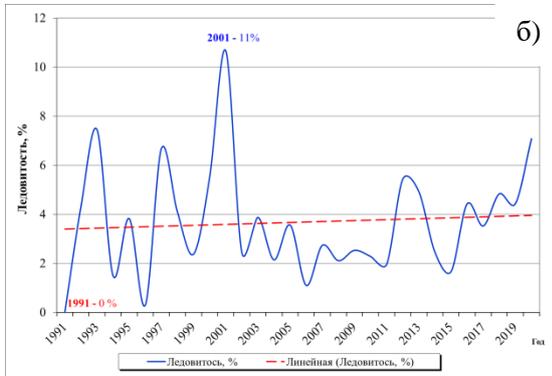
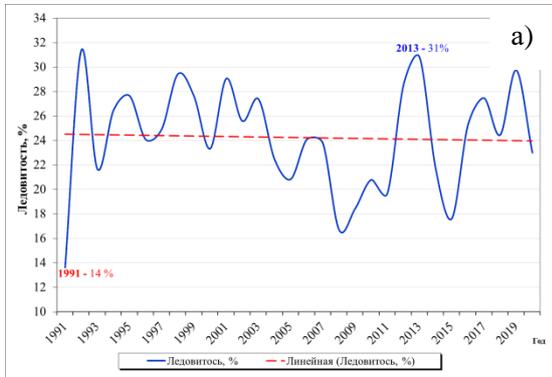


Рис. 17. Многолетние изменения ледовитости в Татарском проливе и в его ледовых зонах. Линейные тренды при 95 % уровне доверительной вероятности обозначены пунктирной линией.
а) северная ледовая зона (Т-1)
б) юго-западная ледовая зона (Т-2)
в) юго-восточная ледовая зона (Т-3)

Рис. 18. Аномалии ледовитости Татарского пролива и его ледовых зон, рассчитанные относительно стандартной климатической нормы 1991–2020 гг.

Преобладание положительных аномалий в последние годы можно объяснить смещением Охотского тропосферного циклона к северной части Татарского пролива, что и обусловило высокую интенсивность поступления тепла на его акваторию [101], рост приземной температуры воздуха по данным метеостанций (с максимумом в 2010-х гг.) и последующий рост среднегодовой температуры воды, наблюдаемый в последние десятилетия в Японском море (со скоростью $+0,10-0,13$ °C/10 лет) [17, 44].

4.2. ОСОБЕННОСТИ ВНУТРИСЕЗОННОГО ХОДА ЛЕДОВИТОСТИ

В таблице 5 приведены расчётные данные дат наступления ледовых фаз в период стандартной климатической нормы 1991–2020 гг. по типам зим во всем проливе и в его отдельных ледовых зонах. По средним многолетним данным устойчивое ледообразование в акватории Татарского пролива начинается с зоны Т-1 и приходится на вторую декаду ноября. Дальнейшее образование льда отмечается в зоне Т-2 (третья декада ноября) и в последнюю очередь в зоне Т-3 (заключительная декада декабря). Окончательное разрушение массива льда происходит в зоне Т-1 в конце апреля – начале мая.

Таблица 5

Фазы развития ледяного покрова и продолжительность ледового сезона в выделенных зонах Татарского пролива

<i>Параметр</i>	<i>+КР</i>	<i>Н</i>	<i>–КР</i>
<i>Татарский пролив в целом</i>			
Средняя дата первого появления льда	13 ноя	12 ноя	15 ноя
Ранняя дата первого появления льда	10 ноя	5 ноя	12 ноя
Поздняя дата первого появления льда	17 ноя	20 ноя	22 ноя
Средняя дата устойчивого образования льда	14 ноя	12 ноя	18 ноя
Ранняя дата устойчивого образования льда	10 ноя	5 ноя	12 ноя
Поздняя дата устойчивого образования льда	22 ноя	25 ноя	27 ноя
Средняя дата первого очищения ото льда	29 апр	25 апр	22 апр
Ранняя дата первого очищения ото льда	27 апр	5 апр	7 апр
Поздняя дата первого очищения ото льда	2 май	20 май	10 май
Средняя дата окончательного очищения ото льда	30 апр	25 апр	24 апр

<i>Параметр</i>	<i>+КР</i>	<i>Н</i>	<i>-КР</i>
<i>Татарский пролив в целом</i>			
Ранняя дата окончательного очищения ото льда	27 апр	5 апр	7 апр
Поздняя дата окончательного очищения ото льда	2 май	20 май	10 май
Продолжительность ледового сезона	165	165	161
<i>Северная ледовая зона (Т-1)</i>	<i>+КР</i>	<i>Н</i>	<i>-КР</i>
Средняя дата первого появления льда	15 ноя	13 ноя	15 ноя
Ранняя дата первого появления льда	7 ноя	10 ноя	12 ноя
Поздняя дата первого появления льда	22 ноя	25 ноя	17 ноя
Средняя дата устойчивого образования льда	15 ноя	15 ноя	20 ноя
Ранняя дата устойчивого образования льда	7 ноя	10 ноя	12 ноя
Поздняя дата устойчивого образования льда	27 ноя	25 ноя	27 ноя
Средняя дата первого очищения ото льда	28 апр	23 апр	19 апр
Ранняя дата первого очищения ото льда	20 апр	5 апр	7 апр
Поздняя дата первого очищения ото льда	12 май	5 май	30 апр
Средняя дата окончательного очищения ото льда	28 апр	23 апр	24 апр
Ранняя дата окончательного очищения ото льда	20 апр	5 апр	7 апр
Поздняя дата окончательного очищения ото льда	12 май	5 май	10 май
Продолжительность ледового сезона	164	161	160
<i>Юго-западная ледовая зона (Т-2)</i>	<i>+КР</i>	<i>Н</i>	<i>-КР</i>
Средняя дата первого появления льда	20 дек	27 дек	7 янв
Ранняя дата первого появления льда	10 дек	10 дек	2 янв
Поздняя дата первого появления льда	28 дек	10 янв	15 янв
Средняя дата устойчивого образования льда	24 дек	27 дек	8 янв
Ранняя дата устойчивого образования льда	17 дек	10 дек	2 янв
Поздняя дата устойчивого образования льда	30 дек	10 янв	15 янв
Средняя дата первого очищения ото льда	27 мар	29 мар	21 мар
Ранняя дата первого очищения ото льда	17 мар	15 мар	11 мар
Поздняя дата первого очищения ото льда	10 апр	15 апр	2 апр
Средняя дата окончательного очищения ото льда	30 мар	29 мар	26 мар
Ранняя дата окончательного очищения ото льда	20 мар	15 мар	17 мар
Поздняя дата окончательного очищения ото льда	12 апр	15 апр	2 апр
Продолжительность ледового сезона	102	92	78

<i>Параметр</i>	<i>+КР</i>	<i>Н</i>	<i>-КР</i>
<i>Татарский пролив в целом</i>			
<i>Юго-восточная ледовая зона (Т-3)</i>	<i>+КР</i>	<i>Н</i>	<i>-КР</i>
Средняя дата первого появления льда	29 дек	28 дек	31 дек
Ранняя дата первого появления льда	17 дек	5 дек	15 дек
Поздняя дата первого появления льда	15 янв	15 янв	31 янв
Средняя дата устойчивого образования льда	2 янв	5 янв	16 янв
Ранняя дата устойчивого образования льда	17 дек	5 дек	15 дек
Поздняя дата устойчивого образования льда	15 янв	10 фев	20 фев
Средняя дата первого очищения ото льда	30 мар	18 мар	26 фев
Ранняя дата первого очищения ото льда	20 мар	20 фев	25 янв
Поздняя дата первого очищения ото льда	10 апр	5 апр	25 мар
Средняя дата окончательного очищения ото льда	4 апр	23 мар	15 мар
Ранняя дата окончательного очищения ото льда	25 мар	20 фев	15 фев
Поздняя дата окончательного очищения ото льда	12 апр	10 апр	15 апр
Продолжительность ледового сезона	96	85	75

При анализе данных из табл. 5 обращает на себя внимание тот факт, что на фазе ледообразования средние даты первого появления и устойчивого образования льда различаются незначительно – в максимуме на 3 сут., на фазе разрушения льда различия между датами первого и окончательного очищения еще меньше, и составляют 1 сутки. В среднем первое появление ледяного покрова в всем проливе происходит в умеренные зимы (Н) 12 ноября, на сутки позднее 13 ноября ледообразование начинается в суровые зимы (+КР), в мягкие зимы (-КР) данное событие приходится в среднем на 15 ноября. Средняя дата устойчивого образования льда приходится: в умеренные зимы на 12 ноября, в суровые на 14 ноября и в мягкие на 18 ноября. Разброс дат между ранней и поздней датами первого и устойчивого появления льда составляет от 15 до 20 сут., с максимумом в умеренный тип зим.

Анализ результатов средних дат первого очищения пролива ото льда позволяет заключить, что раньше всего это событие фиксируется в мягкие типы зим (22 апреля), в суровые зимы первое очищение происходит в среднем на 7 сут.

позднее (29 апреля), а в умеренные – на 3 сут. (25 апреля). Разница между датами самого раннего и самого позднего первого очищения акватории от морского льда составляет 45 сут. (5 апреля и 20 мая соответственно). Средняя дата окончательного очищения ото льда для суровых типов зим приходится на 30 апреля, мягких – на 24 апреля и умеренных – на 25 апреля. Самое раннее окончательное очищение исследуемой акватории ото льда происходит в умеренные типы зим – 5 апреля, самое позднее – 20 мая. Таким образом, самый большой диапазон дат между ранними и поздними сроками наступления ледовых фаз определен для умеренных зим.

Средняя продолжительность ледового сезона в проливе составила в мягкие типы зим 159 сут., в суровые – 164 сут. и 165 сут. – в умеренные. Характерной особенностью сезона 1990/1991 гг. явилось полное отсутствие ледяного покрова в южной части пролива. Самым продолжительным был ледовый сезон 1998/1999 гг., когда лёд сохранялся на исследуемой акватории на протяжении 182 дней. Самый непродолжительный сезон был зафиксирован в 2015 г. в зоне Т-3 и длился всего 52 сут., при средней продолжительности сезона 85 сут. (табл. 5).

По средним многолетним данным продолжительность периода со льдом в период стандартной климатической опорной нормы 1961–1990 гг. составила 190 сут. Таким образом, анализ имеющихся данных позволяет заключить, что продолжительность ледового сезона в период 1991–2020 гг. сократилась практически на месяц, а именно на 27 сут. с 190 до 163 сут. Точность расчетов составляет $\pm 2,5$ сут. Основной причиной является смещения весеннего сезона на более ранние сроки. Разница в продолжительности ледового сезона в зависимости от типов зим стала менее значительной и составляет всего 5 дней, в то время как в период, соответствующий опорной норме в зависимости от суровости зимы она могла на месяц увеличиваться или уменьшаться по сравнению со средними многолетними сроками [19].

На рисунке 19 представлен график внутрисезонного хода ледовитости пролива в различные типы зим по аномальности ледовитости и среднее многолетние значение в период стандартной климатической нормы (1991–

2020 гг.). Анализ внутрисезонного хода ледовитости пролива позволил определить даты начала и окончания фазы развития ледяного покрова. Так стадия интенсивного ледообразования охватывает период с 15 ноября по 31 января, стадия максимального развития – период с 1 февраля по 5 марта (с максимумом 10 февраля), а в период с 6 марта по 20 апреля протекает стадия разрушения.

Регулярные спутниковые наблюдения позволяют определить продолжительность сезона и даты наступления ледовых фаз в ледовых зонах. В годовом ходе максимум ледовитости во всем проливе и юго-западной ледовой зоне составляет 48 % и 10 % соответственно и отмечается в феврале. В северной и юго-восточной ледовых зонах максимум приходится на первую пентаду марта и составляет соответственно 37 % и 2 %. В декабре среднемесячные значения ледовитости в проливе достигают 16 %, в зоне Т-1 – 15 %, в зоне Т-2 – 0.5 %, в зоне Т-3 – 0.1 %, в январе – пролив 40 %, зона Т-1 – 33 %, в зоне Т-2 – 7 %, в зоне Т-3 – 1 %, в марте – пролив 35 %, зона Т-1 – 31 %, в зоне Т-2 – 3 %, в зоне Т-3 – 1 %, а в апреле, на стадии окончательного разрушения массива льда в проливе и зоне Т-1 – 5 %, в зоне Т-2 – 0.1 %, в зоне Т-3 – 0 %.

