МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ АРКТИЧЕСКИЙ И АНТАРКТИЧЕСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 3 (89)

Издается с июня 1937 г.

Санкт-Петербург ААНИИ 2011 Главный редактор д-р геогр. наук, профессор *Фролов И.Е.* (ААНИИ)

Редакционная коллегия

канд. физ.-мат. наук Данилов А.И. (зам. главного редактора) канд. геогр. наук Бузин И.В. (ученый секретарь, тел. (812) 337-3212, e-mail: buzin@aari.nw.ru) д-р геогр. наук Алексеев Г.В. (ААНИИ) канд. физ.-мат. наук Бобылев Л.П. (Фонд Нансен-центр) д-р геогр. наук *Вуглинский В.С.* (ГГИ) канд. геол.-минерал. наук Грикуров Г.Э. (ВНИИОкеангеология) д-р геогр. наук Гудкович З.М. (ААНИИ) д-р физ.-мат. наук *Доронин Ю.П.* (РГГМУ) д-р геогр. наук Зубакин Г.К. (ААНИИ) д-р. геол.-минерал. наук Иванов В.Л. (ВНИИОкеангеология) д-р физ.-мат. наук *Катиов В.М.* (ГГО) канд. геогр. наук Липенков В.Я. (ААНИИ) канд. техн. наук Лихоманов В.А. (ААНИИ) д-р физ.-мат. наук Макитас А.П. (ААНИИ) д-р геогр. наук Никифоров Е.Г. (ААНИИ) канд. геогр. наук Радионов В.Ф. (ААНИИ) д-р физ.-мат. наук Рожков В.А. (СПбГУ) д-р геогр. наук Саватюгин Л.М. (ААНИИ) д-р физ.-мат. наук Тимохов Л.А. (ААНИИ) д-р физ.-мат. наук Трошичев О.А. (ААНИИ)

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 3 (89)

Подписной индекс издания 48657 в каталоге «Газеты. Журналы» ОАО «Агентство Роспечать» Свидетельство о регистрации ПИ № ФС77-35144 от 28 января 2009 г.

Выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи и массовых коммуникаций

В соответствии с решением Президиума Высшей аттестационной комиссии Минобрнауки России от 19 февраля 2010 года №6/6 журнал включен в перечень ведущих рецензируемых научных журналов и изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученых степеней доктора и кандидата наук

Редактор: Е.В.Миненко Оригинал-макет: Н.А.Крупина, А.А.Меркулов На обложке рисунок А.М.Козловского

ISSN 0555-2648

© Государственный научный центр РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт (ГНЦ РФ ААНИИ), 2011.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Л.А.Тимохов, Е.А.Чернявская, Е.Г.Никифоров, И.В.Поляков, В.Ю.Карпий.</i> Пространственно-временная изменчивость зимней солености воды в слое 5–50 м Арктического бассейна	. 5
<i>И.В.Бузин, З.М.Гудкович.</i> Сезонные особенности климатических изменений в Баренцевом море	20
<i>О.В.Руденко</i> . Изменения природной среды Восточно-Баренцевоморского региона в голоцене по материалам изучения субфоссильных и ископаемых спорово-пыльцевых спектров Новоземельского шельфа	33
<i>Е.В.Шевнина, В.П.Соболева.</i> Использование ГИС-технологий для оценки площадей затопления в районе порта Дудинка	43
<i>Е.У.Миронов, В.С.Порубаев.</i> Статистическая модель морфометрии гряды тороса в юго-западной части Карского моря	49
<i>Б.В.Иванов, А.К.Павлов, П.И.Ситдиков.</i> Относительная прозрачность воды в заливе Грён-фьорд (архипрелаг Шпицберген)	62
П.В.Богородский, А.В.Пнюшков. Влияние роста припайного льда на промерзание лежащего под ним дна	69
В.В.Дроздов, Н.П.Смирнов. Влияние крупномасштабных циркуляционных процессов в атмосфере на температурный режим Беломорского региона	78
<i>Л.А.Ермакова, А.Е.Новихин.</i> Некоторые данные по гидрологии придонного слоя Карского моря (по материалам экспедиционных исследований БАРКАЛАВ-2007 и БАРКАЛАВ-2008)	89
В.Г.Дмитриев. Сравнительная оценка некоторых климатических характеристик гидрометеорологических обсерваторий Барроу и Тикси (Аляска) 10	01
Памяти Г.А.Баскакова1	17
Памяти Ю.П.Доронина1	19

CONTENTS

<i>L.A. Timokhov, E.A. Chernyavskaya, E.G. Nikiforov, I.V. Polyakov, V. Yu. Karpiy.</i> Spartial and temporial variability of winter salinity of the Arctic ocean in the layer of 5–50 m
I.V.Buzin, Z.M.Gudkovich. Seasonal features of the climatic changes in the Barents Sea20
<i>O.V.Rudenko.</i> Holocene environments of the Eastern Barents region deduced from subfossil and fossil pollen spectra of the Novozemel'skyi shelf
<i>E.V.Shevnina, V.P.Soboleva.</i> Assessment of the flood inundation area of port of Dudinka based on GIS-technology
<i>E.U.Mironov, V.S.Porubaev.</i> Statistical model of ice ridge morphometry in the southwestern part of the Kara Sea
<i>B.V.Ivanov, A.K.Pavlov, P.I.Sitdikov.</i> Relative transparency of water in the Gronfjorden Bay (Spitsbergen)
<i>P.V.Bogorodsky, A.V.Pnyushkov.</i> Impact of Arctic lan fast-ice growth on subwater ground feezing
<i>V.V.Drozdov, N.P.Smirnov.</i> Large-scale variability of atmospheric circulation and a thermal mode of White Sea region
<i>L.A.Ermakova, A.E.Novikhin.</i> Some data on hydrology of near-bottom water of Kara Sea (according to data from BARKALAV-2007 and BARKALAV-2008)89
<i>V.G.Dmitriev.</i> Comparative Estimation of Some Climatic Characteristics of Hydrometeorological Observatories in Barrow and Tiksi (Alaska)101
In memory of G.A.Baskakov117
In memory of Yu.P.Doronin

УДК 551.465.62:63

Поступила 14 июля 2011 г.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЗИМНЕЙ СОЛЕНОСТИ 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 ГНЦ 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 сояения солености в зимний период. Для оценки роли отдельных факторов в межгодовых изменениях полей средней солености в оперехности поверхностного слоя был выполнен корреляционный анализ СК с индексами атмосферной циркуляции, расходами тихоокеанских вод через Берингов пролив, постоких рек и площадью открытой воды арктических морей в конце лета. Результаты анализа показывают, что межсодовая изменчивость солености в зимний период и иркуляции, расходами тихоокеанских полив, поступлением пресных вод через Фареро-Шетландский пролив, поступлением пресных вод арктических морей в конце лета. Результаты анализа показывают, что межсодовая 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 пространственновременной 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 солености, поскольку в зимний период температура воды в поверхностном слое близка к температуре замерзания при данной солености.

Крупномасштабные изменения полей солености 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 солености для групп лет (классов). Между выделенными классами полей средней солености 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 соленой, 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 распреснения и осолонения верхнего слоя на протяжении последних десятилетий [13]. Из этого следует, что наблюденные 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 лед, превращается в регион, теряющий лед за счет 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 солености 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 Амеразийском суббассейне и связанное с ним большое распреснение поверхностного слоя летом 2007 г. (рис. 26) оказало существенное влияние на величину солености к концу последовавшей зимы. Сравнивая поля средней солености 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 соленость в Амеразийском суббассейне до уровня зимы 2006/07 г. и на большей части акватории суббассейна соленость 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 (*a*) солености воды зимой 2006/07 г. (мартмай 2007 г.), (*б*) аномалии солености летом (август-октябрь) 2007 г. относительно ряда 1950–1993 гг. и (*в*) солености 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 древа 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_С₅ 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.aari.nw.ru/ projects/ECIMO/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 сибирского 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 СОЛЕНОСТИ

В результате кластерного анализа была получена иерархическая структура статистической идентичности полей солености, приведенная на рис. 3. Из рисунка следует, что поля солености 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 солености. 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 солености от кластера к кластеру из каждой группы нами были выбраны представительные года. Распределение солености в 1958 г., относящемся к кластеру 1, характеризуется тем, что зона распреснения в Амеразийском суббассейне занимает южное положение, изохалина 31,0 *рѕи* располагается над Канадской котловиной и подковообразно примыкает к морю Бофорта (рис. 4*a*). Ареал более соленых вод, который распространяется от Берингова пролива до Чукотского поднятия, свидетельствует об интенсивном поступлении тихоокеанских вод. Соленосная фронтальная зона располагается вдоль хребта Ломоносова. Подобное распределение солености формируется при доминировании циклонического режима атмосферной циркуляции [1].



Рис. 3. Результаты кластерного анализа зимних полей солености 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. 4*б*) главной особенностью распределения солености является образование зоны распреснения с несколькими ядрами, которая вытянута от моря Бофорта до Северного полюса. Эта структура пространственного распределения солености формируется при антициклоническом режиме атмосферной циркуляции с разновидностью положения центра антициклона.

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

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

Отличительной чертой поля солености для кластера 5 (1979 г., рис. 4*г*) 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 солености кластера 6 (1992 г., рис. 4*e*) 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. Соленосная фронтальная зона занимает крайнее восточное положение, располагаясь над котловиной Макарова. Этот тип распределения солености формируется преимущественно при циклоническом характере атмосферной циркуляции [1].

Отметим отличие полученных результатов от ранее опубликованных в статье [1], в которой анализировались поля средней солености 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 солености 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 солености в кластеры, отличающиеся друг от друга крупномасштабными особенностями пространственного распределения средней солености.

Кластерный анализ позволил произвести систематизацию полей солености, лучше понять пространственное строение поверхностного слоя, выделить наиболее характерные типы распределения солености и установить сопряженность типа распределения солености с преобладающим типом атмосферной циркуляции. Вместе с тем метод Уорда не позволяет получить последовательность перехода от одного поля солености к другому, установить количественные показатели пространственной структуры полей солености 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 СОЛЕНОСТИ ВОДЫ В СЛОЕ 5–50 м ДЛЯ ЗИМНЕГО ПЕРИОДА

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





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

эмпирическим ортогональным функциям с одновременным расчетом временных серий главных компонент. Первые три $\Theta O \Phi_C$ описывают 60 % дисперсии и отображают наиболее часто повторяющиеся аномалии пространственного распределения средней солености в зимний период. На рис. 5 приведены карты средней за 1950–1993 гг. солености верхнего слоя 5–50 м и поля первых трех $\Theta O \Phi$. Первая мода разложения $\Theta O \Phi_C_1$ (рис. 56) отображает оппозицию аномалий солености в Амеразийском и Евразийском суббассейнах. Вторая мода $\Theta O \Phi_C_2$ (рис. 56) 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 $\Theta O \Phi_C_3$ (рис. 5*г*) 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 солености 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 солености подвержено влиянию таких крупномасштабных типов атмосферной циркуляции, как антициклонический (при положительных ГК₁, рис. 6*a*), что наблюдалось в 1979 г. при ГК₁=+6,3; ГК₂=+2,2; ГК₃=+0,9 (см. рис. 4*г*), и циклонический (при отрицательных ГК₁, рис. 6*б*), наблюдавшихся в 1992 г. при ГК₁=-7,0; ГК₂=-1,8; ГК₃=-0,3 (см. рис. 4*г*).

Вторая мода отражает состояние поверхностного слоя, когда при положительном значении ΓK_2 ($\Gamma K_1=0$, $\Gamma K_3=0$) в АБ формируются две зоны распреснения: одна к северу от моря Бофорта и вторая в центре АБ, как это наблюдалось в 1960 г. ($\Gamma K_1=-0,1$; $\Gamma K_2=+3,2$; $\Gamma K_3=-0,5$; карта не приводится), а соленосная фронтальная зона смещена и располагается западнее хребта Ломоносова в котловине Амундсена (рис. 6*в*). При отрицательном значении ΓK_2 центр распреснения располагается в Канадской котловине, а фронтальная зона максимально смещена на запад и расположена над хребтом Гаккеля. Подобное состояние верхнего слоя наблюдалось в 1984 г. ($\Gamma K_1=+1,8$; $\Gamma K_2=-2,2$; $\Gamma K_3=+0,8$; см. рис. 4*д*).

Третья мода воспроизводит такое состояние поверхностного слоя, когда при положительном значении ГК₃ (ГК₁=0, ГК₃=0) в АБ формируется двухъядерная зона распреснения, вытянутая от моря Бофорта к морю Лаптевых. При отрицательных значениях ГК₃ зона распреснения вытянута от моря Бофорта к Северному полюсу, а соленосная 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. 4 δ).

Временной ход коэффициентов разложения полей солености 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 ΓK_2 и ΓK_3 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 солености, отображаемые первой ЭОФ, могут сохраняться в среднем до 4 лет, а особенности структуры поля средней солености, воспроизводимые ЭОФ_С₂ и ЭОФ_С₃, имеют инерционность в среднем до 2–3 лет.



Рис. 5. Средняя климатическая соленость в слое 5–50 м в зимний период (*a*) и вид эмпирической ортогональной функции разложения полей солености соответственно: $\Theta O \Phi_C_1(\delta)$; $\Theta O \Phi_C_2(\epsilon)$; $\Theta O \Phi_C_3(\epsilon)$

Полученные значения главных компонент были осреднены по годам, входящим в кластер, и была построена гистограмма ΓK_1 , ΓK_2 , ΓK_3 для выделенных ранее шести кластеров. Как следует из рис. 8, каждому кластеру можно поставить в соответствие определенное сочетание значений ΓK . Кластеры 1 и 6 характеризуются отрицательными значениями первой и второй главных компонент, а различие между этими кластерами состоит в величинах значений ΓK_1 и ΓK_2 . Кластеры 3, 4 и 5 характеризуются доминирующими положительными значениями ΓK_1 и положительными величинами ΓK_3 , а различаются знаком и величинами ΓK_2 . В кластере 2 доминантой является отрицательная величина ΓK_3 .

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

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 солености, при которых в море Бофорта и Канадской котловине наблюдается отрицательная аномалия, а в районе северной части моря Лаптевых располагаются положительные аномалии солености. Именно подобная доминанта наблюдалась в поле аномалий поверхностной солености 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 солености принять значения главных компо-



Рис. 6. Поля солености, соответствующие максимальному (*a*, *e*, *d*) и минимальному (*б*, *c*, *e*) коэффициентам ЭОФ разложения для первой (*a*, *б*), второй (*b*, *c*) и третьей мод (*d*, *e*)



Рис. 7. Коэффициенты разложения (главные компоненты) ГК₁, ГК₂ и ГК₃ средней солености в слое 5–50 м в Арктическом бассейне по эмпирическим ортогональным функциям ЭОФ_С₁, ЭОФ_С₂ и ЭОФ_С₃ соответственно; (К2) –полиномиальная линия тренда со степенью 2 для ГК₁ и (К3) – соответствующая линия для ГК₂ и ГК₃



Рис. 8. Гистограмма средних значений главных компонент ГК₁, ГК₂, ГК₃ для шести кластеров в соответствии с рис. 3: Кл1 – 1950–1959 гг., 1976–1977 гг. и 1989 г.; Кл2 – 1960–1965 гг.; Кл 3 – 1966–1975 гг.; Кл4 – 1981–1988 гг.; Кл5 – 1978–1980 гг.; Кл6 – 1990–1993 гг.)

нент ГК₁, ГК₂ и ГК₃, 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 солености поверхностного слоя был выполнен корреляционный анализ связи главных компонент ΓK_1 , ΓK_2 и ΓK_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 ΓK_1 , ΓK_2 и ΓK_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 ГК, средней солености 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 ГК₁ 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 солености наблюдается в Амеразийском суббассейне, а положительная аномалия солености располагается в Евразийском суббассейне (см. рис. 56). При этом зона наименьшей солености располагается в южной части Канадской котловины и соленосная фронтальная зона смещена на восток к котловине Макарова, как это наблюдалось в 1958, 1992 гг. (см. рис. 4a и 4e) и в 2007/08 г. При отрицательных значениях AO (антициклональный тип атмосферной циркуляции) положительные аномалии солености наблюдаются в Амеразийском суббассейне, а отрицательные – в Евразийском. В этом случае зона распресненных вод занимает центральную часть Арктического бассейна и соленосная фронтальная зона смещается на запад, располагаясь в районе хребта Гаккеля, подобно тому, как это было в 1979 г. (см. рис. 4г).

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. 2*6*) оказывает влияние на распределение зимней солености в последующие годы, прежде всего уменьшая соленость в области, прилегающей к морю Бофорта (рис. 2*6*). Но зона распреснения вытягивается от моря Бофорта до Северного полюса.

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

Индекс атмосферной	Временной	Главные компоненты средней соленос					
циркуляции	сдвиг, г.	ΓK ₁	ΓK ₂	ГК,			
AO июль-сентябрь	-2	-0,30	-0,38	0,10			
	-1	-0,19	-0,40	-0,04			
NAO июль-сентябрь	-2	0	-0,18	0,12			
	-1	0	-0,1	0,17			
PNA июль-сентябрь	-3	0,14	-0,15	0,41			
	-2	0,03	-0,24	0,60			
	-1	-0,09	-0,31	0,45			
AD июль-сентябрь	-4	-0,002	-0,38	0,41			
	-3	-0,014	-0,43	0,47			
	-2	-0,015	-0,47	0,40			
	-1	-0,12	-0,45	0,32			
АО январь-апрель	-2	-0,37	-0,25	0,17			
	-1	-0,46	-0,31	-0,01			
	0	-0,37	-0,30	-0,12			
NAO январь-апрель	-2	-0,38	-0,35	0,17			
	-1	-0,46	-0,38	0,11			
	0	-0,4	-0,42	0,03			
PNA 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			

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

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, аккумулирующееся 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 солености ГК₂ (R=0,37) с заблаговременностью 10 лет.

Влияние речного стока проявилось только в третьей главной компоненте ΓK_3 , 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 солености поверхностного слоя 5–50 м Арктического бассейна, и выделены шесть кластеров, в которые входят группы полей с подобной пространственной структурой солености. Подтверждена сопряженность типа распределения солености с преобладающим типом атмосферной циркуляции.

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

3. Оценки временных радиусов корреляции tg автокорреляционных функций главных компонент показывают, что аномалии средней солености, отображаемые первой ЭОФ, могут сохраняться в среднем до 4 лет, а особенности структуры поля средней солености, воспроизводимые ЭОФ_ C_2 и ЭОФ_ C_3 , имеют инерционность в среднем до 2–3 лет.

4. Наибольшие изменения структуры солености 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 солености 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.: Гидрометеоиздат, 1970. 199 с.

