

Санкт-Петербургский государственный университет

**ЛИПАТОВ Максим Андреевич**

**Выпускная квалификационная работа**

**Влияние изменчивости полей дрейфа ледяного покрова на формирование ледовых условий в Северном Ледовитом океане**

Уровень образования: магистратура

Направление 05.04.04 «Гидрометеорология»

Основная образовательная программа ВМ.5779.2018 «Гидросфера и атмосфера:  
моделирование и прогноз»

Научный руководитель:

Ассистент кафедры океанологии

кандидат географических наук

МАЙ Руслан Игоревич

Рецензент:

Старший научный сотрудник

ФГБУ «ААНИИ»

кандидат географических наук

ГУЗЕНКО Роман Борисович

Научный консультант:

Ведущий научный сотрудник

НФ «Нансен-Центр»

кандидат географических наук

ВОЛКОВ Владимир Александрович

Санкт-Петербург

2020

<b>ВВЕДЕНИЕ .....</b>	<b>3</b>
<b>ГЛАВА 1. ДРЕЙФ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА. ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ .....</b>	<b>5</b>
<b>ГЛАВА 2. ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ .....</b>	<b>8</b>
2.1 ДРЕЙФ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА .....	8
2.2 ЛЕДОВИТОСТЬ.....	9
2.3 ВОЗРАСТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЛЬДА .....	10
<b>ГЛАВА 3. МЕТОДЫ .....</b>	<b>11</b>
3.1 МЕТОД ОЦЕНКИ ТРЕНДОВ ВЕКТОРНЫХ РЯДОВ.....	11
3.2 ГАРМОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПРИЛИВНОГО ДРЕЙФА .....	15
3.3 СПЕКТРАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ВЕКТОРНЫХ РЯДОВ.....	17
<b>ГЛАВА 4. РЕЗУЛЬТАТЫ.....</b>	<b>18</b>
4.1 КЛИМАТИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ.....	18
4.2 ВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА ИЗМЕНЧИВОСТИ ПОЛЕЙ ДРЕЙФА ЛЕДЯНОГО ПО ДАННЫМ СПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА .....	26
4.3 ВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА ИЗМЕНЧИВОСТИ ПОЛЕЙ ДРЕЙФА ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА ПО ДАННЫМ ГАРМОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА.....	31
4.4 ВЛИЯНИЕ ДИНАМИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА ФОРМИРОВАНИЕ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ.....	37
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....</b>	<b>41</b>
<b>СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ .....</b>	<b>43</b>
<b>ПРИЛОЖЕНИЕ 1. ХАРАКТЕРИСТИКИ ПРИЛИВНОГО ДРЕЙФА ЛЬДА НА ПРИМЕРЕ 2012 ГОДА .....</b>	<b>48</b>

## **Введение**

Арктика приобретает все большее значение как источник углеводородных и других минеральных ресурсов, а Северный Морской путь, проходящий вдоль берегов России, является кратчайшей транспортной магистралью из Европы в Азию и развивается как важнейший элемент международных транспортно-логистических систем, обеспечивая гармоничное развитие добывающей промышленности и береговой инфраструктуры на российском Севере. Для обеспечения безопасности мореплавания и буровых работ на шельфе необходимо развивать систему краткосрочных и долгосрочных ледовых прогнозов, для чего важно понимать причины иногда резких изменений ледовых условий в арктических морях.

Ледяной покров - один из определяющих элементов климатической системы Арктики, изолирующий воды океана от атмосферы, препятствующий массо- и энергообмену. Перемещения элементов ледяного покрова обуславливают такие важные для взаимодействия океана и атмосферы параметры как положение кромки, сплоченность, перераспределение тепла, соли и всех параметров ледяного покрова (толщина, разрушенность льда). Градиенты скорости дрейфа определяют процессы торосообразования, сжатия и разрежения, появления разрывов, полыней, трещин, раскалывание ледяных полей и т.д. Ледяной покров определяет условия судоходства и другой деятельности человека в Северном Ледовитом океане. В данном контексте дрейф льда представляет интерес не только как причина формирования и перераспределения параметров ледяного покрова, но и как независимый фактор, определяющий условия пребывания судов и различных сооружений во льду.

Обычно, причины драматических изменений ледяного покрова последних десятилетий связывают с повышением фона температуры воздуха и недостаточно подробно рассматривают влияние динамических факторов. Исследование режимных характеристик дрейфа ледяного покрова — важная часть исследования природной среды в Арктике. В данном исследовании рассматривается роль динамических факторов в изменениях общей площади арктических льдов – изменений структуры и интенсивности циркуляции вод и льдов и перераспределения массивов морского льда в пределах Северного Ледовитого океана, влияющих на формирование условий, определяющих интенсивность нарастания или деградации морского ледяного покрова. Изменения системы общей циркуляции льдов в Арктическом бассейне влияет на формирование ледовых условий в арктических морях, где проходит главная арктическая магистраль России – Северный морской путь.

В работе делается акцент на исследовании взаимосвязи изменчивости крупномасштабной структуры полей дрейфа в Северном Ледовитом океане и ее роли в долговременных изменениях площади морского ледяного покрова, в формировании ледовой обстановки на трассах Северного морского пути, что необходимо учитывать и при разработке новых прогностических схем, и для оценки климатических изменений на ближайшие годы.

Важнейшим элементом новизны подхода при анализе векторных рядов и полей является использование российских технологий векторно-алгебраического анализа, позволяющего наиболее адекватно и в лаконичной форме наборами скалярных параметров описывать векторные ряды и поля больших размеров.

Таким образом, фундаментальной научной *целью*, на решение которой направлено исследование, *является*: выявить закономерности пространственно-временной изменчивости дрейфа ледяного покрова в сезонном и многолетнем диапазонах, и определить влияние изменчивости дрейфа ледяного покрова на основные характеристики ледового режима в Северном Ледовитом океане.

Для достижения поставленной цели необходимо решить следующие задачи:

1. Сформировать специализированные (соответствующие цели ВКР) массивы данных для исследования дрейфа ледяного покрова в Северном Ледовитом океане;
2. Разработать методики оценки статистических характеристик векторных процессов и реализовать эти методы на языке программирования;
3. Определить климатическую и межгодовую изменчивости полей дрейфа ледяного покрова. Описать изменения положения и интенсивности главных элементов крупномасштабной циркуляции льдов: Антициклонического круговорота и Трансарктического дрейфа;
4. Выявить долгопериодные колебания дрейфа льда, оценить их параметры в терминах векторной алгебры;
5. Оценить сезонную изменчивость характеристик дрейфа ледяного покрова;
6. В терминах векторного спектрального анализа определить энергонесущие частоты дрейфа;
7. Выявить взаимосвязи между изменениями характеристик дрейфа и параметров ледяного покрова в различных диапазонах изменчивости;
8. Оценить влияние изменчивости полей дрейфа ледяного покрова на формирование ледовых условий в Северном Ледовитом океане.

## Глава 1. Дрейф ледяного покрова. Общие положения

Долгое время существовали две противоречивые точки зрения о характере циркуляции вод и льдов Арктического бассейна:

- 1) движение вод и льдов во всем Арктическом бассейне антициклоническое (*Зубов, Сомов, 1940; Ширшов, 1944; Шулейкин, 1941*);
- 2) поверхностные воды и льды из всех точек Арктического бассейна движутся к проливу Фрама по кратчайшим путям (*Буйницкий, 1951; Шокальский, 1940*).

Используя результаты наблюдений дрейфующих станций и воздушных высокоширотных экспедиций, Трешников А.Ф. в 1954 г. составил первую динамическую карту (*Трешников, Баранов, 1972*), на которой проявились черты известной теперь схемы циркуляции — широкое Трансарктическое течение, направленное из района Чукотского моря к проливу Фрама, обширный Антициклонический круговорот вод в Амеразийском суббассейне в Канадской котловине и локальные циклонические круговороты вод, расположенные к югу от Трансарктического течения.

Таким образом, в данных наблюдений нашли частичное подтверждение обе первоначальные точки зрения на структуру циркуляции льдов Северного Ледовитого океана и первая типизация крупномасштабной циркуляции льда в Арктике (*Гудкович, Доронин, 2001*), разработанная на основе модельных расчетов и классификации полей атмосферного давления (*Гордиенко, Карелин, 1945*), которая включала в себя два типа полей дрейфа, характеризующихся разной степенью развития Антициклонического круговорота. В 1997 г. Прошутинский А.Ю. в результате экспериментов на двумерной ветровой баротропной модели для периода 1946-1993 гг. выявил подобные типы циркуляции льда в Северном Ледовитом океане в зависимости от характера атмосферной циркуляции - антициклональной или циклональной (*Proshutinsky, Johnson, 1997*).

В работе (*Беляков и др., 1984*) на основании анализа уникальных данных крупномасштабных океанографических съемок 1973-79 гг. с применением диагностической модели циркуляции, впервые было показано, что в динамике главных элементов структуры циркуляции вод и льдов существуют временные циклы с различными частотами для зон Трансарктического течения и Антициклонального круговорота, соответственно в Евразийском и Амеразийском суббассейнах, разделенных хребтом Ломоносова. Отмечена существенная разница изменений суммарной кинетической энергии (КЭ) в Евразийском и Амеразийском суббассейнах. Так, в Евразийском бассейне размах колебаний КЭ оказался почти в 4 раза больше, чем в Амеразийском, при этом в

Амеразийском суббассейне преобладала 2-3-летняя цикличность колебаний, отражающая атмосферные процессы над этим регионом, а в Евразийском суббассейне в колебаниях КЭ намечалась более длительная тенденция изменчивости - около 6-8 лет.

Если предыдущие типизации крупномасштабных полей дрейфа льда были основаны на разрозненных данных наблюдений за дрейфом судов или на модельных данных, то благодаря наблюдениям со спутников стало возможным исследовать многолетние изменения полей дрейфа на основе данных, регулярных во времени и пространстве.

Впервые, на основе анализа данных о ежедневных полях дрейфа на сетке 25 км за почти 40-летний период с 1978 по 2017 гг. (*NOAA/NASA Polar Pathfinder: [http://nsidc.org/data/docs/daac/nsidc0116\\_icemotion.gd.html](http://nsidc.org/data/docs/daac/nsidc0116_icemotion.gd.html)*), сформированной по результатам обработки данных датчиков SMMR, SSM/I и AMSR-E, было показано, что в структурах циркуляции льдов могут преобладать черты, отличные от привычной классической структуры с Антициклоническим круговоротом и Трансарктическим течением (*Волков и др., 2016; Волков и др., 2019*). Разработанная новая типизация крупномасштабных полей дрейфа морского льда в Северном Ледовитом океане включала не два (как ранее предлагалось З.М. Гудковичем), а три основных типа циркуляции льда, связанных с изменениями атмосферной циркуляции, первый из которых включает в виде подтипов структуры, выделенные З.М. Гудковичем. В работе (*Волков и др., 2019*) было подтверждено, что изменения генеральной структуры циркуляции связано с изменениями режима ледообмена Арктического бассейна с арктическими морями, определяющими изменение текущих ледовых условий на трассе Северного морского пути.

Современные исследования дрейфа льда выполняются как с помощью натуральных наблюдений, так и численного моделирования (*Клячкин и др., 2015а; Клячкин и др., 2015б; Клячкин и др., 2015в; Клячкин и др., 2015г; Клячкин и др., 2015д; Клячкин и др., 2017; Кулаков и др. 2012; Dukhovskoy et. al., 2006а; Dukhovskoy et. al., 2006б; Hakkinen, Mellor, 1992; Hibler, 1979; Hunke, Dukowich, 1997; Hunke, Lipscomb, 2006; Maslowski, Lipscomb, 2003; Zhang, Hunke, 2001; Zhang et. al, 2004*). Результаты численного моделирования не всегда полностью отражают природные процессы и нуждаются в верификации. По этой причине измерениям *in situ* всегда отдается предпочтение. Измерения дрейфа ледяного покрова проводятся с использованием лагранжева или эйлера подхода. Лагранжев подход в измерении дрейфа льда реализуется с помощью фиксации координат объектов, перемещающихся вместе со льдом (дрейфующие станции и буи, вмёрзшие в лед суда) (*Гудкович, 1974; Гудкович и др., 2007; Иванов и др., 2011; Трешников, Баранов, 1972; Volkov et. al., 2012*) или отслеживанием перемещения характерных элементов ледяного покрова по

серии изображений, снятых в различных диапазонах электромагнитного спектра (Демчев и др., 2017; Lund et. al., 2018). В эйлеровом подходе фиксация скоростей происходит в неподвижной точке. Для изучения дрейфа ледяного покрова такой подход возможно реализовать с использованием акустических доплеровских измерителей скоростей, установленных подо льдом (Fukamachi et. al., 2006; Rozman P. et. al., 2011). В описанных подходах характеристики дрейфа определяются только для конкретных точек: в месте установки акустического профилографа (для эйлерова подхода) или же для набора точек, составляющих траекторию дрейфа (лагранжев подход).

## Глава 2. Используемые данные

### 2.1 Дрейф ледяного покрова

Наиболее полную информацию о дрейфе льда можно получить по длительной серии спутниковых снимков, выполненных с определенной дискретностью. В этом случае, дрейф определяется по лагранжевому подходу, а сортировка данных в узлы сетки позволяет получить в каждой ячейке сетки набор векторов (временной ряд) как в эйлеровом подходе. На основе такого принципа были созданы несколько баз данных о дрейфе ледяного покрова:

- OSI SAF (2002-2006; 2009-н.в.);
- GlobICE (2004-2005; 2007-2011);
- Polar Pathfinder, NSIDS (1978-2018);
- CERSAT, IFREMER (1991-н.в.);
- KIMURA (2003-2011).

С одной стороны, такая информация обладает пространственно-временной связанностью, свойственной результатам численного моделирования, с другой стороны, источник информации для этих баз данных - спутниковое зондирование, отражающее реальные изменения на поверхности Земли.

Одним из основных этапов работы являлся выбор наиболее информативной базы данных по дрейфу льда. По произведенным оценкам временного охвата, пространственного разрешения и временной дискретности, была выделена база данных Polar Pathfinder, как самая информативная и охватывающая наибольший временной период база данных для оценки климатической изменчивости дрейфа ледяного покрова в Северном Ледовитом океане.

Для исследования пространственно-временной изменчивости дрейфа льда в работе используется гридированный (сеточный) массив данных о дрейфе ледяного покрова, полученный по спутниковой информации и результатам арктической программы по дрейфующим буям национального центра данных по снегу и льду (NSIDC) Polar Pathfinder (<https://nsidc.org/data/nsidc-0116/versions/4>). Это один из наиболее полных продуктов дрейфа ледяного покрова для Северного Ледовитого океана, обеспечивающий ежедневные привязанные к сетке наборы ортогональных составляющих скоростей дрейфа и расчетную дисперсию ошибок с ноября 1978 года по декабрь 2018 года. Данные получены с помощью различных спутниковых радиометров, таких как Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR), the Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR), the Special Sensor

Microwave Imager (SSM/I) и The Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS (AMSR-E). Наблюдения объединяются с данными буев международной программы по изучению Арктики – International Arctic Buoy Program (IABP).

Вектора дрейфа ледяного покрова представлены в узлах сетки полярной стереографической проекции, охватывающей весь Северный Ледовитый океан с пространственным разрешением 25 кв. км.

Массив данных Polar Pathfinder является популярным среди исследователей динамики льда в Северном Ледовитом океане и используется в качестве исходной информации в работах (Волков и др., 2019; Hakkinen, Mellor, 1992; Ye et. al., 2016; Zehua et. al., 2017). В работе (Волков и др., 2019) на основе данного массива впервые было выделено три основных типа циркуляции льда, преобладающих в течение зимнего периода, ранее выделялось только два подтипа одного из выделенных типов циркуляции. В работе (Zehua et. al., 2017) была представлена оценка объемного потока льда, проходящего через пролив Фрама в течение периода 1979-2012 года. В работе (Ye et. al., 2016) применялся Polar Pathfinder для более точной оценки концентрации многолетнего морского льда в Северном Ледовитом океане. В статье (Hakkinen, Mellor, 1992) массив данных использовался для изучения изменчивости дрейфа льда. Согласно (Hakkinen, Mellor, 1992) установлена тенденция увеличения выноса льдов из центральной части Арктического бассейна в пролив Фрама и усиление Трансарктического течения.

## 2.2 Ледовитость

Одним из этапов работы является выявления взаимосвязей между изменениями характеристик дрейфа и параметров ледяного покрова в Северном Ледовитом океане. Одним из основных параметров является ледовитость (площадь, занятая льдом любой сплоченности, в процентах от общей площади моря или любой другой акватории). Для оценки изменений ледовитости Северного Ледовитого океана было выбрано два массива данных:

- NOAA/NSIDC Climate Data Record of Passive Microwave Sea Ice Concentration, Version 3 (<https://nsidc.org/data/G02202/versions/3>);

Набор данных представляет концентрации морского льда с помощью различных радиометров, работающих в разное время Electronic Scanning Microwave Radiometer (ESMR), SMMR, SSM/I и the Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SSMIS). Информация, содержащаяся в базе данных получена путем оценок, полученных с помощью алгоритмов: NASA Team algorithm (Cavalieri et al. 1984) и NASA Bootstrap (BT) algorithm

(Comiso 1986). Данные представлены в виде общей площади льда в Северном Ледовитом океане с 1978 по 2018 года с временным шагом в один день.