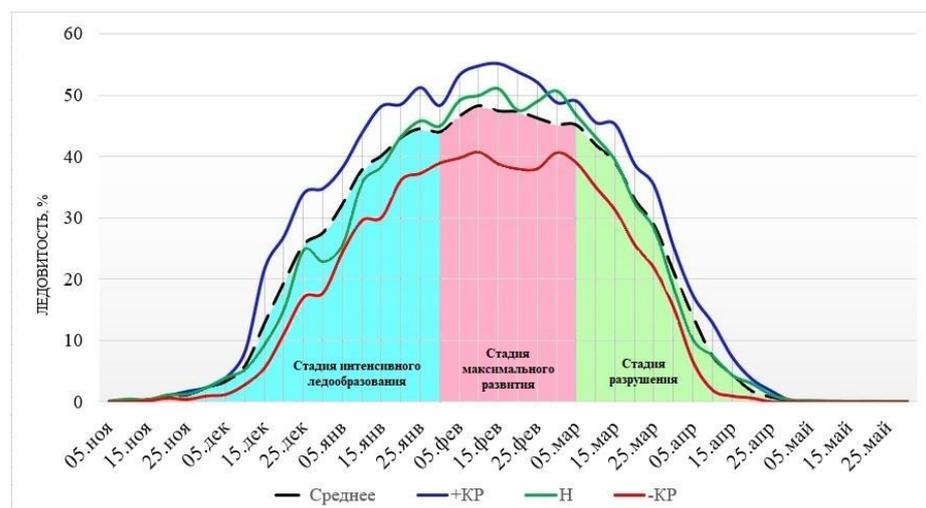


Рис. 19. Внутрисезонный ход ледовитости Татарского пролива в период стандартной климатической нормы (1991–2020 гг.)

Для выявления степени взаимосвязи ледовитости всего Татарского пролива и его отдельных ледовых зон был выполнен корреляционный анализ (табл. 6).

Таблица 6

**Коэффициенты корреляции ледовитости отдельных ледовых зон
со всей акваторией Татарского пролива**

Акватория	Пролив	Т-1	Т-2	Т-3
Пролив	1			
Т-1	0,9	1		
Т-2	0,8	0,4	1	
Т-3	0,7	0,5	0,7	1

Наибольшие значения коэффициентов корреляции при 95 % уровне доверительной вероятности отмечаются между Татарским проливом в целом и его северной и юго-западной ледовыми зонами (0,9 и 0,8 соответственно). Минимальная взаимосвязь (0,4) отмечена для зон Т-2 и Т-1. Основной областью генерации льда в проливе является его северная зона, которая и отражает общую динамику ледовитости пролива. Из-за активного разрушения льда в струе Цусимского течения площадь ледяного покрова в зоне Т-3 минимальна (в среднем за период наблюдений составила 1 тыс. км²). По указанной выше причине в этой ледовой зоне отмечаются самые поздние сроки формирования льда и самые ранние сроки его разрушения [34]. Следовательно, явные различия ледового режима, расположенных на одной широте юго-восточной и северо-западной ледовых зон, обусловлены прежде всего значительными различиями их температурного режима [49].

4.3. ВЛИЯНИЕ УЧЕТА СПЛОЧЕННОСТИ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА НА РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Важной характеристикой ледового режима замерзающих морей является их ледовитость, то есть отношение общей площади, занятой льдом, к общей площади морской акватории или ее отдельного района, выраженное в процентах [36].

Расчет ледовитости, как правило, производится без учета сплоченности льда (общая ледовитость). Более точной характеристикой является приведенная ледовитость, которая вычисляется с учётом пространства, не занятого льдом в

зонах различной сплоченности, путём умножения ее значений на соответствующие коэффициенты.

На основе пентадных цветокодированных ледовых карт-схем, представляемых Японским метеорологическим агентством и разработанного программного комплекса «ЛЁД» [50], был произведён расчет площади ледяного покрова, как с учетом, так и без учета сплоченности. Выполнен расчет общей и приведенной ледовитости Татарского пролива в целом и его отдельных ледовых зон. Произведен анализ полученных результатов.

Корреляционная матрица между значениями общей и приведенной ледовитости показывает их тесную взаимосвязь (коэффициент корреляции для всех исследуемых зон составил 0,96 при 95 % уровне доверительной вероятности). Кривые годового хода ледовитости, с учетом и без учета сплоченности сохраняют симметричную конфигурацию с едиными фиксированными экстремумами (максимумами в 1985, 2001 и 2012 гг. и минимумами – в 1981, 1991, 2011 и 2015 гг.) (рис. 20 а).

Разность средних за сезон многолетних значений ледовитости Татарского пролива с учетом и без учёта сплоченности представлена на рис. 20 б. В среднем, различия вычисленных данных за весь исследуемый период составляют ~5 %. Максимальные значения отмечались в 1979, 1985, 1995 и 1997 гг., когда разность составила около 7–8 %, а минимальные в 1981, 1984, 1991 и 2006 гг. с разностью не более 3 %.

Анализ ледовитости Татарского пролива с учётом и без учёта сплоченности указывает на общую тенденцию сокращения ледяного покрова. При этом различие в величине тенденций между общей и приведенной ледовитостью составляет 2 % (рис. 20 а). В северной зоне эта разность не превышает 1 %, а в юго-восточной и юго-западной, где отмечаются более низкие среднегодовые значения площади ледяного покрова, разность тенденций отсутствует. Динамика сезонной разности общей и приведенной ледовитости Татарского пролива показана на рис. 21 в.

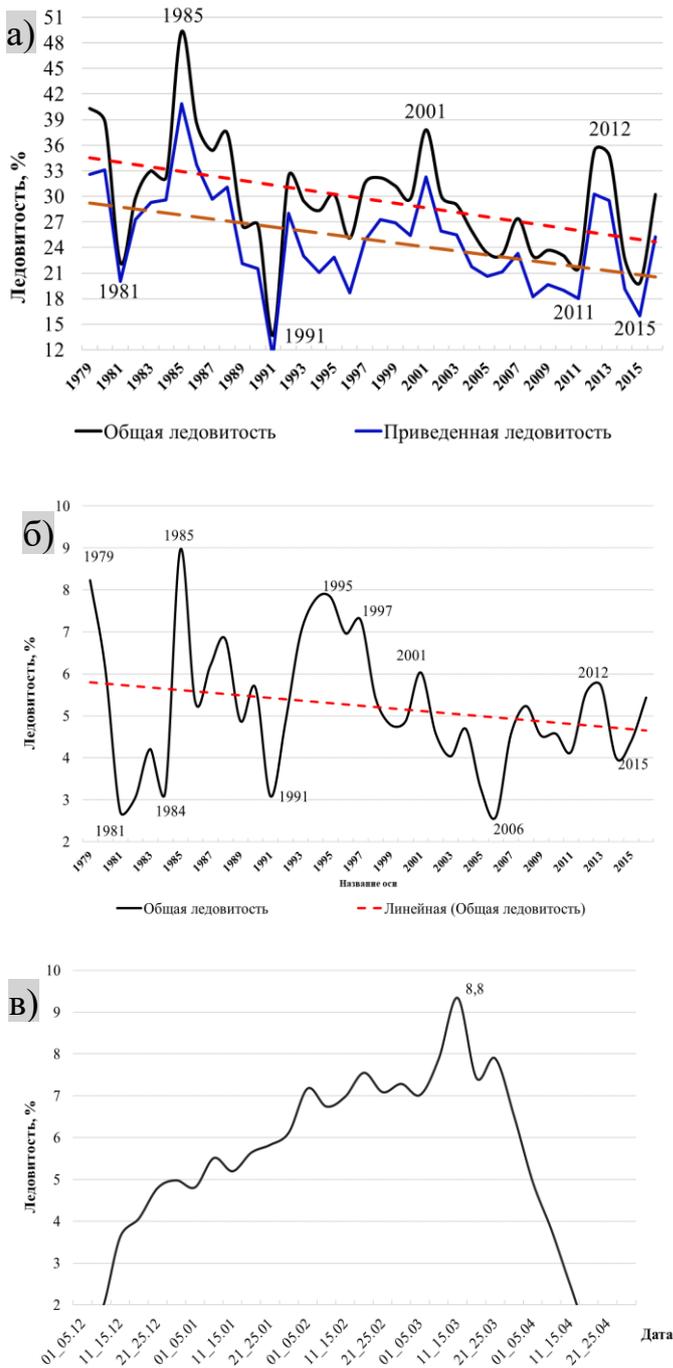


Рис. 20. Многолетняя (а, б) и сезонная (в) разность данных в Татарском проливе, рассчитанная с учетом и без учета сплоченности.

С начала ледового сезона в декабре, наблюдается плавное увеличение разности с максимумом в середине марта (8,7 %). В апреле на стадии разрушения льда разность в среднем не превышает 1,8 %. Наибольшие значения разности ледовитости в первой половине марта можно объяснить тем, что именно в это время в Татарском проливе активизируется фаза разрушения массива льда. На фоне относительно высокой площади ледяного покрова в этот период наблюдается разрежение льда и повышается процент сплоченных (7–8 баллов), разреженных (4–6 баллов) и редких (1–3 балла) льдов, что влечет за собой увеличение разности между вычисленными данными.

Установлено, что сплочённость ледяного покрова не всегда является

информативным критерием в силу общих особенностей формирования льда в массиве, так как процессы непрерывного ледообразования и постоянный дрейф льда на фазе развития в юго-восточном направлении, прекращение дрейфа и

сокращение площади льда за счёт термического разрушения на фазе разрушения массива постоянно поддерживают в нём высокую сплочённость.

Для северной ледовой зоны характерна аналогичная динамика сезонных разностей ледовитостей, а в юго-западной и юго-восточной зонах максимум различий расчетных величин приходится на февраль и составляет 2,3 % и 0,5 % соответственно. В период максимального развития льда в южной части пролива происходит формирование разреженных зон раньше, чем в его северной зоне, что и объясняет выявленные различия.

Установлено, что различия данных приведённой и общей ледовитости в разные типы зим по суровости ледовых условий снижаются от экстремально суровых (8,1 %) к экстремально мягким зимам (2,6 %). Это подтверждает зависимость показателей разности ледовитостей от количества общего льда в морской акватории.

Таким образом, вычисление площади ледяного покрова в Татарском пролива с учетом сплоченности корректирует ее значение на 4,7 % в сторону понижения. Различие в величине тенденций многолетней изменчивости общей и приведенной ледовитости составляет 2 %.

Максимальные значения разности ледовитости пролива с учетом и без учета сплоченности приходятся на первую половину марта (8,7 %), что объясняется наступлением фазы разрушения ледяного покрова и увеличением разреженных зон в массиве льда.

Установлено, что при экстремально суровых типах зим, с высокими значениями площади ледяного покрова, различия между приведенной и общей сплоченностью максимальны, а при экстремально мягких типах зим – минимальны. Другими словами, на разность показателей общей и приведенной ледовитости в Татарском проливе и в его отдельных ледовых зонах, влияет как площадь ледяного покрова, так и степень его разреженности [25]. На данном этапе исследования ледовитости пролива проводятся без учета сплоченности, поскольку влияние фактора сплоченности не является значительным.

4.4. ПОВТОРЯЕМОСТЬ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ЗИМ

Анализ ледовых условий в различных зонах Татарского пролива установил существенные различия (табл.7). Абсолютное совпадение типов аномалий во всех зонах происходит относительно редко и наблюдалось пять раз за тридцать лет наблюдений (17 %). В большинстве случаев совпадение наблюдается для отрицательных крупных аномалий (2004, 2010, 2011). В единичном случае оно произошло в положительную крупную аномалию в 2012 г. и нормальную аномалию в 2016 г. Так как северная зона является основной областью генерации льда, остановимся более подробно на распределении типов зим в данной ледовой зоне. Максимальная повторяемость положительных очень крупных и крупных аномалий наблюдалась в период резкого повышения ледовитости в 1992–2003 гг. и в последующий период 2012–2019 гг. повышенной ледовитости. Повторяемость отрицательных очень крупных и крупных аномалий в период климатической нормы составила 13 и 23 % соответственно, при этом установлено, что преобладание данного типа зим приходится на период понижения тенденции ледовитости (с 2004 по 2011 гг.). В отдельные годы, в различных зонах пролива можно наблюдать проявление одновременно всех основных типов аномалий, примером являются ледовые сезоны 1993, 1995 гг.

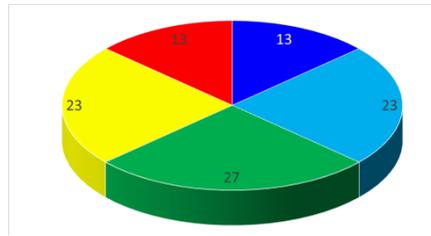
Анализ типов аномалий ледовитости (табл. 7) позволяет заключить, что в период стандартной климатической нормы 1991–2020 гг. типы аномалий в акватории Татарского пролива в целом распределены следующим образом: +ОКР – 23 %, +КР – 13 %, норма – 27 %, –ОКР – 13 % и –КР – 23 %.