4. *Никифоров Е.Г., Тимохов Л.А., Колтышев А.Е., Соколов В.Т.* Крупные аномалии солености 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 солености 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 натурных 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., Широчков 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., Weigartner 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 Steur 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.

УДК 551.326.6

Поступила 15 августа 2011 г.

СЕЗОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ

канд. геогр. наук И.В.БУЗИН, д-р геогр. наук З.М.ГУДКОВИЧ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, buzin@aari.ru

Рассмотрены сезонные особенности климатических изменений региона Баренцева моря. Предложена гипотеза, объясняющая основные непосредственные причины разнонаправленности векового тренда ледовитости Баренцева моря в осенне-зимний и весенне-летний периоды. Гипотеза основана на выявленных закономерностях изменений дрейфа льдов, температуры воздуха, осадков и альбедо снежно-ледяной поверхности. Эти изменения происходили под влиянием аномалий атмосферной циркуляции, возникших вследствие смещения в течение XX в. пояса зональных воздушных переносов из высоких в умеренные широты в связи с углублением и расширением северного циркумполярного вихря.

Ключевые слова: ледовитость, линейный тренд, атмосферная циркуляция, заприпайные полыньи, снежный покров, альбедо, изменения климата.

введение

Известно, что среднегодовая ледовитость Северо-Европейского бассейна (включая Баренцево море) уменьшалась на протяжении XX в. В качестве основного аргумента, подтверждающего этот факт, обычно рассматривалось изменение апрельских (конец зимы) либо летних (май—август) значений ледовитости [9, 28]. Однако анализ ежемесячных рядов ледовитости Баренцева моря, проведенный в работах [14, 24, 20], выявил наличие противоположно направленных тенденций (трендов) этой характеристики внутри года. Такой анализ показал, что в осенне-зимний период отмечается положительный климатический тренд (рост ледовитости моря от начала к концу XX в.), а в весенне-летний период — понижение ледовитости. При этом тенденция среднегодовых ее значений свидетельствует о вековом уменьшении ледовитости в регионе. Для объяснения причин данного явления в работе [7] был проведен анализ основных составляющих климатических изменений в регионе Баренцева моря (ледовитости, температуры воды и воздуха, воздушных переносов). В статье дано краткое описание проведенного исследования и его основных результатов.

ПРИМЕНЯЕМЫЙ ПОДХОД

Для изучения вековых изменений климата региона Баренцева моря использовались оценки линейных трендов разных характеристик климата в этом регионе: относительной площади льдов (ледовитости), температуры воздуха (T_a) и воды (T_a), разностей атмосферного давления на конкретных створах и ряда других характеристик. Величина трендов выражалась углами наклона линии тренда к оси абсцисс (оси времени), определяемыми через арктангенс коэффициента регрессии. При относительно небольших значениях этого коэффициента для использованных в статье климатических характеристик зависимость между углами наклона и соответствующими коэффициентами регрессии практически линейна. Поскольку выражение этих коэффициентов включает отношение стандартных отклонений размерных величин, величины угла наклона линии регрессии к оси абсцисс для разных характеристик могут сравниваться лишь на качественном уровне.

Значимость линейных трендов определялась по методике оценки вероятностных характеристик случайных величин, изложенной в монографии [17]. Величина тренда считалась значимой, если его знаки при доверительных интервалах ±95 % одинаковы.

АНАЛИЗ ОСОБЕННОСТЕЙ ИЗМЕНЕНИЙ ЛЕДОВИТОСТИ И ДРУГИХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ В РЕГИОНЕ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Рис. 1 иллюстрирует отмеченную выше особенность изменения ледовитости Баренцева моря за 80-летний отрезок времени. Данные о ледовитости осреднены по сезонам, для которых характерен либо положительный тренд (ноябрь–январь), либо отрицательный (февраль–октябрь). Величина тренда в первом случае составила +0,8 % за 10 лет, во втором – 0,9 % за 10 лет.

Тенденции к похолоданию климата в конкретные зимние месяцы и к потеплению в весенне-летний период уточняют данные, приведенные в табл. 1. Как видно, росту ледовитости в большинстве месяцев соответствует понижение температуры воздуха (с октября по февраль) и средней температуры поступающей в регион воды атлантического происхождения (с ноября по апрель), а уменьшению ледовитости — повышение температуры воздуха и воды (в остальные месяцы), хотя значимость температурных трендов невелика.

Такая согласованность, однако, отсутствует, когда сравниваются тренды соответствующих среднегодовых величин. Как видно из рис. 2 и табл. 1, понижение средней за год величины ледовитости моря за 80-летний период (на 0,4 % за 10 лет) сопровождалось некоторым понижением температуры воздуха и воды. Последнее свидетельствует, что среднее теплосодержание воздушной и водной сред в рассматриваемом регионе в 1930–1950 гг. (период первого в XX в. потепления Арктики) было больше, чем в 1987–2007 гг. (кульминация второго периода потепления Арктики). Заметим, что первый период потепления Арктики по температуре воды оказался самым теплым за весь период наблюдений на разрезе «Кольский меридиан».

Причина противоречия между тенденциями изменений среднегодовых значений температуры воздуха и воды, с одной стороны, и среднегодовой ледовитости



Рис. 1. Изменения ледовитости Баренцева моря за период 1928–2007 гг., выделены сезоны «роста» и «уменьшения» ледовитости [7]



Рис. 2. Изменение среднегодовых значений ледовитости (*a*), температуры воздуха в Малых Кармакулах (б) и температуры воды на Кольском меридиане (*в*) за период 1928–2007 гг. [7]

Месяц	Ι	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Х	XI	XII	Ср. год.
Ледовитость, %/10 лет	0,04	-0,14	-0,95	-1,46	-1,08	-0,96	-0,49	-0,51	-0,35	0,00	0,89	0,73	-0,36
<i>T_a</i> , Мал. Кармакулы, °С/10 лет	-0,36	-0,17	0,43	-0,01	0,01	0,04	0,07	0,01	0,03	-0,01	-0,17	-0,18	-0,03
<i>T_e</i> , Кольский меридиан, °C/10 лет	-0,030	-0,031	-0,013	-0,004	0,004	0,003	0,001	0,003	0,008	0,001	-0,006	-0,016	-0,006

Среднемесячные значения линейных трендов многолетних изменений ледовитости, температуры воздуха (T₂) и воды (T₂) в Баренцевоморском регионе

моря, с другой стороны, очевидно, заключается в нелинейности воздействия тепловых факторов на ледяной покров [26]: одинаковые аномалии температуры зимой и в весенне-летний период по-разному влияют на толщину и площадь ледяного покрова.

Отмеченное противоречие исчезает, когда сравниваются не многолетние тренды, а внутривековые колебания климата с периодом около 60 лет, которые выделены на рис. 2 с помощью полиномиальной аппроксимации. Как видно, обеим эпохам потепления соответствуют отрицательные аномалии ледовитости и положительные аномалии температуры воздуха и воды, а эпохе похолодания — противоположные значения упомянутых аномалий. При этом, как видно из рис. 26, в эпоху похолодания, кульминация которой отмечалась в 1960-е — начало 1980-х гг., температура воды на разрезе в отдельные годы опускалась ниже 3 °C (при среднем ее значении 4 °C).

Сезонные изменения трендов температуры воздуха над Баренцевым морем имеют региональные особенности (табл. 2). Из таблицы следует, что слабый положительный тренд среднегодовой температуры воздуха отмечается только вблизи западных границ моря. На южном и особенно на восточном контуре моря, у которого сосредоточены основные площади льдов Баренцева моря, тренд средних годовых значений температуры отрицательный. Данные табл. 2 подтверждают также сезонность проявления климатических тенденций на всех станциях региона, отмеченную нами ранее.

На похолодание климата в некоторых регионах Северной Атлантики и прилежащих к ней областях Арктики во второй половине ХХ в. указывают результаты Программы по оценке климатических воздействий в Арктике [22]. Еще ранее на это обратили внимание авторы работы [30], установившие противоположный характер аномалий температуры над материками и океанами и объяснившие это явление усилением западно-восточного переноса в атмосфере в эпохи потепления и их ослаблением в эпохи похолодания. Убедительное подтверждение похолоданию значительной части Арктики в зимнее полугодие дано в работе [21], где приведены карты разностей средней температуры воздуха в Северном полушарии между двумя эпохами потепления XX в. Из этих карт следует, что во вторую эпоху потепления, относящуюся к 1980–2000 гг., по сравнению с первой эпохой потепления Арктики (1930–1950 гг.) температура воздуха существенно понизилась на большей части Северного Ледовитого океана (СЛО), включая области, прилежащие к морю Баффина, и моря арктического шельфа – от Баренцева до Восточно-Сибирского. Как следует из упомянутых карт, повышение температуры воздуха, произошедшее в конце XX в., охватило континенты Евразии, Северной Америки, а также Гренландию и часть Арктического бассейна, то есть регионы, где зимой господствуют антициклоны.

				· •		, ,			
Месяц	Баренцбург	О. Надежды	О. Медвежий	Вардё	Мурманск	Канин Нос	Малыс Кармакулы	Мыс Желания	Б. Тихая – о. Хейса
	1928— 2007	1946— 2007	1928— 2007	1928— 2007	1928— 2005	1928— 2007	1928— 2007	1932— 1996	1930— 1993
Ι	-0,08	0,24	-0,06	0,03	-0,21	-0,14	-0,36	-0,82	-0,70
II	-0,03	0,08	0,05	0,08	0,03	-0,03	-0,16	-0,65	-0,58
III	0,34	0,50	0,29	0,21	0,28	0,31	0,43	0,18	-0,19
IV	0,26	0,44	0,28	0,11	0,06	0,08	-0,01	-0,25	-0,19
V	0,08	0,23	0,10	0,06	0,05	0,04	0,01	-0,14	0,09
VI	0,05	0,18	0,10	0,08	0,06	0,08	0,04	0,03	-0,05
VII	0,05	0,21	0,09	0,09	0,00	0,11	0,08	0,03	0,09
VIII	0,05	0,29	0,05	0,00	-0,08	-0,04	0,01	-0,11	0,02
IX	-0,03	0,18	0,05	0,04	0,03	0,06	0,03	-0,05	-0,05
Х	-0,08	0,05	0,00	0,06	0,01	0,08	-0,01	-0,51	-0,69
XI	-0,13	0,18	-0,06	-0,08	-0,27	-0,10	-0,18	-0,43	-0,70
XII	-0,24	0,10	-0,21	-0,06	-0,24	-0,04	-0,18	-0,86	-0,86
Год	0,03	0,23	0,05	0,05	-0,03	0,04	-0,03	-0,29	-0,31

Значения линейного тренда межгодовых колебаний температуры воздуха для ГМС Баренцевоморского региона, °С/10 лет

ПРОЯВЛЕНИЕ ОБЩЕПЛАНЕТАРНЫХ ПРИЧИН В ИЗМЕНЕНИЯХ КЛИМАТА РЕГИОНА БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Основные особенности отмеченных выше климатических изменений в рассматриваемом регионе отражают общие закономерности изменений климата Земли масштаба от десятилетий до столетий. Они характеризуются наличием циклических колебаний. В приатлантической Арктике наибольшую роль играют циклы продолжительностью около 60 и 200 лет [20, 21]. В работах [11, 12] предложена гипотеза, объясняющая наблюдаемые климатические изменения эволюцией циркумполярных вихрей, вызванной колебаниями количества солнечной энергии (включая энергию солнечной активности), поступающей к Земле. Гипотеза подтверждена данными спутниковых измерений на протяжении последних 30 лет и реконструкциями, основанными на связи данных актинометрических наблюдений с пятнообразовательной активностью Солнца [1, 25, 27].

Было выявлено, что в теплые климатические эпохи происходит углубление и расширение северного циркумполярного вихря, в результате чего отмечается усиление зональных переносов в тропосфере (60-летний и 200-летний циклы) и смещение пояса этих переносов из высоких в умеренные широты (200-летний цикл). Соответственно возникают аномалии общей циркуляции атмосферы, с которыми связаны преобладающие траектории циклонов, состояние континентальных и Арктического антициклона [13], положение зон планетарной адвекции тепла и водяного пара, распределение и тип облаков, следовательно, поступление солнечной радиации, а также дрейф льдов и морские течения. Эти процессы формируют характер подстилающей поверхности, оказывающий обратное влияние на температуру воздуха [18, 19]. В результате во время первой эпохи потепления атлантические циклоны перемещались в основном через арктические моря, что создало условия для первого потепления Арктики. При этом умеренные широты Евразии и Северной Америки зимой испытывали дефицит тепла и влаги. На это указывает анализ изменений температуры воздуха и объема речного стока за упомянутый период [11, 12, 20]. К концу XX в. северный циркумполярный вихрь, заметно расширившись, распространил свое влияние на умеренные широты континентов, через которые пролегли преобладающие траектории атлантических циклонов. Это создало условия для интенсивной адвекции тепла, влаги и ослабления господствующих здесь сезонных антициклонов. В результате зимой значительно возросла температура воздуха над континентами и несколько понизилась – над северными областями Атлантического океана и прилежащей к ним части Северного Ледовитого океана.

Для характеристики климатических изменений атмосферной циркуляции над Баренцевым морем рассмотрим ряды градиента давления на створе Нарьян-Мар — Баренцбург за 80-летний период (1928—2007 гг.). Выбор этих двух точек не случаен, поскольку линия, соединяющая их, проходит практически перпендикулярно господствующему направлению перемещения атмосферных образований (в основном циклонических) от Исландского минимума до северной оконечности архипелага Новая Земля. Величина градиента давления на этом створе служит показателем направленности и интенсивности воздушных переносов, от которых зависят температура воздуха, облачность, осадки, а также поступление вод атлантического происхождения. В работе [9] для учета этих факторов был использован градиент давления на створе Малые Кармакулы — Баренцбург, близкий по расположению к принятому в настоящей работе.

На рис. 3 показано изменение среднегодовой разности атмосферного давления на указанном створе за 80-летний отрезок времени. Здесь же приведены соответствующие графики изменений давления на концах створа, от которых зависит рассматриваемая разность. На рисунке прослеживается постепенное уменьшение разности давления (значимый отрицательный линейный тренд). Это свидетельствует об уменьшении повторяемости юго-западных воздушных переносов (повышении повторяемости северо-восточных переносов) над морем во времени. Между тем именно рост повторяемости юго-западных ветров в 1920-х гг. послужил В.Ю.Визе признаком начала эпохи потепления Арктики [8]. Следовательно, отрицательный тренд разности давления указывает на происходящее похолодание регионального климата, что подтверждает выполненный анализ хода температуры воздуха.

Обращает на себя внимание, что отрицательный тренд разности давления на упомянутом створе возник под влиянием аналогичных изменений давления в Нарьян-Маре, тогда как в Баренцбурге тренд давления не значим. Однако здесь хорошо прослеживаются колебания, обусловленные характерным для высоких широт 60-летним циклом. Понижение атмосферного давления в Нарьян-Маре от первой трети к концу XX в. служит дополнительным подтверждением вывода о происходившем в этот период постепенном смещении пояса зональных потоков в южном направлении.

О ВОЗМОЖНЫХ ПРИЧИНАХ ИЗМЕНЕНИЯ СЕЗОННЫХ ТРЕНДОВ ЛЕДОВИТОСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Приведенные выше результаты свидетельствуют, что обусловленные изменениями климата аномалии гидрометеорологических процессов привели к относительному похолоданию региона Баренцева моря в конце XX в., что вызвало рост его ледовитости в зимний период (в среднем за октябрь-февраль) на 130 тыс. км² за 50 лет. Это составляет 15 % от средней величины ледовитости в апреле (сезонный максимум), причем вклад тренда в общую изменчивость ледови-



Рис. 3. Изменения характеристик атмосферного давления на уровне моря (ГПа) в регионе за период 1928–2007 гг.:

а – разность давления Нарьян-Мар – Баренцбург; *б* – давление в Нарьян-Маре; *в* – давление в Баренцбурге [7]

тости в этом месяце составляет 18 %. Несмотря на это, как было показано выше, площадь ледяного покрова Баренцева моря летом за указанный период заметно сократилась. Между тем в ранних исследованиях причин формирования аномалий ледовитости Баренцева моря в навигационный период [8, 9, 15] было выявлено, что ледовитость этого моря летом весьма тесно связана с тепловым и динамическим воздействием атмосферы в течение предшествующей зимы. Рассмотренная выше разнонаправленность климатических трендов ледовитости Баренцева моря за зимнее и летнее полугодия противоречит установленной ранее закономерности. Поэтому большой интерес представляет выяснение причин отмеченного выше изменения знака климатических тенденций от зимы к лету.

Важной причиной сохранения признаков теплой эпохи в летний период конца XX — начала XXI вв. является смещение к югу пояса западных ветров в связи с упомянутой выше климатической эволюцией циркумполярного вихря. При этом понизилось атмосферное давление на берегах материка и несколько возросло давление над северными границами моря, о чем свидетельствует рассмотренный ход барического градиента Нарьян-Мар — Баренцбург. Повышение атмосферного давления в весенне-летний период обычно сопровождается снижением облачности и увеличением инсоляции, что приводит к повышению температуры воздуха. Однако, помимо этого фактора, в исследуемом регионе проявляется влияние и других рассмотренных ниже причин.



Рис. 4. Повторяемость (*a*) и площадь (*б*) заприпайной полыньи к югу от Земли Франца-Иосифа за ноябрь—май с 1978 по 2007 г. [7]. Данные любезно предоставлены А.В.Поповым и И.Д.Карелиным (ААНИИ)

Отрицательное воздействие возросшей в конце зимы толщины ледяного покрова и его площади на последующее разрушение льда компенсируется тем обстоятельством, что при увеличении повторяемости северо-восточных воздушных переносов над морем к югу от Земли Франца-Иосифа и к западу от северного острова Новая Земля образуются обширные заприпайные полыньи, играющие роль важных очагов таяния и освобождения моря от ледяного покрова. Как видно из рис. 4, повторяемость и площадь указанных полыней заметно возросли за последние четверть века — в полном соответствии с уменьшением эффективного градиента атмосферного давления (см. рис. 3).

Действие этого фактора, по-видимому, усиливалось положительной аномалией температуры воздуха в марте (см. табл. 2), что способствовало прогреву снега и верхних слоев льда в конце рассматриваемого периода, смещая в раннюю сторону сроки начала таяния снежно-ледяной поверхности, от которых зависит ее отражательная способность (альбедо). Как показано в работе [10], температура воздуха весной — важнейший фактор, который определяет аномалию этих сроков в конкретном году. Именно поэтому наиболее тесная связь ледовитости арктических морей в летний период с температурой воздуха отмечается в весенние месяцы (май—июнь). Из результатов расчетов таяния льда с верхней поверхности, приведенных в упомянутой работе, следует, что при раннем начале таяния льда начальной толщиной 140 см (20 мая) поток тепла, идущего на таяние, в течение 50 суток составляет около 100 Вт/м², тогда как при позднем начале таяния (30 июня) этот поток в течение 80 суток не превышает 40 Вт/м². В первом случае ледяной покров исчезает уже в середине июля, тогда как во втором он сохраняется до начала ледообразования.

