

**СВЯЗЬ КРУПНОМАСШТАБНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ
ПОЛЯ ДРЕЙФА ЛЬДА В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ
С КЛИМАТИЧЕСКИМИ ИЗМЕНЕНИЯМИ
ОБЩЕЙ ЛЕДОВИТОСТИ, ПРОИСХОДЯЩИМИ
В ТЕЧЕНИЕ ПОСЛЕДНИХ ДЕСЯТИЛЕТИЙ**

*канд. геогр. наук В.А. ВОЛКОВ¹, мл. науч. сотр. А.В. МУШТА^{1,3},
науч. сотр. Д.М. ДЕМЧЕВ^{1,2}, канд. геогр. наук А.Я. КОРЖИКОВ²,
д-р философии С. САНДВЕН⁴*

¹ — Научный фонд «Международный центр по окружающей среде и дистанционному зондированию им. Хансена», Санкт-Петербург, e-mail: adm@niersc.spb.ru

² — ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: aaricoor@aari.ru

³ — Санкт-Петербургский государственный университет

⁴ — Центр по окружающей среде и дистанционному зондированию им. Хансена, Берген, Норвегия, e-mail: adm@niersc.no

Рассматривается связь крупномасштабной изменчивости поля дрейфа льда в Северном Ледовитом океане с климатическими изменениями общей ледовитости, происходящими в течение последних десятилетий, на основе уникального массива данных ежедневных полей дрейфа, полученных в результате анализа данных дистанционного зондирования Земли. Анализ векторных полей дрейфа морского льда выполняется с использованием векторно-алгебраического метода, который позволяет существенно сжимать исходную информацию и описывать векторные поля ограниченным набором скалярных параметров. Совместный анализ изменчивости полей дрейфа и изменений типа атмосферной циркуляции выполнялся в рамках классификации крупномасштабных атмосферных процессов в Арктике Вангенгейма–Гирса–Дыдиной. Показано, что преобладающий в настоящее время тип циркуляции (Б) способствует созданию условий для нарастания льда.

Ключевые слова: Арктика, Северный Ледовитый океан, дрейф льда, дистанционное зондирование, межгодовая изменчивость.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Проблема глобального потепления и его последствий, выражающихся, в частности, в сокращении площади многолетних морских льдов в Северном Ледовитом океане (СЛО), весьма широко обсуждается учеными. Последние десятилетия площадь арктических льдов сокращалась до рекордно малых значений. Практически стало нормой почти полное очищение ото льда морей сибирского шельфа. Причиной потепления многие исследователи считают усиление влияния «парникового эффекта». Однако, если учесть тот факт, что глобальные потепления и похолодания наблюдались на протяжении веков неоднократно, существуют и другие факторы, влияющие на из-

менение климата на Земле. Одним из определяющих факторов является температура поверхности океанов, а она, по данным исследователей, также неуклонно росла за последние сто лет. Несмотря на то, что температура поверхности океана возрастала почти по линейному тренду, ледовитость в Арктическом бассейне (АБ) испытывала существенные колебания: в начале XX в. наблюдалась высокая ледовитость, в 1940-х гг. ледовитость существенно уменьшилась, затем, к концу 1980-х гг. вновь возросла до максимальных значений. По всей видимости, на колебания ледовитости оказывает влияние и циркуляция атмосферы, которая определяет динамику перемещения воздушных масс между северными и южными широтами, и другие естественные причины (Захаров, 1996; Фролов, 2007; Фролов, 2010; Vinje, 2001).

Разработчики моделей часто сопоставляют свои результаты с линейным трендом ледовитости. Однако подход, при котором тенденция климатических изменений морского ледяного покрова в Арктике оценивается только по изменению его площади или толщины, нельзя считать исчерпывающим, поскольку ледяной покров в СЛО не является однородным, в разных частях океана отмечены особые условия формирования ледяного покрова и разная временная структура его изменчивости (Беляков, 1984; Фролов, 2007; Volkov, 2002). Таким образом, при анализе изменчивости ледяного покрова необходимо учитывать не только общую ледовитость (площадь, занимаемая льдами), но и географическое расположение «шапки» морских льдов в Арктическом бассейне, конфигурацию ареала морского льда, соотношение между площадями льдов разного возраста, состояние и конфигурацию полей и зон торошения в том или ином районе и пр.

Известно, например, что одной из главных черт крупномасштабной структуры ледяного покрова в Арктическом бассейне является наличие в океане нескольких так называемых ледяных массивов, существование и изменчивость которых обеспечиваются комплексом географических и метеорологических факторов. Ледяной массив, согласно международной номенклатуре морских льдов, — это «скопление сплоченных морских льдов, занимающее сотни квадратных километров, сохраняющееся летом в одном и том же районе» (Международная символика..., 1984, с. 26). Ледяные массивы обычно характеризуют летний гидрологический ледовый режим. В морском покрове Арктического бассейна можно выделить два океанических массива многолетних льдов, состоящих из льдов двух- и трехлетнего возраста — Канадский, прилегающий к Канадскому Арктическому архипелагу и морю Бофорта, и Приатлантический, менее мощный. Льды второго массива формируются в окраинных морях — Карском и Лаптевых и выносятся через центральную часть океана в Гренландское море. Пограничной зоной между основными океаническими массивами служит зона хребта Ломоносова. Выделяются также пять отрогов океанических ледяных массивов (Шпицбергенский, Карский, Таймырский, Айонский и Чукотский), три локальных массива дрейфующих льдов (Новоземельский, Врангелевский, Анадырский) и три локальных массива припайных льдов (Североземельский, Янский и Новосибирский) (Советская Арктика, 1970). Состояние этих массивов в летний гидрологический сезон и их изменчивость могут характеризовать как в целом ледовые условия в текущий момент, так и, что весьма важно, тенденции изменчивости ледяного покрова в Арктике, независимо от тех или иных изменений общей площади, занимаемой льдами. Например, хорошо выраженные Таймырский и Чукотский океанические массивы свидетельствуют об ослабленном выносе льдов из морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, следствием

чего может явиться увеличение ледовитости и толщины льда в океане в целом. Выполнение анализа ледовой обстановки в летний период в рамках и терминах концепции ледяных массивов позволяет наиболее точно характеризовать состояние ледяного покрова и описывать тенденции его изменения.

