

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЗИМНЕЙ СОЛЕННОСТИ ВОДЫ В СЛОЕ 5–50 м АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА

д-р. физ.-мат. наук Л.А.ТИМОХОВ¹, мл. науч. сотр. Е.А.ЧЕРНЯВСКАЯ¹,
д-р. геогр. наук Е.Г.НИКИФОРОВ¹, д-р физ.-мат. наук И.В.ПОЛЯКОВ²,
ст. науч. сотр. В.Ю.КАРПИЙ¹

¹ ГИЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, ltim@aari.nw.ru

² International Arctic Research Center, University of Alaska Fairbanks, Fairbanks, Alaska, USA

В работе исследуется пространственно-временная структура полей средней солености слоя 5–50 м Арктического бассейна (АБ) в зимний период по данным 1950–1993 и 2007/08 гг. Выполнена классификация полей средней солености, и выделены шесть кластеров, в которые входят группы подобных полей. Подтверждена сопряженность типа распределения солености с преобладающим типом атмосферной циркуляции. Произведено разложение полей солености по эмпирическим ортогональным функциям (ЭОФ), и получены временные ряды главных компонент (ГК). Первые три ЭОФ описывают 60 % дисперсии и имеют определенный физический смысл, отображая наиболее часто повторяющиеся аномалии пространственного распределения средней солености в зимний период. Для оценки роли отдельных факторов в межгодовых изменениях полей средней солености поверхностного слоя был выполнен корреляционный анализ связи ГК с индексами атмосферной циркуляции, расходами тихоокеанских вод через Берингов пролив, потоком соли атлантических вод через Фареро-Шетландский пролив, поступлением пресных вод сибирских рек и площадью открытой воды арктических морей в конце лета. Результаты анализа показывают, что межгодовая изменчивость солености в зимний период зависит не только от атмосферных процессов, но и от других внешних факторов.

Ключевые слова: Арктический бассейн, поверхностный слой, кластерный анализ, аномалии солености, эмпирические ортогональные функции, главные компоненты, корреляционный анализ.

ВВЕДЕНИЕ

Океанический слой 5–50 м включает основную часть поверхностных вод Арктического бассейна и является пограничным слоем, через который осуществляется взаимодействие глубокого океана и атмосферы в условиях существования ледяного покрова. Поэтому изучение структуры этого слоя, установление пространственно-временной изменчивости его характеристик и механизмов формирования его состояния являются важным этапом в развитии теории гидрологического режима и климата Северного Ледовитого океана (СЛО) и создания модели морской системы.

Первая систематизация сведений о поверхностном слое Арктического бассейна в зимний период была выполнена в работе [7]. На основе данных высокоширотных воздушных экспедиций Трешников построил карты средних температур и солености в слое 0–25 м и объяснил причины пространственной неоднородности поля солености в Арктическом бассейне. Из анализа карт следовало, что соленость уменьшается с запада на восток (относительно меридиана 120° в.д.), при этом зона наименьшей солености располагается в Канадской котловине. В Евразийском суббассейне наблюдается зона наибольшей солености, которая вытягивается в виде полосы от пролива Фрама вдоль материкового склона Евразии до северной

части моря Лаптевых. Структура поля температуры сходна со структурой поля солёности, поскольку в зимний период температура воды в поверхностном слое близка к температуре замерзания при данной солёности.

Крупномасштабные изменения полей солёности поверхностного слоя Арктического бассейна за период с 1950 по 1993 г. были впервые исследованы в работе [4]. Выполненная типизация позволила выделить наиболее общие закономерности распределения зимней поверхностной солёности для групп лет (классов). Между выделенными классами полей средней солёности и преобладающим типом атмосферной циркуляции над Арктикой была установлена сопряженность [1].

Экстремальные метеорологические процессы в Арктике в 2007 г. стали одной из основных причин формирования аномального состояния поверхностного слоя [9]. Оценки аномалий содержания пресных вод (СПВ) в слое 25–75 м летом 2007 г. (года с максимальным покрытием данными наблюдений по программе Международного полярного года) продемонстрировали, что западная часть Арктического бассейна стала более солёной, а восточная – более пресной [15]. При этом разность между положительными и отрицательными аномалиями СПВ достигала нескольких метров (рис. 1). Анализ долгопериодных изменений СПВ Арктического бассейна и арктических морей показал, что ледопродуктивность, поступление пресных вод и их расход в связи с атмосферными процессами являются ключевыми факторами, которые ответственны за изменения распределения и осолонения верхнего слоя на протяжении последних десятилетий [13]. Из этого следует, что наблюдаемые аномалии СПВ в 2007 г., вероятно, являются особенностями взаимодействия ледяного покрова и верхнего слоя океана. В таком случае можно предположить, что Амеразийский суббассейн из региона, накапливающего лёд, превращается в регион, теряющий лёд за счёт выноса и таяния, – это важное изменение статуса суббассейна в связи с глобальным потеплением. Следует, однако, заметить, что аномалии атмосферной циркуляции играют значительную роль в локальных изменениях СПВ [11, 16]. Однако вопросы, в какой степени ледовые процессы и атмосферная циркуляция, так же как и другие факторы, оказывают влияние на пространственную структуру поверхностного слоя и климатическую изменчивость его состояния, продолжают оставаться мало изученными.

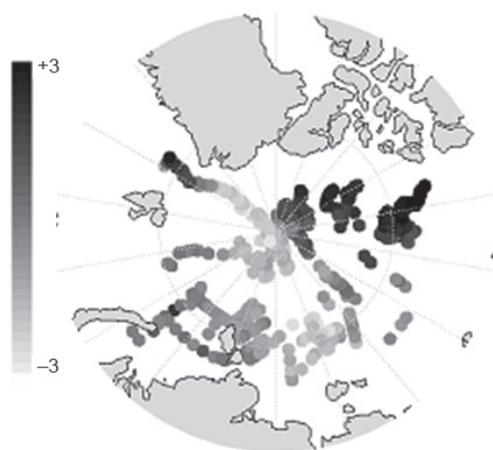


Рис. 1. Аномалии содержания пресных вод (м) в слое 25–75 м летом 2007 г. Шкала указывает линейное изменение аномалии содержания пресных вод от максимального значения +3 м (черный цвет) до минимального –3 м (светло-серый цвет) [15]

В настоящей работе на обширном историческом материале исследована пространственно-временная структура полей средней солёности в зимний период и получена статистическая оценка влияния различных факторов на изменение состояния поверхностного слоя СЛО. Акцентируем внимание на том, что интенсивное таяние льда в Американо-Азиатском суббассейне и связанное с ним большое распределение поверхностного слоя летом 2007 г. (рис. 2б) оказало существенное влияние на величину солёности к концу последовавшей зимы. Сравнивая поля средней солёности в слое 5–10 м в конце зимы 2006/07 г. (рис. 2а) и 2007/08 г. (рис. 2в), видим, что осенне-зимние процессы осолонения поверхностного слоя в 2007/08 г., связанные с нарастанием льда, не увеличили солёность в Американо-Азиатском суббассейне до уровня зимы 2006/07 г. и на большей части акватории суббассейна солёность зимой 2007/08 г. была меньше, чем зимой 2006/07 г. Из этого примера следует, что зимние поля океанографических параметров содержат в себе память о летних и осенне-зимних процессах и могут рассматриваться как конечный результат гидрологического цикла лето—осень—зима. Это обстоятельство послужило одной из причин выбора зимних полей океанографических характеристик для исследования межгодовой изменчивости состояния поверхностного слоя.