Существенным фактором, который влияет на сроки начала таяния льда и среднее его альбедо, является также высота снежного покрова в конце зимы. Как показано в работе [5], от толщины снега зависит не только начальная величина

Таблица 3

описсенные к то-летним периодам							
Maagu	Вардё	Мурманск	Канин Нос	Нарьян- Мар	Малые Кармакулы	Мыс Желания	Остров Рудольфа
месяц	(1936– 2005)	(1936– 2005)	(1936– 2005)	(1936– 2005)	(1936– 2005)	(1936– 1996)	(1951– 1991)
Ι	2,10	2,47	0,11	0,96	-0,13	-1,30	-2,34
II	1,16	2,19	0,44	0,49	1,04	-0,89	-4,71
III	-0,43	1,73	0,03	0,91	0,54	-0,64	-2,76
IV	-0,16	1,80	0,66	1,21	-0,93	-2,41	-4,15
V	-0,10	2,04	1,31	2,03	-0,14	1,57	-0,76
VI	0,53	1,97	-0,07	1,86	-0,34	0,07	-3,56
VII	1,93	1,16	0,36	0,80	0,26	-0,66	-3,27
VIII	0,66	1,53	1,06	1,69	-2,33	-1,38	-3,37
IX	-2,70	0,86	-0,54	0,89	-1,50	0,18	3,39
Х	0,80	4,09	1,10	1,31	-1,20	1,70	-2,44
XI	1,87	2,91	0,99	1,04	-2,03	-0,48	-6,46
XII	2,81	3,14	1,93	0,83	-0,37	-1,18	-5,95
Год	0,70	2,16	0,61	1,17	-0,60	-0,44	-3,02

Значения линейного тренда межгодовых колебаний количества осадков
(среднемесячные значения, мм) для ГМС Баренцевоморского региона,
отнесенные к 10-летним периолам

альбедо, но и время, в течение которого талая вода на пониженных участках ледяного покрова поднимется до поверхности снега, существенно уменьшая при этом его отражательную способность.

Высота снежного покрова в конце зимы зависит от количества твердых осадков за холодный сезон, а следовательно, от облачности, тесно связанной с аномалиями атмосферной циркуляции. Как видно из табл. 3, в западном и южном районах моря тенденция изменения количества осадков положительна. Обратная картина наблюдается в восточных и северных районах, где (от Малых Кармакул до о. Рудольфа) значима величина отрицательного тренда [6]. Таким образом, на станциях восточной и северо-восточной частей моря, где сосредоточены основные площади дрейфующих льдов, в конце века отмечается дефицит осадков, явно выраженный в период наличия ледяного покрова (сентябрь—июнь), когда преобладают твердые осадки в виде снега.

Характерные тенденции «дефицита» осадков в северо-восточной части моря подтверждаются в работах [2, 3], где материалы наблюдений за 1992 г. сравниваются аналогичными данными за 1951 г. Авторы пришли к выводу, что число дней со снежным покровом на льдах за указанный период сократилось на 15, а максимальная толщина слоя снега уменьшилась от 50 до 30 см. Эти результаты были подтверждены в работе [23], где отмечено, что продолжительность периода со снежным покровом за последние 30 лет в восточной и северной частях моря сокращалась со скоростью порядка 5 дней/10 лет (значения тренда статистически значимы). При этом средняя скорость уменьшения толщины снежного покрова в апреле составила 5–8 см/10 лет.

Из работы [4] следует, что сокращение осадков и снежного покрова в регионе было обусловлено уменьшением облачности, особенно ее нижнего яруса. Важно отметить, что уменьшение облачности в весенне-летний период приводит к увеличению потока прямой солнечной радиации, которое лишь отчасти компенсируется уменьшением при этом рассеянной радиации.

Уменьшение осадков на северо-востоке Баренцева моря во все сезоны подтверждается сокращением массонакопления ледников, особенно на Новой Земле, что сопровождалось их отступанием. Это было обнаружено при сравнении данных аэрофотосъемки (АФС) и радиолокационных съемок 2004–2007 гг. с данными АФС 1952 г. [16, 29]. В последние годы на некоторых ледниках зафиксировано отступление фронтальных зон до 370 м/г., а при сравнении современных снимков с материалами 1950-х гг. можно обнаружить изменение очертаний береговой линии у некоторых выводных ледников, появление новых географических объектов (мысов, заливов, островов). Очевидно, что такие изменения произошли не только вследствие снижения количества твердых осадков, но и в результате ускорения весенне-летнего таяния.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, анализ климатических изменений различных гидрометеорологических характеристик Баренцева моря (рис. 5) позволяет заключить, что происходившие на протяжении XX в. изменения атмосферной циркуляции над регионом привели, с одной стороны, к постепенному понижению в зимнее время температуры воздуха, уменьшению количества твердых осадков и толщины снега на северо-востоке моря, что отразилось на росте ледовитости в конце зимы в последних десятилетиях XX в. С другой стороны, эти изменения вызвали увеличение площади заприпайных полыней и сказались на повышении температуры воздуха весной, что вместе с влиянием сокращения количества твердых осадков и толщины снега привело к смещению в раннюю сторону сроков начала таяния (по нашим оценкам, на 20–25 суток), уменьшению альбедо, ускорению разрушения



Рис. 5. Схема механизмов формирования сезонных особенностей климатических изменений региона Баренцева моря

ледяного покрова и пониженной ледовитости моря в летний период. Более раннее начало аккумуляции солнечной энергии морем создало условия для увеличения его теплосодержания, повышения в этот период температуры воздуха в регионе и смещению начала ледообразования на более поздние сроки.

Рассмотренный механизм формирования сезонных особенностей климатических изменений в регионе Баренцева моря подтверждает разработанную в ГУ ААНИИ концепцию, согласно которой климат Земли в масштабе десятков и сотен лет изменяется в основном под воздействием естественных причин. Колебания общей энергии Солнца приводят к изменениям состояния полярных вихрей, приводящим к циклическим усилениям/ослаблениям зональных переносов в атмосфере и смещениям их положения по широте.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдусаматов Х.И. Солнце диктует климат Земли. СПб.: Logos, 2009, 198 с.

2. Александров Е.А., Брязгин Н.Н., Дементьев А.А. Многолетние колебания снежного покрова

в Арктическом бассейне Северного Ледовитого океана (по данным дрейфующих станций) // Мат. гляц. исслед. 2001. Вып. 91. С. 51–54.

3. Александров Е.И., Радионов В.Ф., Священников П.Н. Высота снежного покрова и ее изменения на акватории Баренцева и Карского морей // Тр. ААНИИ, 2003. Т. 446. С. 99–118.

4. Александров Е.И., Брязгин Н.Н., Дементьев А.А. Облачность в Баренцевом море и ее изменчивость // Тр. ААНИИ. 2010. Т. 450. С. 92–102.

5. Аппель И.Л., Гудкович З.М. Численное моделирование и прогноз эволюции ледяного покрова арктических морей в период таяния. СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. 144 с.

6. Брязгин Н.Н., Александров Е.И., Дементьев А.А. Изменчивость атмосферных осадков в Баренцевом море // Тр. ААНИИ. 2010. Т. 450. С. 102–110.

7. *Бузин И.В.* Оценка состояния ледяного покрова и условий формирования тяжелых ледовых сезонов в Баренцевом море. Дис. канд. геогр. наук. СПб.: ААНИИ, 2008. 202 с.

8. *Визе В.Ю.* О возможности предсказания состояния льдов в Баренцевом море // Изв. Центр. гидромет. бюро. 1923. № 1. С. 1–41.

9. Гудкович З.М., Николаева А.Я. Дрейф льдов в Арктическом бассейне и его связь с ледовитостью арктических морей // Тр. ААНИИ, 1963. Т. 104. 212 с.

10. Гудкович З.М., Кириллов А.А., Ковалев Е.Г., Сметанникова А.В., Спичкин В.А. Основы методики долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей, Л.: Гидрометеоиздат, 1972. 348 с.

11. Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М, Фролов И.Е. Изменения морского ледяного покрова и других составляющих климатической системы в Арктике и Антарктике в связи с эволюцией полярных вихрей // Пробл. Арктики и Антарктики. 2008. № 78. С. 48–58.

12. Гудкович З.М., Карклин В.П., Смоляницкий В.М., Фролов И.Е. О характере и причинах изменений климата Земли // Пробл. Арктики и Антарктики, 2009. №1 (81). С. 15–23.

13. Дмитриев А.А., Белязо В.А. Космос, планетарная климатическая изменчивость и атмосфера полярных регионов. СПб.: Гидрометеоиздат, 2006. 358 с.

14. Зубакин Г.К., Бузин И.В., Скутина Е.А. Сезонная и многолетняя изменчивость состояния ледяного покрова Баренцева моря // Ледяные образования морей Западной Арктики / Под ред. Г.К.Зубакина. СПб.: ААНИИ, 2006. С. 10–26.

15. Каракаш А.И. Ледовитость Гренландского моря и возможность предсказания состояния льда в морях западного сектора Арктики // Тр. ЦИП. 1950. Вып. 17. С. 40–55.

16. Оледенение Северной и Центральной Евразии в современную эпоху / Под. ред. В.М.Котлякова. М.: Наука, 2006. 482 с.

17. Рожков В.А. Теория и методы статистического оценивания вероятностных характеристик случайных величин и функций с гидрометеорологическими примерами. СПб.: Гидрометеоиздат, 2001. 304 с.

18. *Тейтельбаум К.А.* Зависимость температуры воздуха над Карским морем в весенне-летний период от ледовитости и воздушных переносов // Тр. ААНИИ. 1977. Т. 346. С. 109–117.

19. Тейтельбаум К.А. Зависимость температуры воздуха над морями Лаптевых, Восточно-Сибирским и Чукотским в летний период от ледовитости и воздушных переносов // Тр. ААНИИ. 1979. Т. 363. С. 81–90.

20. 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. 135 с.

21. Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Смоляницкий В.М. 60-летняя цикличность в изменениях климата полярных регионов // Мат-лы гляц. исслед. 2009. Т. 105. С. 158–165.

22. ACIA - Arctic Climate Impact Assessment. Cambridge. Cambridge Univ. Press. 2005. 1042 p.

23. Aleksandrov Ye.I., Bryazgin N.N., Forland E.J., Radionov V.F., Svyashchennikov P.N. Seasonal, interannual and long-term variability of precipitation and snow depth in the region of the Barents and Kara Seas // Polar Research. 2005. Vol. 24 (1–2). P. 69–85.

24. Buzin I.V., Zubakin G.K., Alekseev G.V. Seasonal and multiyear variability of Barents Sea Ice Extent // 1st CliC Int. Science Conf. Beijing, 2005. P. 27.

25. *Hoyt D.V., Schatten K.H.* A discussion of plausible solar irradiance variations, 1700–1992 // J. Geophys. Res. 1993. Vol. 98 (A11) P. 18895–18906.

26. Makshtas A.P., Atkinson D., Kulakov M., Shutilin S., Krishfield R., Proshutinsky A. Atmospheric forcing validation for modeling the central Arctic // Geophys. Res. Let. 2007. Vol. 34. 6 p. L20706, doi: 10.1029/2007 GL031378.

27. *Soon W.W-H.* Variable solar irradiance as a plausible agent for multidecadal variations in the Arctic-wide surface air temperature record of the past 130 years // Geophys. Res. Let. 2005. Vol. 32. P. L16712-1–L16712-5. L16712, doi:10.1029/2005GL023429.

28. *Vinje T*. Anomalies and Trends of Sea-Ice Extent and Atmospheric Circulation in the Nordic Seas during the Period 1864–1998 // J. of Climate. 2001. Vol. 14 (3). P. 255–267.

29. Zubakin G.K., Gudoshnikov Yu.P., Naumov A.K., Glazovsky A.F., Kubyshkin N.V., Buzin I.V., Borodulin V.V., Skutina E.A. Results of Investigations of Icebergs, Glaciers and Their Frontal Zones in the Northeastern Part of the Barents Sea // Proc. of 19th Int. Conf. on Port and Ocean Eng. under Arctic Conditions (POAC-2007), Dalian, China, June 27–30, 2007. P. 548–564.

30. *Wallace J.M., Yuan Zhang, Renwick J.A.* Dynamic contribution to hemispheric mean temperature trends // Science. 1995. Vol. 270. P. 780–783.

I.V.BUZIN, Z.M.GUDKOVICH

SEASONAL FEATURES OF THE CLIMATIC CHANGES IN THE BARENTS SEA

Seasonal features of climatic changes in the Barents Sea region are considered. Authors suggested hypothesis explaining immediate causes of change of the sign of secular winter-summer trend of the ice cover in the Barents Sea. Hypothesis is based upon the revealed regularity of changes of ice drift, air temperature, precipitation and albedo of the snow-ice surface. Those changes were influenced by anomalies of the atmosphere circulation arisen from the displacement of zone of western-eastern air transport from the high latitudes to the middle latitudes during the XX century in connection with deepening and broadening of the northern circumpolar vortex.

Keywords: sea ice extent, linear trend, atmospheric circulation, flaw polynya, snow cover, albedo, climatic changes.

УДК 551.8:56.074.6(211)

Поступила 4 марта 2011 г.

ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ВОСТОЧНО-БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО РЕГИОНА В ГОЛОЦЕНЕ ПО МАТЕРИАЛАМ ИЗУЧЕНИЯ СУБФОССИЛЬНЫХ И ИСКОПАЕМЫХ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫХ СПЕКТРОВ НОВОЗЕМЕЛЬСКОГО ШЕЛЬФА

канд. геогр. наук О.В.РУДЕНКО

ФГБОУ ВПО «Орловский государственный университет», г. Орел, olrudenko@orl.ru

Палинологические исследования донных осадков, поднятых 15 грунтовыми колонками на Западно-Новоземельском шельфе, выявили значительные изменения в количественном содержании палиноморф и структуре палиноспектров, что позволило выделить 8 палинозон, соответствующих основным этапам эволюции растительного покрова прилегающей суши в голоцене. Существенное смягчение климатических условий раннего голоцена обусловило распространение на Южном острове болотно-луговых осоково-разнотравно-злаковых и ерниковых ассоциаций, на материковом побережье — сосново-березовых лесов, вытеснивших сообщества перигляциальнотундровых ксерофитов. Оптимальные климатические условия установились в начале среднего голоцена; таксономический состав маркирующей их палинозоны свидетельствует о миграции ели к побережью и увеличению ее доли в составе доминирующих березовых лесов. Похолодание конца атлантики обусловило возврат к тундровым условиям на побережье. Палинозоны, соответствующие позднему голоцену, свидетельствуют об элиминации мезотермов из состава растительности и отражают климатические условия, близкие современным.

Ключевые слова: Баренцево море, Западно-Новоземельский шельф, анненский осадочный сейсмостратиграфический комплекс, голоцен, спорово-пыльцевой спектр (СПС), палинозона (ПЗ).

введение

Палинологические данные успешно используются при палеоклиматических реконструкциях и стратиграфическом расчленении позднекайнозойских осадков Северо-Запада Евразии. Однако до настоящего времени между палинологическими работами на суше и шельфе сохраняется определенная разобщенность. Так, реконструкции голоценовой истории Новой Земли опираются на результаты палинологического анализа береговых торфяников и касаются ранних этапов дегляциации [5; 25]. Палеореконструкции более поздней истории развития Баренцевоморского региона, особенно в оптимуме голоцена, во многом противоречивы и базируются в основном на микропалеонтологических данных по Западно- и Центрально-Баренцевоморского шельфа — ключевой зоны в изучении взаимодействия арктической и северо-атлантической океанических экосистем — до сих пор остаются наименее изученными микропалеонтологически, а немногочисленные опубликованные реконструкции природных обстановок основаны на результатах анализа фораминифер и водных палиноморф [24, 26].

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Материал (образцы поверхностных осадков и керны 15 грунтовых колонок) получен донным опробованием, проведенным ОАО «Мурманская Арктическая



Рис. 1. Местоположение изученных колонок донных осадков

геологоразведочная экспедиция» в рамках Государственной геологической съемки шельфа 1:1000000 масштаба (рис. 1).

Глубина моря в местах отбора проб варьировала от 41 м в прибрежье до 258 м на расстоянии 150 км от берега. Образцы для анализа субфоссильных палиноморф отобраны дночерпателем «Океан» с площадью захвата 0,25 м². Шаг пробоотбора для анализа ископаемых палиноморф составил 5–10 см. Величина влажной навески – 70–100 г для обводненных пелитов и 200 г для песков. Образцы для палинологического анализа подготовлены стандартным сепарационным методом В.П.Гричука [8]. Споры и пыльца исследовались при увеличении 400–600. Процентный подсчет производился от общего числа зарегистрированных зерен. При интерпретации результатов спорово-пыльцевого анализа использованы опубликованные материалы изучения донных осадков Баренцева моря [16, 19, 20], имеющих радиоуглеродные датировки, а также торфяников долины р. Северная Крестовая на Северном острове [25], что позволило провести палинозональную корреляцию разрезов и повысить достоверность палеореконструкций.

ЛИТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ РАЗРЕЗОВ

Изученные осадки представлены обводненными мелкоалевритовыми илами коричневато-бурого, а вверху разреза — зеленовато-серого цвета. Лишь в зоне разгрузки Печорского и Канино-Колгуевского течений, на стыке плато Моллера и Южно-Новоземельского мелководья (станции 6–27, 26–33), они замещаются мелкозернистыми песками. По данным сейсмопрофилирования [6], акустически прозрачная толща мелкоалевритовых илов, слагающая плащ современных осадков (mIV), соответствует верхней пачке анненского осадочного сейсмостратиграфического комплекса (ОССК-1) Южно-Баренцевского региона. Согласно радиоуглеродным данным ее накопление происходило последние 10 тыс. лет [23]. Мощность

изученных кернов варьирует от 40 до 360 см. Верхний слой мелкоалевритовых илов почти во всех изученных разрезах перекрывает горизонтально-слоистую толщу серых уплотненных алевропелитов с редкими включениями гравия, гальки и раковин моллюсков. На плато Моллера она замещается песчанистыми алевритами с редкими мелкогравийно-галечными включениями. По данным сейсмоакустического профилирования, нижняя толща соответствует нижней пачке ОССК-1, слагающей плащеобразные покровы времени последней дегляциации (gmIII-IV) [6, 17].