- Sea Ice Trends and Climatologies from SMMR and SSM/I-SSMIS, Version 3 (<https://nsidc.org/data/NSIDC-0192/versions/3>).

Данный набор данных содержит концентрации морского льда в каждой ячейке сеточной области с шагом 25 кв. км. В каждой ячейке присутствует информация о количестве льда в области, которая ей соответствует: общая площадь пикселя, умноженная на концентрацию льда в этом пикселе. Данные доступны с 1978 по 2018 года с ежедневной дискретностью.

Разница между вышеуказанными базами данных заключается в том, что данные в Sea Ice Trends and Climatologies представлены в виде общей площади льда в Северном Ледовитом океане за период с 1978 по 2018 года, а в Climate Data Record в виде массива с пространственным разрешением 25 кв. км за аналогичный отрезок времени.

Гридированный массив данных Climate Data Record использовался для оценки изменений ледовитости в арктических морях России и верифицируется по данным общей площади Sea Ice Trends and Climatologies.

### **2.3 Возрастные характеристики льда**

Помимо изменения общей площади льдов в Северном Ледовитом океане, также необходимо учитывать изменение площадей как однолетних, так и многолетних льдов. База данных Global Sea Ice Type (<http://www.osi-saf.org/?q=content/global-sea-ice-type-c>) содержит ежедневные данные в узлах регулярной сетки с шагом 10 кв. км по возрастным характеристикам льда. Градация по возрасту содержит всего два элемента: однолетний и многолетний льды. Классы льда определяются с помощью атмосферно скорректированных данных с радиометра SSMIS и значений обратного рассеивания с помощью скаттерометра Advanced SCATterometer (ASCAT), используя Байесовский подход для объединения различных источников данных для получения наиболее вероятной оценки классов льдов. Данные доступны с 2005 по 2020 год.

## Глава 3. Методы

### 3.1 Метод оценки трендов векторных рядов

При строгом подходе линейный тренд векторного процесса определяется векторами  $\vec{a}$  и  $\vec{b}$

$$\vec{V}_t = \vec{a}t + \vec{b}, \quad (1)$$

где коэффициент  $\vec{a}$  – вектор ускорения, который можно разложить на две ортогональные составляющие ( $a_u$  и  $a_v$ ), компоненты ( $b_u$  и  $b_v$ ) вектора  $\vec{b}$  представляют собой свободные члены уравнения (1),  $t$  – время.

Обычно компоненты векторов ( $a_u$  и  $a_v$ ), используют для удаления тренда в векторных рядах для последующего статистического анализа в стационарном приближении. Анализ значений оценок тренда векторных рядов был использован в работах (Боков и др. 2001; Иванов и др, 2008; Иванов и др, 2009; Хохлова, Тимофеев, 2011) для ветра, для дрейфа льда в работах (Holland, Kwok, 2012; Kwok et. al. 2013; Kwok et. al. 2017), течений в работах (Артамонов и др, 2016; Артамонов и др, 2017; Белоненко и др. 2018).

Однако значения компонент векторов  $\vec{a}$  и  $\vec{b}$  не могут раскрыть особенности пространственного распределения параметров линейного тренда. Модуль вектора  $\vec{a}$  указывает на интенсивность изменения скорости (ускорение), а ориентация вектора  $\vec{a}$  указывает направление, в котором происходит изменение скорости. Очевидно, что модуль вектора  $|\vec{a}|$  по определению всегда положителен, что может привести к неверному заключению о том, что в векторных рядах отсутствует тенденция к уменьшению скорости. Разрозненное представление векторов  $\vec{a}$  и  $\vec{b}$  не передает информации об изменении скорости и тенденции изменения направления. То есть необходимо совместное сопоставление направлений векторов  $\vec{a}$  и  $\vec{b}$ , а это осложняется различием физических размерностей векторов ( $\vec{a}$  - ускорение и  $\vec{b}$  - скорость). При совпадении направлений векторов  $\vec{a}$  и  $\vec{b}$  происходит усиление скорости дрейфа, при противоположном направлении – ослабление скорости. При этом, помимо увеличения и уменьшения скорости дрейфа, взаимное расположение векторов  $\vec{a}$  и  $\vec{b}$  определяет разворот векторов. Если для отдельных станций (Иванов и др, 2008) можно графически совместить векторы различных физических размерностей, то для информации в узлах большой сеточной области (Kwok et. al. 2013) это сделать практически невозможно.

Интересный подход использован в работе (Белоненко и др. 2018). В ней параметры тренда представляются в виде двух векторов:

$$\vec{V}_{t_0} = \vec{a}t_0 + \vec{b}; \quad (2.1)$$

$$\vec{V}_{t_N} = \vec{a}t_N + \vec{b}. \quad (2.2)$$

Вектор  $\vec{V}_{t_0}$  соответствует вектору в начальный момент времени ( $t=0$ ), вектор  $\vec{V}_{t_N}$  - в конечный ( $t=N$ ,  $N$  – длина векторного ряда). По взаимному положению векторов  $\vec{V}_{t_0}$  и  $\vec{V}_{t_N}$  можно визуально оценить тенденции изменения скорости и направления векторов. При этом, в общем случае, разница модулей и направлений векторов  $\vec{V}_{t_0}$  и  $\vec{V}_{t_N}$ , отнесенных к разнице во времени  $\Delta t = t_N - t_0$ , не могут соответствовать скоростям изменения скорости и направлений вектора.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что существующие виды представления информации о трендах векторах процессов не могут численно выразить увеличение или замедление скоростей и тенденции изменения направлений векторных процессов.

Вектор ускорения  $\vec{a}$  не зависит от выбора системы отсчета времени  $t$  в уравнении (1). Свободный член  $\vec{b}$ , наоборот, напрямую зависит от выбора системы отсчета времени. Если в уравнении (1) время представить как отклонение от среднего времени  $\bar{t}$  за всю реализацию измерений векторов  $\vec{V}_t$  ( $t_i = t_i - \bar{t}$ ), то вектор  $\vec{b}$  можно интерпретировать как средний вектор. То есть при  $\sum_{i=1}^N t_i = 0$  вектор  $\vec{b}$  приобретает физический смысл – это средний вектор за все время реализации векторов  $\vec{V}_t$ .

Исходя из этого, в работе предложен метод разложения вектора  $\vec{a}$  относительно направления среднего вектора  $\vec{b}$ . В этом случае компоненты вектора будут представлять собой не составляющие на оси системы координат, а коллинеарную составляющую  $a_{||}$  и ортогональную составляющую  $a_{\perp}$  (рис 1):  $\vec{a} = [a_u \ a_v] = [a_{||} \ a_{\perp}]$ . Выполнить разложение вектора  $\vec{a}$  на составляющие можно с помощью формул

$$a_{||} = |\vec{a}| \cdot \cos(D_a - D_b); \quad (3)$$

$$a_{\perp} = |\vec{a}| \cdot \sin(D_a - D_b), \quad (4)$$

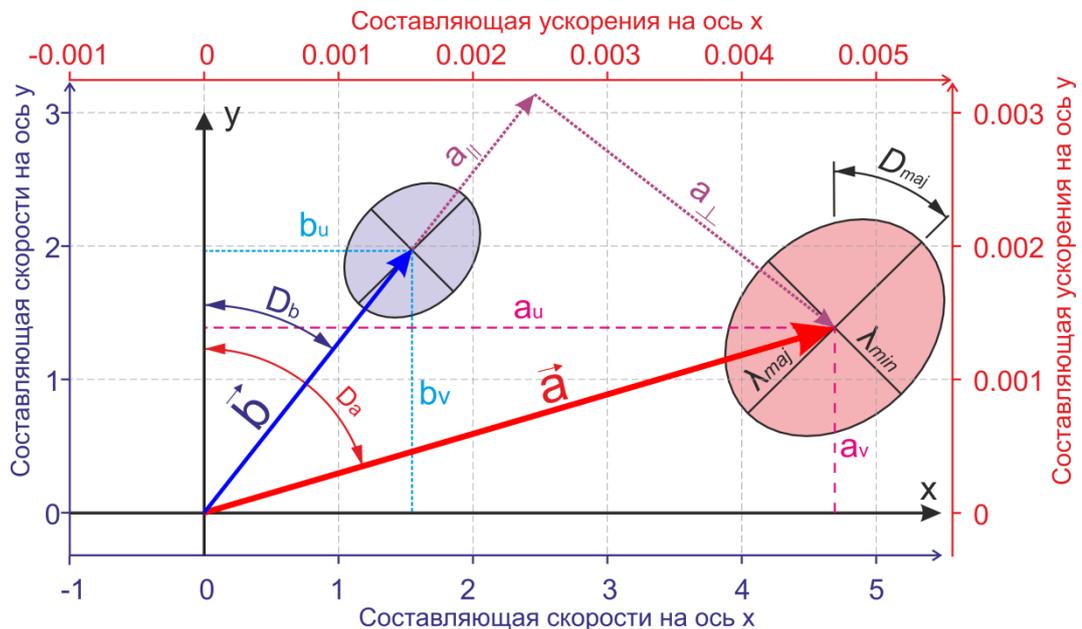
где  $D_a$  – направление вектора ускорения  $\vec{a}$ ,  $D_b$  – направление среднего вектора  $\vec{b}$  (рис 1).

Коллинеарная составляющая  $a_{||}$  указывает на изменения скорости среднего вектора: положительные значения соответствуют увеличению скорости, отрицательные – уменьшению. При внешней схожести значения  $a_{||}$  к тренду модуля скорости, использование  $a_{||}$  более корректно.

Ортогональная составляющая  $a_{\perp}$  показывает тенденцию изменения направления среднего вектора. Положительные значения  $a_{\perp}$  указывают на поворот среднего вектора вправо, отрицательные – влево. Если представить, что ортогональная составляющая вектора ускорения  $a_{\perp}$  является касательной для окружности радиусом  $|\vec{b}|$ , то ортогональную составляющую  $a_{\perp}$  можно выразить через угловую скорость  $\beta$  вращения вектора  $\vec{b}$  по формуле:

$$\beta = \frac{|\vec{a}|}{|\vec{b}|} \cdot \sin(D_a - D_b) \cdot 180/\pi, \quad (5)$$

где  $|\vec{a}|$  – модуль вектора ускорения  $|\vec{a}| = \sqrt{a_u^2 + a_v^2} = \sqrt{a_{||}^2 + a_{\perp}^2}$ , а  $|\vec{b}|$  – модуль среднего вектора. Угловая скорость  $\beta$  изменения направления среднего вектора показывает, на сколько градусов (по часовой стрелке – «+», или против часовой стрелки – «-») изменилось направление среднего вектора за единицу времени.



**Рисунок 1.** Схема разложения вектора ускорения  $\vec{a}$  на составляющие  $a_{||}$  и  $a_{\perp}$  относительно базиса среднего дрейфа  $\vec{b}$ .

При расчете трендов принято оценивать статистическую значимость тренда и оценку вклада дисперсии тренда в общую дисперсию ряда (коэффициент детерминации  $R^2$ ). Для векторных рядов расчет перечисленных параметров требует некоторых модификаций, учитывающих особенности векторных процессов.

Согласно работе (Бельшиев и др, 1983) существует три подхода к анализу векторных данных: покомпонентный, комплекснозначный и векторно-алгебраический подход. При расчете характеристик линейного тренда все три подхода дают один и тот же набор составляющих векторов, отличается лишь их запись - в виде набора компонент, в виде вектора или комплексного числа. Однако для расчета доверительных интервалов тренда векторных процессов покомпонентный подход не может отобразить все особенности векторного процесса.

Доверительные интервалы векторов  $\vec{a}$  и  $\vec{b}$  представляют собой эллипсы, зависящие от параметров:  $\lambda_{maj}, \lambda_{min}$  – большая и малая полуоси эллипса стандартной ошибки,  $D_{maj}$  – направление (азимут) большой оси эллипса стандартной ошибки (рис 1). Согласно работе (Бельшиев и др. 1983) в векторно-алгебраическом подходе оси эллипса рассчитываются по формуле:

$$2 \times \lambda_{maj,min} = tr(SE) \pm \sqrt{tr(SE)^2 - 4 \cdot det(SE)}, \quad (6)$$

где  $tr(SE)$  – след (сумма главной диагонали) матрицы тензора стандартной ошибки регрессии векторов,  $det(SE)$  - определитель матрицы тензора стандартной ошибки векторов. Азимут большой оси эллипса рассчитывается по формуле:

$$tg(2 \times D_{maj}) = \frac{SE_{12} + SE_{21}}{SE_{22} - SE_{11}}, \quad (7)$$

где  $SE = \begin{pmatrix} SE_{11} & SE_{12} \\ SE_{21} & SE_{22} \end{pmatrix}$  – тензор стандартной ошибки регрессии векторов, определяемый как тензор дисперсии отклонений измеренных и рассчитанных по линейной регрессии векторов:

$$SE = \sqrt{\frac{N}{N-2} \times |cov(\vec{V}_t - \vec{a}t - \vec{b})|}. \quad (8)$$

Полуоси  $\lambda_{maj,min}^a$  эллипса доверительного интервала вектора ускорения  $\vec{a}$  рассчитываются как:

$$\lambda_{maj,min}^a = \lambda_{maj,min} \times \frac{q_{\alpha, N-2}}{\sqrt{\sum t^2}}, \quad (9)$$

где  $q_{\alpha, N-2}$  – квантиль распределения Стьюдента для вероятности  $\alpha$  ( $\alpha=0,95$ ) и числа степеней свободы  $N-2$ . Полуоси  $\lambda_{maj, min}^b$  эллипса доверительного интервала среднего вектора  $\vec{b}$  рассчитываются по формуле

$$\lambda_{maj, min}^b = \lambda_{maj, min} \times \sqrt{1/N}, \quad (10)$$

При попадании значения  $[0, 0]$  внутрь эллипса доверительного интервала вектора  $\vec{a}$  тренд считается незначимым. Следует отметить, что оценка значимости тренда, рассчитанная отдельно по ортогональным компонентам  $a_u$ ,  $a_v$ , может привести к ошибочным определениям значимости тренда векторного ряда.

Коэффициент детерминации  $R^2$  определяется формулой 11, через отношение линейных инвариантов тензора ковариации стандартной ошибки и тензора дисперсии исходного векторного ряда:

$$R^2 = 1 - \frac{tr(SE)}{tr(cov(\vec{V}_t))}, \quad (11)$$

где  $cov(\vec{V}_t)$  – тензор дисперсии исходного векторного ряда. Коэффициент детерминации описывает часть дисперсии исходного ряда, объясняемой линейной регрессией.

### 3.2 Гармонический анализ приливного дрейфа

Дрейф ледяного покрова формируется под действием касательного напряжения на верхней (ветер) и нижней (течения) поверхностях льда, наклона уровня моря, силы внутреннего взаимодействия в ледяном покрове и силы Кориолиса. Как правило, дрейф в синоптическом диапазоне изменчивости практически полностью обуславливается ветром. Следует ожидать большего вклада течений и градиентов уровня моря в низкочастотной области спектра. Можно предположить, что в дрейфе льда могут присутствовать долгопериодные составляющие, совпадающие с периодами приливных гармоник.

В данной работе проверяется вклад приливо-отливных колебаний в дрейф льда, т.к. используемые данные имеют дискретность одни сутки вклад короткопериодных постоянных приливов определить не представляется возможным, поэтому работа будет проведена с долгопериодными составляющими приливов, если таковые имеются.

Суть гармонического анализа заключается в разложении сложной кривой наблюдаемых в данном месте приливных колебаний уровня на простейшие синусоидальные волны и в вычислении для этих волн гармонических постоянных, характеризующих влияние местных условий. По гармоническим постоянным можно

вычислить приливы на любой момент времени. Гармонический анализ получил широкое распространение и является основным методом современной обработки наблюдений над приливами. Основное уравнение:

$$\xi_t = Z_0 + \sum_i^M f_i A_i \cos(q_i t + V_{0i} + u_i - g_i), \quad (12)$$

где  $t$  – время;  $\xi_t$  – уровень на данный момент времени;  $Z_0$  – средний уровень моря;  $f_i$  – редуцированный множитель;  $A_i$  – амплитуда гармоник;  $q_i$  – угловая скорость гармоник;  $V_{0i}$  – астрономическая часть фазы на первый член ряда;  $u_i$  – астрономическая часть фазы, меняющаяся с периодичностью 18.6 лет;  $g_i$  – фаза.