**Характеристика типов зим по аномальности ледовитости
Татарского пролива и его ледовых зон**

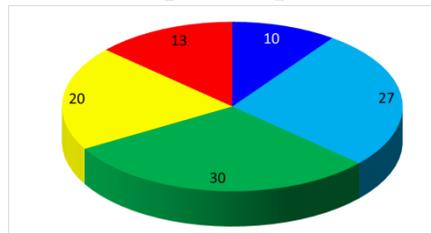
	Пролив	Т-1	Т-2	Т-3
<i>1991</i>	-15,1	-10,6	-3,7	-0,8
<i>1992</i>	7,7	7,1	0,6	0,1
<i>1993</i>	1,2	-2,6	3,8	0,0
<i>1994</i>	-0,7	2,2	-2,2	-0,7
<i>1995</i>	2,9	3,4	0,2	-0,6
<i>1996</i>	-4,3	-0,2	-3,4	-0,8
<i>1997</i>	4,1	0,7	3,0	0,4
<i>1998</i>	5,6	5,2	0,4	0,0
<i>1999</i>	2,1	3,4	-1,3	0,1
<i>2000</i>	1,2	-0,9	1,8	0,3
<i>2001</i>	14,4	4,8	7,0	2,6
<i>2002</i>	0,1	1,3	-1,2	0,0
<i>2003</i>	2,8	3,1	0,2	-0,5
<i>2004</i>	-3,7	-1,8	-1,5	-0,4
<i>2005</i>	-3,7	-3,4	-0,1	-0,2
<i>2006</i>	-2,7	-0,2	-2,6	0,0
<i>2007</i>	-1,3	-0,5	-0,9	0,2
<i>2008</i>	-9,5	-7,5	-1,6	-0,5
<i>2009</i>	-7,7	-5,8	-1,1	-0,7
<i>2010</i>	-5,4	-3,5	-1,4	-0,6
<i>2011</i>	-7,0	-4,6	-1,7	-0,8
<i>2012</i>	7,0	4,3	1,8	0,9
<i>2013</i>	7,7	6,5	1,3	-0,1
<i>2014</i>	-3,8	-2,5	-1,2	0,0
<i>2015</i>	-9,4	-6,6	-2,0	-0,7
<i>2016</i>	1,4	1,0	0,7	-0,3
<i>2017</i>	3,4	3,2	-0,1	0,3
<i>2018</i>	1,1	0,2	1,2	-0,3
<i>2019</i>	8,7	5,5	0,8	2,4
<i>2020</i>	3,0	-1,2	3,4	0,9

Выполненная типизация зим по аномальности ледовых условий в ледовых зонах позволила оценить их вклад в формирование общей ледовитости Татарского пролива. Характер распределения типов зим в выделенных акваториях наглядно представлены на диаграммах (рис. 21). Одной из особенностей в распределении типов зим в различных зонах Татарского пролива является отсутствие в зоне Т-3 отрицательных очень крупных аномалий. Это связано с тем, что она является самой малоледовитой, значение её средней ледовитости не

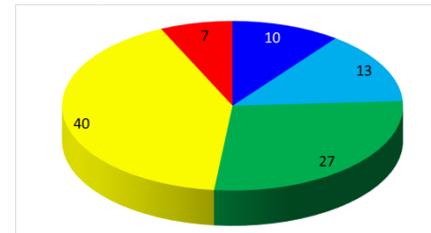
превышает 1 тыс. км² и границы интервала ледовитости для отрицательных очень крупных аномалий выходят за пределы возможных значений. В целом здесь преобладает норма (43 %), а отрицательные крупные аномалии составляют 37 %.



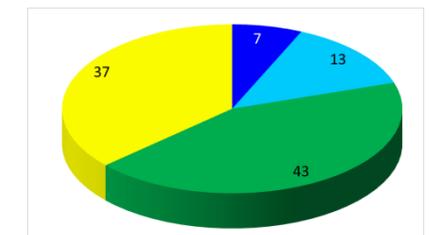
Татарский пролив



Северная ледовая зона T-1



Юго-западная ледовая зона T-2



Юго-восточная ледовая зона T-3



Рис. 21. Повторяемость среднегодовых аномалий ледовитости в Татарском проливе и его ледовых зонах с 1991 по 2020 гг.

Ледовая зона T-1 отличается максимальной суровостью, среди других зим в этой акватории на положительную очень крупную и крупную аномалию приходится 10 и 27 % соответственно, что в сочетании с минимальным количеством (26 %) отрицательных крупных и очень крупных аномалий и прочих равных условиях делает ее самой ледовитой зоной Татарского пролива.

При этом, в отличие от акватории Охотского моря [61] за последнее десятилетие в Татарском проливе тип аномалии «положительная очень крупная» не прекратил свое существование, однако повторяемость таких зим заметно сократилась.

Наибольшее совпадение типов аномалий отмечено в проливе в целом и в его северной (77 %) и юго-восточной (50 %) ледовых зонах (табл. 8). Для всего Татарского пролива и его юго-западной ледовой зоны процент совпадений типов аномалий значительно ниже (30 %), а наименьшее совпадение наблюдалось между северной и юго-западной зонами (23 %).

Таблица 8

Повторяемость совпадений типов аномалий (%) между отдельными зонами Татарского пролива за период 1991–2020 гг.

Акватория	Пролив	Т-1	Т-2	Т-3
Пролив	100			
Т-1	77	100		
Т-2	30	23	100	
Т-3	50	40	43	100

Другими словами, тип аномалии в северной ледовой зоне в большинстве случаев определяет суровость условий во всем проливе, что подтверждают данные корреляционной матрицы ледовитости исследуемых ледовых зон (табл. 8).

Таким образом, тип зимы во всем проливе не служит репрезентативным показателем суровости ледовых условий в составляющих его ледовых зонах.

4.5. ВАРИАЦИИ ТОЛЩИНЫ И ОБЪЁМА ЛЬДА

На основе дешифрирования и анализа данных спутниковых наблюдений определены границы зон ледяного покрова в Татарском проливе с различными возрастными характеристикам на фазе максимального развития ледяного покрова за период с 2000 по 2020 гг.

4.5.1 ТОЛЩИНА ЛЬДА

По данным Л. П. Якунина [19] в Татарском проливе серый и серо-белый лед появляется в конце ноября в районе прол. Невельского. Заполнение серо-белым льдом происходит с северо-востока из районов, прилегающих к о. Сахалин. Непосредственно у западного берега Татарского пролива серо-белый лед появляется только в январе. Источником появления тонкого однолетнего льда является северо-восточная часть Татарского пролива, особенно район Александровского залива, в пределах которого в течение зимы сохраняется наиболее тяжелая ледовая обстановка. Зона с тонким однолетним льдом в Александровском заливе формируется в конце января–начале февраля, затем постепенно выходит за его пределы и к третьей декаде февраля охватывает почти всю северо-восточную и северную часть Татарского пролива до м. Сюркум.

Исключение представляет район, прилегающий к зал. Чихачева, где преобладает молодой лед. В суровые зимы тонкий однолетний лед у м. Сюркум появляется уже в середине января, а в мягкие лишь во второй половине марта. Тонкий однолетний лед в Александровском заливе преимущественно динамического происхождения. Под действием прижимного северо- западного ветра молодой лед перетирается, наслаивается и спрессовывается, а низкие температуры способствуют его смерзанию и превращению в тонкий однолетний лед толщиной более 100 см [19].

В Татарском проливе до апреля преобладающим остается серо-белый лед. Но в марте характерным в распределении ледяного покрова являются блокирование тонким однолетним льдом зал. Советская Гавань и одновременное

очищение северной части Татарского пролива. В конце апреля–мае в проливе остается только тонкий однолетний лед, образующийся в основном из разрушающегося припая. Толщина некоторых ровных льдин при этом может достигать 200 см. Но вблизи мысов создаются зоны набивного льда, смерзшегося с берегом. При отрыве такого льда от берега могут образоваться отдельные торосистые льдины, толщина которых превышает 400 см. Они иногда наблюдаются в зал. Александровском и на участке между мысами Сюркум и Красный Партизан. В мягкие и малоледовитые зимы более тяжелый лед скапливается у западного и юго-западного берега Татарского пролива, а в зимы, близкие к норме, он концентрируется вдоль сахалинского берега.

По данным Л.П. Якунина [19] средняя толщина дрейфующего льда в открытых районах Татарского пролива составляет около 40 см, она редко превышает 60–80 см, в связи с тем, что ледяной покров, под воздействием преобладающих ветров северных румбов постоянно выносится в южные районы и быстро разрушается.

Анализ выполненных расчетов [131] показывает, что максимальная толщина льда в Татарском проливе (45 см) наблюдалась в 2002 г., минимальная – 16 см – в 2008 и 2011 гг. Размах колебаний значений толщины льда в Татарском проливе составил 29 см.

Локальные экстремумы колебаний толщины льда в Татарском проливе слабо согласуются с экстремумами толщины льда в Охотском море и в его регионах (рис. 22). Исключением являются сезоны 2010–2012 гг., когда колебания толщины льда были синфазными. Изменения толщины льда происходили противофазно в 2002, 2006, 2014, 2016 и 2017 гг. Причины их формирования требуют более глубокого анализа с привлечением данных по циркуляции атмосферы. В мягкие типы зим в Охотском море значения толщины льда увеличиваются. В Татарском проливе такая закономерность отсутствует – коэффициент отрицательной корреляции $-0,27$. Уменьшение толщины ледяного покрова в Татарском проливе происходит в два-три раза медленнее (3,0 см/10 лет), чем в Охотском море [131] (при 95 % уровне доверительной вероятности).

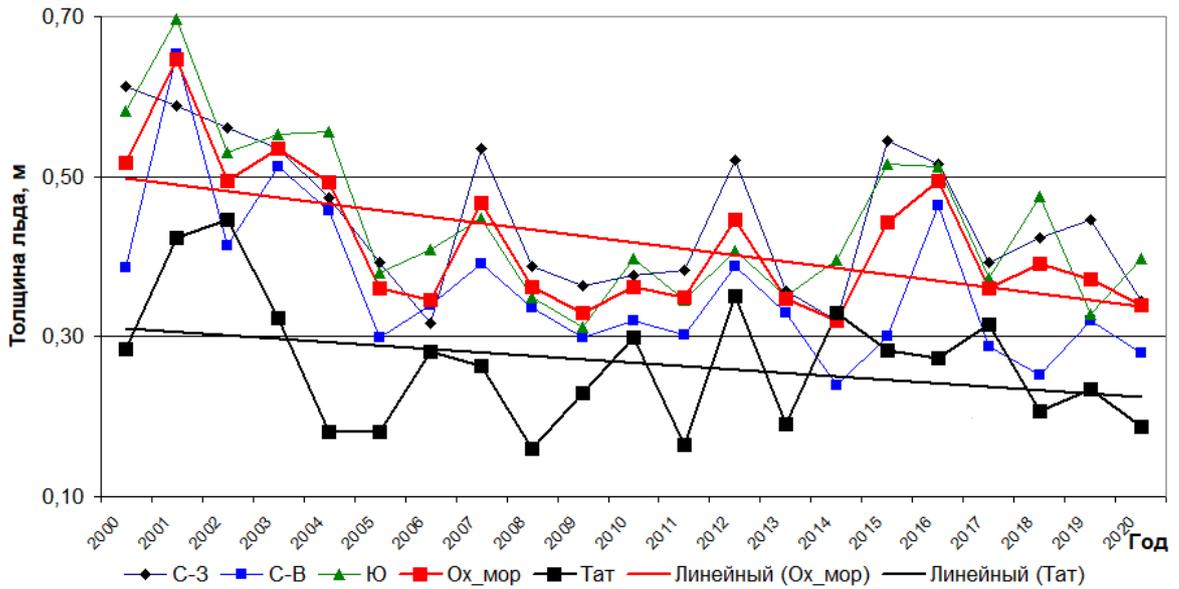


Рис. 22. Вариации расчётной толщины льда в Охотском море и в Татарском проливе в период с 2000 по 2020 гг. на фазе максимального развития ледяного покрова

4.5.2 ОБЪЕМ ЛЬДА

Минимальные значения объёма льда в Татарском проливе зафиксированы в 2008 и 2011 гг. (соответственно 4,4 и 4,9 км³). Соизмеримый по абсолютным значениям минимум объёмов льда отмечался в Охотском море в 2015 г. (229 км³). Два максимума объёма льда в Татарском проливе установлены в 2001 и 2012 гг. (18,5 и 16,9 км³, соответственно) и соизмеримый по абсолютным значениям максимум объёма льда в Охотском море в 2001 г. (843,7 км³) (рис. 23). Коэффициент корреляции объёмов льда Татарского пролива и Охотского моря составляют 0,72.

Отрицательная тенденция изменения объёма льда в Татарском проливе составляет 1,6 км³/10 лет (при 95 % уровне доверительной вероятности). Отрицательная тенденция изменения объёма льда в Охотском море в целом составляет 139,0 км³/10 лет. В процентном выражении скорость уменьшения объёма льда в Татарском проливе составляет 14,2%, а в Охотском море – 26,7%.

