

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

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

На правах рукописи



Романюк Валерий Анатольевич

**ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ ОХОТСКОГО МОРЯ В УСЛОВИЯХ ГЛОБАЛЬНОЙ
ТЕНДЕНЦИИ УВЕЛИЧЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА**

Специальность 25.00.28 – Океанология

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научный руководитель:
доктор технических наук, профессор
Пищальник Владимир Михайлович

Южно-Сахалинск
2019

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	4
Глава 1. Современное состояние изученности Охотского моря	10
1.1. Физико-географические особенности.....	10
1.2. Гидрометеорологические условия.....	13
1.3. Состояние изученности ледового режима Охотского моря.....	26
Глава 2. Использованный материал и методы исследования	31
2.1. Материалы гидрометеорологических наблюдений.....	31
2.1.1. Судовые наблюдения.....	31
2.1.2. Авиационные наблюдения.....	31
2.1.3. Спутниковые наблюдения.....	33
2.1.4. Метеорологические данные.....	34
2.2. Методы исследования	35
2.2.1. Восстановление ряда ледовитости Охотского моря.....	35
2.2.2. Типизация зим по суровости ледовых условий.....	41
2.2.3. Районирование Охотского моря по ледово-географическим признакам.....	42
2.2.3.1. Критерии районирования.....	44
2.2.4. Основные принципы работы программного комплекса «ЛЁД».....	57
Глава 3. Анализ динамики аномалий ледовитости Охотского моря в период с 1882 по 2016 г.	62
3.1. Многолетние колебания ледовитости Охотского моря.....	62
3.2. Анализ типов зим по суровости ледовых условий Охотского моря.....	69
Глава 4. Анализ изменений элементов ледового режима Охотского моря в районах первого иерархического уровня	73
4.1. Анализ повторяемости различных типов зим.....	74

4.2. Динамика межгодовых колебаний аномалий ледовитости.....	79
4.3. Особенности сезонного хода ледовитости в ледовых районах первого иерархического уровня в различные типы зим.....	87
Заключение.....	95
Обозначения и сокращения.....	98
Список литературы.....	99
Приложения.....	113

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы. Современное потепление в Северном полушарии, начавшееся в конце 1970-х гг. (Попова, 2011; Груза, Ранькова, 2012; Доклад... 2014, 2019), способствует формированию устойчивой тенденции снижения площади ледяного покрова замерзающих морей. Снижение запасов углеводородов на суше делает необходимым проведение разведки и обустройства морских нефтегазовых месторождений. Российский континентальный шельф, являясь самым большим в мире по площади, концентрирует в себе колоссальные запасы углеводородных ресурсов. Поэтому одна из главных задач развития топливно-энергетического комплекса России – освоение и добыча углеводородов на арктическом и дальневосточном континентальном шельфе. При этом первостепенное значение приобретают вопросы, связанные с безопасной эксплуатацией стационарных нефте- и газодобывающих платформ и транспортировкой углеводородов в сложных ледовых условиях. Не менее важным аспектом является повышение рисков загрязнения морской среды при смещении мировой добычи нефтяных углеводородов на шельфы замерзающих и арктических морей. В связи с этим необходимо проведение постоянного мониторинга, оценки и прогноза ледовой обстановки, который невозможен без глубоких знаний об историческом и современном состоянии ледяного покрова в замерзающих морях. Это в полной мере относится к Охотскому морю, на шельфе которого уже два десятилетия ведётся освоение месторождений и добыча углеводородов.

При исследовании элементов ледового режима Охотского моря особый интерес представляют долгопериодные колебания площади ледяного покрова, которые позволяют оценить интенсивность ледовых процессов и связать их с глобальными изменениями климата, происходящими в современный период. В сочетании с использованием качественно новых спутниковых данных, полученные представления о ледовом режиме Охотского моря в целом и его отдельных регионов позволят вывести на качественно новый уровень ледовые

прогнозы и повысить безопасность выполнения морских операций. Опыт ледовых исследований в Охотском море с большой эффективностью может быть применен при разработке месторождений углеводородов на шельфе Арктического бассейна.

Цель и задачи диссертационной работы. Цель работы – выявить новые особенности ледового режима Охотского моря в условиях глобальной тенденции увеличения температуры воздуха на основе исторических знаний о вариациях ледяного покрова и современных, детализированных и регулярных спутниковых данных с учётом географической специфики отдельных регионов моря.

Для достижения поставленной цели необходимо решить следующие задачи:

1. Сформировать непрерывный ряд средних за сезон значений ледовитости Охотского моря с 1882 по 2016 г.

2. Проанализировать межгодовую изменчивость площади морского льда Охотского моря и выявить долговременные тенденции изменения ледовитости.

3. Выполнить типизацию зим по суровости ледовых условий Охотского моря за период с 1882 по 2016 г.

4. Произвести районирование Охотского моря по ледово-географическим признакам с учётом пространственно-временной изменчивости ледяного покрова.

5. Проанализировать пространственные особенности межгодовой и внутрисезонной изменчивости элементов ледового режима Охотского моря.

Достоверность и обоснованность полученных результатов подтверждается использованием апробированных методов анализа ледового режима и проведения оперативного ледового мониторинга; применением объективных методов исследования. Все количественные оценки ледовитости Охотского моря в условиях глобальной тенденции увеличения температуры воздуха получены с использованием репрезентативных источников, опирающихся на регулярные данные дистанционного зондирования Земли. Основные результаты работы опубликованы в рецензируемых публикациях, неоднократно обсуждались на международных и всероссийских симпозиумах, форумах и конференциях.

Научная новизна

1. Сформирован непрерывный ряд средних за сезон значений ледовитости Охотского моря с 1882 по 2016 г.

2. Показано, что за последние 135 лет наблюдается устойчивая тенденция уменьшения площади ледяного покрова Охотского моря. С конца 1970-х гг. по настоящее время интенсивность сокращения ледовитости значительно увеличилась.

3. Впервые выполнено районирование Охотского моря по ледово-географическим признакам.

4. Выполнен анализ изменений элементов ледового режима в отдельных регионах Охотского моря в условиях глобальной тенденции увеличения температуры воздуха за период с 1979 по 2016 г.

Теоретическая и практическая значимость. Выявленные особенности межгодовой и сезонной изменчивости значений ледовитости и выделенные долговременные тенденции дают новые представления о ледовом режиме Охотского моря в целом и его отдельных регионов. Полученные результаты представляют интерес для разработки прогнозов значений ледовитости моря с различной заблаговременностью. Применение полученных теоретических знаний о ледовом режиме в оперативной практике позволяет в настоящее время обеспечивать актуальной ледовой информацией производственные объекты проекта «Сахалин-2», составлять рекомендованные маршруты плавания судов во льдах и разрабатывать рекомендации относительно сроков полного очищения акватории ото льда. На основе изложенного в диссертации подхода по изучению ледового режима Охотского моря были успешно выполнены работы по ледовому сопровождению при разведочном бурении на лицензионных участках «Лисянский» и «Магадан-1» на севере Охотского моря в 2016 г.

Основные положения, выносимые на защиту:

1. Выявлены долговременные тенденции сокращения ледовитости в Охотском море: общая с 1882 г. (1,3% за 10 лет) и современная с конца 1970-х гг. по настоящее время (4,7% за 10 лет).

2. В аномально тёплый период с конца 1970-х по 2016 г. мягкие и экстремально мягкие типы зим по суровости ледовых условий составляли 54% от их общего количества за последние 135 лет, а доля суровых и экстремально суровых – 6%.

3. Выявлены различия элементов ледового режима отдельных регионов Охотского моря в современный период потепления: типы зим по суровости ледовых условий в трёх регионах моря не совпадают в 70% случаев; наступление основного минимума ледовитости в южном регионе зафиксировано на 5 лет раньше, чем в северо-западном и северо-восточном регионах; в среднем самое раннее наступление внутрисезонного максимума ледовитости (28 февраля) происходит в мягкие зимы в северо-восточном и северо-западном регионах, самое позднее (15 марта) – в южном регионе в умеренные типы зим.

Апробация работы. Результаты исследований, проведенных в настоящей работе, были представлены и обсуждались на ряде совещаний, форумах, конференциях, в том числе: на VII, IX, X, XI Всероссийских симпозиумах «Физика геосфер», Владивосток, 2011, 2015, 2017, 2019 гг.; на 28-м, 30-м Международных симпозиумах «Okhotsk sea and sea ice», Mombetsu, 2013, 2015 гг.; на 9-й научно-практической конференции молодых специалистов «Сахалин Энерджи», Южно-Сахалинск, 2017 г.; на международной конференции «ИнтерКарто/ИнтерГИС. Геоинформационное обеспечение устойчивого развития территорий в условиях глобальных изменений климата», Южно-Сахалинск, 2017 г.; в ходе рабочих совещаний с «Sakhalin Energy Investment Company Ltd.» и «Eхxon Neftegas Limited», Южно-Сахалинск, 2018, 2019 гг.; на 4-м международном инвестиционном форуме и выставке «Восточный

нефтегазовый форум», Владивосток, 2019; на конференции «Ситуационные центры: фокус кросс-отраслевых интересов – 2019», Москва, 2019.

Личный вклад автора. Результаты, изложенные в диссертации, получены автором самостоятельно или на равных правах с соавторами. Автор принимал участие в сборе данных о ледяном покрове Охотского моря, выполнял анализ исторической информации о площади морского льда, архивных ледовых карт, данных спутниковых наблюдений, на основе которых был сформирован ряд значений ледовитости с 1882 по 2016 г. Участвовал в разработке программного комплекса «ЛЕД», предназначенного для расчета площади ледяного покрова Охотского моря в районах с произвольно заданными границами. С 2006 г. автором ведется информационное наполнение архива гидрометеорологических данных Научно-исследовательской лаборатории дистанционного зондирования Земли Сахалинского государственного университета и Российской академии наук (ЛДЗЗ). На основе разработанного нами методологического подхода ежедневно на протяжении нескольких ледовых сезонов выполнялся мониторинг ледовой обстановки с целью проводки судов в ледовых условиях при транспортировке нефтяных углеводородов от производственного комплекса «Пригородное», а также для обеспечения безопасности транспортировки грузов на стационарные нефтегазодобывающие платформы «Пильтун-Астохская-А», «Пильтун-Астохская-Б» и «Лунская-А». Автор принимал непосредственное участие в экспедиционных работах по наблюдениям за ледовой обстановкой в районе Южно-Киринского газоконденсатного месторождения (авиационная разведка и десантирование на ледовые поля с целью замера толщины льда и установки радиобуев системы Argos) в 2016 и 2019 гг.

Публикации. По теме диссертации опубликованы: 5 научных статей в изданиях, определённых в перечне ведущих рецензируемых научных журналов и изданий ВАК, из них 3 работы опубликованы в изданиях, индексируемых в базах данных Scopus и Web of Science; 20 тезисов докладов на международных и

всероссийских симпозиумах и конференциях; получено одно свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, четырёх глав, заключения, списка литературы из 116 наименований и семи приложений. Общий объём диссертации составляет 120 страниц текста, 37 рисунков, 11 формул и 9 таблиц.

Благодарности. Автор выражает глубокую благодарность и признательность научному руководителю д.т.н. В.М. Пищальнику за научную школу по изучению ледового режима Охотского моря, терпение, поддержку, постоянное внимание и отеческую заботу. Автор благодарен сотрудникам ЛДЗЗ к.ф.-м.н. И.Г. Минервину, И.В. Еременко, И.В. Шумилову за многолетнюю успешную совместную работу и полезные советы. Автор благодарит д.х.н. А.В. Леонова, д.г.н. Д.Я. Фащука за полезные консультации, ценные советы и дискуссии по тематике и смежным проблемам исследования. Выражает благодарность к.ф.-м.н. С.В. Писареву и А.Н. Шарафутдинову за помощь при планировании и проведении работ в экспедиционных условиях.

Само море расположилось с севера на юг от $62^{\circ}42'$ до $43^{\circ}43'$ с. ш. и с запада на восток от $134^{\circ}50'$ до $164^{\circ}45'$ в. д. Море значительно вытянуто с юго-запада на северо-восток и расширено примерно в своей центральной части (рис. 1). Наибольшая длина акватории в этом направлении равна 2463 км, а ширина достигает 1500 км. Площадь зеркала морской поверхности по некоторым оценкам составляет 1603 тыс. км², протяженность береговой линии – 10460 км, а суммарный объем вод моря – 1316 тыс. км³ (Удинцев, 1981).

Островов в Охотском море немного – в основном, это прибрежные острова (Шантарские – в северо-западной части моря, Завьялова и Спафарьева – в Тауйской губе, Ямские – в заливе Шелихова). Естественной границей, отделяющей Охотское море от Тихого океана, является Курильский архипелаг, в состав которого входят 28 крупных и много мелких островов. Крупнейший остров, расположившийся на границе между Японским и Охотским морями, – Сахалин. Максимальная глубина моря – 3374 м (Удинцев, 1981), а средняя 821 м (Щербаков, 1983).

Рельеф; дна Охотского моря (рис. 2) можно разделить на три основных морфологических ступени (Сваричевский и др., 1998): 1) материковые и островные отмели; 2) дно центральной части моря; 3) дно южной глубоководной котловины. В свою очередь материковая отмель занимает более 40% всей площади моря, а глубина её внешнего края колеблется от 100 до 175 м на востоке моря, до 150-275 на юго-западе и до 170-350 на севере. Дно центральной части моря состоит из нескольких поднятий и ложбин, глубины в которых значительно изменяются (возвышенность Академии наук СССР и Института океанологии, поднятие Лебеда, котловина Дерюгина, впадина ТИНРО и др.). Наибольшие глубины (более 3000 м) наблюдаются в Курильской котловине, которая расположена с внутренней стороны Курильских островов (Сваричевский и др., 1998).

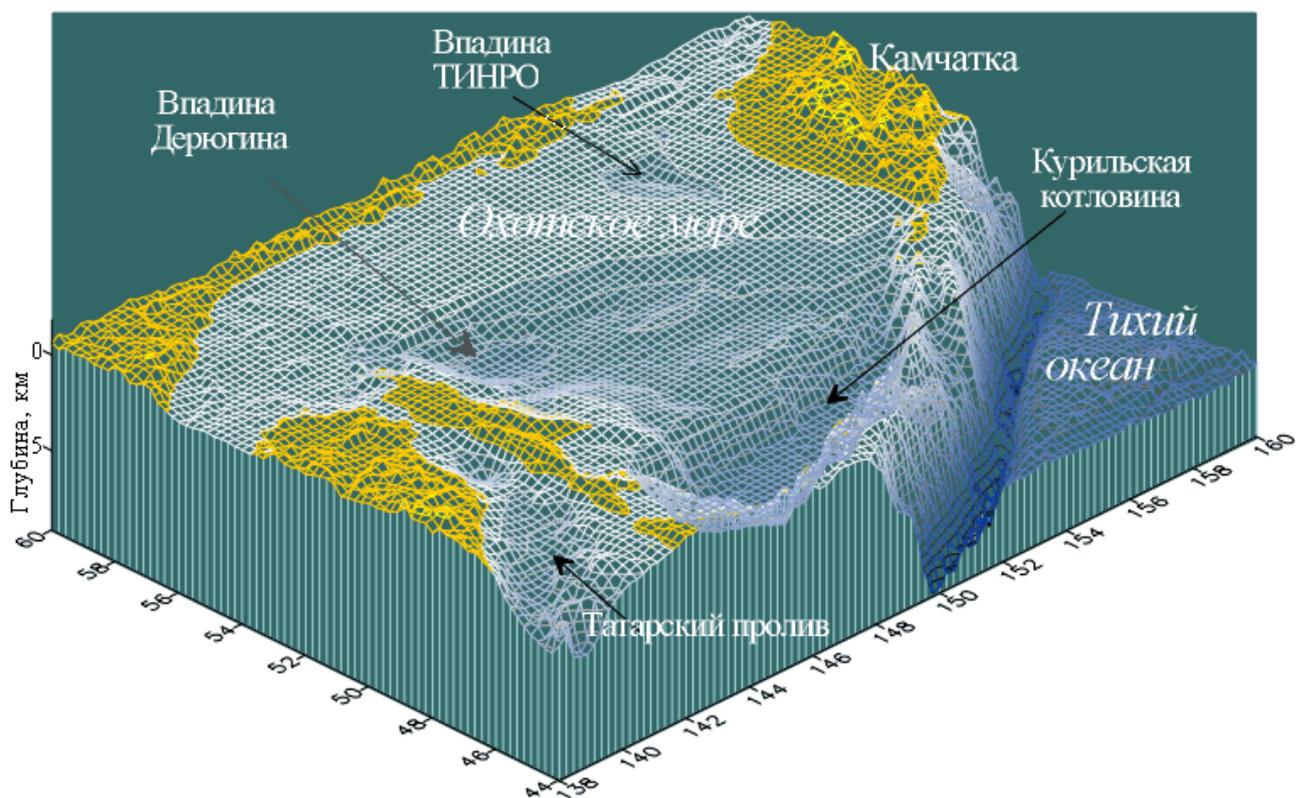


Рисунок 2 – Рельеф дна Охотского моря

При своей значительной протяженности береговая черта Охотского моря изрезана относительно слабо. Здесь можно выделить несколько крупных заливов (Анива, Терпения, Сахалинский, Академии, Тугурский, Аян, Шелихова) и губ (Удская, Тауйская, Гижигинская и Пенжинская). Так как проливы, соединяющие Охотское море с Тихим океаном и с Японским морем определяют возможность водообмена, они имеют очень большое значение. Проливы Невельского и Лаперуза относительно узки и мелководны, что является причиной относительно слабого водообмена с Японским морем. Проливы Курильской островной гряды, протянувшейся примерно на 1200 км, напротив, являются более глубоководными, а их суммарная ширина составляет 500 км. Наиболее глубоководными являются проливы Буссоль (2318 м) и Крузенштерна (1920 м) (http://pacificinfo.ru/data/cdrom/2/HTML/3_00.htm).

Материковый сток, представленный в основном множеством преимущественно небольших рек, равен примерно 590 км²/год, из них около 65% приходится на сток р. Амур. Реки северо-западного побережья Охотского моря

(Тугур, Уда, Улья и др.) дают около 10% от общего стока, реки северного побережья (Охота, Иня, Кухтуй, Тауй, Гижига, Пенжина и др.) – 15%, реки Курильских островов, о. Хоккайдо и о. Сахалин - менее 10%. Влияние материкового стока наиболее ощутимо весной и летом. В это время наибольшее его влияние ощущается в основном в прибрежной зоне, вблизи устьевых областей крупных рек (http://pacificinfo.ru/data/cdrom/2/HTML/3_00.htm).

1.2. Гидрометеорологические и ледовые условия

Климат Охотского моря определяется солнечной радиацией, циркуляцией атмосферы и влиянием Азиатского материка, на окраине которого оно находится. Кроме того на климат влияют такие особенности как: меридиональная вытянутость акватории моря (с юго-запада на северо-восток >2,5 тыс. км), сопредельность с Тихим океаном, орография побережий и система морских течений (Дашко и др., 1998; Стариченко и др., 1999).

Ветровой режим. Годовой ход атмосферного давления определяется распределением перманентных и сезонных центров действия атмосферы. Зимой над Охотским морем преобладает муссонный поток, возникающий при взаимодействии азиатского антициклона с алеутской депрессией (рис. 3) (Дашко и др., 1998).

Летом муссонные потоки образуются в результате взаимодействия летней азиатской депрессии и охотского антициклона (рис. 4), который наиболее стабилен в первую половину лета. Выход континентальных и морских циклонов на акваторию Охотского моря могут весьма существенно влиять на муссонный характер ветров, которые при воздействии последних нарушаются.

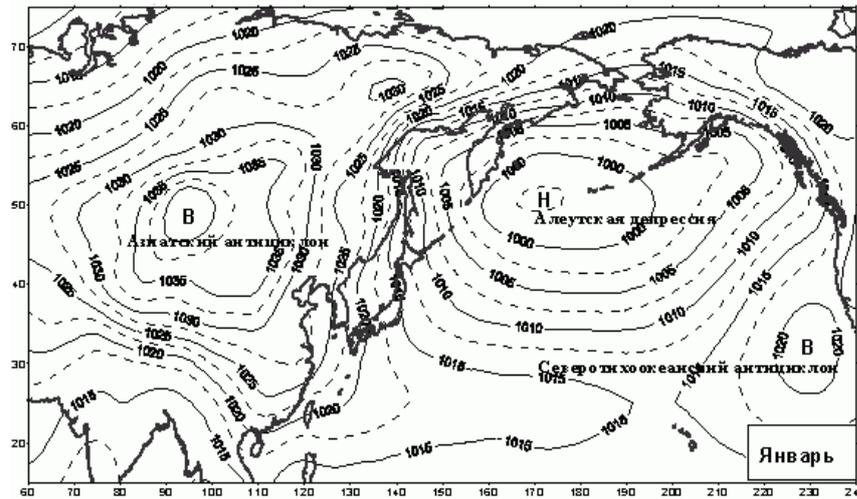


Рисунок 3 – Среднее атмосферное давление на уровне моря над Азиатско-Тихоокеанским регионом в январе и январе
(http://rus.ferhri.ru/japan/Meteo/Meteo_synop.htm)

При этом континентальные циклоны характерны для теплого полугодия, а морские для холодного. Наибольшая повторяемость над морем ветров северной четверти ($> 60\%$), наблюдается зимой, а повторяемость ветров других направлений значительно меньше ($<10\%$) (Дашко и др., 1998).

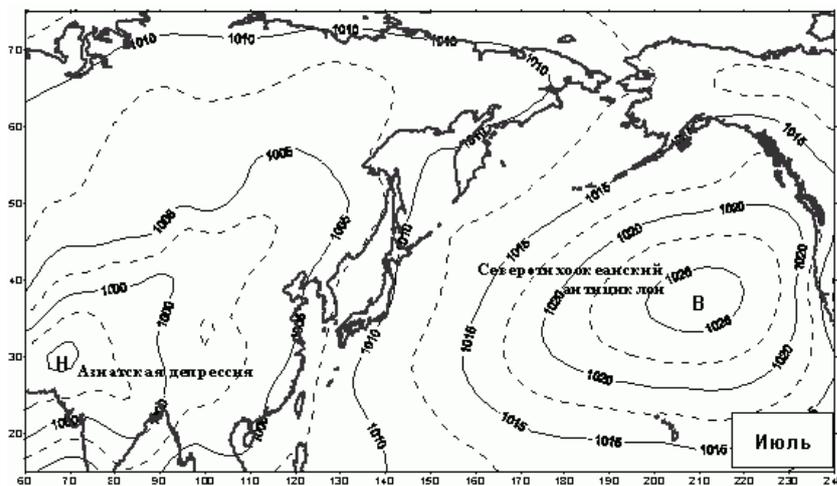


Рисунок 4 – Среднее атмосферное давление на уровне моря над Азиатско-Тихоокеанским регионом в июле
(http://rus.ferhri.ru/japan/Meteo/Meteo_synop.htm)

В северной части моря направления ветра сохраняют черты зимнего режима вплоть до мая. В свою очередь в южной части моря уже в апреле атмосферная циркуляция приобретает летний муссонный характер, что влечет за собой увеличенные осадки, густую облачность и туманы. Ветра южных направлений,

как правило, наблюдаются в июне-июле с сокращением их количества к августу. В сентябре в северной части моря под воздействием материка начинают преобладать воздушные потоки северо-восточного (в северо-восточной части моря) и северного (в северо-западной части моря) направления. Зимний ветровой режим над Охотским морем с переносом воздушных масс с континента на море устанавливается в октябре. Наибольшая повторяемость штормовых явлений характерна для южной и центральной частей моря (Дашко, 1979; Дашко и др., 1998).

В зимние месяцы над Охотским морем наиболее часты ветры со скоростью от 5 до 10 м/с (37-46%). В марте число случаев с маловетреной погодой увеличивается, и к апрелю повторяемость ветров со скоростью от 10 до 15 м/с составляет чуть более 10%. С мая по сентябрь наблюдается преобладание ветров со скоростью до 5 м/с, причем в мае и сентябре на них приходится около 50% случаев, а в июле-августе около 70%. В среднем за год повторяемость ветров более 15 м/с составляет около 10% (Дашко, 1979; Дашко и др., 1998).

В работе (Тунеголовец и др., 2009) исследованы характеристики 1175 южных циклонов (период обобщения – 1963–2003 гг.). Результаты исследования показали, что за весь исследуемый период над Охотским морем развивались 780 южных циклонов (66% от общего числа), из них 400 (34% от общего числа) прошли центрами над акваторией Охотского моря. Максимальная повторяемость южных циклонов пришлась на период с 1989 по 1999 г. (конец 80-х – 90-е гг. XX в.), когда наблюдалось в среднем 35 циклонов в год (до 1989 г. наблюдалось в среднем менее 20 циклонов в год, после 1999 г. – около 25 циклонов в год). В холодный сезон 1993/1994 гг. над морем развился 51 циклон (абсолютный максимум).

Меньше всего циклонов наблюдалось в сезон 1973/1974 гг. – 8 циклонов. В 23,5% случаев давление в центре составляло более 1000 гПа, в 28,4% случаев – менее 985 гПа, в 1,7% случаев – менее 965 гПа. Циклоны с диаметром 1500–2000

км наблюдались в 30.6% случаев, с диаметром выше 2000 км – в 19,1% случаев, то есть почти в 50% случаев диаметр циклонов превышал 1500 км.

В целом в зимний период в северном полушарии за период 1948–2003 гг. наблюдался тренд на уменьшение количества циклонов с глубиной 1000 гПа и менее. Ежегодное снижение составило 1,2 циклона. За этот же период в северной части Тихого океана произошло увеличение числа глубоких циклонов (глубже 975 гПа) на 0,21 циклона в год (Тунеголовец, 2009).

Температура воздуха. Меридиональная вытянутость Охотского моря обуславливает значительные пространственные различия метеорологических характеристик. По температурному режиму Охотское море делится на северную часть и южную. Средняя годовая температура воздуха в северной части моря имеет отрицательное значение, в южной – положительное. Нулевая изотерма проходит через центральную часть моря от южного Сахалина к середине западного побережья п-ова Камчатка. Общее понижение средней годовой температуры воздуха происходит с юга на север Охотского моря и составляет 8-10° С (от 4-5° С на юго-западе до -4...-5° С в северо-восточной части моря) (Дашко, 1998; Леонов, 1960).

Годовые амплитуды средних месячных температур воздуха достигают наибольших значений в северо-западной части моря (30-36 °С). В южных районах моря (южнее 50° с. ш.) они уменьшаются практически наполовину (15-18 °С). Холодный период на Охотском море (со средней суточной температурой воздуха ниже 0 °С за год) имеет продолжительность 214-221 сутки на севере и 123-136 суток в наиболее тёплом южном районе, прилегающем к Курильским островам. Средние температуры воздуха составляют в январе для широт 60, 55 и 50° с. ш. соответственно -14,6, -9,7, -6,3 °С, а в июле -13,6, 14.5 и 16,9 °С соответственно (Дашко, 1998).

Температура воды. Поступление поверхностных тихоокеанских вод (ТВ) в Охотское море происходит в основном через северные проливы Курильской гряды, а именно – через Первый Курильский пролив. В проливах средней части

гряды наблюдается как поступление тихоокеанских вод, так и сток охотских вод. В южной части Курильской гряды, главным образом через проливы Екатерины и Фриза, происходит сток воды из Охотского моря (Лучин, 1998).

Температура воды на поверхности моря понижается с юга на север. Зимой в северной и центральной части Охотского моря температура воды в поверхностном слое составляет $-1,8...-1,5$ °С. В юго-восточной части моря она близка к 0 °С, а вблизи северных Курильских проливов температура воды под влиянием проникающих сюда тихоокеанских вод достигает 2-3 °С. Летом (рис.5) в июле-августе наиболее прогреты (около 16-19 °С) воды, прилегающие к о. Хоккайдо. В центральных районах моря температура воды равна 10-12 °С. Наиболее холодные поверхностные воды (7-8 °С) наблюдаются у о. Ионы, у м. Пьягина и возле пролива Крузенштерна (Лучин, 1998).

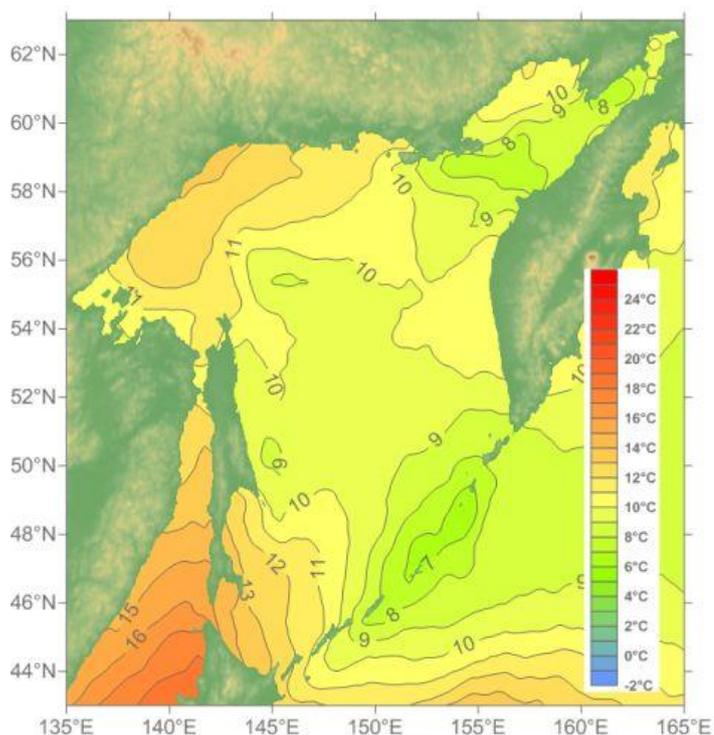


Рисунок 5 – Температура воды на поверхности Охотского моря в июле (<http://www.ferhri.ru>)

Интенсивное ветровое перемешивание вод происходит весной и осенью, когда над морем дуют сильные ветры. В это время ветровое перемешивание распространяется до горизонта 20–25 м от поверхности. Сильное охлаждение воды и ледообразование в осенне-зимнее время способствуют развитию

конвекции в Охотском море, которая в северной и центральной частях моря проникает до 50–100 м. На юге и юго-востоке моря, куда интенсивно распространяются ТВ, наблюдается относительно слабая стратификация по вертикали, поэтому термическая конвекция распространяется здесь до горизонтов 150–200 м (Лучин и др., 1998).

Зимой, нижняя граница поверхностного слоя в северных и центральных районах располагается на горизонтах 50–100 м. Ниже температура воды повышается от $-1,8 \dots -1,5$ °С до $1,0 \dots 1,5$ °С на горизонтах 400–600 м, глубже 700 м повышается до $2,0 \dots 2,3$ °С, а начиная с глубины 1350 м понижается ко дну примерно до $1,8$ °С (Лучин и др., 1998).

В южной части моря охлаждение вод при конвективном перемешивании распространяется до горизонтов 150–200 м. Температура воды составляет $2,0 \dots 3,0$ °С в поверхностном слое. Далее она понижается до $1,0 \dots 1,5$ °С на горизонтах 400–600 м, глубже 700 м повышается до $2,0 \dots 2,3$ °С, а начиная с глубины 1350 м понижается ко дну до $1,8$ °С (Лучин и др., 1998).

Для вертикального распределения температуры летом характерен холодный промежуточный слой (ХПС). В северных и центральных районах моря температура в нем отрицательна, в районе Курильской котловины и в юго-восточном районе она имеет положительные значения. В разных районах моря глубина залегания ядра и толщина ХПС различны (Власова и др., 2008; Лучин и др., 1998).

Летом в северных и центральных районах моря резкое понижение температуры от сравнительно высоких значений в поверхностном слое до величин $-1,7 \dots -1,4$ °С наблюдается между горизонтами 50–75 м, глубже до горизонтов 400–600 м температура повышается до $1,0 \dots 1,5$ °С, затем глубже 700 м она повышается до $2,0 \dots 2,4$ °С, а начиная с глубины 1350 м понижается ко дну до $1,8 \dots 2,0$ °С (Лучин и др., 1998).