Анализ многолетних временных рядов наблюдений выполняется с помощью гармонического анализа с применением метода наименьших квадратов (МНК), развитие данного подхода получило широкое распространение с появлением персональных компьютеров. Основное условие МНК:

$$\sum_{t=0}^N [\xi_t - Z_0 + \sum_{i=1}^M f_i X_i \cos(q_i t + V_{0i} + u_i) - \sum_{i=1}^M f_i Y_i \sin(q_i t + V_{0i} + u_i)]^2 \rightarrow 0, \quad (13)$$

при

$$X_i = A_i \cos(g_i); \quad (14.1)$$

$$Y_i = A_i \sin(g_i). \quad (14.2)$$

Для применения метода МНК к гармоническому анализу необходимо заранее задать точную функцию, с помощью которой будет раскладываться кривая хода уровня моря.

Для оценки влияния приливных движений на дрейф ледяного покрова в Северном Ледовитом океане с помощью формул Ведемейера определяются скорости максимального и минимального приливного дрейфа, а также направление максимального приливного дрейфа:

$$V_{max} = \sqrt{A_u^2 * \cos(F_{max} - g_u)^2 + A_v^2 * \cos(F_{max} - g_v)^2}; \quad (15)$$

$$V_{min} = \sqrt{A_u^2 * \cos(F_{min} - g_u)^2 + A_v^2 * \cos(F_{min} - g_v)^2}; \quad (16)$$

$$D_{max} = \text{atan} \left( \frac{A_u * \cos(F_{max} - g_u)}{A_v * \cos(F_{max} - g_v)} \right), \quad (17)$$

где  $F_{max}$  – максимальная фаза приливного течения  $F_{max} = \frac{g_u + g_v + N}{2}$ ;  $F_{min}$  – минимальная фаза приливного течения  $F_{min} = F_{max} + 90$ ;  $A_u, A_v$  – амплитуда приливной гармоники u- и v- компонент соответственно;  $g_u, g_v$  – фаза приливной гармоники u- и v- компонент соответственно.

### 3.3 Спектральный анализ векторных рядов

Оценка спектральной плотности была произведена с помощью встроенной функции в MatLab cross power spectral density основанная на методе Уэлча. Метод Уэлча – непараметрический метод спектральной оценки. Метод основан на использовании весовой функции и разбиении сигнала на перекрывающиеся фрагменты. Применение в методе весовой функции позволяет уменьшить смещение полученной оценки спектра, а разбиение сигнала на перекрывающиеся фрагменты позволяет уменьшить дисперсию оценки

Для оценки спектральной плотности производится расчёт по компонентам вектора (U, V). Затем к полученным результатам покомпонентного расчета спектральной плотности применяется векторно-алгебраический метод (Бельшев и др, 1983) для расчета линейного инварианта:

$$I1 = p_{uu} + p_{vv}, \quad (18)$$

где  $p_{uu}$  – спектральная плотность U компоненты;  $p_{vv}$  – спектральная плотность V компоненты.

Линейный инвариант позволяет одновременно выделить значимые пики спектральной плотности для векторных процессов.

## Глава 4. Результаты

Площадь морского льда в Северном Ледовитом океане меняется в годовом цикле. Поле дрейфа ледяного покрова морского льда также подвержено выраженной периодической внутригодовой вариации, которую необходимо учитывать при оценке климатической тенденции. Более интенсивные изменения в поле дрейфа, происходят в зимний период (Фролов и др., 2007). Для учёта сезонной изменчивости весь массив данных был формально разделен на летний (май-сентябрь) и зимний (октябрь-апрель) гидрологические сезоны.

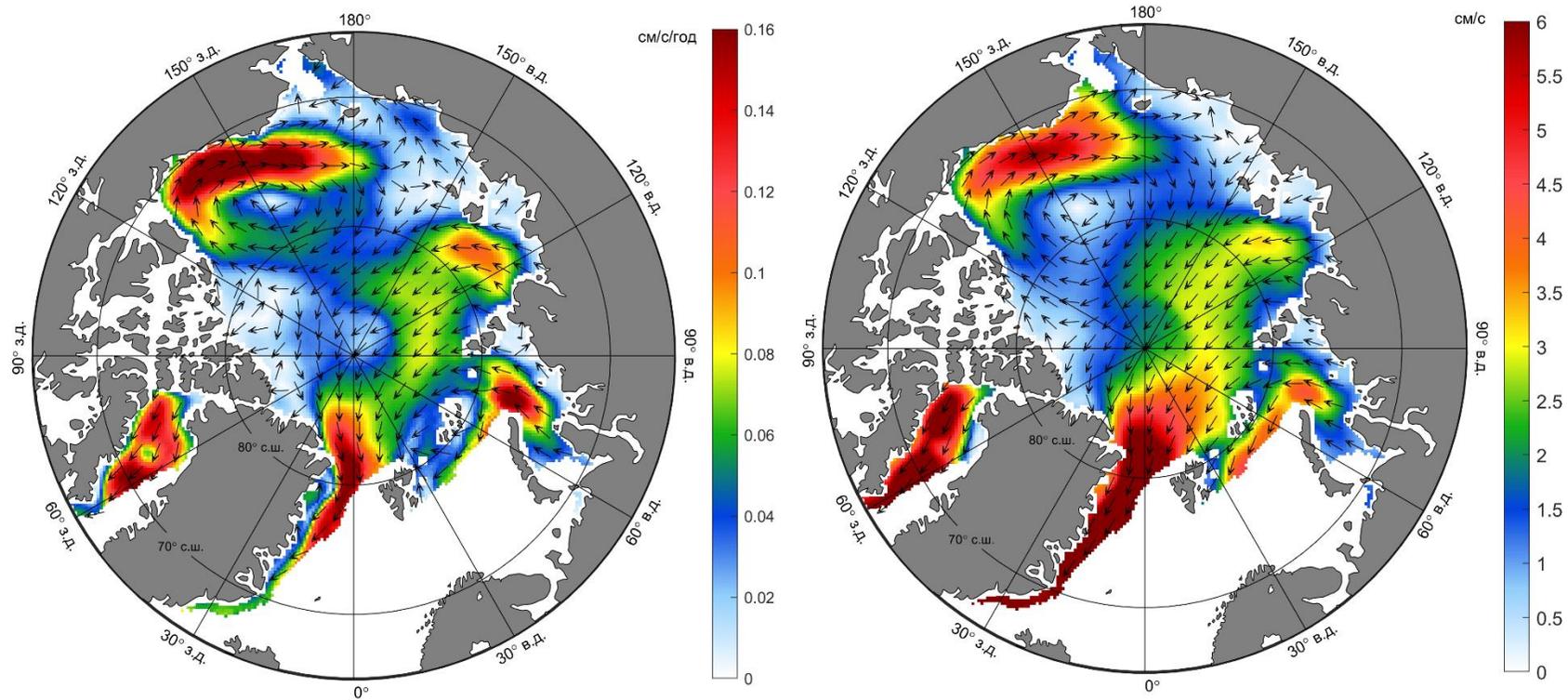
Расчет линейного тренда для каждого сезона выполнялся по исходным ежесуточным данным (длина ряда 8470 значений для зимнего сезона, 6120 - для летнего), среднемесячным (длина ряда 280 для зимнего сезона и для летнего – 200 значений) и среднегодовым (длина ряда 40 значений, как для зимнего, так и для летнего сезонов). При осреднении ежесуточных данных за месяц или год определялось наличие пропусков в рядах. При количестве пропусков более 25% среднемесячные или среднегодовые значения не рассчитывались.

### 4.1 Климатическая изменчивость

В главе 3 отмечалось, что при вычислении тренда векторных величин оцениваются компоненты векторов  $\vec{a}$  и  $\vec{b}$ . Разрозненное представление векторов  $\vec{a}$  и  $\vec{b}$  не передает информации об изменении скорости и тенденции изменения направления. Для подтверждения данного высказывания аналогичным методом были получены компоненты векторов для оценки тренда ледяного покрова в Северном Ледовитом океане (рис. 2).

Полученные результаты представляют собой вектора ускорения  $\vec{a}$  и среднего дрейфа  $\vec{b}$  (рис. 2). Трудно точно сопоставить направления векторов коэффициентов линейного тренда  $\vec{a}$  и  $\vec{b}$ , а значит невозможно точно определить, какая часть вектора ускорения  $\vec{a}$  описывает увеличение или уменьшение скорости среднего дрейфа, а какая описывает тенденцию изменения направления среднего дрейфа.

Главный вывод, который можно сделать при анализе результатов, следующий: наибольшее изменение скорости наблюдается в проливе Фрама, где модуль ускорения достигает до 0.25 см/с/год и направления векторов  $\vec{a}$  и  $\vec{b}$  совпадают, что означает, что здесь скорость среднего дрейфа увеличивается.



**Рисунок 2.** Коэффициенты  $\vec{a}$  (слева) и  $\vec{b}$  (справа) линейного тренда дрейфа ледяного покрова за зимний период с 1979 по 2018 (градиентной заливкой показаны изменение скорости дрейфа (слева) и средняя скорость дрейфа (справа) ледяного покрова)

По описанным результатам видно, что традиционный подход сложен в интерпретации результатов и не дает возможности численно оценить изменение направления векторов. По формулам (2) и (4) были получены коллинеарная составляющая вектора ускорения и угловая скорость вращения векторов среднего дрейфа ледяного покрова в Северном Ледовитом океане. Схемы тренда скорости дрейфа ледяного покрова в Северном Ледовитом океане показаны на рисунке 3. На рисунке в зимний и летний периоды выделяются две основные крупномасштабные циркуляции в Северном Ледовитом океане: Антициклонический круговорот в море Бофорта и Трансарктическое течение, выносящее лед от Новосибирских островов до пролива Фрама.

Как видно из рисунка 3, на всей акватории, занимаемой льдом, происходит увеличение средней скорости дрейфа. В зимний сезон максимальное ускорение (более 0.14 см/с/год) в поле средних значений дрейфа отмечается на южной периферии Антициклонического круговорота в море Бофорта и в проливе Фрама, что соответствует крупномасштабным циркуляциям в Северном Ледовитом океане. Аналогичные значения изменения средних скоростей отмечаются в локальной области в море Баффина. В Трансарктическом течении величина ускорения варьируется в диапазоне 0.04 – 0.1 см/с/год (за исключением зоны выноса льда через пролив Фрама).

Значительные изменения в поле скорости наблюдаются в Карском и море Лаптевых. В Карском море наблюдается увеличение средней скорости дрейфа льда от 0.02 см/с/год в южной части моря до 0.15 см/с/год северо-восточнее м. Желания (северная оконечность архипелага Новая Земля), а для моря Лаптевых величина ускорения варьируется от 0.02 см/сек/год в прикромочной области до 0.07-0.09 см/с/год в центральной и северной частях.

Помимо повсеместного увеличения средней скорости дрейфа ледяного покрова в Северном Ледовитом океане, выделяются локальные области уменьшения скоростей. В Восточно-Сибирском и Чукотском морях в прибрежных районах отмечается незначительное уменьшение средней скорости на -0.01 - -0.05 см/с/год. Кроме того, в центральной части Антициклонического круговорота также наблюдается область (77°-78° с.ш., 152°-156° в.д., соответствующая центру Антициклонического круговорота) уменьшения во времени средней скорости дрейфа. Такая структура может объясняться смещением центра завихренности среднего поля дрейфа.

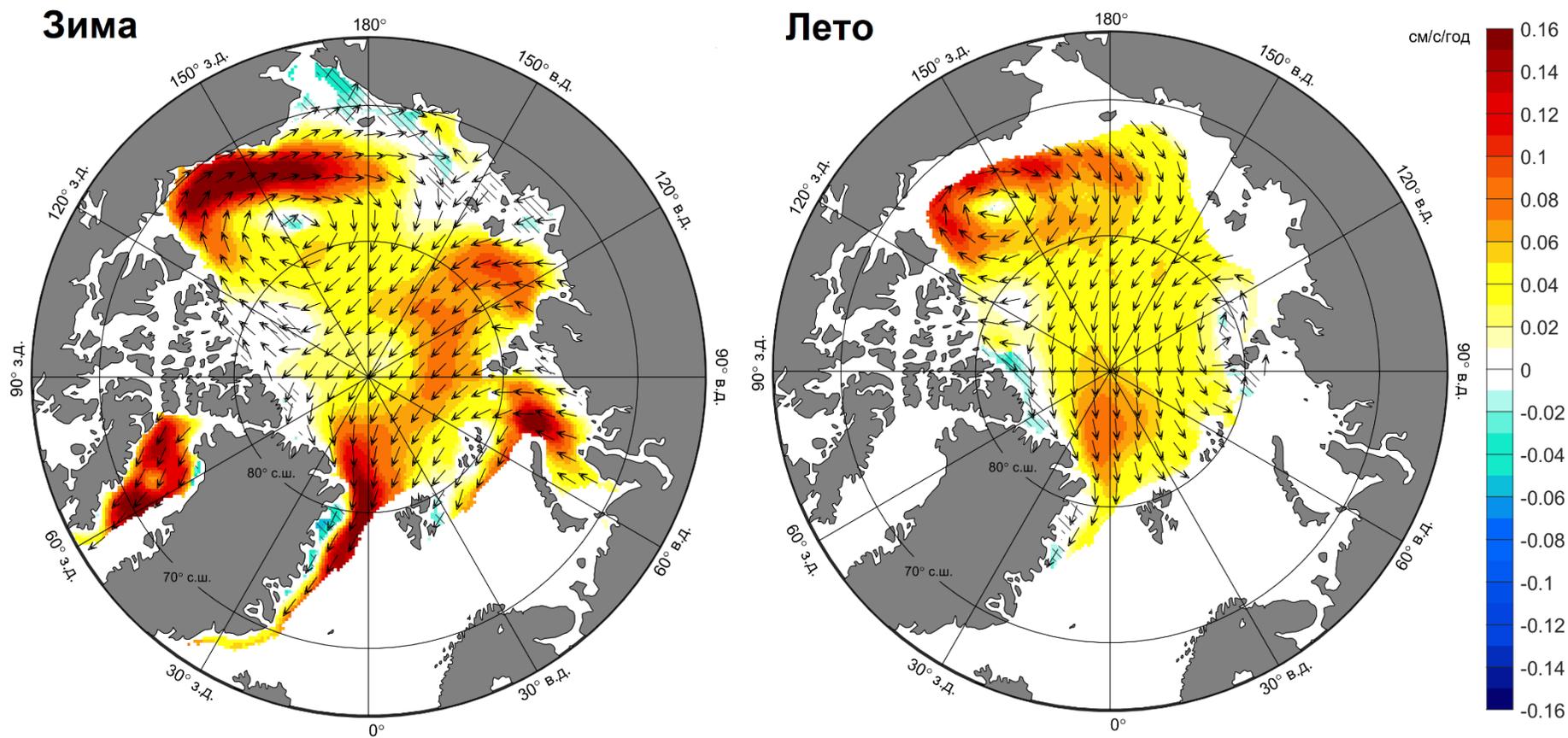


Рисунок 3. Скорость изменения скорости среднего дрейфа (коллинеарная составляющая) см/сек/год с 1979 по 2018 года (градиентной заливкой показаны изменение средней скорости дрейфа)

В летний гидрологический сезон, как и в зимний наблюдается увеличение средней скорости дрейфа льда на всей акватории (рис. 3). В летний гидрологический сезон конфигурация распределения зон с максимальными значениями коллинеарной составляющей вектора ускорения в целом сохраняется, однако площади диапазонов с максимальными показателями существенно уменьшаются. На южной периферии Антициклонического круговорота в море Бофорта отмечается незначительное уменьшение средних скоростей дрейфа льда по сравнению с зимним периодом и составляет 0.10- 0.12 см/с/год. В Трансарктическом течении в летний гидрологический сезон также отмечается замедление ускорения дрейфа льда (0.04 см/с/год). Если изменение средних скоростей дрейфа льда в крупномасштабных циркуляциях Северного Ледовитого океана уменьшается от зимы к лету, но незначительно, то в проливе Фрама оно более выражено: для зимы характерные значения более 0.14 см/с/год, летом данный показатель варьируется в диапазоне 0.06-0.08 см/с/год.

Угловая скорость изменения направления (рис. 4) менее 0.25 °/год (изменение направления меньше 10° за 40 лет) отмечается в проливе Фрама и трансарктическом дрейфе как в летнем, так и в зимнем сезоне. В летний сезон в областях, примыкающих к Канадскому архипелагу, вектора дрейфа льда имеют тенденцию к повороту среднего вектора вправо, угловая скорость здесь превышает 1,25 °/год.