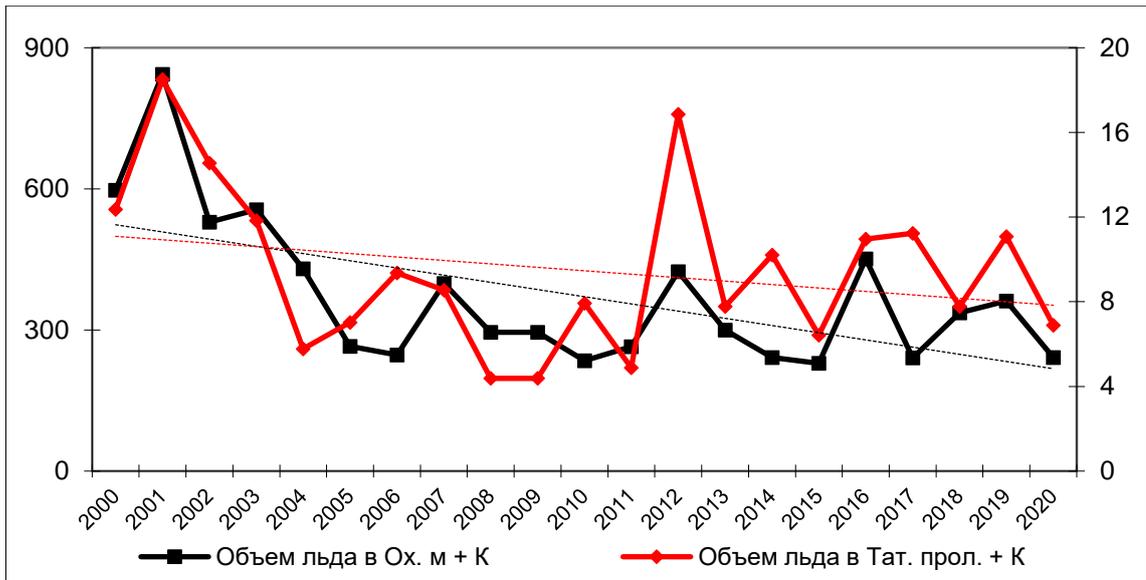


Рис. 23. Вариации объёмов льда в Охотском море и Татарском проливе в период максимального развития ледяного покрова

Поскольку в период 1991–2020 гг. тенденция изменения ледовитости пролива была близка к нулю (рис.14), то изменения объёма происходили исключительно за счёт уменьшения толщины льда. В отличие от Охотского моря, где уменьшение объёма льда происходило за счёт уменьшения толщины льда на фоне явно выраженного уменьшения ледовитости [130].

4.6. РЕЗУЛЬТАТЫ ОЦЕНКИ ВЕРОЯТНОСТИ ВСТРЕЧИ СО ЛЬДОМ

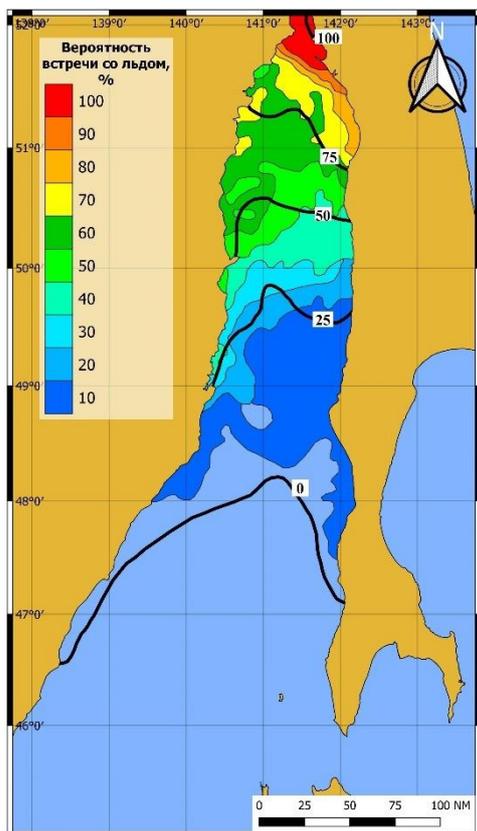
В настоящем разделе представлены карты границ распространения ледяного покрова в Татарском проливе на середину каждого зимнего месяца в ледовом сезоне (с декабря по апрель). Статистические характеристики вероятности встречи со льдом в период стандартной климатической нормы 1991–2020 гг., рассчитанные с помощью программного комплекса «ЛЕД» [87], представлены на картах в виде зон, залитых различными цветом. Вероятности встречи со льдом в период с 1961 по 1990 гг., опубликованные в Атласе основных параметров ледяного покрова Японского моря [117], оконтурены соответствующими черными жирными изолиниями. Полученные результаты являются уникальными, поскольку позволяют оценить динамику изменчивости границ распространения

зон различной вероятности за периоды двух стандартных климатических норм 1961–1990 гг. и 1991–2020 гг.

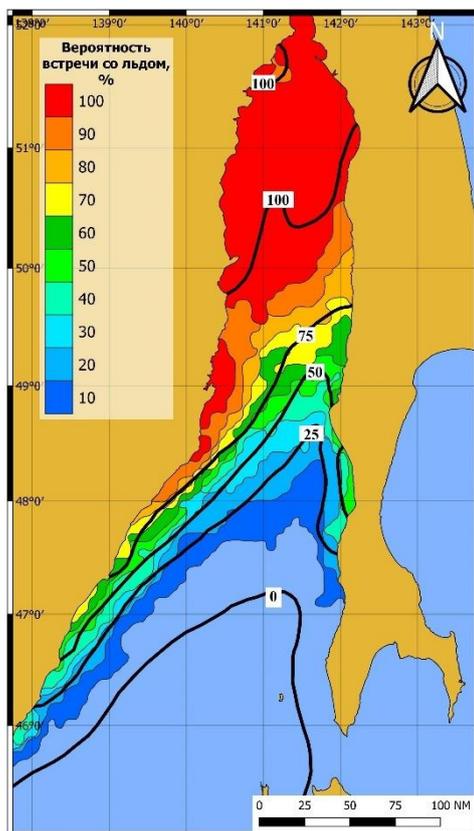
В качестве прикладного аспекта выполнена оценка вероятности встречи со льдом судов, следующих из порта Де-Кастри в страны Юго-Восточной Азии по двум стандартным маршрутам. Выполнен сравнительный анализ условий движения в ледяном покрове нефтеналивных танкеров типа Афрамекс (ледовый класс по международной классификации ISE-1C) и определены периоды с наиболее сложными условиями ледового плавания.

4.6.1. ГРАНИЦЫ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЗОН РАЗЛИЧНОЙ ВЕРОЯТНОСТЬ ВСТРЕЧИ СО ЛЬДОМ В ПЕРИОД СТАНДАРТНОЙ КЛИМАТИЧЕСКОЙ НОРМЫ 1991–2020 ГГ.

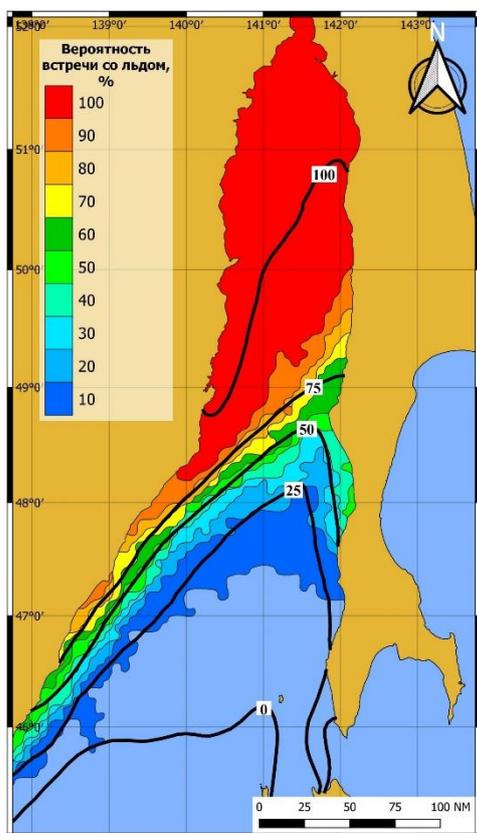
Постоянное присутствие начальных видов льда в декабре обуславливает высокую сплоченность ледяного покрова (десять баллов). Зона максимальной вероятности встречи со льдом (100%) локализована в северо-восточной части пролива (рис. 25). По мере продвижения на юг, вероятность встречи со льдом снижается. Преобладающими видами льда являются – начальные и ниласовые виды. Средневзвешанная толщина ледяного покрова изменяется от семи до четырнадцати сантиметров. Торошение ледяного покрова в этот период минимально. В прикромочной зоне присутствуют ограниченные по площади включения серого и серо-белого льда (один-два балла). Ледяной покров, толщина которого не превышает 8 см, в зоне с вероятностью встречи 10 % представлен разреженными льдами.



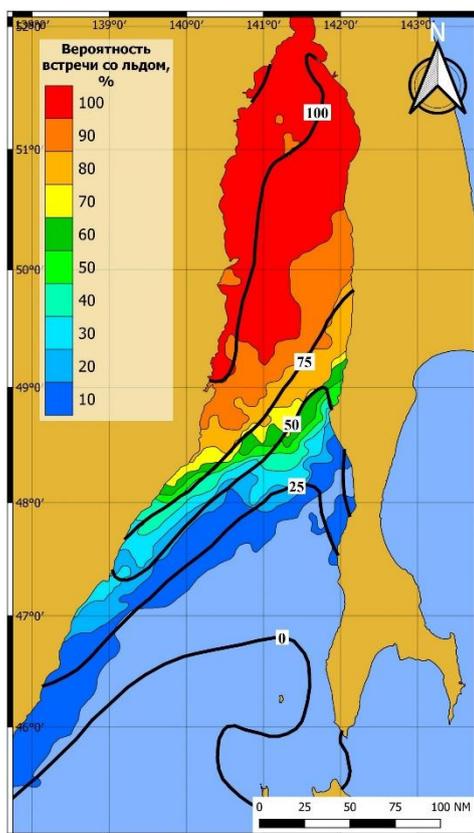
Декабрь



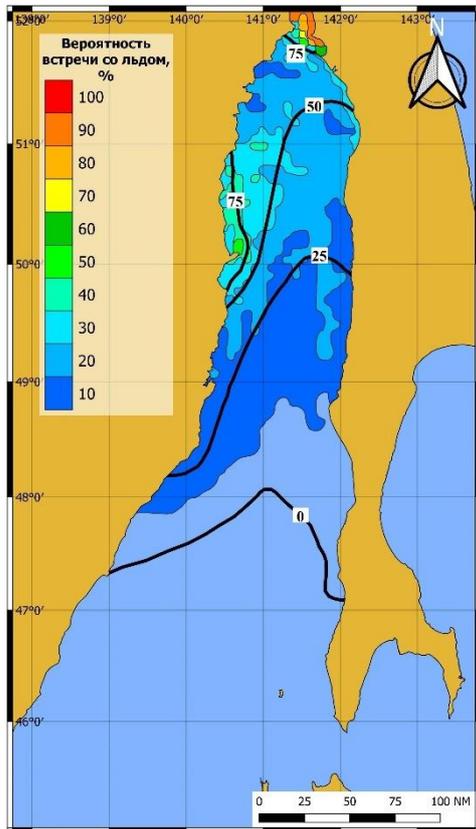
Январь



Февраль



Март



Апрель

Рис. 24. Среднеголетние вероятности встречи со льдом на середину месяца в период стандартной климатической нормы 1991–2020 гг. (цветная заливка) и в период 1961–1990 гг. (черные жирные изолинии).
по Л.П. Якунину [117]

От декабря к январю толщина льда увеличивается примерно вдвое. В зонах от 10 до 80 % вероятности встречи со льдом преобладает молодой лёд (10–30 см). В зонах с 90 и 100 % вероятностью встречи со льдом, ледовые условия более сложные: отмечаются включения тонкого однолетнего льда до одного-двух баллов, торосистость которого достигает одного-двух балла, а толщина льда увеличивается до 28–30 см. Сплоченность ледяного покрова остается высокой (девяти-десять баллов).

В феврале ледяной покров представлен тонким однолетним, серо-белым и серым льдом (в средних пропорциях 20, 50 и 30 % соответственно). Толщина льда варьирует от 30 до 40 см. Тонкие однолетние льды нередко состоят из обломков обширных ледяных полей. В случае преобладания ветров северо-западных направлений образуется полынья, заполненная начальными и ниласовыми видами льда. Ледяной покров сплошной, мало деформированный, преобладающая сплоченность десять баллов. Под воздействием ветров восточных румбов в течение нескольких часов полынья может быть полностью закрыта. Ниласовые

льды в полынье разрушаются и прижимаются к берегу, на их место перемещаются очень сплоченные молодые или тонкие однолетние льды.

Доминирующими видами льда в марте остаются однолетний тонкий, серо-белый и серый, но пропорции более толстых льдов, относительно февраля, увеличиваются в среднем на 10 %. Толщина льда колеблется в пределах от 25 до 50 см. Характерной особенностью является тот факт, что в зоне 100 % вероятности встречи со льдом доля ниласовых льдов составляет не менее трех баллов. Основную долю занимает серо-белый лед, поля тонкого однолетнего льда выносятся под воздействием динамических факторов.

В апреле ледяной покров активно разрушается под влиянием солнечной радиации. Под воздействием набирающего силу летнего муссон обломки ледяных полей, несяки и битый лед концентрируются вдоль западного побережья Татарского пролива в районе 50 и 51° с. ш. Как правило, эти остатки ледяного массива сбиваются в полосы, реже представлены ограниченными областями льда различной сплоченности (от шести до десяти баллов). Толщина ледяного покрова изменяется в пределах от 16 до 100 см.

4.6.2. ДИНАМИКА ГРАНИЦ ЗОН РАЗЛИЧНОЙ ВЕРОЯТНОСТИ

Сравнительный анализ распространения зон различной вероятности встречи со льдом в стандартные климатические периоды 1961–1990 гг. по Л. П. Якунину [117] и 1991–2020 гг. (рис. 24) позволил заключить, что в декабре границы 50 % и 100 % вероятности распространения ледяного покрова в период с 1991 по 2020 гг. в сравнении с стандартным опорным периодом (1961–1990 гг. по Л.П. Якунину [117]) сохранилась без существенных изменений. Местоположение изолинии 0 % вероятности встречи со льдом (южнее которой лед не встречался) в период стандартной климатической нормы с 1991 по 2020 гг. наиболее заметно смещено к северу у побережий: у западного на ~140 миль, у восточного на ~50 миль относительно соответствующей границы в стандартный опорный период (1961–1990 гг. по Л. П. Якунину [117]).