ДАнные И МЕТОд АНАЛИЗА

С 1948 по 1993 г. экспедиции ААНИИ в зимний период ежегодно выполняли океанографические наблюдения в Северном Ледовитом океане. Причем в 1955–1956, 1973–1978 гг. в марте–мае было выполнено восемь океанографических съемок, которые покрывали практически весь Арктический бассейн и большинство

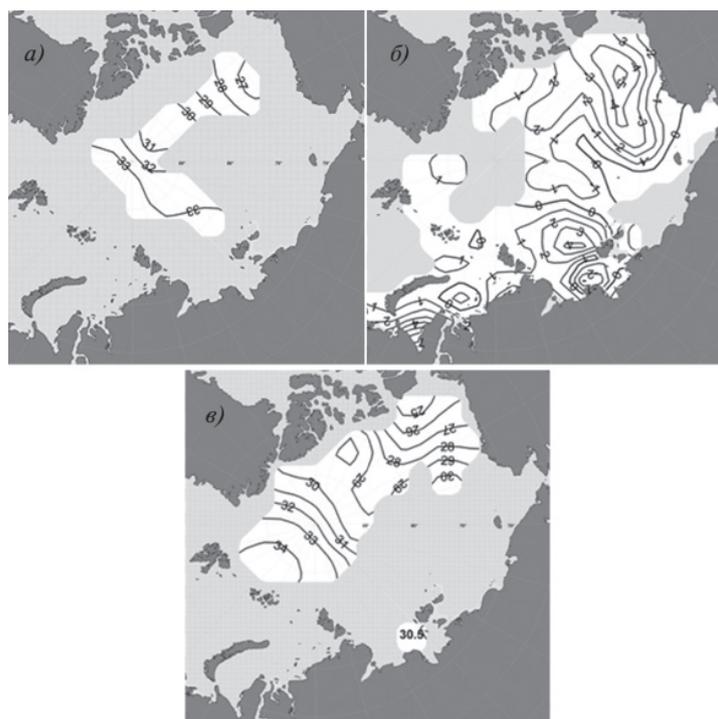


Рис. 2. Распределение средней в слое 5–10 м (а) солёности воды зимой 2006/07 г. (март–май 2007 г.), (б) аномалии солёности летом (август–октябрь) 2007 г. относительно ряда 1950–1993 гг. и (в) солёности воды зимой 2007/08 г. (март–май 2008 г.) по данным океанографических экспедиций в период МПГ 2007/08 [6, 9]

арктических морей [8]. За этот период в экспедициях «Север» и на дрейфующих станциях СП было выполнено около 7000 глубоководных гидрологических станций. Этот массив океанографических данных был объединен с данными наблюдений зарубежных экспедиций, составив океанографическую базу данных ААНИИ [8, 10].

На основе этой океанографической базы был подготовлен рабочий массив данных по зимней солености в квадратах 200×200 км для Арктического бассейна с глубинами более 200 м. В те квадраты, где данные наблюдений отсутствовали, были помещены реконструированные величины солености на стандартных горизонтах [5]. В силу немногочисленности наблюдений в зимний период 2007 г., данные наблюдений 2007 и 2008 гг. были объединены в один массив. В результате была получена гибридная база данных солености в узлах регулярной сетки 200×200 км на стандартных горизонтах для периода 1950–1993, 2007–2008 гг. Поля солености за 1994–2006 гг. построить не удалось в силу малочисленности данных наблюдений в этот период.

В качестве характеристики состояния поверхностного слоя была выбрана средняя соленость в слое 5–50 м, рассчитанная на основе гибридной базы. Классификация полей солености была выполнена с помощью кластерного анализа методом Уорда с евклидовой метрикой. В основе кластерного анализа лежат ковариационные матрицы, т.е. близость полей элементов оценивается по количественным признакам. На основании расчетов для полей были получены иерархические структуры, которые графически представляются в виде дерева классов и подклассов. Каждый класс или подкласс включает группу лет, поля которых подобны друг другу внутри класса (кластера) и отличаются по своей пространственной структуре от других классов. Для расчетов была использована программа кластерного анализа из пакета MatLab.

Анализ пространственно-временной структуры полей солености слоя 5–50 м выполнялся с помощью метода разложения по эмпирическим ортогональным функциям. Отметим, что иногда в литературе ЭОФ называют естественными ортогональными функциями [3]. Временные ряды коэффициентов разложения полей по ЭОФ часто называют главными компонентами. Программа разложения содержится в пакете программ MatLab. В результате разложения полей средней солености были получены моды ЭОФ_С и ГК. По полученным оценкам ЭОФ_{С₁}–ЭОФ_{С₃} описывают следующий процент общей дисперсии изменчивости солености соответственно: 38,9; 12,4; 9,2; 7,2; 6,6 % общей дисперсии. Для сравнения укажем, что первая, вторая и третья ЭОФ разложения приземного давления для области севернее широты 20°, главными компонентами которых являются индекс Арктической осцилляции (*Arctic Oscillation, AO*), тихоокеанский-северо-американский индекс (*Pacific North American pattern, PNA*) и Арктический диполь (*Arctic Dipole pattern, AD*), составляют 21,5, 12,3 и 10,2 % общей дисперсии [12]. В дальнейшем будут использованы англоязычные обозначения индексов атмосферной циркуляции.

При выполнении корреляционного анализа связи состояния поверхностного слоя с различными факторами были использованы следующие показатели: индексы атмосферной циркуляции (<http://www.jisao.washington.edu/analyses0302/>), расходы тихоокеанских вод через Берингов пролив [14], поток соли атлантических вод через Фареро-Шетландский пролив, поступление пресных вод сибирских рек [10] и площади чистой воды арктических морей в сентябре (<http://www.aagi.nw.ru/projects/ЕСИМО/index.php?im=100>). В качестве индексов атмосферной циркуляции были выбраны индексы *AO*, *NAO*, *PNA* и *AD*. Индекс *AO* воспроизводит ситуации повышения или понижения атмосферного давления над Арктикой, отображая интенсификацию широтного обмена. Колебания индекса *NAO* описывают перепады давления между областью высокого давления над Азорскими островами и областью низкого давления над Исландией. Положительные значения индекса *PNA* указывают на углубление Алеутского минимума и распространение отрога сибир-

ского максимума в Центральную Арктику и наоборот. Индекс *AD* ассоциируется с отрицательной аномалией атмосферного давления над Гренландией и Северной Америкой и положительной аномалией над Евразийской частью, а линия между этими зонами проходит от Берингова пролива через ЗФИ к Шпицбергену. Индекс *AD* отображает интенсификацию меридионального обмена [12].