РАСТИТЕЛЬНОСТЬ ПОБЕРЕЖЬЯ

Согласно схеме геоботанического районирования прибрежье района исследования относится к зоне тундр [21]. Узкая полоса приморских низменных равнин занята приморскими лугово-болотными галофитными сообществами. Выше 300 м над уровнем моря в поясе горных арктических пустынь растут лишь накипные лишайники и, редко, мхи. На обрывистых и осыпных склонах селятся растения-литофиты (родиола розовая, камнеломки, крупки, копеечник и т.д.). На Северном острове Новой Земли на свободных ото льда пространствах господствуют полигональные полярные пустыни со сплошной коркой накипных лишайников, вкраплениями моховых сообществ и единичными особями цветковых. На севере Южного острова развита мохово-лишайниковая северная полигональная арктическая тундра с ассоциациями из полярных ив, камнеломок, злаков, редких осок и разнотравья. Юг острова находится в подзоне южных арктических тундр, где в растительном покрове доминируют полярные кустарнички – карликовая березка и полярная ива, морошка, а по берегам рек – сообщества из ольховника и хвощей.

СПОРЫ И ПЫЛЬЦА В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ ОСАДКОВ

Изучение закономерностей процесса поступления пыльцы и спор в поверхностные осадки Баренцева моря позволило выделить Западно-Новоземельский шельф

Таблица 1

I группа	II группа
 Пыльца и споры аборигенной растительности подзоны южной арктической полигональной тундры Южного острова Salix sp. S. polaris B. sect. Nanae (морфотипы) Poaceae Cyperaceae Sasifragaceae Ranunculaceae Caryophyllaceae Polygonum viviparum Papaveraceae Valeriana capitata Ericales (в т.ч. Vaccinium sp., Ledum cf. palustre и др.) Bryales 	 2. «Экзотическая» для региона дальнезаносная пыльца широколиственных растений <i>Carpinus sp.</i> <i>Corylus sp.</i> <i>Ulmus sp.</i> <i>Tilia cf. cordata</i> <i>Quercus sp.</i> 3. Типичные для субрецентных палино- спектров Баренцевоморского региона пыльца и споры <i>Pinus s/g Diploxylon</i>, в том числе <i>P. silvestris</i> <i>P. s/g Haploxylon</i>, в том числе <i>P. silvestris</i> <i>P. s/g Haploxylon</i>, в том числе <i>P. silvestris</i> <i>P. s/g Haploxylon</i>, в том числе <i>P. silvestris</i> <i>Betula</i> sect. <i>Albae</i> <i>B.</i> sect. <i>Fruticosae</i> (морфотипы) <i>Alnus</i> sp. Fabaceae <i>Sphagnum</i> spp. Polypodiaceae Lycopodiaceae (в т.ч. <i>L. dubium, L. clavatum,</i> <i>Diphaziastrum alpinum</i>)

Таксономический состав СПС поверхностных осадков Западно-Новоземельского шельфа

в особый район [15]. Формирование СПС здесь происходит больше под влиянием деятельности Западно-Новоземельского теплого течения и современных покровных ледников Новой Земли, чем за счет аэротранспортации с суши. Субрецентные СПС Западно-Новоземельского шельфа характеризуются невысоким таксономическим разнообразием и отражают состав растительности четырех ботанико-географических зон (арктической пустыни, тундры, лесотундры и северной тайги). Зарегистрированные в СПС палиноморфы разделены на две группы (табл. 1):

(I) локально-региональный компонент составила пыльца растений, произрастающих на архипелаге Новая Земля;

(II) экстрарегиональный компонент — дальнезаносная пыльца и споры растений, произрастающих на материковой суше в различных ботанико-географических зонах.

Пыльца «экзотических» для арктического региона широколиственных растений присутствует только в СПС южной части района исследования, что подтверждает наши выводы о том, что главный агент ее привноса в регион – Нордкапское течение и его Западно-Новоземельская ветвь, а продуцирующий источник – леса юга Скандинавии и Западной Европы [15].

Основная масса пыльцы и спор аккумулируется в прибрежной части шельфа, особенно в приустьевой части губы Митюшиха (рис. 2).

Наиболее явно это демонстрирует модель распределения пыльцы травянистых растений локальных биоценозов (рис. 2*б*), что позволяет сделать вывод об определяющей роли речного стока в ее транспортировке на Западно-Новоземельский шельф, поскольку эоловым путем она далеко не переносится [3, 4]. Ветровой занос пыльцы травянистых



Рис. 2. Распределение пыльцы и спор в поверхностных осадках: *a* – деревья и кустарники; *δ* – травы и кустарнички; *в* – споры
растений в изучаемый район незначителен еще и потому, что в летней розе ветров над Новой Землей преобладают ветры северных и северо-восточных румбов, а суровые климатические условия северной части архипелага определяют специфические условия вегетации, в которых растения продуцируют ничтожно малое количество пыльцы и спор.

По мере удаления от берега состав СПС обедняется, и севернее 75° с.ш. в осадках регистрировались лишь единичная пыльца сосны и споры папоротников, которые, благодаря морфологическим особенностям строения оболочки, легко переносятся водным и воздушным путями на дальние расстояния. Осредненный общий состав субрецентных СПС морских осадков отличается от СПС почвенных проб Южного острова более высоким содержанием пыльцы хвойных растений (рис. 3).

Кроме того, для СПС морских осадков характерно большее количество пыльцы карликовой березки (до 25 %), но в целом это отвечает ее истинной роли в составе растительных ассоциаций Южного острова. Вместе с тем Е.С.Малясовой [3, 4] ранее установлено, что пыльца карликовой березки составляет основу СПС Северо-Канинского мелководья, что позволяет предполагать, что определенная доля ее пыльцы на Приновоземельский шельф поступает с водами Канино-Колгуевского и Западно-Новоземельского течений.



Рис. 3. Осредненный субфоссильный СПС поверхностных осадков:

а – общий состав в сравнении с почвенными пробами о. Южный; б – таксономический состав; в – таксономический состав без учета дальнезаносной пыльцы второй группы; 1 – деревья и кустарники; 2 – травы и кустарнички; 3 – споры.

Примечание: состав СПС почв о. Южный осреднен по данным исследований Е.С.Малясовой [4].

В группе травянистых растений пыльца злаков преобладает над пыльцой осок, гвоздичных, верескоцветных, камнеломковых и розоцветных. В группе споровых растений чаще всего регистрировались споры папоротников и сфагновых мхов, редко — зеленых мхов, тундровых плаунов. Таксономический состав осредненного СПС, содержащего только пыльцу и споры растений локальных биоценозов, адекватно отражает индивидуальные черты растительного покрова южной части архипелага и позволяет интерпретировать его как мохово-кустарничково-разнотравнозлаковую арктическую тундру (рис. 3).

ПЕРЕОТЛОЖЕННЫЕ ПАЛИНОМОРФЫ В ПОВЕРХНОСТНЫХ ОСАДКАХ

В СПС всех изученных образцов зарегистрировано большое количество переотложенных пыльцы и спор широкого возрастного диапазона (20-86 % от общего количества зерен). Такой высокий процент — следствие активного гидродинамического режима региона, в донные осадки которого переотложенные микрофоссилии поступают в результате морской абразии берегов, вымывания из коренных пород ложа, деятельности придонных течений и ледниковой экзарации. Состав переотложенной части СПС чрезвычайно разнообразен (обычно более 30-50 таксонов на образец). Степень сохранности чаще всего неудовлетворительная: зерна минерализованы, смяты, разорваны, иногда уродливой формы, темного цвета, особенно доминирующая во всех СПС пыльца мезозойских хвойных (Pinaceae, Lebachia, Walchites, Paleoconiferus). Сопоставление полученных данных о распределении переотложенных микрофоссилий из поверхностных осадков по площади дна Западно-Новоземельского шельфа с картой дочетвертичных отложений шельфа Баренцева моря [1] свидетельствует об их преимущественно локальном генезисе. Основной источник поступления в осадки – широко распространенные в Баренцевоморском районе триасовые и апт-альбские песчаники, алевролиты и глины.

В образцах станций 26–33, 20–17, 20–33 обнаружено максимальное количество пермских стриатных форм (*Vittatina*, Striatopinites) и девон-карбоновых спор, что, повидимому, является следствием их выноса в море в составе тонкодисперсной твердой взвеси, образующейся при экзарации герцинских горных сооружений Новой Земли.

Переотложенная пыльца кайнозойского возраста (Aquillapollenites, *Oculopollis globosus, Trudopollis* и др., *Nyssa, Carya, Pterocarya*, Myricaceae) аномально больших размеров и характерной оранжеватой окраски встречена лишь в осадках южной части региона. Вероятно, она транспортируется поверхностными и придонными течениями из района Печорского моря, где широко распространены палеогеновые отложения.

Если микрофоссилии, более древние, чем неогеновые, определяются достаточно уверенно, то неоген-четвертичные переотложенные пыльцевые зерна отделить от современных значительно труднее, поэтому состав СПС рассматривался с учетом экологической несовместимости регистрируемых таксонов. Внешний облик некоторых пыльцевых зерен *Betula* и *Pinus*, отличавшихся своеобразным «стеклянным» блеском и уплотненной, непрозрачной экзиной, принят за основание отнесения этих зерен также к группе переотложенных.

ГОЛОЦЕНОВАЯ СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛИНОЗОНАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ

В ископаемых СПС, выделенных из мелкоалевритовых илов, зарегистрирована пыльца 15 видов и родов деревьев и кустарников, 24 видов, родов и семейств травянистых растений, споры 13 видов, родов и семейств споровых растений.

В колонках 34–12, 42–24, 4–21 пыльцы и спор кайнозойского возраста не обнаружено, встречены только переотложенные, преимущественно позднемеловые пыльца и споры. Наиболее репрезентативными оказались СПС колонки 20–33 (глубина моря 92 м), поднятой с северо-восточного склона плато Моллера. На основе выявления руководящих таксонов и изменений количественных соотно-

шений компонентов СПС, они объединены в 8 провинциальных палинозон (ПЗ), последовательно сменяющихся вверх по разрезу (рис. 4).

Для П3-1 характерно значительное участие в СПС летучей пыльцы сосны и ели, а также пыльцы растений перигляциального комплекса (маревых, полыней – в сумме до 20 %).

ПЗ-2 характеризуется увеличением содержания пыльцы верескоцветных, лугового разнотравья и спор Bryales, а также максимальным содержанием спор плаунов (*Lycopodium dubium, Huperzia selago, Diphaziastrum alpinum* и др). Максимум спор плаунов на границе пребореального и бореального периодов голоцена, установленный на диаграммах Кольского полуострова и Мурманского мелководья, принято считать маркирующим границу пребореал/бореал [2, 14]. Согласно данным Р.М.Лебедевой, изучавшей многочисленные радиоуглеродно-датированные разрезы центральной и северо-западной частей Кольского полуострова, этот реперный палинологический уровень приходится на хроноинтервал 9500–9000 л.н.

ПЗ-1 и ПЗ-2 коррелируются с палинозонами XIa и XI6, установленными В.Я.Стелле с соавторами [16] в осадках пребореала юго-восточной части Баренцева моря (абс. возраст от 9910±120 до 9140±60). Таксономический состав ПЗ-2 также очень близок по составу пребореальному палинокомплексу из торфяника долины р. Северная Крестовая [25]. Глубокие изменения в структуре растительности, связанные с дальнейшим потеплением климата, отражают ПЗ-3 и ПЗ-4, характеризующие осадки, синхронные бореальному периоду. Отличаются уменьшением доли пыльцы хвойных (до 14 % в сумме) и доминированием пыльцы берез (до 40 % в сумме). Пыльца злаков преобладает над пыльцой верескоцветных и разнотравья, споры папоротников – над спорами зеленых мхов и плаунов. Состав палинофлоры ПЗ-4 хорошо сопоставляется с палинофлорой зоны *Betula* юго-запада Баренцева моря [19; 20] и палинофлорой верхнего слоя торфа долины р. Северная Крестовая (возраст 8200±90 л.н., ЛГУ-1462) [25].



Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма колонки 20-33 (из района плато Моллера)

Осадки максимума послеледниковой трансгрессии характеризуют ПЗ-5, в СПС которой увеличивается содержание пыльцы древовидных берез (до 20 %), ели (до 14 %), осок (до 15 %), широколиственных «экзотов» и мезофильного разнотравья (*Polygonum viviparum, P. bistorta, Valeriana* cf. *capitata, Rumex* sp., *Minuartia biflora*). ПЗ-5 четко маркирует этап господства березовых лесов на побережье Баренцева моря (так называемое «березовое время») и отражает наиболее благоприятные климатические условия времени накопления мелкоалевритовых илов. Коррелируется с палинозоной *Quercus* юго-запада Баренцева моря [19, 20] и палинозоной XIIIб юго-востока Баренцева моря, соответствующими периоду атлантикум [16].

ПЗ-6 соответствует фазе распространения безлесных ландшафтов в условиях похолодания климата на заключительной стадии голоценового оптимума. Характеризуется резким уменьшением количества пыльцы ели и древовидных берез, доминированием пыльцы сосны и значительным участием в составе СПС пыльцы ольхи, осок, разнотравья и спор бриевых мхов.

Таксономический состав спектров, выделенных в осадках позднего голоцена (нерасчлененные ПЗ-7-8), крайне обеднен. Доминируют обладающие хорошими флотационными способностями пыльца сосны и ели, споры папоротников. Достигает максимума содержание спор хвощей (до 10 %), отражая условия нарастающего похолодания и увлажнения климата. ПЗ-7-8 отчетливо прослеживается на спорово-пыльцевых диаграммах Баренцевоморского региона, ее нижняя граница проводится на уровне резкого увеличения количества пыльцы *Pinus sylvestris* L. и *Picea abies* (L.) Karsten [11, 19]. В целом палиноспектры верхней части ПЗ-7–8 схожи по составу с субфоссильными и характеризуют условия, близкие современным.

Колонки северной части района исследования (40–09, 40–24) вскрыли осадки, накапливавшиеся в позднем голоцене на этапе стабилизации уровня моря и последующей регрессии. В них выделены палинозоны 6, 7–8 с обедненным составом палинофлоры.

В маломощном слое голоценовых мелкоалевритовых илов, перекрывающих ледово-морскую толщу алевропелитов, которая выстилает восточный склон Западно-Новоземельского желоба (ст. 18–23, 18–25, 22–24, 26–33, 24–29), выделены только ПЗ-1 и ПЗ-2. Они соответствуют начальной стадии послеледниковой трансгрессии, вызвавшей коренную перестройку экосистемы шельфовой зоны и характеризующейся высокими темпами седиментации [17, 22]. Отсутствие в этой части района исследования осадков, синхронных основной фазе трансгрессии, может быть отчасти объяснено площадной эрозионной деятельностью в период позднеголоценовой регрессии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Палеоэкологический анализ выделенных провинциальных палинозон позволил проследить смену природных обстановок в Западно-Новоземельском регионе, обусловленную существенными планетарными изменениями климата. Установлены следующие главные события в эволюции природной среды:

(1) В начале раннего голоцена Западно-Новоземельский шельф (до современных глубин около 100 м) был затоплен водами ледовитого морского бассейна. Гидрологическая ситуация определялась значительным влиянием флювиогляциального и речного стока с Новой Земли. Еще значительные сухость и суровость климата обусловили господство на свободных ото льда пространствах Новой Земли перигляциальных сообществ из криоксерофитов и типичных представителей арктической тундры. На материковой суше постепенно распространялись лесотундровые формации с обилием лесных плаунов и богатым мохово-разнотравным напочвенным покровом. Существенное смягчение климатических условий произошло в раннем бореале и способствовало широкому распространению на Южном острове болотно-луговых осоково-разнотравно-злаковых фитоценозов и верещатников, а на близлежащей материковой суше — березовых лесов. (2) Оптимальные для голоцена природно-климатические условия на Западно-Новоземельском шельфе установились в начале атлантического времени. Рост тепло- и влагообеспеченности привел к существенной перестройке растительного покрова архипелага и материковой суши: на Южном острове доминирующим типом ландшафта стали кустарничковые южно-тундровые сообщества с преобладанием ерниковых формаций, а на материковой суше — березовые леса со значительным участием ели.

(3) Реакция растительности на похолодание в конце атлантического времени проявилась в обеднении травяно-кустарничкового яруса на архипелаге и в замещении березово-еловых формаций сосновыми редколесьями на материковой суше.

(4) В позднем голоцене природные условия региона кардинально не менялись. Палинологические данные свидетельствуют об увеличении влагообеспеченности в субатлантике и формировании по побережью болотных фитоценозов с доминированием осок и хвощей.

Автор выражает признательность полевому геологическому отряду ОАО «МАГЭ» под руководством Ю.А.Касабова за отбор проб для палинологического анализа. Исследования частично поддержаны РФФИ (грант 11-05-01091-а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист S-36, 37 — Баренцево море. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 165 с.

2. Лебедева Р.М. Палинологические уровни в голоценовых отложениях Кольского полуострова и их абсолютная хронология // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Севера Европейской части СССР. Петрозаводск: Изд-во Кар. филиала АН СССР, 1977. С. 29–39.

3. *Малясова Е.С.* Методическая основа формирования спорово-пыльцевых спектров в донных осадках северных морей // Четвертичная палеоэкология и палеогеография северных морей / Под ред. Г.Г.Матишова и Г.А.Тарасова. М.: Наука, 1988. С. 162–169.

4. *Малясова Е.С.* Формирование спорово-пыльцевых спектров в поверхностных осадках // Основные проблемы и палеогеография позднего кайнозоя Арктики / Под ред. И.С.Грамберга и Ю.Н.Кулакова. Л.: Недра, 1983. С. 143–156.

5. *Малясова Е.С., Серебряный Л.Р.* Естественная история Новой Земли // Новая Земля / Под ред. П.В.Боярского. М.: Ин-т культуры и природного наследия, 1993. Т. 2. 1993. С. 10–22.

6. Мусатов Е.Е. Морской перигляциал Новоземельского шельфа // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2001. С. 34–40.

7. Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А, Дунаев Н.Н., Никифоров С.Л. Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа прогноза развития. М.: ГЕОС, 1998. 188 с.

8. Палеопалинология / Под общ. ред. И.М.Покровской. Л.: Недра, 1966. Т. 1. С. 34–39.

9. Погодина И.А. Стратиграфия верхнечетвертичных отложений Баренцева моря по фораминиферам: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М. 2000. 21 с.

10. Полякова Е.И. Голоцен Арктических морей Евразии (диатомовая стратиграфия и палеоокеанология) // Океанология. 1997. Т. 37. № 2. С. 269–278.