В районе Курильской котловины и в юго-восточном районе моря температура воды понижается до $3,0 \dots 8,0$ °С на горизонте 25 м, далее – до $2,0$ °С

на горизонте 100–150 м, ниже – до 1,0...1,5 °С на горизонтах 400–600 м, глубже 700 м она повышается до 2,0...2,4 °С, а начиная с глубины 1350 м понижается ко дну до температуры 1,8...2,0 °С (Лучин и др., 1998).

Соленость воды. Распределение солености в поверхностном слое Охотского моря сравнительно мало изменяется по сезонам и характеризуется ее повышением в восточной части, находящейся под воздействием ТВ, и понижением в западной части, опресняемой материковым стоком (рис.6).

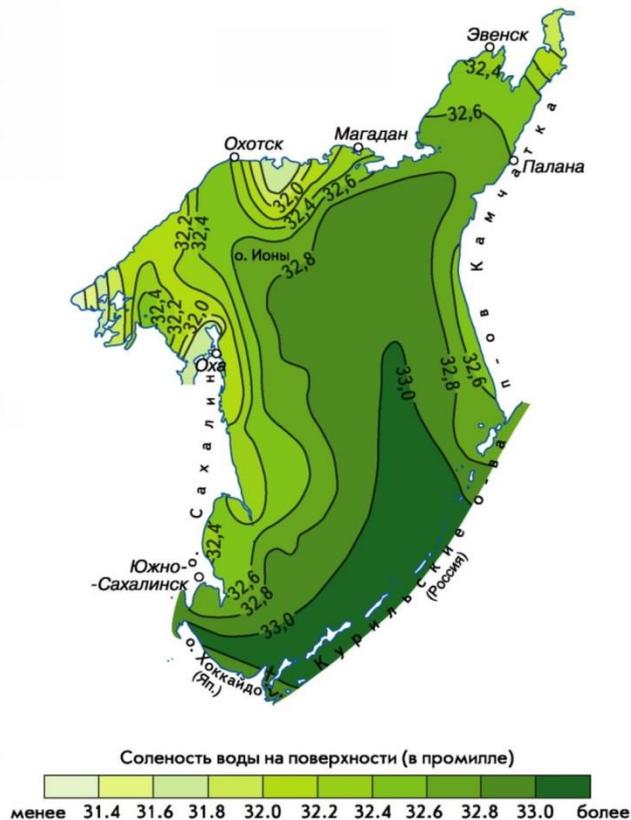


Рисунок 6 – Солёность воды на поверхности Охотского моря в июле (<https://национальныйатлас.рф>)

В западной части соленость на поверхности составляет 28–31 ‰, а в восточной – 31–32 ‰ и более (до 33 ‰ вблизи Курильской гряды). В северо-западной части моря, вследствие опреснения соленость на поверхности уменьшается до 25 ‰ и менее, а толщина опресненного слоя составляет около 30–40 м (Лучин и др., 1998). В работе (Лучин и др., 1998) отмечено, что с глубиной в Охотском море происходит увеличение солености. На горизонтах 300–400 м в

западной части моря соленость равна 33,5 ‰, а в восточной – около 33,8 ‰. На горизонте 100 м соленость равна 34,0 ‰ и далее ко дну возрастает на 0,5–0,6 ‰.

Интенсивное ледообразование возбуждает усиленную зимнюю вертикальную циркуляцию. На глубинах до 200 м она распространяется до дна.

Основная масса вод моря летом разделяется на четыре слоя: поверхностный, холодный промежуточный, теплый промежуточный и глубинный (Лучин и др., 1998).

Поверхностная водная масса имеет сезонные модификации. Эта водная масса характеризуется соответствующими каждому сезону и району моря значениями температуры и солености. Для нее также характерны различия в глубине залегания ее нижней границы в зависимости от района моря и от времени года.

Холодный промежуточный слой – Охотоморская водная масса, которая образуется в результате зимнего конвективного перемешивания и последующего летнего прогрева верхнего слоя воды. ХПС залегает между горизонтами 50–200 м. Эта водная масса характеризуется довольно однородной соленостью (порядка 31–32,9 ‰) и различной от места к месту температурой. На большей части моря ее температура ниже 0 °С и достигает до –1,7 °С, а в районе Курильской котловины и в юго-восточном районе моря она бывает выше 1 °С (Лучин и др., 1998).

Теплый промежуточный слой (ТПС) представлен в верхней части Промежуточной водной массой, которая формируется в основном за счет опускания вод по склонам дна. ТПС в пределах моря располагается между верхней и нижней границами от 150–200 до 400–700 м соответственно. Характеризуется температурой около 1,5 °С и соленостью 33,7 ‰. Эта водная масса отсутствует в наиболее мелководных Шантарском и прибрежном Сахалинском районах, где Охотоморская водная масса распространяется до дна.

В своей нижней части ТПС представлен тихоокеанской водной массой, которая расположена между горизонтами 600–1350 м, имеет температуру около 2,3 °С и соленость 34,3 ‰ (Лучин и др., 1998).

Водная масса Курильской котловины представляет собой глубинную воду северо-западной части Тихого океана с горизонта 2300 м, соответствующего максимальной глубине в Курильских проливах (пролив Буссоль). Эта водная масса заполняет котловину от горизонта 1350 м. и до дна. Характеризуется температурой около 1,8 °С и соленостью 34,5 ‰ (Думанская, 2017).

Течения. Под влиянием ветров и притока вод через Курильские проливы в Охотском море формируются характерные черты системы непериодических течений. Основная из них – это охватывающая практически все море циклоническая система течений, которая обусловлена преобладанием циклонической циркуляции атмосферы над морем и прилегающей частью Тихого океана (рис. 7). Кроме крупных, в море отмечаются более мелкие антициклональные и циклонические круговороты.

В центральной и северной части моря преобладает циклоническое движение вод, основными элементами которого являются:

- теплое Западно-Камчатское течение, которое следует в северном направлении между 152 и 153 меридианами в.д.;
- Северо-Охотское течение, следующее вдоль северных берегов моря;
- холодное Восточно-Сахалинское течение, распространяющееся в южном направлении вдоль берегов Сахалина.

В южной части моря и в районе, прилегающем к Курильским островам, преобладает антициклоническое движение вод.

Непериодические течения на поверхности Охотского моря наиболее интенсивны у западных берегов Камчатки (11—20 см/с), в Сахалинском заливе (30—45 см/с), в районе Курильских проливов (15—40 см/с), над Южной котловиной (11—20 см/с) и в течении Соя (до 50—90 см/с). В центральной части циклонической области интенсивность горизонтального переноса значительно меньше, чем на его периферии. В центральной части моря скорости изменяются от 2 до 10 см/с, причем преобладают скорости меньше 5 см/с. Аналогичная

значений 78–89 см/с, а в среднем составляли 45 см/с. В районах, располагающихся к северу от Сахалинского залива между меридианами 139 и 146° в.д., средние скорости суммарных течений составляли 26–28 см/с (максимальные – 55–85 см/с). В районах, вдоль побережья о. Сахалин между меридианами 145 и 152° в.д., средние скорости суммарных течений составляли от 20 до 40 см/с (максимальные – от 86 до 135 см/с) (Тамбовский, Бобков, 2012).

Скорость холодного Восточно-Сахалинского течения максимальна в прибрежной зоне (до 65 км от берега), где она составляет в среднем 15–25 см/с, при удалении от берега еще на 45 км она понижается до 5–10 см/с. Течение достаточно хорошо заметно с октября по май в поверхностном слое (до глубины 150 м) и довольно слабо летом.

Как показывают результаты исследования, проведенные в работе (Тамбовский, Бобков, 2012), приливная составляющая в осенне-зимний период может существенно увеличивать скорость Восточно-Сахалинского течения.

Средние месячные значения скорости течения Соя в проливе Лаперуза минимальны в декабре-январе (5–7 см/с), максимальны – в июле-августе (70–80 см/с). При сильных ветрах восточных румбов возможна смена направления течения Соя. При таких ситуациях холодные воды Охотского моря, а также дрейфующие льды в холодный сезон года могут выноситься в Японское море (Шевченко и др., 2005).

В Охотском море хорошо выражены и периодические (приливные) течения. Здесь наблюдаются их различные виды: полусуточные, суточные и смешанные с преобладанием полусуточной или суточной составляющих.

Скорости приливных течений также различны. Вдали от берегов скорости приливных течений невелики (5–20 см/с). В проливах, заливах и у берегов скорости приливных течений значительно возрастают и составляют, например, в Курильских проливах 90–100 см/с, а у западного побережья Камчатки и в вершине Гижигинской губы – 300–320 см/с. В заливе Шелихова и в Амурском

лимане скорости приливных течений достигают 90–200 см/с, а в Тауйской губе – 50–80 см/с. Приливные поверхностные течения в проливе Лаперуза достигают 200–300 см/с, на горизонте 45 м – 100–150 см/с (Супранович, 1998; Ластовецкий, 1978; Шевченко и др., 2005).

Приливные течения у северо-восточного побережья о. Сахалин ориентированы в меридиональном направлении и имеют средние скорости от 1 до 10 см/с, максимальные – до 40–45 см/с. Причем наибольшие скорости приливных течений здесь наблюдаются на расстоянии 20–25 км от берега (Яричин и др., 2012).

Ледяной покров в Охотском море начинает появляться в северных областях и распространяется затем к югу в западной половине моря. В восточной половине моря ледяной покров в основном образуется вдоль побережья Камчатки. Северо-западная граница Западно-Камчатского течения (ЗКТ), которое относительно окружающих его вод является теплым, разрушает ледяной покров и формирует в ледяном массиве от 50° до 56° с.ш. характерный изгиб кромки льда (Минервин и др., 2015 а). Лишь в самые суровые зимы льдом покрывается практически все море, за исключением участка, прилегающего к Курильским проливам.

Появление первого льда отмечается в конце октября в некоторых закрытых бухтах северной части Охотского моря. В конце октября - начале ноября происходит устойчивое ледообразование в Амурском лимане, Удской губе, заливах Академии и Тугурском, после чего лед образуется во всех бухтах северного побережья моря.

На фазе развития ледяного массива характерными процессами, формирующими его режим в различных частях Охотского моря, являются:

- генеральный дрейф льда в юго-восточном и южном направлениях в западной и северной части моря;

- генеральный дрейф льда в юго-западном и южном направлении в восточной части моря;

- образование стационарных полыней, заполненных ниласовыми льдами вдоль западного, северо-западного, северного и северо-восточного побережий, в том числе и в заливах Анива и Терпения;

- формирование зон сжатий и накопления сильно деформированного льда в крайней западной части моря (район Шантарских островов, Сахалинский залив), где и вынос сильно деформированного и всторошенного льда на северо-восточное побережье Сахалина. Этот лед включается в генеральный дрейф, где он движется вдоль восточного побережья острова Сахалин на юг, образуя пояс труднопроходимого (даже для современных судов ледового класса) льда максимальной шириной до 30 миль;

- формирование зон сжатий и деформации льда в северо-восточной части моря (район Пенжинской губы, частично в заливе Шелихова) и последующего выноса однолетнего, сильно деформированного льда на запад и юго-запад вдоль северного побережья моря, которые перекрывают подходы к Тауйской губе (порт Магадан), образуя пояс труднопроходимого льда даже для ледокольных судов;

- образование зоны накопления льда в крайней южной части Охотского моря (Минервин и др., 2015 а).

Своего наибольшего развития ледяной покров в Охотском море достигает в феврале-марте, при этом средняя величина ледовитости достигает 79 %, при размахе колебаний от 56 до 99% (за 100% принята площадь поверхности Охотского моря, равная 1 603 200 км²) (Минервин и др., 2015 а). В самые мягкие зимы на западе и севере моря кромка льда располагается на расстоянии 150–180 миль от побережья материка (Якунин, Плотников, 1998).

Процессы разрушения льда под воздействием солнечной радиации начинаются в крайней южной части моря в конце марта-начале апреля. Первые признаки разрушения южнее 46° с.ш. отмечаются за 2-3 недели до дня весеннего

равноденствия. В марте-апреле начинается процесс ослабления зимнего муссона (Романюк и др., 2015 а). Дата смены направления ветра над всей акваторией моря в зависимости от типа зим происходит в период со второй половины апреля до середины мая. Как следствие происходит резкое уменьшение скорости дрейфа массива льда вначале в южной, а затем и в северной части моря и квазистационарные полыньи вдоль северных побережий закрываются. В течение апреля повсеместно отмечается разрушение крупных форм льда. В мае ледяной массив, как правило, распадается на три части, которые сосредотачиваются на ограниченных акваториях от полуострова Лисянского до залива Шелихова (Магаданский массив), вдоль северо-восточного побережья Сахалина (Сахалинский массив) и в районе Шантарских островов (Шантарский массив) (Минервин и др., 2015 а).

Неравномерное развитие и разрушение ледяного покрова обуславливает различную продолжительность ледового периода в Охотском море. Средняя продолжительность ледового периода в западной части моря составляет 250 сут. В суровые зимы ледовый период может достигать почти 290 сут. в году. У северного Сахалина, в районах северного побережья моря средняя продолжительность ледового периода составляет около 190—200 сут. На юге моря эти сроки уменьшаются до 110—120 сут. (Якунин, Плотников, 1998).

1.3. Состояние изученности ледового режима Охотского моря

А.Н. Крындин на основе обобщенных данных судовых и авиационных наблюдений выполнил анализ изменчивости ледовитости и положения кромки льда в Охотском море, как в течение ледового сезона, так и от года к году. С помощью графиков годового хода ему удалось привести разрозненные по времени наблюдения к одной дате – середине каждого зимнего месяца. Крындин отмечал, что максимального развития ледяной покров Охотского моря достигает в конце февраля – начале марта. В течение каждой зимы ледовитость изменяется

неравномерно, а именно – с ноября по март ледяной покров преимущественно растёт, а в весеннее время лед в основном разрушается. При этом на стадии развития ледяного покрова возможны непродолжительные периоды, когда рост ледовитости приостанавливается и даже уменьшается. В свою очередь на стадии разрушения ледяного покрова (в весенние месяцы), возможны периоды его кратковременного роста. Так же в работе (Крындин, 1964) показано, что изменчивость ледовитости Охотского моря от года к году может существенно изменяться (в некоторых случаях практически вдвое). Крындин (1964) определил обеспеченность различных положений кромок для двух районов Охотского моря (северо-восточная и западная части моря), выбор которых определялся их практической важностью и наличием материалов о кромках льда.

Л.П. Якуниным (1974, 1979, 1987, 1995, 2012) выполнены сбор, систематизация и анализ многолетних данных о состоянии и развитии ледовых процессов; рассмотрены пространственно-временные распределения основных ледовых характеристик, распределение пространственной изменчивости полей сплоченности, возраста и форм льда; составлен атлас карт распределения вероятности встречи со льдом с октября по июль. В отчёте экспедиции «Ледовый патруль в Охотском море» 1968 г. Л.П. Якунин отметил, что кромка льда в Охотском море зимой совпадает с изотермой воды минус 1°C , а граница битых льдов – с температурой $1,7^{\circ}\text{C}$.

Огромный вклад в исследование и прогноз ледовых условий Охотского моря внес В.В. Плотников. Он продолжил изучение сезонной изменчивости ледовитости Охотского моря за период с 1957 по 1999 г., выполнил комплексное исследование изменчивости ледовых условий дальневосточных морей, а также факторов, которые их определяют. Кроме того, Плотниковым В.В. разработаны физико-статистические и вероятностные модели прогноза ледовых характеристик с определенной заблаговременностью (1981, 1982, 1990, 1997, 1998 а, б, 2002).

Фигуркин А.Л. и др. (2008) выполнив описание океанологических условий в Охотском море в начале 2000-х гг., пришли к выводу, что с 1998 по 2006 г. в

межгодовой изменчивости ледовитости Охотского моря выделяются период аномально высокой в 1998-2002 гг. и аномально низкой в 2004-2006 гг. ледовитости. В частности, авторами сделан вывод о хорошей согласованности многолетних изменений термического состояния вод Охотского моря с ходом ледовитости.

В своей работе Муктепавел Л.С. (2007) на основе материалов регулярных спутниковых наблюдений провела исследование пространственно-временной изменчивости ледовых условий Охотского моря и выявила синхронные и асинхронные связи межгодового хода ледовитости с различными параметрами атмосферной циркуляции. В частности показано, что на фазе нарастания льда повышенная ледовитость Охотского моря наблюдается при усилении Сибирского антициклона и западном положении Алеутской депрессии. В период же аномально южного положения Алеутской депрессии ледовитость моря увеличивается, а в периоды смещения депрессии в северные районы – уменьшается. Кроме того, экстремальные ледовые условия определяются интенсивностью тропосферного полярного вихря над акваторией Охотского моря.

Т.к. морской лёд является неотъемлемой частью системы климата, оказывая значительное влияние на локальную климатическую изменчивость посредством изменения термохалинной циркуляции, многие исследователи рассматривают проблему изучения морского льда с точки зрения взаимодействия системы «лед-океан-атмосфера» (Walsh, Jonson, 1978). Некоторые исследователи пришли к заключению, что процессы развития ледяного покрова в Охотском море обусловлены, прежде всего, воздействием ветра (муссона) и температурой воздуха (Kimura, 1999).

Ogi M. (2001), обобщив данные о ледовитости и объеме стока р. Амур, выявил их отрицательную корреляцию, которая может являться косвенным подтверждением того, что приток теплой речной воды способствует повышению температуры поверхностного слоя, что не дает интенсивно развиваться процессам ледообразования.

Sasaki N. (2007) показал, что ледовитость Охотского моря на стадии максимального развития (февраль-март), в значительной степени зависит от атмосферных условий, сложившихся в конце осени. А именно – положительным аномалиям ледовитости, как правило, предшествуют отрицательные аномалии температуры воздуха, поступающие с Сибири.

Martin и др. (1998) при изучении прибрежных полней показал, что северо-западный шельф Охотского моря является единственным регионом в северной части Тихого океана, где условная плотность воды составляет 26,8. Кроме того, он отметил, что в районе северо-западного шельфа в среднем формируется около 55% всего образующегося в море льда. В свою очередь залив Шелихова является вторым по величине и даёт около 25% (Martin et al., 1998). Пищальник В.М. (Pishchalnik et al., 2006) на основе 3-летнего ряда наблюдений за прибрежной полыньей в районе северо-восточного шельфа о. Сахалин, выявил зависимость её пространственной изменчивости от широтной ветровой составляющей. Так же он показал, что в этом районе полынья наиболее развита в феврале.

В работе (Полякова, 2012) была рассмотрена сверхдолгосрочная связь суммарной продолжительности действия типов атмосферной циркуляции над северной частью Тихого океана с учетом перемещения циклонов и положения антициклонов с площадью Охотского моря. Показано, действие северо-западного типа атмосферной циркуляции в зимние месяцы способствует увеличению ледовитости Охотского моря, что связано с поступлением холодных сухих воздушных масс с азиатского континента. Вдоль северо-западного побережья моря процессы ледообразования усиливаются из-за образующейся обширной полыньи, которая в свою очередь формируется вследствие сильного северо-западного ветра. Аналогичный вывод сделан в работе (Пищальник и др., 2016), где говорится о том, что образующийся в северных районах ледяной покров на фоне зимнего муссона и под воздействием отмеченных выше воздушных потоков дрейфует в юго-восточном и юго-западном направлениях соответственно. При этом толщина льда под воздействием термических и динамических факторов

постоянно нарастает. В результате формируется главная и характерная особенность ледяного покрова дальневосточных морей – увеличение толщины льда по мере продвижения его с севера на юг.

ГЛАВА 2. ИСПОЛЬЗОВАННЫЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

2.1 Материалы гидрометеорологических наблюдений

Весь исторический массив наблюдений за ледовитостью Охотского моря по способам получения информации условно можно разделить на три этапа – судовой, авиационный и спутниковый (Пищальник и др., 2011). Наблюдения в рамках каждого этапа производились разными методами и с различной временной дискретностью.

2.1.1 Судовые наблюдения

Исходными данными для формирования ряда ежемесячных значений площади ледяного покрова в период с 1929 по 1960 г. являлись материалы попутных судовых наблюдений, приведенные к середине каждого зимнего месяца (Крындин, 1964). До конца 1950-х гг. исследования ледяного покрова дальневосточных морей имели фрагментарный характер и выполнялись с помощью морского транспорта (Крындин, 1964). Наиболее полные данные о площади ледяного покрова Охотского моря за период времени с 1929 по 1960 г. были обобщены Крындиным в 1964 г. В его работе содержатся данные о среднемесячных значениях ледовитости (с декабря по май). За указанный период в 19% случаев (декад) данные отсутствовали, в 2,5% случаев – данные были получены путем интерполяции и экстраполяции (Крындин, 1964).

2.1.2 Авиационные наблюдения

С середины 1950-х, планомерно один раз в декаду, начали производиться регулярные авиационные наблюдения с обязательным определением

местоположения кромок льда. Такие наблюдения выполнялись с ноября по июнь и равномерно покрывали галсами всю заполненную дрейфующим льдом акваторию моря (Pishchalnik et al., 2015; Romanyuk, Kozeka, 2015). В период авиационных наблюдений получение обобщенных данных о состоянии ледяного покрова на акватории дальневосточных морей проводилось централизованно. Все сведения Дальневосточных управлений по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (УГМС) (данные ледовых авиаразведок, данные прибрежных гидрометеорологических станций и постов), поступали в Дальневосточный региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт (ДВНИГМИ), где выполнялся контроль информации, её статистическая обработка и хранение.

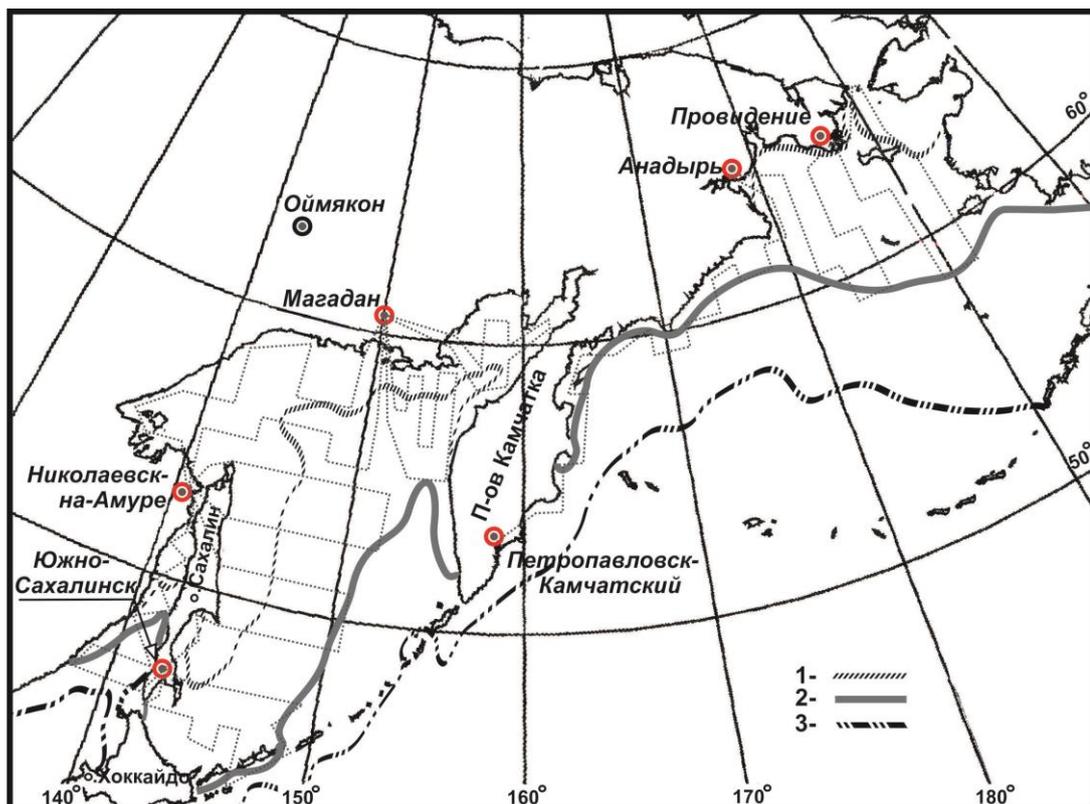


Рисунок 8 – Схема стандартных маршрутов в период производства регулярных авиационных наблюдений за ледовой обстановкой в дальневосточных морях с 1955 по 1992 гг.

- 1 – граница наименьшего распространения льда;
- 2 – среднее многолетнее положение кромки льда;
- 3 – граница наибольшего распространения льда по Л.П. Якунину (1998)

В этот период времени, при выполнении авиационной разведки, две группы ледовых наблюдателей из аэропортов Магадан и Южно-Сахалинск в течение ледового сезона 1, 11 и 21 числа каждого месяца производили регулярные облеты акваторий дальневосточных морей по стандартным маршрутам, которые обычно продолжались 4-6 дней (рис. 8). Данные наблюдений сводились в объединённые карты ледовой обстановки для моря в целом и с учетом результатов дополнительных полетов по отдельным районам приводились к середине декады. Полученные карты являлись основой для выполнения дальнейшего анализа и статистических расчетов (Плотников, 1998; Плотников, 2002; Якунин, 2012).

2.1.3 Спутниковые наблюдения

С 1970-х г. ведутся регулярные наблюдения за состоянием ледяного покрова с искусственных спутников Земли (ИСЗ) на основе пассивного и активного зондирования. В настоящее время, к основным источникам информации о состоянии морского льда в арктических и замерзающих морях можно отнести такие инструменты, как микроволновые радиометры AMSR2 (Advanced Microwave Scanning Radiometer) со спутника GCOM-W1 (Global Change Observation Mission – Water 1st), данные с геостационарных метеорологических спутников серии GMS (Geostationary Meteorological Satellite); данные со спектрорадиометра MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), и с других ИСЗ (Минервин и др., 2015 б).

С 1978 г. с помощью спутниковых наблюдений в микроволновой области спектра определяется сплочённость льда (<http://sharaku.eorc.jaxa.jp/ADEOS2>). Микроволновые радиометрические снимки фиксируют радиотепловое излучение Земли в микроволновом диапазоне спектра, которое неодинаково у объектов с различной соленостью, влагосодержанием и кристаллической структурой. К достоинствам спутниковой микроволновой радиометрии можно отнести съёмку всей акватории моря в режиме реального времени (без искажений, связанных с

асинхронностью наблюдений), регулярность, независимость от времени суток и погодных условий. Из недостатков можно отметить такие ограничения, как низкое пространственное разрешение, неустойчивая калибровка, а также высокая чувствительность радиометрических приёмников.

Оценка результатов расчётов, полученных на основе данных ДЗЗ и авиационных наблюдений с 1971 по 1992 г. в Охотском море, показала, что после установки на ИСЗ спектрометрических приёмников нового поколения погрешность в определении площади ледяного покрова разными методами не превышала 2% (Пищальник и др. 2015; Пищальник и др., 2016). При этом точность определения сплочённости ледяного покрова по разным алгоритмам оценивается в 10% (Тихонов и др., 2016).

Результаты съёмки ледяного покрова Охотского моря доступны на официальном сайте Japan Meteorological Agency (JMA) (<http://www.data.jma.go.jp>) Данные предоставлены в виде цветокодированных по стандартным градациям сплоченности льда карт-схем. JMA является частью системы Всемирной сети метеорологических спутниковых наблюдений и постоянно совершенствует свою систему мониторинга за морским льдом.

2.1.4 Метеорологические данные

Количество льда, образующегося в Охотском море за зиму, зависит от интенсивности и продолжительности отрицательных температур. Для анализа зависимости ледовитости от количества поступающего холода были использованы среднесуточные данные о температуре воздуха для нескольких гидрометеорологических станций (ГМС), находящихся на побережье Охотского и Японского морей. Массив данных был создан в рамках международного сотрудничества России и Соединённых Штатов Америки (Razuvaev, 1993). Т.к. некоторые станции были закрыты или не предоставлены для подготовки, информация завершается в более ранние годы. Для устранения пропусков в рядах

была привлечена дополнительная информация (<http://meteoinfo.ru>; <http://rp5.ru>), которая при помощи специального макроса преобразована в необходимый формат.

Связи межгодовой изменчивости площади морского льда Охотского моря с глобальной температурой воздуха выявлялись на основе данных аномалий глобальной температуры воздуха National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) (http://data.giss.nasa.gov/gistemp/graphs_v3/).

Таким образом, результаты проведённого исследования опираются на:

- данные попутных судовых наблюдений, приведенных к середине каждого зимнего месяца за период с 1929 по 1956 г. (Крындин, 1964);

- ежедекадные площади ледяного покрова Охотского моря за период с 1957 по 1992 г., вычисленных по результатам авиационных наблюдений (Якунин, Плотников, 1998; Плотников, 2002; Якунин, 2012);

- данные о ледовитости Охотского моря за период с 1971 по 2016 г., вычисленные по картам-схемам JMA (Минервин, 2015 б; <http://www.data.jma.go.jp>);

- данные наблюдений в видимом диапазоне со спутников Terra/Aqua, Suomi NPP, FY-3B;

- гидрометеорологические данные метеостанций сети Росгидромета.

2.2 Методы исследования

2.2.1. Восстановление ряда ледовитости Охотского моря

Исходными данными для формирования ряда ежемесячных значений площади ледяного покрова в период с 1929 по 1960 г. являлись материалы попутных судовых наблюдений, приведенные к середине каждого зимнего месяца (Крындин, 1964).

Ряд ледовитости с 1957 по 1992 г. формировался на основе данных авиационных наблюдений. Были использованы значения площади ледяного покрова на середину второй декады каждого зимнего месяца (Плотников, 1998, Плотников, 2002, Якунин, 2012).

В связи с тем, что морские и авиационные наблюдения за площадью ледяного покрова Охотского моря имели пропуски, на подготовительном этапе формирования ряда ледовитости была выполнена процедура восстановления пропущенных значений, с обязательным учётом специфики их производства. Для восстановления пропусков проверялась гипотеза о тесноте связи процессов ледообразования с количеством накопленного за сезон холода (суммой градусодней мороза (СГДМ)) по данным ГМС, расположенных на побережье. Количество холода, поступающее с побережья на акваторию Охотского моря под влиянием зимнего муссона, является одним из основных показателей скорости генерации ледяного покрова. СГДМ рассчитывается, как последовательная сумма среднесуточных температур воздуха с даты их устойчивого перехода через 0°C осенью (в сторону понижения) и весной (в сторону повышения) (Наставления..., 1984).

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 (Романюк и др., 2015 б).

Для периода с 1971 по 2016 г. площадь ледяного покрова, как для отдельных районов Охотского моря, так и для всего моря, рассчитывалась один раз в пентаду с помощью разработанного в Сахалинском государственном университете программного комплекса (ПК) «ЛЁД» (Минервин и др., 2015 б;

Свидетельство, 2015). Для повышения устойчивости среднемесячные значения ледовитости определялись усреднением её расчетных величин на 10, 15 и 20-е число каждого месяца. Контроль качества расчётных данных выполнялся с привлечением данных со спутников: Terra, Aqua (MODIS) с пространственным разрешением 250 м. и комбинацией каналов 1-2-1; Suomi NPP с пространственным разрешением 375 м., комбинацией каналов 1-2-1 на витках в светлое время суток и комбинацией DNB-4-5 в темное время суток (Приложение Е, Ж).

Оценка точности расчетных данных, полученных с помощью различных технологий, производилась за периоды совместного выполнения судовых и авиационных (1957–1960 гг.) и авиационных и спутниковых наблюдений (1971–1992 гг.). Размах ошибки вычисления ледовитости по судовым и авиационным наблюдениям составлял 4,9% при средней величине 1,3%, что соответствует 20,8 тыс. км² площади Охотского моря (площадь моря 1 602,3 тыс. км² (Петров и др., 1998)).