КЛАССИФИКАЦИЯ ПОЛЕЙ СОЛЕННОСТИ

В результате кластерного анализа была получена иерархическая структура статистической идентичности полей солёности, приведенная на рис. 3. Из рисунка следует, что поля солёности имеют структурные различия и при этом сгруппированы в кластеры последовательно идущих лет, но включающие и отдельные годы подобных полей. На основании древа связей нами выделены 6 наиболее крупных групп лет, или 6 типов полей солёности. В кластер 1 входят поля следующих лет: 1950–1959, 1976–1977 и 1989 гг.; кластер 2 включает 1960–1965 гг.; кластер 3 – 1966–1975 гг.; кластер 4 – 1981–1988 гг.; кластер 5 – 1978–1980 гг. и кластер 6 – 1990–1993 и 2007 гг.

В рамках установленной нами классификации тип поля может сохраняться от 2 до 9 лет. Но и в пределах кластера также можно выделить подклассы. Например, в кластере 1 группа лет 1950–1952 гг. отделена от группы лет 1953–1956 гг. Кластер 2 разбивается на два подкласса: 1960–1962 гг. и 1963–1965 гг. В кластере 3 группа лет 1966–1971 гг. отделена от группы лет 1972–1976 гг.

Для демонстрации различий структуры полей солёности от кластера к кластеру из каждой группы нами были выбраны представительные года. Распределение солёности в 1958 г., относящемся к кластеру 1, характеризуется тем, что зона распреснения в Американо-Азиатском суббассейне занимает южное положение, изохалина 31,0 *psu* располагается над Канадской котловиной и подковообразно примыкает к морю Бофорта (рис. 4а). Ареал более солёных вод, который распространяется от Берингова пролива до Чукотского поднятия, свидетельствует об интенсивном поступлении тихоокеанских вод. Солёносная фронтальная зона располагается вдоль хребта Ломоносова. Подобное распределение солёности формируется при доминировании циклонического режима атмосферной циркуляции [1].

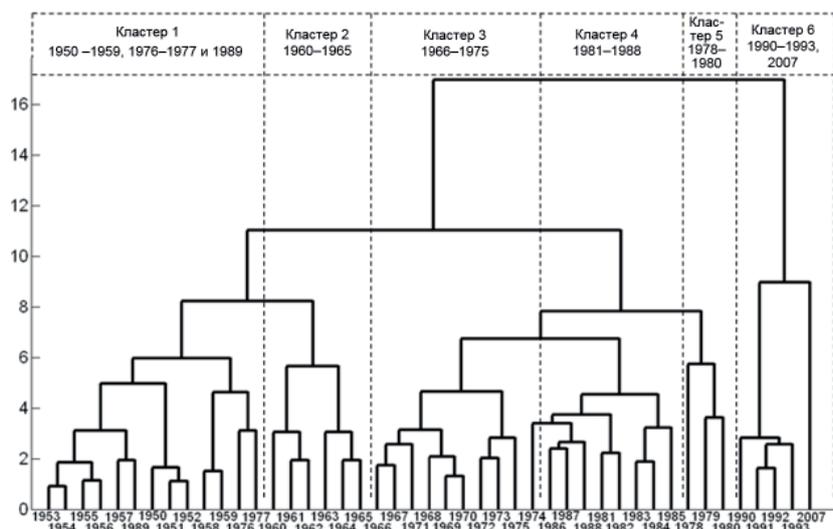


Рис. 3. Результаты кластерного анализа зимних полей солёности воды в слое 5–50 м в Арктическом бассейне за период с 1950 по 1993 г. и 2007 г.

Для полей кластера 2 (1963 г., рис. 4б) главной особенностью распределения солёности является образование зоны распреснения с несколькими ядрами, которая вытянута от моря Бофорта до Северного полюса. Эта структура пространственного распределения солёности формируется при антициклоническом режиме атмосферной циркуляции с разновидностью положения центра антициклона.

Для группы лет кластера 3 (1967 г., рис. 4в) характерна локализация двухъядерной зоны максимального распреснения в западной части Канадской котловины, а также наличие ядра распреснения к северу от моря Лаптевых. Солёносная фронтальная зона смещена на запад и простирается над хребтом Гаккеля. Такой тип распределения солёности формируется при переходе от антициклонического режима атмосферной циркуляции к циклоническому режиму.

Для полей солёности кластера 4 (1984 г., рис. 4д) характерна вытянутость зоны распреснения от моря Бофорта до моря Лаптевых и расположение солёносной фронтальной зоны в районе хребта Гаккеля. Такой тип распределения солёности формируется при доминанте антициклонической атмосферной циркуляции определенной формы.

Отличительной чертой поля солёности для кластера 5 (1979 г., рис. 4е) является центральное положение зоны распреснения и вытянутость ее периферии от моря Лаптевых к Северному полюсу. Такой тип распределения формируется при антициклоническом режиме атмосферной циркуляции, когда арктический антициклон покрывает практически всю акваторию Арктического бассейна.

Для полей солёности кластера 6 (1992 г., рис. 4е) главной особенностью является положение зоны максимального распреснения в центре Канадской котловины и соединение ее с зоной распреснения в море Бофорта, а также образование небольшого ядра распреснения к северу от Восточно-Сибирского моря. Солёносная фронтальная зона занимает крайнее восточное положение, располагаясь над котловиной Макарова. Этот тип распределения солёности формируется преимущественно при циклоническом характере атмосферной циркуляции [1].

Отметим отличие полученных результатов от ранее опубликованных в статье [1], в которой анализировались поля средней солёности слоя 5–50 м за период 1950–1989 гг., вычисленные преимущественно по реконструированным данным [5]. Со времени публикации статьи [1] база данных пополнилась новыми океанографическими данными, что позволило улучшить качество гридированных полей средней солёности и включить 1990–1993 гг., 2007/08 г. Удлинение анализируемого ряда изменило вид древа (рис. 3). Но деление на основные кластеры сохранилось, хотя группы лет в каждом кластере настоящей работы и работы [1] совпадают не полностью. Этот факт можно трактовать как устойчивость результатов классификации и репрезентативность группировки подобных полей солёности в кластеры, отличающиеся друг от друга крупномасштабными особенностями пространственного распределения средней солёности.

Кластерный анализ позволил произвести систематизацию полей солёности, лучше понять пространственное строение поверхностного слоя, выделить наиболее характерные типы распределения солёности и установить сопряженность типа распределения солёности с преобладающим типом атмосферной циркуляции. Вместе с тем метод Уорда не позволяет получить последовательность перехода от одного поля солёности к другому, установить количественные показатели пространственной структуры полей солёности и временную изменчивость этих показателей. Эта ограниченность в определенной мере преодолевается путем анализа разложений временного ряда полей по эмпирическим ортогональным функциям.