Ветровой режим и морские течения, особенно в зимний и весенний период, в значительной степени оказывают влияние на распределение морского льда, образование зон торошения, трещин и разводьев, в которых образуются льды начальных видов и молодые льды, и, таким образом, закономерности распределения молодых льдов могут содержать информацию о структуре поверхностных течений (Бородачев, 1998; Volkov, 2002). Например, в Карском море нарушение зональности в распределении молодых льдов может определяться влиянием холодных и теплых течений таким образом, что языки молодых льдов, направленные на юг, могут свидетельствовать о влиянии холодных и менее соленых вод, приносимых с севера, и наоборот — направленные на север — связаны с распространением более теплых и соленых вод из южных частей моря. Следовательно, не только термические, но и динамические процессы в океане находят отражение в пространственной структуре ледяного покрова.

Если бы ледяной покров арктических морей был неподвижен, то распределение толщины льда к концу зимы определялось бы только термическими факторами — значениями температуры воздуха, теплосодержанием вод, условиями теплообмена между атмосферой и океаном. Движение льда существенно изменяет распределение толщины ледяного покрова и всю его мезо- и макроструктуру (Гудкович, 2001). Дрейф льда можно отнести к так называемым «азональным» факторам (Бородачев, 1998; Volkov, 2002) формирования структуры ледяного покрова в арктических морях. В результате движения льда образуются разрежения, иногда устойчивые — полыньи, в которых продуктивность ледообразования очень высока.

Водообмен и пресноводный сток могут существенно влиять на ледовый режим. Значительное опреснение поверхностного слоя меняет физику замерзания и нарастания ледяного покрова, а ослабление выноса льдов через пролив Фрама создает более благоприятные условия для формирования многолетних льдов, увеличивая время пребывания льдин в АБ, так как величина нарастания льда находится в прямой зависимости от числа градусо-дней мороза, т.е. от суровости зим и времени пребывания льда в условиях отрицательных температур воздуха и воды.

Как известно, главными элементами крупномасштабной структуры циркуляции вод и льдов в СЛО является Антициклональный круговорот (АЦК) над Канадской котловиной в Американо-Азиатской части АБ и Трансарктическое течение (ТАТ) — в Евразийской части, которое иногда может приобретать характер циклонической, почти замкнутой структуры.

Ранее на основании анализа данных наблюдений было показано, что колебания ледовитости имеют полициклическую структуру (Фролов, 2007), а в динамике главных элементов циркуляции вод и льдов — Трансарктического течения и Антициклонального круговорота — существуют временные циклы, но с преобладанием разных частот в Евразийской и Американо-Азиатской частях АБ (Беляков, 1984). Изменчивость полей атмосферного давления и ветра над океаном приводит к формированию разных типов поверхностной циркуляции вод и льдов — с развитыми или ослабленными Антициклоническим круговоротом или Трансарктическим течением (Гудкович, 1961; Proshutinsky, 1997). Асинхронная изменчивость интенсивности этих крупномасштабных структур

может приводить к формированию аномалий в полях дрейфа, при которых условия формирования многолетних льдов могут изменяться. Например, при ослабленном Антициклональном круговороте, занимающем относительно большую площадь, и ослаблении выноса льдов с Трансарктическим течением время пребывания льда в центральных районах увеличивается и создаются условия для нарастания толщины льда и увеличения его площади. Безусловно, реакция изменений ледовитости на вынос льдов через пролив Фрама, например не может быть мгновенной, существуют временные сдвиги. На основании расчетов установлено, например (Фролов, 2007), что временной сдвиг между пиком выноса льдов через пролив Фрама и максимумом ледовитости в арктических морях может составлять от 4 до 6 лет.

Исходя из сказанного, можно заключить, что изменчивость поля дрейфа льда, формирующаяся под действием глобальной циркуляции атмосферы, играет важнейшую роль в формировании условий, определяющих изменение как площади многолетних льдов, так и средней толщины льдов в СЛО.

Для проверки изложенной выше концепции авторы предприняли попытку проанализировать многолетние изменения полей дрейфа, полученных на основании современных наблюдений из космоса и последующих расчетов, и оценить взаимосвязь изменений полей дрейфа с климатическими изменениями ледяного покрова в течение последних десятилетий.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

В последние десятилетия прошлого века появилась возможность получать подробные данные о дрейфе морского льда благодаря развитию методов спутникового дистанционного зондирования. В интернете размещены и доступны для анализа несколько баз данных, описывающих крупномасштабные поля дрейфа морского льда в Северном Ледовитом океане.

В качестве исходных данных в данном исследовании были использованы базы данных по дрейфу IFREMER (URL: <http://cersat.ifremer.fr/data/>) и Pathfinder (Fowler, 2003; Fowler, 2013).