В январе граница распространения ледяного покрова 50% вероятности для периода двух норм сохраняется неизменной. Граница южнее которой лед не встречался (0% вероятности распространения ледяного покрова) за последние 30 лет установлена на ~46 миль севернее чем в период 1961–1990 гг. по Л. П. Якунину [117]. Граница зоны севернее которой лед наблюдался во все без исключения годы (100% вероятности распространения ледяного покрова) определена на 50 миль южнее в последние 30 лет.

В период максимального развития ледяного покрова (февраль март) граница 50 % вероятности распространения ледяного покрова в период с 1991 по 2020 гг. в сравнении с стандартным опорным периодом (1961–1990 гг. по Л. П. Якунину [117]) сохранилась без изменений в феврале, а в марте имеет разнонаправленное смещение ~20 миль в восточной половине пролива к северу, а в западной – к югу, оставаясь неизменной в середине пролива по 141° в. д. Местоположение изолиний 0% и 100% вероятности встречи со льдом за последние 30 лет претерпели существенные изменения. Так изолиния вероятности встречи со льдом 0 % в период стандартной климатической нормы сместилась к северу: в феврале на ~80 миль, в марте – на ~55 миль. Смещение изолиний 100 % вероятности встречи со льдом, за последние 30 лет, наоборот, зафиксировано к югу на 75–85 миль в феврале и на 75–100 миль в марте.

Отличительной особенностью апреля является отсутствие зоны 100 % вероятности встречи со льдом, как в период 1961–1990 гг. по Л. П. Якунину [117], так и в период 1991–2020 гг. Границы распространения зон 0 % и 50 %-вероятности встречи со льдом в стандартные климатические периоды претерпели существенные изменения. Зона 0 % вероятности встречи со льдом в период 1991–2020 гг. установлена на ~70 миль севернее, чем в период 1961–1990 гг. по Л. П. Якунину [117]. Вероятность встречи со льдом 50 % в стандартный опорный период 1961–1990 гг. по Л.П. Якунину [117] имела конфигурацию изолинии. За последние 30 лет данная зона представлена лишь фрагментарно вдоль береговой линии: на западном побережье в районе 50–51° с.ш и у крайней северной границы пролива.

Смещение в период 1991–2020 гг. местоположения границы 100 % вероятности встречи со льдом на юг относительно периода 1961–1990 гг. по Л. П. Якунину [117] вероятно связано с более детальным учетом ледяного покрова, добиться которого стало возможным с появлением спутниковых наблюдений.

Изменение местоположений изолиний 0 % и 100 % вероятности встречи со льдом за последние 30 лет справедливо объяснить наблюдающейся тенденцией к потеплению, проявившейся в высокой скорости роста среднегодовой температуры воды, наблюдаемой в последние десятилетия в дальневосточных морях [17, 44].

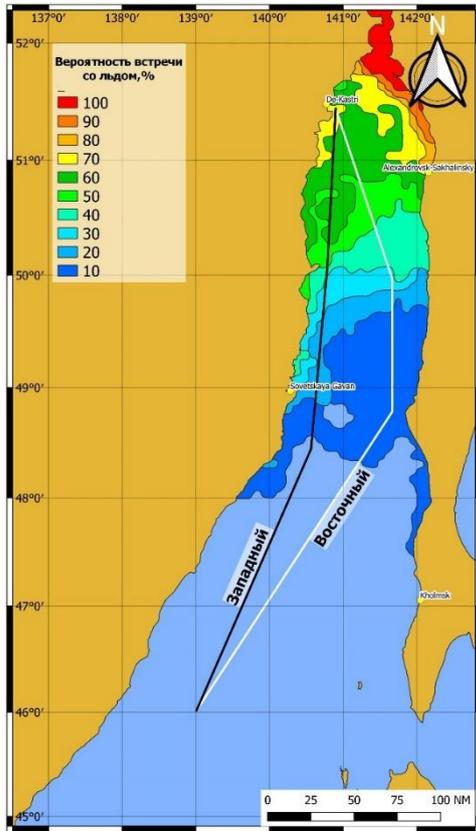
4.6.3. ОЦЕНКА ВЕРОЯТНОСТИ ВСТРЕЧИ СО ЛЬДОМ НА СУДОХОДНЫХ МАРШРУТАХ

С 2006 г. нефтеналивные танкера типа Афрамакс осуществляют регулярную транспортировку нефти из крупнейшего порта Дальнего Востока Де-Кастри в страны Юго-Восточной Азии в объеме ~12 млн. т/год. Анализ онлайн-сервиса движения судов Marine Traffic Live Ships Map (<https://www.marinetraffic.com>⁵) позволяет заключить, что зимнее плавание судов из порта Де-Кастри осуществляется преимущественно по двум маршрутам, которые условно можно назвать Западный и Восточный (рис. 25).

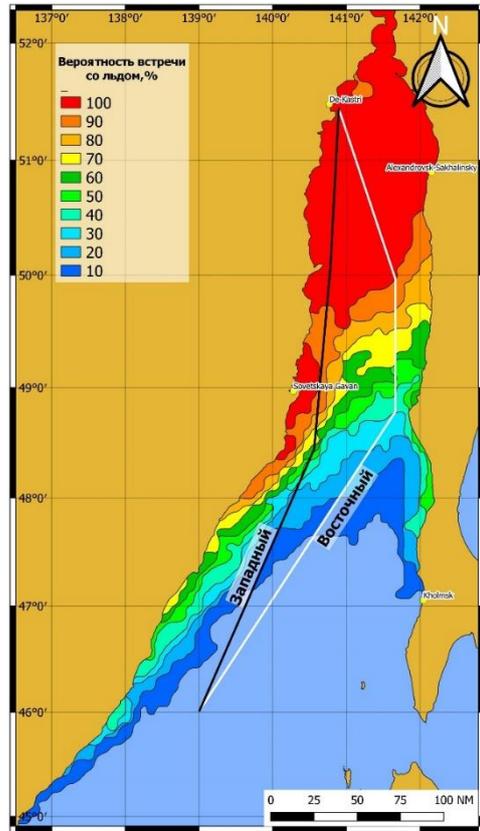
Западный маршрут проходит на удалении 5~25 миль от побережья материка. Общая протяженность его составляет 340 морских миль. Основанием для его выбора является использование для плавания квазистационарной полыньи, заполненной ниласовыми и молодыми льдами в периоды активного воздействия зимнего муссона (ветра северо-западных направлений). Проход по Восточному маршруту протяженностью 363 мили целесообразно осуществлять, когда Западный маршрут закрывается (обычно в районе мыса Сюркум 50°05'45.75"N, 140°41'09.25"E) при доминировании ветров восточных направлений, результатом воздействия которых является формирование

⁵ MarineTraffic: Global Ship Tracking Intelligence | AIS Marine Traffic. – URL: <https://www.marinetraffic.com>

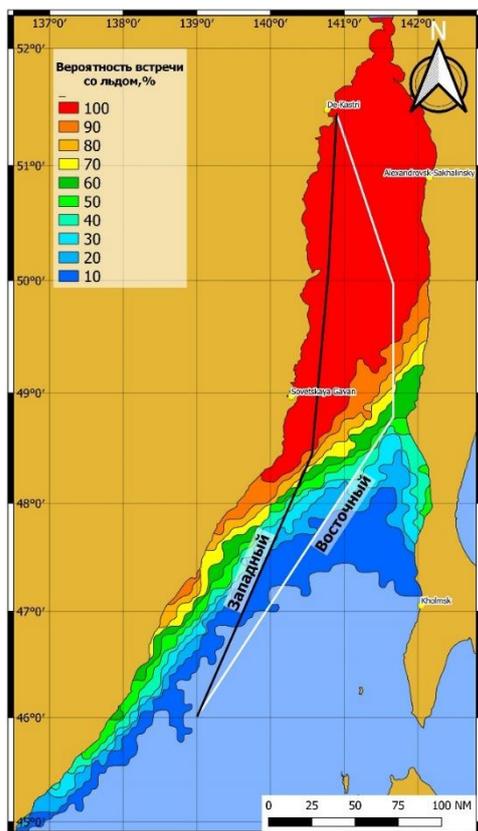
обширных зон развоидий вдоль побережья Сахалина, что наряду с особенностями конфигурации кромки ледяного массива делает путь во льдах значительно короче.



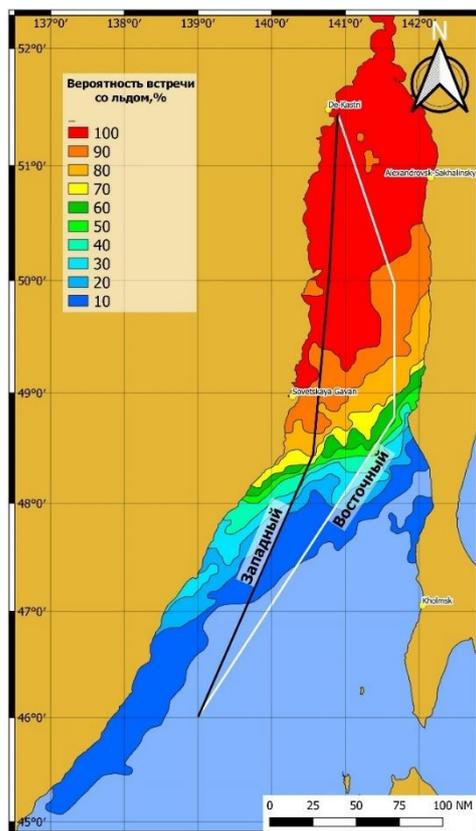
Декабрь



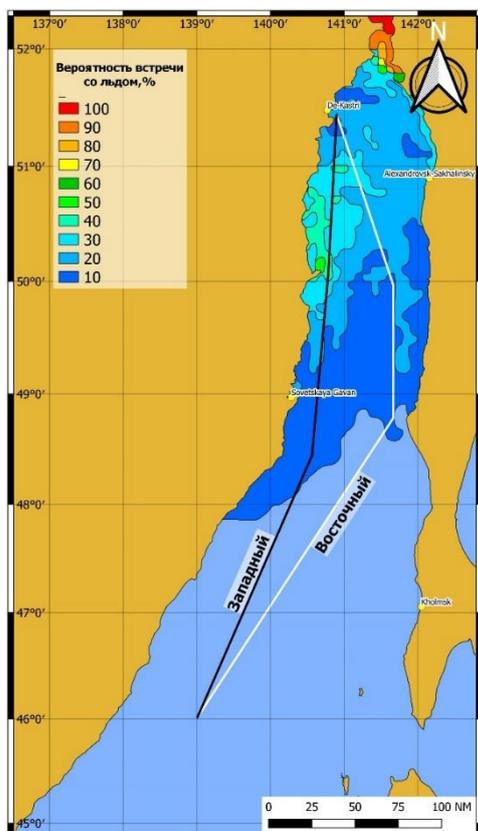
Январь



Февраль



Март

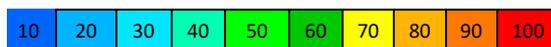


Апрель

Рис. 25. Среднеголетние вероятности встречи со льдом на судоходных маршрутах на середину месяца в период стандартной климатической нормы 1991–2020 гг.

**Вероятность встречи со льдом и протяженность плавания
во льдах разной толщины**

Цветовая шкала частоты встречи со льдом, %



<i>Маршрут Западный</i>										<i>Маршрут Восточный</i>											
<i>Ледовые условия плавания в декабре</i>																					
<i>Средневзвешенная толщина льда, см</i>																					
9	12	12	11	10	8	7	-	-	-			9	14	14	12	11	9	7	-	-	-
<i>Вероятность встречи со льдом и протяженность плавания во льдах, м. мили</i>																					
20	44	22	5	17	52	1	-	-	-			86	11	13	22	25	35	4	-	-	-
						3															
<i>Ледовые условия плавания в январе</i>																					
<i>Средневзвешенная толщина льда, см</i>																					
11	9	19	20	15	16	16	19	28	28			14	20	20	20	20	21	21	20	28	31
<i>Вероятность встречи со льдом и протяженность плавания во льдах, м. мили</i>																					
37	23	5	12	5	5	9	8	58	10			25	30	25	10	13	3	1	10	16	93
									3									9			
<i>Ледовые условия плавания в феврале</i>																					
<i>Средневзвешенная толщина льда, см</i>																					
30	36	34	36	37	38	37	40	41	40			32	41	35	34	35	37	38	40	41	33
<i>Вероятность встречи со льдом и протяженность плавания во льдах, м. мили</i>																					
41	11	17	10	3	2	1	4	6	17			47	25	3	20	20	11	7	8	16	12
						2			8												5
<i>Ледовые условия плавания в марте</i>																					
<i>Средневзвешенная толщина льда, см</i>																					
25	26	27	27	28	-	35	38	44	40			25	26	27	27	28	29	35	38	48	38
<i>Вероятность встречи со льдом и протяженность плавания во льдах, м. мили</i>																					
53	9	7	10	4	-	5	15	44	12			39	1	22	11	15	20	2	21	50	82
									3												
<i>Ледовые условия плавания во льдах в апреле</i>																					
<i>Средневзвешенная толщина льда, см</i>																					
36	50	49	50	-	-	-	-	-	-			35	45	50	-	-	-	-	-	-	-
<i>Вероятность встречи со льдом и протяженность плавания во льдах, м. мили</i>																					
83	47	55	21	-	-	-	-	-	-			10	54	16	-	-	-	-	-	-	-
												3									

В декабре, для судов ледового класса – ICE-1С, которые обеспечивают челночную перевозку нефти от Де-Кастри до портов Японии и Южной Кореи, ледяной покров Татарского пролива при толщине льда 7–14 см не представляет серьезного препятствия (табл. 9). На обоих маршрутах вероятность встречи со

льдом не превышает 70 % (рисунок 25). При прочих равных условиях протяженность пути во льдах на Восточном маршруте на 23 мили длиннее.