СТРУКТУРА И ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПОЛЕЙ СОЛЁНОСТИ ВОДЫ В СЛОЕ 5–50 м ДЛЯ ЗИМНЕГО ПЕРИОДА

Для получения характеристик структуры полей зимней солёности слоя 5–50 м и их межгодовой изменчивости был использован аппарат разложения полей по

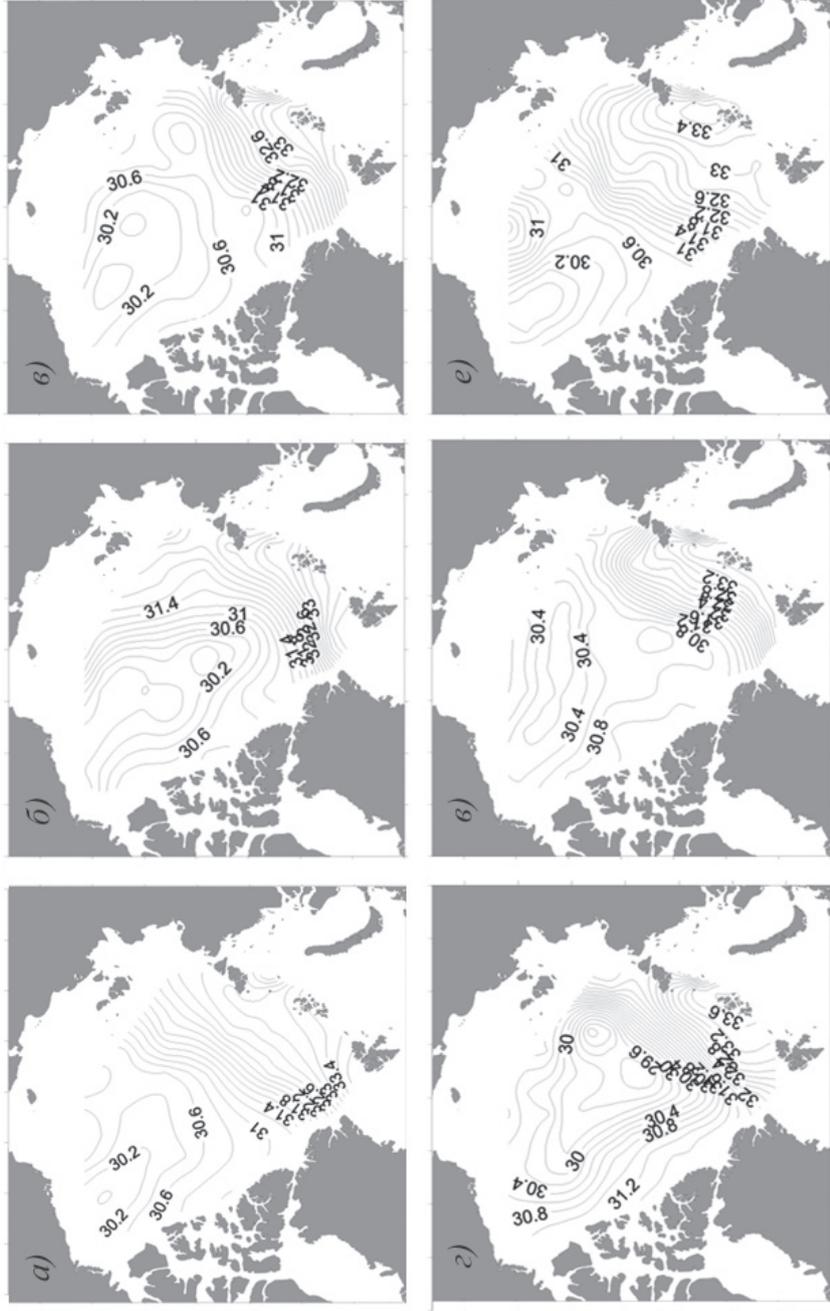


Рис. 4. Поля зимней солености в слое 5–50 м представительных годов каждого кластера:

a – 1958 г., кластер 1; *б* – 1963 г., кластер 2; *в* – 1967 г., кластер 3; *г* – 1979 г., кластер 4; *д* – 1984 г., кластер 5; *е* – 1992 г., кластер 6

эмпирическим ортогональным функциям с одновременным расчетом временных серий главных компонент. Первые три ЭОФ_С описывают 60 % дисперсии и отображают наиболее часто повторяющиеся аномалии пространственного распределения средней солёности в зимний период. На рис. 5 приведены карты средней за 1950–1993 гг. солёности верхнего слоя 5–50 м и поля первых трех ЭОФ. Первая мода разложения ЭОФ_С₁ (рис. 5б) отображает оппозицию аномалий солёности в Амеразийском и Евразийском суббассейнах. Вторая мода ЭОФ_С₂ (рис. 5в) воспроизводит оппозицию аномалий в центральной части Арктического бассейна и в районах, прилегающих к шельфу, включая зону, прилегающую к Канадскому Арктическому архипелагу и проливу Фрама. Фронтальная зона третьей моды ЭОФ_С₃ (рис. 5з) делит акваторию АБ на восточную (включающую районы, прилегающие к морям Лаптевых, Восточно-Сибирскому, Чукотскому и Бофорта) и западную области воздействия.

Для визуализации вкладов каждой ЭОФ в пространственную структуру поля солёности были построены модельные поля, которые представляют собой сумму среднего поля и ЭОФ значений при максимальных и минимальных значениях главных компонент первых трех мод ЭОФ_С₁, ЭОФ_С₂, ЭОФ_С₃ (рис. 6). Первая мода описывает ситуацию, когда поле солёности подвержено влиянию таких крупномасштабных типов атмосферной циркуляции, как антициклонический (при положительных ГК₁, рис. 6а), что наблюдалось в 1979 г. при ГК₁=+6,3; ГК₂=+2,2; ГК₃=+0,9 (см. рис. 4з), и циклонический (при отрицательных ГК₁, рис. 6б), наблюдавшихся в 1992 г. при ГК₁=-7,0; ГК₂=-1,8; ГК₃=-0,3 (см. рис. 4е).

Вторая мода отражает состояние поверхностного слоя, когда при положительном значении ГК₂ (ГК₁=0, ГК₃=0) в АБ формируются две зоны распределения: одна к северу от моря Бофорта и вторая в центре АБ, как это наблюдалось в 1960 г. (ГК₁=-0,1; ГК₂=+3,2; ГК₃=-0,5; карта не приводится), а солёносная фронтальная зона смещена и располагается западнее хребта Ломоносова в котловине Амундсена (рис. 6в). При отрицательном значении ГК₂ центр распределения располагается в Канадской котловине, а фронтальная зона максимально смещена на запад и расположена над хребтом Гаккеля. Подобное состояние верхнего слоя наблюдалось в 1984 г. (ГК₁=+1,8; ГК₂=-2,2; ГК₃=+0,8; см. рис. 4д).