Для периода с 1991 по 2001 г. нами использовались массивы данных о дрейфе института IFREMER (Франция), полученные на основе данных спутниковых пассивных микроволновых радиометров SSM/I. Данные представлены в узлах регулярной сетки 62×62 км. С 2002 г. по настоящее время имеются данные более высокого разрешения на основе обработки информации с датчиков AMSR/E-1,2. Обе базы данных доступны через интернет. Векторные поля дрейфа представлены в узлах регулярной сетки с шагом 32,5 км по всей акватории СЛО, где в зимнее время присутствовал морской лед. Оценки точности таких полей, выполненные разработчиками, показывают, что этот набор данных позволяет адекватно оценивать динамику льдов в АБ. В среднем точность данных по модулю скорости составляет $2,60 \pm 0,08$ см/с (при сравнении с данными буев на трехдневном интервале), среднее расхождение направления дрейфа составляет $0,9 \pm 1,5^\circ$.

Другая версия глобального климатического массива полей дрейфа льдов — Pathfinder — содержит интегрированные данные обработки информации приборов видимого и инфракрасного диапазонов (AVHRR, SMMR, SSMI) с различных спутников: Aqua, POES, NIMBUS-7, DMSP F8 – F17 с 1979 г. по настоящее время, а также данные, получаемые в рамках международной программы дрейфующих арктических буев (IAPB) для зимнего и летнего гидрологического сезонов. Пространственное по-

крытие данных о дрейфе для Северного полушария составляет $48,4\text{--}90^\circ$ с.ш., данные интерполированы в регулярную сетку с шагом 25 км.

В статье рассматривается изменчивость полей дрейфа на основе данных как первой, так и второй базы данных, в зависимости от задач анализа.

Основная проблема в работе с этими данными заключается в необходимости переработки большого количества информации и в том, что эти данные являются векторами, что требует применения специальных методов. Для сжатия информации мы использовали концепцию векторно-алгебраического подхода, впервые предложенную в (Бельшев, 1983) и адаптированную к анализу полей дрейфа морского льда (Volkov, 2012).

МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

Дрейф льда (как и течения, и ветер) часто рассматривается как векторный вероятностный процесс и описывается набором двумерных векторов с определенным временным шагом, и основополагающим вопросом при выборе методологии анализа дрейфа льда или других векторных рядов является выбор математической модели вектора.

Часто в прикладных исследованиях используется представление вектора в виде компонентов — проекций на ортогональные оси, в виде комплексного числа, а также в виде вектора перемещения, имеющего модуль и направление и складывающегося с подобными себе векторами по правилу параллелограмма. Поскольку дрейф (или течение, ветер) — это поступательное движение масс льда (воды, воздуха), то подход к анализу таких процессов через вектор перемещения и метод анализа, базирующийся на законах векторной алгебры, оказывается наиболее аргументированным. Не останавливаясь детально на сравнении перечисленных выше подходов в представлении векторов, отошлем читателя к работе (Бельшев, 1981), в которой было убедительно показано, что при использовании покомпонентного, комплекснозначного представления векторов или применении для анализа векторных процессов метода вращательных компонентов возможно получение иллюзорных, неадекватных представлений об изучаемом природном процессе. Лишь векторно-алгебраический метод дает при анализе натуральных данных физически обоснованные выводы, поскольку строго учитывает векторный характер процесса и представляет результаты анализа временных рядов компактным набором скалярных характеристик в инвариантной форме, т.е. не зависящей от выбора системы координат. Таким образом, для анализа изменчивости полей дрейфа льда в данном случае был выбран векторно-алгебраический метод как математически наиболее обоснованный. Следует отметить, что в настоящее время эта методика имеет статус стандартного метода в рамках российской Единой системы информации о Мировом океане — ЕСИМО (URL: <http://portal.esimo.ru/portal>). Более подробное описание этого подхода и примеров применения можно найти также в (Бельшев, 1983; Методическое письмо..., 1984; Volkov, 2012).

Для описания рядов скоростей дрейфа как случайного двумерного векторного процесса в рамках векторно-алгебраического подхода, учитывающего совокупные эффекты изменчивости модуля и направления и основанного на модели евклидова вектора с модулем V , направлением φ и с декартовыми проекциями V_x, V_y , для которого определены сложение по правилу параллелограмма, скалярное, векторное и тензорное умножение и правила преобразования координат при развороте исходной системы отсчета, был рассчитаны инвариантные параметры и некоторые их производные.

В данной работе в качестве основных вероятностных характеристик векторного процесса применялся ограниченный набор параметров.

Математическое ожидание $\vec{m}_{\vec{v}}$ двухмерного векторного процесса $\vec{V}(t)$, определяемое как плоский вектор:

$$\vec{m}_{\vec{v}} \equiv M \{ \vec{V}(t) \} = m_{v_1}(t) \vec{e}_1 + m_{v_2}(t) \vec{e}_2, \quad (1)$$

где $\dot{\{ \}} \{ () \}$ — оператор математического ожидания, m_{v_1} и m_{v_2} — математическое ожидание проекций векторов скорости течения на меридиан и параллель соответственно; \vec{e}_1 и \vec{e}_2 — единичные базисные векторы (орты).

Дисперсия — как симметричный тензор:

$$D_{\vec{v}}(t) = D_{\vec{V}(t)} = \begin{pmatrix} D_{v_1 v_1} & D_{v_1 v_2} \\ D_{v_2 v_1} & D_{v_2 v_2} \end{pmatrix}, \quad (2)$$

где $\vec{V}(t) = \vec{V}(t) - \vec{m}_{\vec{v}}(t)$ — центрированный векторный процесс.