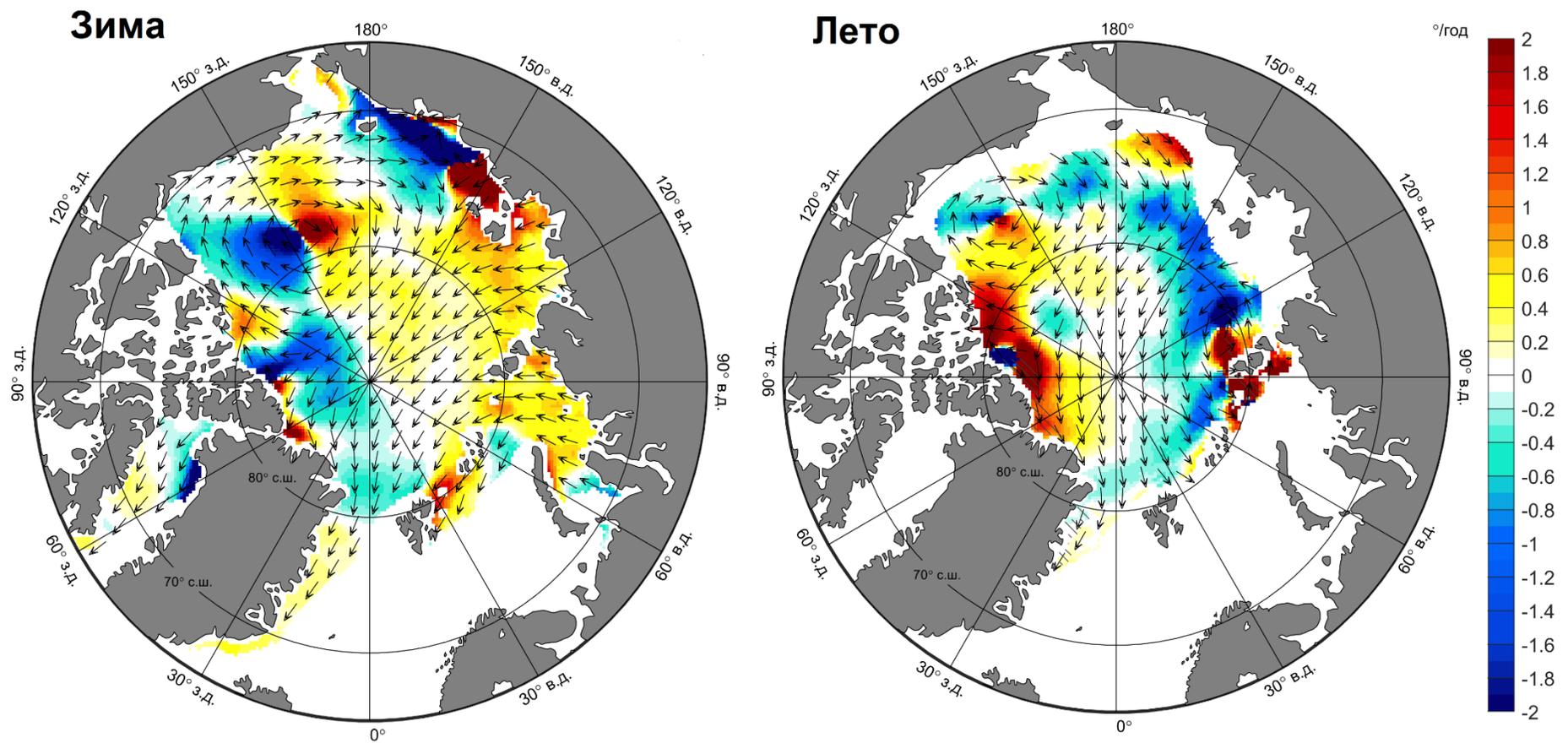
Зимой в окраинных морях сибирского шельфа отмечается тенденция изменения направления среднего вектора дрейфа льда относительно стрежня Трансарктического течения: в Карском море и море Лаптевых отмечается тенденция поворота среднего дрейфа вправо с угловой скоростью 0.25-0.55 °/год, в Восточно-Сибирском море направление среднего дрейфа отклоняется влево с угловой скоростью -0.25- -1.25 °/год.

Интересно отметить, что, как для летнего, так и для зимнего сезонов отмечается зеркальное расположение областей с положительной и отрицательной угловой скоростью смены направления среднего дрейфа относительно центра Антициклонического круговорота льда в море Бофорта. Зимой сектор с отрицательными значениями ортогональной составляющей расположен восточнее меридиана 155 ° з.д. Летом области Антициклонического круговорота с противоположными значениями угловой скорости расположены симметрично относительно параллели 75 ° с.ш. – севернее расположены области с изменением угловой скорости направления среднего дрейфа по часовой стрелке, южнее – против. Такое чередование локальных областей с противоположным знаком ортогональной составляющей вектора ускорения может быть объяснено смещением центра

круговорота. Траектория перемещения центра круговорота располагается на линии, разделяющей положительные и отрицательные значения угловой скорости, при этом, положительные значения угловой скорости остаются справа относительно траектории перемещения центра круговорота. То есть для зимнего сезона центр круговорота смещается с севера на юг. Для летнего сезона центр круговорота перемещается по параллели  $75^\circ$  с востока на запад.

Параметры тренда дрейфа ледяного покрова, рассчитанные по суточным, среднемесячным и среднегодовым данным, показывают идентичные результаты в закономерностях пространственной изменчивости. Однако, коэффициент детерминации  $R^2$ , показывающий отношение дисперсии аппроксимирующей функции и общей дисперсию ряда, очевидно, должен зависеть от масштаба осреднения данных, т.е. от дискретности данных. Общая дисперсия рядов складывается из межгодовой и внутригодовой изменчивости, поэтому наиболее информативен коэффициент детерминации  $R^2$  линейного тренда, рассчитанного по среднегодовым значениям, т.к. этом случае  $R^2$  можно представить в качестве оценки вклада линейного тренда в межгодовую изменчивость.

Как видно из рисунка 5, наибольший вклад линейный тренд вносит в межгодовую дисперсию дрейфа в следующих районах: Карское море (до 60%), область, расположенная севернее пролива Фрама (до 50%), море Баффина (до 60 %) и акватория в аляскинской части круговорота моря Бофорта (60%). Для летнего сезона линейный тренд вносит наибольший вклад в межгодовую дисперсию севернее пролива Фрама (30%) и западной части Антициклонического круговорота (40%).



**Рисунок 4.** Угловая скорость изменения среднего направления дрейфа °/год с 1979 по 2018 года (градиентной заливкой показаны изменение направления дрейфа)

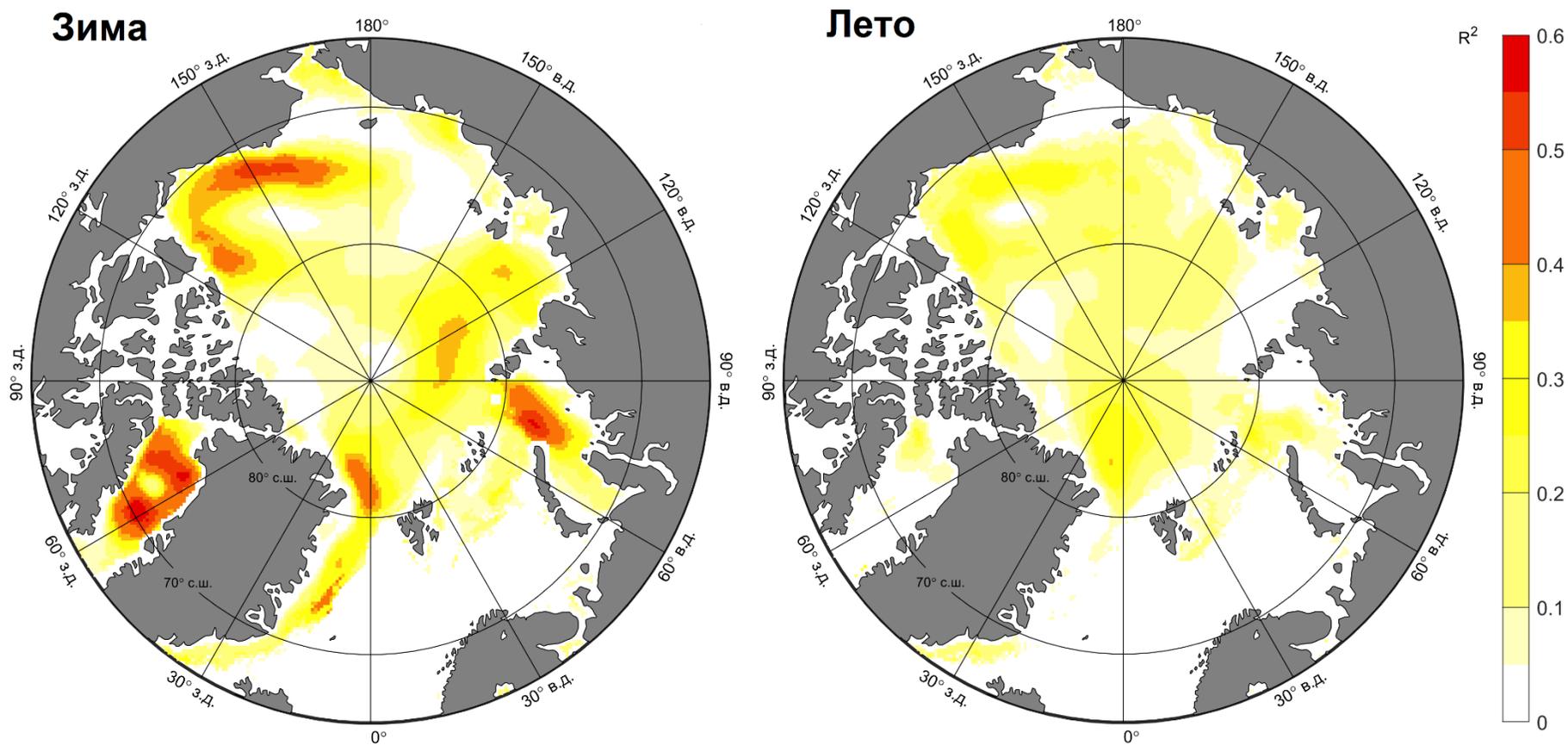


Рисунок 5. Коэффициент детерминации  $R^2$  линейного тренда с 1979 по 2018 года

## 4.2 Временная структура изменчивости полей дрейфа ледяного по данным спектрального анализа

С помощью унифицированных функций Matlab были рассчитаны значения спектральной плотности дрейфа ледяного покрова в Северном Ледовитом океане в каждой точке сеточной области. Суммарное количество ячеек, в которых были получены значения спектра составило 12559.

Для представления результатов в компактном виде были выделены локальные области в Северном Ледовитом океане, в которых выделялась одна ячейка, отображающая общие закономерности для выбранных областей (рис. 6).

Максимальный пик изменчивости в арктических морях приходится на частоту, соответствующую одному году (рис. 7), т.е. превалирует межгодовая изменчивость в структуре дрейфа ледяного покрова. На частоте 0.034 рад/сут во всех морях наблюдается пик спектральной плотности, соответствующий периоду изменчивости полгода.

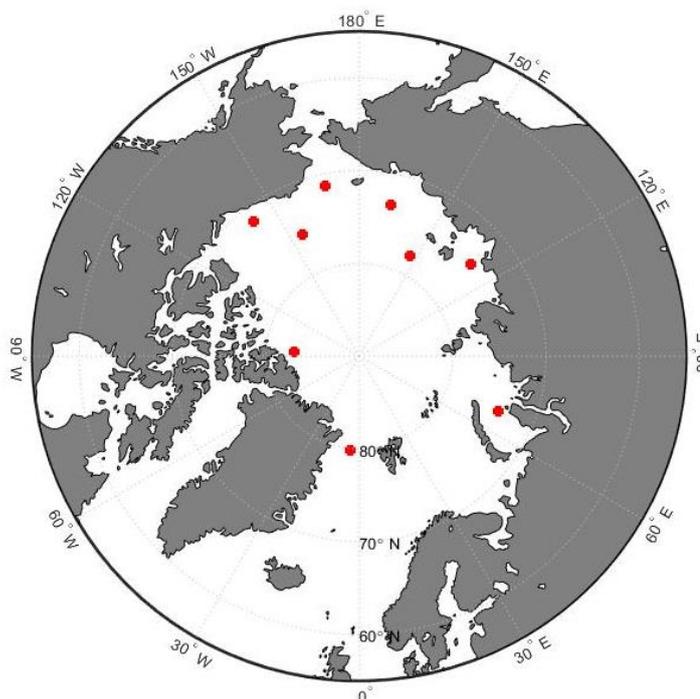
Низкочастотные пики спектральной плотности соответствуют долгопериодным изменениям в структуре дрейфа ледяного покрова в морях Северного Ледовитого океана. Характерные низкочастотные пики указывают на то, что в Карском море существует межгодовая изменчивость с периодом 5.6 лет (рис. 7). Для моря Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского морей характерна изменчивость в 2.8 лет.

Оценки основных энергонесущих периодов представлены для отдельных характерных участков крупномасштабных динамических структур Северного Ледовитого океана: Трансарктического течения и Антициклонического круговорота в море Бофорта. Для Трансарктического течения были выбраны две ячейки сеточной области. В районе Новосибирских островов и в проливе Фрама (рис. 8). Максимальный пик изменчивости, как и в морях здесь приходится на один год, однако в проливе Фрама более выраженная межгодовая изменчивость относительно полученных значений для Трансарктического течения. В структуре изменчивости наблюдается низкочастотный пик, соответствующий 11.2 годам для исследуемых областей.

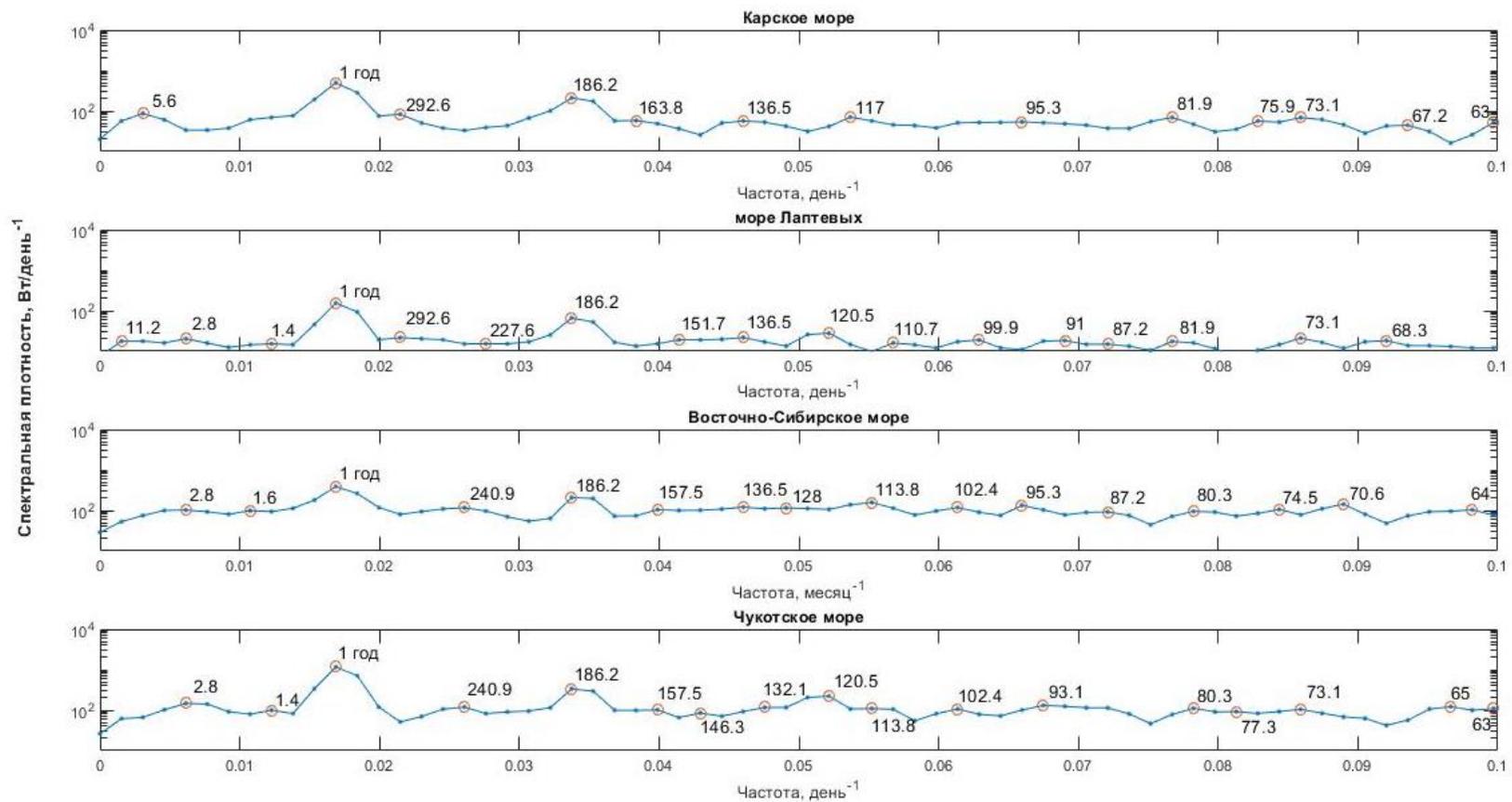
В Антициклоническом круговороте так же было выбрано две ячейки, характеризующие изменения на южной и северной периферии круговорота (рис. 9). Южная периферия является более динамичной относительно северной. Пики изменчивости соответствует году и полугоду для данной области, и полугодовые вариации в дрейфе ледяного покрова превалируют над годовыми. В северной части круговорота полугодовая изменчивость также вносит существенных вклад, однако в данной области больший вклад

оказывает годовая изменчивость. Помимо внутригодовых изменений в Антициклоническом круговороте большое влияние оказывают долгопериодные изменения. Для южной периферии характерным периодом изменчивости является 5.6 лет, а для северной части 11.2 и 2.8 лет.