Результаты анализа точности расчетов площади ледяного покрова, выполненных на основе авиационных и спутниковых наблюдений, представлены на рис. 9.

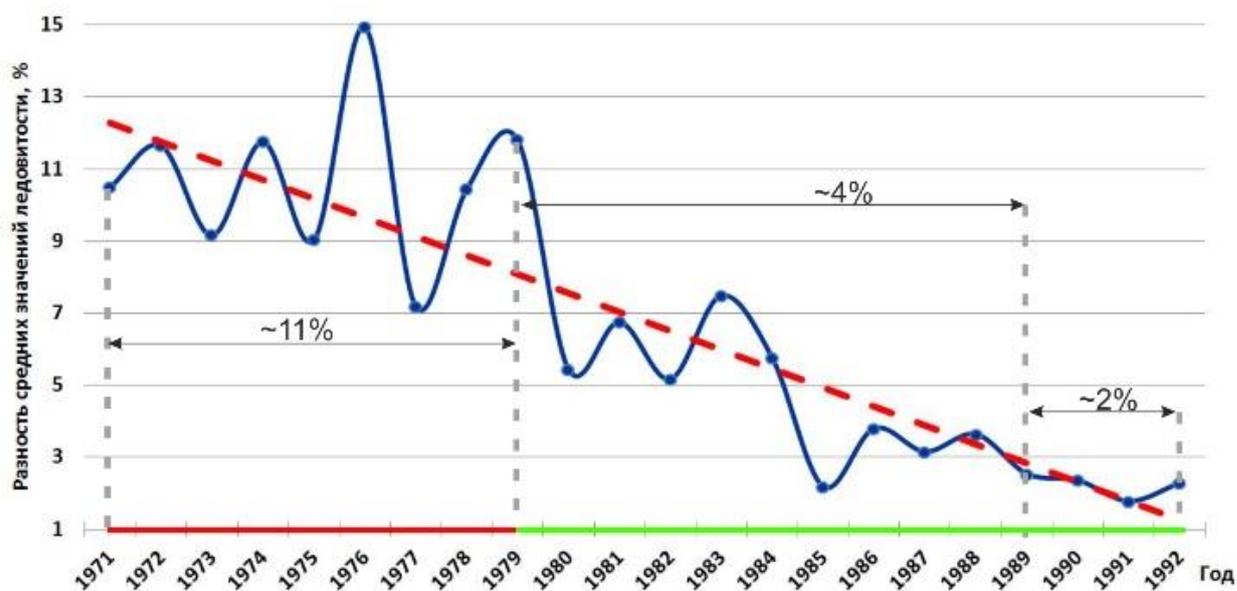


Рисунок 9 – Разность средних за сезон значений ледовитости Охотского моря, вычисленных на основе спутниковых и авиационных данных за период 1971-1992 гг.

Величина разности средних значений площади льда, полученных по данным авиационной разведки и спутникового мониторинга, за весь исследуемый период составляет 108,4 тыс. км², что соответствует 6,8% площади Охотского моря. Наибольшие разности (от 7 до 15%) характерны для периода с 1971 по 1978 г., при этом их средняя величина составила ~11%. После 1978 г. величина разностей уменьшается до 4,2% площади моря (~64 тыс. км²). Это обусловлено улучшением технических характеристик спектрорадиометров, устанавливаемых на ИСЗ.

Начиная с 1990 г. по настоящее время погрешность определения площади ледяного покрова с помощью ИСЗ не превышала 1–2% площади моря (Минервин и др., 2015). Следовательно, точность расчетов площади ледяного покрова по данным ИСЗ в последние десятилетия вполне сопоставима с точностью расчетов авиационным наблюдениям. Несомненным достоинством спутниковых данных является тот факт, что они не имеют искажений, обусловленных приведением результатов отдельных наблюдений к определенной дате для моря в целом, так как съемка производится в режиме реального времени.

Таким образом, на основе судовых, авиационных и спутниковых данных сформирован ряд ледовитости Охотского моря с месячной дискретностью с 1929 по 2016 г. (Романюк и др., 2015 б; Romanuyuk, Kozeka, 2015). Величина ледовитости за ледовый сезон рассчитывалась усреднением месячных значений площадей ледяного массива с декабря по май. Для корректного проведения сравнительного анализа ледовитость вычислялась как отношение площади, занятой льдом, к площади моря в процентах. Расчёты значений ледовитости производились в границах морей, определенных Главным управлением навигации и океанографии Министерства обороны Российской Федерации (Границы... 2000).

Поскольку наблюдения за температурой воздуха на отдельных ГМС были начаты в 1882 г. (Разуваев, 1993), была предпринята попытка реконструировать ряд ледовитости Охотского моря за период с 1882 по 1928 г. Для восстановления ряда ледовитости Охотского моря использовалась регрессионная зависимость

между рядами ледовитости Охотского моря и количеством накопленного за сезон холода СГДМ по данным ГМС. С целью уменьшения случайных ошибок и повышения репрезентативности выборки, вычисления СГДМ производились для нескольких прибрежных ГМС: Охотск, Магадан, Александровск-Сахалинский, Поронайск и Николаевск-на-Амуре.

Для оценки связей ледовитости с СГДМ были рассчитаны коэффициенты корреляции и выделены значимые связи (на 95% уровне значимости). Наибольшие по абсолютной величине значения коэффициентов корреляции за период с 1929 по 2016 г. получены для ГМС Охотск, Магадан и Николаевск-на-Амуре (соответственно -0,73, -0,72 и -0,71) (Романюк и др., 2015 б, Romanyuk, Kozeka, 2015). Данные этих ГМС были выбраны для последующего построения уравнения регрессии. Стоит отметить, что общая сумма градусодней мороза для всех перечисленных ранее ГМС имеет более тесную взаимосвязь с площадью ледяного покрова и выражается коэффициентом корреляции (-0,87) (табл. 1).

Таблица 1. Коэффициенты корреляции площади ледяного покрова Охотского моря с СГДМ на прибрежных ГМС

ГМС	Охотск	Магадан	Поронайск	Александровск -Сахалинский	Нкл-на- Амуре	Все ГМС
Коэфф. корр.	-0,73	-0,72	-0,69	-0,69	-0,71	-0,87
Дов. интервал	-0,61/-0,82	-0,60/-0,81	-0,56/-0,79	-0,56/-0,79	-0,59/-0,80	-0,81/-0,91

Для восстановления ряда ледовитости Охотского моря было использовано, полученное с помощью данных фактической ледовитости периода 1929-2016 гг. и данных СГДМ на ГМС, уравнение парной степенной регрессии вида $S=AT^B$,

где S – значение площади ледового покрова (% от площади Охотского моря), T – значения СГДМ (°C), взятые по абсолютной величине для последующего логарифмирования, A и B – постоянные коэффициенты уравнения.

Для нахождения коэффициентов A и B уравнение $S=AT^B$ 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:

$$A' = \frac{\sum S_i \sum T_i^2 - \sum T_i \sum T_i S_i}{n \sum T_i^2 - \sum T_i \sum T_i}; B = \frac{n \sum T_i S_i - \sum T_i \sum S_i}{n \sum T_i^2 - \sum T_i \sum T_i}. \quad (1)$$

Из $\ln(A)=A'$ был получен коэффициент $A=e^{A'}$.

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

Среднее отклонение расчётного ряда ледовитости, полученного через подстановку в уравнение регрессии данных СГДМ, от фактического составляет 4,5%, максимальное – 13%. Стоит отметить, что отклонения со значением более 8% в большинстве случаев наблюдаются в зимы, находящиеся на краях классификационной шкалы по суровости ледовых условий.

Сравнительный анализ сформированного ряда ледовитости с данными аномалий глобальной температуры воздуха Национального управления океанических и атмосферных исследований США (http://data.giss.nasa.gov/gistemp/graphs_v3/) за период с 1882 по 2016 г., показывает хорошее совпадение характера изменчивости полиномиальных трендов, находящихся в противофазе (рис. 10). Это подтверждает полученные ранее результаты и свидетельствует о достоверности построенного ряда ледовитости Охотского моря.

Таким образом, на основе данных инструментальных наблюдений, сформирован ряд ледовитости Охотского моря с месячной дискретностью с 1929 по 2016 гг. Выполненный корреляционный анализ количества поступающего холода с площадью ледяного покрова Охотского моря, позволил восстановить сезонные значения ледовитости с 1882 по 1928 г.

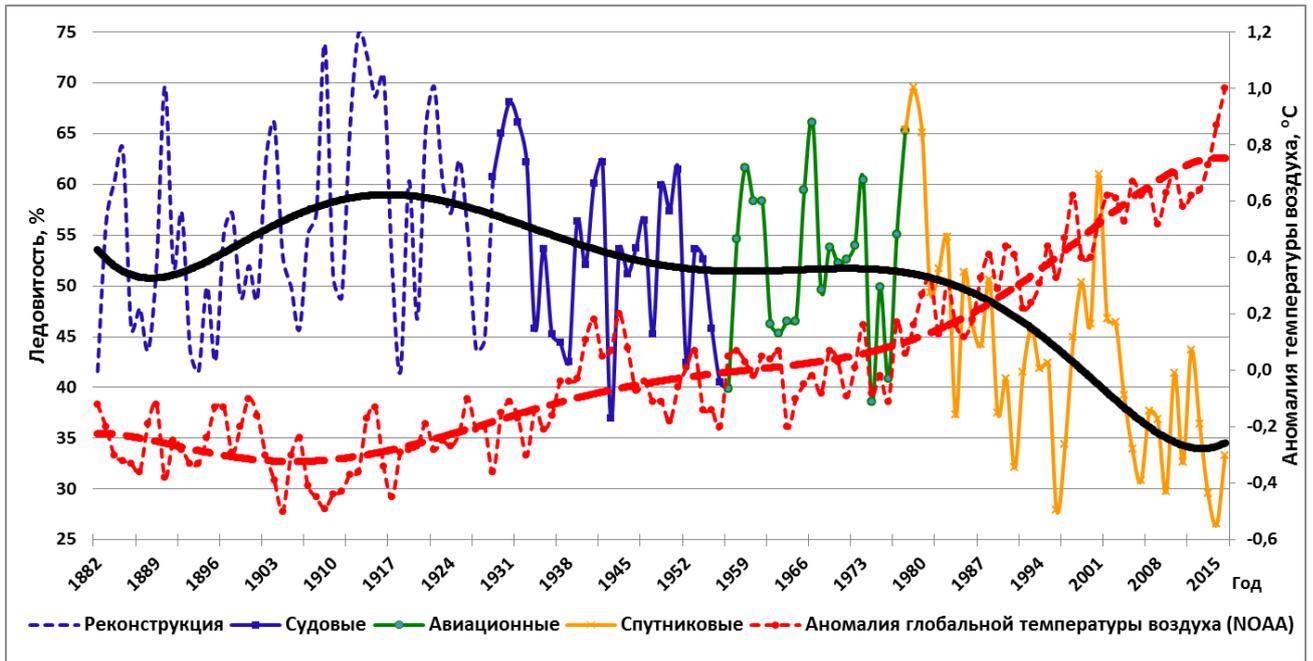


Рисунок 10 – Многолетние изменения значений ледовитости Охотского моря и аномалий глобальной температуры воздуха и их полиномиальные аппроксимации

2.2.2. Типизация зим по суровости ледовых условий

В качестве критерия типизации Охотского моря по суровости ледовых условий использовался диапазон изменения значений ледовитости, рассчитанный по формуле:

$$\Delta L = \frac{L_{max} - L_{min}}{k}, \quad (2)$$

где L_{max} , L_{min} – максимальное и минимальное значения ледовитости за весь период наблюдений, k – количество типов.

Интервалы изменчивости ледовитости для каждого типа определялись следующим образом:

$$\text{- экстремально суровый: } L_{min} + 4\Delta L \leq L_5 \leq L_{max}; \quad (3)$$

$$\text{- суровый: } L_{min} + 3\Delta L \leq L_4 \leq L_{min} + 4\Delta L; \quad (4)$$

$$\text{- умеренный: } L_{min} + 2\Delta L \leq L_3 \leq L_{min} + 3\Delta L; \quad (5)$$

$$\text{- мягкий: } L_{min} + \Delta L \leq L_2 \leq L_{min} + 2\Delta L; \quad (6)$$

$$\text{- экстремально мягкий: } L_{min} \leq L_1 \leq L_{min} + \Delta L. \quad (7)$$

При анализе временных рядов была проведена аппроксимация выделенных периодов линейными функциями вида: $y = ax + b$, с использованием условия метода наименьших квадратов (Смирнов и др., 1992):

$$\sqrt{\sum_{i_{min}}^{i_{max}} (y_i^* - y_i)^2} \rightarrow \min, \quad (8)$$

т.е. расчёт линейных трендов и количественная оценка сходства временных изменений для пар рядов методом линейной регрессии с использованием коэффициентов корреляции:

$$r = \sum_{i=1}^N \frac{(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{n \cdot \sigma_x \cdot \sigma_y}. \quad (9)$$

Статистическая значимость тренда оценивалась исходя из величины коэффициента корреляции и длины сравниваемых рядов путём статистической проверки нулевой гипотезы ($r = 0$) с помощью отношения величины коэффициента корреляции для реального ряда к его критической величине при уровне доверительной вероятности 95%.

Для анализа изменчивости временного ряда рассчитывались аномалии ледовитости, вычисленные относительно климатической нормы 1961–1990 гг. (ВМО, 1970). Анализ многолетнего хода аномалий ледовитости осуществлялся с помощью метода интегральных кривых, которые рассчитывались путем последовательного алгебраического суммирования их величин (Шатилина и др., 2014). Фактически интегральная кривая аномалий исследуемого параметра характеризует изменения его многолетнего хода (Гирс, Кондратович, 1978).

2.2.3. Районирование Охотского моря по ледово-географическим признакам

Большинство работ, посвященных исследованию динамики значений ледовитости моря, разработке и использованию прогностических моделей, как правило, в границах всего моря (Устинова и др., 2002; Фигуркин и др., 2008; Пищальник и др., 2011; Полякова, 2012; Коломейцев, 2015, 2016). Опыт

разработки нефтегазовых проектов на шельфе Охотского моря показал необходимость детализации исследований применительно к различным пространственно-временным масштабам. Детальное изучение отдельных акваторий, например, восточного побережья о. Сахалин или залива Анива (Romanyuk et al., 2017) за последние десятилетия подтвердило правильность выбранного направления исследований.

Одним из методологических приемов изучения географической оболочки Земли ещё с античных времен является районирование, которое подразумевает деление природного объекта на несколько составных частей по его характерным свойствам, направленное на решение определенных задач, стоящих перед исследователем. Следовательно, вариантов районирования может быть множество – столько, сколько было сформулировано целевых установок столько и будет конкретных решений.

Анализ научной литературы и исторической информации по ледовым исследованиям, расчётных данных, работа над архивами карт, построенными на основе спутниковых снимков видимого и радиолокационного диапазонов, позволяют сделать следующий вывод: в ледяном покрове Охотского моря на каждой стадии его развития выделяются географические районы, где формируются региональные стабильные ледовые зоны, локальная однородность параметров ледяного покрова которых может являться условием для районирования (Минервин, Пищальник, 2015; Мелкий, 2011; Pishchalnik et al., 2013; Tambovsky, 2007; Romanyuk et al., 2017).

Традиционно деление дальневосточных морей, учитывающее факт наличия ледяного покрова, проводилось по двум основным направлениям: физико-географическому и ледово-навигационному. При физико-географическом районировании моря рассматривались как единые природные аквальные комплексы (по определению В.Б. Сочавы «геосистемы», 1963), для характеристики которых использовались, в основном, климатические показатели, а границы таксонов выделялись на основе географических принципов или

широтного зонирования (Егоров, Спичкин, 1994; Pishchalnik et al., 2015). Ледово-навигационное районирование рассматривалось как функция судоходных трасс, т.е. возможность плавания во льдах для определенного типа судов в различных частях акватории моря. На таком делении основывалось и построение системы прогнозов ледовых условий (Думанская, 2013; Клячкин и др., 2015; Якунин и др., 2003).

Многовариантность районирования определяется с одной стороны разнообразием задач, стоящими перед исследователем, с другой – выбором соответствующего критерия. Другими словами, изменение любого звена в исследовательской цепочке: целевая установка районирования – выбор критерия – выбор адекватного метода – соответствие полученного результата конечной цели и обуславливает наличие множества вариантов решения этой задачи.

2.2.3.1. Критерии районирования

Пространственные неоднородности льдов в географическом плане могут быть разделены в зависимости от масштаба на несколько уровней: крупномасштабные, региональные, локальные, местные и т.д. Такое районирование является весьма эффективным инструментом при исследовании особенностей формирования и распределения ледяного покрова (например: ледяной массив крайней южной части Охотского моря, Сахалинского залива или района Шантарских островов). Сами неоднородности ледяного покрова можно свести в следующие характерные группы: льды местного образования или адвективные, льды припайные или дрейфующие (обычно граница между ними четко обозначена полыньями), зоны льдов различной сплоченности, различного возраста (толщины), раздробленности, степени деформации, заснеженности и т.д. Пространственная неоднородность льдов, как правило, находится в определенном сопряжении с рельефом дна, морскими и атмосферными циркуляционными процессами и другими факторами. Классификация, основанная на учете

совместного и взаимно обусловленного влияния ледовых и географических факторов, может быть названа ледово-географическом районированием. Также эта классификация является многоуровневой, где на каждом уровне учитываются неоднородности ледяного покрова определенного пространственного и временного масштаба.

Стоит отметить, что может быть создано столько различных вариантов районирования Охотского моря, сколько существует целевых установок (Карелин, 1956). В данном случае основной целью выполненного районирования являлось выявление новых черт ледового режима с учетом ледово-географических особенностей моря.

Особенности формирования ледовых условий и различия характеристик ледяного покрова Охотского моря на таксономическом уровне, как для всего моря, так и для отдельных его частей позволили сформулировать идеологию нового подхода к изучению ледового режима и легли в основу разработки критериев для иерархического районирования ледяного покрова (Моделирование... 2016; Минервин и др., 2015 а).

В результате выполненного районирования акватория Охотского моря была разделена на три таксономических уровня. Первый (крупномасштабный) уровень выделен преимущественно по климатическим факторам. Первоначально Охотское море было разделено по принципу широтного зонирования – это **северная** и **южная** части площадью 1023,4 и 578,8 тыс. км² соответственно. При условном подразделении акватории по широте граница, разделяющая Охотское море на северную и южную части (т.е. практически пополам), проходит в среднем по 51°30' с.ш.

Ключевым фактором ледообразования в Охотском море является воздействие зимнего муссона, который не только доставляет на акваторию моря холодные воздушные массы, но и обуславливает постоянный дрейф льда. Различное направление дрейфа региональных массивов льда обусловлено как географическим положением районов, где они формируются, так и направлением

господствующих ветров. Следует отметить и существенные различия термических условий ледообразования в северной части моря.

Выявленные особенности дрейфа и различие генетических условий формирования ледяного покрова в северной части Охотского моря позволяют северную половину моря разделить еще на два крупномасштабных таксона: **северо-западный** и **северо-восточный** площадью 432,3 и 592,1 тыс. км² соответственно (Минервин и др., 2015 а).

Северо-западный регион Охотского моря имеет преимущественно слабо изрезанную береговую линию, которая ориентирована в зональном и меридиональном направлениях. Данное обстоятельство не препятствует равномерному поступлению холодного воздуха из районов, прилегающих к Полюсу холода, на акваторию моря. На фазе начала активного ледообразования (в предзимье) данное обстоятельство обеспечивает непрерывность процесса образования полыньи, за пределами которой формируется массив дрейфующих в юго-восточном направлении обширных и гигантских полей слабо восторошенного льда. По мере продвижения от берега толщина льда в этом массиве постепенно увеличивается от начальных видов (в зоне полыньи) до однолетнего тонкого льда в центральной части моря.

Аналогичные процессы доминируют здесь и на фазе максимального развития ледяного массива в феврале-марте. Однако, в указанный период, градиенты температуры и давления на границе суши и моря уменьшаются, что способствует увеличению частоты проникновения в этот район глубоких циклонов, которые приносят с собой сильные ветры восточных румбов. Воздействие этих ветров существенно меняет направление дрейфа и обуславливает возникновение локальных зон сжатий льда, а также увеличивает раздробленность ледяного массива.

Фаза разрушения массива льда в северо-западной половине начинается по мере уменьшения активности зимнего муссона. В апреле скорость нарастания толщины льда резко уменьшается вплоть до полного прекращения

ледообразования (даже в ночные часы) во второй половине мая. Прекращается и дрейф массива в юго-восточном направлении. В конце мая полностью разрушаются большие поля, молодые льды вытаскивают и массив льда, представленный преимущественно битыми формами, концентрируется вдоль северо-западного побережья и в районе Шантарских остров.

Северо-восточный регион. Процессы формирования льда в северо-восточной половине Охотского моря протекают в иных климатических условиях. Орографические факторы – горные массивы, окаймляющие побережье и глубоко вдающийся в сушу зал. Шелихова, ориентированный в северо-восточном направлении, обуславливают в этом же направлении движение воздушных масс в течение всего ледового сезона. Следовательно, дрейф льда осуществляется преимущественно в юго-западном направлении.

Удаленность от Полюса холода северного полушария, более частые затоки воздушных масс из Арктики, температура которых на 5-10 °С выше, чем из континентальных районов Магаданской области, и регулярные затоки тепла из Берингова моря, делают эту часть моря более теплой по сравнению с северо-западной (рис. 11). В таблице 2 предоставлены средние за период с 1981 по 2010 гг. значения СГДМ для групп ГМС, относящихся к различным регионам Охотского моря. Видно, что в северо-западный регион за всю зиму поступает 44% (-2503 °С) всего накопленного холода. В северо-восточном регионе за холодный период времени в среднем накапливается чуть более 34% СГДМ (-1963 °С). В южном регионе моря отмечается наименьшее среднее значение СГДМ, которое составляет 22% (-1257 °С).

Таблица 2. Средние за период 1981-2010 гг. значения СГДМ для групп ГМС, относящихся к различным регионам Охотского моря.

СЕВЕРО-ЗАПАД		СЕВЕРО-ВОСТОК		ЮГ	
Охотск	-2748	Магадан	-2240	Александровск-Сахалинский	-1687
Николаевск-на Амуре	-2547	Ича	-1354	Поронайск	-1643
Аян	-2236	м. Алевина	-1609	м. Терпения	-1150
Большой Шантар	-2480	Брохово	-2647	м. Крильон	-546
СРЕДНЕЕ	-2503		-1963		-1257

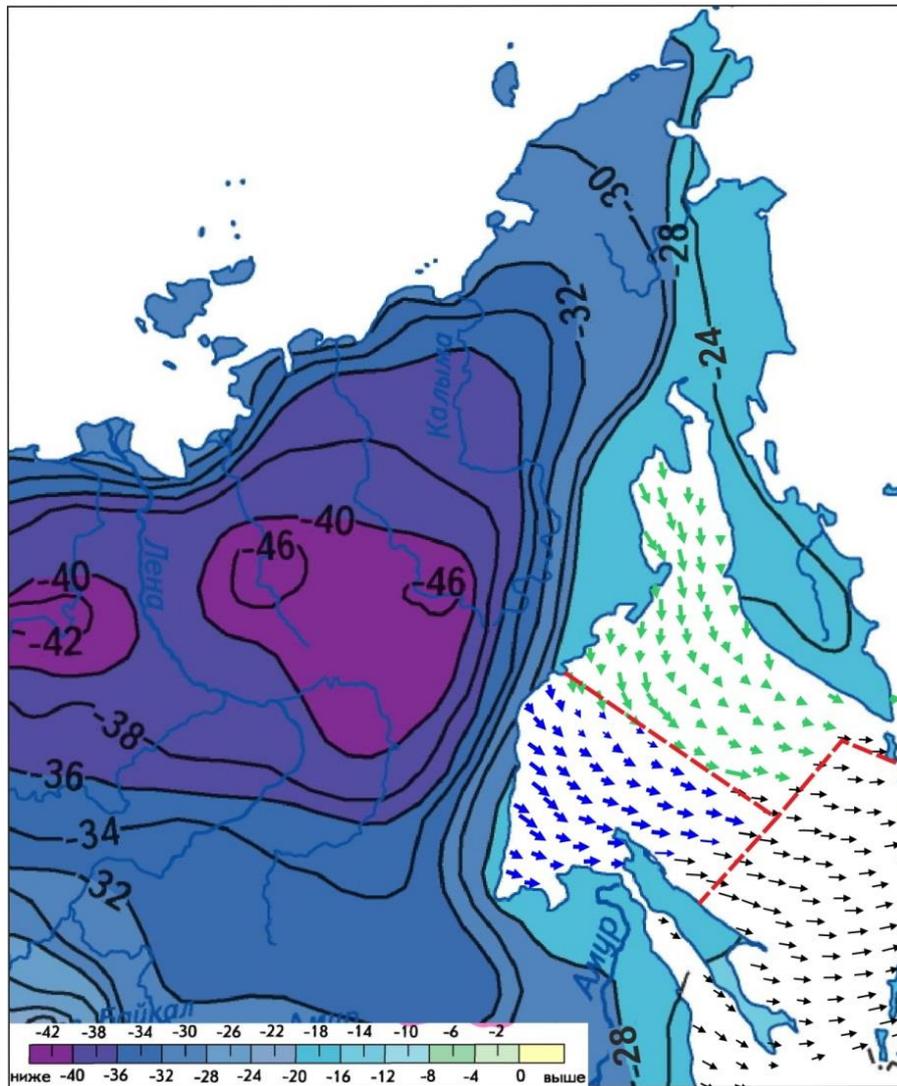


Рисунок 11 – Средняя приземная температура воздуха января и векторы результирующего ветра зимой над Охотским морем на основе данных ECMWF, 1991-1998

Неравномерное распределение СГДМ еще раз подтверждает сделанный ранее вывод о неоднородном распределении холода среди районов первого иерархического уровня, что указывает на необходимость выполнения процедуры районирования.

Частая смена направления ветра, изрезанность береговой черты создают благоприятные условия для поддержания здесь активности динамических процессов на всех стадиях существования массива. Поэтому массив льда северо-восточной части моря имеет меньшую толщину, повышенную торосистость и высокую влажность. В мягкие и нормальные зимы основной массив льда дрейфует преимущественно вдоль полуостровов Кони и Пягина и перекрывает

вход в Тауйскую губу, тем самым создавая существенные трудности для прохода судов в порт Магадан.

Естественной границей, разделяющей массивы льда северо-западной и северо-восточной частей моря, в нормальные по суровости ледовых условий зимы, является восточная кромка льда в современную эпоху, формирующаяся под влиянием Западно-Камчатского течения (ЗКТ), струя которого поступает в море через Четвертый Курильский пролив и движется в северном направлении вдоль материкового склона западного берега полуострова Камчатка. ЗКТ относительно окружающих его вод является теплым и разрушает ледяной покров, что отчетливо видно по характерному изгибу среднегодовалого положения кромки льда (рис. 12) и фактическому положению кромок в разные типы зим.

Карты дрейфа ледяного покрова, построенные на основе результатов инструментальных наблюдений разными авторами в различные временные периоды, представлены в приложениях В–Д. По полученным на основе результатов фактического дрейфа судов, затертых льдами, и смещения кромок льда данных, Л.П. Якуниным были построены схемы расчетного дрейфа льда в Охотском море в 1957-1960 гг. В) (Якунин, 1979). Согласно кривой многолетней изменчивости (рис. 10), это был период средней ледовитости Охотского моря близкий к норме WMO 1961-1990 гг. Следует отметить, что траектории движения льда весьма своеобразны в разные типы зим, но в целом дрейф льда происходит по циклонической орбите и зависит от атмосферной циркуляции.

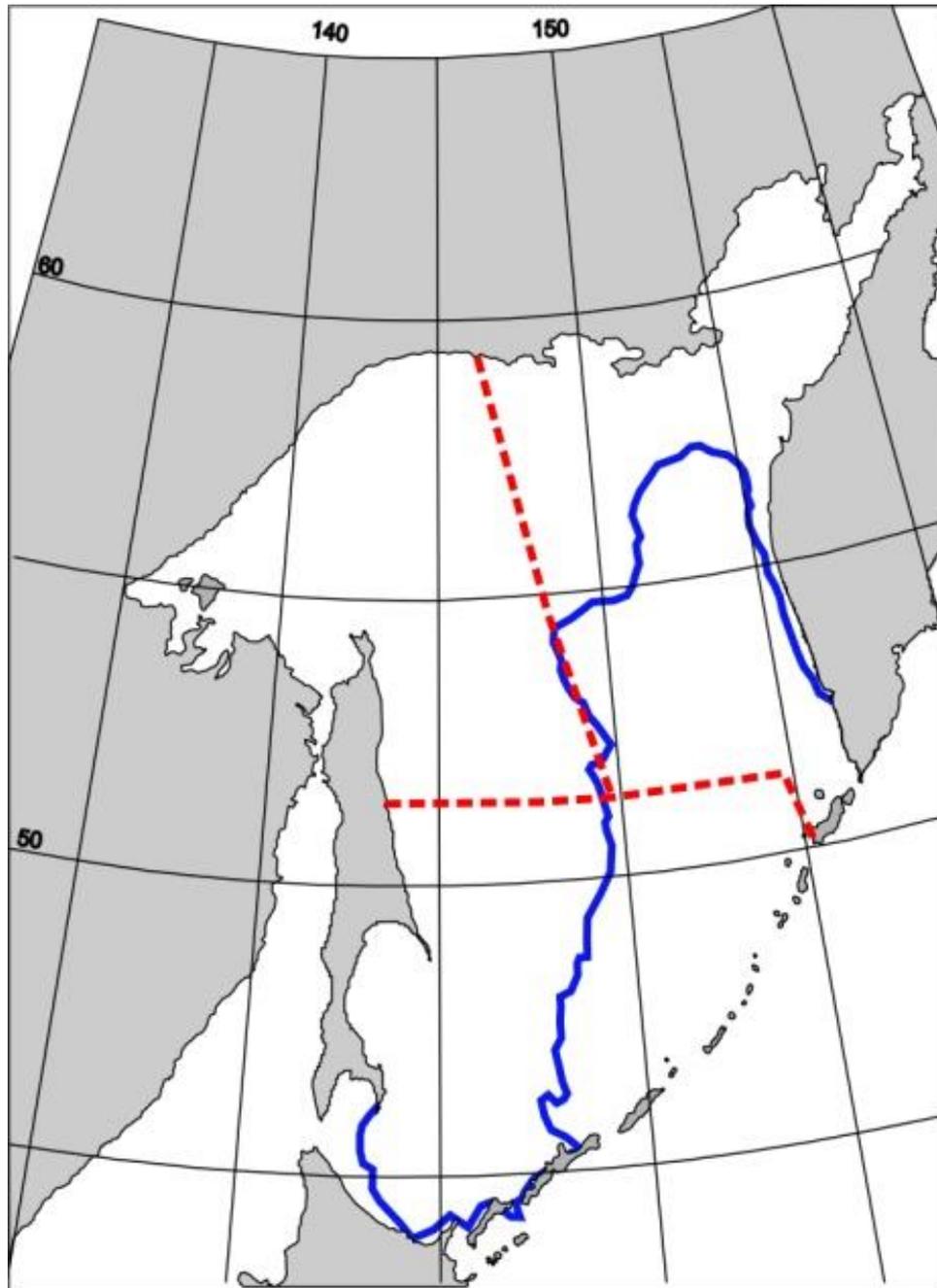


Рисунок 12 – Среднее положение кромки ледяного массива на фазе его максимального развития (март) в период 1981-2010 гг.

В приложении Г показаны осредненные с 1993 по 2001 г. траектории дрейфа льда, построенные японскими исследователями по результатам спутниковых наблюдений с помощью пассивного микроволнового радиометра (SSS/I), которые практически повторяют траектории движения льда, показанные в приложении Г (Enomoto, 2003).