11. Руденко О.В. История развития растительности Баренцевоморского региона в плейстоценеголоцене (по палинологическим данным): Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 2001. 21 с.

12. Руденко О.В. Поздний голоцен Западного Шпицбергена (по данным палинологического анализа донных осадков Ис-фьорда) // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 6. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2006. С. 135–143.

13. *Руденко О.В.* Палинологические исследования донных осадков Кольско-Канинского участка шельфа Баренцева моря // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 1. М.: ГЕОС, 2009. С. 64–73

14. Руденко О.В. Биостратиграфия и корреляция позднеплейстоцен-голоценовых осадков югозападной части Баренцева моря // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 10–11: Приложение к журналу «Геология и геофизика». Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. Т. 49. С. 464–467. 15. Руденко О.В., Полякова Е.И. Особенности формирования спорово-пыльцевых спектров в поверхностных осадках Баренцева моря // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2001. С. 111–120.

16. Стелле В.Я., Савваитов А.С., Якубовская И.Я. Биостратиграфия верхнечетвертичных отложений глубоководных районов шельфа восточной части Баренцева моря // Инженерногеологические условия нефтегазоперспективных районов шельфа. Рига: Зинатне, 1989. С. 51–71.

17. *Тарасов Г.А., Матишов Г.Г., Казанин Г.С.* Геологическое строение и эволюция Баренцевоморского шельфа в позднем кайнозое // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 1. М.: ГЕОС, 2009. С. 45–53.

18. Хусид Т.А. Палеогеография Баренцева моря в послеледниковое время по фораминиферам // Геология морей и океанов: Тез. докл. 8-й всесоюзн. школы морской геологии. М., 1988. Т. 1. С. 126–127.

19. Шарапова А.Ю. Верхний плейстоцен и голоцен Северной Фенноскандии и Баренцева моря (стратиграфия, абсолютная хронология, палеогеография): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. СПб., 2005. 32 с.

20. Шарапова А.Ю. Спорово-пыльцевые комплексы из верхнеплейстоцен-голоценовых отложений Баренцева моря // Докл. РАН. 1999. Т. 369 (5). С. 684–686.

21. Юрцев Б.А., Толмачев А.И., Ребристая О.В. Флористическое разнообразие и районирование Арктики. Арктический флористический регион / Под ред. Б.А.Юрцева. Л.: Наука, 1978. С. 9–66.

22. Lubinski D., Polyak L., Forman S. Freshwater and Atlantic water inflows to the deep Northern Barents and Kara seas since ca 13 14C ka: foraminifera and stable isotopes // Quaternary Science Rev. 2001. Vol. 20. P. 1851–1879.

23. Polyak L., Lechman S., Gataullin V., Jull A. Two-step deglaciation of the southeastern Barents Sea // Geology. 1995. Vol. 23. P. 567–571, 767.

24. *Polyak L., Mikhailov V.* Post-glacial environments of the south-eastern Barents Sea: foraminiferal evidence // Late Quaternary Palaeoceanography of the North Atlantic Margins. Special publication, Geol. Society Publ. House: Bath, 1996. P. 323–337.

25. Serebryanny L., Andreev A., Malyasova E., Tarasov P., Romanenko F. Lateglacial and Early Holocene environments of Novaya Zemlya and the Kara Sea Region of the Russian Arctic // Holocene. 1998. Vol. 8. P. 323–330.

26. Voronina A., Polyak L., Vernal de A., Peyron O. Holocene variations of sea surface conditions in the southeastern Barents Sea, reconstructed from dinoЯagellate cyst assemblages // Quaternary Science. 2001. Vol. 16. P. 717–728.

O.V. RUDENKO

HOLOCENE ENVIRONMENTS OF THE EASTERN BARENTS REGION DEDUCED FROM SUBFOSSIL AND FOSSIL POLLEN SPECTRA OF THE NOVOZEMEL'SKYI SHELF

15 gravity cores from the Western Novozemelskyi Shelf were analyzed by palynological method. The significant changes in pollen concentration and downcore variation of the pollen spectra structure allowed establishing 8 pollen zones corresponding to the major steps of the coastal vegetation evolution during Holocene. Fossil polliniferous residuals give evidence for the radical alteration of the vegetation cover in the studied region due to significant climate fluctuations. The main trend is gradual supplanting of the Late Glacial-Earliest Preboreal arctic-type periglacial treeless xerophytic vegetation by birch and pine light-forests during Boreal and postdated expansion of birch forests with the growing strong admixture of spruce straight to the Barents Sea south-eastern coast during the Earliest Atlantic optimum. Yernic and boggy ecotopes with sedges, grasses and cereals were widespread on the Southern Island. Climate cooling since the end of Atlantic caused tundra landscapes relapse inland. Pollen zones corresponding to Late Holocene indicate mezothermic vegetation vanishing and reflect modern-like environments.

Key words: Barents Sea, Western Novozemelskyi Shelf, annenskyi sedimentary seismostratigraphic unit, Holocene, pollen spectrum, pollen zone.

УДК [504.4:556.166]:[91:004]

Поступила 15 августа 2011 г.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГИС-ТЕХНОЛОГИЙ ДЛЯ ОЦЕНКИ ПЛОЩАДЕЙ ЗАТОПЛЕНИЯ В РАЙОНЕ ПОРТА ДУДИНКА

канд. техн. наук Е.В.ШЕВНИНА, инженер В.П.СОБОЛЕВА

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, aqua@aari.nw.ru, soboleva.vp@mail.ru

Представлена технология картирования и оценки площадей затопления, основанная на использовании региональной геоинформационной системы (ГИС) и функциональных возможностей приложения ArcGIS Spatial Analyst. Использование технологии представлено на примере территории порта Дудинка.

Ключевые слова: максимальные уровни воды, картирование наводнений, площадь затопления, технологии.

введение

Значительные изменения уровней воды на реках в районах расположения населенных пунктов в периоды максимального стока могут вызывать подтопления социально-экономических объектов. При этом экономический ущерб зависит от площади частичного подтопления или затопления. Картирование возможных площадей затопления при различных уровнях является актуальной задачей при планировании превентивных мероприятий в районах предполагаемого затопления.

В настоящей работе представлена технология картирования и оценки площадей затопления, основанная на использовании региональной геоинформационной системы (ГИС) и функциональных возможностей приложений ArcGIS Spatial Analyst [6, 10]. В качестве региона выбрана территория в районе порта Дудинка, расположенного в Таймырском районе Красноярского края.

Технология картирования площадей подтопления порта Дудинка включает подготовку исходного картографического материала, получение цифровой модели рельефа (ЦМР) и оценку площадей возможных зон затопления. Систематизация полученных данных и реализация технологии картирования осуществляется с использованием региональной геоинформационной системы (РГИС).

Использование РГИС и картирование зон затоплений связано с наличием данных об уровнях воды в районе порта Дудинка, которые могут быть получены как в режиме оперативных наблюдений, так и с использованием краткосрочных динамических и вероятностных прогнозов уровней воды р. Енисей. Кроме того, значительный интерес представляют долгосрочные прогнозы обеспеченных значений максимальных уровней воды в районе.

В настоящей работе показано использование РГИС на примере данных о максимальных уровнях воды малых обеспеченностей по данным наблюдений за 1936–2008 гг.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ.

В качестве основы для описания рельефа местности и батиметрии в районе порта Дудинка использованы лоцманские карты масштабом 1:25000 и 1:50000, опубликованные в 1991–1992 гг. Карты построены по данным промеров 1972–1981 гг. [3, 4]. На лоцманских картах представлены также отметки высот и горизонтали рельефа прилегающей пойменной и прирусловой части. Согласно легенде [3, 4] рельеф этой территории получен с топографических карт 1963–1965 и 1975 гг. Отметка принятого нуля глубин соответствует показанию гидрологического поста Дудинка, равному +2,17 м. Изолинии равных высот проведены через 5 м, дискретность изобат составляет 2–10 м.

Отсканированные бумажные карты были оцифрованы и спроецированы в систему WGS84. Для характеристики рельефа русловой части территории получено достаточно данных, но пойменная и прирусловая части рельефа содержат незначительное число отметок высот (рис. 1). Для описания топографии прибрежной территории необходимо располагать данными крупномасштабных топографических карт. В качестве альтернативы для описания рельефа прибрежной территории использовались цифровые модели рельефа, полученные по данным глобальной топографической съемки (SRTM) и радиометра ASTER, установленного на спутнике TERRA.

Данные SRTM представлены в виде матрицы абсолютных значений высот рельефа с дискретностью 1 м при пространственном разрешении 90×90 м. Абсолютная погрешность данных по высоте составляет 8 м в среднем для глобального массива данных [9, 12]. Для описания выбранного региона были выбраны сцены N69E086 и N69E085 [12]. Выбор данных SRTM для решения задачи получения цифровой модели рельефа в районе порта Дудинка обусловлен использованием этого набора данных для решения задачи картирования наводнений в других регионах [1].

Данные ЦМР, полученные сканером ASTER, представлены в формате *geotiff* и взяты из банка данных [7]. Пространственное разрешение таких данных составляет 30×30 м, высотное разрешение отметок рельефа составляет 1 м, абсолютная погрешность по высоте составляет около 20 м [8]. Площадь покрытия исследуемого района данными ЦМР SRTM и ASTER составила около 8500 км² с г. Дудинка в центре.

Следующим этапом работ является согласование и уточнение высотных отметок рельефа прибрежной территории на основе ЦМР SRTM и ASTER. Анализ соответствия высотных отметок, выбранных ЦМР, данным лоцманских карт осуществлялся на основе совместных массивов высот рельефа. Длина массивов



Рис. 1. Наличие данных об отметках высот рельефа (серые точки) и глубин (черные точки) по данным лоцманской карты масштаба 1:25000

составила 68 точек. Соответствие высотных отметок ЦМР данным лоцманских карт оценивалось на основе статистических характеристик массивов, а также по критерию Колмогорова [2].

Построение гибридной цифровой модели рельефа осуществлялось по данным лоцманской карты 1:25000 и данным ЦМР SRTM. Для решения этой задачи отметки глубин и высот с лоцманских карт были приведены в единую систему высот. Данные по высотам были детализированы на основе линий равных высот для построения интерполирующих поверхностей средствами геостатистического анализа [11]. Для получения интерполирующей поверхности русла использовано 1346 точек с отметками глубин. При интерполяции отметок рельефа прибрежной территории использовано 1808 точек.

Выделение площади, соответствующей уровню воды, наблюдаемому на гидрологическом посту Дудинка, осуществляется средствами модуля *Spatial Analyst* ГИС [11].

Использование технологии расчета площадей затопления в районе порта Дудинка представлено на примере многолетних характеристик о наивысших уровнях воды, полученных по данным наблюдений за 1936–2008 гг. Расчет наивысших уровней малых обеспеченностей проведен согласно [5]. Площадь затопления при превышении наивысших уровней воды различной обеспеченности критической отметки оценивается по формуле:

$$F = F_{P\%} - F_{cr},$$

где $F_{P\%}$ – площадь затопления при наивысшем уровне обеспеченностью P(%), F_{cr} – площадь затопления при наивысшем уровне, соответствующем критическому значению. Отметки критических уровней в районе порта Дудинка получены от ГУ «Красноярский ЦГМС-Р» Среднесибирского Управления Росгидромета.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ.

Бумажные лоцманские карты масштабом 1:25000 и 1:50000 были отсканированы с высоким разрешением и привязаны с использованием 10–11 опорных точек. Средняя погрешность привязки карты масштаба 1:25000 в плане составила 22 м, при максимальной величине, равной 30 м. Для карты масштаба 1:50000 средняя погрешность привязки в плане составила 68 м, максимальная – до 133 м. В дальнейшем из рассмотрения исключены данные карты масштаба 1:50000.

Лоцманская карта масштаба 1:25000 была оцифрована в несколько тематических слоев (табл. 1), которые составили основу региональной ГИС порта Дудинка. Векторные данные спроецированы в систему WGS84.

В результате получены наборы точечных данных о глубинах дна и высотных отметках прибрежной территории с точностью не менее 30 м в плане.

Для оценки соответствия данных о рельефе ЦМР *SRTM* и *ASTER* отметкам высот карты масштаба 1:25000 использованы 64 точки. Среднее расхождение высотных отметок карты и данных *SRTM* составило 5 м при максимальном – рав-

Таблица 1

Вил ланных	Геометрия	Количество объектов					
Бид данных	теометрия	в слое					
Отметки глубин	точечный	1346					
Изобаты	линейный	137					
Отметки высот	точечный	1808					
Изолинии рельефа	линейный	193					
Граница уреза воды	линейный	1					
Социально-экономические объекты	полигональный	4					

Состав региональной ГИС порта Дудинка

ном 35 м, при этом 70 % точек располагается в пределах 5 м. По данным ASTER, эти величины равны 15 и 37 м соответственно. Сравнение высот SRTM и ASTER с данными карты по критерию Колмогорова показало, что на 10 % уровне значимости высотные расхождения не значимы только по данным SRTM (рис. 26). В дальнейшем из рассмотрения исключены данные ЦМР ASTER.

Следующим этапом работы является получение гибридной цифровой модели рельефа, включающей данные батиметрии на подходах к порту Дудинка. Решение этой задачи осуществлялось методами геостатистического анализа путем интерполяции универсальным кригингом [11]. Средняя стандартная погрешность интерполяции составила 5 м для экспоненциальной ковариационной модели. Коэффициент корреляции интерполированных данных с данными лоцманских карт составил 0,98. Уточнение данных рельефа местности прибрежной территории проведено по данным *SRTM*. В результате получена гибридная цифровая модель рельефа.

Оценка площадей затопления территорий в районе порта Дудинка осуществляется по данным о максимальных уровнях воды в период весеннего половодья, полученным на основе наблюдений на гидрологическом посту Дудинка с использованием средств модуля *Spatial Analyst*. По данным многолетних наблюдений за наивысшими уровнями воды в районе Дудинки амплитуда их колебаний составляет в среднем 13–17 м в период половодья.

Известно, что наибольшие площади затапливаются при уровнях редкой (малообеспеченной) повторяемости. Для их определения проанализированы данные о наивысших уровнях воды в районе порта Дудинка в период пика весеннего половодья за период инструментальных наблюдений на основе [5].

Оценка однородности рядов наивысших уровней воды, проведенная с использованием критериев Стьюдента и Фишера, показала, что не наблюдается статистически значимых отклонений начальных моментов вероятностных распределений, связанных с изменением гидрологического режима с началом работы Красноярской ГЭС. Оценка параметров кривой обеспеченности проводилась по данным наблюдений за 1936–2008 гг. Эмпирическая кривая обеспеченности наивысших уровней аппроксимирована кривой Пирсона III типа с параметрами: 1351 см над «0» поста (норма), 0,14 (коэффициент вариации) и -0,55 (коэффициент асимметрии).

Наивысшие уровни малых обеспеченностей представлены в табл. 2. Площади затопления, рассчитанные для наивысших уровней воды малой обеспеченности, рассчитаны для участка р. Енисей длиной 23 км (площадь прилегающей терри-



Рис. 2. Эмпирические кривые распределения накопленных вероятностей высот по данным карты масштаба 1:25000 (a – черный, δ – серый цвет) и ASTER (a – серый цвет) и данных SRTM (δ – черный цвет)

Таблица 2

Обеспеченность, %	Наивысший уровень воды, см над нулем графика г/п Дудинка	Площадь затопления, км ²
	1430*	189
20	1515	199
10	1583	199
5	1634	211
3	1664	211
1	1718	222
0,5	1746	222
0,1	1797	222
0,01	1851	223

Наивысшие уровни воды малых обеспеченностей и соответствующие им площади затопления в районе порта Дудинка

Примечание. * – критический уровень воды, превышение которого означает подтопление и/или частичное затопление территории поселка Авиапорт (в районе п. Дудинка)



Рис. 3. Площади затопления прибрежной территории в районе порта при различных уровнях поста г/п Дудинка: 1 – гидрологический пост Дудинка, 2 – постройки, 3 – площадь затопления при уровне 1851 см над нулем поста Дудинка, 4 – береговая линия

тории равна 1012 км²) и представлены в табл. 2. На рис. 3 представлены области затопления при уровне 1851 см над нулем поста.

Оценка площади затопления представляет особый интерес при наличии социально-экономической инфраструктуры, попадающей в зону затопления [1]. Использование предложенной технологии для формирования превентивных мер предполагает наличие прогностической информации.

выводы

Рассмотрена технология картирования площадей затопления прибрежных территорий в районе порта Дудинка на участке р. Енисей протяженностью 23 км, на основе использования модуля *Spatial Analyst* ГИС.

Рассмотрена технология построения цифровой модели рельефа на основе данных о рельефе прибрежной территории и глубинах русловой части, полученных с лоцманских карт масштаба 1:25000 и 1:50000, и с использованием ЦМР

SRTM и ASTER. Анализ показал, что отметки высот с карты масштаба 1:25000 лучше соответствуют данным SRTM, хотя пространственное разрешение данных невелико по сравнению с данными ASTER. На основе высотных отметок SRTM и данных лоцманской карты масштаба 1:25000 получена гибридная цифровая модель рельефа, которая использована для картирования площадей затопления в районе г/п Дудинка. Использование данных SRTM в качестве дополнительного источника о топографии местности ограничивает практическую ценность полученной гибридной ЦМР. Однако при наличии более точных отметок рельефа (например, с карты) результат может быть улучшен при необходимости.

Проанализированы данные многолетних наблюдений за максимальными уровнями воды на гидрологическом посту Дудинка и рассчитаны величины малых обеспеченностей. Показана возможность использования РГИС для оценки площадей затопления при максимальных уровнях малой обеспеченности.

Работа выполнена в рамках программы подготовки молодых специалистов Арктического и антарктического научно-исследовательского института.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кочетков В.В., Беликов В.В., Борисова Н.М., Ковалев С.В. Применение ГИС-технологий и специализированных баз данных при численном моделировании экстремальных затоплений поймы Нижнего Дона // Международная конференция «Управление водно-ресурсными системами в экстремальных условиях»: 4–5 июня 2008 г.: Сб. докладов. М., 2008. С. 121–126.

2. Митропольский А.К. Техника статистических вычислений. М.: Наука. 1971. 576 с.

3. Река Енисей. От острова Малый Леонтьевский до острова Грибановский: Карта масштаба 1:50000. М.: Главное управление навигации и океанографии Министерства обороны СССР. 1992. 1 с.

4. Река. Енисей. Подходы к порту Дудинка: Карта масштаба 1:25000. М.: Главное управление навигации и океанографии Министерства обороны СССР, 1991. 1 с.

5. СП 33-101-2003. Определение основных расчетных гидрологических характеристик. М.: Госстрой, 2004. 74 с.