Третья мода воспроизводит такое состояние поверхностного слоя, когда при положительном значении ГК₃ (ГК₁=0, ГК₂=0) в АБ формируется двухъядерная зона распределения, вытянутая от моря Бофорта к морю Лаптевых. При отрицательных значениях ГК₃ зона распределения вытянута от моря Бофорта к Северному полюсу, а солёносная фронтальная зона простирается от северной части Восточно-Сибирского моря к середине хребта Гаккеля и затем к Гренландии. Подобное состояние верхнего слоя наблюдалось в 1963 г. (ГК₁=+0,5; ГК₂=+1,2; ГК₃=-3,8; см. рис. 4б).

Временной ход коэффициентов разложения полей солёности по первым трем ЭОФ приведен на рис. 7. В межгодовой изменчивости коэффициента первой моды можно предположить наличие крупномасштабного колебания, возможно с периодом более 40–50 лет, который проявляется в межгодовой изменчивости многих гидрометеорологических характеристик. Во временных сериях ГК₂ и ГК₃ по полиномиальным линиям осреднения можно предположить наличие 30–40-летних циклов, причем на временном отрезке 1950–1993 гг. эти циклы находились в противофазе (рис. 7).

По формулам, приведенным в монографии [3], был рассчитан временной радиус корреляции t_g автокорреляционных функций главных компонент. В результате были получены следующие оценки: для ГК₁ $t_g=4$ года, для ГК₂ и для ГК₃ $t_g=2-3$ года. Это означает, что аномалии средней солёности, отображаемые первой ЭОФ, могут сохраняться в среднем до 4 лет, а особенности структуры поля средней солёности, воспроизводимые ЭОФ_С₂ и ЭОФ_С₃, имеют инерционность в среднем до 2–3 лет.

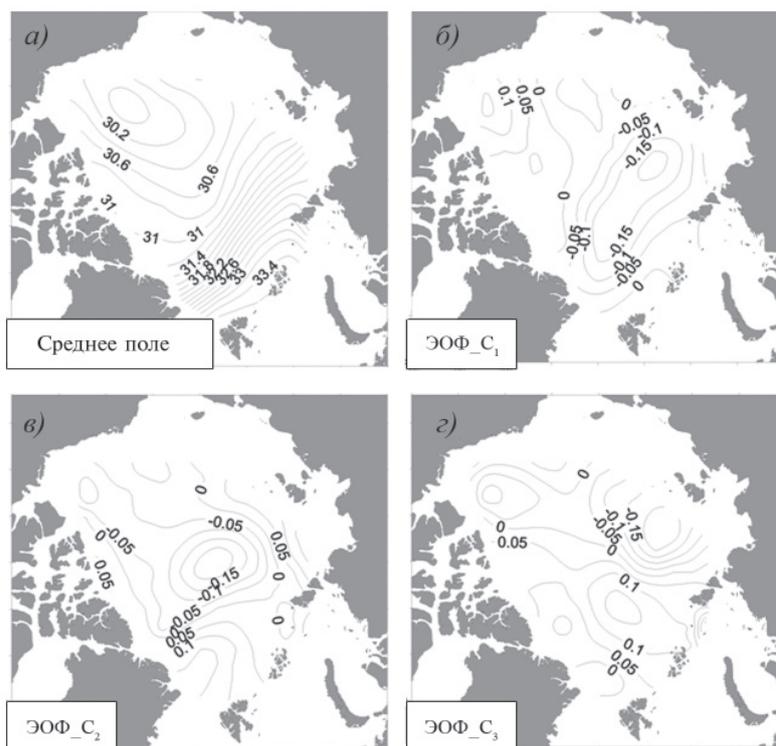


Рис. 5. Средняя климатическая соленность в слое 5–50 м в зимний период (а) и вид эмпирической ортогональной функции разложения полей соленности соответственно: ЭОФ_С₁ (б); ЭОФ_С₂ (в); ЭОФ_С₃ (г)

Полученные значения главных компонент были осреднены по годам, входящим в кластер, и была построена гистограмма ГК₁, ГК₂, ГК₃ для выделенных ранее шести кластеров. Как следует из рис. 8, каждому кластеру можно поставить в соответствие определенное сочетание значений ГК. Кластеры 1 и 6 характеризуются отрицательными значениями первой и второй главных компонент, а различие между этими кластерами состоит в величинах значений ГК₁ и ГК₂. Кластеры 3, 4 и 5 характеризуются доминирующими положительными значениями ГК₁ и положительными величинами ГК₃, а различаются знаком и величинами ГК₂. В кластере 2 доминантой является отрицательная величина ГК₃.

Проведенный анализ показывает, что аппарат разложения полей средней соленности слоя 5–50 м по ЭОФ позволяет воспроизвести основные черты пространственной структуры полей соленности, а временные ряды ГК дают возможность проследить эволюцию полей аномалий соленности.

Обратим внимание на тот факт, что коэффициент ГК₁ зимой 2007/08 г. вышел за пределы исторической изменчивости с 1950 по 1993 г. (рис. 7). Первая ЭОФ_С₁ при отрицательном значении ГК₁ воспроизводит вариации поля соленности, при которых в море Бофорта и Канадской котловине наблюдается отрицательная аномалия, а в районе северной части моря Лаптевых располагаются положительные аномалии соленности. Именно подобная доминанта наблюдалась в поле аномалий поверхностной соленности зимой 2007/08 г. [5, 8]. Значения ГК₂ и ГК₃ в 2007/08 г. также вышли за пределы исторической изменчивости. Поэтому если в качестве показателя состояния зимнего поля соленности принять значения главных компо-