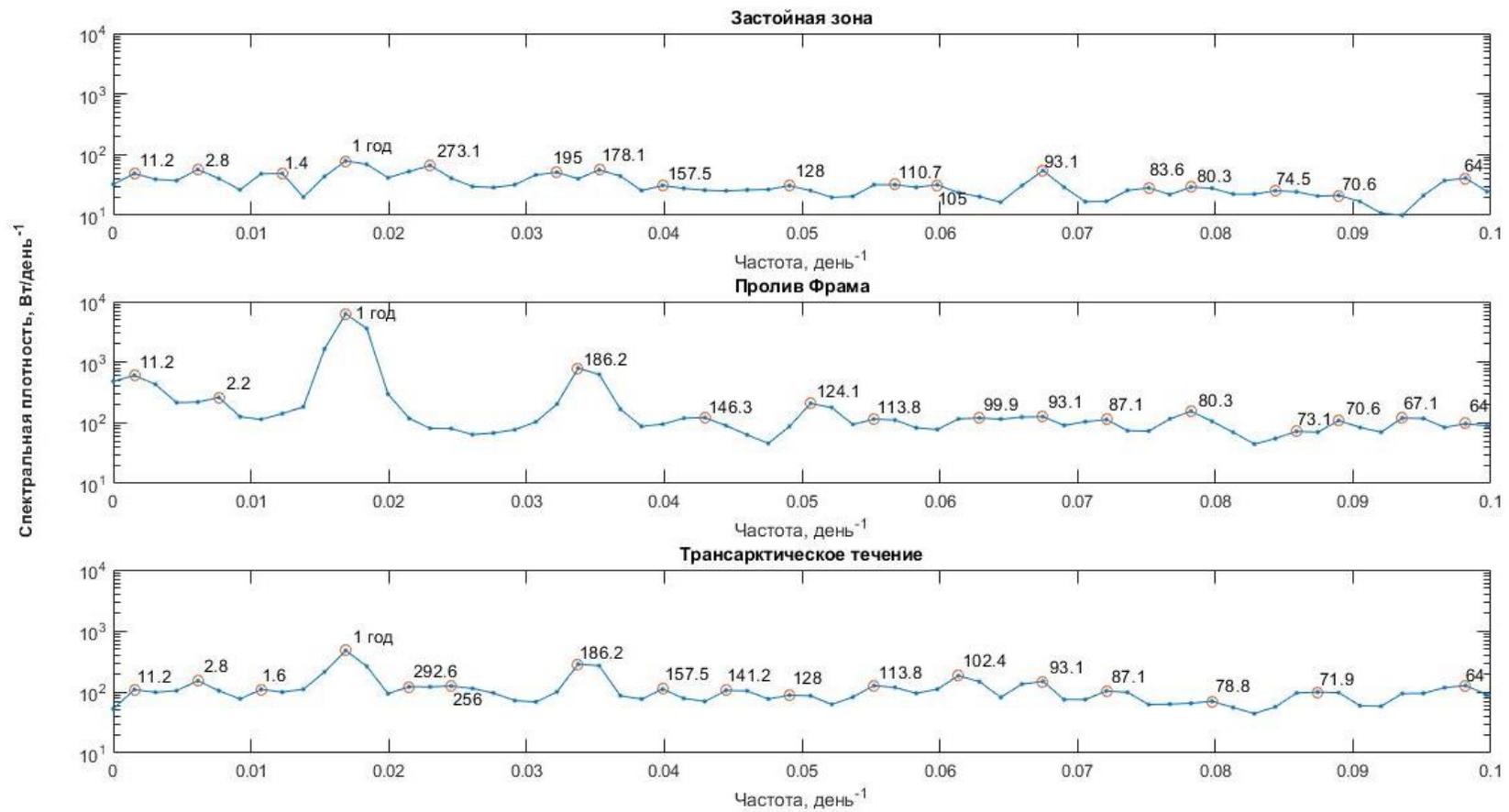
В застойной зоне льдов в районе Канадского архипелага образуются многолетние льды, а скорость дрейфа льда имеет минимальные значения. Согласно полученным результатам по спектральной плотности дрейфа ледяного покрова (рис. 8) большее влияние оказывает период изменчивости 11.2 года. Согласно рисунку, вклад межгодовой и внутригодовой изменчивости находится на одном уровне.



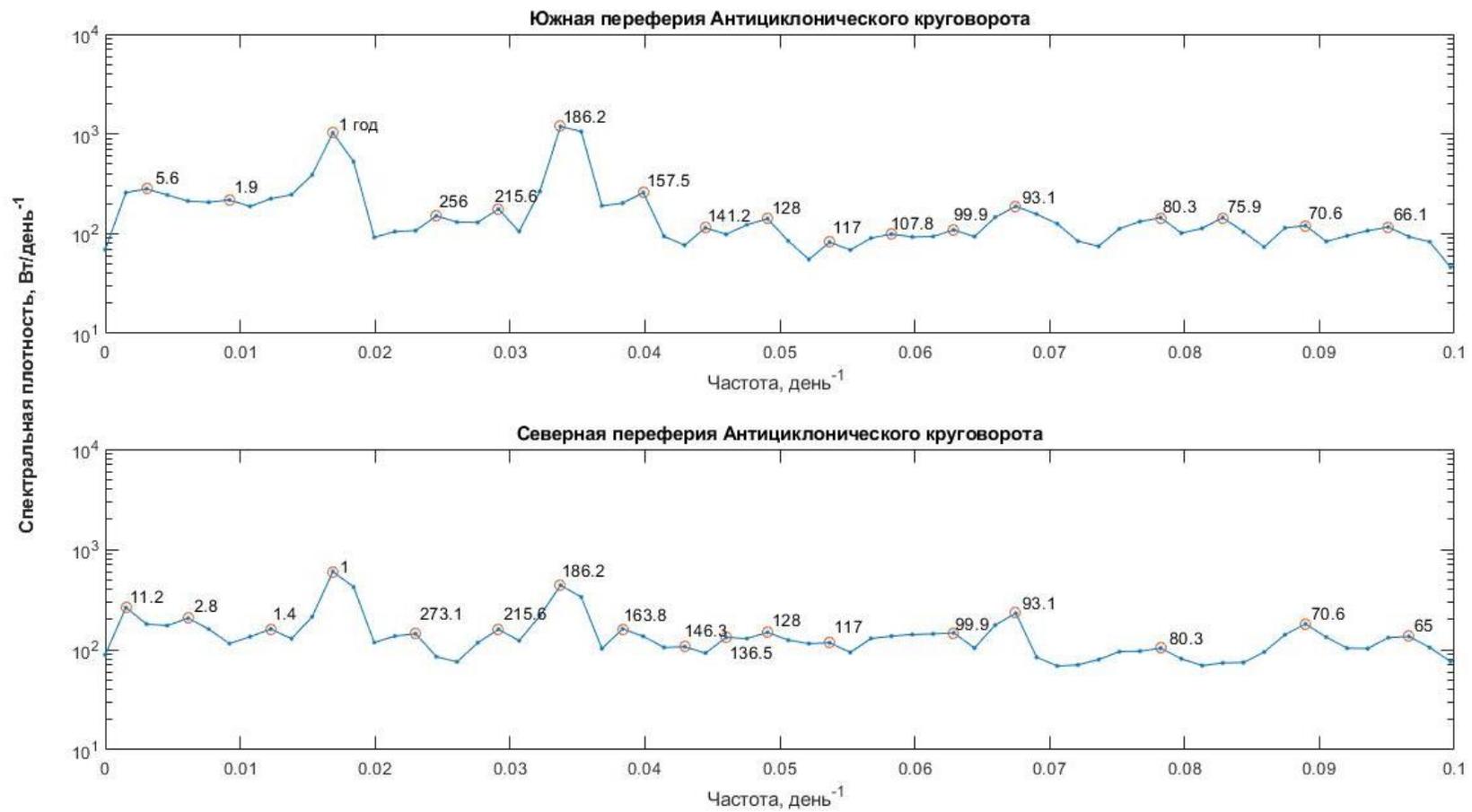
**Рисунок 6.** Местоположения ячеек сетчатой области для визуализации графиков спектральной плотности



**Рисунок 7.** Спектральная плотность векторов дрейфа ледяного покрова в Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском морях (до года подписи даны в днях, а после в годах)



**Рисунок 8.** Спектральная плотность векторов дрейфа ледяного покрова в Трансарктическом течении, проливе Фрама и в Застойной зоне (до года подписи даны в днях, а после в годах)



**Рисунок 9.** Спектральная плотность векторов дрейфа ледяного покрова в Антициклоническом круговороте в море Бофорта для южной и северной периферий (до года подписи даны в днях, а после в годах)

#### 4.3 Временная структура изменчивости полей дрейфа ледяного покрова по данным гармонического анализа

Спектральный анализ показал наличие пиков на годовой и полугодовой частоте (рис. 7-9). На этих частотах могут присутствовать как сезонный метеорологический ход всех гидрометеорологических параметров и его обертоны, так и результат приливного воздействия (волны  $Sa$  и  $Ssa$ ). Для выявления приливной природы изменчивости дрейфа ледяного покрова был применен гармонический анализ приливов для ежедневных данных дрейфа ледяного покрова. В результате расчётов были выделены периоды изменчивости дрейфа льда отождествляемые с долгопериодными приливыми гармониками: солнечные годовая ( $Sa$ ) и полугодовая ( $Ssa$ ) гармоники, лунные месячная ( $Mm$ ) и полумесячная ( $Mf$ ) гармоники, и лунно-солнечная полумесячная ( $MSf$ ) гармоника.

Для анализа используются результаты вычислений за 2007, т.к. в этом году наблюдалась минимальная ледовитость в Северном Ледовитом океане. Шкалы амплитуд и фаз всех выявленных приливных гармоник были оформлены в едином формате для репрезентативной оценки результатов

По распределению значений амплитуд приливного дрейфа волны  $Sa$  (рис. 10) с периодом 365,26 суток в 2007 году выделяются крупномасштабные динамические структуры в Северном Ледовитом океане. Максимальные значения амплитуд до 5 см/сек соответствуют южной периферии Антициклонического круговорота в море Бофорта и в проливе Фрама. По распределению максимальных значений амплитуд приливного дрейфа выделяется область Трансарктического дрейфа со значениями 3-4 см/сек. Минимальное значение амплитуд приливного дрейфа приходится на зону Канадского архипелага, где наблюдается максимальное количество многолетних льдов и минимальная скорость дрейфа ледяного покрова. Интенсификация Трансарктического течения в поле амплитуд свидетельствует о выраженной выносной структуре и уменьшении ледовитости в исследуемый год.

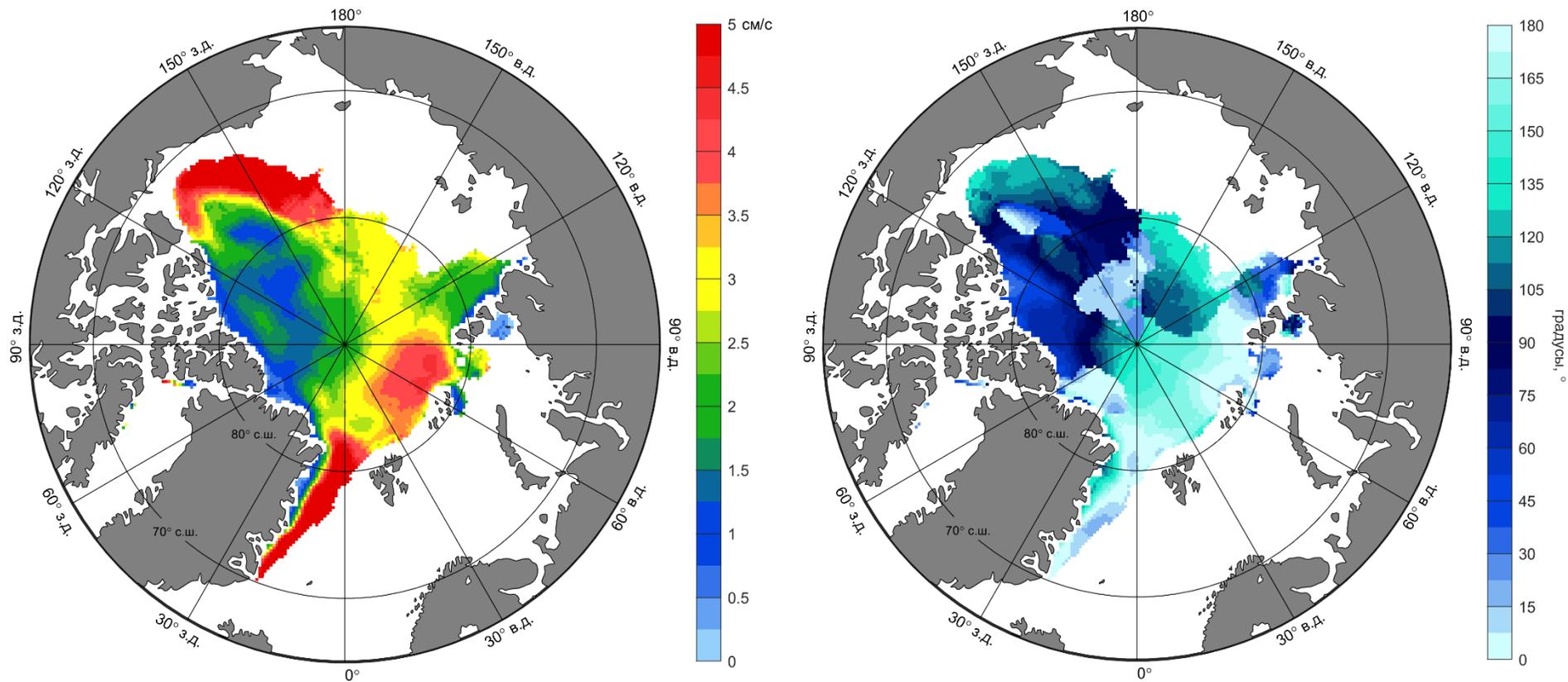
Для выявления межгодовых вариаций в структуре амплитуд и фаз приливного дрейфа в приложении №1 приводятся результаты гармонического анализа приливного дрейфа за 2012 год. Для сравнения с 2007 годом берется 2012 год, т.к. в эти годы в Северном Ледовитом океане наблюдалась минимальная ледовитость.

Аналогичная структура значений амплитуд приливного дрейфа волны  $Sa$  наблюдается в 2012 году (приложение №1). Конфигурация распределения зон с

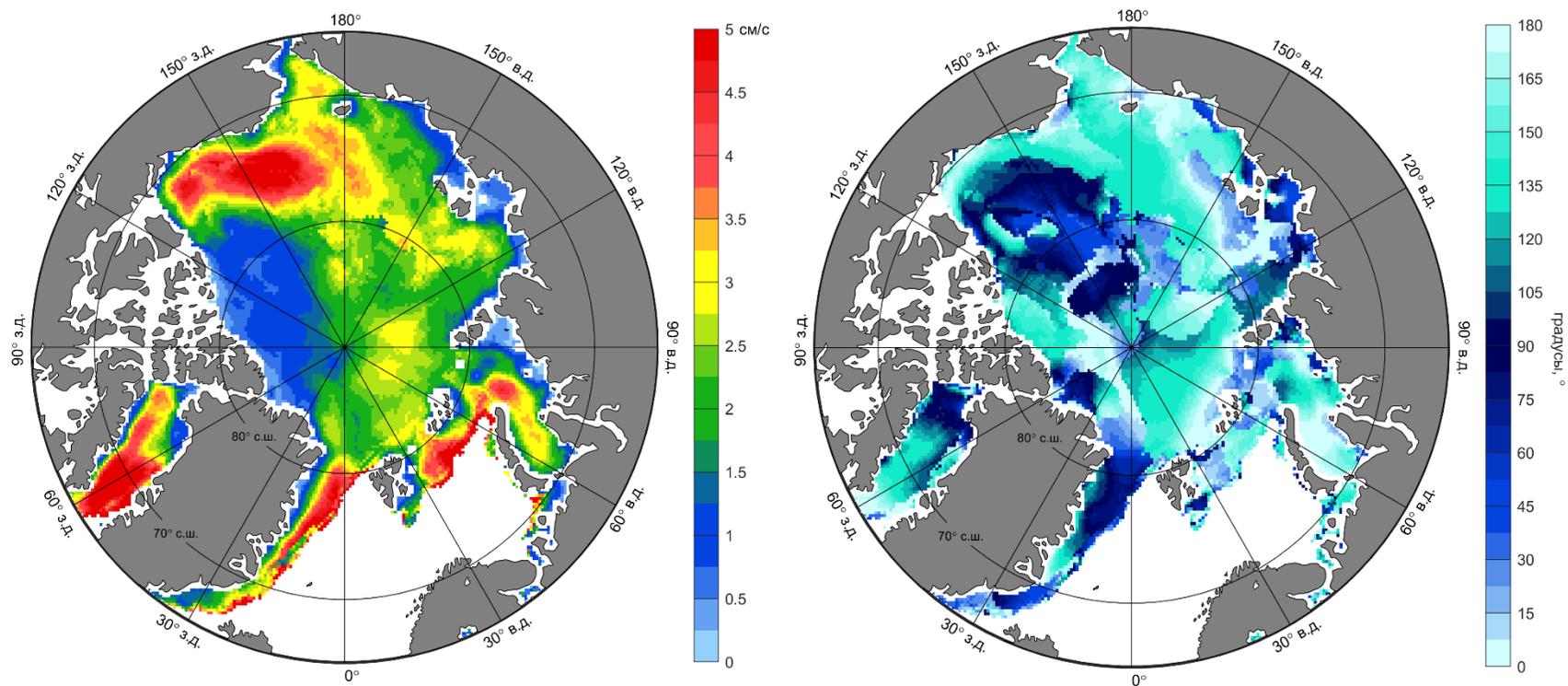
максимальными значениями амплитуд в целом сохраняется, однако область минимальных значений в 2012 более ярко выражена.