В январе критерием при выборе маршрута будет являться протяженность пути в наиболее толстых льдах толщиной 20–30 см. На Западном маршруте участок встречи с такими льдами короче на ~50 миль.

В феврале общая протяженность пути во льдах на Западном и Восточном маршрутах примерно одинакова (~280 миль). Вместе с тем, протяженность участка пути с вероятностью встречи со льдом более 50% и наиболее сложными ледовыми условиями (сплоченность 9–10 баллов, торосистость два балла, толщина льда от 40 до 50 см) составляет ~ 206 морских миль на Западном и ~186 морских миль на Восточном маршруте.

Доминирующими видами льда в марте остаются однолетний тонкий, серо-белый и серый, но пропорции более толстых льдов, относительно февраля, увеличиваются в среднем на 10%, а протяженность пути во льдах сокращается на ~10 миль.

Протяженность пути в подобных условиях на Западном маршруте варьирует от ~188 в феврале до ~167 морских миль в марте, на Восточном не превышает 50 морских миль (табл. 9). Учитывая потерю скорости движения в более сложных ледовых условиях, данное обстоятельство может стать решающим при выборе маршрута. В апреле ледяной покров активно разрушается.

Сравнительный анализ условий движения в ледяном покрове нефтеналивных танкеров типа Афрамакс (ледовый класс по международной классификации ISE-1С) по Западному и Восточному маршрутам, позволил заключить, что наиболее сложные условия ледового плавания характерны для периода максимального развития ледяного покрова (февраль-март). Общая протяженность участка пути во льдах на Западном и Восточном маршрутах примерно одинаковая и составляет ~280 в феврале и ~270 миль в марте. Однако, танкерам, двигаясь по любому из выбранных маршрутов, необходимо преодолевать в прикромочной зоне пояс однолетнего льда, средневзвешенная толщина которого превышает 40 см, а максимальная – может быть в два и более

раза выше. Протяженность пути в поясе такого льда на Западном маршруте варьирует от ~188 в феврале до ~167 морских миль в марте, а на Восточном – не превышает 50 морских миль. Важно отметить, что в целом доля ниласовых льдов на Западном маршруте при прочих равных условиях на 10–20 % больше, чем на Восточном, по этой причине основным критерием выбора маршрута должен являться прогноз ветра, который в короткий промежуток времени может коренным образом изменить ледовую обстановку. В декабре, январе и апреле ледовые условия не являются критичными для нефтеналивных танкеров, имеющих ледовый класс ICE-1С [35]

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе, на основе регулярных данных дистанционного зондирования Земли и опубликованных архивных материалов исторических наблюдений, сформирован многолетний ряд средnezимней ледовитости Татарского пролива. Впервые выполнен пространственно-временной анализ ледовитости в отдельных зонах пролива, рассчитана продолжительность ледового сезона, вероятности встречи со льдом и вариации объемов льда в период стандартной климатической нормы 1991–2020 гг.

Основные результаты работы:

1. Установлено, что продолжительность ледового сезона в стандартную климатическую норму (1991–2020 гг.) уменьшилась на 27 сут. по сравнению со стандартным опорным периодом (1961–1990 гг.).

2. Выявлены различия в вариации средnezимних значений ледовитости для двух последовательных стандартных климатических норм. Среднее за сезон (декабрь–апрель) значение ледовитости в стандартную климатическую норму 1991–2020 гг. для всего пролива составило 29 % или 31 тыс. км², при отсутствии наклона тренда изменения ледовитости, в стандартный опорный период 1961–1990 гг. – 31 % или 32,7 тыс. км², при наличии значимого на 95 %-ном уровне доверительной вероятности положительного линейного тренда 3 %/10 лет. Разность средних значений между двумя нормами находится в пределах точности расчетов. При этом размах колебаний средnezимних значений ледовитости в стандартный опорный период в 1,6 раза больше аналогичной величины в период стандартной климатической нормы (38 и 24 % соответственно).

3. Установлена взаимосвязь ледовитости всего Татарского пролива и его отдельных ледовых зон. Наибольшие значения коэффициентов корреляции при 95% уровне доверительной вероятности отмечаются между Татарским пролива в целом и его северной и юго-западной ледовыми зонами (по 0,9). На стадиях интенсивного ледообразования и разрушения главный вклад в ледовитость всего пролива вносит северная ледовая зона, а на фазе максимального развития – юго-

западная зона. Тип зимы во всем проливе не служит репрезентативным показателем суровости ледовых условий в составляющих его ледовых зонах.

4. Впервые рассчитан объёма льда в Татарском проливе. Скорость его уменьшения за период с 2000 по 2020 гг. составила $1,6 \text{ км}^3/10 \text{ лет}$ при 95 % уровне доверительной вероятности. Поскольку тенденция изменения ледовитости пролива близка к нулю, то изменения объёма произошло исключительно за счёт уменьшения толщины льда ($\sim 3 \text{ см}/10 \text{ лет}$).

5. Определена вероятность встречи со льдом в Татарском проливе. Установлена динамика местоположения границ встречи со льдом за периоды двух последовательных климатических норм. Местоположение изолиний 0 и 100 % вероятности встречи со льдом на фазе максимального развития за последние 30 лет претерпели существенные изменения. Так изолиния вероятности встречи со льдом 0 % сместилась к северу от ~ 55 до ~ 80 миль. Смещение изолиний 100 % вероятности встречи со льдом, наоборот, зафиксировано к югу на $\sim 75 - \sim 100$ миль, что согласуется с положительными трендами среднегодовой температуры воздуха и воды в Японском море.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

ГМС	Гидрометеорологическая станция
ГЭС	Гидроэлектростанция
ДВНИГМИ	Дальневосточный региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт
ИСЗ	искусственный спутник Земли
НИЛ ДЗЗ САХГУ и РАН	Научно-исследовательская лаборатория дистанционного зондирования Земли (ЮСНИС) Сахалинского государственного университета и Российской академии наук
СахГУ	Сахалинский государственный университет
СГДМ	сумма градусодней мороза
УГМС	управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды
AMSR2	Advanced Microwave Scanning Radiometer
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
JMA	Japan Meteorological Agency

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев, Н. Н. О плавании во льдах Татарского пролива из Владивостока в Александровск-Сахалинский. Рукопись / Н. Н. Алексеев. – Архив ДВНИИ, 1934 – 43 с.
2. Алдошина, Е. И. Изменение ледовитости и положения кромки льда в Японском и Охотском морях / Е. И. Алдошина // Труды ГОИН. – 1960. – Вып.54. – С. 22–35.
3. Алдошина, Е. И. О возможности предсказания положения кромки льда в Охотском море и Татарском проливе в весенние месяцы / Е. И. Алдошина // Труды ГОИН. – 1964 – Вып. 76. – С. 104–127.
4. Алдошина, Е. И. Методика предвычисления ледовитости Охотского моря и Татарского пролива на весенний период / Е. И. Алдошина // Труды ГОИН. – 1964 – №. 71. – С. 85.
5. Андреев, А. Г. Особенности циркуляции вод в южной части Татарского пролива / А. Г. Андреев // Исследования Земли из космоса. – 2018. № 1. – С. 3–11.
6. Андреев, А. Г. Влияние стока реки Амур и прибрежного апвеллинга на циркуляцию вод в Татарском проливе (Японское море) / А. Г. Андреев // Вестник ДВО РАН. – 2020. – № 1. – С. 120–126.
7. Анжина, Г. И. Ледовитость Японского моря и метод прогноза ее средних месячных значений с большой заблаговременностью / Г. И. Анжина, А. Н. Вражкин // Труды ДВНИГМИ. Юбилейный выпуск «ДВНИГМИ – 60 лет», – 2010. – № 1. – С. 134–144.
8. Анжина, Г. И. Автоматизированный метод прогноза средней месячной ледовитости Охотского, Японского и Берингова морей с заблаговременностью до одного года / Г. И. Анжина, А. Н. Вражкин, Т. П. Щербинина [и др.] // Гидрометеорологический научно-исследовательский центр РФ. – 2013. – № 40. – С. 80–96.

9. Баталин, А. М. Ледовый атлас Охотского моря / А. М. Баталин // Владивостокская морская научно-исследовательская обсерватория. Владивосток. – 1949. – 65 с.
10. Белинский, Н. А. О прогнозах колебаний уровня Каспийского моря / Н. А. Белинский, Г. П. Калинин // Труды НИУ ГУГМС. – 1946. – Серия IV. – Вып. 37. – С. 3–22.
11. Белинский, Н. А. Использование некоторых особенностей атмосферных процессов для долгосрочных прогнозов / Н. А. Белинский. – Ленинград : Гидрометеиздат, 1957. – 201 с.
12. Бенашвили, И. А. Основные положения методики долгосрочных прогнозов сроков ледообразования на Японском море / И. А. Бенашвили // Труды НИУ ГУГМС. – 1946. – Вып. 12. – С. 7–22.
13. Болгов, М. В. Анализ многолетней изменчивости и оценка максимальных уровней в условиях увеличившейся антропогенной нагрузки на примере р. Амур / М. В. Болгов, Е. А. Коробкина, Н. В. Осипова [и др.] // Метеорология и гидрология. – 2016. – № 8. – С. 80–89.
14. Бородачев, В. Е. История ледовой авиационной разведки в Арктике и на замерзающих морях России (1914–1993) / В. Е. Бородачев, В. И. Шильников // СПб.: Гидрометеиздат. – 2002.
15. Будаева, В. Д. Опыт применения модели Йошида для расчета вертикальной циркуляции вод в некоторых районах шельфовой зоны острова Сахалин / В. Д. Будаева, Г. Ю. Харитонова // Труды ДВНИИ. – 1980. – Вып. 86. – С. 119–126.
16. Василевская, Л. Н. Анализ зимних выносов теплого морского воздуха на западное побережье Татарского пролива / Л. Н. Василевская, Е. Ю. Поталова // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. – 2020. – № 1. – С. 6–20.
17. Гайко, Л. А. Температурные изменения воды и воздуха вдоль побережья Приморского края в современный период (северо-западная часть Японского моря) / Л. А. Гайко // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. – 2019. – № 2. – С. 29–30.

18. Гайко, Л. А. Изменчивость температуры воды и воздуха вдоль побережья Восточного Приморья и Хабаровского края по данным наблюдений на гидрометеорологических станциях / Л. А. Гайко // Морской гидрофизический журнал. – 2022. – Т. 38. – № 4 (226). – С. 389–404.

19. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Японское море. Гидрометеорологические условия. – Т. 8. – Вып. 1. – Санкт-Петербург : Гидрометеоздат, 2003. – 398 с.

20. Гирс, А. А. Методы долгосрочных прогнозов погоды / А. А. Гирс, К. В. Кондратович. – Ленинград : ГМИ, 1978. – 344 с.

21. Границы океанов и морей. – № 9031. – Санкт-Петербург : ГУНиО МО, 2000. – С. 127–137.

22. Даркин, Д. В. Спектры коэффициентов излучения молодого льда в микроволновом диапазоне по данным измерений со спутника AQUA (на примере Охотского и Японского морей) / Д. В. Даркин, Л. М. Митник, М. Л. Митник // Исследование Земли из космоса. – 2008. – № 1. – С. 3–14.

23. Де-Ливрон, К. Р. Лоция северо-западной части Восточного океана / К. Р. Де-Ливрон, М. Клыков // Изд. Глави. гидрогр. упр. мор. мин. – Санкт-Петербург, 1912. – Ч. 1. – 1712 с.

24. Долганова, Н. Т. Состав, сезонная и межгодовая динамика планктона северо-западной части Японского моря / Н. Т. Долганова // Известия ТИНРО. – 2001. – Т. 128. – № 1–3. – С. 810–889.

25. Дорофеева, Д. В. К вопросу учёта сплоченности массива льда при расчёте ледовитости Татарского пролива / Д. В. Дорофеева, И. В. Ерёменко, В. М. Пищальник [и др.] // Физика геосфер: Десятый Всероссийский симпозиум, 23–29 октября 2017 г., Владивосток, Россия : материалы докладов. – Владивосток : ТОИ ДВО РАН. – 2017. – С. 50–53.