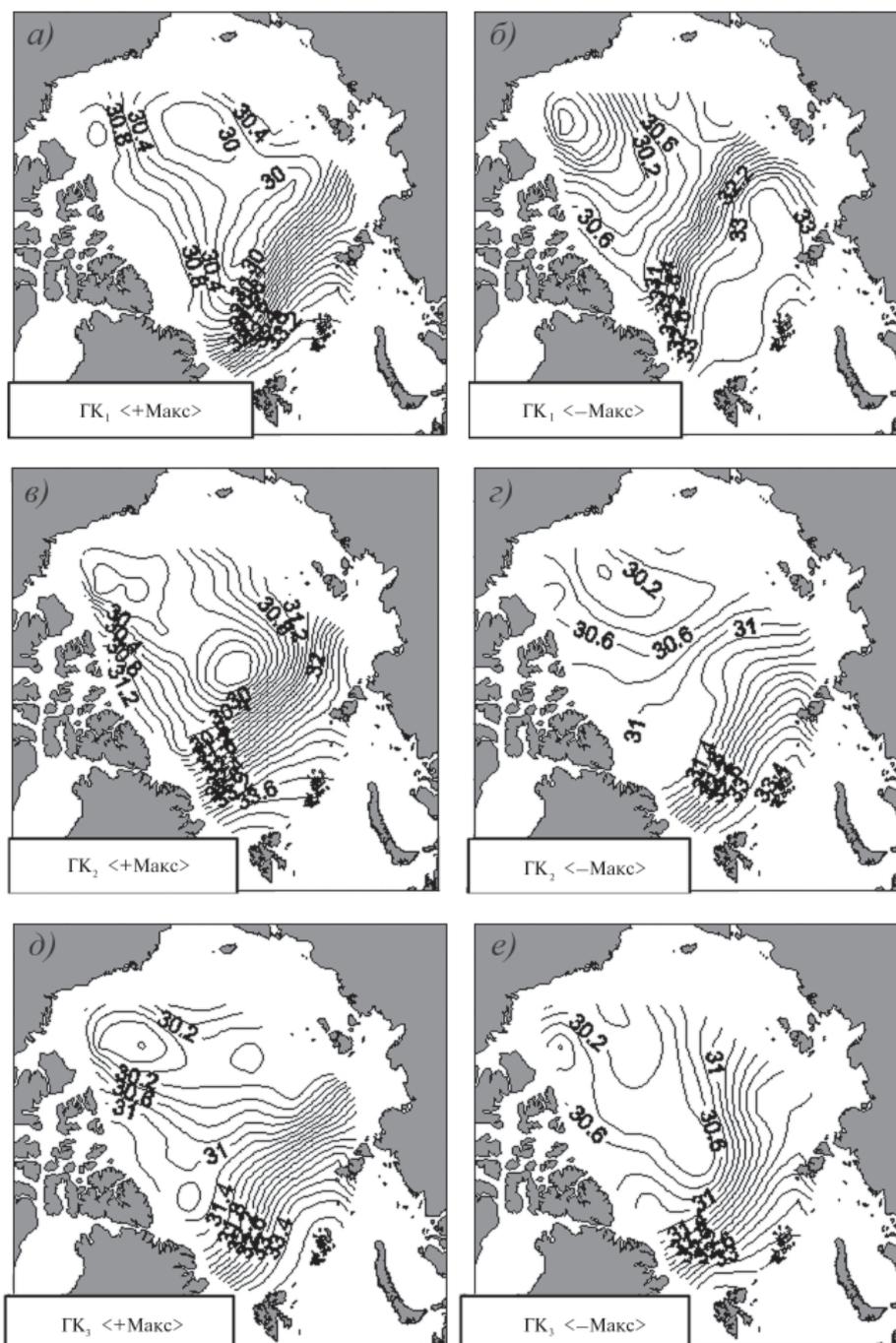


Рис. 6. Поля солёности, соответствующие максимальному (а, в, д) и минимальному (б, г, е) коэффициентам ЭОФ разложения для первой (а, б), второй (в, г) и третьей мод (д, е)

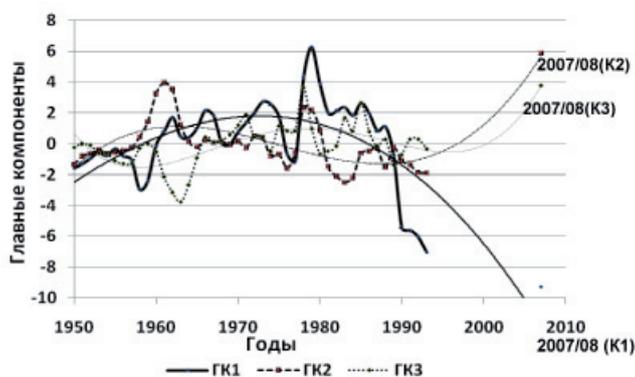


Рис. 7. Коэффициенты разложения (главные компоненты) GK_1 , GK_2 и GK_3 средней солености в слое 5–50 м в Арктическом бассейне по эмпирическим ортогональным функциям ЭОФ_{C_1} , ЭОФ_{C_2} и ЭОФ_{C_3} соответственно; (K2) – полиномиальная линия тренда со степенью 2 для GK_1 и (K3) – соответствующая линия для GK_2 и GK_3

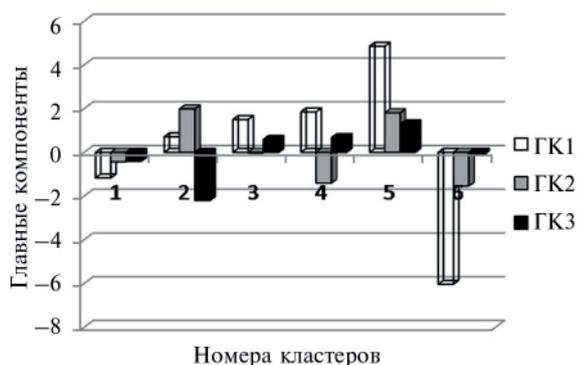


Рис. 8. Гистограмма средних значений главных компонент GK_1 , GK_2 , GK_3 для шести кластеров в соответствии с рис. 3: Кл1 – 1950–1959 гг., 1976–1977 гг. и 1989 г.; Кл2 – 1960–1965 гг.; Кл3 – 1966–1975 гг.; Кл4 – 1981–1988 гг.; Кл5 – 1978–1980 гг.; Кл6 – 1990–1993 гг.)

нент GK_1 , GK_2 и GK_3 , то можно сделать вывод, что структура поля солености слоя 5–50 м в 2007/08 г. ни разу не наблюдалась на протяжении исторического периода наблюдений с 1950 по 1993 г.

Известно, что в конце 80-х гг. прошлого столетия режим атмосферной циркуляции стал меняться [2]. Развитие метеорологических процессов начиная с конца 90-х гг. пошло другим путем – деградации Арктического антициклона вплоть до превращения его, по существу, в отрог высокого давления Североамериканско-Канадского антициклона. В структуре полей приземного давления это проявилось в более частой повторяемости больших значений индекса AD , что, по мнению авторов статьи [16], явилось причиной формирования локальных минимумов площади льдов летом 1995, 1999, 2002, 2005 и 2007 гг. В конце 80-х гг. усилился приток теплых и соленых атлантических вод в Арктический бассейн, достигнув максимума в 2004 г. [9]. В начале текущего столетия увеличился поток тепла тихоокеанских вод через Берингов пролив в Чукотское море [17]. Можно предположить, что вслед за этими событиями перемены произошли и в поверхностном слое. Отсутствие гридированных полей с 1994 по 2006 г. не позволяет более точно определить даты

экстремальных переходов в поверхностном слое океана. Но факт больших изменений главных компонент от начала 90-х гг. к 2007/08 г. ставит фундаментальный вопрос: не являются ли экстремумы главных компонент показателем перехода поверхностного слоя Арктического бассейна в качественно новое макросостояние. Несомненно, причины и следствия возникновения значительных преобразований в поверхностном слое СЛО в течение последних двух десятилетий должны стать предметом дальнейшего изучения.