Для удобства интерпретации и геометрического представления диадный тензор целесообразно записать через его инварианты $\lambda_{1,2}$ и базис $\{ \vec{e}_1^{(D)}, \vec{e}_2^{(D)} \}$ в виде

$$D_{\vec{v}} = \lambda_1^{(D)} (e_1^{(D)} \otimes e_1^{(D)}) + \lambda_2^{(D)} (e_2^{(D)} \otimes e_2^{(D)}) = \begin{pmatrix} \lambda_1^{(D)} & 0 \\ 0 & \lambda_2^{(D)} \end{pmatrix}. \quad (3)$$

Базисные орты \vec{e}_i в формуле (3) имеют, как правило, различную ориентацию. Чаще всего принимают направление \vec{e}_1 на север, а \vec{e}_2 — на восток. Базис $\vec{e}_i^{(D)}$ повернут относительно базиса \vec{e}_i на угол

$$\alpha^{(D)} = 0,5 \cdot \arctg[(2D_{v_1 v_2} / (D_{v_1 v_1} - D_{v_2 v_2}))]. \quad (4)$$

Для сопоставления между собой дисперсий анализируемых процессов удобно использовать *линейный инвариант*:

$$I_1(0) = \lambda_1(0) + \lambda_2(0), \quad (5)$$

который является количественной характеристикой общей изменчивости векторного процесса, независимо от того, меняется ли модуль или направление векторов течений.

Линейный инвариант $I_1(0)$, который является количественной характеристикой общей изменчивости векторного процесса, независимо от того, меняется ли модуль или направление векторов течений, удобно использовать для сопоставления между собой дисперсий анализируемых процессов.

Также, кроме перечисленных инвариантов, при анализе полезно использовать некоторые производные параметры, такие как: $\chi = \lambda_2 / \lambda_1$, характеризующий вытянутость эллипса дисперсии; $\nu = I_1 / m$, являющийся аналогом коэффициента вариации (при $\nu \leq 1$ процесс устойчивый, при $\nu > 1$ — неустойчивый) и др.

Графическая интерпретация параметров векторного ряда представлена на рис. 1.

Для исследования временной структуры векторных рядов часто используются аналогичные инварианты корреляционного тензора.

Таким образом, векторно-алгебраический метод позволяет адекватно в лаконичной форме описывать векторные ряды набором инвариантных скалярных параметров и строить поля этих параметров (при наличии соответствующих данных), сопоставлять между собой однородные ряды или поля, разнесенные во времени, или модельные и наблюдаемые, описывать степень взаимосвязи полей ветра и течений и пр. Метод имеет большие потенциальные возможности для описания временной изменчивости векторных рядов и полей в различных масштабах, для выполнения районирования регионов по различным критериям временной изменчивости или по характеристикам взаимосвязи векторных временных рядов и полей.

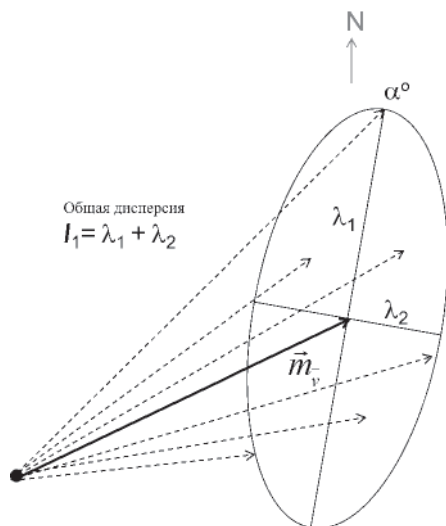


Рис. 1. Графическая интерпретация инвариантных параметров векторного ряда. Пунктиром показаны примеры векторов дрейфа исходного ряда.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Использование многолетних рядов полей циркуляции вод и льдов для анализа межгодовой и сезонной изменчивости позволило впервые на основании данных наблюдений из космоса проиллюстрировать последовательный процесс перехода одного типа циркуляции в другой, сопоставить эти изменения с изменчивостью типов атмосферной циркуляции согласно классификации атмосферных процессов Вангенгейма–Гирса–Дыдиной (Атлас Арктики, 1985; Дыдина, 1982; Дыдина, 1964) и связать эти изменения с вариациями ледовых условий в АБ.

Изменчивость крупномасштабной циркуляции льдов в АБ была определена З.М. Гудковичем (Гудкович, 1961) как последовательная смена типов крупномасштабной структуры полей дрейфа льда, характеризующихся сочетанием двух крайних состояний основных ее элементов: ТАТ и АЦК. Было выделено два основных типа, связанных с различной степенью развития арктического антициклона в атмосфере.

Тип А характеризуется усилением арктического антициклона зимой и последующим развитием области антициклонической циркуляции и сокращением в море Лаптевых циклонической циркуляции весной. Стрежень ТАТ усилен и смещен в сторону Евроазиатского материка. Это способствует выносу льдов из морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского.

Тип Б характеризуется ослаблением арктического антициклона и последующим сокращением области антициклонической циркуляции. Стрежень ТАТ смещен в сторону Америки. Это благоприятствует развитию циклонических циркуляций вод в Восточно-Сибирском и Чукотском морях и приносу сюда старых льдов. Вынос льдов из моря Лаптевых ослаблен.