Траектории дрейфа буев ARGOS (приложение Д), запущенных на 54° с.ш. у побережья Восточного Сахалина в декабре 1994 г. (Астафьев и др., 1997) и в

районе кромки льда на 51° с.ш. в конце ноября 2010 г. (Тамбовский, Бобков, 2012) также вписываются в общую картину дрейфа. Дрейф трех буев, выставленных на припай в Сахалинском заливе в конце апреля, в период ледового сезона (май-июнь) происходил преимущественно северном направлении (Тамбовский, Бобков, 2012). Кроме того, в работе (Дубина и др., 2017) на основе анализа данных спутниковых изображений показано, что при слабых ветрах и/или ветрах северных и северо-западных направлений лёд из северных и западных районов Охотского моря смещается к восточному побережью о. Сахалин и далее, в основной массе движется на юг, где затягивается в сложную вихревую циркуляцию Южно-Курильской котловины, а сам дрейф льда определяется суммарным действием напряжения ветра, течений и силой Кориолиса.

Таким образом, с учетом положения кромки льда можно заключить, что массивы льда, сформировавшиеся в северо-западной и северо-восточной частях в нормальные и мягкие типы зим должны иметь четкую границу и практически не смешиваться между собой.

Южный регион Охотского моря – это третий крупномасштабный таксон площадью $578,8$ тыс. км², расположенный в другом климатическом поясе – к югу от $51^{\circ} 30'$ с. ш. Образующийся в северных районах ледяной покров на фоне зимнего муссона и под воздействием отмеченных выше воздушных потоков дрейфует в юго-восточном и юго-западном направлениях соответственно. При этом толщина льда под воздействием термических и динамических факторов постоянно нарастает, вследствие чего в южной части моря на фазе максимального развития концентрируется морской лёд, толщиной более 1 метра (Исследование...2011, Пищальник и др., 2009). В результате формируется главная и характерная особенность ледяного покрова дальневосточных морей – увеличение толщины льда по мере продвижения его с севера на юг. Конфигурация островов, формирующая западную, южную и восточную границы Охотского моря, создает естественную ловушку для льда, постоянно дрейфующего из северной части моря. В южной части моря ледяной массив

формируется с января по март и на определенной стадии её наполнения лед начинает выдавливаться через проливы в Японское море и в Тихий океан (Минервин и др., 2015 а).

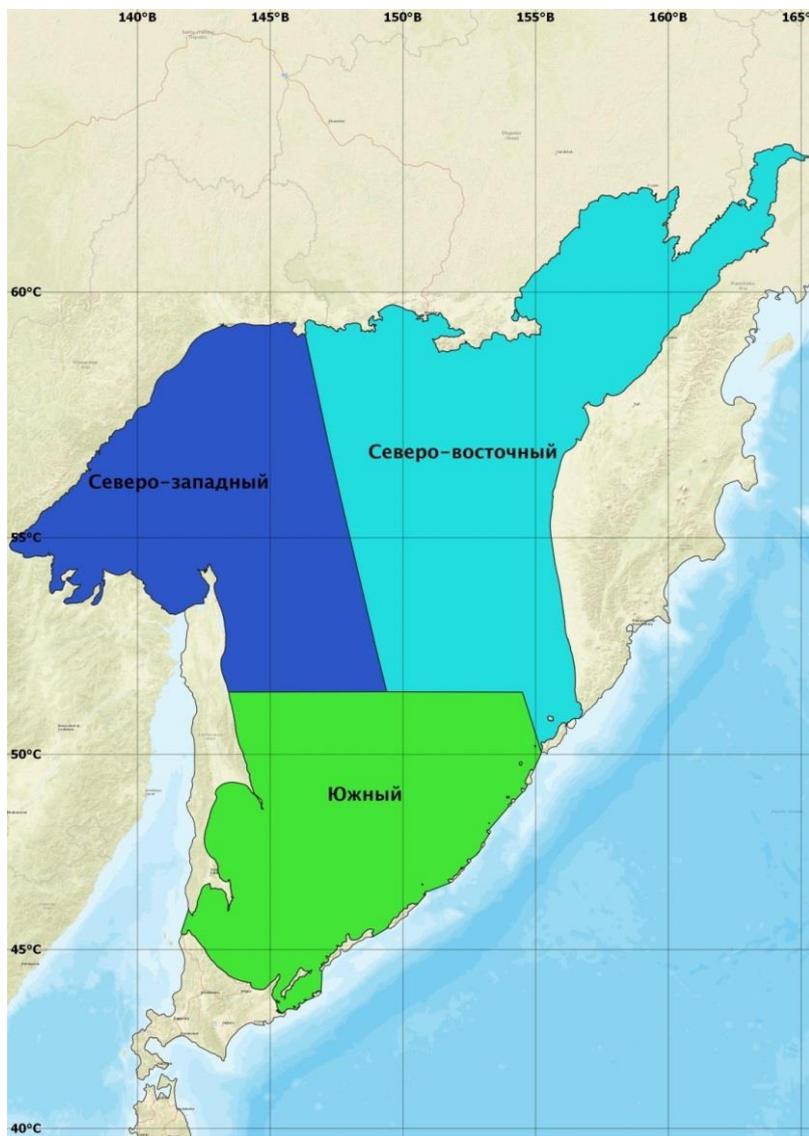


Рисунок 13 – Первый уровень иерархического районирования ледяного покрова на акватории Охотского моря.

Выделенные крупномасштабные неоднородности в распределении льдов в Охотском море, обусловленные климатическими факторами, имеющие характерные пространственные размеры ~ 500 тыс. км² являются ледовыми областями первого уровня иерархической классификации (рис. 13).

В свою очередь, регионы первого уровня подразделяются на ледовые районы второго уровня, в которых могут быть выделены процессы и явления пространственных масштабов от 50 до 500 тыс. км². Характерный временной

масштаб, отражающий такие неоднородности в распределении льдов – сезонный, для двух и более районов – климатический (рис. 14).

Границы таких таксонов выделяются преимущественно по морфометрическим и генетическим признакам, например, акватории крупных заливов или другие участков побережья на определенной стадии развития ледяного покрова. Как правило, они также отчетливо выделяются и по неоднородности ледяного покрова.

Ярким примером ледового района второго уровня является Сахалинский залив (С-З 4 на рис. 14). Также как и южный регион Охотского моря, он является ловушкой для дрейфующего в юго-восточном направлении льда от участка побережья от Аяна до Охотска.



Рисунок 14 – Второй уровень иерархического районирования ледяного покрова на акватории Охотского моря

В условиях низких температур воздуха в заливе формируется зона перманентных сжатий и деформаций льда. Постоянное давление ледяного массива способствуют образованию в южной части залива устойчивого припая.

Граница ледового района отчетливо определяется по наличию дрейфораздела. При полном заполнении района льдом (февраль) начинается выдавливание сильнодеформированного (торосистость 4-5 баллов) льда в открытую часть моря, который формирует вдоль северо-восточного побережья Сахалина пояс труднопроходимого, даже для современных судов ледокольного класса, льда. Этот пояс максимальной шириной до 30 миль является главным препятствием для судов, обслуживающих нефтегазодобывающих платформ (НГДП) в феврале-марте.

К ледовым районам второго иерархического уровня относятся акватории заливов Анива и Терпения (районы С-3_6, С-В_4 на рис. 13). В период действия зимнего муссона в заливах образуются стационарные полыньи, заполненные преимущественно ниласовыми (толщиной 5-10 см) льдами. И только в суровые зимы толщина льда в заливах может достигать 25-30 см. По генетическому признаку выделен район второго уровня вдоль западного побережья п-ва Камчатка (С-В_4 на рис. 13). Здесь в течение всего ледового сезона идет образование массива местного льда, резко отличающегося по своим морфометрическим признакам от окружающих льдов. Массив представлен преимущественно молодыми и однолетними (I стадия) льдами битых форм, редко обломков больших полей. В нормальные и мягкие типы зим естественной западной границей района является струя ЗКТ. В суровые зимы ледовая обстановка здесь может быть крайне сложной с нечетко выраженной границей этого массива.

Третий иерархический уровень – ледовые зоны – имеют пространственный масштаб 5–50 тыс. км² и соответствуют сезонному и синоптическому временному масштабу.

Важным критерием однородности ледовых районов во всех замерзающих морях традиционно является общая сплоченность ледяного покрова. Однако, в силу специфических особенностей формирования массива льда Охотского моря на всех фазах его развития (I - интенсивное ледообразование, II — максимальное развитие, III — разрушение массива льда), изменения данного показателя охватывают в среднем от 12% до 15% его площади в суровые и мягкие зимы соответственно (табл. 3).

Таблица 3. Площадь массива льда сплоченностью менее 100% (в %)

Тип зимы	Стадия развития массива льда			
	I	II	III	Ледовый сезон
Суровый	15,5	11,5	18,5	12,0
Мягкий	9,0	8,5	18,5	15,0

Максимальная площадь разреженных и сплоченных льдов в массиве наблюдается на фазе его разрушения. В среднем данные показатели на 1/3 ниже в северо-западной части моря (район I иерархического уровня). Поэтому в качестве основного ледового признака для районирования сплоченность целесообразно использовать только весной (рис. 15, 16).

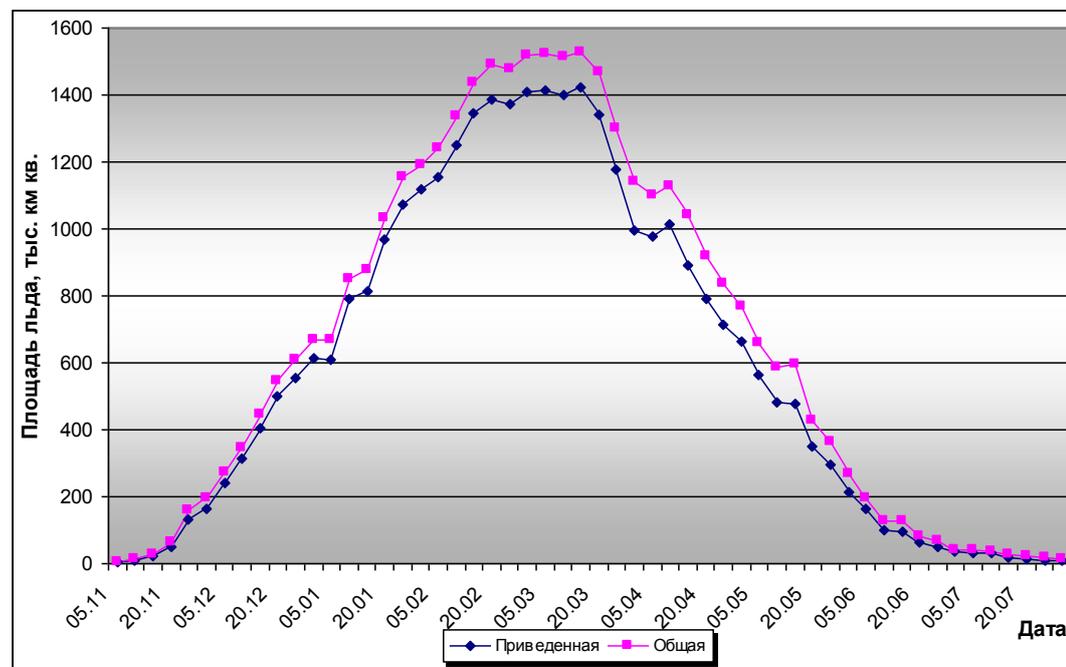


Рисунок 15 – Годовой ход общей сплоченности массива льда в суровые типы зим

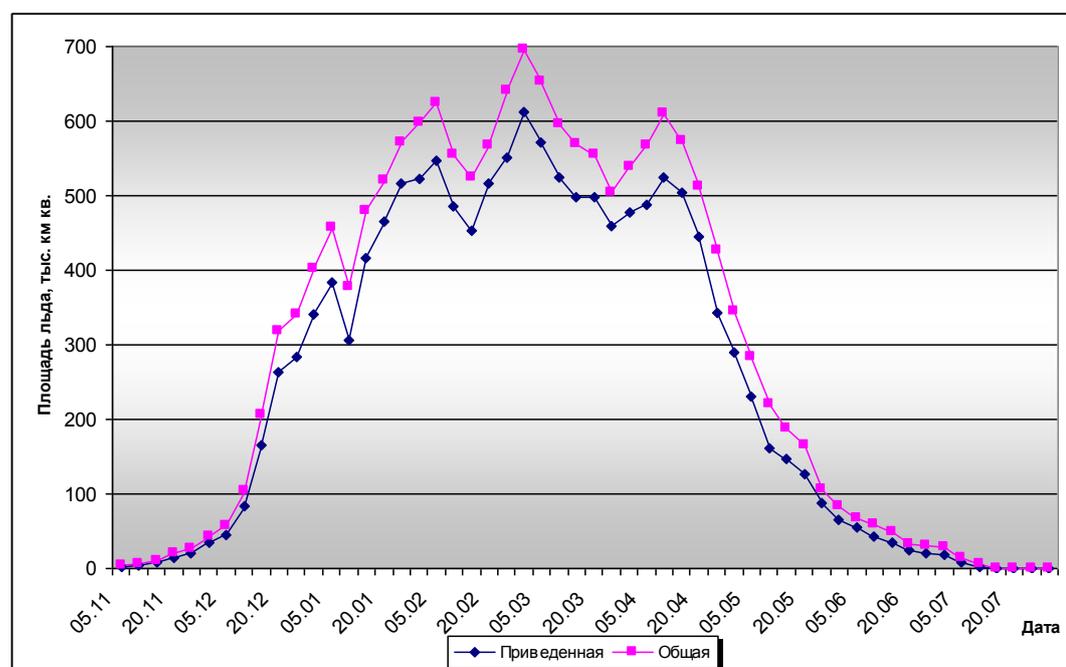


Рисунок 16 – Годовой ход общей сплоченности массива льда в мягкие типы зим

На стадиях I и II при активном движении массива на юг зона разреженных и редких, равно как и битых льдов, крайне мала. В этот период для отдельных региональных или локальных районов наиболее информативными показательными являются толщина льда и степень его торосистости. На стадии III значения показателя сплоченности массива как критерия районирования увеличиваются, но, в то же время, массив представлен исключительно битыми формами, а на последней стадии его разрушения с конца мая по конец июля такой параметр как «толщина льда» теряет физический смысл. На всех стадиях развития массива в Охотском море особо значимым показателем является положение его кромки, позволяющее количественно оценивать ледовитость всех таксономических уровней.

Предложенная методика районирования является достаточно универсальной и пригодна для решения большинства современных практических задач, как в дальневосточных морях, так и морях Арктического бассейна. Использование ее позволит оптимизировать финансовые затраты и повысить качество прогностической информации для обеспечения безопасности выполнения морских операций. Дальнейшее совершенствование спутниковых наблюдений, например, определение на регулярной основе толщины льда, при условии применения данного методологического подхода позволит вывести на качественно новый уровень оперативное и прогностическое обслуживание.

С позиций ледово-навигационного направления деления ледяного покрова или для решения конкретных практических задач в пространственных масштабах ограниченном единицами и первыми десятками морских миль, критерии районирования могут быть совершенно другими. Поэтому с целью повышения точности статистических расчетов при решении различных задач, связанных с обеспечением безопасности морских операций, как на отдельных участках ледовых судоходных трасс, так и непосредственно в местах добычи нефтяных углеводородов разработан инструмент, позволяющий корректно решать задачи такого класса с единых ледово-географических методологических позиций.

2.2.4. Основные принципы работы программного комплекса «ЛЁД»

В настоящее время основным источником информации о состоянии ледяного покрова являются данные дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ), получаемые с метеорологических космических аппаратов (MTSAT-2, GCOM-W1, Himawari-8, Terra, Aqua, Suomi NPP и др.) в различных спектральных диапазонах. Для акваторий Охотского и Японского морей Japan Meteorological Agency (JMA) по результатам съемок подготавливает карты-схемы ледяного покрова с учетом сплоченности льда и публикует их на своем сайте в оперативном режиме (в период с декабря по май два раза в неделю) и в виде электронных архивов (http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/db/seaiice/okhotsk/okhotsk_extent.html) (рис. 17).

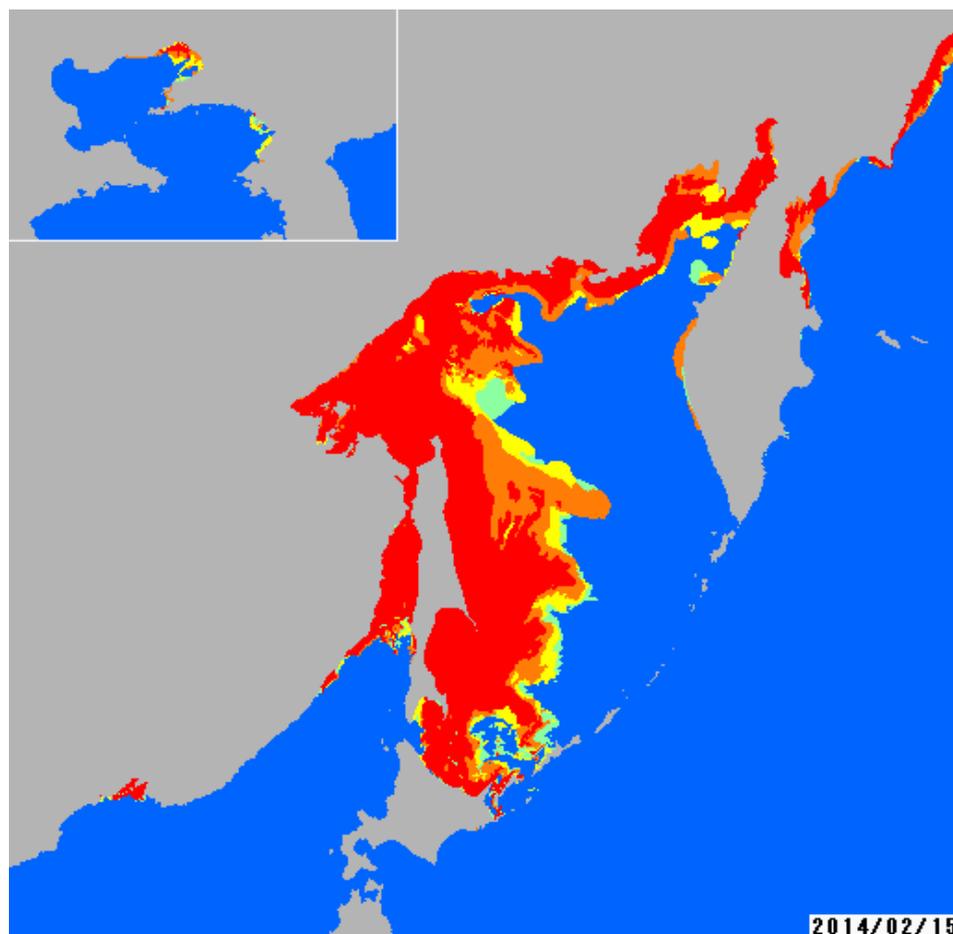


Рисунок 17 – Карта-схема ледовой обстановки
(<http://www.data.jma.go.jp>)

С целью мониторинга ледовой обстановки был разработан программный комплекс, предназначенный для расчётов площади ледяного покрова в Охотском море на основе данных дистанционного зондирования Земли (ПК «ЛЁД») (Приложение А). Функционал ПК «ЛЁД» позволяет вычислять определенные характеристики ледяного покрова, необходимые как для проведения оперативных оценок, так и для выполнения научных исследований.

По мере совершенствования элементной базы технические возможности спектрорадиометров, установленных на КА, постоянно расширяются. В начале периода регулярных спутниковых наблюдений (1971-1978 гг.) определяли только общую площадь массива льда. С 1979 г. площадь ледяного покрова определялась уже с учетом его сплоченности по четырем градациям, рекомендуемых номенклатурой WMO (1-3, 4-6, 7-8, 9-10 баллов) (WMO, 1970). В ближайшее время на регулярной основе планируется получение информации по толщине льда (КА ICESat, CryoSat-2).

В период наблюдений с 1971 по 1978 г. в течение ледового сезона (с декабря по май) создавалось 36 карт-схем с пентадной дискретностью. В период с 1979 по 1997 г. также было 36 карт-схем, но на этих изображениях четырьмя фиксированными цветами были обозначены градации сплоченности морского льда. Далее период наблюдений был увеличен с ноября по июнь и с 1998 г. количество карт-схем достигло 54. Поэтому в блок ввода в ПК входных данных, изначально был заложен принцип универсальности, позволяющий усваивать исходную информацию за различные временные периоды. Помимо вычисления общей и частной сплоченности массива льда обязательным условием при разработке комплекса являлась возможность расчета площади льда в районах различных иерархических уровней (Минервин и др., 2015 б). Данная задача была решена в двух версиях, позволяющих выполнять расчеты параметров ледяного покрова в районах с жестко фиксированными и произвольными проведенными границами. Для ледовых районов с фиксированными границами была создана цветовая маска (рис. 18).

Площади районов корректно вычислялись с помощью стандартных программ (ArcMap и MapInfo) на крупномасштабных картах, после чего для каждого района была определена средняя площадь пикселя. Эти данные были заложены в программу и использовались для пересчета количества пикселей в площадь льда.

Алгоритм работы программы следующий: цветовая маска районирования помещается в объект BitMap размером 512x512 пикселей, а спутниковые карты-схемы такого же размера в цикле считываются в объект Image и выводятся на экран. Программа пиксель за пикселем сравнивает цвет спутниковой карты-схемы и цветовой маски районирования. По цвету пикселя карты-схемы спутника определяется сплоченность льда, а по цвету соответствующего пикселя маски – принадлежность к тому или иному району.



Рисунок 18 – Цветовая маска для расчета площади льда

решении практических задач рекомендовано строго соблюдать пространственно-временные масштабы. С этой целью был разработан дополнительный модуль ПК «ЛЁД», с помощью которого можно рассчитывать ледовые характеристики в районах с произвольно заданными границами. В модуле предусмотрена возможность составления произвольной карты районирования с функцией привязки новых вершин районов к береговой линии, параллелям и меридианам через 5', а также к уже нарисованным линиям. Построенная карта районов используется программой расчета площадей по аналогичному алгоритму. Вычисленные ранее площади пикселей здесь используются как исходные данные для интерполяции с координатами X и Y для центра каждого стандартного района, а площадь пикселя – как аппроксимируемый параметр. При работе в цикле по пикселям программа определяет наличие льда в данной точке карты, и, если он имеется, то площадь пикселя рассчитывается при помощи интерполяции методом кригинга.

В конце цикла получается матрица, в которой для каждого района рассчитана площадь, занятая льдами различной сплоченности:

$$S_{ij} = \sum_k K(x, y) \delta(\bar{C}_k, C_i) \delta(C_k, C_j). \quad (11)$$

В ближайшие несколько десятилетий данные дистанционного зондирования Земли будут совершенствоваться и оставаться основным источником информации о состоянии природных систем. В настоящее время с помощью ПК «ЛЁД» можно выполнить расчеты параметров ледяного покрова в любом произвольном районе Охотского моря. С появлением возможности регулярных наблюдений за новыми ледовыми характеристиками (например, толщиной ледяного покрова), ПК «ЛЁД» может быть адаптирован и для их расчета. Тогда станет возможным расчет генерируемого в море объема льда, что, несомненно, повлечет за собой повышение качества ледовых прогнозов.

ГЛАВА 3. АНАЛИЗ ДИНАМИКИ АНОМАЛИЙ ЛЕДОВИТОСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ В ПЕРИОД С 1882 ПО 2016 Г.

3.1. Многолетние колебания ледовитости Охотского моря

Сведения об изменчивости ледового режима Охотского моря основаны на анализе эмпирических данных, полученных с помощью судовых и авиационных наблюдений, и опубликованы в отечественных монографиях в середине и конце прошлого века (Крындин, 1964; Петров и др., 1998). При этом были рассмотрены данные за различные периоды: 1929–1960 и 1960–1991 гг. Как отмечалось, в настоящее время основным источником ледовой информации являются спутниковые наблюдения, регулярно выполняющиеся с 1971 г.

Изменчивость ледового режима по данным авиационных и спутниковых наблюдений активно изучается отечественными и зарубежными специалистами (Алдошина, 1960; Плотников, 2002; Enomoto et al., 2003; Хен и др., 2006; Oshima et al., 2006; Пищальник и др., 2015; Якунин, 2012; Минервин, Пищальник, 2015; Pishchalnik et al., 2015; Romanyuk, Kozeka, 2015). При этом большинство авторов не выходит за пределы временных периодов, соответствующих определенному способу производства наблюдений. Попытки использования всей имеющейся информации для оценки изменчивости ледовитости в Охотском море до настоящего времени предпринимались весьма ограниченно (Лобанов и др., 2014).

Активизация работ по добыче углеводородов на шельфе Охотского моря в последние два десятилетия все острее ставит вопрос о безопасном выполнении морских операций, в том числе транспорта углеводородов в сложных ледовых условиях. Поэтому в настоящее время исследования особенностей развития ледовых процессов в Охотском море имеют большую практическую значимость.

Анализ межгодовой изменчивости ледовитости за период с 1882 по 2016 г. позволил выделить периоды с положительной (1902-1922 гг. и 1958-1979 гг.) и

отрицательной (1882-1901 гг., 1923-1957 гг. и 1980-2016 гг.) тенденциями изменения ледовитости, продолжительность которых варьирует от 20 до 35 лет. Спектральный анализ исследуемого ряда значимо выделяет периоды с колебаниями 6, 9 и 17–18 лет. Начало последнего периода уменьшения площади морского льда (с 1980 г. по настоящее время) по времени хорошо совпадает со сменой тенденций изменения некоторых характеристик центров действия атмосферы над Азиатско-Тихоокеанским регионом, а также с формированием однонаправленных многолетних трендов изменений температуры воды и воздуха в отдельных районах Дальнего Востока, которые были отмечены рядом исследователей (Шатилина, 2011; Шатилина и др., 2014, 2016; Pishchalnik et al., 2015; Romanuk, Kozeka, 2015). Последний период сокращения площади морского льда (с 1980 г. по настоящее время), совпадает с современным потеплением и длится 38 лет (рис. 20).



Рисунок 20. Межгодовая изменчивость средних за сезон значений ледовитости Охотского моря и линейные тренды для различных периодов времени

Следует также отметить, что выделенные циклические колебания ледовитости, на фоне отрицательного линейного тренда, по временным параметрам соответствуют долговременным циклическим колебаниям

температуры воздуха в Арктике и ледовитости арктических морей продолжительностью около 60, 20, 10 лет и менее. За теплым периодом 1922–1956 гг. в Арктике последовал холодный период 1957–1984 гг., а с середины 1980-х гг. начался очередной теплый период (Frolov et al., 2009).

Установлено, что временные ряды за периоды 1923–1957, 1980–2016 гг. и за весь исследуемый ряд с 1882 по 2016 г. характеризуются значимыми (на уровне $> 95\%$) отрицательными трендами (коэффициенты корреляции выше критических значений соответственно $0,36 > 0,31$, $0,57 > 0,30$ и $0,47 > 0,12$). Статистическая значимость трендов за периоды 1882–1901, 1902–1922 и 1958–1979 гг. мала, так как их коэффициенты корреляции ниже критических значений (соответственно $0,12 < 0,31$, $0,12 < 0,32$ и $0,07 < 0,29$).

Изменения величины тенденции ледовитости в различные временные периоды имеют свои особенности. Так, в период 1882–1901 гг. отмечалось снижение ледовитости в Охотском море со скоростью $1,5\%$ за 10 лет (при средней ледовитости для этого временного отрезка в 52%). В последующем периоде (1902–1922 гг.) наблюдалось интенсивное повышение ледовитости моря с темпами $2,4\%$ за 10 лет. При средней для этого периода величине ледовитости равной 60% , максимальные её значения в 1913 и 1914 гг. достигали 75% и 73% соответственно, и только в 1906 и 1918 гг. ледовитость понижалась до 46% и 42% соответственно. На фоне повышенной ледовитости периода 1923–1957 гг. сокращение площади ледяного покрова происходило со скоростью $2,9\%$ за 10 лет (рис.20). Средняя ледовитость для указанного временного промежутка составляла 53% .

С 1958 по 1979 г. вновь отмечалась тенденция увеличения ледовитости, темпы которого составили $1,9\%$ за 10 лет при средней ледовитости равной 54% . С конца 1970-х в Охотском море наблюдается устойчивая тенденция уменьшения ледовитости ($4,7\%$ за 10 лет) при одновременном заметном понижении средней ледовитости до 42% .

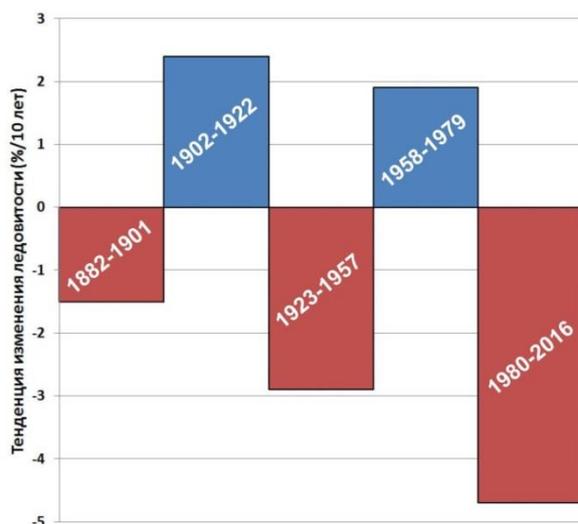


Рисунок 21 – Тенденция изменения ледовитости Охотского моря в различные временные периоды (% в 10 лет)

Тенденция сокращения ледовитости Охотского моря за весь исследуемый период (1882-2016 гг.) составляет 1,3% за 10 лет, а размах её межгодовых колебаний может достигать более 50% (рис. 21). Максимальные значения ледовитости наблюдались в 1890, 1909, 1913-1916, 1922, 1931, 1967 и 1979 гг., минимальные – в сезоны 1996 и 2015 гг. При этом ледовый сезон 2015 г. является самым малоледовитым (26,5%) за всю историю

инструментальных наблюдений с 1929 г., а с учетом данных ретроспективного анализа – за последние 135 лет. Следует отметить, что среднее значение ледовитости в начале XXI в. снизилось на 16% по отношению к климатической норме, рассчитанной для периода 1961-1990 гг.

В таблице 4 представлены СГДМ и СГДТ для отдельных ГМС. Для корректного сравнения расчеты выполнялись в рамках временного промежутка, в котором практически отсутствуют перерывы в наблюдениях (1936-2016 гг.).

Анализ полученных данных позволяет заключить, что от периода 1936-1957 гг. к периоду 1958-1980 гг. наблюдалось увеличение СГДМ в северо-западной части Охотского моря (ГМС Охотск, Магадан), но для ГМС, расположенных в южной части моря, характерно уменьшение её значений. В период современного потепления (с 1980 г.), отмечалось значительное уменьшение количества холода на всех ГМС (в среднем на 177 градусодней). Аналогичные изменения характерны и для СГДТ: от периода 1936-1957 гг. к периоду 1958-1980 гг. уменьшение тепла на ГМС Охотск, Магадан, Николаевск-на-Амуре, и увеличение на ГМС Поронайск и Александровск-Сахалинский. В период с 1980 по 2016 г. количество тепла повсеместно возросло (в среднем на 91 градусодень).

Уменьшение СГДМ за последние 30 лет в северном, центральном и южном районах моря отмечают и другие исследователи (Думанская, 2015).