Физические механизмы, образующие годовую волну и ее обертоны, в совокупности остаются фиксированными во времени, и поэтому, хотя межгодовые вариации в амплитуде и фазе этой волны сравнительно велики, все же средние оценки по многолетним периодам являются в общем устойчивыми.

Аналогичную структуру пространственного распределения амплитуд и фаз можно отметить для солнечной полугодовой гармонике  $S_{sa}$  (рис. 11). Сезонный ход характеристик ледяного покрова и его дрейфа неразличим по периодам с годовой приливной гармоникой  $S_a$ . Поэтому в оценках амплитуд и фаз сезонного хода дрейфа присутствуют эффекты, связанные с сезонными изменениями гидрометеорологических факторов: плотности воды, колебаний атмосферного давления, изменений ветрового режима и пр. В целом следует рассматривать амплитуды и фазы дрейфа на периодах волн  $S_a$  и  $S_{sa}$  как отклик ледяного покрова на сезонную изменчивость радиационного баланса и всех гидрометеорологических параметров. При этом полугодовая гармоника  $S_{sa}$  описывает асимметричность годового хода, т.е. является обертоном годовой волны  $S_a$ .



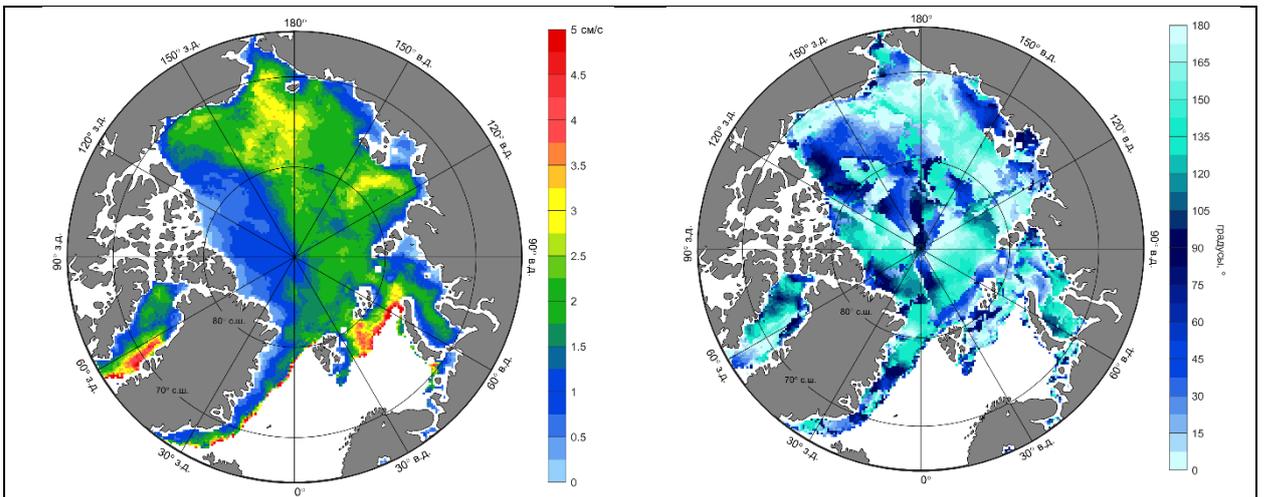
**Рисунок 10.** Амплитуды (слева) и фазы (справа) максимального приливного дрейфа на частоте гармоники Sa за 2007 год.



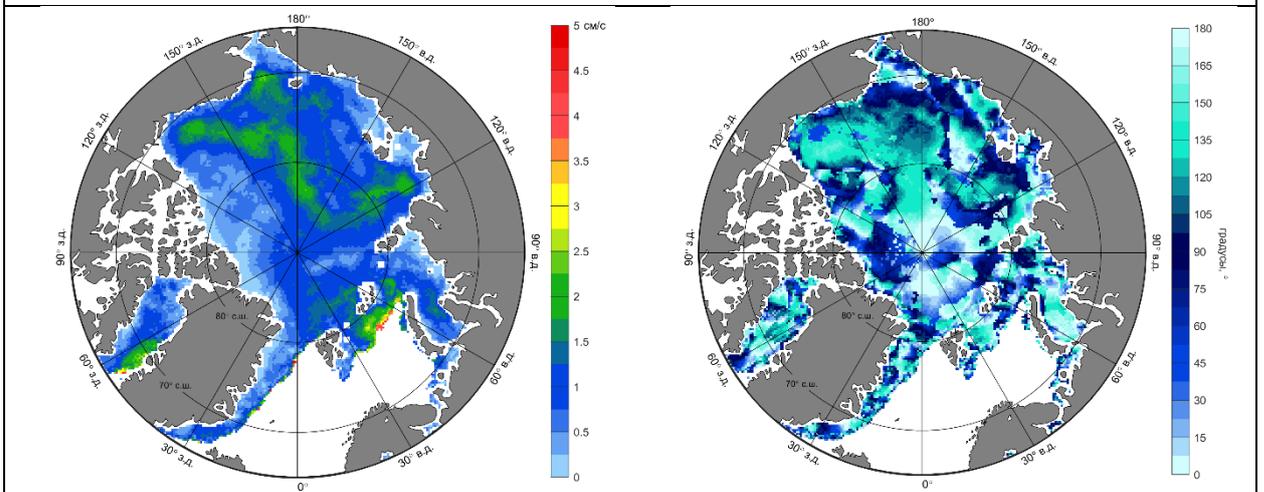
**Рисунок 11.** Амплитуды (слева) и фазы (справа) максимального приливного дрейфа на частоте гармоники Ssa за 2007 год

При расчете месячных и полумесячных гармоник дрейфа помимо межгодовой изменчивости учитывался еще и сезонный ход параметров ледяного покрова. Поле амплитуд максимального приливного дрейфа месячных волн  $Mm$ ,  $Mf$  и  $MSf$  в целом соответствует распределению амплитуд гармоники  $Sa$  (см. рис. 12-14). Помимо этого, увеличенные значения амплитуд дрейфа месячной и полумесячных гармоник при некоторых ледовых условиях отмечаются на шельфе морей российской Арктики. Локальные зоны повышенной амплитуды дрейфа могут соответствовать акватории заприпайных полыней.

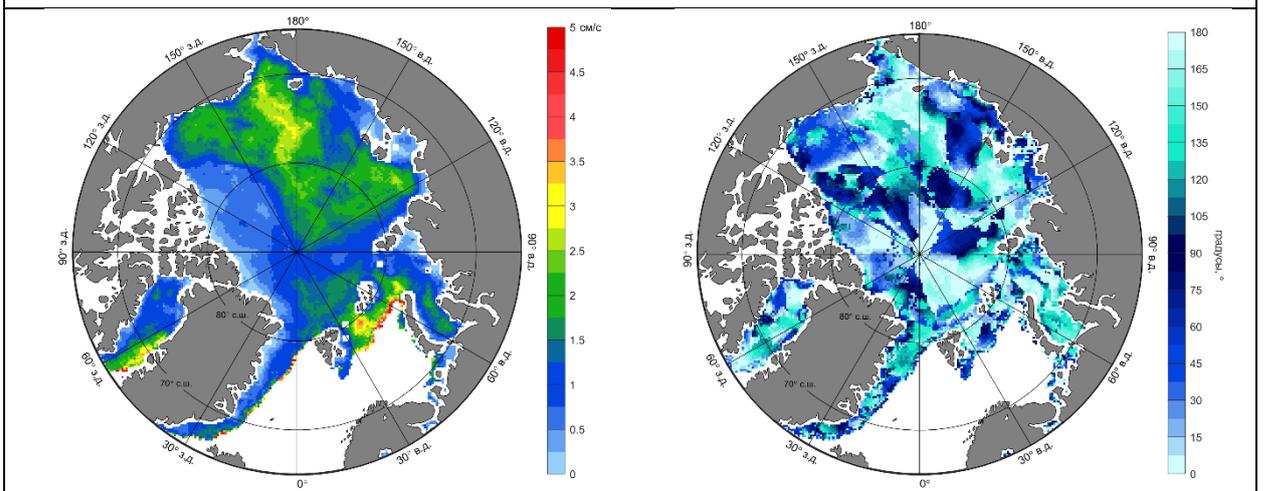
Максимальные значения амплитуд для различных временных периодов изменчивости приливного дрейфа отмечаются на южной периферии Антициклонического круговорота и в стрежне Трансарктического течения, следовательно в Северном Ледовитом океане наблюдается ситуация с ярко выраженным Трансарктическим течением и плохо развитым Антициклоническом круговороте, это приводит к уменьшению площади ледяного покрова, что и наблюдалось в 2007 и 2012 годах.



**Рисунок 12.** Амплитуды (слева) и фазы (справа) максимального приливного дрейфа на частоте гармоники  $M_2$  за 2007 год



**Рисунок 13.** Амплитуды (слева) и фазы (справа) максимального приливного дрейфа на частоте гармоники  $M_4$  за 2007 год



**Рисунок 14.** Амплитуды (слева) и фазы (справа) максимального приливного дрейфа на частоте гармоники  $M_{sf}$  за 2007 год

#### 4.4 Влияние динамических факторов на формирование ледовых условий в Северном Ледовитом океане

По базе данных Sea Ice Trends and Climatologies from SMMR and SSM/I-SSMIS была получена площадь ледяного покрова за сорок лет, оценивался летний (май - сентябрь) и зимний (октябрь - апрель) гидрологические сезоны по-отдельности.

В летние месяцы наблюдается отрицательная тенденция ледовитости в Северном Ледовитом океане (рис. 15), а минимальные значения приходятся на 2007, 2012 и 2016 года, когда площадь льда занимала менее 50% от общей площади акватории, коэффициент детерминации (вклад дисперсии аппроксимирующей функции (в данном случае — линейный тренд) в общую дисперсию) равен 0.49.

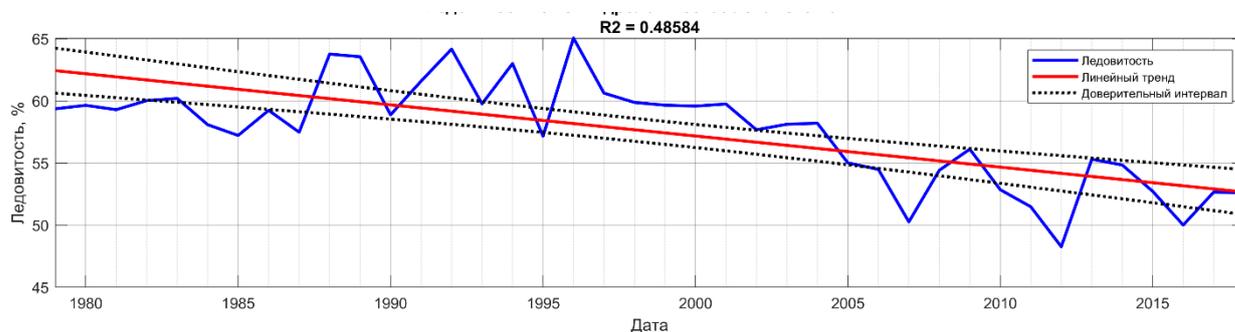
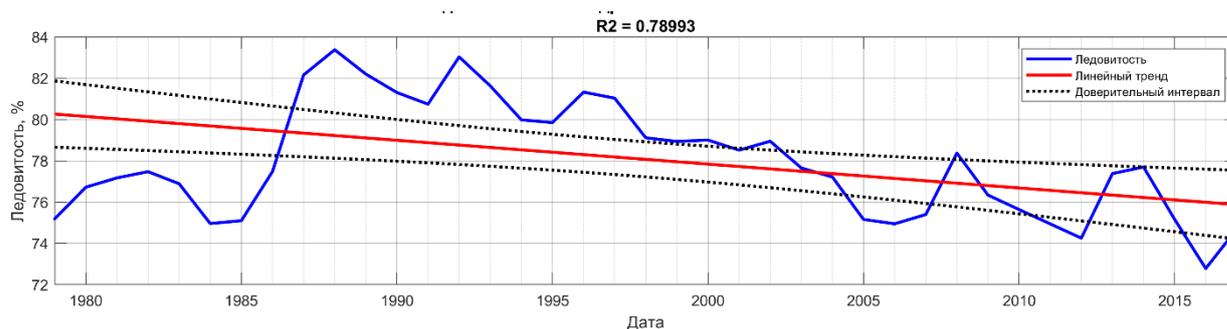


Рисунок 15. Временной ход ледовитости в Северном Ледовитом океане. Гидрологическое лето 1979-2017

Согласно полученным результатам по изменению средней скорости дрейфа ледяного покрова наблюдается повсеместное возрастание значений скорости за исключением застойной зоны у берегов Канадского архипелага. Максимальные изменения скорости до 0.15 см/сек/год отмечаются в Антициклоническом круговороте в море Бофорта и в районе пролива Фрама, что свидетельствует о более интенсивном выносе льдов из Северного Ледовитого океана. При этом изменение направления дрейфа льда в стречне Трансарктического течения происходит против часовой стрелки до 1.5°/год, а в арктических морях и в застойной зоне по часовой стрелке, что говорит о более быстром сбросе льда в Трансарктическое течение, а следовательно лед меньше времени находится в Арктическом бассейне. Тренды скорости и направления дрейфа ледяного покрова подтверждают отрицательный тренд изменения ледовитости в летний гидрологический сезон.

Зимой в Северном Ледовитом океане так же отмечается отрицательный тренд ледовитости, а минимальные показатели соответствуют 2006, 2007, 2012 и 2016 годам (рис. 16), но стоит заметить, что в период с 1984 по 1988 наблюдалось увеличение ледовитости

и в 1988 году был зарегистрирован максимум льда в Северном Ледовитом океане, после этого года наблюдается ярко выраженное уменьшение площади ледяного покрова.



**Рисунок 16.** Временной ход ледовитости в Северном Ледовитом океане. Гидрологическая зима 1979-2017

Для зимнего гидрологического сезона наблюдается аналогичная ситуация, что и для летнего гидрологического сезона, повсеместное увеличение средней скорости дрейфа ледяного покрова. В застойной зоне Арктического архипелага, в Восточно-Сибирском и Чукотском морях наблюдаются локальные области незначительного уменьшения средних скоростей дрейфа.

Направление дрейфа ледяного покрова в арктических морях в диапазоне климатической изменчивости смещается в сторону Арктического бассейна, что увеличивает вынос льдов из акваторий арктических море. Именно изменение направление среднего вектора влияет на изменение ледовитости при уменьшение средней скорости.

Согласно полученным результатам, наблюдается отрицательный тренд ледовитости для летнего и зимнего гидрологического сезонов, при этом скорость дрейфа ледяного покрова увеличивается, т. е. динамические факторы напрямую влияют на ледовитость в Северном Ледовитом океане.

Оценки общих тенденций изменения ледовитости в Северном Ледовитом океане указывают на уменьшение в летний и зимний периоды. В арктических морях наблюдается аналогичный отрицательный тренд ледовитости (рис. 17). Максимальные изменения наблюдаются в Карском море, за период в 30 лет, согласно полученным результатам, количество льда в бассейне уменьшилось на 15%. Соизмеримые потери ледовитости наблюдаются в Чукотском море (до 11%). В Лаптевых и Восточно-Сибирском морях изменения ледовитости незначительны по сравнению с вышеописанными морями.

Ледовитость морей СЛО. Гидрологическая зима 1987-2017 гг.