КОРРЕЛЯЦИОННЫЙ АНАЛИЗ СВЯЗЕЙ

Для оценки роли отдельных факторов в межгодовых изменениях полей средней солёности поверхностного слоя был выполнен корреляционный анализ связи главных компонент GK_1 , GK_2 и GK_3 с индексами атмосферной циркуляции, расходом тихоокеанских вод через Берингов пролив, потоком соли атлантических вод через Фареро-Шетландский пролив, речным стоком и площадью открытой воды арктических морей в сентябре. В табл. 1 приведены значения коэффициентов корреляции (наибольшие величины коэффициентов корреляции выделены жирным шрифтом) связи GK_1 , GK_2 и GK_3 с индексами атмосферной циркуляции AO , NAO , PNA и AD как для летнего сезона, осредненных за период июль–сентябрь, так и для зимнего периода, осредненных за период с января по апрель текущего года.

Первая главная компонента GK_1 средней солёности зависит от зимних атмосферных процессов, моделируемых индексами AO и NAO . При этом существует не только синхронная связь, но и с заблаговременностью до 2-х лет (табл. 1). Максимальный коэффициент корреляции GK_1 с AO и NAO с заблаговременностью один год составляет $R=-0,46$. Обратная связь означает, что при положительных значениях AO (циклонический тип атмосферной циркуляции) отрицательная аномалия солёности наблюдается в Амеразийском суббассейне, а положительная аномалия солёности располагается в Евразийском суббассейне (см. рис. 5б). При этом зона наименьшей солёности располагается в южной части Канадской котловины и солёносная фронтальная зона смещена на восток к котловине Макарова, как это наблюдалось в 1958, 1992 гг. (см. рис. 4а и 4е) и в 2007/08 г. При отрицательных значениях AO (антициклональный тип атмосферной циркуляции) положительные аномалии солёности наблюдаются в Амеразийском суббассейне, а отрицательные – в Евразийском. В этом случае зона распресненных вод занимает центральную часть Арктического бассейна и солёносная фронтальная зона смещается на запад, располагаясь в районе хребта Гаккеля, подобно тому, как это было в 1979 г. (см. рис. 4з).

На вторую главную компоненту преимущественно влияют летние атмосферные процессы (средние значения индексов за июль–сентябрь), моделируемые индексом AD . Коэффициент корреляции с заблаговременностью два года равен $R=-0,47$. При отрицательном значении AD , которое соответствует положительной аномалии приземного давления над североамериканским побережьем и отрицательной аномалии – над сибирским побережьем, наблюдаются южные потоки в Чукотском море и прилегающих акваториях, как это было летом 2007 г. Образовавшееся за счет интенсивного таяния льда распреснение (рис. 2б) оказывает влияние на распределение зимней солёности в последующие годы, прежде всего уменьшая солёность в области, прилегающей к морю Бофорта (рис. 2в). Но зона распреснения вытягивается от моря Бофорта до Северного полюса.

Зимние атмосферные процессы, моделируемые NAO , синхронно воздействуют на вторую главную компоненту, влияя на положение солёносной фронтальной зоны. При отрицательных значениях NAO (циклонический тип атмосферной циркуляции) формируется зона положительных аномалий (осолонение) в центральной части АБ. Область более солёных поверхностных вод смещается от пролива Фрама на восток, солёносная фронтальная зона обостряется, и ось ее располагается над

Таблица 1

Коэффициенты корреляции между главными компонентами ГК₁, ГК₂ и ГК₃ и индексами атмосферной циркуляции *AO*, *NAO*, *PNA* и *AD*; временной сдвиг с минусом означает, что индекс опережает главную компоненту, т.е. влияет на нее

Индекс атмосферной циркуляции	Временной сдвиг, г.	Главные компоненты средней солёности		
		ГК ₁	ГК ₂	ГК ₃
<i>AO</i> июль–сентябрь	–2	–0,30	–0,38	0,10
	–1	–0,19	–0,40	–0,04
<i>NAO</i> июль–сентябрь	–2	0	–0,18	0,12
	–1	0	–0,1	0,17
<i>PNA</i> июль–сентябрь	–3	0,14	–0,15	0,41
	–2	0,03	–0,24	0,60
<i>AD</i> июль–сентябрь	–1	–0,09	–0,31	0,45
	–4	–0,002	–0,38	0,41
	–3	–0,014	–0,43	0,47
	–2	–0,015	–0,47	0,40
<i>AO</i> январь–апрель	–1	–0,12	–0,45	0,32
	–2	–0,37	–0,25	0,17
	–1	–0,46	–0,31	–0,01
	0	–0,37	–0,30	–0,12
<i>NAO</i> январь–апрель	–2	–0,38	–0,35	0,17
	–1	–0,46	–0,38	0,11
	0	–0,4	–0,42	0,03
<i>PNA</i> январь–апрель	–2	0,21	–0,08	0,20
	–1	0,10	–0,17	0,20
	0	–0,08	–0,23	0,26
<i>AD</i> январь–апрель	–2	–0,11	–0,19	0,21
	–1	–0,06	–0,20	0,29
	0	0,06	–0,35	–0,02

котловиной Амундсена (рис. 6*в*). Подобное состояние поверхностного слоя наблюдалось в апреле 1960 г.

Изменчивость третьей главной компоненты определяют летние атмосферные процессы, моделируемые индексами *PNA* и *AD*. Максимальный коэффициент корреляции ГК₃ с *PNA* с заблаговременностью два года оказался равным $R=+0,60$. Можно предположить, что на изменения третьей главной компоненты оказывают влияние летние процессы, аккумулирующиеся за 3-4 года и моделируемые индексами *PNA* и *AD*.

С расходом через Берингов пролив значимый коэффициент корреляции $R=-0,40$ был получен для третьей главной компоненты ГК₃ без сдвига по времени; с заблаговременностью в 1 год коэффициент корреляции получился несколько меньшим и равным $R=-0,35$. Значимый коэффициент корреляции для потока соли через Фареро-Шетландский пролив получился для второй компоненты средней солёности ГК₂ ($R=0,37$) с заблаговременностью 10 лет.

Влияние речного стока проявилось только в третьей главной компоненте ГК₃, коэффициент корреляции получился равным $R=0,37$ с временным сдвигом в 5 лет. Корреляция с площадью чистой воды арктических морей в сентябре получилась значимой для первой главной компоненты с заблаговременностью 1 год.

Полученные значимые коэффициенты корреляции главных компонент с различными факторами дают основание полагать реалистичной задачу создания статистической модели межгодовой изменчивости состояния поверхностного слоя АБ.

ВЫВОДЫ

1. Получена классификация полей средней солёности поверхностного слоя 5–50 м Арктического бассейна, и выделены шесть кластеров, в которые входят группы полей с подобной пространственной структурой солёности. Подтверждена сопряженность типа распределения солёности с преобладающим типом атмосферной циркуляции.

2. Проведено исследование межгодовых вариаций полей средней солёности поверхностного слоя 5–50 м Арктического бассейна. Временной ряд полей средней солёности был подвергнут статистическому анализу, в результате которого были получены эмпирические ортогональные функции и главные компоненты разложения полей средней солёности по ЭОФ. Первые три ЭОФ_С, которые описывают 60 % межгодовой изменчивости средней солёности, имеют вполне определенный физический смысл, отображая наиболее часто повторяющиеся аномалии пространственного распределения средней солёности в зимний период.