Таблица 4. Динамика сумм градусодней мороза (СГДМ) и тепла (СГДТ) на прибрежных ГМС в выделенные периоды различной направленности развития ледовых процессов в Охотском море

ГМС период	Охотск	Магадан	Поронайск	Александровск- Сахалинский	Николаевск- на-Амуре	Все ГМС
СГДМ						
1936-2016	-2880	-2353	-1717	-1796	-2670	-2283
1936-1957	-2941	-2400	-1831	-1898	-2797	-2374
1958-1979	-3022	-2482	-1710	-1856	-2724	-2359
1980-2016	-2756	-2246	-1652	-1697	-2559	-2182
СГДТ						
1936-2016	1371	1248	1904	2070	1949	1708
1936-1957	1342	1208	1881	2080	1927	1687
1958-1979	1302	1191	1894	2009	1902	1660
1980-2016	1430	1307	1924	2102	1991	1751

Выявленные особенности свидетельствуют о сложном и неравномерном характере поступления холода и тепла на различные участки поверхности моря, что еще раз подтверждает необходимость выполнения процедуры районирования при изучении ледового режима Охотского моря (Минервин и др., 2015 а).

Для анализа изменчивости временного ряда рассчитаны аномалии ледовитости, вычисленные относительно климатической нормы 1961–1990 гг. (https://www.wmo.int/pages/index_ru.html). Анализ многолетнего хода аномалий ледовитости осуществлялся с помощью метода интегральных кривых (рис. 22), которые рассчитывались путем последовательного алгебраического суммирования их величин (Шатилина и др., 2014). Фактически интегральная кривая аномалий исследуемого параметра характеризует изменения его многолетнего хода (Гирс, Кондратович, 1978).

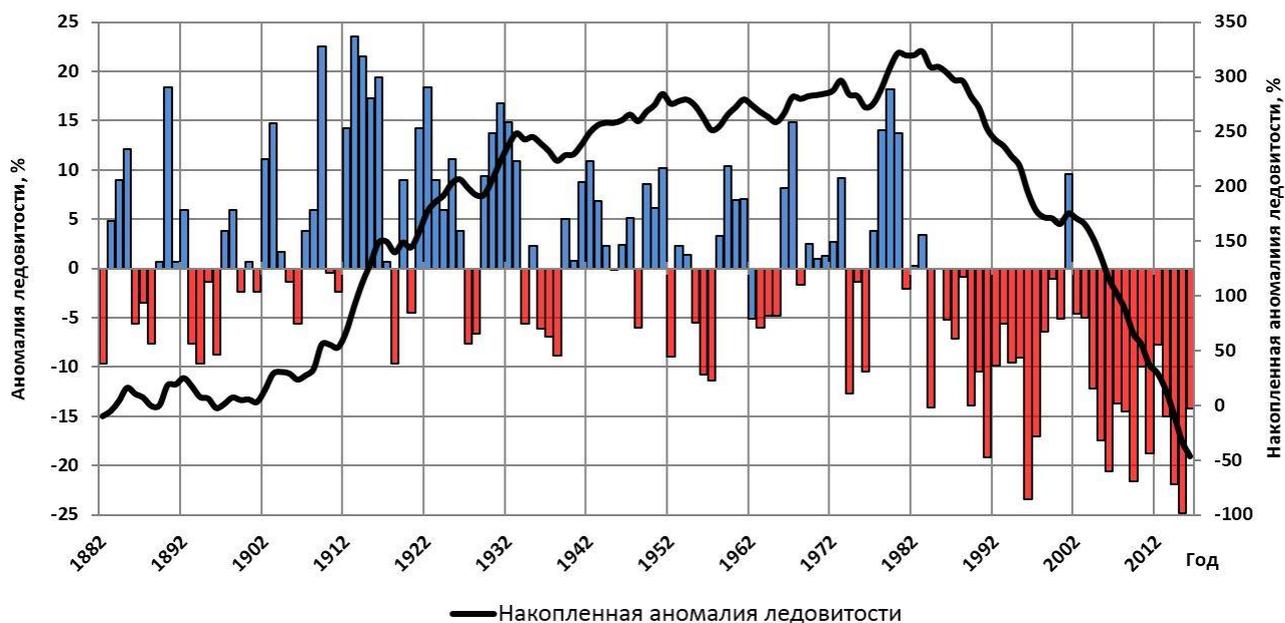


Рисунок 22 – Интегральная кривая аномалий ледовитости Охотского моря относительно климатической нормы 1961-1990 гг.

На интегральной кривой отчетливо выделяются периоды накопления положительных (с 1882 по 1901 г. и с 1923 по 1979 г.), резкого повышения (с 1902 по 1922 г.) и понижения (с 1980 по 2016 г.) аномалий ледовитости, которые совпадают с выделенными ранее долгопериодными колебаниями. Для периодов относительно стабильного состояния ледяного покрова характерно чередование 3-4-летних периодов повышения и понижения аномалий ледовитости с преобладанием абсолютных значений до 10%. В периоды резких изменений интегральной кривой наблюдалось двукратное увеличение абсолютных значений аномалий и увеличение периодов их колебаний до 5-6 лет. На этом фоне выделяются экстремально ледовитые зимы 1909, 1913, 1914 гг. и экстремально малоледовитые зимы 1996, 2006, 2009, 2014 и 2015 гг., когда аномалии ледовитости превышали 20%. С 1984 г. наблюдается период преобладания отрицательных аномалий ледовитости, в котором выделяется только один ледовый сезон с (2000-2001 гг.) с положительной аномалией 9,6%.

На изменения режима атмосферной циркуляции в планетарных и в региональных центрах действия атмосферы над Охотским морем в конце 1970-х начале 1980-х гг. указывают результаты исследований, приведенные в работе

(Шатилина и др., 2014). Так, с 1979 г. отмечен рост давления над Азией, фиксируется экстремальная активность охотского антициклона, который регулирует продолжительность холодной стадии летнего муссона. Четко выражен рост давления в летней дальневосточной депрессии и ее смещение на северо-восток с 1977 г., увеличение циклонической деятельности над северо-западной частью Тихого океана в период 1992-2012 гг.

В межгодовой изменчивости Охотского моря также выделяется период неустойчивого накопления положительных аномалий площади ледяного покрова 1958-1983 гг. и, начиная с 1984 г., преобладание малоледовитых зим.

Сглаживание ряда аномалий ледовитости по 30 годам (временному отрезку, близкому к среднему многолетнему периоду колебаний) позволяет наглядно увидеть крупномасштабную перестройку в развитии ледовых процессов в море (рис. 23).

На рисунке хорошо видно, что норма ледовитости, вычисленная в период 1961-1990 гг., наиболее близка к среднему значению ледовитости для всего исследуемого ряда. Принятое в 2015 г. WMO решение об обновлении климатических норм каждые 10 лет является весьма своевременным, что особенно важно в периоды резких изменений (таких, как «климатический сдвиг»), т.к. они наиболее достоверно отражают современное состояние исследуемого параметра (https://www.wmo.int/pages/index_ru.html).

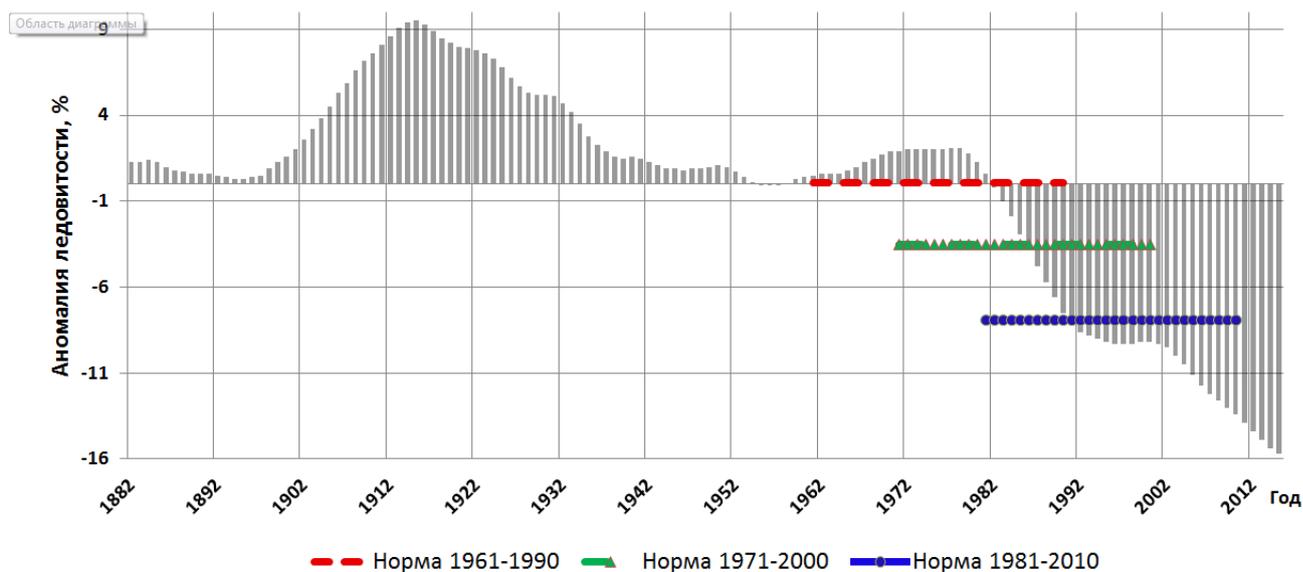


Рисунок 23 – Сглаженный по 30 годам многолетний ход аномалий ледовитости Охотского моря и климатические нормы за различные временные периоды.

3.2. Анализ типов зим по суровости ледовых условий.

Результаты типизации зим по суровости ледовых условий показаны в таблице 5, на рисунке 24 и в приложении Б.

Таблица 5. Типизация зим по суровости ледовых условий в Охотском море с 1882 по 2016 г.

Тип зимы	Годы
Экстремально суровый	1885, 1890, 1903, 1909, 1912-1916, 1921, 1922, 1930-1932, 1967, 1978-1980
Суровый	1883, 1884, 1892, 1898, 1902, 1908, 1919, 1923-1925, 1929, 1933, 1939, 1941, 1942, 1943, 1947, 1949-1951, 1959-1961, 1973, 2001
Умеренный	1887, 1889, 1891, 1895, 1897, 1899-1901, 1904, 1905, 1907, 1910, 1911, 1917, 1920, 1926, 1935, 1940, 1944-1946, 1953-1955, 1958, 1962, 1964-1966, 1968-1972, 1975, 1977, 1981-1983, 1985, 1986, 1988, 1999, 2000, 2002, 2003
Мягкий	1882, 1886, 1888, 1893, 1894, 1896, 1906, 1918, 1927, 1928, 1934, 1936-1938, 1948, 1952, 1956, 1957, 1963, 1974, 1976, 1984, 1987, 1989, 1990, 1992-1995, 1998, 2004, 2007, 2008, 2010, 2012, 2013, 2016
Экстремально мягкий	1991, 1996, 1997, 2005, 2006, 2009, 2010, 2014, 2015,

За весь исследуемый период (1882-2016 гг.) типы зим по суровости ледовых условий распределились следующим образом: ЭС – 13%, С – 19%, У – 34%, М – 27% и ЭМ – 7%. Доля ЭС и С типов зим в сумме составила 32%, М и ЭМ – 34%. Таким образом при объединении типов экстремально суровых и суровых зим, равно как и экстремально мягких и мягких зим в один тип, мы получаем, как и по формуле Ю.П. Доронина (1959), примерно равную повторяемость основных типов.

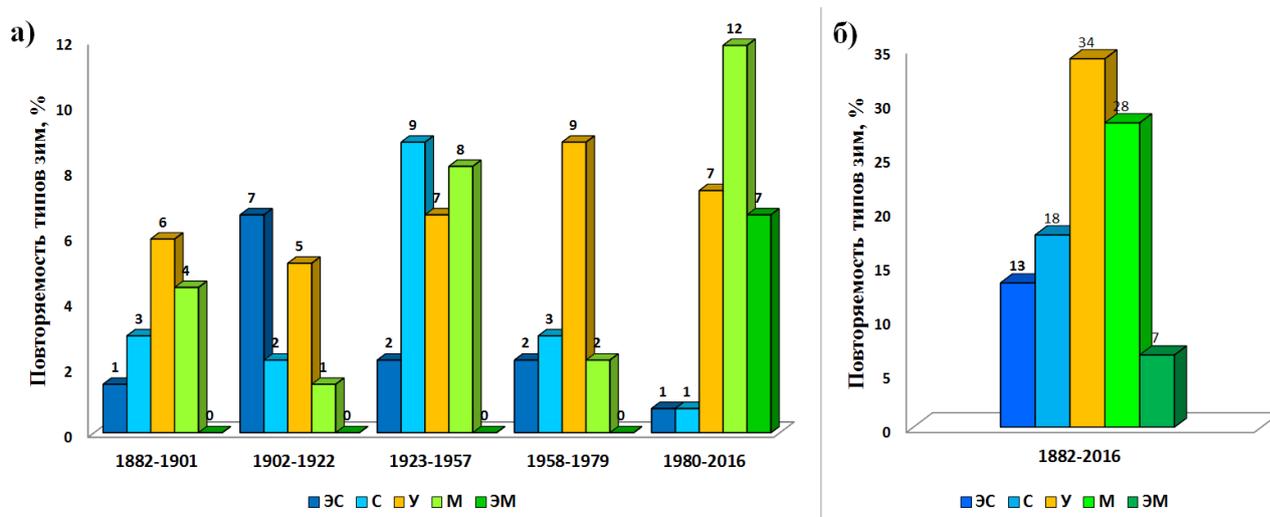


Рисунок 24 – Повторяемость типов зим по суровости ледовых условий в Охотском море для различных временных периодов

Детальное ранжирование зим по суровости ледовых условий, в рамках выделенных многолетних колебаний площади ледяного покрова, позволяет заключить, что максимальная повторяемость С и ЭС зим отмечалась в период резкого повышения ледовитости в 1902-1922 гг. (9%) и в последующий период повышенной ледовитости 1923-1957 гг. (12%). Повторяемость М зим в указанные периоды колебалась от 1 до 7%. Здесь следует отметить, что ЭМ зимы как самостоятельный тип начали выделяться только с 1991 г. В период «климатического сдвига» повторяемость мягких М и ЭМ зим возросла более чем вдвое – до 18%, а С и ЭС понизилась до 2%, что свидетельствует о глобальных климатических изменениях, происходящих в атмосфере и гидросфере с конца 1970-х гг. (Пономарев и др., 2000; Brohan et al., 2002; Hansen et al., 2006; Груза и

др., 2007; Фролов и др., 2007; Гулев и др., 2008; Polyakov et al., 2010; Пономарев и др., 2012; Груза, Ранькова, 2012; Думанская, 2015).

Проведенный анализ данных ледовитости Охотского моря за период с 1882 по 2016 г. позволил выявить характер развития ледовых условий, внести некоторые дополнения в характеристику временной изменчивости и типизацию зим по суровости ледовых условий. Установлено, что фоновые изменения ледовитости Охотского моря, проявляющиеся в её долговременных колебаниях, имеют нерегулярный характер (ориентировочная продолжительность циклов составляет от 40 до 52 лет) и практически полностью определяются вариациями глобальной температуры воздуха. Поэтому можно предположить, что изменчивость характеристик в центрах действия атмосферы над Азиатско-Тихоокеанским регионом (приземного давления, геопотенциала H_{500} , местоположения, циклонической активности и т.д.) играет второстепенную роль и обуславливает различия в распределении льда между отдельными районами внутри моря.

Ледовитость Охотского моря за временной период с конца XIX до начала XXI в. уменьшилась приблизительно на 17%. При этом размах варьирования межгодовых изменений ледовитости составлял более 50%. С 1980 г. наблюдается устойчивое уменьшение площади ледяного покрова в Охотском море со скоростью около 5% за 10 лет, которое продолжается по настоящее время. В ледовом сезоне 2014–2015 гг. зафиксировано минимальное значение ледовитости (26,5%) за историю наблюдений с 1929 по 2016 г., а с учетом реконструированных данных — за последние 135 лет.

Экстремально суровые, суровые, умеренные и мягкие по ледовым условиям зимы в Охотском море до конца 1980-х гг. наблюдались при любом уровне фоновой ледовитости. Экстремально мягкие зимы, как самостоятельный тип, начали формироваться только с 1991 г. Можно предположить, что при дальнейшем изменении климата Земли в сторону потепления экстремально суровые типы зим в Охотском море развиваться не будут.

В начавшийся с конца 1970-х гг. период потепления суммарная повторяемость экстремально суровых и суровых зим уменьшилась в среднем на 5%, относительно предыдущих периодов, а мягких и экстремально мягких увеличилась на 14%. Этот факт является свидетельством глобальных климатических изменений, происходящих в атмосфере и гидросфере (Пищальник и др., 2016).

ГЛАВА 4. АНАЛИЗ ИЗМЕНЕНИЙ ЭЛЕМЕНТОВ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА ОХОТСКОГО МОРЯ В РАЙОНАХ ПЕРВОГО ИЕРАРХИЧЕСКОГО УРОВНЯ

На неоднородный характер пространственно-временной изменчивости температуры воздуха на Земле указывает ряд фактов, как исторического плана, так и результатов инструментальных измерений, которые свидетельствуют о ее периодических, чаще неравномерных колебаниях. Изменениям климата и их последствиям на территории Российской Федерации посвящена серия «Оценочных докладов», в подготовке которых участвовали ведущие научно-исследовательские учреждения Росгидромета, Российской академии наук и других организаций. Одним из выводов этих работ является факт, что климатические изменения гидрометеорологических параметров в отдельных регионах нередко претерпевают более значительные изменения и вариации, чем глобальные. Например, в широтной зоне 70-85° с. ш., обнаружено наличие циклических колебаний температуры воздуха и ледовитости продолжительностью ~60, 20, 10 лет и менее (Фролов и др., 2007). Также установлено, что после относительно холодного периода 1957-1984 гг. в Арктике начался очередной теплый период, который продолжается по настоящее время (Кокорин, 2014).

Циклические колебания климата отчетливо проявляются и в изменчивости ледовитости Охотского моря (Пищальник и др., 2016). Находясь в умеренных широтах, оно расположено к юго-востоку от Полюса холода Северного полушария и подвержено влиянию муссонной циркуляции, формирующейся на границе самого большого материка и самого большого океана на Земном шаре. Ввиду значительных пространственных размеров, особенностей циркуляции вод и воздушных масс, рельефа дна и конфигурации береговой черты гидрометеорологические условия отдельных районов Охотского моря имеют существенные различия. Определяющим фактором образования льда в Охотском море является влияние зимнего муссона, который не только доставляет на

акваторию моря холодные воздушные массы, но и обуславливает постоянный дрейф льда на всей акватории моря с южной составляющей.

Следует отметить, что в период действия зимнего муссона поступление холодных воздушных масс на акваторию моря осуществляется по двум генеральным направлениям: с северо-запада – из районов, прилегающих к Полюсу холода, центр которого находится в районе села Оймякон в Якутии, и с северо-востока – из районов Восточной Арктики. Поскольку указанные воздушные потоки значительно различаются по своим метеорологическим характеристикам, данное обстоятельство обуславливает существенные различия условий генерации льда не только в северной и в южной частях моря, но и между северо-западным и северо-восточным его районами (Минервин и др., 2015 а; Пищальник и др., 2016; Моделирование..., 2016; Думанская, 2013).

В рамках проведённых исследований выполнен анализ изменений элементов ледового режима районов первого иерархического уровня Охотского моря в период современного сокращения ледовитости с 1979 по 2016 гг.

4.1. Анализ повторяемости различных типов зим

Подробный анализ повторяемости типов зим для всего Охотского моря за период 1882-2016 гг. был выполнен в третьей главе. Для современной практики обслуживания шельфовых проектов ледовой информацией наибольший практический интерес представляет анализ повторяемости типов зим в различных частях Охотского моря в период потепления. Как уже отмечалось ранее, в качестве объектов исследования были выбраны ледовые области первого иерархического уровня с характерными пространственными масштабами более 400 тыс. км² (временной масштаб сезонный и климатический), выделенные как единые аквальные комплексы, для характеристики которых использовались, климатические показатели, а границы таксонов определялись на основе географических принципов и широтного зонирования (Моделирование..., 2016). К ним относятся северо-западный и северо-восточный регионы Охотского моря площадью 432,3 и 592,1 тыс. км² соответственно, а также северный и южный его

регионы (1024,4 и 578,8 тыс. км² соответственно), и, естественно, вся акватория моря в целом (1 603,2 тыс. км²) (Минервин и др., 2015 а).

Установлено, что основные причины, обуславливающие различия в условиях формирования ледяного покрова в отдельных регионах моря – тип преобладающей циркуляции атмосферы и тесно связанная с ним температура воздушных масс, а также циркуляция вод. Наглядное представление о пространственно-временном распределении типов зим в выделенных регионах дает анализ календаря межгодовых колебаний ледовитости за период с 1979 по 2016 гг. (табл. 6).

Таблица 6. Характеристика типов зим по суровости ледовых условий в районах первого иерархического уровня Охотского моря

	<i>Охотское море в целом (%)</i>	<i>Северная часть (%)</i>	<i>Северо-западный регион (%)</i>	<i>Северо-восточный регион (%)</i>	<i>Южный регион (%)</i>
1979	60,5	43,1	22,2	21,0	17,4
1980	60,2	45,6	24,1	21,4	14,7
1981	44,1	33,6	18,4	15,2	10,5
1982	49,4	38,0	20,7	17,4	11,4
1983	48,6	35,4	20,1	15,3	13,2
1984	32,8	25,7	14,6	11,1	7,1
1985	48,9	39,6	21,1	18,5	9,3
1986	42,9	30,4	18,4	12,1	12,5
1987	43,5	31,9	18,3	13,5	11,7
1988	48,5	35,5	19,8	15,7	13,0
1989	37,3	30,4	16,6	13,8	6,9
1990	42,1	33,6	18,1	15,4	8,5
1991	31,4	26,7	15,6	11,1	4,7
1992	40,1	30,8	18,0	12,8	9,3
1993	45,2	36,8	20,5	16,3	8,4
1994	41,3	34,2	19,5	14,7	7,0
1995	41,8	34,1	20,0	14,1	7,7
1996	29,1	21,3	13,3	8,0	7,8
1997	33,4	24,3	16,3	8,1	9,1
1998	44,8	34,3	18,8	15,5	10,5
1999	50,4	38,3	21,7	16,5	12,1
2000	46,4	34,9	18,5	16,4	11,5
2001	59,5	44,0	23,1	21,0	15,4
2002	46,7	37,0	19,9	17,1	9,7
2003	46,1	33,4	18,3	15,2	12,7
2004	38,9	29,6	19,1	10,6	9,3
2005	33,6	26,4	16,3	10,0	7,3
2006	29,7	24,0	13,0	11,1	5,7
2007	38,1	30,0	18,8	11,2	8,1
2008	36,7	28,8	17,3	11,5	7,9
2009	29,6	23,7	14,2	9,6	5,9
2010	41,0	32,9	18,0	14,9	8,1
2011	33,0	26,5	16,1	10,4	6,5
2012	43,3	33,2	19,3	14,0	10,1
2013	36,4	26,7	16,3	10,4	9,7
2014	30,8	22,6	13,6	9,0	8,2
2015	26,9	23,3	12,9	10,5	3,6
2016	33,6	32,5	18,0	14,4	1,2

Из анализа данных, приведенных в табл. 6, следует, что ледовые условия в различных регионах Охотского моря существенно различаются (Пищальник и др., 2015). Совпадение типов зим во всех регионах происходит относительно редко и наблюдалось 11 раз в течение 38-летнего рассматриваемого временного интервала. Данное явление характерно, в основном, для умеренных (У) (1981, 1987, 1998 и 2012 гг.), экстремально суровых (ЭС) (1979, 1980, 2001 гг.) и экстремально мягких (ЭМ) (2009, 2015 гг.) типов зим. Тем не менее, оно может наблюдаться также в суровые (С) (1999 г.) и мягкие (М) (2008 г.) зимы.

Следует заметить, что в сформированном ряду ледовитости Охотского моря с 1882 по 2016 г. максимальная повторяемость суровых (С) и экстремально суровых (ЭС) зим наблюдалась в период резкого повышения ледовитости в 1902-1922 гг. и в последующий период повышенной ледовитости 1923-1957 гг. (9 и 11% соответственно). Повторяемость мягких (М) зим в указанные периоды колебалась от 1 до 8%. Экстремально мягкие (ЭМ) зимы как самостоятельный тип начал выделяться только с 1991 г. В период потепления повторяемость мягких М и ЭМ зим возросла более чем вдвое и достигла 18%, а С и ЭС понизилась в пять раз (с 9-11% до 2% соответственно) (Пищальник и др., 2016). Это позволяет сделать заключение, что величина ледовитости для всего Охотского моря в большинстве ситуаций не может являться индикатором типов зим в ледовых районах первого иерархического уровня. В частности, в отдельные годы в различных регионах моря можно наблюдать одновременно все основные типы зим (кроме экстремальных). Примером являются ледовые сезоны 1986, 1993 и 1995 гг. Так же подтверждено, что тип зимы для всего Охотского моря достаточно часто (в 82% случаев) определяется типом зимы его северной части (Минервин, Пищальник, 2015; Пищальник и др., 2017) (табл. 7).

Таким образом, площадь ледяного покрова в Охотском море не всегда служит репрезентативным показателем суровости типа зимы в отдельных его регионах. Этот вывод особенно важно учитывать при оперативном предоставлении ледовой информации судам, участвующих в зимней навигации, а

также при разработке ледовых прогнозов. Существенное повышение точности оценки типов зим в дальнейшем может быть достигнуто при переходе от площади ледяного массива к его объему путем учета сплоченности и толщины (Пищальник и др., 2011; Пищальник и др., 2016).

Таблица 7. Повторяемость совпадений типов зим между отдельными регионами, (%)

	Охотское море в целом	Северо-восточный регион	Северо-западный регион	Северная часть	Южный регион
Охотское море в целом	100	74	63	82	51
Северо-восточный регион		100	61	76	34
Северо-западный регион			100	82	53
Северная часть				100	46
Южный регион					100

Наибольшее совпадение типов зим в Охотском море в целом и в его северной части (82%) обусловлено тем, что на северную часть приходится 2/3 площади моря и расположена она в одном климатическом поясе (к северу от 51° 30' с. ш.). Южный регион моря относится к другой климатической зоне (Моделирование... 2015). Для всего Охотского моря и составляющих его северную часть ледовых регионов, процент совпадений типов зим по отдельности заметно ниже – в северо-западной 74%, а в северо-восточной 61%, но суммарный их вклад, как и в случае суммарного учета связи сумм градусодней мороза для пяти опорных гидрометеорологических станциях с ледовитостью Охотского моря, оказывается более значимым (Пищальник и др., 2016). Другими словами, тип зимы в северной части моря в большинстве случаев определяет характер ледовых условий во всем море и его наиболее целесообразно использовать в качестве предиктора при разработке прогнозов ледовитости отдельных регионов моря. Данное обстоятельство необходимо учитывать и при разработке алгоритма прогноза ледовитости Охотского моря в целом. Минимальное совпадение типов

зим (34%) наблюдается между южной и северо-восточной частями моря (Пищальник и др., 2017).

Особенности распределения типов зим в районах первого иерархического уровня по выделенным грациям хорошо видны на диаграммах (рис. 25).

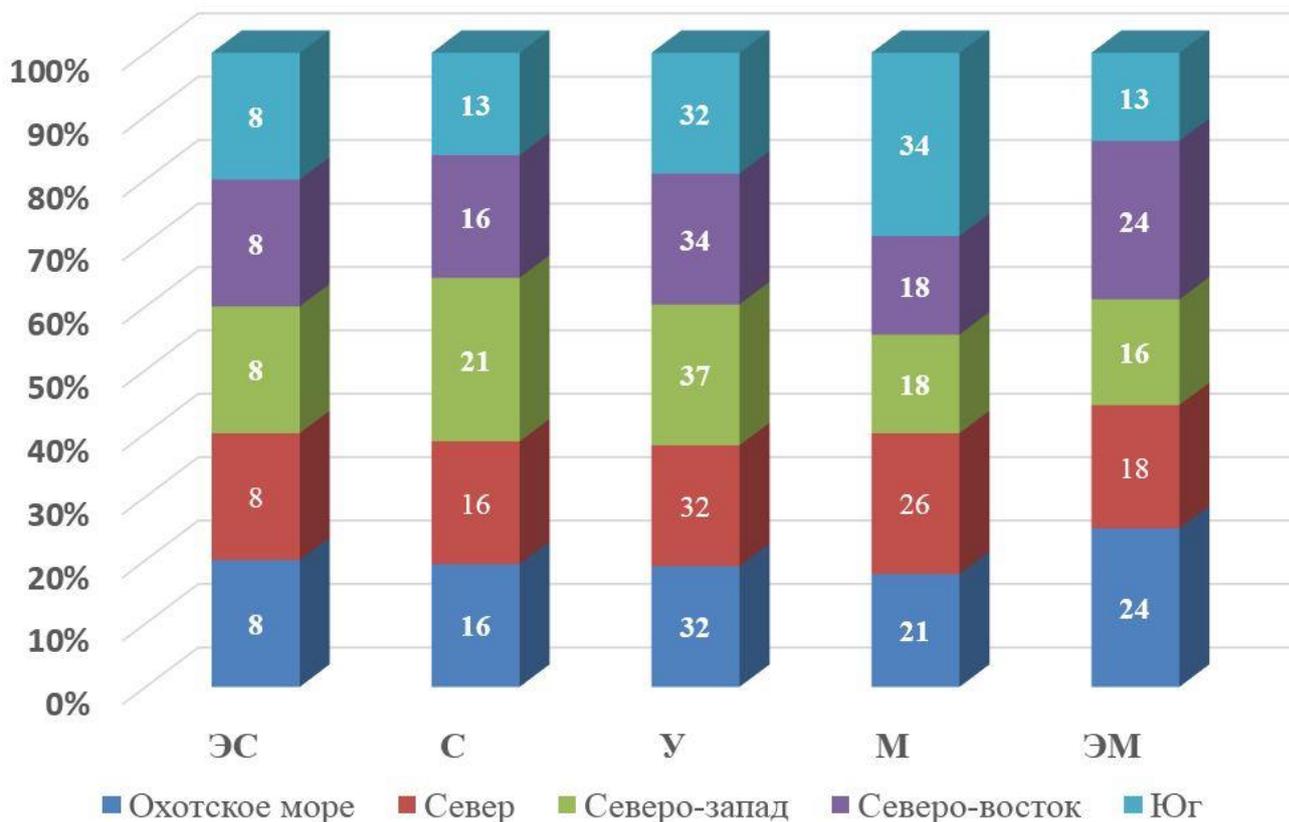


Рисунок 25 – Повторяемость типов зим в районах первого иерархического уровня Охотского моря за период 1979-2016 гг.

Повторяемость экстремально суровых типов зим во всех регионах одинакова (8%). Суровых зим больше всего в северо-западной части, что в сочетании с экстремально суровыми зимами при прочих равных условиях делает его самым холодным регионом Охотского моря. Процент ЭМ зим для северо-восточной части и всего моря одинаков (24%). Минимальное количество ЭМ зим наблюдается в южной части моря, что является косвенным подтверждением сделанного ранее вывода о том, что в формировании ледовитости этого региона значительная роль принадлежит адвекции льда из северных районов моря (Моделирование..., 2016). Суммарная повторяемость ЭМ и М зим здесь

составляет 46%. В южной части моря также отмечен минимальный процент суммарной повторяемости ЭС и С зим (22%). На этом фоне повторяемость умеренных типов зим во всех исследуемых регионах практически одинакова и варьирует от 32 до 35%. Отдельно следует отметить, что относительно восстановленного 135-летнего ряда наблюдений в исследуемый период времени повторяемость ЭС и С зим в Охотском море уменьшилась с 31 до 24%, а повторяемость ЭМ и М зим увеличилась с 35 до 43% (Пищальник и др., 2016).

Из сказанного выше следует практический вывод, что использовать для анализа ледовых условий критерий «тип зимы» необходимо с осторожностью, поскольку в каждом иерархическом районе любого уровня можно выделить группу доминирующих факторов, которая в конечном итоге и определяет тип зимы на конкретной акватории в конкретный временной период.