Эти типы достаточно ярко выделяются в проанализированных нами сериях полей дрейфа, построенных на данных за более чем тридцатилетний период. Кроме этих типов существуют также переходные структуры с разной степенью выраженности основных элементов и с разной интенсивностью циркуляции (рис. 2). В 1980 г.,

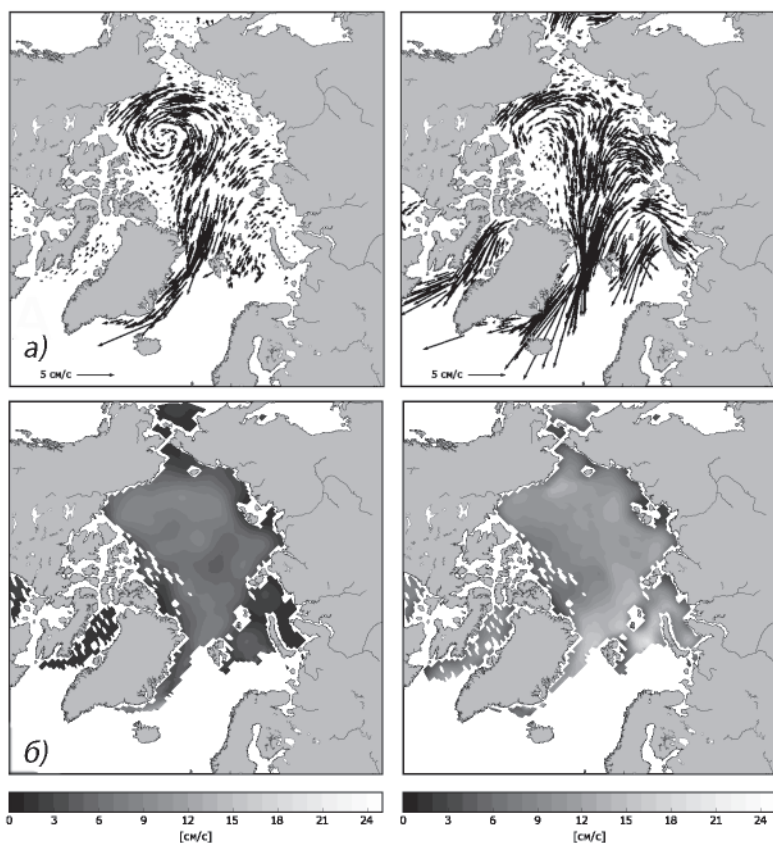


Рис. 2. Примеры разных типов циркуляции льда в Арктическом бассейне в зимний период (на основе базы данных Pathfinder) для 1980 (слева) и 1994 гг. (справа): *a* — схемы дрейфа льда; *б* — распределение суммарной дисперсии I_1 .

Стрелками показана средняя за скорость и направление дрейфа, черно-белая шкала — величина инварианта I_1 .

например, существовала «классическая» структура с хорошо выраженными АЦК и ТАТ. Для 1994 г. было характерно уменьшение антициклонального движения над Канадской котловиной, усиление ТАТ, обеспечившее вынос льда практически из всех арктических шельфовых морей. Характерным является и существенное увеличение суммарной дисперсии по всей площади АБ, что должно приводить к образованию разводей и интенсивному обмену теплом между океаном и атмосферой.

Из наших данных следует, что траектории ТАТ и расположение центра АЦК, слагающих общую циркуляцию вод и льдов в океане, меняются год от года. Центр АЦК находится обычно в районе Канадской котловины, но в некоторые годы смещается к юго-западу или юго-востоку и выходит ближе к Восточно-Сибирскому морю. В 2002 г. центр АЦК переместился почти к полюсу. При этих вариациях изменялась также площадь АЦК. ТАТ в зависимости от года может начинаться в Восточно-Сибирском море, в море Лаптевых или даже смещается к Карскому морю (рис. 3).

Основные районы выноса льдов из АБ напрямую зависят от структуры общей крупномасштабной циркуляции вод и дрейфа льда и их вариаций. Направление вы-

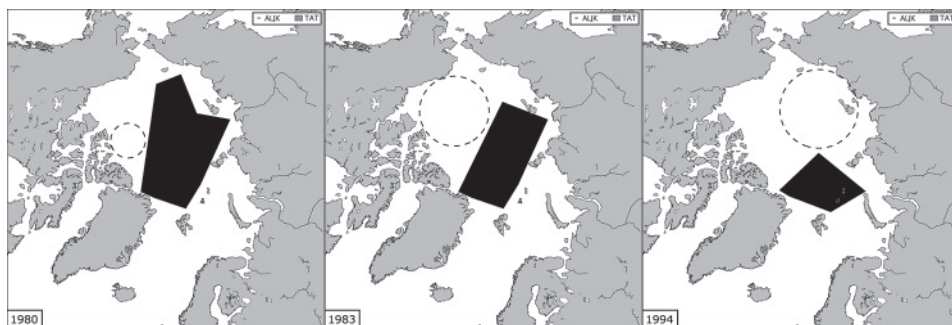


Рис. 3. Примеры взаимного расположения ТАТ (сплошная заливка) и АЦК (пунктирная линия) в разные годы, зимний период.

носа льдов зависит как от положения ТАТ, так и от степени развития АЦК и положения его центра. Главный выносной поток, как известно, идет через пролив Фрама, но существуют и другие пути для выноса льда. Например, при отклонении стрежня ТАТ ближе к Евразии, мы наблюдаем «языки» льда, направленные в проливы между архипелагами Шпицберген – Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) – Северная Земля и, при «ломаном» стрежне, проходящем через район полюса, часть льдов уходит в проливы Канадского Арктического архипелага. При ослабленном АЦК и размытом его центре, но с развитой его южной периферией в море Бофорта увеличивается перенос льдов в направлении Берингова пролива.

Средние скорости дрейфа в макромасштабных структурах в зимний сезон год от года существенно меняются. Так, скорости дрейфа в ТАТ в среднем составляют 1–3 см/с. В рассматриваемый период выделяются два максимума, когда скорости достигают 6–7 см/с (1991–1992 гг.) и 5 см/с (2000–2001 гг.). Скорости в АЦК ниже (в основном около 1 см/с), наибольшие скорости наблюдались в 1979–1982 (до 5 см/с) и в 2002–2004 гг. (около 3 см/с), минимальные скорости наблюдались в 1985–1986 гг. и в период 1992–1997 гг.