3. Оценки временных радиусов корреляции τ_g автокорреляционных функций главных компонент показывают, что аномалии средней солёности, отображаемые первой ЭОФ, могут сохраняться в среднем до 4 лет, а особенности структуры поля средней солёности, воспроизводимые ЭОФ_{С₂} и ЭОФ_{С₃}, имеют инерционность в среднем до 2–3 лет.

4. Наибольшие изменения структуры солёности поверхностного слоя 5–50 м в зимний период произошли в начале 90-х гг. прошлого столетия и, особенно, в 2007/08 г. Является ли эта трансформация пространственного распределения поверхностной солёности естественным процессом вариаций характеристик поверхностного слоя или же поверхностный слой Арктического бассейна перешел в качественно новое макросостояние – этот принципиальный вопрос требует еще дополнительного исследования.

5. Получены значимые коэффициенты корреляции первых трех главных компонент не только с индексами атмосферной циркуляции, но и с расходом через Берингов пролив, потоком соли через Фареро-Шетландский пролив, речным стоком и площадью чистой воды в сентябре в арктических морях с различной заблаговременностью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Колтышев А.Е., Никифоров Е.Г., Тимохов Л.А., Гарманов А.Л. Крупномасштабная изменчивость ареалов распространения распресненных вод в Арктическом бассейне // Тр. ААНИИ. 2008. Т. 448. С. 37–58.
2. Куражов В.К., Иванов В.В., Коржиков А.Я. Роль атмосферной циркуляции в формировании долгопериодных колебаний климата Арктики // Тр. ААНИИ. 2007. Т. 447. С. 33–43.
3. Мещерская А.В., Руховец Л.В., Юдин М.И., Яковлева Н.И. Естественные составляющие метеорологических полей. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 199 с.
4. Никифоров Е.Г., Тимохов Л.А., Колтышев А.Е., Соколов В.Т. Крупные аномалии солёности и динамика запаса пресных вод Арктического бассейна для зимнего периода // Тр. ААНИИ. 2008. Т. 448. С. 29–36.
5. Покровский О.М., Тимохов Л.А. Реконструкция зимних полей температуры и солёности Северного Ледовитого океана // Океанология. 2002. Том 42. № 6. С. 822–830.
6. Тимохов Л.А., Ашик И.М., Гарманов А.Л., Карпий В.Ю., Кириллов С.А., Лебедев Н.В., Новихин А.Е., Поляков И.В., Соколов В.Т. Океанографические условия в Арктическом бассейне и арктических морях по результатам натуральных исследований в 2008 г. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. № 3 (83). С. 5–18.
7. Трешников А.Ф. Поверхностные воды в Арктическом бассейне // Проблемы Арктики. 1959. Вып. 7. С. 5–14.

8. Фролов И.Е., Гудкович З.М., Радионов В.Ф., Тимохов Л.А., Широков А.В. Научные исследования в Арктике. Т. 1. Научно-исследовательские дрейфующие станции «Северный полюс». СПб.: Наука, 2005. 267 с.
9. Фролов И.Е., Ашик И.М., Кассенс Х., Поляков И.В., Прошутинский А.Ю., Соколов В.Т., Тимохов Л.А. Аномальные изменения термохалинной структуры Северного Ледовитого океана // ДАН. 2009. Т. 429. № 5. С. 688–690.
10. Joint U.S.-Russian Atlas of the Arctic Ocean, Oceanography Atlas for the Winter (1997) and Summer Period (1998) / Ed. by F. Tanis, L. Timokhov. Environmental Working Group, University of Colorado, Boulder, CD-ROM.
11. McPhee M.G., Proshutinsky A., Morison J.H., Steele M., Alkire M.B. Rapid change in freshwater content in the Arctic Ocean // Geophys. Res. Lett. 2009. Vol. 36. L10602, doi:10.1029/09GL037525.
12. Overland J.E., Wang M. Large-scale atmospheric circulation changes are associated with the recent loss of Arctic sea ice // Tellus. 2010. Vol. 62A. P. 1–9.
13. Polyakov I.V., Alexeev V., Belchansky G.I., Dmitrenko I.A., Ivanov V., Kirillov S., Korablev A., Steele M., Timokhov L.A., Yashayaev I. Arctic Ocean freshwater changes over the past 100 years and their causes // J. of Climate. 2008. Vol. 21(2). P. 364–384.
14. Roach A.T., Aagaard K., Pease C.H., Salo S.A., Weingartner T., Pavlov V.K., Kulakov M.Yu. Direct measurements of transport and properties through the Bering Strait // J. of Geophys. Res. 1995. Vol. 100. № C9. P. 18443–18457.
15. de Stuur L., Steele M., Hansen E., Morison J., Rigor I.G., Lee C.M., Polyakov I., Olsen S.M., McLaughlin F.A. Recent changes in Arctic Ocean freshwater distribution // J. Phys. Oceanogr., submitted. 2011.
16. Wang J., Zhang J., Watanabe E., Ikeda M., Mizobata K., Walsh J.E., Bai X., Wu B. Is the Dipole Anomaly a major driver to record lows in Arctic summer sea ice extent? // Geophys. Res. Lett. 2009. Vol. 36. L05706, doi:10.1029/08GL036706.
17. Woodgate R.A., Aagaard K., Weingartner T.J. Interannual changes in the Bering Strait fluxes of volume, heat and freshwater between 1991 and 2004 // Geophys. Res. Lett. 2006. Vol. 33. L15609, doi:10.1029/06GL026931.

L.A.TIMOKHOV, E.A.CHERNYAVSKAYA, E.G.NIKIFOROV, I.V.POLYAKOV, V.YU.KARPIY

SPATIAL AND TEMPORAL VARIABILITY OF WINTER SALINITY OF THE ARCTIC OCEAN IN THE LAYER OF 5–50 m

The spatial and temporal structure of the mean salinity in the layer of 5–50 m of the Arctic Ocean for the winter period of 1950–1993 and 2007/08 was investigated. The classification of mean salinity fields was made and six clusters of groups of similar salinity fields were distinguished. Dependence of salinity distribution on prevailing type of atmospheric circulation was confirmed. The decomposition of salinity fields on Empirical Orthogonal Function (EOF) was made and the time series of Principal Components (PC) were obtained. The first three EOFs yield 60 % of the total variance and show the most frequent anomalies in the spatial distribution of the mean salinity in winter. In order to assess the impact of different factors on interannual variability of mean salinity of the Arctic Ocean surface layer the correlation analysis of PCs with atmospheric circulation indices, the water exchange through the Bering Strait, salt fluxes through the Faeroe-Shetland Strait, river runoff and the area of open water in the Arctic seas at the end of summer was carried out. The results of correlation analysis show that the interannual variability of the winter salinity depends not only on atmospheric processes, but also on the other external factors.

Keywords: Arctic Ocean, the surface layer, salinity anomalies, empirical orthogonal functions, principle components, correlation analysis.