4.2. Динамика межгодовых колебаний аномалий ледовитости

В предыдущей главе установлено, что на интегральной кривой ледовитости Охотского моря медленное накопление положительных аномалий происходило с 1882 по 1901 г. и с 1932 по 1978 г. На этом фоне выделялись периоды резкого повышения (1902-1931 гг.) и понижения (1979-2016 гг.) аномалий ледовитости. В это же время в ряду межгодовых колебаний ледовитости выделялись продолжительные периоды с положительной (1902-1922 и 1958-1979 гг.) и отрицательной (1882-1901, 1923-1957 и 1980-2016 гг.) тенденциями ее изменения.

Продолжительность выделенных периодов колебаний ледовитости (кроме современного периода потепления, который продолжается уже 38 лет) хорошо согласуется с продолжительностью макроциркуляционных эпох, выделенных О.И. Думанской (2014). Однако следует заметить, что годы смены направленности трендов изменения ледовитости Охотского моря более тяготеют к серединам эпох, чем к датам их смены. Строгой зависимости между колебаниями аномалий ледовитости Охотского моря и преобладающей формой циркуляции не

прослеживается. Вместе с тем, в период медленного накопления положительных аномалий ледовитости в Охотском море, на интегральной кривой с 1932 по 1976 г. (см. рис. 19) преобладали восточная (E) и северная (N) формы циркуляции (соответственно 38,6 и 31,8%), а в период накопления положительных аномалий (теплый период) – восточная (E) и западная (W) (соответственно 41,2 и 50,0%).

Если предположить, что восточная форма циркуляции во все макроциркуляционные эпохи вносит одинаковый вклад, то тип зимы в Охотском море должен определяться активностью северной (для более суровых зим) или западной (для более мягких зим) её форм. Проверка данного предположения требует проведения дополнительных исследований.

На интегральной кривой аномалий ледовитости всего Охотского моря в период 1979-2016 гг. выделяются два максимума (1988 и 2003 гг.) и один минимум (1997 г.) (рис. 26). Наиболее продолжительный период отрицательных аномалий ледовитости Охотского моря наблюдался с 2004 по 2016 г. В этот экстремально теплый период сумма М и ЭМ типов зим достигала 86%, в то время как положительные аномалии практически отсутствовали. Наибольшее сокращение площади ледяного покрова пришлось на 2015 г. Максимальное значение отрицательной аномалии составило 15%.

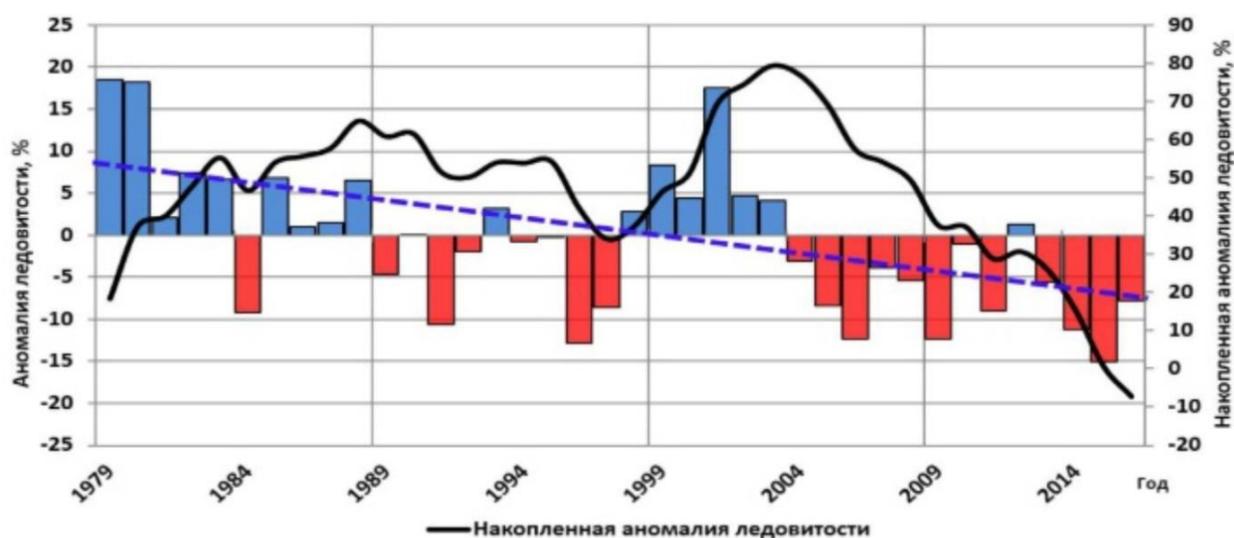


Рисунок 26 – Интегральная кривая аномалий ледовитости Охотского моря, вычисленных относительно климатической нормы 1981-2010 гг. и значимый на 95% уровне линейный тренд за период 1979-2016 гг.

В других районах первого уровня (рис. 27-30) максимум 1988 г. отчетливо прослеживается только в южной части моря. Этот факт позволяет сделать вывод о том, что именно колебания ледовитости в южной части моря обусловили характер изменчивости интегральной кривой для всего моря в целом.

В северной половине Охотского моря, равно как и в ее частях (западной и восточной), период с 1979 по 1995 г. характеризовался относительно стабильным накоплением положительных аномалий ледовитости с чередованием трех-четырёхлетних периодов пятипроцентного повышения или понижения их абсолютных значений. Следовательно, максимум положительных аномалий ледовитости 1988 г. на интегральной кривой определялся локальным повышением ледовитости южной части моря и был обусловлен выносом холодных воздушных масс по южному коридору в 1983-1988 гг.

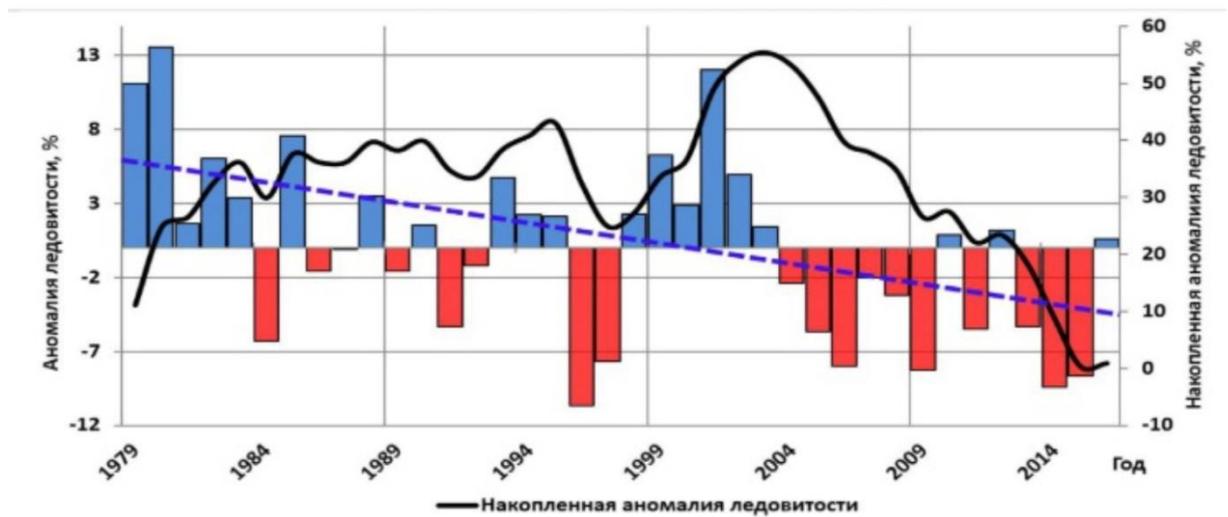


Рисунок 27 – Интегральная кривая аномалий ледовитости северной части Охотского моря, вычисленных относительно климатической нормы 1981-2010 гг. и значимый на 95% уровне линейный тренд за период 1979-2016 гг.

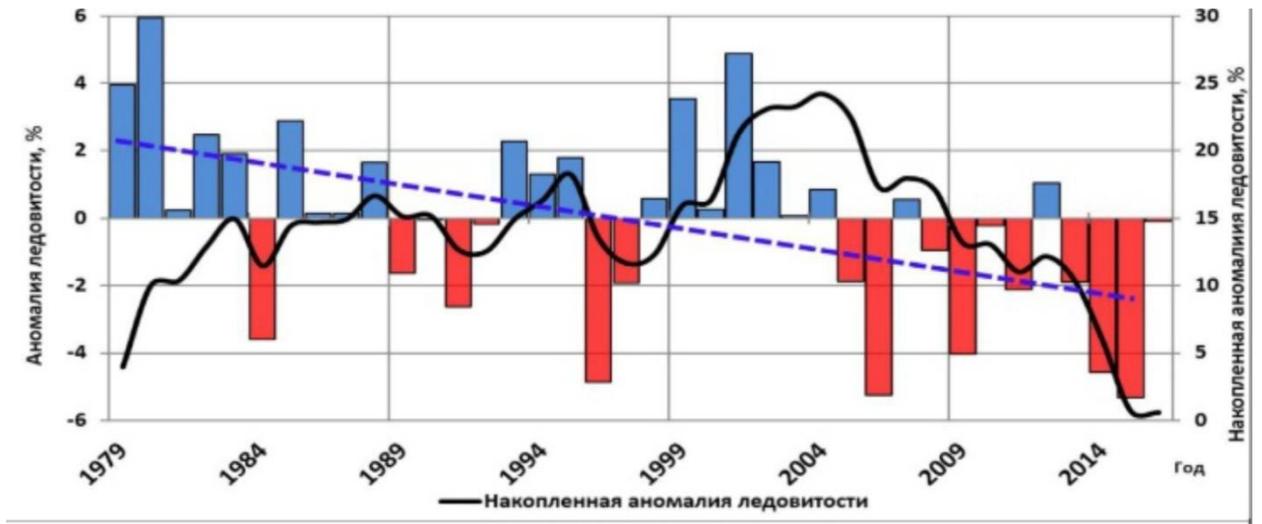


Рисунок 28 – Интегральная кривая аномалий ледовитости северо-западной части Охотского моря, вычисленных относительно климатической нормы 1981-2010 гг. и значимый на 95% уровне линейный тренд за период 1979-2016 гг

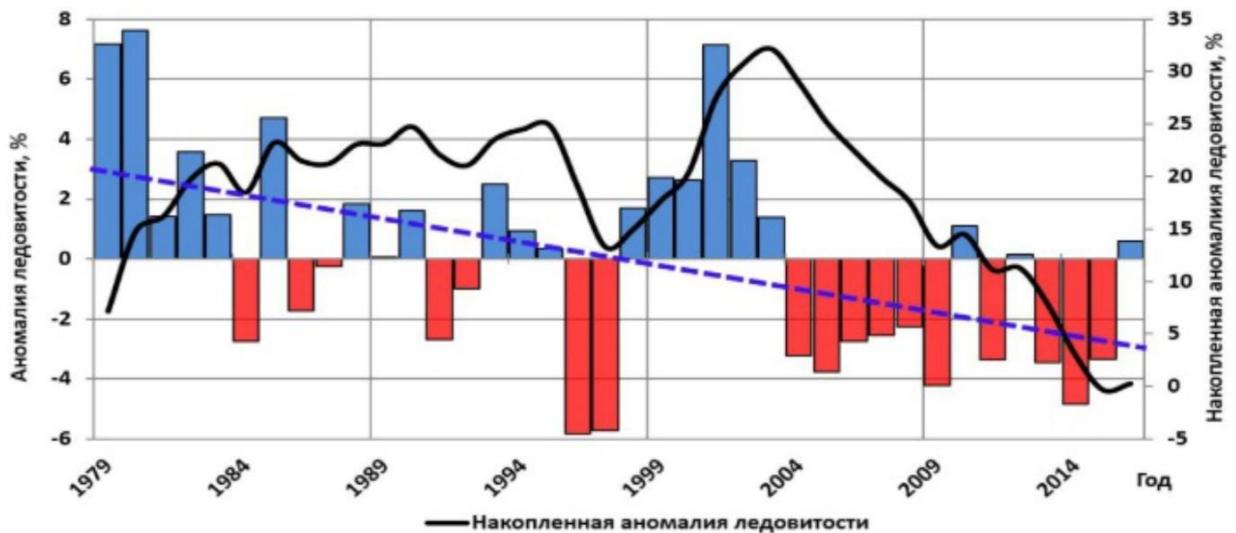


Рисунок 29 – Интегральная кривая аномалий ледовитости северо-восточной части Охотского моря, вычисленных относительно климатической нормы 1981-2010 гг. и значимый на 95% уровне линейный тренд за период 1979-2016 гг.

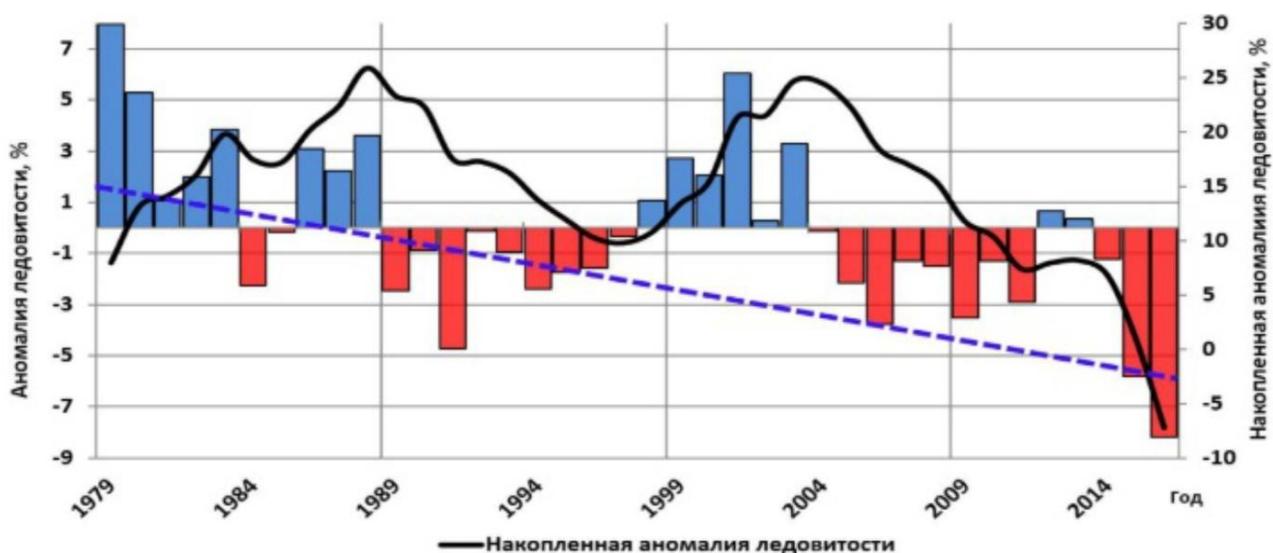


Рисунок 30 – Интегральная кривая аномалий ледовитости южной части Охотского моря, вычисленных относительно климатической нормы 1981-2010 гг. и значимый на 95% уровне линейный тренд за период 1979-2016 гг.

В указанный период повышенная ледовитость отмечалась и в Татарском проливе (абсолютный максимум в 1985 г.) (Батухтина, Колесова, 2015). По исследованиям Т.А. Шатиловой и др. (2014) период с 1963 по 1987 г. классифицирован как «холодный» в области Цусимского течения, а в 1981-1987 гг. наблюдалось экстремальное понижение температуры вод в области Курошио.

Минимумы интегральных кривых в 1997 г. и максимумы в 2003 г. отчетливо выражены во всех регионах, следовательно, процессы повышения и понижения аномалий ледовитости наблюдались практически синхронно с 1997 по 2003 и с 2003 по 2016 г. соответственно. Эти процессы происходили на фоне ослабления Азиатского антициклона в холодный период года (1992-2010 гг.) и усиления с 1998 г. тропосферного антициклона в весенний период (Шатилова и др., 2014).

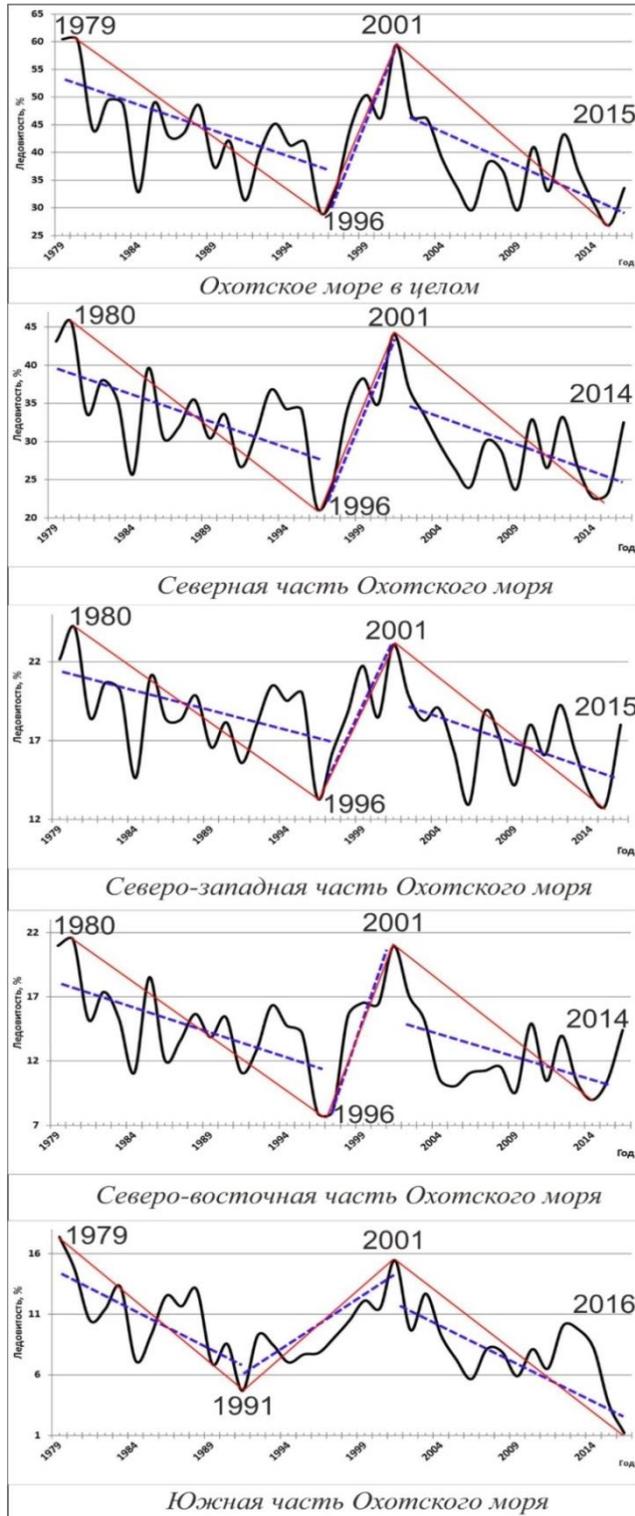


Рисунок 31 – Многолетние изменения ледовитости в районах первого иерархического уровня Охотского моря и значимые на 95% уровне линейные тренды (пунктир) за период 1979-2016 гг.

В теплый период во всех ледовых регионах Охотского моря можно выделить периоды с положительной 1996-2001 гг. (в южном регионе 1991-2001 гг.) и отрицательной 1979-1996 (в южном регионе с 1979 по 1991) и 2001-2016 гг. тенденциями изменения площади льда, продолжительность которых варьирует от 6 до 15 лет (рис. 31). Выделенные тренды являются статистически значимыми при уровне доверительной вероятности 95%. Ледовитость Охотского моря в периоды её понижения сокращалась в среднем на 17–18% (1979–1996 и 2001–2016 гг. соответственно), а за 6-летний период увеличения (2001–2016) возросла на 27%. Соизмеримые величины уменьшения (3–6%) и увеличения (8%) ледовитости характерны для северо-западного ледового района. Это обусловлено стабильностью процессов генерации льда за счёт термических факторов и практически полной заполняемостью его льдом. В южном ледовом районе отмечались минимальные различия величин уменьшения (5–8%) и увеличения (8%) ледовитости в выделенные периоды.

Данный факт свидетельствует о том, что количество льда, поступающего в южную часть моря из северных районов постоянно и на фоне фактического отсутствия собственных источников генерации льда, практически не зависит ни от направленности тенденции развития ледовых процессов, ни от типа зим.

Статистические характеристики вариаций ледовитости и ее аномалий для периодов с различными тенденциями направленности развития ледовых процессов представлены в табл. 8.

Таблица 8. Статистические характеристики ледовитости и её аномалий в районах первого иерархического уровня Охотского моря в выделенные периоды

Период	Ледовитость, (%)				Аномалия, (%)			
	Максимум м	Минимум	Среднее	Размах	Максимум	Минимум	Среднее	Размах
	Охотское море в целом							
1979-1996	60	29	43	31	19	-12	2	31
1996-2001	59	29	43	30	18	-12	2	30
2001-2016	59	26	37	32	18	-14	-3	32
	Северная часть							
1979-1996	45	21	33	24	13	-10	1	24
1996-2001	44	21	32	22	12	-10	1	22
2001-2016	44	22	29	21	12	-9	-2	21
	Северо-западный регион							
1979-1996	24	13	18	10	6	-4	1	10
1996-2001	23	13	18	9	5	-4	1	9
2001-2016	23	12	17	10	5	-5	-1	10
	Северо-восточный регион							
1979-1996	21	8	14	13	7	-5	1	13
1996-2001	21	8	14	13	7	-5	1	13
2001-2016	21	9	12	12	7	-4	-3	12
	Южный регион							
1979-1991	174	4	10	12	7	-4	1	12
1991-2001	15	4	9	10	5	-4	-1	10
2001-2016	15	1	8	14	5	-8	-2	14,1

За период с 1979 по 2016 гг. снижение средней ледовитости составило 17% (значимый на 95% уровне линейный тренд), что соответствует сокращению площади льда в море на 270 тыс. км². Интенсивность уменьшения ледовитости Охотского моря в исследуемый временной интервал составила 4,7% за 10 лет, это

более чем в три раза превышает средний показатель сокращения ледовитости моря за весь исторический период с 1882 по 2016 г.

Размах межгодовых колебаний ледовитости Охотского моря в современный период потепления достигает 33%, при средней ледовитости моря для этого периода равной 42%. Среднее значение ледовитости северо-западного, северо-восточного и южного ледовых регионов, относительно площади всего моря, составляет 18, 14 и 10% соответственно.

Наиболее стабильные показатели во все выделенные периоды характерны для северо-западного ледового региона, который практически полностью заполняется льдом в суровые и умеренные зимы. Наибольший размах колебаний ледовитости в Охотском море наблюдался в период понижения ледовитости с 2001 по 2016 г. Во всех остальных ледовых районах первого иерархического уровня – в период понижения ледовитости с 1979 (во всей северной части с 1980) по 1996 г. (в южной части – с 1979 по 1991 г.).

Спектральный анализ – один из методов обработки сигналов, который позволяет охарактеризовать его частотно-временной состав. Преобразование Фурье является математической основой, которая связывает временной или пространственный сигнал с его представлением в частотной области. Все природные процессы (в том числе и ледовитость) являются коррелированными. Поскольку они имеют ограниченную мощность и, следовательно, ограниченную полосу частот, то мы можем применить гармонический анализ к непериодическим межгодовым колебаниям ледовитости Охотского моря.

По результатам спектрального анализа выделяются четыре явно выраженных временных интервала изменчивости ледовитости Охотского моря в период времени с 1929 по 2016 г. Это шестилетний переход от минимальной ледовитости к максимальной, 16 лет – переход от максимальной ледовитости к минимальной; 22 года – полный период от минимума к следующему минимуму ледовитости и 61 год – известный как цикл основного климатообразующего колебания в арктической зоне в XX в. (Фролов и др., 2007). Выделенные

закономерности чередования основных максимумов и минимумов ледовитости отчетливо прослеживаются и в период потепления (сплошная линия на рис. 28).

Сроки наступления максимума 1979-1980 гг. в иерархических ледовых районах первого уровня различаются в пределах одного года. Однако наступление следующего максимума ледовитости в 2001 г. происходит одновременно во всех регионах. Более сложная картина наблюдается в сроках наступления основных минимумов. Так в ледовых регионах, определяющих колебания ледовитости всего Охотского моря, включая его северную часть, минимальная ледовитость зафиксирована в 1996 г., в то время как в южном ледовом регионе это событие было зафиксировано в 1991 г. Данное обстоятельство еще раз указывает на то, что в формировании ледовитости северо-западного и северо-восточного регионов большую роль играет атмосферная циркуляция, несмотря на активное влияние Полюса холода Северного полушария на скорость генерации льда во всей северной части Охотского моря. Сроки наступления абсолютного минимума ледовитости в различных регионах Охотского моря (2014-2015 г.) так же, как и основного максимума (1979-1980 гг.), наблюдались со смещением на один год. Отмеченные временные различия с большой долей вероятности могут быть обусловлены флуктуациями центров действия атмосферы в Азиатско-Тихоокеанском регионе (Шатилина и др., 2014).

Учитывая обнаруженную зависимость чередования основных максимумов и минимумов ледовитости Охотского моря можно предположить, что, начиная с 2016 г. будет формироваться очередной основной максимум ледовитости, который наступит в 2022 ± 1 год, а величина его с учетом общей тенденции понижения ледовитости будет составлять $55 \pm 3\%$. Заметим, что прогноз вариаций площади ледяного покрова методом последовательных спектров, выполненный в 2011 г., также показывал рост площади ледяного покрова в Охотском море в ледовые сезоны 2021 и 2022 гг. выше средних величин (Пищальник и др., 2011).

4.3. Особенности сезонного хода ледовитости в ледовых районах первого иерархического уровня Охотского моря в различные типы зим

Для лучшего восприятия графической информации, расчеты средних значений ледовитости за период 1979-2016 гг. в районах первого иерархического уровня Охотского моря выполнены только для основных типов зим – суровых, умеренных и мягких. На графиках хорошо видны различия в характере заполняемости льдами отдельных регионов (рис. 33-35). Практически полное заполнение акватории льдом (~98%) отмечается только в северо-западном регионе в суровые и умеренные зимы (рис. 32).

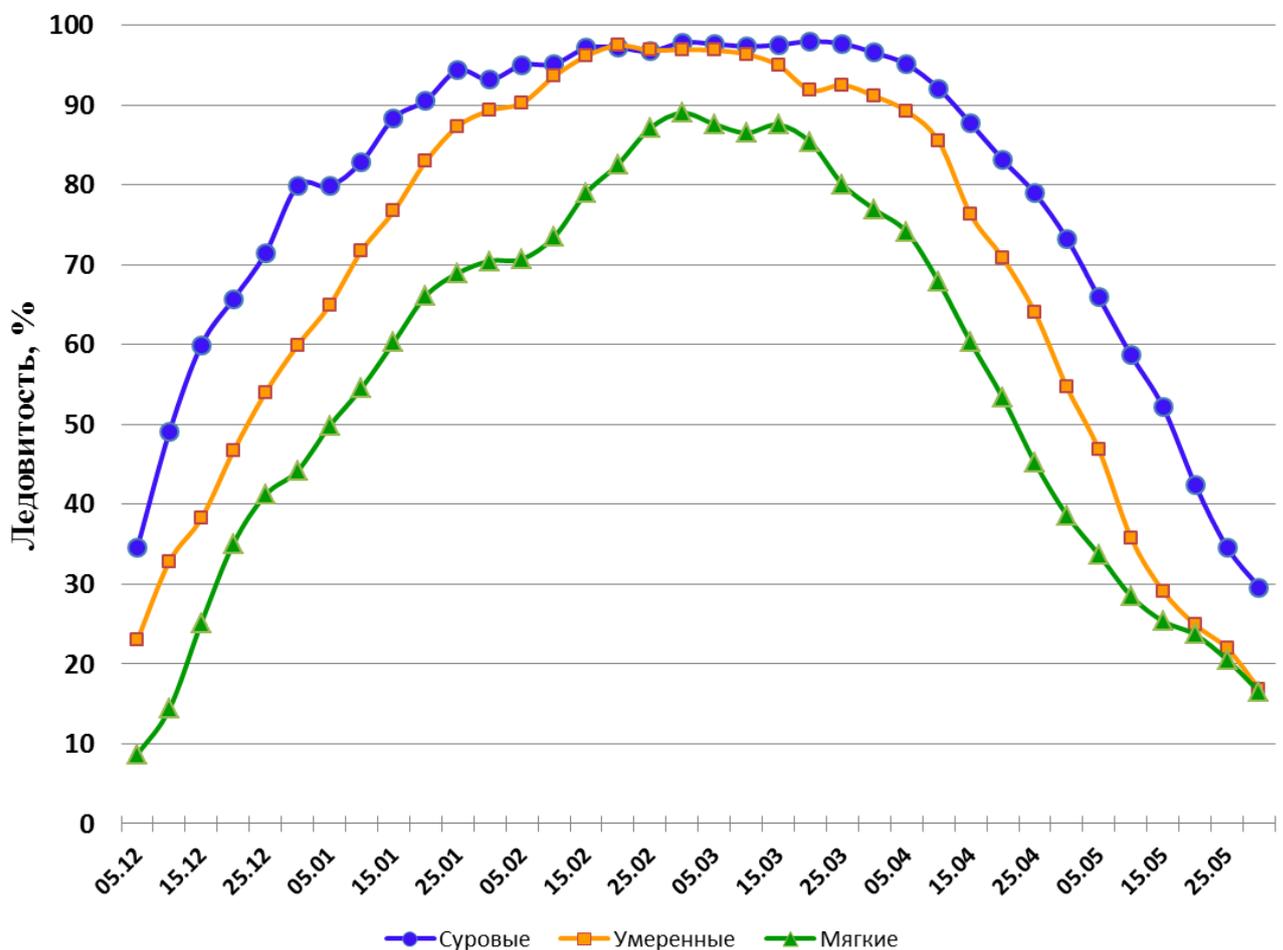


Рисунок 32 – Годовой ход средних значений ледовитости северо-западного региона Охотского моря для основных типов зим в период потепления.

Период времени, когда максимальная ледовитость превышает 90% от общей площади региона, составляет 20-30 сут. Полного заполнения льдом других

регионов не происходит: в суровые зимы северная часть моря (рис. 33) в среднем наполняется льдом на $\sim 89\%$, северо-восточная и южная части – соответственно на $\sim 81\%$ и $\sim 68\%$, а все море в целом только на $\sim 80\%$ (рис. 33, 34).

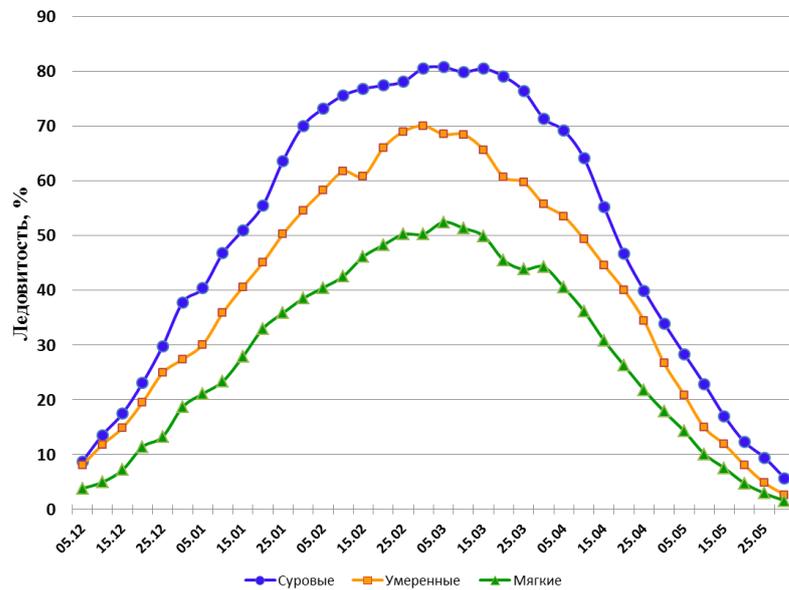


Рисунок 33 – Годовой ход средних значений ледовитости северо-восточного региона Охотского моря для основных типов зим в период потепления.