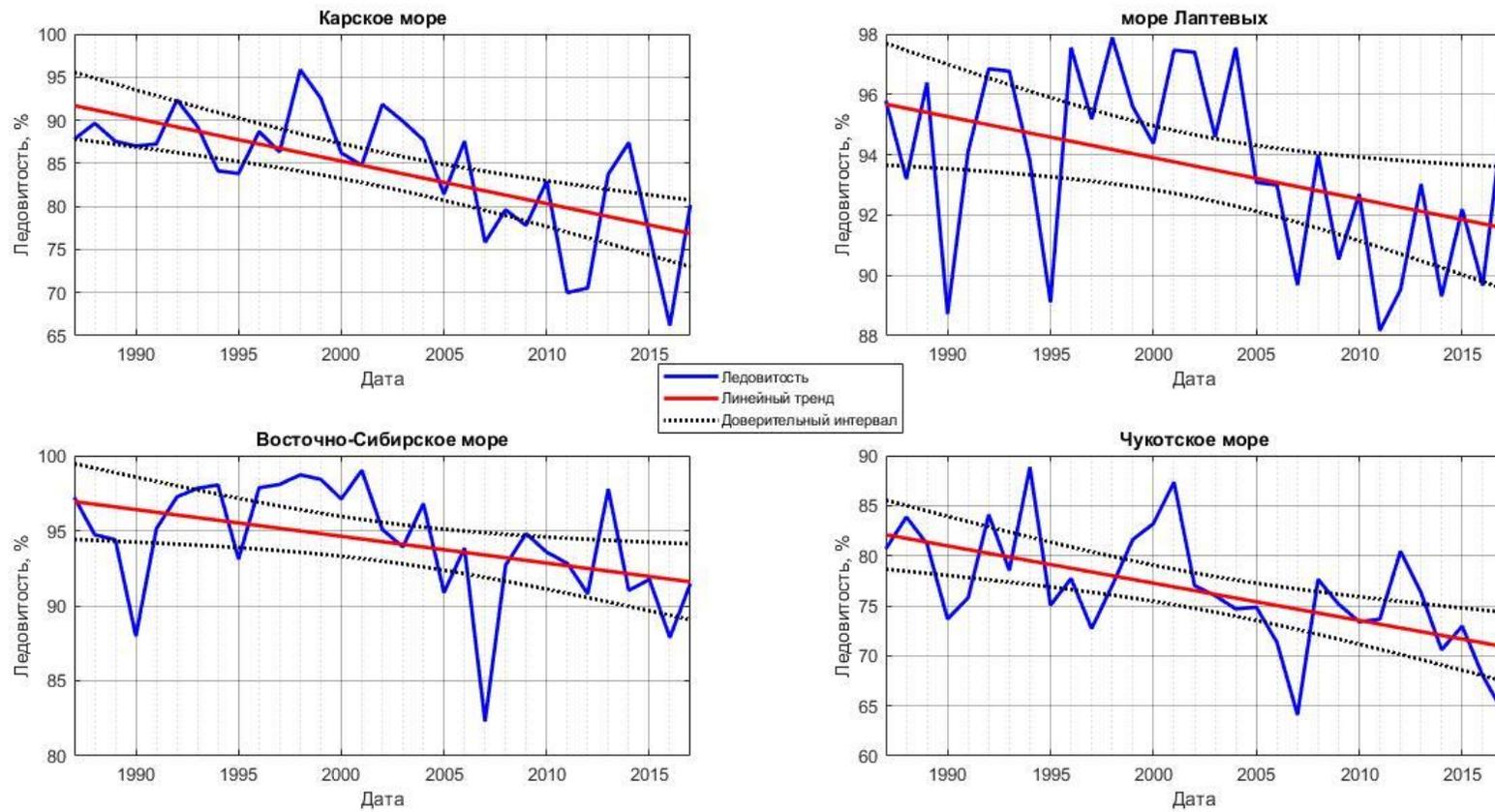


Рисунок 17. Тренды ледовитости в Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском морях

Помимо общего изменения площади льда немаловажно оценить изменение однолетних и многолетних льдов в Северном Ледовитом океане. По базе данных Global Sea Ice Type были получены площадные характеристики льдов разного возраста (рис. 18). Становится очевидно, что площадь однолетних льдов находится в противофазе с многолетними, для первых характерен незначительный отрицательный тренд, для вторых наоборот.

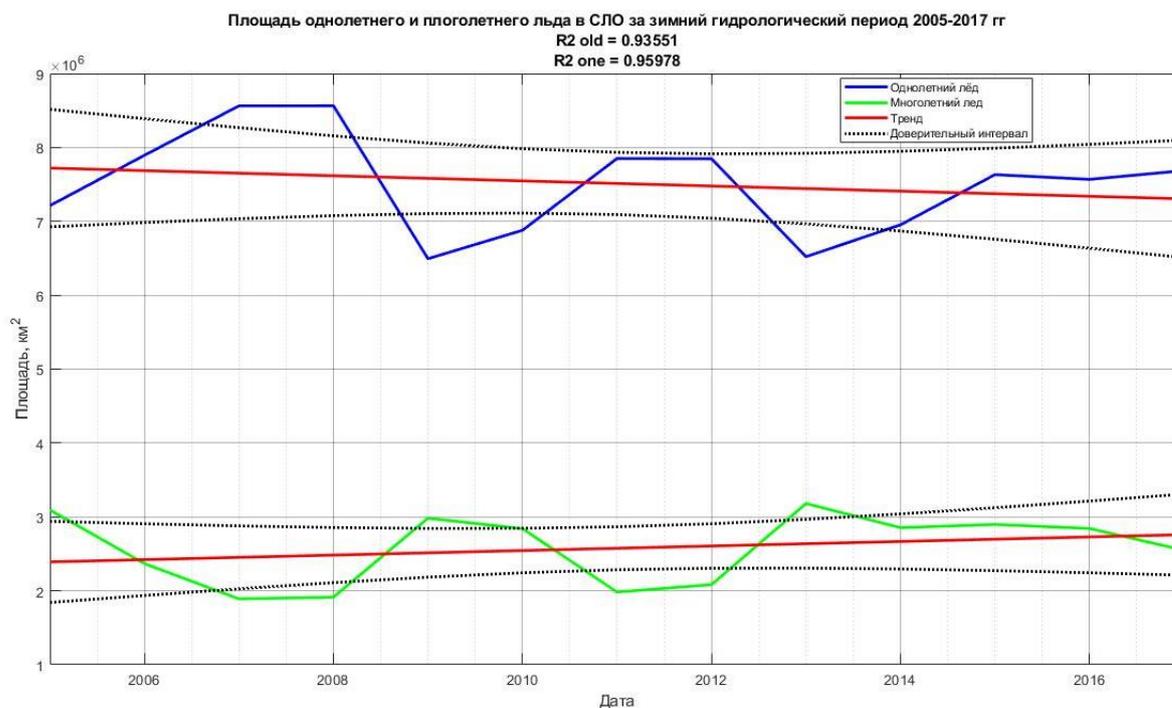


Рисунок 18. Временная изменчивость площади однолетних и многолетних льдов

## Заключение

В результате выполненной работы на основе анализа уникальных баз данных характеристик о полях дрейфа льда в Северном Ледовитом океане с высоким пространственным и временным разрешением Polar Pathfinder были выявлены закономерности климатической изменчивости дрейфа ледяного покрова в Северном Ледовитом океане

В работе был введен новый метод вычисления трендов векторных величин, с использованием ортогональных и коллинеарных составляющих вектора  $\vec{a}$ , разрешенные относительно направления вектора  $\vec{b}$ . На основе предложенного метода были оценены тренды климатической изменчивости дрейфа льда. В результате были выявлены области с характерными изменениями скоростей дрейфа с максимальным увеличением в проливе Фрама и уменьшением возле берегов Канадского Арктического архипелага. Данный метод также позволил определить тенденции изменения направления потоков в поле дрейфа ледяного покрова в Северном Ледовитом океане.

Согласно полученным результатам установлено, что в Северном Ледовитом океане наблюдается увеличение скоростей крупномасштабных структур дрейфа ледяного покрова. Увеличение скорости дрейфа на периферии антициклонального круговорота ведет к более быстрому сбросу льдов в Трансарктическое течение, в котором, в свою очередь, скорости дрейфа также увеличиваются (до 0,32 см/сек/год). Увеличение скорости выноса льда через пролив Фрама в пик количества льда в бассейне достигает 0,52 см/сек/год, т.е. наблюдается тенденция выноса льда из Арктического бассейна и как следствие уменьшение количества льда в акватории, следовательно, можно отметить прямое влияние динамического фактора на изменение количества льда в Северном Ледовитом океане.

Показано также, что средние направления вектора дрейфа ледяного покрова в шельфовых морях России смещаются вправо до 0.8°/год. При таком изменении направления лед с большей вероятностью попадает в Трансарктическое течение, откуда выносятся из Арктического бассейна, а не попадает в антициклональный круговорот у берегов Канадского Арктического архипелага, где в последствии происходит нарастание массы льда. Такие изменения направлений также являются динамической причиной деградации ледяного покрова в Северном Ледовитом океане.

Был применен спектральный анализ векторов и установлено, что основные энергонесущие частоты соответствуют периодам изменчивости год и полгода. Оценены низкочастотные пики спектральной плотности дрейфа ледяного покрова. В результате была

выявлена межгодовая изменчивость в Карском море с периодом 5.6 лет, для Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского морей период составил 2.8 лет. В проливе Фрама более выраженная межгодовая изменчивость относительно полученных значений для Трансарктического течения. В структуре Трансарктического течения наблюдается низкочастотный пик, соответствующий 11.2 годам. В Антициклоническом круговороте в море Бофорта большое влияние оказывают долгопериодные изменения. Для южной периферии круговорота характерный период изменчивости 5.6 лет, а для северной части 11.2 и 2.8 лет.

С помощью гармонического анализа приливного дрейфа были выделены периоды изменчивости дрейфа льда сопоставимые с долгопериодными приливными гармониками: солнечные годовая ( $S_a$ ) и полугодовая ( $S_{sa}$ ) гармоники, лунные месячная ( $M_m$ ) и полумесячная ( $M_f$ ) гармоники, и лунно-солнечная полумесячная ( $MS_f$ ) гармоника. Было установлено, что основные энергонесущие частоты, по результатам спектральной плотности, соответствуют периодам изменчивости год и полгода. Из этого следует, что амплитуды и фазы дрейфа на периодах волн  $S_a$  и  $S_{sa}$  следует рассматривать как отклик ледяного покрова на сезонную изменчивость радиационного баланса и всех гидрометеорологических параметров. При этом полугодовая гармоника  $S_{sa}$  описывает асимметричность годового хода, т.е. является обертоном годовой волны  $S_a$ .

В арктических морях наблюдается отрицательный тренд ледовитости. Максимальные изменения наблюдаются в Карском море: за период в 30 лет, согласно полученным результатам, ледовитость уменьшилась на 15%, при этом наблюдаются значительные изменения в поле скорости: увеличивается скорость выноса льдов в Арктический бассейн. В Восточно-Сибирском море изменения ледовитости незначительны по сравнению с Карским. В поле дрейфа в прибрежных районах отмечается незначительное уменьшение средней скорости, а направление среднего дрейфа отклоняется влево с угловой скоростью  $-0.25$ -  $-1.25$  °/год, что свидетельствует об уменьшении выноса льдов в Арктический бассейн.

Изменчивость поля дрейфа льда напрямую влияет на формирование ледовых условий в Северном Ледовитом океане. За 40-летний период исследований, наблюдается отрицательный тренд ледовитости для летнего и зимнего гидрологического сезонов, при этом скорость дрейфа ледяного покрова увеличивается.

## Список литературы

1. Артамонов Ю.В., Федирко А.В., Скрипалева Е.А. Климатическая изменчивость переносов в верхнем слое Антарктического циркумполярного течения по данным спутниковых и контактных измерений // Исследование Земли из космоса. 2016. №: 1-2. С. 76-89
2. Артамонов Ю.В., Скрипалева Е.А., Федирко А.В. Региональные особенности климатической изменчивости поля температуры на поверхности Черного моря // Метеорология и гидрология. 2017. № 2. С. 56-66
3. Белоненко Т. В., Колдунов А.В. О трендах стерических колебаний уровня в северной Атлантике Исследование Земли из космоса. 2018. № 5. С. 31–40
4. Беляков Л.Н., Волков В.А., Пономарев В.И., Чернышов А.Ф. Особенности межгодовой изменчивости циркуляции вод Арктического бассейна. // Доклады Академии Наук. 1984, т. 276. № 4. С. 946-949.
5. Боков В.Н., Бухановский А.В., Иванов Н.Е., Рожков В.А. Пространственно-временная изменчивость поля ветра в умеренных широтах северного полушария // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2001. Т. 37 №2. С. 170-181.
6. Буйницкий В.Х. Формирование и дрейф ледяного покрова в Арктическом бассейне // Труды дрейфующей экспедиции Главсевморпути на ледокольном пароходе "Г. Седов", 1937-1940 гг. 1951. т. 4. С. 74-179.
7. Волков В.А., Мушта В.А., Демчев Д.М., Коржиков А.Я., Сандвен С. Связь крупномасштабной изменчивости поля дрейфа льда в Северном Ледовитом океане с климатическими изменениями общей ледовитости, происходящими в течение последних десятилетий. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 2. С.50-63.
8. Волков В.А., Мушта А.В., Демчев Д.М. Закономерности изменения крупномасштабной структуры поля дрейфа морского льда в Северном Ледовитом океане (на основе спутниковых данных 1978–2017 гг.) // Доклады Российской Академии наук. 2019. том 488 №4. С. 437-439.
9. Горбунов Ю.А., Лосев С.М., Дымент Л.Н. Дрейф льда в Арктическом бассейне в 2007-2009 гг. М.: Paulsen, 2011. с. 329–337
10. Гордиенко П.А., Карелин Д.Б. Проблемы перемещения и распространения льдов в Арктическом бассейне // Проблемы Арктики. 1945. №3. С. 5-35.
11. Гудкович З.М. Движение льдов Арктического бассейна и окраинных морей Сибирского шельфа, 1974.

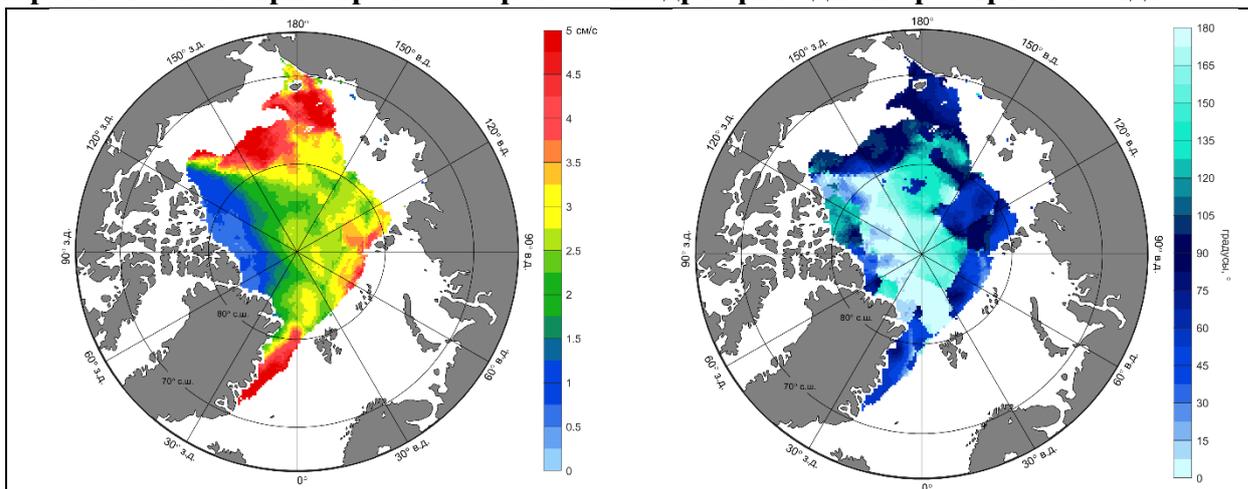
12. Гудкович З.М., Гузенко Р.Б., Карклин В. П., Клячкин С.В. О климатической изменчивости генерального дрейфа льда в Арктическом бассейне // Лед и снег. 2007. № 102. С. 187–191.
13. Гудкович З.М., Доронин Ю.П. Дрейф морских льдов. Спб.: Гидрометеиздат, 2001. 112 с.
14. Демчев Д.М., Волков В. А., Хмелева В.С., Казаков Э. Э. Восстановление полей дрейфа морского льда по последовательным спутниковым радиолокационным изображениям методом прослеживания особых точек // Проблемы Арктики И Антарктики. 2016. № 3 (109). С. 5–19.
15. Зубов Н.Н., Сомов М.М. // Проблемы Арктики. 1940. № 2. С. 51.
16. Иванов Н.Е., Лагун В.Е., Луценко Э.И. Особенности климатического режима станции Русская (западная Антарктида) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. №3 (80). С. 48-71
17. Иванов Н.Е., Макштас А.П., Шутилин С.В., Гунн Р.М. Многолетняя изменчивость характеристик климата района гидрометеорологической обсерватории Тикси // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. №1 (81). С. 24-41
18. Иванов Н.Е., Висневский А.А., Соколов В.Т. Ветровой Дрейф Станции «Северный Полюс-35» // Проблемы Арктики И Антарктики. 2011. № 1 (87). С. 5–21.
19. Клячкин С. В., Гузенко Р. Б., Май Р. И. Численная модель эволюции ледяного покрова арктических морей для оперативного прогнозирования //Лед и снег. 2015. Т. 55. № 3. с. 83-96.
20. Клячкин С.В., Гудкович З.М., Гузенко Р.Б., Май Р.И. Результаты испытания численной модели прогноза распределения льдов в юго-западной части Охотского моря заблаговременностью 1-5 суток // Результаты испытания новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов. 2015. № 42. с. 66-82.
21. Клячкин С.В., Гудкович З.М., Гузенко Р.Б., Май Р.И. Результаты испытания численной модели прогноза распределения льдов в юго-западной части охотского моря заблаговременностью 1-5 суток // Результаты испытания новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов. 2015. № 42. с. 66-82.
22. Клячкин С.В., Гудкович З.М., Гузенко Р.Б., Май Р.И. Численная модель прогноза распределения льдов в юго-западной части Охотского моря заблаговременностью 1-5 суток // Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. 2015. № 353. с. 63-87.