Изменения степени выраженности АЦК и положения его центра связаны с изменением интенсивности ТАТ и положением его стрежня. Максимальная интенсивность ТАТ наблюдается при расположении стрежня вдоль оси «Восточно-Сибирское море – пролив Фрама» и отсутствии АЦК (1994 г., 2005 г.). При усилении АЦК стержень ТАТ занимает положение по линии «море Лаптевых – пролив Фрама», а при ослаблении АЦК (1985, 1986, 1992–1995, 1997 гг.) — «море Лаптевых – Гренландия».

Средняя скорость дрейфа в проливе Фрама составляет 15 см/с, в проливах между Шпицберген – Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) – Северная Земля — 8 см/с. Максимальные скорости в проливе Фрама наблюдались в зиму 2004–2005 гг. — до 30 см/с, стержень ТАТ при этом проходил через приполюсный район. Минимальные значения скоростей в проливе Фрама наблюдались в период с 1995 по 1998 г. (около 10 см/с).

Таким образом, на основании многолетних данных наблюдений из космоса установлено, что интенсивность и положение основных крупномасштабных океанических структур СЛО — ТАТ и АЦК взаимосвязанно существенно изменяются год от года. Различия средней сезонной (зимней) скорости дрейфа в межгодовом масштабе могут составлять в ТАТ до 2 раз и более, а в АЦК — до 5 раз и более. Следует признать, что для среднесезонных скоростей это весьма значительные изменения, и это может существенно влиять на перераспределение льдов разного возраста в пределах СЛО и на изменения характера и величины выноса льда за пределы АБ.

Суммарную изменчивость дрейфа характеризует инвариант тензора дисперсии I_1 . Средние значения суммарной изменчивости и районы с максимальной изменчивостью в зимний период существенно изменяются год от года. Основные районы с наибольшей изменчивостью: район к северу от мыса Барроу, в проливах между Новой Землей и Шпицбергенем, часть зоны ТАТ севернее Шпицбергена, пролив Фрама.

При хорошо развитых АЦК и ТАТ наибольшая изменчивость наблюдается в районе пролива Фрама, при плохо развитых — в районе мыса Барроу, где практически всегда наблюдается положительная аномалия в распределении и средней скорости дрейфа, и суммарной дисперсии.

За период наблюдений с 1991 г. по настоящее время значения I_1 для зимы в ТАТ по сравнению с АЦК в целом всегда выше на величину около 2 см/с и составляют, соответственно, от 9 до 14 см/с и от 8 до 13 см/с. Однако анализ межгодовых изменений I_1 показывает, что в 2002 г. происходит перестройка характера изменчивости дрейфа. В частности, если ранее наблюдались согласованные плавные изменения I_1 , то в 2002 г. знак тенденций разошелся, а различия I_1 достигли максимальной величины — до 4 см/с. С 2003 г. характер взаимных различий восстановился, но увеличилась амплитуда колебаний I_1 , нарушилась согласованность изменений и сформировалась тенденция плавного увеличения суммарной дисперсии как в зоне ТАТ, так и в АЦК. Таким образом, можно констатировать, что после 2002 г. происходит некоторое увеличение динамической неустойчивости характеристик поля дрейфа в АБ.

По уровню корреляции между среднегодовыми значениями I_1 в разных районах и в АБ в целом можно оценить степень однородности изменчивости поля дрейфа. Оказалось, что взаимосвязь колебаний суммарной дисперсии в ТАТ и АЦК достаточно слабая (коэффициент корреляции 0,35), в то время как уровни связи АБ–ТАТ и АБ–АЦК более высокие и составляют соответственно 0,51 и 0,86. Это свидетельствует о том, что изменчивость поля дрейфа в целом определяется прежде всего степенью развития АЦК.

Как было сказано выше, основные черты закономерностей пространственных и сезонных изменений скорости генерального дрейфа льда в СЛО определяются особенностями полей приземного атмосферного давления и результирующего ветра. Характерной особенностью барического поля высоких широт Северного полушария является Арктический антициклон, гребни которого распространяются на Восточную Сибирь, Канаду и Гренландию. Арктический антициклон окружен ложбинами Исландской и Алеутской депрессий, из которых первая захватывает моря от Баффина до Лаптевых, а вторая — Берингово, Чукотское и побережье моря Бофорта.

Размеры и интенсивность АЦК в североамериканском секторе Арктики, траектория ТАТ определяются межгодовыми изменениями барических полей над Северным Ледовитым океаном (Гудкович, 2005).

Атмосферные процессы в Арктике развиваются по стадиям, закономерно преобразующимся из одной в другую. Исследования циркуляции атмосферы в Арктике позволили определить 26 типовых элементарных синоптических процессов длительностью 3–5 суток, которые по самым общим чертам распределения основных барических полей в Арктике были обобщены в шесть групп процессов: А, Б, В, Г, Д и К (Дыдина, 1982; Дыдина, 1964). В основу данной классификации была положена локализация приземных барических полей над Арктикой. Схемы групповых процессов представлены в Атласе Арктики (Атлас Арктики, 1985). Следует сказать, что

мониторинг и типизация синоптических процессов в Арктике ведутся непрерывно специалистами ААНИИ с 1945 г. и используются для разработки прогнозов на средние сроки (Дмитриев, 1984; Дыдина, 1964).

Как установлено, наиболее благоприятные условия для увеличения ледовитости в АБ складываются при процессах группы Б, которые характеризуются отсутствием мощной адвекции теплых воздушных масс из умеренных широт, преобладанием воздушных потоков с восточной составляющей и минимальным развитием облачности. В годы с положительными аномалиями в повторяемости антициклонов в АБ, как правило, наблюдалась максимальная ледовитость. Следует добавить, что формирование в районе Канадской котловины устойчивой антициклонической структуры (АЦК) в поле дрейфа (при высокой повторяемости процессов группы Б) задерживает льды в зоне с пониженным поступлением солнечной радиации, что должно благоприятствовать нарастанию толщины льда.