26. Дорофеева, Д. В. Анализ изменчивости векового ряда ледовитости Татарского пролива на основе спутниковых и гидрометеорологических наблюдений с применением ГИС-технологий / Д. В. Дорофеева,

В. М. Пищальник, И. Г. Минервин [и др.] // «ИнтерКарто/ИнтерГИС». – 2018. – Т. 24. – № 2. – С. 46–54.

27. Думанская, И. О. Долгосрочный прогноз ледовых характеристик морей европейской части России и их изменения на рубеже XX–XXI веков / И. О. Думанская // Труды Гидрометцентра России. – 2013. – Вып. 350. – С. 110–141.

28. Думанская, И. О. Ледовые условия морей азиатской части России / И. О. Думанская. – Москва ; Обнинск : ИГ–СОЦИН. – 2017 – 640 с.

29. Думанская, И. О. Особенности типизаций ледовых условий в Японском море (Татарский пролив и залив Петра Великого) по суровости зим и по ледовитости районов моря / И. Думанская // Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. – 2017 – № 364. – С. 170–192.

30. Дьяков, Б. С. Многолетняя изменчивость структуры вод в юго-восточной части Японского моря в зимний период / Б. С. Дьяков // Известия ТИНРО. – 2000. – Т. 127. – № 1–1. – С. 70–77.

31. Дьяков, Б. С. Межгодовая изменчивость циркуляции вод в Татарском проливе в летнее время / Б. С. Дьяков // Известия ТИНРО. – 2006 – Т. 144. – С. 281–299.

32. Дьяков, Б. С. О циркуляции вод в Татарском проливе в весеннее время / Б. С. Дьяков // Известия ТИНРО. – 2006 – Т. 146. – С. 205–212.

33. Егоров, А. Г. Метод локально-генетической типизации ледовых условий / А. Г. Егоров, В. А. Спичкин // Труды ААНИИ. – 1994. – Т. 432. – С. 146–163.

34. Еременко, И. В. Исследование изменений ледовитости Татарского пролива на основе данных дистанционного зондирования Земли / И. В. Еременко, Д. В. Дорофеева, В. А. Романюк [и др.] // Материалы Международной конференции «ИнтерКарто/ИнтерГИС». – 2017. – Т. 3. – № 23. – С. 20–31.

35. Зарубина, Д. В. Оценка вероятности встречи со льдом в Татарском проливе на маршруте Де-Кастри кромка. Морские интеллектуальные технологии / Д. В. Зарубина, В. М. Пищальник, В. А. Романюк // *Marine intellectual technologies* – № 2. – Ч. 1. – 2022. – С. 35–41.
36. Зубов, Н. Н. Льды Арктики / Н. Н. Зубов. – Москва : Главсевморпуть, – 1945. – 360 с.
37. Истошин, Ю. В. Японское море / Ю. В. Истошин. – Москва : Географгиз, 1959. – 76 с.
38. Ким, В. И. Влияние антропогенных факторов на гидрологический режим Нижнего Амура : автореферат диссертации кандидата географических наук / В. И. Ким // Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, Хабаровск, 2005. – 23 с.
39. Кислова, С. И. Цифровой портрет состояния и изменчивости ледяного покрова Японского моря / С. И. Кислова, В. В. Плотников, В. А. Дубина // Известия ТИНРО (Тихоокеанского научно-исследовательского рыбохозяйственного центра). – 2020. – Т. 200. – № 4. – С. 978–993.
40. Ковалев, П. Д. Особенности сейшевых колебаний в заливах и бухтах Дальнего Востока: Приморья, Сахалина, южных Курильских островов / П. Д. Ковалев, Д. П. Ковалев // Вестник российских университетов. Математика. – 2013. – Т. 18. – № 4–1. – С. 1377–1382.
41. Крындин, А. Н. Сезонные и межгодовые изменения ледовитости и положения кромки льда на дальневосточных морях в связи с особенностями атмосферной циркуляции / А. Н. Крындин // Труды государственного океанографического института. – 1964. – №. 71 – С. 32–104.
42. Лебедева, К. О. Поверхностная циркуляция вод Татарского пролива по данным спутников серии Landsat / К. О. Лебедева, Т. А. Дячук, В. А. Дубина // Научные труды Дальрыбвтуза. – 2016. – Т. 39. – С. 29–33.
43. Леонов, А. К. Региональная океанография / А. К. Леонов. – Ленинград : Гидрометеиздат. – 1960. – Ч. 1.

44. Лобанов, В. Б. Глава 5.4. Дальневосточные моря России / В. Б. Лобанов, М. А. Данченков, В. А. Лучин [и др.] // Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. – Москва : Росгидромет, 2014. – С. 684–743.

45. Лобанов, В. Б. Дальневосточные моря/ Третий оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации / В. Б. Лобанов, В. А. Лучин, Л. И. Мезенцева [и др.] ; под редакцией В. М. Катцова ; Росгидромет. – Санкт-Петербург : Научные технологии, 2022. – С. 218–228.

46. Лоция Татарского пролива, Амурского лимана и пролива Лаперуза № 1402. – Санкт-Петербург : ГУНиО МО РФ, 2003. – 435 с.

47. Любицкий, Ю. В. Об участии ФГБУ «ДВНИГМИ» в оперативных мероприятиях по прогнозированию уровня воды в устьевой области Амура во время катастрофического наводнения 2013 г. / Ю. В. Любицкий // Юбилейный выпуск ДВНИГМИ – 65 лет. – Владивосток : Дальнаука, 2015. – С. 251–259.

48. Макаров. С. О. «Витязь» и Тихий океан / С. О. Макаров. – Санкт-Петербург, 1894. –Т. 1. – 337 с. ; Т. 2. – 543 с.

49. Минервин, И. Г. Районирование ледяного покрова Охотского и Японского морей / И. Г. Минервин, В. А. Романюк, В. М. Пищальник [и др.] // Вестник РАН, 2015 – Т. 85. – № 3. – С. 209–217.

50. Минервин, И. Г. Основные принципы работы программного комплекса «ЛЁД» / И. Г. Минервин, В. М. Пищальник, А. О. Бобков [и др.] // Физика геосфер: материалы докладов 9-го Всероссийского симпозиума. – Владивосток : Дальнаука, 2015 – С. 556–561.

51. Миронов, Е. У. Новые методы и технологии ледовых прогнозов в арктических морях / Е. У. Миронов, С. В. Клячкин, А. В. Юлин // Метеорология и гидрология – 2019. – № 4. – С. 26–35.

52. Мультиановский, Б. П. Основные положения синоптического метода долгосрочных прогнозов погоды / Б. П. Мультиановский. – Москва : Издательство ЦУЕГМС, 1933. –140 с.

53. Наставления гидрометеорологическим станциям и постам. – Вып. 9. – Ч. 1. – Ленинград : Гидрометеиздат, 1984. – С. 233–238.
54. Номенклатура ВМО по морскому льду/WMO/OMM/ВМО – № 259 // Издание 1970–2019.
55. Основные черты геологии и гидрологии Японского моря. – Издательство АН СССР, ИОАН, 1961. – 218 с
56. Петров, А. Г. Районирование акватории Татарского пролива по характеру формирования ледяного покрова в суровые по ледовым условиям годы / А. Г. Петров // Тематический выпуск ДВНИГМИ. – № 2. – Владивосток, Дальнаука, 1999.
57. Пищальник, В. М. Сезонные вариации циркуляции вод в прибрежных районах о. Сахалин / В. М. Пищальник, В. С. Архипкин, Г. И. Юрасов [и др.] // Метеорология и гидрология. – 2003. – № 5. – С. 87–95.
58. Пищальник, В. М. Восстановление среднемесячных термохалинных полей в Татарском проливе / В. М. Пищальник, В. С. Архипкин, А. В. Леонов // Водные ресурсы. – 2009. – Т. 36. – № 6. – 657–667.
59. Пищальник, В. М. О циркуляции вод в Татарском проливе / В. М. Пищальник, В. С. Архипкин, А. В. Леонов // Водные ресурсы. – 2010. – Т. 37. – № 6. – С. 657–670.
60. Пищальник, В. М. Математическое моделирование условий функционирования экосистемы Татарского пролива / В. М. Пищальник, А. В. Леонов, В. С. Архипкин [и др.]. – Южно-Сахалинск : СахГУ. – 2011. – 104 с.
61. Пищальник, В. М. Анализ динамики аномалий ледовитости Охотского моря в период с 1882 по 2015 г. / В. М. Пищальник, В. А. Романюк, И. Г. Минервин [и др.] // Известия ТИНРО. – 2016. – Т. 185. – С. 228–239.
62. Пищальник, В. М. Межгодовая динамика аномалий ледовитости Татарского пролива с 1882 по 2018 г / В. М. Пищальник, Д. В. Дорофеева И. Г. Минервин [и др.] // Известия ТИНРО (Тихоокеанского научно-исследовательского рыбохозяйственного центра). – 2019. – Т. 196. – С. 114–122.

63. Плотников, В. В. Состояние и перспективы развития методов ледовых прогнозов на морях Дальнего Востока / В. В. Плотников // Метеорология и гидрология. – 1985. – № 10. – С. 114–118.
64. Плотников, В. В. Сезонная и межгодовая изменчивость ледовитости дальневосточных морей / В. В. Плотников // Труды ДВНИГМИ. – 1990. – Вып. 40. – С. 65–75.
65. Плотников, В. В. Опыт использования вероятностной байесовской модели для прогноза некоторых ледовых характеристик на Охотском и Японском морях / В. В. Плотников // Метеорология и гидрология. – 1996. – № 4. – С. 81–86.
66. Плотников, В. В. Пространственно-временная сопряженность ледовитости дальневосточных морей / В. В. Плотников // Метеорология и гидрология. – 1997 – № 3. – С. 71–78.
67. Плотников, В. В. Аналого-статистическая модель прогноза положения кромки, сплоченности, возраста и форм льда на дальневосточных морях / В. В. Плотников // Метеорология и гидрология. – 1997 – №10. – С. 59–68.
68. Плотников, В. В. Использование гидрометеорологической (ледовой) информации для обеспечения безопасности мореплавания в холодный период на дальневосточных морях. / В. В. Плотников // Редакционная коллегия. – 1998. – С. 54.
69. Плотников, В. В. Особенности зимнего плавания на трассах Японского моря (тезисы и доклад) / В. В. Плотников, П. А. Трусков, С. А. Покрашенко // Труды VI Международной конференции по судам и морским конструкциям в холодных регионах «ICETECH-2000». – Санкт-Петербург : Изд-во ЦНИИ им. АН Крылова. – 2000. – С. 78–86.
70. Плотников, В. В. Изменчивость ледовых условий дальневосточных морей России и их прогноз : монография / В. В. Плотников. – Владивосток : Федеральное государственное унитарное предприятие Издательство Дальнаука, 2002. – 167 с.

71. Плотников, В. В. Оценка состояния ледяного покрова Японского моря / В. В. Плотников, А. Н. Четырбоцкий, Т. В. Гордейчук // Метеорология и гидрология. – 2010. – № 3 – С. 46–55.
72. Плотников, В. В. Циркуляция атмосферы над Дальним Востоком и ее отражение в ледовых процессах / В. В. Плотников, Л. И. Мезенцева, В. А. Дубина ; Федеральное гос. бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический ин-т им. В. И. Ильичева Дальневосточного отделения РАН. – Владивосток : Дальнаука, 2015. – 159 с.
73. Плотников, В. В. Оценка возможности долгосрочного моделирования состояния ледяного покрова (распределения сплоченности льда) в Японском море / В. В. Плотников, В. А. Дубина, С. И. Кислова // Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук. – 2021. – №. 1 (215). – С. 58-64.
74. Покудов, В. В. Новая схема течений Японского моря для зимнего периода / В. В. Покудов, В. П. Тунеголовец // Труды ДВНИГМИ. – 1975. – Вып. 50. – С. 24–32.
75. Полякова, А. М. К сверхдолгосрочному прогнозу ледовитости дальневосточных морей / А. М. Полякова // Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук. – 2012. – №. 6 (166). – С. 3–12.
76. Поплавский, А. А. Оперативный прогноз наводнений на морских берегах Дальнего Востока России / А. А. Поплавский, В. Н. Храмушин, К. И. Непон [и др.]. – Южно-Сахалинск : ДВО РАН, 1997.
77. Простяков, С. М. Типы синоптических процессов Восточной Азии / С. М. Простяков. – Москва : Гидрометеиздат. – 1947. – Т. 193. – С. 9.
78. Простяков, С. М. Атлас синоптических характеристик Северного полушария / С. М. Простяков // Научно-исследовательский институт аэроклиматологии. – Москва : Гидрометеиздат, 1964. – 176 с.
79. Рабинер, Л. Теория и применение цифровой обработки сигналов / Л. Рабинер, Б. Гоулд. – Москва : Рипол Классик, 1978. – 834 с.