6. ArcGIS 9. Using ArcGIS 3D-Analyst. New York: ESRI Press, 2000-2004. 363 p.

7. ASTER DEM // [Электронный ресурс]: ASTER DEM, 2009. Режим доступа: http://www.gdem.aster.ersdac.or.jp. Свободный. На англ. яз.

8. ASTER DEM REDME // [Электронный ресурс]: ASTER DEM, 2009. Режим доступа: http:// www.ersdac.or.jp/GDEM/E/image/ASTER/20GDEM/Readme Ev1.0.pdf. Свободный. На англ. яз.

9. Farr T.G., Rosen P.A. et al. The Shuttle Radar Topography Mission. // Rev. Geophys. 2007. Vol. 45. RG2004, doi:10.1029/2005RG000183.

10. Johnston K., Ver Hoef J.M., Krivoruchko K., Lucas N. Using ArcGIS Geostatistical Analyst. New York: ESRI Press, 2001. 316 p.

11. Rodriguez E., Morris C.S. et al. An assessment of the SRTM topographic products // JPL Pub. 2005. D31639: 143.

12. SRTM // [Электронный ресурс]: SRTM, 2005. Режим доступа: http://www. viewfinderpanoramas.org/dem3.html. Свободный. На англ. яз.

E.V.SHEVNINA, V.P.SOBOLEVA

ASSESMENT OF THE FLOOD INUNDATION AREA OF PORT OF DUDINKA BASED ON GIS TECHNOLOGY

A GIS-based technology of estimation of flooded area is presented in the paper. Using of presented technology shown on the port of Dudinka territory.

Keywords: maximum water levels, mapping of flood inundation area, technology.

УДК 551.326.7+622.24(268.52)

Поступила 9 августа 2011 г.

СТАТИСТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ МОРФОМЕТРИИ ГРЯДЫ ТОРОСА В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ

д-р геогр. наук Е.У.МИРОНОВ, канд. техн. наук В.С.ПОРУБАЕВ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, mir@aari.ru pvs@aari.ru

В работе приведены характеристики по геометрии и внутренней структуре гряд торосов в юго-западной части Карского моря, полученные на основе специальных исследовательских работ, выполненных в этом районе. Приведены формулы плотности распределения вероятности для характеристик гряды тороса. Построена модель морфометрии среднестатистической гряды тороса. Показано, что гряда тороса, вмороженная в ледяное поле, находится в гидростатическом равновесии не только за счет баланса собственного веса и архимедовой силы, но и под воздействием окружающих ледяных полей. Рассчитана величина погружения гряды тороса в случае взлома окружающих ледяных полей.

Ключевые слова: арктические моря, Карское море, методы термобурения льда, морфометрия гряд торосов.

введение

Активное освоение углеводородных месторождений на шельфе замерзающих морей, начатое в 1990-е гг., показало, что одной из ключевых проблем является расчет ледовых нагрузок на стационарные ледостойкие платформы и терминалы. При выборе нормативных параметров морского льда необходимым условием является оценка морфометрических характеристик гряды тороса, включая его внутреннюю структуру [Алексеев и др., 2001; Смирнов, Миронов, 2010]. Статистическая модель морфометрии поперечного сечения гряды тороса позволяет обобщить имеющиеся натурные данные с учетом современных знаний о физических процессах торосообразования.

Впервые модель поперечного сечения гряды тороса была предложена в работах [Бурке, 1940; Макаров, 1901]. В этих работах была предложена аппроксимация сечения гряды тороса в форме равнобедренного треугольника для его надводной и подводной части. Большинство последующих зарубежных и отечественных исследователей продолжали аппроксимировать сечение гряды тороса в виде треугольной призмы [Зубов, 1945; Кириллов, 1957; Kovacs, 2003; Parmerter, Coon, 1971; Wittman, Schule, 1966]. В работе [Бузуев, Шестериков, 1969] представлена модель тороса В.С.Лощилова, который на основании данных подводной и надводной фотосъемки аппроксимировал парус и киль гряды тороса равнобедренными трапециями.

Наибольший интерес представляет работа [Wittman, Schule, 1966], в которой обобщены данные о рельефе нижней поверхности льда, полученные с подводных лодок, и отдельные фиксации надводной части торосов при эпизодических всплытиях подводных лодок. В результате впервые была разработана модель поперечного сечения гряды тороса на основе большого количества натурных данных о рельефе нижней поверхности льда и получены соотношения между основными геометрическими параметрами тороса для Арктического бассейна. При этом принималось условие, что гряда тороса находится в гидростатическом равновесии. В работах [Грищенко, 1981, 1988] исследования подводной части гряд торосов проводились с использованием акваланга, что позволило автору предложить несколько видов поперечных сечений гряд торосов, в зависимости от толщины всторошенного льда и возраста гряды тороса. Коэффициент заполнения гряды тороса принимался на основе качественной оценки наблюдений и логических умозаключений. В результате были получены соотношения между морфометрическими параметрами гряд торосов шести видов при условии гидростатического равновесия гряды тороса и ее аппроксимации в форме треугольной призмы.

Для получения детальной информации о внутреннем строении торосистых образований был разработан метод теплового бурения, при котором для эффективного и быстрого получения глубоких скважин производится бурение горячей водой. Тепловое водное бурение было впервые применено в ледниках [Morev et al., 1984; Taylor, 1984]. Затем термобурение использовалось при исследовании многолетних дрейфующих льдов моря Бофорта [Poplin et al., 1987], торосов и стамух в 1995 г. в Обской губе и в 1995–1998 гг. на шельфе о. Сахалин [Астафьев и др., 1997; Mironov et al., 1999]. Во время проходки скважин, по данным о скорости бурения, визуально определялись характеристики льда и фиксировались встречающиеся пустоты.

В конце 1990-х гг. в ААНИИ была разработана, а в 2001 г. изготовлена термобуровая установка бурения льда горячей водой с записью параметров бурения на компьютер [Морев и др., 2000]. Запись и последующая обработка данных бурения позволяет получать объективную информацию о распределении слоев льда различного типа (твердый, рыхлый), о распределении пустот в ледяном образовании, при этом определяются также высота паруса и глубина киля, границы льда и грунта [Morev, Kharitonov, 2001]. Такая установка с 2002 по 2010 г. использовалась при проведении работ по исследованию торосов и стамух в северной части Каспийского моря, на шельфе о. Сахалин и в юго-западной части Карского моря [Миронов и др., 2005; Миронов и др., 2009; Миронов, Порубаев, 2011; Смирнов, Миронов, 2010; Mironov et al., 2003].

Согласно номенклатуре морских льдов гряда тороса представляет собой сравнительно прямолинейное нагромождение деформированного льда. Для удобства изложения далее в тексте статьи вместо термина «гряда тороса» будет в основном употребляться наиболее общий термин «торос».

ГЕОМЕТРИЯ ГРЯД ТОРОСОВ

В работе проанализировано 27 гряд торосов, исследованных в 2007–2010 гг. в юго-западной части Карского моря, большей частью в Байдарацкой губе. Этот период в данном регионе отмечался в целом легкими ледовыми условиями. Поэтому измеренные параметры торосов характерны для легких ледовых условий. Следует отметить, что легкие ледовые условия не обязательно приводят к заниженным параметрам торосов, так как большую роль при этом играет динамика ледяного покрова. Значения измеренных основных параметров торосов приведены в табл. 1.

Из табл. 1 видно, что торосы, исследованные в юго-западной части Карского моря, в частности в Байдарацкой губе, были достаточно мощными. Средняя высота их парусов составляла более 3 м, а средняя глубина килей превышала 11 м, при средней толщине торосов равной 13,3 м. Максимальная высота паруса составила 4,5 м, максимальная глубина киля превысила 15 м, а максимальная толщина тороса была около 20 м.

Существует связь ширины киля (*L*) с шириной паруса (*w*). Связь характеризуется коэффициентом корреляции 0,76 и аппроксимируется формулой:

$$L=0,98\cdot w+26.$$

Во время экзарации кили торосов обламываются, приобретая профиль трапеции. Исследованные гряды торосов были разделены на две группы. К первой группе отнесены торосы, профили килей которых хорошо аппроксимируются треугольниками, ко второй — торосы, кили которых хорошо аппроксимируются трапецией. Паруса в обоих случаях аппроксимированы треугольниками. Параметры торосов первой и второй групп приведены в табл. 2 и табл. 3.

Расчеты показали, что среднее значение отношения киль/парус у торосов с треугольной формой киля равно 4,0, что превышает значение этой характеристики для торосов с трапециевидной формой киля, которое равно 3,7.

При прокладке линий бурения перпендикулярно гребню тороса выбираются места, где высота паруса наибольшая, и одна из скважин обязательно располагается на гребне паруса. Однако максимальная высота паруса, как правило, смещена относительно максимальной глубины киля, и во многих случаях, когда кили торосов имеют треугольную форму, не удается фиксировать максимальную глубину киля. Поэтому, чтобы уточнить среднюю глубину киля тороса, при треугольной его форме необходимо использовать соотношение киль/парус, полученное в случаях, когда глубина киля измерялась достаточно точно.

Надежные данные по этому соотношению получены при стереофотосъемке надводной и подводной частей торосов [Гаврило и др., 1974], где соотношение

Таблица 1

Параметр	Длина гряды тороса	Ширина паруса (w)	Высота паруса (<i>h</i>)	Глубина киля (<i>H</i>)	Ширина киля (<i>L</i>)	Толщина тороса (<i>T</i>)	Соот- ношение киль/ парус
Min, м	24	7	1,5	6,0	21	7,7	3,0
Среднее, м	61	19	3,2	11,5	50	13,3	3,8
Мах, м	95	34	4,5	15,7	72	19,8	6,7

Геометрические параметры гряд торосов по данным измерений

Таблица 2

Геометрические параметры гряд торосов с треугольной формой киля

Параметр	Длина гряды тороса	Ширина паруса (w)	Высота паруса (h)	Глубина киля (<i>H</i>)	Ширина киля вверху (<i>L</i>)	Толщина тороса (<i>T</i>)	Соот- ношение киль/ парус
Min, м	45	8	1,5	6,0	31	7,7	3,0
Среднее, м	71	21	2,6	9,7	52	11,2	4,0
Мах, м	85	31	4,5	14,9	72	17,1	6,7

Таблица 3

Геометрические параметры гряд торосов с трапецевидной формой киля

	_	_		-	_			
Параметр	Длина гряды тороса	Ширина паруса (w)	Высота паруса (<i>h</i>)	Глубина киля (<i>H</i>)	Ширина киля вверху (<i>L</i>)	Ширина киля внизу (<i>B</i>)	Толщина тороса (<i>T</i>)	Соот- ношение киль/ парус
Min, м	24	7	2,0	8,5	21	5	9,9	3,2
Среднее, м	57	17	3,5	12,1	48	10	14,3	3,7
Мах, м	95	34	4,4	15,7	66	22	19,8	4,6

киль/парус равно 5,5. Однако эти соотношения относятся к торосам, сложенным из толстого однолетнего льда и имеющим кили в форме трапеций. Наиболее подходящими для сравнения являются данные, приведенные в работе [Грищенко, 1988], когда максимум осадки киля тороса измерялся аквалангистами. Как указано в этой работе, соотношение киль/парус для тороса, средняя толщина ледяных блоков которого составляет 0,30 м, для свежих гряд равно 5,0, для старых торосов 4,2. В среднем эта величина составляет 4,6. В юго-западной части Карского моря средняя толщина ледяных блоков составляла 0,34 м, что дает основание в общем случае использовать соотношение, равное 4,6.

Скорректированная средняя глубина киля треугольной формы равна 11,9 м, что несколько меньше глубины килей трапециевидной формы. Для торосов с трапециевидной формой киля корректировка глубины киля не требуется, так как нижнее основание их киля плоское и максимальная осадка, как правило, фиксируется.

Среднее значение отношения киль/парус, как уже указано выше, для торосов рассматриваемого района равно 4,6. Однако отношение глубины киля к высоте паруса не является константой и связано с высотой паруса. При увеличении высоты паруса эта характеристика уменьшается, приближаясь к значению 3,0 согласно формуле

$$H/h = 5.2 \cdot h^{-0.35}$$
.

Возможно, это является одной из причин того, что отношение киль/парус у второй группы торосов меньше, чем в первой группе, так как сравнительный анализ данных табл. 2 и табл. 3 показывает, что высота паруса и глубина килей второй группы больше, чем соответствующие параметры торосов первой группы. Кроме того, на величину отношения киль/парус сказался факт обламывания килей торосов с трапециевидной формой килей.

Глубина киля связана с высотой паруса. Связь глубины киля с высотой паруса несколько отличается для торосов с треугольной и трапециевидной формой киля. Связь имеет вид:

$$H = 2, 5 \cdot h + 3, 1, \quad H = 2, 8 \cdot h + 2, 7$$

соответственно.

Коэффициент корреляции между глубиной киля и высотой паруса равен 0,81. Для общего случая связь имеет вид:

$$H = 2, 7 \cdot h + 2, 8.$$

Плотность распределения вероятности высоты парусов и глубины килей торосов хорошо аппроксимируется логнормальным законом, который представляется следующей формулой:

$$f(x) = \frac{1}{bx\sqrt{2\pi}} exp\left[-\frac{(\ln x - a)^2}{2b^2}\right].$$

Параметры *a* и *b* логнормального закона распределения связаны с математическим ожиданием *m* и коэффициентом вариации *C*:

$$a = \ln \frac{m}{\sqrt{1+C^2}}, \quad b = \sqrt{\ln(1+C^2)}.$$

Аналогичная аппроксимация плотности распределения вероятности высоты паруса, глубины киля торосов и других ледовых характеристик использована в работах [Миронов и др., 2005; Гудошников и др., 2006; Миронов и др., 2009; Mironov, Porubayev, 2005].



Рис. 1. Плотность распределения вероятности высоты парусов (а) и глубины килей (б) торосов (кривая — теоретические значения, гистограмма — эмпирические значения)

График плотности распределения вероятности этих характеристик для Байдарацкой губы показан на рис. 1. В расчетах используются максимальные значения высоты парусов и глубины килей торосов по линиям. Линии бурения расположены обычно на расстоянии более 10 метров друг от друга, и потому максимальные значения этих характеристик являются независимыми.

КОНСОЛИДИРОВАННЫЙ СЛОЙ ГРЯД ТОРОСОВ

Консолидированный слой (КС) исследованных торосов хорошо выделяется на профилях бурения и распространяется сплошной областью по всей протяженности тороса. Методика определения консолидированного слоя ледяного образования подробно изложена в работах [Миронов и др., 2009; Морев и др., 2000]. В табл. 4 приведены значения консолидированного слоя для всего ряда наблюдений, а также для торосов с треугольной и трапециевидной формой киля.

Как видно из табл. 4, значения толщины консолидированного слоя у торосов с разной формой киля имеют существенные отличия. Средняя толщина консолидированного слоя и экстремальные ее значения у торосов с трапециевидной формой киля превышают соответствующие значения для торосов с треугольной формой киля. Оценка времени образования торосов показывает, что 84 % исследованных торосов с трапециевидной формой киля образовались в декабре—январе, в то время как кили с треугольной формой киля большей частью образовались с января по март. Более длительный период существования торосов с трапециевидной формой киля киля торосов с трапециевидной киля премой киля по значения средней толщины консолидированного слоя.

Известно, что плотность распределения вероятности толщины консолидированного слоя описывается логнормальным законом [Mironov, Porubayev, 2005]. Распределение, рассчитанное по всему ряду значений, приведено на рис. 2. При расчете плотности распределения вероятности использованы средние значения толщины консолидированного слоя по линиям.

Модальное значение толщины консолидированного слоя равно 2,5 м и практически совпадает с его средним значением. В левой части распределения значения эмпирической и теоретической плотности невелики. Они обеспечены значениями

Таблица 4

Характеристики консолидированного слоя (КС) гряд торосов с треугольной и трапециевидной формой киля

Форма киля	TI	зеугольн	ая	Трапециевидная			Все торосы		
Статистики по линиям бурения	минимум из средних	средняя из средних	максимум из средних	минимум из средних	средняя из средних	максимум из средних	минимум из средних	средняя из средних	максимум из средних
Толщина КС, м	0,98	2,06	3,32	1,77	2,63	3,63	0,98	2,52	3,63



Рис. 2. Плотность распределения вероятности средней толщины консолидированного слоя гряды тороса (кривая — теоретическое распределение, гистограмма — эмпирическое распределение)

толщины консолидированного слоя на краях торосов, где его толщина близка к толщине окружающего ровного льда.

ПОРИСТОСТЬ ГРЯД ТОРОСОВ

Пористость тороса, показывает долю пустот в нем, остальная часть тороса состоит из твердого и рыхлого льда. Коэффициент заполнения тороса, который является аналогом пористости и использовался в предыдущих работах при построении модели сечения тороса, определялся на основе косвенных данных [Бурке, 1940; Грищенко, 1988; Wittman, Schule, 1966]. Только после внедрения метода термобурения была получена возможность измерения границ льда и пустот в толще тороса и объективного определения пористости.

Пористость рассчитывается для отдельных скважин, для отдельных линий, которых в одном торосе несколько, и для всего тороса. Пористость, полученная в отдельных скважинах бурения, не показательна, так как случайно может быть слишком большой либо слишком низкой. Средняя пористость по линии бурения уже может характеризовать весь торос. Наиболее показательной является пористость, средняя для всего тороса, рассчитанная по данным нескольких линий. Рассчитанные средние и экстремальные значения пористости для торосов приведены в табл. 5.

В таблице приведена пористость как с учетом консолидированного слоя, так и без него. Отличия пористости при этом наибольшие в киле, так как консолидированный слой в основном находится в нем. Пористость паруса, как видно из таблицы, изменилась мало.

Минимальные значения пористости, равные 1 %, показывают, что отдельные торосы могут иметь мало пустот. Обычно это торосы, образовавшиеся в начале холодного сезона. К моменту исследования многие пустоты, расположенные ниже уровня воды, в таких торосах замерзают. Пористость этих торосов бывает пониженной. На рис. 3 показана плотность распределения вероятности средней пористости торосов. Эмпирическая гистограмма аппроксимирована распределением Гумбеля.

Таблица 5

Пористость	С консол	идированны	ым слоем	Без консолидированного слоя			
	торос в целом	парус	КИЛЬ	торос в целом	парус	КИЛЬ	
Минимальная, %	1	1	1	2	1	2	
Средняя, %	9	5	10	14	7	14	
Максимальная, %	23	23	25	38	23	40	

Средние и экстремальные значения пористости гряды тороса



Рис. 3. Плотность распределения вероятности средней пористости торосов (кривая – теоретическое распределение, гистограмма – эмпирическое распределение)

Как видно из рисунка, теоретические значения плотности вероятности в некоторых градациях существенно отличаются от эмпирических значений. Это объясняется недостатком натурных данных. Тем не менее данные термобурения показывают, что торосы Карского моря имеют значительно большее содержание льда (меньшее количество пустот), чем представлялось ранее [Грищенко, 1988; Кириллов, 1957].

СТАТИСТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ГРЯДЫ ТОРОСА

Статистическую модель тороса можно представить в виде профиля тороса со средними морфометрическими параметрами. Горизонтальная протяженность склонов паруса и киля тороса измерялись от оси паруса. Средние их значения приведены в табл. 6. Отклонение влево считается со знаком минус, как обычно принято в декартовой системе координат.

Статистическая модель учитывает реально существующую асимметрию тороса. Максимум паруса для торосов с треугольной формой киля, как правило, не совпадает с максимальной глубиной киля. Кроме того, асимметрия имеет место и в самом парусе и киле. Как правило, один склон паруса или киля больше другого.

На рис. 4 приведены два варианта профиля для торосов с треугольной и трапециевидной формой киля.

Обычно в моделях описывают только парус и киль. Но торос имеет возвышение. Это часть льда над килем, где нет паруса. Возвышение в торосе постепенно увеличивается в толщине от края тороса в сторону паруса. Средняя толщина возвышения льда, полученная по данным экспедиционных исследований в югозападной части Карского моря, составила 0,44 м. В направлении паруса тороса

Σ Σ **OCAMN** Правая сторона нижней верха $(w_2),$ основания паруса (w_1) , Левая сторона нижней верха Σ основания паруса Σ Большая сторона киля (L₂), м Σ Смещение между паруса и киля (d), Большая сторона части киля (B_1) , части киля $(B_{2}),$ Малая сторона Малая сторона Параметр КИЛЯ (L_1) , М $(L_2), T_2$ Треугольная форма киля -813 -2329 6 Трапециевидная форма киля -611 -2325 -19

Средние морфометрические параметры элементов гряды тороса

Таблица б

значение этой характеристики увеличивается, достигая величины 1,0–1,1 м. Для отдельных торосов возможны случаи горизонтальной ее поверхности. У подножья паруса иногда отмечается понижение поверхности возвышения.

Торос занимает свое положение по отношению к уровню воды не только за счет баланса своего веса и архимедовой силы, но и под воздействием окружающих ледяных полей.

Масса тороса складывается из массы льда в киле, в парусе и массы льда в возвышении:

$$M_r = M_k + M_s + M_e,$$

где M_r – масса тороса, M_k – масса льда в киле тороса, M_s – масса льда в парусе, M_e – масса льда в возвышении.

Возвышение состоит из двух частей, расположенных слева и справа от паруса. На рис. 5 эта область тороса затемнена.

Масса льда в киле, в парусе и в возвышении льда рассчитывается по формулам с учетом коэффициентов заполнения:

$$M_{k} = \rho_{i}C_{k}K_{k},$$
$$M_{s} = \rho_{i}C_{s}K_{s},$$
$$M_{e} = \rho_{i}C_{e}K_{e},$$



Рис. 4. Графическое представление статистических моделей торосов, построенных по средним значениям элементов для торосов с треугольной (*a*) и с трапециевидной (*б*) формой киля

где ρ_i – плотность льда, C_k , C_s , c_e – объем киля, паруса и возвышения льда, K_k , K_s , k_e – коэффициенты заполнения киля, паруса и возвышения соответственно. Коэффициент заполнения возвышения является близким к коэффициенту заполнения паруса, несколько превышая его.

На поверхности тороса, как правило, лежит снег. Масса снега рассчитывается по формуле:

$$M_{sn} = \rho_{sn} C_{sn},$$

где ρ_{sn} – плотность снега, C_{sn} – объем снега.

Теоретически можно рассмотреть случай, когда выталкивающая сила воды больше веса тороса и торос, при взломе ледяного поля, будет всплывать. Но такие случаи будут встречаться редко, так как причин для увеличения выталкивающей силы воды мало. При этом соотношение основных сил будет описываться неравенством:

$$(M_r + M_{sn})g < g\rho_w V_k,$$

где g — ускорение свободного падения, ρ_w — плотность воды, V_k — объем массы льда в киле тороса.

Возможен случай, когда при взломе окружающих ледяных полей гидростатическое равновесие наступит при погружении тороса на некоторую величину. Предварительные расчеты показывают, что это вполне реальный случай. Это объясняется следующим. В момент образования тороса часть паруса ложится на края ледяных полей, которые удерживают часть веса паруса. У сформировавшегося тороса консолидированный слой составляет единое целое с окружающим льдом. Торос, вмороженный в ледяное поле, поддерживается на плаву не только выталкивающей силой воды, действующей на киль, но и окружающим ледяным полем, в которое он вморожен. Накопление снега на торосе, в результате задержания его парусом, приводит к дополнительному увеличению веса тороса, что будет также способствовать погружению тороса на некоторую величину в воду при взломе окружающих ледяных полей.

Если вес тороса, с учетом массы снега, больше архимедовой силы, соотношение сил в этом случае определяется неравенством при прежних обозначениях:

$$(M_r + M_{sn})g > g\rho_w V_k.$$

Представляет интерес рассчитать величину погружения тороса при взломе окружающего его ледяного поля. Торос будет погружаться в воду до момента наступления гидростатического равновесия.



Рис. 5. Возможные погружения тороса относительно исходного уровня воды

При погружении тороса возможны два случая. В первом случае торос погрузится в воду на величину, равную максимальной толщине возвышения h_{E^2} или большую. На рис. 5 такое погружение обозначено как «уровень воды 1». В этом случае все возвышение льда окажется под водой

Для того чтобы уровень воды при погружении тороса оказался выше максимальной высоты возвышения или равен ей, необходимо выполнение условия:

$$M_r + M_{sn} \ge \rho_w (C_k K_k + C_E K_E), \tag{1}$$

где C_E – объем всего возвышения и части паруса, погружающиеся в воду, K_E – коэффициент заполнения части тороса, погружающейся в воду.

Масса снега при этом принимает несколько другое значение. В этом случае снег на возвышении льда погрузится ниже уровня воды и составит с водой единую консистенцию. При расчете равновесного состояния необходимо использовать среднюю толщину снега, лежащего только на парусе. По данным наблюдений, снег на возвышении имел среднюю толщину 20 см, на парусе 17 см.

В случае, когда торос погрузится в воду на величину y, меньшую, чем максимальная величина возвышения h_E , необходимо выполнение двух условий, при прежних обозначениях:

Расчеты показывают, что при средних значениях параметров тороса, полученных по данным экспедиционных наблюдений, выполняется система неравенств (2). Таким образом, среднестатистический торос после взлома окружающих полей льда погрузится в воду на некоторую величину, меньшую максимального значения возвышения льда. Новое положение уровня воды на рис. 5 обозначено как «Уровень воды 2». При этом гидростатическое равновесие будет описываться следующим выражением:

$$M_r + M_{sn} = \rho_w (C_k K_k + (L - \frac{L-a}{2h_E} y) K_E),$$

где *у* – величина погружения тороса, $a = w \frac{h - h_E}{h}$, *L* – ширина киля, *w* – ширина паруса, *h* – высота паруса, *h_E* – максимальная толщина возвышения.

Решение этого уравнения дает формулу для расчета величины погружения тороса:

$$y = h_E \frac{L}{L-a} - \sqrt{h_E^2 (\frac{L}{L-a})^2 - \frac{1}{K_E} \frac{2h_E}{L-a} (\frac{M_r + M_{sn}}{\rho_w} - C_k K_k)}$$

С использованием значений морфометрических параметров тороса и характеристик льда и снега, полученных по данным экспедиционных исследований, была рассчитана величина погружения тороса при взломе окружающих его полей льда.

Величина погружения оказалась существенной и составила 0,29 м для торосов с треугольной формой киля и 0,38 м для торосов с трапециевидной формой киля. Отличия в величине просадки тороса во многом объясняются тем, что кили трапециевидной формы обламывались при экзарации. При уменьшении объема киля архимедова сила уменьшается на большую величину, чем вес тороса, так как плотность воды превышает плотность льда.

Кроме того, были рассчитаны углы склонов паруса, киля и возвышения льда. Обозначения углов и их положение показаны на рис. 5. Значения углов и величина погружения торосов приведены в табл. 7.

Характеристика	Углы н паруса	Углы наклона паруса, град.		Углы наклона киля, град.		аклона цения, ад.	Погружение тороса, м
Обозначение	α_1	α2	β	β ₂	γ	γ ₂	У
Треугольная форма киля	18	11	23	19	4,5	3,4	0,29
Трапециевидная форма киля	30	18	28	26	3,8	4,5	0,38

Углы наклона парусов, килей, возвышения льда и величина просадки для двух типов гряд торосов

Торос асимметричен, углы левого и правого его склонов различны. В ранее предложенных моделях не всегда учитывалась асимметрия тороса. Парус и киль были аппроксимированы равнобедренными треугольниками. Углы склонов как паруса, так и киля слева и справа от гребня считались одинаковыми. Для сравнения с данными других работ значения углов, приведенные в табл. 7, осреднены.

Для первого варианта модели тороса, когда торос аппроксимируется треугольником, среднее значение из двух углов паруса равно 14°, а для киля, в среднем, 22°. В работе [Алексеев и др., 2001] для торосов с треугольной формой киля углы склона в парусе равны 14°, в киле 24°, что хорошо согласуется со средними значениями углов, полученными в данной работе.

Для варианта, когда киль тороса имеет трапециевидную форму, среднее значение угла для склона киля табл. 7 практически не отличается от значения угла, приведенного в работе [Алексеев и др., 2001], составляя 26 и 27° соответственно. Углы склонов парусов торосов с трапециевидной формой киля по данным двух моделей отличаются. В работе [Алексеев и др., 2001] угол склона паруса меньше и составляят 13°, в то время как среднее значение угла, полученное в данной работе, составило 24°.

В работе [Алексеев и др., 2001] приводятся углы склона, как сказано, для застамушенного тороса, с учетом асимметрии паруса и трапециевидной формы киля. Углы склонов паруса, и в большей степени для киля, имеют отличия от значений углов, полученных в данной работе. Это объясняется тем, что в работе [Алексеев и др., 2001] в реальности рассмотрена стамуха, а не торос с обломленным килем, что делает сравнение некорректным.

В работе [Грищенко, 1988] приводятся углы склонов торосов различного возраста. С учетом того, что эти исследования были проведены в Арктическом бассейне, совпадение значений углов с оценками, полученными в данной работе, следует считать удовлетворительным.

Рассчитанные углы наклона возвышения в торосе сравнительно малы и находятся в диапазоне 3,4–4,5°. Такая же характеристика была выделена в модели тороса в работе [Wittman, Schule, 1966]. Угол наклона возвышения при этом составил 4,2°, что хорошо согласуется с результатом, полученным в данной работе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В 2007—2010 гг. выполнен комплекс ледовых исследований в юго-западной части Карского моря. В результате получены натурные данные по морфометрическим параметрам гряд торосов, которые использовались для создания статистической модели гряды тороса этого района. Данные были получены в период мягких и умеренных зим.

Средняя высота парусов гряд торосов составила 3,2 м, при средней глубине килей 11,5 м. Максимальные значения этих параметров составили 4,5 и 15,7 м со-

ответственно. Пористость гряд торосов была невысокой и в среднем составила для паруса 5 %, а для киля 10 %. Консолидированный слой гряд торосов был хорошо развит и составил для гряд торосов с треугольной формой киля в среднем 2,1 м, а для гряд торосов с трапециевидной формой 2,6 м.

На основе исходных данных была создана статистическая модель гряды тороса, которая учитывает реально существующую в гряде тороса асимметрию. Профили парусов и килей гряд торосов представляют собой неравнобедренные треугольники. Ось паруса гряды тороса, как правило, не совпадает с осью гребня. Кроме того, были выделены гряды торосов с трапециевидной формой килей, что тоже учтено в модели. Такие кили образовались в процессе пропахивания дна, когда нижняя часть килей обламывалась.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев Ю.Н., Афанасьев В.П., Литонов О.Е., Мансуров М.Н., Панов В.В., Трусков П.А. Ледотехнические аспекты освоения морских месторождений нефти и газа. СПб.: Гидрометеоиздат, 2001. 360 с.

Астафьев В.Н., Сурков Г.А., Трусков П.А. Торосы и стамухи Охотского моря. СПб.: Изд-во «Прогресс-Погода», 1997. 185 с.

Бузуев А.Я., Шестериков Н.П. Зависимость средней толщины припайного льда от торосистости // Проблемы Арктики и Антарктики. 1969. Т. 32. С. 30–36.

Бурке А.К. Морские льды. М.Л.: Изд-во Главсевморпути, 1940. 96 с.

Гаврило В.П., Грищенко В.Д., Лощилов В.С. К вопросу о натурных исследованиях морфологии торосов на арктических льдах и возможности моделирования процессов торошения // Тр. ААНИИ. 1974. Т. 316. С. 70–76.

Грищенко В.Д. Морфометрические характеристики гряд торосов на льдах Арктического бассейна // Тр. ААНИИ. 1988. Т. 401. С. 46–54.

Грищенко В.Д. Некоторые особенности таяния и нарастания подводной части льдов в Арктическом бассейне // Тр. ААНИИ. 1981. Т. 372. С. 123–128.

Гудошников Ю.П., Зубакин Г.К., Наумов А.К. Статистические характеристики элементов торосистых образований // Ледяные образования морей Западной Арктики. СПб.: ААНИИ, 2006. С. 88–99.

Зубов Н.Н. Льды Арктики. М.: Изд-во Главсевморпути, 1945. 360 с.

Кириллов А.А. Учет торосистости при определении объема льда // Проблемы Арктики и Антарктики. 1957. Т. 2. С. 53–58.

Макаров С.О. «Ермак» во льдах. СПб., 1901. 507 с.

Миронов Е.У., Клячкин С.В., Порубаев В.С. Морфометрические характеристики гряд торосов и стамух по данным натурных наблюдений и модельных расчетов в северо-западной части Каспийского моря // Труды 9-й межд. конф. RAO'09, 15–18 сентября 2009. СПб., 2009. Т. 1. С. 280–286.

Миронов Е.У., Порубаев В.С. Морфометрические параметры торосов и стамух по данным экспедиционных исследований в северо-западной части Каспийского моря // Метеорология и гидрология. 2011. № 5. С. 68–76.

Миронов Е.У., Смирнов В.Н., Никитин В.А., Порубаев В.С. Основные результаты пятилетних ледовых исследований для обеспечения проектирования объектов обустройства нефтегазовых месторождений в северо-западной части Каспийского моря // Труды 7-й межд. конф. RAO'05, 13–15 сентября 2005 г. СПб., 2005. С. 293–298.

Морев В.А., Морев А.В., Харитонов В.В. Способ определения структуры торосов и стамух, свойств льда и границы льда и грунта. Патент № 2153070 от 20.07.2000.

Смирнов В.Н., Миронов Е.У. Исследование прочности, морфометрии и динамики льда в инженерных задачах при освоении шельфа в замерзающих морях // Проблемы Арктики и Антарктики. № 2 (85). 2010. С. 5–15.

Kovacs A. On pressured sea ice // Sea Ice, Proc. of Int. Conf. Reykjavik, 1971. P. 276-295.

Mironov Y.U., Morev V.A., Porubayev V.S., Kharitonov V.V. Study of geometry and internal structure of ice ridges and stamukhas using thermal water drilling // Proc. of the 17th International Conference on POAC'03, Trondheim, Norway, June 16–19. 2003. Vol. 2. P. 623–634.

Mironov Ye.U., Poplin J.P., Wang A.T., Klyachkin S.V., Speransky D.A. Winter 1998 study of ice ridge geometry offshore Sakhalin Island // Proc. of the 15th Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Condition, POAC'99, Helsinki, 1999. Vol. 1. P. 60–69.

Mironov Ye.U., Porubayev V.S. Structural peculiarities of ice features on the offshore of the Caspian Sea, the Sea of Okhotsk and the Pechora Sea // Proc. of the 18h International Conference on POAC'05, Potsdam, USA, June 26–30, 2005. Vol. 1. P. 670–679.

Morev V., Kharitonov V. Definition of the Internal Structure of Large Ice Features by Thermal Drilling Methods // Proc. of the 16th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Condition, POAC '01, Ottawa, Ontario, Canada. 2001. Vol. 3. P. 1465–1472.

Morev V.A., Pukhov V.A., Zagorodnov V.S., Yakovlev V.M. Equipment and technology for drilling in temperate glaciers // Proc. of 2 Int. Workshop on ice drilling technology, Calgary, Special Report, New Hampshire. 1984. P. 125–127.

Parmerter R., Coon M. Model of pressure ridge formation in sea ice // J. Geophis. Res. 1971. Vol. 77. № 33. P. 6565–6577.

Poplin J.P., Ralston T.D., St. Lawrence W. A thermal ice drill for profiling thick multiyear ice // Cold Regions Science and Technology. 1987. Vol. 14. P. 1–11.

Taylor Ph. L. A Hot Water Drill for Temperate Ice // CRREL Special Report 84–34. 1984. P. 105–117.

Wittman W.I., Schule S.J. Comments of the mass budget of Arctic pack ice // Proc. of the Arctic Heat Budget and Atmospheric Circulation. The Rand Corporation, 1966. P. 215–246.

YE.U.MIRONOV, V.S.PORUBAYEV

STATISTICAL MODEL OF ICE RIDGE MORPHOMETRY IN THE SOUTHWESTERN PART OF THE KARA SEA

The work presents the characteristics of geometry and internal structure of ice ridges in the southwestern Kara Sea. Formulas of the density of probability distribution for the ice ridge characteristics are given. A model of morphometry of mean statistical ice ridge was constructed. It is shown that an ice ridge frozen into an ice floe is in the hydrostatic equilibrium not only due to the balance of its own weight and the Archimedean force, but also due to the impact of the surrounding ice floes. The ice ridge submerging value in the case of break up of the surrounding ice floes was calculated.

Keywords: the Arctic Seas, the Kara Sea, methods of ice thermal drilling, morphometry of ice ridges.

УДК 551.463.5(481-922.1)

Поступила 9 августа 2011 г.