Таким образом, процессы типа Б формируют условия для развития ледяного покрова — блокируя выход циклонов и поступление тепла в высокие широты Арктики и стабилизируя антициклональную структуру поля дрейфа льда.

Другие группы синоптических процессов, наоборот, создают предпосылки для разрушения ледяного покрова. Например, для процессов группы А характерно развитие циклонической деятельности над большей частью АБ, а для процессов группы К — над ее западной и восточной частями (Атлас Арктики, 1985; Дыдина, 1964), что препятствует возникновению антициклональности в полях дрейфа.

Выполненный нами анализ более чем тридцатилетнего ряда полей дрейфа подтверждает связь изменений структуры полей дрейфа с повторяемостью тех или иных синоптических ситуаций. Также выявлено, что процессы группы Б играют ключевую роль в формировании термических условий в высоких широтах Арктики и стабилизации АЦК. При этом стоит отметить двоякое влияние атмосферных ситуаций через регулирование поступления тепла в высокие широты и, с другой стороны, создание «динамического» воздействия для поддержания или разрушения АЦК.

Действительно, современное уменьшение ледовитости происходит на фоне отрицательных аномалий повторяемости процессов группы Б и роста повторяемости процессов других групп. В период с 1997 по 2006 г. в атмосфере наблюдались синоптические процессы с развитой циклонической деятельностью над Северо-Европейским бассейном и в южной части восточного сектора Арктики, что привело к усиленному разрушению льда в АБ и, вероятнее всего, обусловило исторические минимумы площади ледяного покрова в сентябре 2007 г. и затем 2012 г.

Однако в последние несколько лет наметилась тенденция к увеличению повторяемости процессов группы Б и появлению обширных антициклонов над Арктическим бассейном, что может стать причиной нарастания площади полярных льдов (рис. 4).

Как видно на рис. 4, изменения повторяемости процессов группы Б (рис. 4а) и аномалий общей площади морского льда показывают весьма удовлетворительное согласие. Линейная аппроксимация (обычное представление) изменений демонстрирует сохранение отрицательной тенденции. Однако после минимума 2007 г., а также увеличения числа повторяемости синоптических процессов группы Б заметно установление положительной тенденции в изменении площади ледяного покрова (рис. 4б, з). Несмотря на то, что рост повторяемости процессов группы Б пришелся на 1990-е гг., нарастание льда началось лишь в 2000-х гг. «Перелом» в процессе уве-

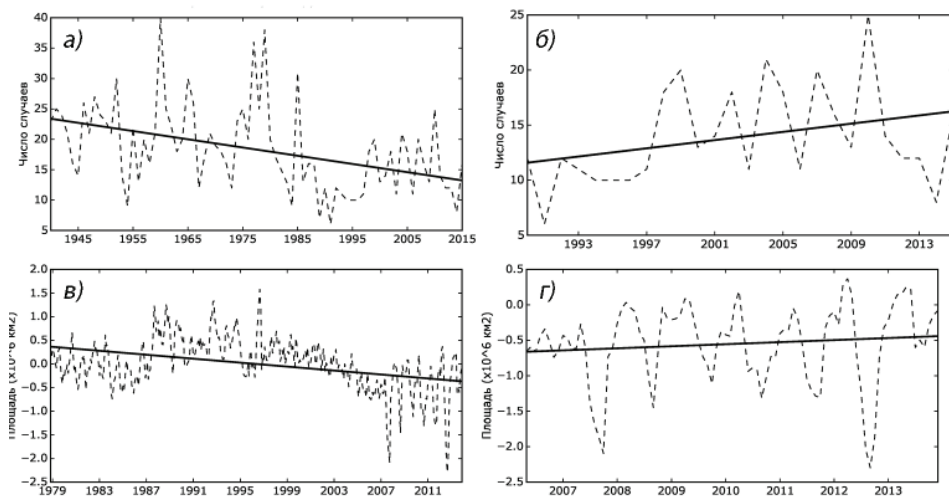


Рис. 4. Повторяемость (а, б) синоптических процессов группы Б (период 1945–2015 г.) и аномалии (в, з) общей площади морского льда в СЛЮ (1979–2015 гг.) (построены по данным Национального центра снега и льда).

личения площади льда не может быть быстрым, так как благодаря наличию значительных площадей открытой воды в течение летнего гидрологического сезона океан накапливает больше тепла и, соответственно, установление сплошного ледяного покрова происходит позже.

На графике видно, что после 2007 г. амплитуда изменений аномалий ледовитости заметно возросла (рис. 4в, з). Это может свидетельствовать об усилении неустойчивости процесса в период смены знака тенденции аномалии.

Совместный качественный анализ изменения аномалий площади льдов и структуры поля дрейфа показывает, что классическая структура поля дрейфа с хорошо выраженными АЦК и ТАТ согласуется, как правило, с положительными аномалиями ледовитости Арктического бассейна, а структура поля дрейфа, характеризующаяся усиленным дрейфом льда в проливе Фрама и слабо выраженным АЦК, предшествует годам с отрицательными аномалиями ледовитости (например, в 2006 и 2007 гг.).

Главным выводом данного исследования является то, что преобладающий в настоящее время тип атмосферной циркуляции Б создает условия для нарастания льда, а устойчивое состояние АЦК в АБ способствует сохранению этих условий, по крайней мере в Амеразийском суббассейне.