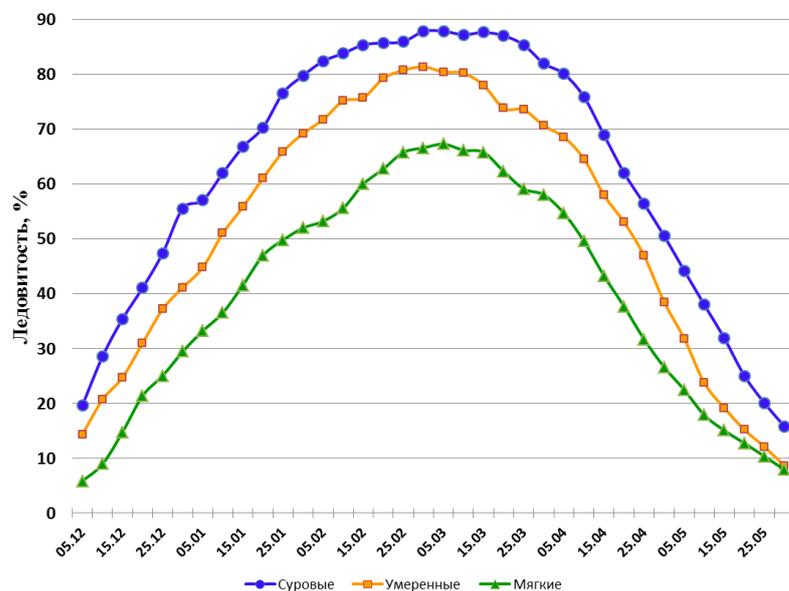


Рисунок 34 – Годовой ход средних значений ледовитости северного региона Охотского моря для основных типов в период потепления.

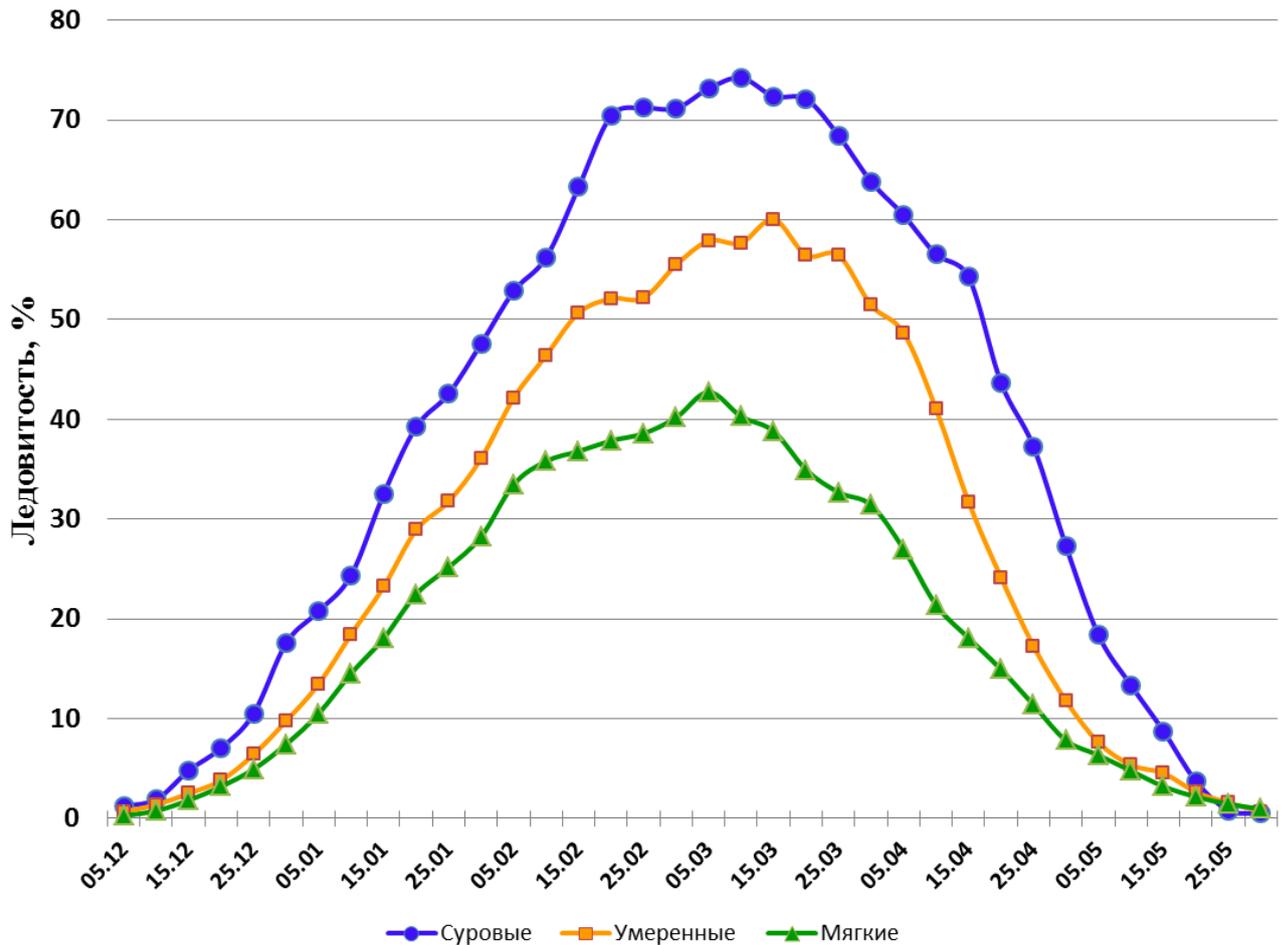


Рисунок 35 – Годовой ход средних значений ледовитости южного региона Охотского моря для основных типов зим в период потепления.

Хорошо выраженные колебания ледовитости в течение всего ледового сезона характерны для всех районов первого иерархического уровня во все типы зим, кроме Охотского моря в целом (рис. 36), где они заметно сглаживаются.

Скачкообразные уменьшения ледовитости в различных регионах моря обусловлены выходом на их акваторию глубоких циклонов. Воздействие на ледяной массив сильных ветров восточных румбов обуславливает смену направления дрейфа льда, в результате чего происходят его сжатие и торошение, закрываются обширные прибрежные полыньи, заполненные начальными видами льда, и площадь массива (особенно на стадии его формирования) в отдельные годы может уменьшаться на 20-25% в течение одной или двух пентад, как это наблюдалось в 1983, 1999 и 2002 гг.

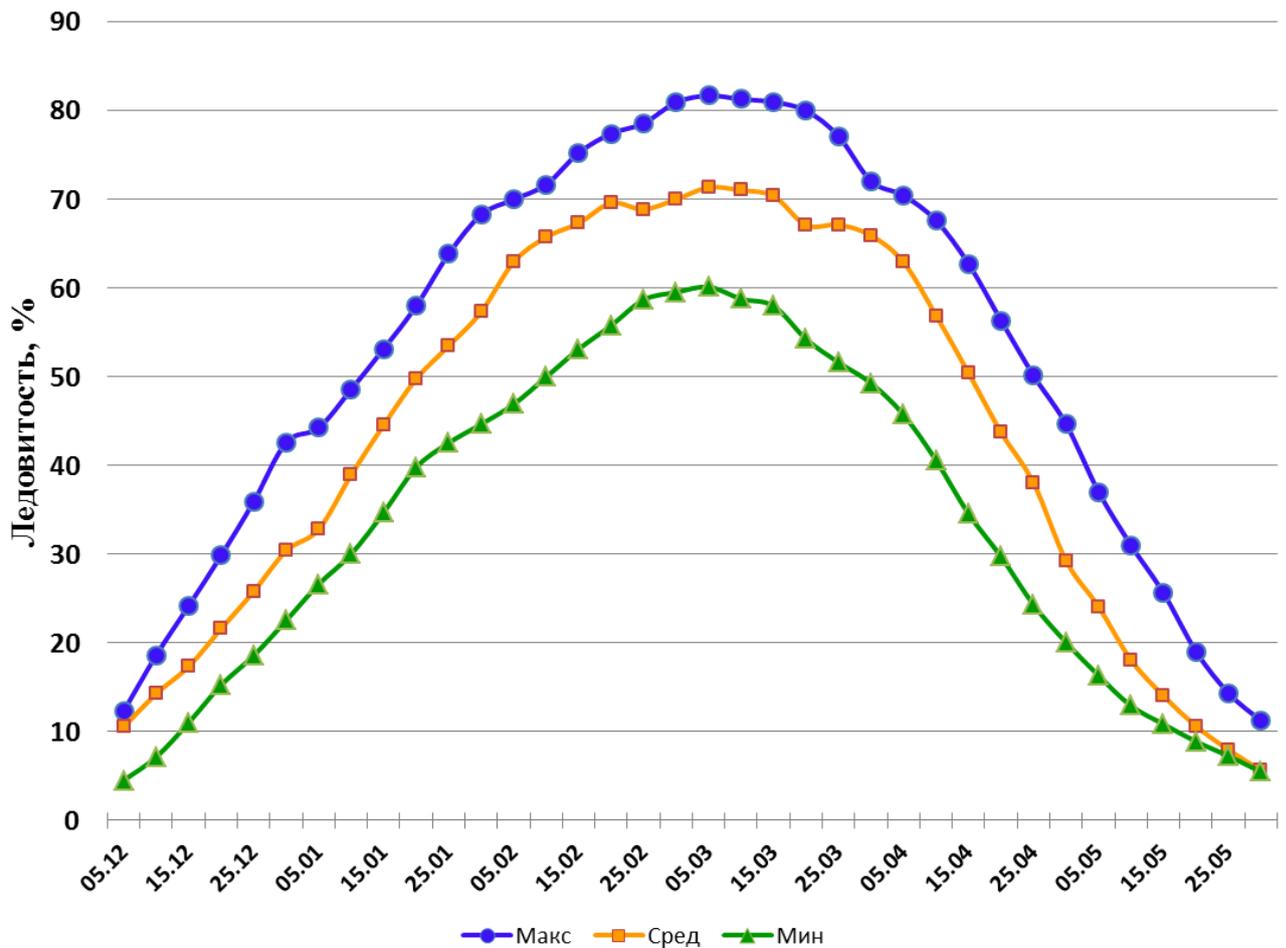


Рисунок 36 – Годовой ход средних значений ледовитости Охотского моря для основных типов зим в период потепления.

Разрушение массива льда во всех районах происходит по схожему сценарию: площадь ледяного покрова равномерно уменьшается, начиная с марта до мая. В мае исчезают различия между величиной ледовитости в умеренные и мягкие зимы. В суровые зимы разрушение основного массива льда затягивается примерно на месяц – до середины июня.

Особое внимание следует обратить на различия годового хода ледовитости Охотского моря, вычисленные для периодов основной (1961-1990 гг.) и оперативной (1981-2010 гг.) климатических норм. Из анализа этих кривых следует, что на начальной стадии развития ледовых процессов (декабрь-январь) в современный период наблюдается запаздывание сроков достижения одинаковых значений ледовитости на 10 сут., а на стадии разрушения – опережает на 15 сут. (рис. 37).

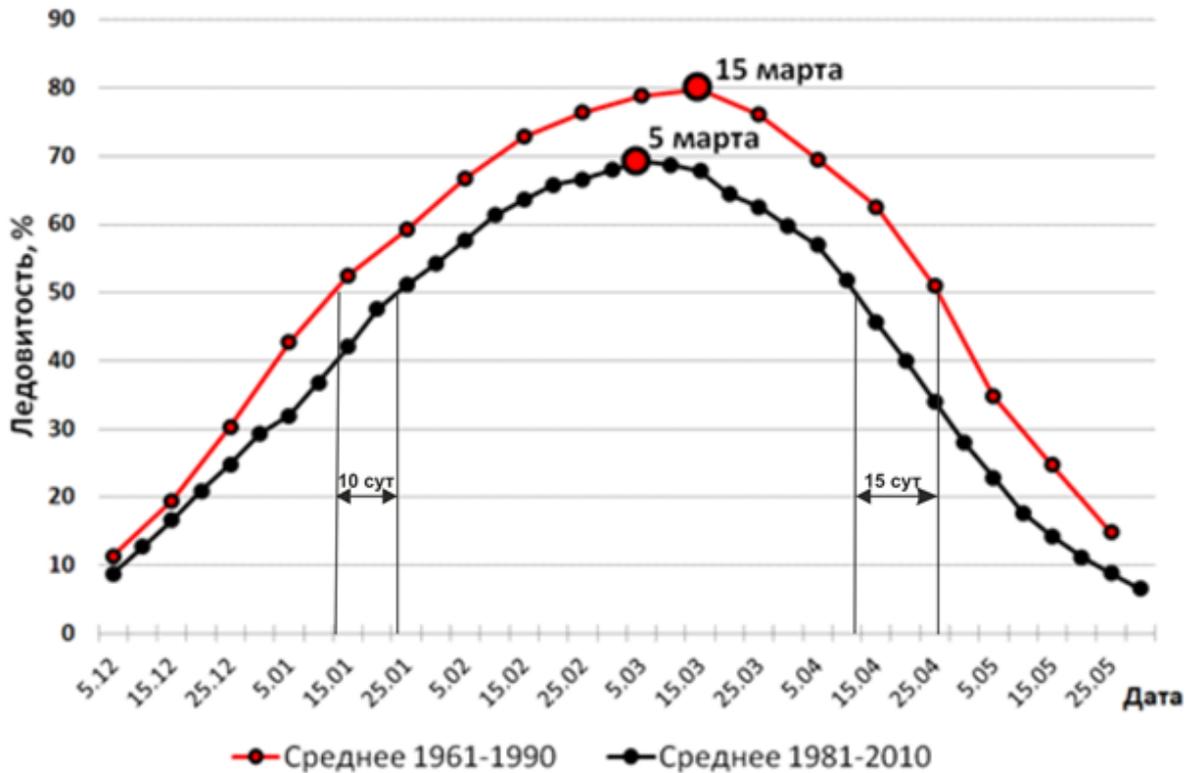


Рисунок 37 – Нормы ледовитости в Охотском море, рассчитанные для периодов 1961-1990 и 1981-2010 г.

Сроки наступления максимумов ледовитости в районах первого иерархического уровня в основные типы зим определены с учетом дискретности ледовых наблюдений (табл. 9). Самое раннее достижение максимума ледовитости (20 февраля) происходит в умеренные зимы в северной части Охотского моря, самое позднее (15 марта) – в южной части моря и также в умеренные зимы.

Таблица 9. Средние даты наступления максимума ледовитости в районах первого иерархического уровня Охотского моря в различные типы зим в период 1979-2016 гг.

Тип зимы	Охотское море в целом	Северная часть	Северо-западный регион	Северо-восточный регион	Южный регион
Суровая	05 марта	05 марта	05 марта	10 марта	05 марта
Умеренная	05 марта	20 февраля	05 марта	10 марта	15 марта
Мягкая	05 марта	05 марта	28 февраля	28 февраля	05 марта

Наступление максимума в годовом ходе в середине сезона сместилось в сторону более ранних сроков в среднем на одну декаду. Различия в годовом ходе

ледовитости Охотского моря, вычисленные для периодов основной (1961-1990 гг.) и оперативной (1981-2010 гг.) климатических норм позволяют заключить, что в период потепления площадь ледяного покрова в Охотском море на стадии ледообразования на одинаковые даты уменьшилась в среднем на 200 тыс. км², а на стадии разрушения – на 100 тыс. км² (Якунин, Плотников, 1998). Такой характер изменения ледовитости и продолжительности ледового сезона подтверждаются результатами наблюдений по данным гидрометеорологических станций (Думанская, 2013).

Характер развития ледовых условий в границах района первого иерархического уровня в течение одного ледового сезона может существенно различаться. Так, например, в одном ледовом районе процессы на стадии ледообразования могут развиваться по типу суровых зим, а на стадии разрушения – по типу мягких. Совпадение суровости ледовых условий во всех районах одновременно происходит относительно редко (не >30% случаев). Полученные результаты свидетельствуют о том, что разработку методов долгосрочных прогнозов ледовитости Охотского моря необходимо строить на основе изменчивости площади ледяного покрова в районах первого иерархического уровня с учетом доминирующего типа атмосферной циркуляции, а использовать для анализа ледовых условий критерий «тип зимы» надо с осторожностью.

Детальный анализ особенностей изменчивости ледовитости в районах второго и последующих иерархических уровней, а так же переход к учету объемов образовавшегося льда – задача будущих исследований.

Интересно отметить, что в Татарском проливе (Японское море) в пределах точности расчетов не выявлено климатических изменений, как в сроках наступления различных ледовых фаз, так и в изменчивости площади массива льда (Пищальник и др., 2015).

Таким образом, впервые выполнен анализ изменений ледовитости районов первого иерархического уровня Охотского моря в период с конца 1970-х годов прошлого столетия, который относится к «периоду потепления» и отчетливо прослеживается по данным инструментальных наблюдений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе, на основе современных методов исследования представлено детальное изучение особенностей ледового режима Охотского моря и его отдельных регионов в период современного потепления. По материалам судовых, авиационных и спутниковых наблюдений сформирован ряд ледовитости Охотского моря с месячной дискретностью с 1929 г. На основе выявленной зависимости процессов ледообразования с количеством накопленного за сезон холода выполнен ретроспективный анализ ледовитости и впервые восстановлены средние за сезон значения площади морского льда Охотского моря за период с 1882 по 1928 г.

Анализ особенностей формирования ледовых условий и различий характеристик ледяного покрова Охотского моря на таксономическом уровне, как для всего моря, так и для отдельных его регионов, позволил сформулировать идеологию нового подхода к изучению ледового режима и выполнить иерархическую классификацию акватории Охотского моря по ледово-географическим признакам.

Использование специально разработанного программного обеспечения, предназначенного для обработки спутниковой информации, совместно с иерархическим районированием моря и сформированными массивами ледовых данных позволяет внедрить новый методологический подход при решении задач по обеспечению безопасности морских операций на шельфе Охотского моря. Это в полной мере относится для случаев локализации и ликвидации вероятных чрезвычайных ситуаций природного или техногенного характера.

Подводя итоги исследования, можно сформулировать основные результаты работы:

1. На основе данных натурных наблюдений за площадью ледяного покрова сформирован ряд значений ледовитости Охотского моря с месячной

дискретностью с 1929 по 2016 г. Восстановлены средние за сезон значения ледовитости за период с 1882 по 1928 г., и впервые получен ряд значений площади морского льда Охотского моря за 135 лет.

2. Выявлена общая тенденция снижения значений ледовитости Охотского моря за период с 1882 по 2016 г., которая составляет 1,3% за 10 лет, при этом размах колебаний межсезонной площади морского льда может достигать более 50%. Понижение линейного тренда значений ледовитости с 1979 по 2016 г. является наиболее продолжительным (38 лет) и интенсивным (4,7% за 10 лет) за 135 лет. Минимальная величина среднего за сезон значения ледовитости за всю историю инструментальных наблюдений зафиксирована в ледовом сезоне 2014/15 гг. и составляет 26,5%.

3. Пространственно-временная изменчивость элементов ледового режима в различных регионах Охотского моря существенно различается. Основной регион генерации льда – северо-западный, который является наиболее ледовитым: в суровые и умеренные зимы он заполняется льдом более чем на 95%. В северо-восточном регионе процессы ледообразования происходят менее интенсивно: в суровые зимы этот регион покрывается льдом не более чем на 90%. В южном регионе генерация ледяного покрова минимальна, но это естественная ловушка для льда, сформированного в северной части моря. За счёт дрейфа ледяного массива с севера на юг, под воздействием гидрометеорологических и динамических факторов, здесь концентрируются тяжелые льды с высокими адгезионными свойствами. В суровые зимы максимальное значение ледовитости этого региона достигает 80%.

4. Полное совпадение типов зим в районах первого иерархического уровня происходит только на краях классификационной шкалы и за последние 38 лет наблюдалось в 30% случаев. Тип зимы всего Охотского моря в 82% случаев определяется типом зимы его северной части. Экстремально мягкие зимы, как самостоятельный тип, начали выделяться только с 1991 г.

5. Дата наступления сезонного максимума значения ледовитости моря в условиях глобальной тенденции увеличения температуры воздуха сместилась на одну декаду раньше даты, которая была определена для периода 1961–1990 гг. (5 и 15 марта соответственно). Начальная стадия развития ледовых процессов (декабрь – январь) запаздывает на 10 сут., а разрушения – опережает на 15 сут.

6. Выявлена зависимость чередования максимумов и минимумов значений ледовитости Охотского моря в условиях глобальной тенденции увеличения температуры воздуха: переход от минимального значения ледовитости к максимальному составляет 6 ± 1 год, переход от максимального значения ледовитости к минимальному – 16 ± 1 год. Следовательно, можно предположить, что очередной максимум значения ледовитости следует ожидать в 2021–2022 гг., а величина его, с учетом общей тенденции понижения, составит ~52–58%.

ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ

- ГМС** – гидрометеорологическая станция
- ЗКТ** – Западно-Камчатское течение
- ГУНиО** – Главное управление навигации и океанографии
- ИСЗ** – искусственный спутник Земли
- М** – мягкий тип зимы
- НГДП** – нефтегазодобывающая платформа
- ПК** – программный комплекс
- С** – суровый тип зимы
- СГДМ** – сумма градусодней мороза
- СГДТ** – сумма градусодней тепла
- ТВ** – Тихоокеанские воды
- ТПС** – тёплый промежуточный слой
- У** – умеренный тип зимы
- УГМС** – управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды
- ХПС** – холодный промежуточный слой
- ЭКС** – Экологическая компания Сахалина
- ЭМ** – экстремально мягкий тип зимы
- ЭС** – экстремально суровый тип зимы
- AMSR2** – Advanced Microwave Scanning Radiometer
- ARGOS** – Advanced Research and Global Observation Satellite
- DNB** – Day/Night band
- ECMWF** – European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
- GCOM-W1** – Global Change Observation Mission – Water 1st
- GMS** - Geostationary Meteorological Satellite
- ICESat** – Ice, Cloud, and land Elevation Satellite
- MODIS** – Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
- NOAA** – National Oceanic and Atmospheric Administration
- NPP** - NPOESS Preparatory Project
- WMO** – World Meteorological Organization

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алдошина Е.И. Изменение ледовитости и положения кромки льда в Японском и Охотском морях // Тр. ГОИН. – 1960. – Вып. 54. – С. 22–35.
2. Астафьев, В.Н., Сурков Г.А., Трусков П.А. Торосы и стамухи Охотского моря // СПб. : Прогресс–Погода, 1997. – 197 с.
3. Батухтина А.С., Колесова Е.Г. Сравнительный анализ методов типизации зим Охотского моря и Татарского пролива по данным спутниковых наблюдений с 1971 по 2013 год // Ученые записки Сахалинского государственного университета. Вып. XI/XII/2014/2015 // Южно–Сахалинск: изд–во СахГУ, 2015. – С. 29–34.
4. Власова Г.А., Васильев А.С., Шевченко Г.В. Пространственно–временная изменчивость структуры и динамики вод Охотского моря. – М.: Наука, 2008. – 358 с.
5. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. – М.: Росгидромет, 2014, С. 18–235.
6. Гидрометцентр России [Электронный ресурс] – URL: <https://meteoinfo.ru/>
7. Гирс А.А., Кондратович К.В. Методы долгосрочных прогнозов погоды – Л.: ГМИ, 1978.– 344 с.
8. Границы океанов и морей. № 9031. – СПб.: ГУНиО МО, 2000. – С. 127–137.
9. Груза Г.В., Ранькова Э.Я., Рочева Э.В. Климатические изменения температуры воздуха на территории России по данным инструментальных

наблюдений. // Использование и охрана природных ресурсов в России, 2007. № 3, с. 41-48.

10. Груза Г. В., Ранькова Э. Я. Наблюдаемые и ожидаемые изменения климата России: температура воздуха. – ФГБУ "ВНИИГМИ–МЦД" Обнинск, 2012. – С. 194.

11. Гулев С.К., Катцов В.М., Соломина О.Н. Глобальное потепление продолжается // Вестник Российской Академии Наук, 2008. – Т. 78. – № 1. – С. 20–27.

12. Дашко Н.А. Особенности зимнего режима ветров на Охотском море // Труды Гидрометцентра СССР. –1979. – Вып. 216. – С. 110–119.

13. Дашко Н.А. Метеорологический режим // Гидрометеорология и гидрохимия морей. – Спб.: Гидрометеоиздат, 1998. – Т. 9: Охотское море, вып.1: Гидрометеорологические условия. – С. 25–75.

14. Добровольский А.Д., Залогин В.С. Моря СССР. – М.: Мысль, 1982. – 351 с.

15. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2018 год. – Москва, 2019. – 79 с.

16. Доронин, Ю. П. Трансформация воздушной массы, движущейся над ледяным покровом // Проблемы Арктики и Антарктики. –1959. – Вып. 9. –С. 45–63.

17. Дубина В.А., Плотников В.В., Вакульская Н.М. Дрейф льда в Охотском море по спутниковым данным // Научные труды Дальрыбвтуза. – 2017. – Том 40. – С. 3–8.

18. Дубина В.А., Файман П.А., Жабин И.А., Пономарев В.И., Кузлякина Ю.А. Течения Охотского моря по спутниковым данным и результатам численного

моделирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9. № 1. С. 206–212.

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

20. Думанская И.О. Изменение климатических ледовых характеристик Охотского моря в конце XX – начале XXI века // Труды Гидрометцентра России. – 2015. – Вып. 354. – С. 112–137.

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

22. Думанская, И.О. Ледовые условия морей европейской части России. – М.; Обнинск: ИГ–СОЦИН, 2014. – 608 с.

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

24. Исследование динамики природных процессов в Охотском и Японском морях с помощью математического моделирования / Рук. раб. д.т.н. В.М. Пищальник // Регистрация НИОКР в гос. информ. фонде неопубл. материалов, 25.03.2011. № 01201155486.

25. Карелин Д.Б. Принцип районирования и классификация морей и океанов // Тр. Ленингр. ГМИ. 1956. – Вып. 4. С. 3–21.

26. Клячкин С.В., Гудкович З.М., Гузенко Р.Б., Май Р.И. Численная модель прогноза распределения льдов в юго-западной части Охотского моря с заблаговременностью 1–5 суток // Труды Гидрометцентра России. – 2015. – Вып. 353. – С. 63–87.

27. Коломейцев В. В. Некоторые результаты статистической обработки данных (за 1972–2014 гг.) о ледовитости Охотского моря // Исследования водных биологических ресурсов Камчатки и северо–западной части Тихого океана. 2015. №36. С.107–110.
28. Коломейцев В.В. Типизация зимних гидрологических условий для всего Охотского моря и для района у Западной Камчатки по данным спутникового мониторинга // Исследования водных биологических ресурсов Камчатки и северо–западной части Тихого океана. 2016. №41. С.81–88
29. Кокорин А.О. Изменение климата: обзор Пятого оценочного доклада МГЭИК. — М.: Всемирный фонд дикой природы (WWF). 2014. — 80 с.
30. Крындин А.Н. Сезонные и межгодовые изменения ледовитости и положения кромки льда на дальневосточных морях в связи с особенностями атмосферной циркуляции // Тр. ГОИН. – 1964. – Вып. 71. – С. 5–81.
31. Ластовецкий Е.И. Максимальные приливные течения на поверхности северозападной части Тихого океана // Труды ДВНИГМИ. – 1978. – Вып. 62. – С. 88–90.
32. Леонов А. К. Региональная океанография.– Л.: Гидрометеиздат.– 1960.– Ч.1.
33. Лобанов В.Б., Данченков М.А., Лучин В.А. и др. Глава 5.4. Дальневосточные моря России // Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. — М.: Росгидромет, 2014. — С. 684–743.
34. Лучин В.А., Лаврентьев В.М., Яричин В.Г. Гидрологический режим // Гидрометеорология и гидрохимия морей. Спб.: Гидрометеиздат, 1998. - Т. 9: Охотское море, вып. 1: Гидрометеорологические условия. - С. 92-175.

35. Мелкий В.А. Районирование ледяного покрова Охотского и Японского морей и морфометрические данные акваторий // Физика геосфер. VII Всероссийский симпозиум, 5–9 сентября 2011 г. Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН. Владивосток: Дальнаука, 2011.

36. Минервин И.Г., Романюк В.А., Пищальник В.М., Трусков П.А. Районирование ледяного покрова Охотского и Японского морей // Вестник Российской Академии Наук, 2015 а. – Т. 85. – № 1. – С. 24–32.

37. Минервин И.Г., Пищальник В.М. Особенности развития ледовых процессов в Охотском море в зимнем сезоне 2013–2014 гг. // Ученые записки Сахалинского государственного университета. Вып. XI/XII/2014/2015 / Южно–Сахалинск: изд–во СахГУ, 2015. – С. 16–25.

38. Минервин И.Г., Пищальник В.М., Бобков А.О., Романюк В.А. Основные принципы работы программного комплекса «ЛЁД» // Физика геосфер: Девятый Всероссийский симпозиум, 31 августа – 4 сентября 2015 г., г. Владивосток, Россия: мат. докл. / Учреждение Российской академии наук Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения РАН. – Владивосток: Дальнаука, 2015 б. – С. 556–561.

39. Моделирование динамики природных процессов в Охотском и Японском морях в целях обеспечения безопасности обустройства и эксплуатации месторождений углеводородов на шельфе о. Сахалин / Рук. раб. д.т.н. В.М. Пищальник // Регистрационный номер НИОКР 114042140017, Регистрационный номер ИКРБС ААА–Б16–216032270071–7, 22.03.2016.

40. Муктепавел Л.С. Пространственно–временная изменчивость ледовых условий Охотского моря по данным дистанционного зондирования: дис. ...канд. геогр. наук: 25.00.28 – Владивосток, 2007. – 112 с.

41. Наставления гидрометеорологическим станциям и постам. Л.: Гидрометеоздат, 1984. Вып. 9, ч. 1. 313 с.
42. Национальный атлас России [Электронный ресурс] – URL: <http://xn—80aaaa1bhncclci1cl5c4ep.xn—p1ai/cd2/289–293/289–293>.
43. Петров А.Г., Плотников В.В., Якунин Л.П. Ледовые условия и методы их прогнозирования // Проект «Моря». Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. 9: Охотское море, вып. 1: Гидрометеорологические условия. – СПб.: Гидрометеоздат, 1998. – С. 291–340.
44. Пищальник В.М., Минервин И.Г., Романюк В.А. Анализ изменений ледового режима в отдельных районах Охотского моря в период потепления // Вестник РАН. 2017. – Т.87. – №5. – С. 429–440.
45. Пищальник В.М., Минервин И.Г., Романюк В.А. Особенности ледовых условий в Охотском море и Татарском проливе в зимний сезон 2014–2015 гг. // Физика геосфер: Девятый Всероссийский симпозиум, 31 августа – 4 сентября 2015 г., г. Владивосток, Россия: мат. докл. / Учреждение Российской академии наук Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения РАН. – Владивосток: Дальнаука, 2015. – С. 171–177.
46. Пищальник В.М., Иванов В.В., Трусков П.А. Прогноз вариаций площади ледяного покрова Охотского моря методом последовательных спектров // Изв. ТИНРО. – 2011. – Т. 165. – С. 158–172.
47. Пищальник В.М., Романюк В.А., Минервин И.Г., Батухтина А.С. Анализ динамики аномалий ледовитости Охотского моря в период с 1882 по 2015 г. // Известия ТИНРО. 2016. Т. 185. – С. 228–239.
48. Пищальник, В.М., Покрашенко С.А., Леонов А.В. Особенности развития ледяного покрова Охотского моря в 2001–2006 гг. // Сборник статей РЭА

№ 1 «Экологические аспекты освоения нефтегазовых месторождений». – Владивосток: Дальнаука, 2009. – С. 185–197.

49. Плотников В.В. Изменчивость ледовых условий дальневосточных морей России и их прогноз. – Владивосток: Дальнаука, 2002. – 172 с.