80. Разуваев, В. Н. Суточные данные о температуре воздуха и сумме осадков по 233 станциям СССР / В. Н. Разуваев. – Обнинск, НИИ гидрометеорологической информации. – 1993. – 133 с.
81. Ресурсы поверхностных вод СССР. Нижний Амур. Дальний Восток. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – Т. 18. – Вып. 2. – 592 с.
82. Ростов, И. Д. Проявления глобальных климатических изменений в прибрежных водах северной части Японского моря / И. Д. Ростов, Н. И. Рудых, В. И. Ростов [и др.] // Вестник ДВО РАН. – 2016. – № 5(189). – С. 100–112.
83. Ростов, И. Д. Климатические изменения термических условий окраинных морей западной части Тихого океана / И. Д. Ростов, Е. В. Дмитриева, Н. И. Рудых [и др.] // Метеорология и гидрология. – 2020. – № 3. – С. 44–57.
84. Руководство по производству ледовой авиационной разведки. – Ленинград : Гидрометеиздат, 1981. – 240 с.
85. Руководящие указания ВМО по расчету климатических норм // ВМО-№ 1203. – Женева, 2017. – 21 с
86. Смолянкина, Т. В. Центры действия атмосферы северного полушария и их вклад в формирование аномалий погоды Дальнего Востока : автореферат диссертации ... кандидата географических наук / Т. В. Смолянкина. – Владивосток, 2000. – 22 с.
87. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2015660472. Программный комплекс для расчета площади ледяного покрова в Охотском и Японском морях по данным ДЗЗ (ПК «ЛЁД»). Авторы: В. М. Пищальник, А. О. Бобков, В. А. Романюк. Дата государственной регистрации в Росреестре программ для ЭВМ 01 октября 2015 г.
88. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2019665674 АТЛАС-2018. Авторы: В. М. Пищальник, А. О. Бобков. Дата государственной регистрации в Росреестре программ для ЭВМ 27 ноября 2019 г.

89. Спичкин, В. А. Определение критерия крупной аномалии / Т. В. Смолянкина // Труды ААНИИ. – 1987. – Т. 402. – С. 15–20.
90. Спичкин, В. А. Особенности изучения морских льдов для обеспечения работ на арктическом шельфе / В. А. Спичкин, Е. У. Миронов, А. Г. Егоров // Проблемы Арктики и Антарктики. – 1995. – № 69. – С. 62.
91. Столярова, Г. А. К фоновому прогнозу ледовитости Татарского пролива / Г. А. Столярова // Труды ДВНИГМИ. – 1961. – Вып. 12. – С. 38–41.
92. Столярова, Г. А. Влияние температуры воздуха на формирование ледовитости Татарского пролива / Г. А. Столярова // Труды ДВНИГМИ. – 1974 – Вып. 45. – С. 46–53.
93. Столярова, Г. А. О влиянии адвекции водных масс на ледовитость Татарского пролива / Г. А. Столярова // Труды ДВНИГМИ. – 1974 – Вып. 55. – С. 45–50.
94. Столярова, Г. А. К вопросу о расчете сплоченности льдов в Татарском проливе / Г. А. Столярова // Труды ДВНИГМИ. – 1975. – Вып. 50. – С. 33–37.
95. Столярова, Г. А. Прогноз ледовитости Татарского пролива / Г. А. Столярова // Труды ДВНИГМИ. – 1976. – Вып. 62. – С. 154–166.
96. Столярова, Г. А. Изменчивость ледовитости Японского моря / Г. А. Столярова // Труды ДВНИГМИ. – 1977. – Вып. 23. – С. 68–74.
97. Супранович, Т.И. Максимальные и средние скорости течений в поверхностном слое Татарского пролива / Т. И. Супранович // Тр. ДВНИГМИ. – 1989. – Вып. 39. – С. 33–36.
98. Тютнев, Я. А. К методике долгосрочных прогнозов появления льда и замерзания прибрежных районов Японского моря / Я. А. Тютнев // Труды ЦИП. – 1958. – Вып. 76. – С. 71–78.
99. Тютнев, Я. А. К методике долгосрочного прогноза сроков вскрытия и очищения от льда Японского моря / Я. А. Тютнев // Труды ЦИП. – 1959. – Вып. 91. – С. 17–29.

100. Цифровые технологии при моделировании природных процессов: коллективная : монография / под редакцией : В. М. Пищальника, А. В. Леонова. – Южно-Сахалинск : СахГУ, 2020. – С. 9–32.
101. Цыпышева, И. Л. Особенности изменчивости ледовитости в Татарском проливе (Японское море) в связи с региональной атмосферной циркуляцией / И. Л. Цыпышева, Л. С. Муктепавел, Г. Ш. Цициашвили [и др.] // Известия ТИНРО. – 2016. – Т. 184. – С. 135–149.
102. Шатилина, Т. А. Опыт использования метода интервального распознавания для прогноза экстримальной ледовитости Татарского пролива (Японское море) / Т. А. Шатилина, Г. Ш. Цициашвили, Т. В. Радченкова // Метеорология и гидрология. – 2006 – № 10. – С. 65–73.
103. Шатилина, Т. А. Изменчивость параметров азиатской и дальневосточной атмосферных депрессий во второй половине XX века / Т. А. Шатилина, Г. И. Анжина // Известия ТИНРО (Тихоокеанского научно-исследовательского рыбохозяйственного центра). – 2006 – Т. 144. – С. 300-311.
104. Шатилина, Т. А. Изменчивость интенсивности дальневосточного муссона в 1948–2010 гг. / Т. А. Шатилина, Г. И. Анжина // Известия ТИНРО. – 2011. – Т. 167. – С. 146–159.
105. Шатилина, Т. А. Статистические оценки трендов климатических изменений над Дальним Востоком в зимний и летний периоды 1980–2012 гг. / Т. А. Шатилина, Г. Ш. Цициашвили, Л. С. Муктепавел [и др.] // Вопросы промысловой океанографии. – Москва : Издательство ВНИРО, – 2014. – Вып. 11. – № 1. – С. 76–97.
106. Шатилина, Т. А. Оценка тенденций изменчивости центров действия атмосферы над Азиатско–Тихоокеанским регионом в летние периоды 1950–1979 и 1980–2012 гг. / Т. А. Шатилина, Г. Ш. Цициашвили, Т. В. Радченкова // Метеорология и гидрология. – 2016. – № 1. – С. 17–28.
107. Шренк, Л. И. Очерк физической географии Северо-Японского моря / Л. И. Шренк // Приложение к 16 тому Записок Императорской Академии наук. – Санкт-Петербург, – 1869. – Т. 16. – 254 с.

108. Шренк, Л. И. О течениях Охотского, Японского и смежных с ними морей: по термометрическим наблюдениям, произведенным на русских военных судах. Приложение к 23-му тому Записок Имп. Академии наук. № 3 / Л. И. Шренк. – Петербург : Типография Императорской Академии наук. – 1874.
109. Юрасов, Г. И. Течения Японского моря / Г. И. Юрасов, В. Г. Яричин. – Дальневосточное отделение Российской академии наук, 1991. – 174 с.
110. Якунин, Л. П. К вопросу о колебаниях ледовитости дальневосточных морей в зависимости от цикличности солнечной активности / Л. П. Якунин // Записки ПФГО СССР. Владивосток. – 1966. – Т. 25. – С. 88–93.
111. Якунин, Л. П. Ледовые исследования на дальневосточных морях / Л. П. Якунин // Труды ДВНИГМИ. – 1979. – Вып. 77. – С. 102–107.
112. Якунин, Л. П. Количество льда и затраты на его таяние в дальневосточных морях СССР / Л. П. Якунин // Проблемы Арктики и Антарктики. – 1986. – № 62. – С. 93–96.
113. Якунин, Л. П. Атлас ледовитости дальневосточных морей СССР / Л. П. Якунин // Владивосток : ПУГКС. – 1987. – Т. 80. – С. 3.
114. Якунин, Л. П. Ледотермика прикромочной зоны дальневосточных морей / Л. П. Якунин // Труды Дальневосточного регионального научно-исследовательского гидрометеорологического института. – 1990. – № 40. – С. 61.
115. Якунин, Л. П. Атлас границ распространения и крупных форм льда дальневосточных морей России / Л. П. Якунин // Владивосток : ТОИ ДВО РАН. – 1995.
116. Якунин, Л. П. Атлас границ преобладающего однолетнего льда дальневосточных морей России: препринт / Л. П. Якунин. – Владивосток : ТОИ ДВО РАН, 1997.
117. Якунин, Л. П. Атлас основных параметров ледяного покрова Японского моря / Л. П. Якунин. – Владивосток : Издательский дом Дальневосточного Федерального университета, 2012. – 84 с.

118. Яричин, В. Г. Некоторые особенности горизонтального движения вод в Японском море к северу от 40° с.ш. / В. Г. Яричин // Труды ДВНИГМИ. – 1982. – Вып. 96. – С. 111–120.
119. Fukamachi, Y., Mizuta, G., Ohshima, K. I., Toyota, T., Kimura, N., & Wakatsuchi, M. Sea ice thickness in the southwestern Sea of Okhotsk revealed by a moored ice-profiling sonar // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2006. – Т. 111. – P. 9.
120. Fukumachi Y., Shirasawa, K., Polomoshnov, A. M., Ohshima, K. I., Kalinin, E., Nihashi, S., Wakatsuchi, M. Direct observations of sea ice thickness and brine rejection off Sakhalin in the Sea of Okhotsk // *Continental Shelf Research*. – 2009. – Т. 29. – № 11–12. – P. 1541–1548.
121. Kumano, T., Enomoto, H., Kimura, N., Tateyama, K., Shirasawa, K., Uratsuka, S. Sea-ice motion in the Okhotsk Sea derived by microwave sensors // *The Thirteenth International Offshore and Polar Engineering Conference*. – OnePetro, 2003.
122. Navy U. S. Ice atlas of the Northern Hemisphere: Hydrographic Office Publ. – 1946.
123. Nihashi S., Ohshima, K. I., Tamura, T., Fukamachi, Y., Saitoh, S. I. Thickness and production of sea ice in the Okhotsk Sea coastal polynyas from AMSR-E // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2009. – Т. 114. – P. 10.
124. Nihashi S., Ohshima K.I., Kimura N. Creation of a heat and salt flux dataset associated with sea ice production and melting in the Sea of Okhotsk // *Journal of climate*. – 2012. – Т. 25. – № 7. – P. 2261–2278.
125. Nihashi S., Kurtz, N. T., Markus, T., Ohshima, K. I., Tateyama, K., & Toyota, T. Estimation of sea-ice thickness and volume in the Sea of Okhotsk based on ICESat data // *Annals of glaciology*. – 2018. – Т. 59. – № 76 pt2. – P. 101–111.
126. Martin S., Munoz E., Drucker R. The effect of severe storms on the ice cover of the northern Tatarskiy Strait // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 1992. – Т. 97. – № C11. – P. 17753–17764.

127. Oshima K.I., Nakanowatari, T., Riser, S., Volkov, Y., Wakatsuchi, M. Freshening and dense shelf water reduction in the Okhotsk Sea linked with sea ice decline // *Progress in Oceanography*. – 2014. – T. 126. – P. 71–79.
128. Ohshima K. I., Nihashi S., Iwamoto K. Global view of sea-ice production in polynyas and its linkage to dense/bottom water formation // *Geoscience Letters*. – 2016. – T. 3. – № 1. – C. 1–14.
129. Pishchalnik V. M., Minervin I. G., Romanyuk V. A., Batukhtina A. S. On the modern climate shift in the regime of iciness of the Sea of Okhotsk and the Sea of Japan // *Proc. of the 30th Intern. Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice*. – Mombetsu, Hokkaido, Japan, – 2015. – P. 99–102.
130. Pishchalnik V. M., Truskov P. A., Romanyuk V. A., Minervin I. G. Interannual variability of ice volume in the sea of Okhotsk during the maximum development of ice extent for 2000–2020 // *Cold Regions Science and Technology*. – 2021. – T. 189. – P. 103326.
131. Pishchalnik V. M., Dorofeyeva D. V., Truskov P. A., Romanyuk V. A., Minervin, I. G. Variations in the volume of ice in the sea of Okhotsk and the Tatar Strait at the phase of maximum ice extent development for 2000–2020 // *Continental Shelf Research*. – 2022. – T. 236. – P. 104663.
132. Romanyuk V., Kozeka F. Recovery ice cover Okhotsk and Sea of Japan for the period from 1929 to 2014 // *Proc. of the 30th Intern. Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice*. – Mombetsu, Hokkaido, Japan, –2015. – P. 254–256.
133. Tagutu T. On the state of sea-ice in the Bering Sea, Okhotsk Sea and north part of Japan Sea // *J. Oceanogr.* – 1932. – Vol. 4. – No. 2. Kobe. – P. 28–35.
134. Uda M. The results of simultaneous oceanographic investigations in the Japan Sea and its adjacent waters in May and June, 1932 // *J. Imperial Fishery Experimental Stations*. – 1934. – T. 5. – P. 57–190.
135. Ustinova E. I., Sorokin Y.D. Sea ice cover variability and change in the Tatar Strait // *Proc. of the 27th Intern. Symp. on Okhotsk Sea & Sea Ice*. – Mombetsu, Hokkaido, Japan, 2012. – P. 174–177.

136. Zarubina, D. V., Pishchalnik, V. M., Romanyuk, V. A. Comparative analyses of changes in the ice cover of the Tatar Strait in relation to 1961-1990 and 1991-2020 climate normals// In IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. IOP Publishing. (Scopus), - 2021. -Vol. 946, No. 1. – P. 012025