23. Клячкин С.В., Гузенко Р.Б., Май Р.И. Результаты испытаний метода среднесрочного численного прогноза ледовых условий для летнего и зимнего периодов в Баренцевом и Карском морях заблаговременностью 1-7 суток // Результаты испытания новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов. 2017. № 44. с. 89-112.
24. Клячкин С.В., Гузенко Р.Б., Май Р.И. Численная модель эволюции ледяного покрова арктических морей для оперативного прогнозирования // Лед и снег. 2015. Т. 55. № 3. с. 83-96.
25. Клячкин С.В., Гузенко Р.Б., Май Р.И., Саперштейн Е.Б., Сергеева И.А., Ярославцева С.И. Численное моделирование динамики ледяного покрова в районе архипелага Шпицберген // Метеорология и гидрология. 2017. № 9. с. 108-118.
26. Кулаков М.Ю., Макштас А.П., Шутилин С.В. AAARI-IOCM - Совместная Модель Циркуляции Вод И Льдов Северного Ледовитого Океана // Проблемы Арктики И Антарктики. 2012. № 2 (92). с. 6–18.
27. Мельников В.А., Москаленко Л.В., Кузеванова Н.И. Ветровые циклы и климатические тренды Чёрного моря // Труды Государственного океанографического института. Исследования океанов и морей. 2018, Вып. 219. с. 101–123.
28. Трешников А.Ф., Баранов Г.И. Циркуляция вод Арктического бассейна. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 158 с.
29. Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М. Научные исследования в Арктике. Том 2. Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа. СПб.: Наука. 2007. 136 с.
30. Хохлова А.В., Тимофеев А.А. Многолетние изменения ветрового режима в свободной атмосфере над Европейской территорией России // Метеорология и гидрология. 2011. № 4. с. 21–33.
31. Ширшов П.П. // Доклады на общем собрании Академии Наук СССР, 14-17 февраля. М.: Изд-во АН СССР, 1944. с. 110-140.
32. Шокальский Ю.М. // Проблемы Арктики. 1940. № 2 с. 34-38.
33. Шулейкин В. В. Физика моря М. ; Л. : Изд-во АН СССР, 1941. 833 с.
34. Bo J., Yongliang W., Jie D., Rong Z., Yuxin L., Xiaoyong W., Yizhou F. Trends of sea surface wind energy over the South China Sea // Journal of Oceanology and Limnology. 2019. V. 37. № 5. P. 1510-1522. <https://doi.org/10.1007/s00343-019-8307-6>

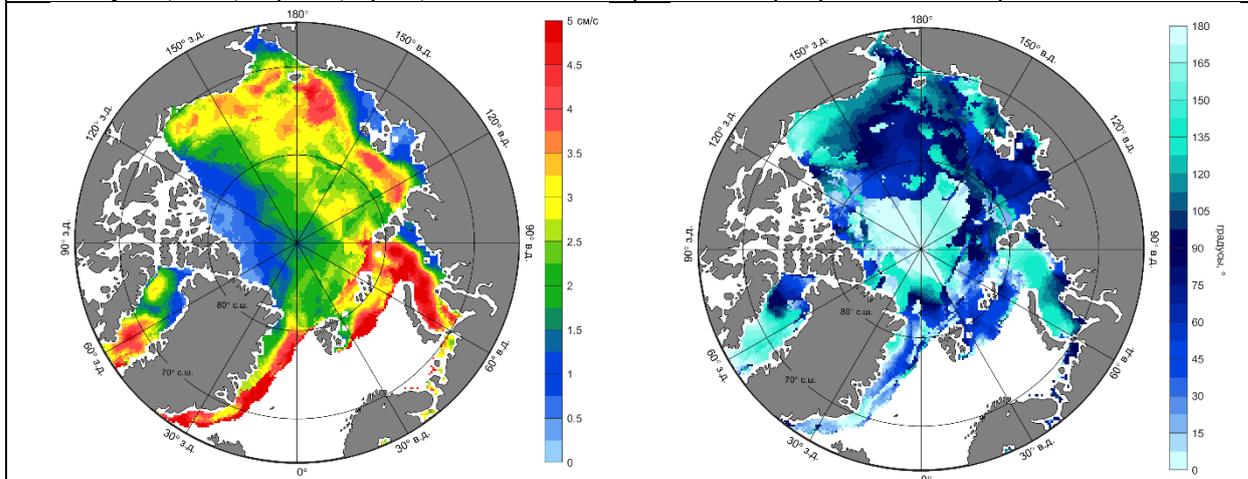
35. Cavalieri D. J., Gloersen P., Campbell W.J. Determination of Sea Ice Parameters with the NIMBUS-7 SMMR // *Journal of Geophysical Research*. 1984. 89(D4): 5355-5369.
36. Comiso, J. C. Characteristics of Arctic Winter Sea Ice from Satellite Multispectral Microwave Observations // *Journal of Geophysical Research*. 1986. 91(C1): 975-994.
37. Dukhovskoy D., Johnson M., Proshutinsky A.Y. Arctic decadal variability from an idealized atmosphere-ice-ocean model: 1. Model description, calibration, and validation // *J. Geophys. Res.* 2006. № 10.1029/2004JC002821 (111, C06028).
38. Fukamachi Y., Mizuta G., Ohshima K., Toyota T., Kimura N., Wakatsuchi M. Sea ice thickness in the southwestern Sea of Okhotsk revealed by a moored ice-profiling sonar // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2006. № C9 (111). C. C09018.
39. Hakkinen S., Mellor G.L. Modeling the seasonal variability of a coupled arctic ice-ocean system // *J. Geophys. Res.* 1992. № C12 (97). p. 20385–20304.
40. Hibler III W.D. A Dynamic Thermodynamic Sea Ice Model // *J. Phys. Oceanogr.* 1979. (9). p. 815–846.
41. Holland P.R., Kwok R. Wind-driven trends in Antarctic sea-ice drift // *Nature Geosci.* 2012. № 12 (5). C. 872–875.
42. Hunke E.C., Dukowich J.K. An Elastic–Viscous–Plastic Model for Sea Ice Dynamics // *J. Phys. Oceanogr.* 1997. p. 1849–1867.
43. Hunke E.C., Lipscomb W.H. CICE: the Los Alamos Sea Ice Model Documentation and Software User’s Manual 2006.
44. Kwok R., Spreen G., Pang S. Arctic sea ice circulation and drift speed: Decadal trends and ocean currents // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2013. № 5 (118). p. 2408–2425/
45. Kwok R., Pang S., Kacimi S. Sea ice drift in the Southern Ocean: Regional patterns, variability, and trends // *Elementa Science of the Anthropocene*. 2017. V. 5: 32. doi: <https://doi.org/10.1525/elementa.226>
46. Leyba, I.M., Solman, S.A. & Saraceno, M. Trends in sea surface temperature and air–sea heat fluxes over the South Atlantic Ocean. *Clim Dyn* 53, 4141–4153 (2019). <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04777-2>
47. Lund, B., Graber C., Persson O., Smith P., Doble M., Thomson M., Wadhams J. Arctic Sea Ice Drift Measured by Shipboard Marine Radar // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2018. V.123. doi:10.1029/2018JC013769.
48. Maslowski W., Lipscomb W.H. High resolution simulations of Arctic sea ice, 1979–1993 2003. № 1 (22). p. 67–74.

49. Pryor S., Barthelmie R., Young D., Takle E., Arritt R., Flory D., Gutowski Jr W., Nunes A., Roads J. Wind speed trends over the contiguous United States // *Journal of Geophysical Research*. 2009. V. 114. D14105. doi:10.1029/2008JD011416
50. Proshutinsky A.Y., Johnson M.A. // *Journal of geophysical research*, 1997. June 15. Vol. 102. № C6. p. 12,493-12, 514.
51. Rozman P. et. al. Validating satellite derived and modelled sea-ice drift in the Laptev Sea with in situ measurements from the winter of 2007/2008 // *Polar Research*. 2011. № 1 (30). p. 7218.
52. Spreen G., Kwok R., Menemenlis D. Trends in Arctic sea ice drift and role of wind forcing: 1992–2009 // *Geophysical Research Letters*. 2011. № 19 (38). p. L19501.
53. Thorndike A.S., Colony R. Sea ice motion in response to geostrophic winds // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1982. № C8 (87). p. 5845–5852.
54. Volkov V.A., Demchev D.M., Ivanov N.E. Application of a vectorial-algebraic method for investigation of spatial-temporal variability of sea ice drift and validation of model calculations in the Arctic Ocean // *Journal of Operational Oceanography*. 2012. № 2 (5). p. 61–71.
55. Ye Y., Shokr M., Heygster G., Spreen G. Improving Multiyear Sea Ice Concentration Estimates with Sea Ice Drift // *Remote Sensing*. 2016. V. 8. D397. doi:10.3390/rs8050397
56. Zehua Z., Haibo B., Ke S., Haijun H., YanxiaL., Liwen Y. Arctic sea ice volume export through the Fram Strait from combined satellite and model data: 1979–2012 // *Acta Oceanologica Sinica*. 2017. V. 36. № 1. P. 44–55. doi: 10.1007/s13131-017-0992-4
57. Zhang Y., Hunke E.C. Recent Arctic change simulated with a coupled ice-ocean model // *J. Geophys. Res.* 2001. № C3 (106). p. 4369–4390.
58. Zhang S., Sheng J., Greatbatch R.J. A coupled ice-ocean modeling study of the northwest Atlantic Ocean, // *J. Geophys. Res.* 2004. № 10.1029/2003JC001924 (109, C04009).

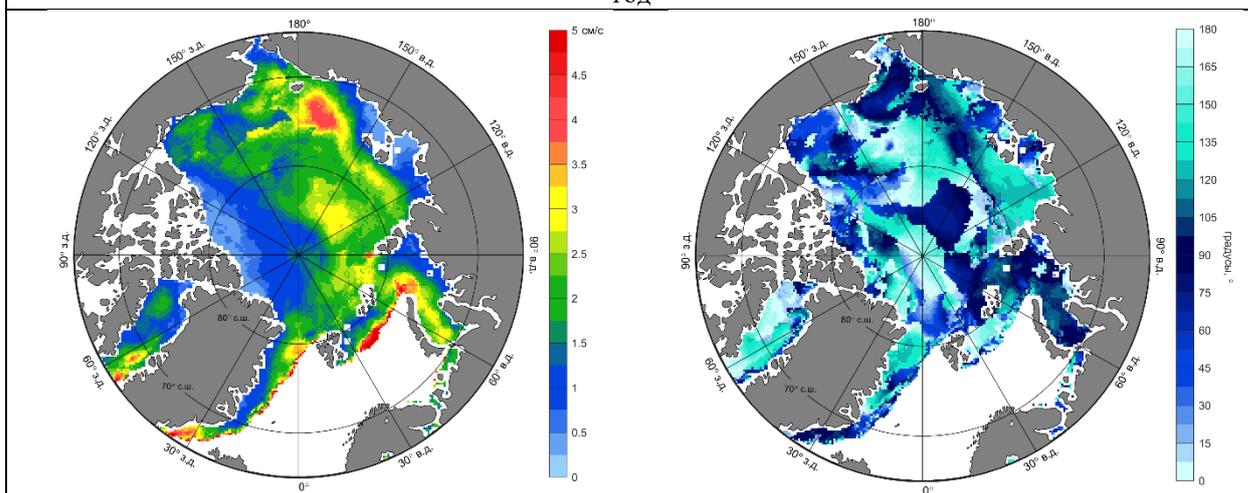
## Приложение 1. Характеристики приливного дрейфа льда на примере 2012 года



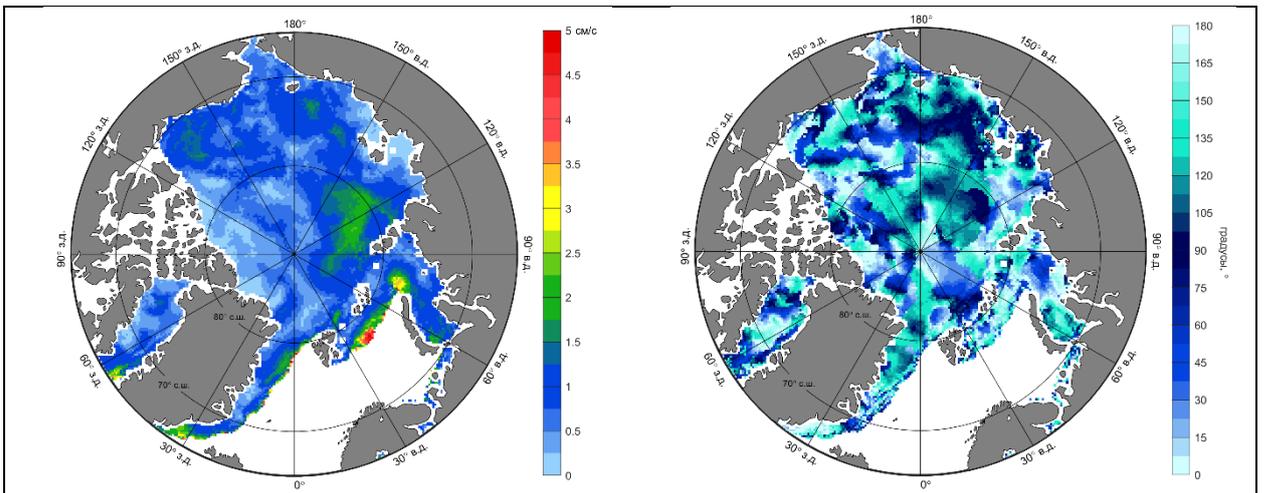
Амплитуды (слева) и фазы (справа) максимального приливного дрейфа на частоте гармоники Sa. 2012 год



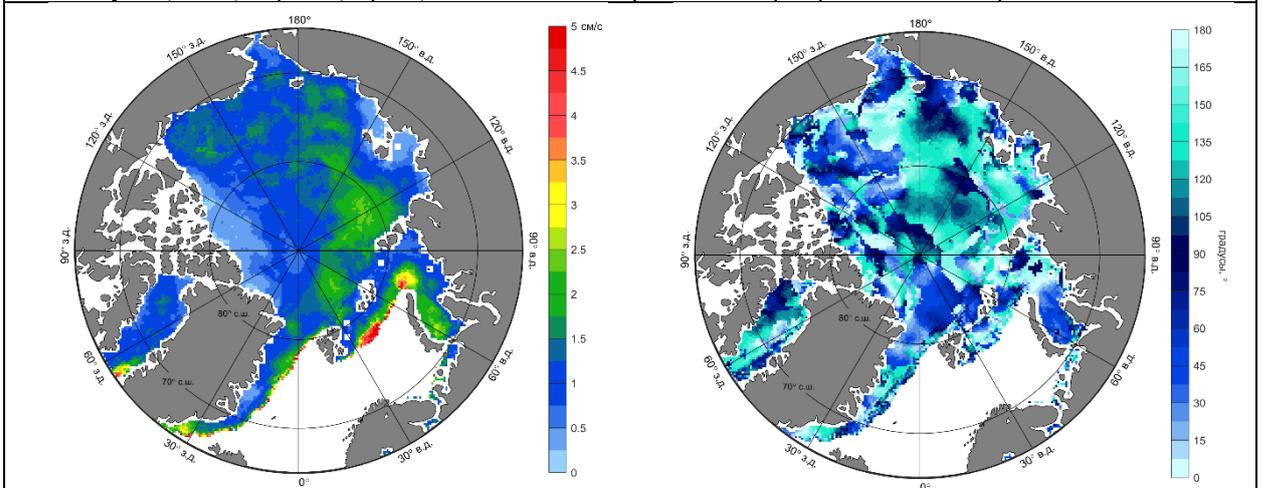
Амплитуды (слева) и фазы (справа) максимального приливного дрейфа на частоте гармоники Ssa за 2012  
ГОД



Амплитуды (слева) и фазы (справа) максимального приливного дрейфа на частоте гармоники MM за 2012  
ГОД



Амплитуды (слева) и фазы (справа) максимального приливного дрейфа на частоте гармоники  $M_f$  2012 год



Амплитуды (слева) и фазы (справа) максимального приливного дрейфа на частоте гармоники  $M_{sf}$  за 2012 год