50. Плотников В.В. Использование гидрометеорологической (ледовой) информации для обеспечения безопасности мореплавания в холодный период на дальневосточных морях. – Владивосток: Изд-во Дальрыбвтуза, 1998. – 52 с.

51. Плотников В.В. Исследование и прогноз ледовых условий Охотского моря. Владивосток: ПОП ПУГКС, 1981. – 169 с.

52. Плотников В.В. Ледовые условия и методы их прогнозирования / В.В. Плотников, Л.П. Якунин, В.А. Петров // Проект «Моря». Гидрология и гидрохимия морей. Том IX. Охотское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. – СПб.: Гидрометеиздат, 1998. – С. 291–340.

53. Плотников В.В. Прогноз полей ледовых элементов в Охотского море физико–статистическим методом // Тр. ДВНИГМИ – 1982. – Вып. 96 – С. 77–86.

54. Плотников В.В. Пространственно–временная сопряженность ледовитости дальневосточных морей // Метеорология и гидрология – 1997. – № 3 – С. 71–78.

55. Плотников В.В. Сезонная и межгодовая изменчивость ледовитости дальневосточных морей // Тр. ДВНИГМИ – 1990. – Вып. 40 – С. 65–75.

56. Плотников В.В., Вакульская Н.М. Изменчивость ледовых условий Берингова моря во второй половине XX – начале XXI века // Изв. ТИНРО. – 2012. – Т.170. – С. 220–228.

57. Полякова А.М. К сверхдолгосрочному прогнозу ледовитости дальневосточных морей // Вестник ДВО РАН. 2012. № 6. С. 3–12.

58. Пономарев В.И., Петрова В.А., Дмитриева Е.В. Климатическая изменчивость составляющих теплового баланса поверхности северной части Тихого океана // Изв. ТИНРО. – 2012. – Т.169. – С. 67–76.

59. Пономарев В.И. Устинова Е.И., Салюк А.Н., Каплененко Д.Д. Климатические изменения в Японском море и прилегающих районах в 20–м столетии // Изв. ТИНРО. – 2000. – Т.127. – С. 20–36.

60. Попова В.В. Вклад снегозапасов в изменения стока крупнейших рек бассейна Северного ледовитого океана в период современного потепления // Лёд и Снег. 2011. №3 (115). – С. 69–78.

61. Расписание погоды [Электронный ресурс] – URL: <https://rp5.ru/>.

62. Разуваев В.Н. Суточные данные о температуре воздуха и сумме осадков по 233 станциям СССР. – Обнинск, НИИ гидрометеорологической информации, 1993. – 133 с.

63. Романюк В.А., Дорофеева Д.В., Воронич В.В. Исследования влияния сроков смены муссонов на ледовитость Охотского моря // Ученые записки Сахалинского государственного университета. 2015 а. №1 (11–12). – С. 26–28.

64. Романюк В.А, Минервин И.Г., Пищальник В.М. Восстановление ряда ледовитости Охотского моря с 1882 по 2015 г. // Физика геосфер: 1X–й Всероссийский симпозиум, 31 августа – 4 сентября 2015 г., г. Владивосток, Россия: мат. докл. / Учреждение Российской академии наук Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения РАН. – Владивосток: Дальнаука, 2015 б. – С. 194–198.

65. Сваричевский А.С., Леонова Т.Д., Сибекина Н.М. Физико–географический очерк // Проект «Моря». Гидрология и гидрохимия морей. Т. IX: Охотское море. Вып. 1 (Гидрометеорологические условия). СПб.: Гидрометеоздат, 1998.

66. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2015660472. Программный комплекс для расчета площади ледяного покрова в Охотском и Японском морях по данным ДЗЗ (ПК «ЛЕД»). Авторы: Пищальник В.М., Бобков А.О., Романюк В.А. Дата гос. регистрации в Росреестре программ для ЭВМ 01 октября 2015 г.

67. Смирнов Н.П., Вайновский П.А., Титов Ю.Э. Статистический диагноз и прогноз океанологических процессов: моногр. – СПб.: Гидрометеоздат, 1992. – 200 с.

68. Сочава В.Б. Определение некоторых понятий и терминов физической географии // Доклады Института географии Сибири и Дальнего Востока, 1963. №3 С. 50-59.

69. Супранович Т.Н. Приливные явления // Гидрометеорология и гидрохимия морей. Охотское море. С.-Пб.: Гидрометеоздат, 1998. Т. IX. Вып. 1. С. 176-187.

70. Тамбовский В. С., Бобков А. О. Исследование динамики льда и поверхностных вод Охотского моря поплачковыми буями–дрифтерами, оснащенными терминалом АРГОС // Тр. ДВНИГМИ. – Владивосток, 2012. – Вып. 154. – С. 187–209.

71. Тихонов В.В., Раев М.Д., Шарков Е.А. и др. Спутниковая микроволновая радиометрия морского льда полярных регионов. Обзор // Исследования Земли из космоса. 2016. №4. – С. 65–84.

72. Тунеголовец В.П. Изменчивость циклогенеза во второй половине XX столетия // Труды ДВНИГМИ. – 2009. – Вып. 151. – С. 140–153.

73. Тунеголовец В.П., Кочеткова В.М., Чередниченко У.А. Климатические обобщения южных циклонов, выходящих на Дальневосточные

моря и северо–западную часть Тихого океана в холодный период времени // Труды ДВНИГМИ. – 2009. – Вып. 151. – С. 109–126.

74. Удинцев Г. Б. Геоморфология и динамика развития впадины Охотского моря // Строение дна Охотского моря. – М., 1981. – С. 145–167.

75. Устинова Е. И., Сорокин Ю. Д., Хен Г. В. Межгодовая изменчивость термических условий Охотского моря // Известия ТИНРО. 2002. №1–1. С.44–51

76. Фигуркин А.Л., Жигалов И.А., Ванин Н.С. Океанологические условия в Охотском море в начале 2000–х гг. // Известия ТИНРО. – 2008. – Том 152 – Владивосток – С. 240–252.

77. Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М. Климатические изменения ледовых условий в арктических морях и Евразийского шельфа // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2007. – № 75. – С. 149–160.

78. Хен Г.В., Зуенко Ю.И., Сорокин Ю.Д. и др. Особенности гидрологических условий в дальневосточных морях и СЗТО в 2003–2005 гг. // Вопр. промысл. океанол. – 2006. – Вып. 3. – С. 92–111.

79. Шатилина Т.А., Цициашвили Г.Ш., Радченкова Т.В. Оценка тенденций изменчивости центров действия атмосферы над Азиатско–Тихоокеанским регионом в летние периоды 1950–1979 и 1980–2012 гг. // Метеорол. и гидрол. – 2016. – № 1. – С. 17–28.

80. Шатилина, Т.А, Анжина. Изменчивость интенсивности дальневосточного муссона в 1948–2010 гг. // Изв. ТИНРО. – 2011. – Т.167. – С. 146–159.

81. Шатилина, Т.А. Статистические оценки трендов климатических изменений над Дальним Востоком в зимний и летний периоды 1980–2012 гг. //

Вопросы промысловой океанографии. – М.: Изд-во ВНИРО, 2014. – Вып. 11. – №1. – С. 76–97.

82. Шевченко Г.В., Кантаков Г.А., Частиков В.Н. Анализ данных инструментальных измерений течений в проливе Лаперуза // Известия ТИНРО. – 2005.– Т. 140 – С. 203–226.

83. Щербаков Ф.А. Материковые окраины в позднем плейстоцене и голоцене. – М.: Наука, 1983. – 212 с.

84. Якунин Л.П. Атлас границ распространения и крупных форм льда Дальневосточных морей России. Владивосток. ТОИ ДВО РАН. 1995. 57 с.

85. Якунин Л.П. Атлас ледовитости дальневосточных морей СССР. Владивосток: ПУГКС. 1987. – 80 с.

86. Якунин Л.П. Атлас основных параметров ледяного покрова Охотского моря. – Владивосток: ДВФУ, 2012. – 118 с.

87. Якунин Л.П. Ледовые исследования на дальневосточных морях // Тр. ДВНИИ. – 1979. №77. – С. 102–107.

88. Якунин Л.П. Оценка элементов теплового баланса Охотского моря с учетом ледяного покрова//Труды ДВНИГМИ – 1974. – Вып. 45 – С. 36–45.

89. Якунин Л.П., Плотников В.В. Ледовые условия и методы их прогнозирования // Гидрометеорология и гидрохимия морей. – Спб.: Гидрометеоздат, 1998. – Т. 9: Охотское море, вып.1: Гидрометеорологические условия. – С. 291–338.

90. Якунин, Л. П., Плотников В. В., Петров А. Г. Ледовые условия // Проект «Моря». Гидрология и гидрохимия морей. – Том VIII : Японское море. – Выпуск 1: Гидрометеорологические условия. – Спб. : Гидрометеоздат, 2003. – С. 347–394.

91. Яричин В.Г., Власов Н.А., Олейников И.С., Шкилева А.А. Особенности пространственной изменчивости гармонических постоянных приливных течений суточных волн на северо–восточном шельфе о. Сахалин // Труды ДВНИГМИ. – 2012. – Вып. 154. – С. 145–186.

92. Adeos–II Science Project [Электронный ресурс] – URL: <http://sharaku.eorc.jaxa.jp/ADEOS2/>.

93. Brohan, P., J.J. Kennedy, I. Harris, S.F.B. Tett and P.D. Jones, 2006: Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: a new dataset from 1850. *J. Geophysical Research* 111, D12106, doi: 10.1029/2005JD006548.

94. Enomoto H., Kumano T., Kimura N. et al. Sea–ice motion in the Okhotsk Sea derived by microwave sensors // Proc. 13th Intl. Offshore and Polar Engineering Conference. – Honolulu, 2003. – P. 518–522.

95. Hansen, J., M. Sato, R. Ruedy, K. Lo, D. W. Lea, and M. Medina–Elizade, 2006: Global temperature change. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 103, 14288–14293.

96. Frolov I.E., Gudkovich Z.M., Karklin V.P. et al. *Climate Change in Eurasian Arctic Shelf Seas*. – Chichester : Praxis Publishing Ltd, 2009. – 164 p.

97. Japan Meteorological Agency. Японское метеорологическое агентство [Электронный ресурс] – URL: <http://www.data.jma.go.jp>.

98. Kimura N. Sea ice advance and retreat processes in Sea of Okhotsk // *Journal of Geophysical Research*, Vol. 104, №. C5, pages 11, 137–11, 150, May 15, 1999.

99. Martin S., Drucker R., Yamashita K. The production of ice and dense shelf water in the Okhotsk Sea polynyas // *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 103, NO. C12, PAGES 27,771–27,782, NOVEMBER 15, 1998.

100. National Aeronautics and Space Administration [Электронный ресурс] – URL: http://data.giss.nasa.gov/gistemp/graphs_v3/

101. Ogi M. Does the Fresh Water Supply from the Amur River Flowing into the Sea of Okhotsk Affect Sea Ice Formation? // Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol.79, No. 1, pp. 123–124, 2001.

102. Ohsima K., Nihashi S., Hashiya E., Watanabe T. Interannual Variability of Sea Ice Area in the Sea of Okhotsk: Importance of Surface Heat Flux in Fall // Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol.84, No. 5, pp. 907–919, 2006.

103. Pacific Oceanological Institute. Океанография и состояние морской среды дальневосточного региона России. Интегрированная база информационных ресурсов FAR EAST ON–LINE [Электронный ресурс] – URL: <http://pacificinfo.ru/>

104. Pishchalnik V.M., Tambovsky V.S., Truskov P.A., Minervin I.G., Melkiy V.A., Romanyuk V.A., Galtsev A.A. Okhotsk Sea Ice Cover Zoning // Proceedings of the 28th International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice. 17–21 February 2013, Mombetsu, Hokkaido, Japan. – P. 312–315.

105. Pishchalnik V.M., Melkiy V.A., Pokrashenko S.A., Galtsev A.A., Development of ice polynya near to the north east coast of Sakhalin Island // Proceedings of the 21st International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice. 19–24 February 2006, Mombetsu, Hokkaido, Japan. – P. 223–224.

106. 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.

107. Polyakov, I. V., V. A. Alexeev, U. S. Bhatt, E. I. Polyakova, and X. D. Zhang, 2010: North Atlantic warming: patterns of long–term trend and multidecadal variability. *Climate Dynamics*, 34, 439–457.

108. Razuvayev V.N., Apasova E.G., Martuganov R.A., Steurer P., Vose R., 1993. Daily Temperature and Precipitation Data for 223 U.S.S.R. Stations. ORNL/CDIAC. -Numerical data package – 040. - Oak Ridge, Tennessee, USA: Oak Ridge National laboratory. – 1993.

109. 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.

110. Romanyuk V.A., Eremenko I.V., Pishchal'nik V.M. Analysis of interannual and seasonal variability of ice cover in Aniva bay and La Perouse strait according to earth remote sensing data. Proceedings of the International conference «InterCarto/InterGIS». 2017; 3(23):81–92. (In Russ.) DOI:10.24057/2414–9179–2017–3–23–81–92.

111. Sasaki N. Autumn Atmospheric Preconditioning for Interannual Variability of Wintertime Sea–Ice in the Okhotsk Sea // Journal of Oceanography, Vol. 63, pp. 255 to 265, 2007.

112. Tambovsky V.S. Zoning of Okhotsk sea on ice conditions // Proceedings of the 22nd International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice. 18–21 February 2007. Mombetsu, Hokkaido, Japan. P. 158–161.

113. Walsh, J.E. and C.M. Johnson (1978) Analysis of Arctic sea ice fluctuations 1953–77. «Journal of Physical Oceanography», 9(3), P. 580–591.

114. WMO Sea–Ice Nomenclature. Geneva, 1970. P. 1.

115. World Meteorological Organization [Электронный ресурс] – URL: https://www.wmo.int/pages/index_ru.html.

116. World Meteorological Organization [Электронный ресурс] – URL: https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=4168.

ПРИЛОЖЕНИЯ

ПРИЛОЖЕНИЕ А



Рисунок 1. Свидетельство об интеллектуальной собственности ПК «ЛЁД»

ПРИЛОЖЕНИЕ Б

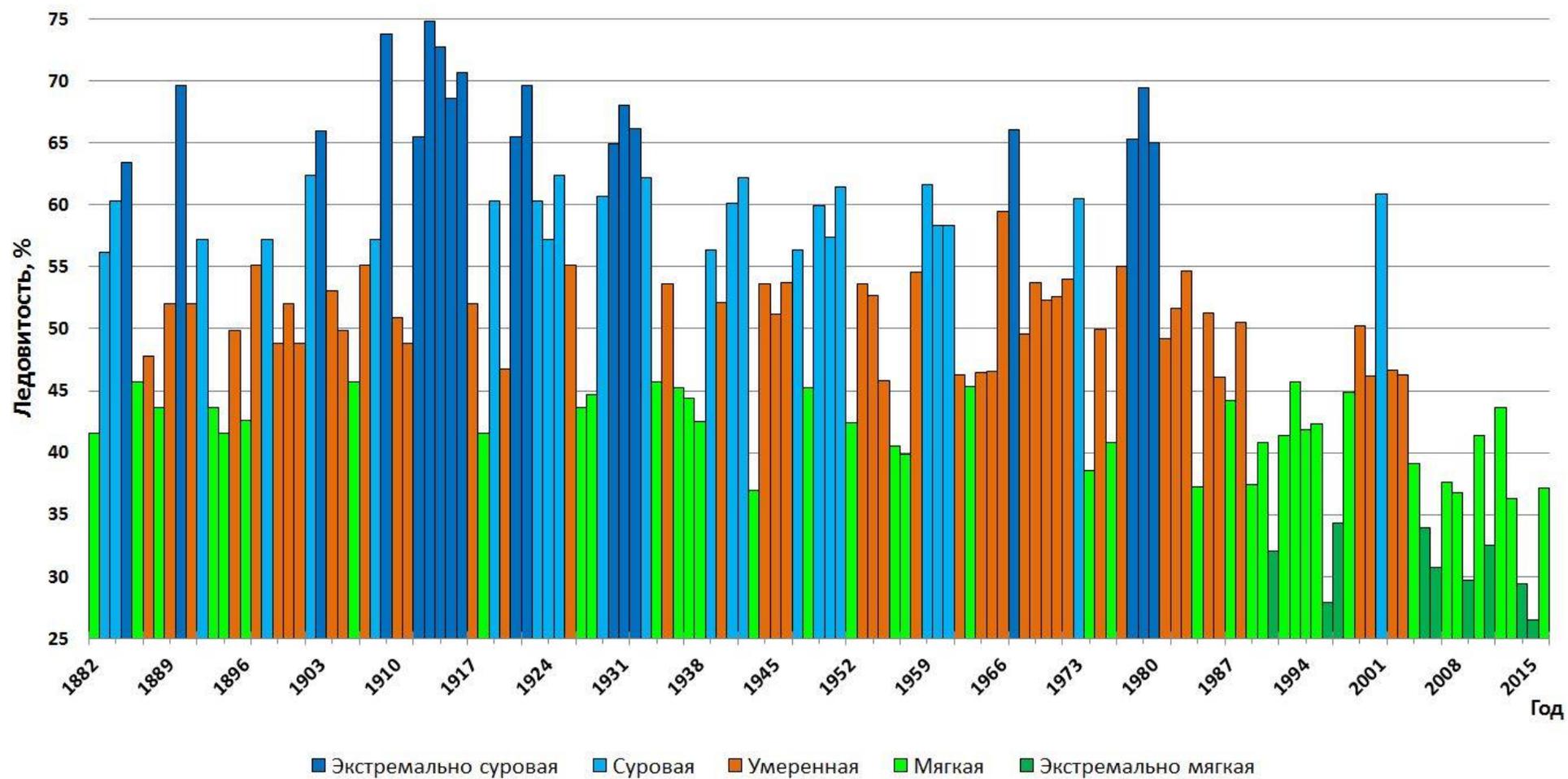


Рисунок 2. Типизация зим по суровости ледовых условий в Охотском море за период с 1882 по 2016 гг.

ПРИЛОЖЕНИЕ В

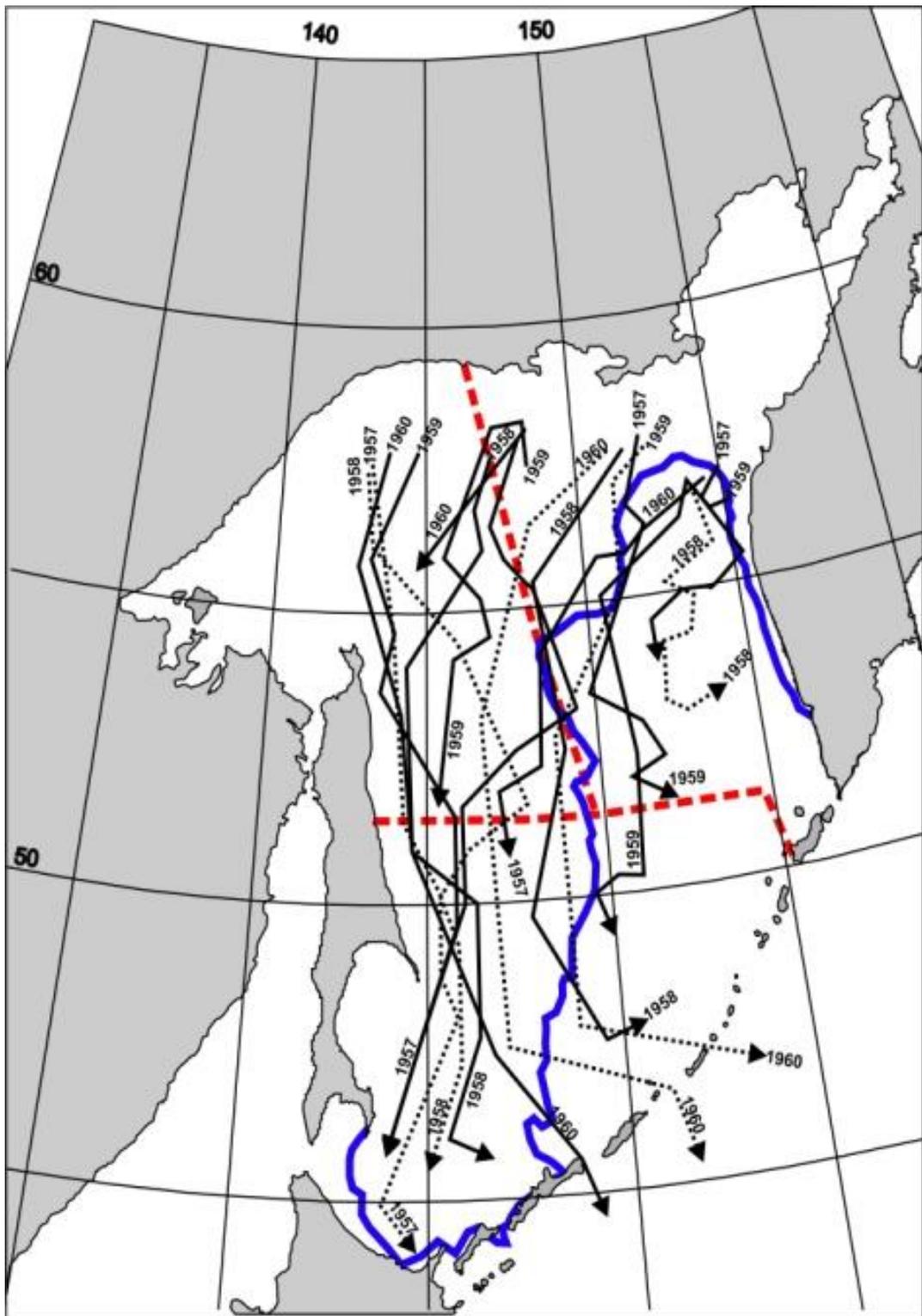


Рисунок 3. Расчетный дрейф льда в 1957-1960 гг. по данным (Якунин, 1979).

ПРИЛОЖЕНИЕ Г

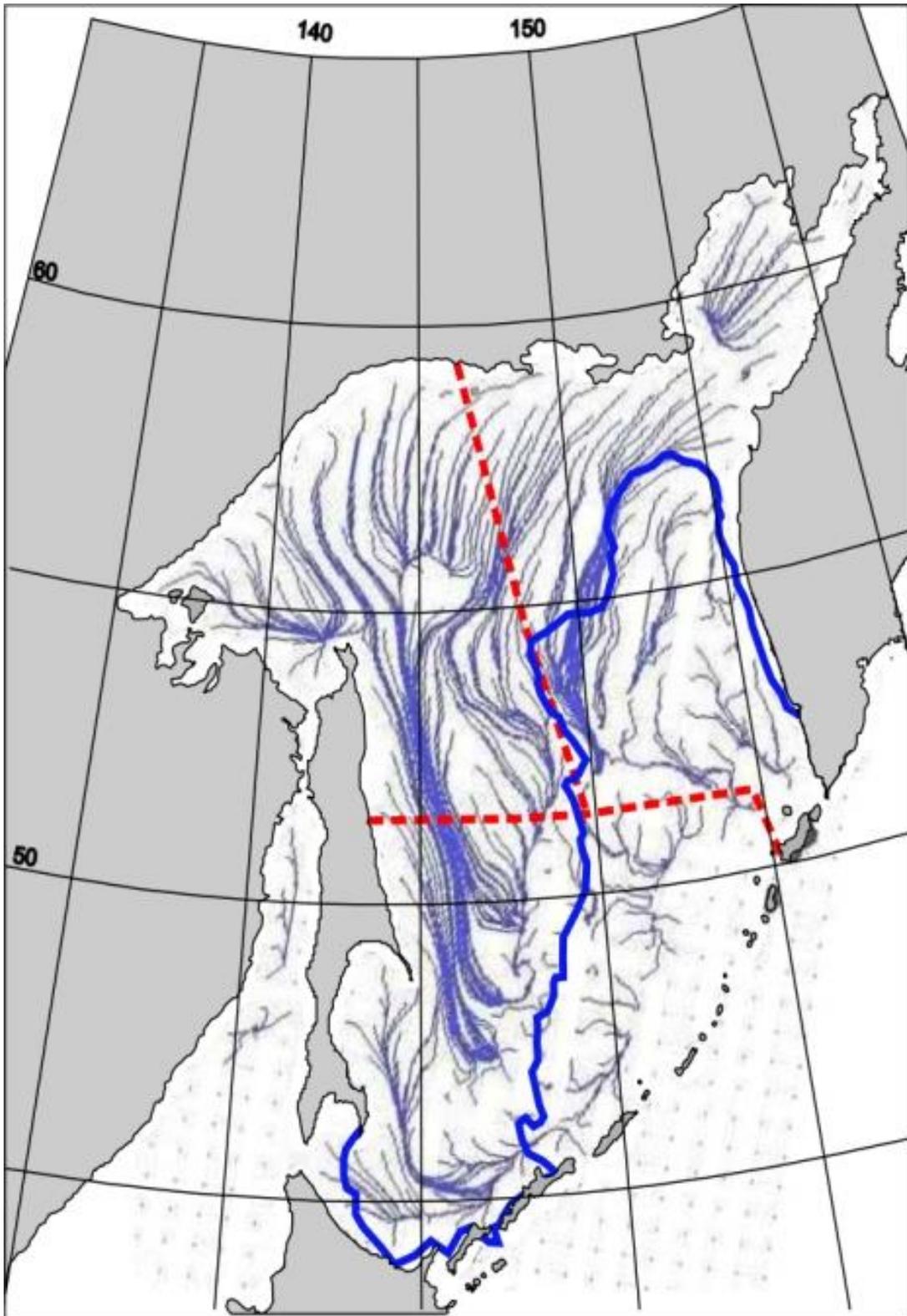


Рисунок 4. Осредненные с 1993 по 2001 гг. траектории дрейфа льда (Enomoto, 2003 et al.).

ПРИЛОЖЕНИЕ Д

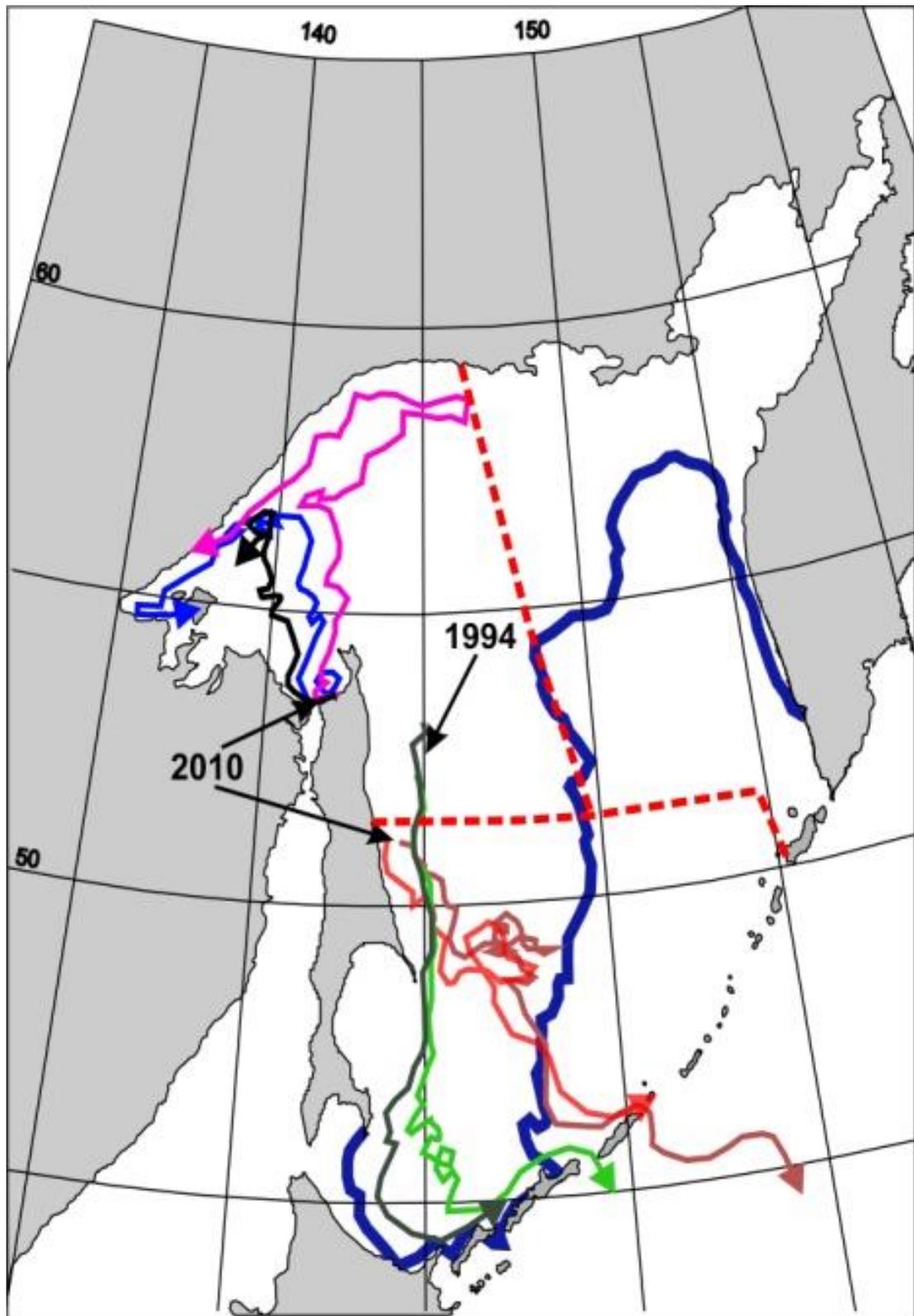


Рисунок 5. Траектории дрейфа буев ARGOS в 1994 и 2010 гг. (Тамбовский, Бобков, 2012).

ПРИЛОЖЕНИЕ Е

Таблица 1. Основные технические характеристики спектрорадиометра MODIS:

Номера каналов	Спектральный диапазон (мкм)	Ширина полосы обзора (км)	Период съемки	Радиометрическое разрешение (бит)	Пространственное разрешение (м)
1	0.620 – 0.670	2300	1-2 дня	12	250
2	0.841 – 0.876				
3	0.459 – 0.479				
4	0.545 – 0.565				500
5	1.230 – 1.250				
6	1.628 – 1.652				
7	2.105 – 2.155				
8	0.405 – 0.420				
9	0.438 – 0.448				
10	0.483 – 0.493				
11	0.526 – 0.536				
12	0.546 – 0.556				
13	0.662 – 0.672				
14	0.673 – 0.683				
15	0.743 – 0.753				
16	0.862 – 0.877				
17	0.890 – 0.920				
18	0.931 – 0.941				
19	0.915 – 0.965				
20	3.660 – 3.840				
21	3.929 – 3.989				
22	3.929 – 3.989				
23	4.020 – 4.080				
24	4.433 – 4.498				
25	4.482 – 4.549				
26	1.360 – 1.390				
27	6.535 – 6.895				
28	7.175 – 7.475				
29	8.400 – 8.700				
30	9.580 – 9.880				
31	10.780–11.280				
32	11.770–12.270				
33	13.185–13.485				
34	13.485–13.785				
35	13.785–14.085				
36	14.085–14.385				

ПРИЛОЖЕНИЕ Ж

Таблица 2. Основные технические характеристики спектрорадиометра VIIRS
(Visible Infrared Imaging Suite):

<i>Спектральные диапазоны</i>	
Видимый/ИК	9+ каналов (?)
Средний ИК	8 каналов
Длинноволновый ИК	4 канала
<i>Оптика:</i>	апертура 9.1 см, фокусное расстояние 114 см
<i>Вес:</i>	275 кг
<i>Параметры приема данных:</i>	
Ширина полосы охвата:	$\pm 56^\circ$, 3000 км
Интервал горизонтальной выборки на поверхности земли:	<1.6 км в конце прохода
Квантование данных:	12 bit –14 bit
Скорость передачи данных:	10.5 Mbps (max.)