Работа выполнена в рамках двухстороннего инициативного российско-норвежского проекта «Развитие системы мониторинга и прогнозирования морского льда для поддержки безопасной работы и навигации в арктических морях», проводимого при финансировании РФФИ и Исследовательского совета Норвегии, номер проекта РФФИ 15-55-20002.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атлас Арктики. Раздел 7. Типы синоптических процессов и аномалии режима погоды. М.: Главное Управление геодезии и картографии при СМ СССР, 1985. С. 86.

- Бельшев А.П., Клеванцов Ю.П., Рожков В.А.* Об иллюзиях и действительности в методах анализа морских течений // Труды ГОИН. 1981. Вып. 157. С. 3–19.
- Бельшев А.П., Клеванцов Ю.П., Рожков В.А.* Вероятностный анализ морских течений. Л.: Гидрометеоздат, 1983. 264 с.
- 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.
- Бородачев В.Е.* Лды Карского моря. СПб.: Гидрометеоздат, 1998. 182 с.
- Гудкович З.М., Доронин Ю.П.* Дрейф морских льдов. СПб.: Гидрометеоздат, 2001. 112 с.
- Гудкович З.М.* Связь дрейфа льдов в Арктическом бассейне с ледовыми условиями в советских арктических морях // Труды океанографической комиссии АН СССР. 1961. Т. 11. С. 13–20.
- Гудкович З.М., Карклин В.П., Фролов И.Е.* Внутривековые изменения климата, площади ледяного покрова Евразийских арктических морей и их возможные причины // Метеорология и гидрология. 2005. № 6. С. 5–14.
- Дмитриев А.А.* Изменчивость атмосферных процессов Арктики и ее учет в долгосрочных прогнозах. Л.: Гидрометеоздат, 1994. 207 с.
- Дыдина Л.А.* Особенности развития синоптических процессов в Арктике и их использование в прогнозах на средние сроки. Л.: Гидрометеоздат, 1982. 224 с.
- Дыдина Л.А.* Макроциркуляционный метод прогнозов погоды на 3–10 дней для Арктики. Л.: Гидрометеоздат, 1964. 391 с.
- Единая государственная система информации об обстановке в мировом океане (ЕСИМО) (Электронный ресурс). URL: <http://portal.esimo.ru/portal> [дата обращения: 16.02.2016].
- Захаров В.Ф.* Морские льды в климатической системе. СПб.: Гидрометеоздат, 1996. 213 с.
- Международная символика для морских ледовых карт и номенклатура морских льдов / Под ред. Б.А. Крутских. Л.: Гидрометеоздат, 1984. 56 с.
- Методическое письмо по вероятностному анализу векторных временных рядов скоростей течений и ветра. Л.: Гидрометеоздат, 1984. 62 с.
- Советская Арктика (моря и острова Северного Ледовитого океана). М.: Наука, 1970. 527 с.
- Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М.* Научные исследования в Арктике. Т. 2. Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа. СПб.: Наука, 2007. 136 с.
- Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Смоляницкий В.М.* Изменения климата Арктики и Антарктики — результат действия естественных причин // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 2 (85). С. 52–61.
- Fowler C.* Polar Pathfinder Daily 25 km EASE-Grid Sea Ice Motion Vectors. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center. 2003, updated 2007. Digital media.
- Fowler C., Maslanik J., Emery W., Tschudi M.* Polar Pathfinder Daily 25 km EASE-Grid Sea Ice Motion Vectors. Version 2. (indicate subset used). Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center. 2013. Digital media.
- Laboratoire d'océanographie spatiale: Cersat, Ifremer. URL: <http://cersat.ifremer.fr/data/> [дата обращения: 16.02.2016]
- Proshutinsky A.Y., Johnson M.A.* Two circulation regimes of the wind-driven arctic ocean // Journal of geophysical research. 1997. Vol. 102. №. C6. P. 12493–12514.
- Vinje T.* Anomalies and trends of sea ice extents and atmospheric circulation in the Nordic Seas during the period 1864–1998 // J. of Climate. 2001. Vol. 14. № 3. P. 255–267.

Volkov V.A., Johannessen O.M., Borodachev V.E., Voinov G.N., Pettersson L.H., Bobylev L.P., Kouraev A.V. Polar Seas Oceanography: An Integrated Case Study of the Kara Sea. Chichester: Springer/Praxis, 2002. 495 p.

Volkov V.A., Ivanov N.E., Demchev D.M. Application of a vectorial-algebraic method for investigation of spatial-temporal variability of sea ice drift and validation of model calculation in the Arctic Ocean // Journal of operational oceanography. 2012. Vol. 5. № 2. P. 61–70.

V.A. VOLKOV, A.V. MUSHTA, D.M. DEMCHEV, A.YA. KORZHIKOV, S. SANDVEN

**RELATION OF LARGE-SCALE VARIATIONS OF THE SEA ICE
DRIFT FIELDS IN THE ARCTIC OCEAN WITH CLIMATIC CHANGES
OF TOTAL ICE CONCENTRATIONS DURING LAST DECADES**

Discusses the relationship of a large-scale field variability of drift ice in the Arctic Ocean with a climate change total sea ice extent, occurring in recent decades, based on a unique data set of daily drift fields derived from remote sensing data analysis. Analysis of vector fields of the sea ice drift is done using vector-algebraic method that allows to significantly compress the initial information and describe the vector fields by a limited set of scalar parameters. The joint analysis of the variability of drift field and changes in atmospheric circulation types was carried out within the framework of the classification of large-scale atmospheric processes in the Arctic by Vangengeim-Girs-Dydina. It was shown that the predominant circulating type now (B type) contributes to the creation of conditions for ice buildup.

Keywords: Arctic, Arctic Ocean, drift ice, remote sensing, interannual variability.