ОТНОСИТЕЛЬНАЯ ПРОЗРАЧНОСТЬ ВОДЫ В ЗАЛИВЕ ГРЁН-ФЬОРД (АРХИПЕЛАГ ШПИЦБЕРГЕН)

канд. геогр. наук ИВАНОВ Б.В.^{1,2}, м.н.с. ПАВЛОВ А.К.¹, инженер СИТДИКОВ П.И.^{1,2} ¹ ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, b_ivanov@aari.ru

² Санкт-Петербургский государственный университет (кафедра океанологии)

В статье представлены результаты анализа пространственно-временной изменчивости величины относительной прозрачности (глубина исчезновения стандартного белого диска) в заливе Грён-фьорд архипелага Шпицберген. Данные охватывают период с 1986 по 1990 г. и получены при проведении океанографических исследований, выполненных специалистами ГМО «Баренцбург» (Мурманское УГМС) по программе стандартных прибрежных наблюдений. Делаются выводы о причинах пространственной и временной изменчивости относительной прозрачности в зависимости от изменения внешних условий.

Ключевые слова: Шпицберген, относительная прозрачность вод, пространственновременная структура прозрачности.

Водные массы фьордов острова Западный Шпицберген являются продуктом сложного взаимодействия вод атлантического происхождения, вод, формирующихся в северо-западной части Баренцева моря, и материкового стока. Последний, в свою очередь, обусловлен как собственно речным стоком, так и непосредственным воздействием тающих ледников и снежного покрова тундры. Речной сток и ледники являются основными источниками поступления взвешенных частиц минерального происхождения в воды фьордов. Более легкие по сравнению с морскими, речные воды распространяются по поверхности фьордов. При этом происходит перераспределение взвешенных седиментов по глубине и расстоянию от берега (края ледника) регулируемое, в первую очередь, размером и весом частиц [2]. В то же время распреснение поверхностных слоев воды и радиационный прогрев ограничивают влияние ветрового перемешивания на процесс перераспределения осадков по глубине вследствие высокой устойчивости поверхностного слоя. В этом случае главная роль в перемешивании принадлежит бароклинной циркуляции, приливам, горизонтальной турбулентной диффузии и некоторым другим факторам. Степень взмученности поверхностных слоев воды имеет значение и для процессов климатического масштаба. Как следует из ряда отечественных и зарубежных исследований [1, 5, 6], взвешенные частицы, захваченные морским льдом в период его формирования, влияют на интенсивность таяния льда в последующий весенне-летний период. Нам представляется, что совместная оценка относительной прозрачности, концентрации взвешенных частиц, состояния и изменчивости ледяного покрова, океанографических условий фьордов позволит проследить этот процесс и оценить его количественно. Практический выход – корректная параметризация процессов таяния в рамках широкого спектра моделей морского льда, оценка характера и степени загрязненности конкретных фьордов архипелага, анализ динамики взвешенных частиц и положения возможных источников их поступления в прибрежные воды.

Относительная прозрачность морской воды (глубина «исчезновения» стандартного белого диска Секи) является важной оптической характеристикой, позволяющей, наряду с температурой и соленостью, классифицировать поверхностные водные массы и судить об интенсивности материкового стока. Если такие измерения проводились на регулярной основе (в одних и тех же точках и в одно и то же время) в течение длительного периода, появляется возможность использовать их как косвенные (дополнительные) оценки долгопериодной изменчивости океанографического режима и судить о причинах, вызывающих эту изменчивость.

В период с 1985 по 1990 г. Мурманским УГМС выполнялись регулярные исследования океанографических условий залива Грён-фьорд и прилегающего участка акватории залива Ис-фьорд на специальной сети реперных станций, расположение которых представлено на рис. 1, а координаты и глубины в табл. 1:



Рис. 1. Расположение океанографических станций реперной сети ГМО «Баренцбург» в заливе Грён-фьорд

Таблица 1

№ станции	Широта (с.ш.)	Долгота (в.д.)	Глубина (м)
8*	78°10,8′	13°49,8′	361
7*	78°09,2′	13°53,0′	415
6*	78°07,8′	13°56,5′	300
5	78°06,0′	14°05,5′	153
5a	78°06,0′	14°01,2′	198
56	78°06,1′	14°09,8′	155
4	78°03,5′	14°09,8′	144
4a	78°03,2′	14°07,7′	139
4б	78°03,7′	14°12,0′	127
3	78°02,4′	14°10,8′	144
2	78°00,5′	14°15,0′	84
1	77°58,7′	14°17,5′	62

Координаты и глубины океанографических станций реперной сети ГМО «Баренцбург»

Примечание. * - станции № 6, 7, 8 расположены на акватории Ис-фьорда

Наблюдения, выполненные на этой сети, позволяют сделать косвенные оценки сезонной и многолетней изменчивости океанографических условий, а также получить оценки изменчивости относительной прозрачности поверхностных вод за указанный период времени.

Как правило, наблюдения на данной сети станций выполнялись один раз в месяц с июня по октябрь. Однако в силу неизвестных нам обстоятельств наблюдения за относительной прозрачностью не отличались строгой регулярностью. Например, на некоторых станциях даже в июле или августе (наиболее благоприятные с точки зрения ледовой обстановки в заливе месяцы) в отдельные годы наблюдения не проводились. Несмотря на эти проблемы, нам удалось сформировать более или менее однородные массивы данных об относительной прозрачности и провести качественный анализ сезонной и многолетней изменчивости этой характеристики.



Рис. 2. Изменение глубин исчезновения диска Секи на акватории залива Грён-фьорд за 1986–1990 гг. Цифры над элементами диаграммы – номера месяцев года

Таблица 2

Оценки уравнений регрессии, описывающие пространственную изменчивость относительной прозрачности в заливе Грён-фьорд

Год	A	В	R^2
1986	0,536	9,171	0,79
1987	1,007	5,371	0,62
1988	1,507	-0,771	0,98
1989	1,314	3,200	0,90
1990	2,140	-0,845	0,82

Реперная сеть станций в заливе Грён-фьорд расположена таким образом, что позволяет контролировать океанографические условия на всей акватории залива от его южной части (куты) до створа на выходе в соседний, самый крупный на архипелаге, залив Ис-фьорд. Следовательно, мы имеем возможность проследить изменчивость (в пределах 5 лет) относительной прозрачности во всем заливе в целом. Результаты такого анализа представлены на рис. 2.

Наблюдается возрастание величины относительной прозрачности от мелководной кутовой части залива Грён-фьорд до западной (мористой) части акватории залива Ис-фьорд. Дисперсионный анализ подтвердил значимость годовых трендов для указанного периода. Оценки уравнений регрессии приведены в табл. 2.

Такому распределению относительной прозрачности способствует ряд причин. Во-первых, в южную часть фьорда впадает ряд крупных рек и ручьев: Брюде, Альдегонда, Брефьёрна, Грён-фьорд, Грён. Там же расположены наиболее крупные ледники с одноименными названиями — Альдегонда и Грён (западный и восточный). Таким образом, южная часть залива является основным «потребителем» продуктов материкового стока в виде взвешенных частиц.

Обращает внимание увеличение оценок коэффициента А, указывающее на усиление пространственной неоднородности относительной прозрачности от южной к северной части залива. В 1990 г. эти различия достигли своих максимальных значений. Так, в южной части фьорда (станция № 1) глубина исчезновения диска Секи равнялась 1 м, тогда как в северной части она достигала 14 м. При этом максимальная межтодовая изменчивость наблюдалась в южной части залива (1–10 м), тогда как в северной части она была не столь значительна (10–14 м). По-видимому, это связано с влиянием материкового стока, изменчивость которого наиболее сильна именно в южной части фьорда, где расположены наиболее крупные ледники и реки.

В августе 2006 г. экспедицией ААНИИ были выполнены измерения подводной облученности в диапазоне ФАР (фотосинтетическая активная радиация, 400–700 нм) на всей акватории залива. Для поверхностного слоя воды был рассчитан коэффициент ослабления солнечной радиации. Результаты представлены на рис. 3.

Максимальные значения коэффициента ослабления (1,7 м⁻¹) были зафиксированы в южной и юго-восточной части фьорда. На участке мыс Финессет – траверс поселка Баренцбург (расстояние порядка 2 км) наблюдается зона максимальной пространственной изменчивости коэффициента ослабления. Севернее этой зоны его значения не превышают 0,5 м⁻¹. Этот участок можно рассматривать как естественную границу между поверхностными водами речного происхождения и собственно поверхностными водами залива морского происхождения. Таким образом, выполненные в разное время определения условной оптической характеристики – относительной прозрачности и физической характеристики – коэффициента ослабления подтвердили квазипостоянство структуры поверхностных водных масс залива Грён-фьорд.

Распределение относительной прозрачности для каждой станции в отдельности за период 1986–1990 гг. носит более сложный характер по сравнению с пространственным распределением этой характеристики на акватории залива. Здесь мы говорим о средних оценках за летний сезон (июнь–октябрь) для каждой станции в отдельности. Заметим, что оценки средних величин относительной прозрачности получены по разному числу измерений (от 2 до 6). Однако для всех станций отмечается одна общая закономерность, связанная с минимальными величинами относительной прозрачности, наблюденными в 1988 г. Причем этот минимум наблюдался и на океанографических станциях, расположенных в прилегающей акватории Ис-фьорда (станции № 6, 7). Абсолютные значения минимума, наблюдавшиеся в 1988 г., имели закономерное распределение по акватории за-



Рис. 3. Распределение коэффициента ослабления (м⁻¹) солнечной радиации в диапазоне ФАР в поверхностном слое залива Грён-фьорд, август 2006 г.

лива. Так в его южной части (станции № 1, 2) он составлял 1–2 м, в центральной (станции № 3, 4) 4–5м, в северной (станция № 5) 6 м, а на акватории Ис-фьорда он достигал 8–10 м. Одной из возможных причин пониженной относительной прозрачности, зафиксированной в водах залива Грён-фьорд в летний период 1988 г., могла быть толщина снежного покрова, которая, как следует из рис. 4, в этот год была максимальна по сравнению с предыдущим и последующим годами. Это обстоятельство, при прочих равных, обуславливает повышенный расход рек, несущих, как указывалось выше, основную массу взвешенных частиц. Косвенно это подтверждается и величинами солености поверхностного слоя воды в заливе, которые в 1988 г. были минимальны, что свидетельствует о значительных объемах пресных вод, поступивших в залив.

Корректно оценить сезонную изменчивость относительной прозрачности в водах залива Грён-фьорд не позволяет ограниченность имеющихся материалов. Наиболее длительные ряды измерений этой величины удалось получить для станций № 4 (1987 г.) и № 5 (1989 г.). В эти года измерения относительной прозрачности на указанных станциях проводились регулярно с июня по октябрь, т.е. 5 раз в году. На станциях № 2 (1987, 1988, 1989 гг.), № 3 (1990 г.), № 4а (1988, 1989, 1990 гг.), № 4 (1988, 1990 гг.), № 4б (1988, 1990 гг.), № 5а (1987, 1988, 1990 гг.), № 5 (1987, 1988, 1990 гг.), № 5б (1987, 1988, 1990 гг.) в указанные годы измерения относительной прозрачности проводились 4 раза в год. Общая закономерность для этого периода наблюдений заключается в понижении относительной прозрачности вод в сентябре–октябре по сравнению с величинами, которые наблюдались в июле–августе. По-видимому, объяснение этому факту можно найти, если проанализировать режим осадков для этих месяцев за период с 1985 по 1990 г.

Как следует из рис. 5 и ряда других источников [3, 4], максимальные величины осадков наблюдаются как раз в сентябре—октябре, что должно приводить к увеличению расхода рек (осенний паводок) и, как следствие, к дополнительному



Рис. 4. Межгодовая изменчивость максимальной толщины снежного покрова (*a*) и солености в поверхностном слое воды (*б*) в заливе Грён-фьорд (данные ГМО «Баренцбург»)

выносу взвешенных частиц в воды залива. К сожалению, этот вывод носит отчасти гипотетический характер, поскольку мы не располагаем инструментальными данными о величинах расходов рек и крупных ручьев на побережье залива Грён-фьорд во второй половине 80-х гг. прошлого столетия. Для станций № 6 и 7, расположенных на акватории Ис-фьорда, отмеченных закономерностей не наблюдалось. По-видимому, там сезонная изменчивость относительной прозрачности формируется под действием иных факторов.

В заключение сформулируем ряд выводов, которые в силу ограниченности рядов данных и их внутренней неоднородности носят, безусловно, предварительный характер.

1. Анализ данных об относительной прозрачности позволил, в первом приближении, оценить ее пространственную и временную изменчивость на акватории залива Грён-фьорд.



Рис. 5. Месячные суммы осадков в заливе Грён-фьорд по данным ГМО «Баренцбург» (средние оценки для периода 1985–1990 гг.)

2. Прозрачность вод закономерно увеличивается от южной части залива до его глубоководной части на севере, причем в отдельные годы (1988, 1990 гг.) это увеличение может достигать 100 %.

3. Коэффициент ослабления может служить дополнительной объективной характеристикой для оценки распространения речных вод на поверхности вод залива.

4. Сезонная и многолетняя изменчивость относительной прозрачности, в первом приближении, обусловлена изменчивостью внешних метеорологических факторов и в первую очередь режимом осадков.

Работа выполнена в рамках плановой тематики ЦНТП Росгидромета (раздел 1.5.4.3) и гранта отдела подготовки кадров ААНИИ (2010—2011 гг.). Экспедиционные исследования были поддержаны проектом ААНИИ «Исследование метеорологического режима и климатической изменчивости архипелага Шпицберген».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аппель И.Л., Гудкович З.М. Отражательная способность ледяного покрова в период таяния льда в юго-восточной части моря Лаптевых // ПОЛЭКС-СЕВЕР-76 (научные результаты). 1979. Ч. 2. С. 27–32.

2. Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом Океане. М.: Наука, 1994. 448 с.

3. Соловьянова И.Ю., Третьяков М.В., Прямиков С.М. Особенности формирования стока р. Альдегонда (Шпицберген) // Сборник материалов V международной конференции «Комплексные исследования природы Шпицбергена». Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2005. Вып. 5. С. 348–355.

4. *Killingtveit A., Pettersson L., Sand K.* Water balance investigations in Svalbard // Polar Research. 2002. Vol. 22. № 2. P. 161–174.

5. *Lindemann F., Holemann J.A., Korablev A., Zachek A.* Particle entrainment into newly forming sea ice-freeze-up studies in October 1995 // Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: dynamics and history (Section A: Modern Ocean and Sea-Ice Processes) / Eds. H.Kassens, H.A.Bauch, I.A.Dmitrenko et al. Springer-Verlag. Berlin, 1999. P. 113–124.

6. *Reimnitz E., Kassens H., Eicken H.* Sediment transport by Laptev Sea ice // Report of Polar Research. Russian-Germany cooperation: «Laptev Sea System» / Edited by J.Tiede. 1995. № 176. P. 71–77.

B.V.IVANOV, A.K.PAVLOV, P.I.SITDIKOV

RELATIVE TRANSPARENCY OF WATER IN THE GRONFJORDEN BAY (SPITSBERGEN)

The results of the analysis of spatial-time variability of size of a relative transparency (depth of disappearance of a standard white disk) in the Gronfjorden Bay (Spitsbergen archipelago) are presented in article. The data covers the period from 1986 to 1990 and were obtained during carrying- out of the oceanographic researches executed by experts of HMO «Barentsburg» (Murmansk HMS) under the program of standard coastal supervision. The conclusions about the reasons of spatial and time variability of a relative transparency depending from change of external conditions are become.

Keywords: Spitsbergen, relative transparency of waters, spatial and time structure of transparency.

УДК 551.465

Поступила 22 августа 2011 г.

ВЛИЯНИЕ РОСТА АРКТИЧЕСКОГО ПРИПАЯ НА ПРОМЕРЗАНИЕ ЛЕЖАЩЕГО ПОД НИМ ДНА

канд. физ.-мат. наук П.В.БОГОРОДСКИЙ¹, науч. сотр. А.В.ПНЮШКОВ^{1,2} ¹ ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, bogorodski@aari.ru

² Международный центр исследования Арктики, Фэрбенкс, США.

В работе представлена концептуальная термодинамическая модель сезонного замерзания слоя морской воды и лежащего под ней слоя донных отложений под влиянием энергообмена моря и атмосферы. Особенностью модели является комбинация способов локализации областей фазового перехода — фронтового для припая и в спектре температур — для слоя донных осадков. С помощью разработанной модели исследованы особенности промерзания дна залива Сого (бухта Тикси) зимой 2009-2010 гг.

Ключевые слова: припайный лед, мелководье, подводная мерзлота, фазовые переходы, взаимодействие моря и атмосферы.

введение

Прибрежные зоны играют особую роль в динамике берегов и дна арктических морей [2]. В холодное время года на их акватории формируется припай — связанный с берегом неподвижный ледяной покров, граница которого обычно проходит по изобатам 20–30 м. Становление припайного льда начинается вблизи берегов, где выхолаживание воды происходит быстрее и имеет ряд особенностей, связанных со спецификой льдообразования на мелководье [2, 5]. На малых глубинах слой воды промерзает полностью и лед ложится на грунт, оказывая непосредственное влияние на изменение его физико-механических свойств, в том числе за счет промерзания донных осадков и появления новообразований мерзлых пород [3, 5, 8].

Несмотря на важность проблемы формирования криолитзоны шельфа и ряд соответствующих экспериментальных и теоретических работ [10, 11, 13, 14], промерзание донных осадков изучено довольно слабо. Помимо дефицита данных измерений, важным фактором, осложняющим понимание особенностей формирования донной мерзлоты, является игнорирование взаимосвязей в системе «морской лед–рассол–грунт». Имеющиеся модели, как правило, не описывают взаимодействия пограничных слоев моря, атмосферы и дна [11]. Как следствие, адекватное математическое описание промерзания донных осадков, несмотря на настоятельную потребность в нем, до настоящего времени отсутствует, а необходимые расчеты льдообразования зачастую ведутся, как и полвека назад, по полуэмпирическим зависимостям, использующим «сумму градусо-дней мороза» [12].

Ниже представлена, по-видимому, первая концептуальная модель замерзания под влиянием меняющихся атмосферных условий граничащих друг с другом слоев морской воды и засоленного грунта как единой системы, что принципиально отличает ее от аналогов для отдельных сред [11]. Особенностью модели является использование обоих известных способов локализации области фазового перехода – классического (фронтового), для припая и в спектре температур – для слоя донных осадков. Поскольку основная цель настоящей работы – моделирование

формирования сезонной мерзлоты, исследование ограничено случаем промерзания изначально талого подводного грунта (вся субаквальная мерзлота полностью оттаивает к началу льдообразования) и рядом других упрощающих предположений. На верхней границе рассматриваемой системы задается условие теплового баланса, а на нижней вводится геотермический поток тепла. С помощью разработанной модели исследованы особенности сезонного промерзания воды и дна залива Сого (бухта Тикси) зимой 2009–2010 гг. и получены количественные характеристики процесса. Выявленные на их основе взаимосвязи между всеми слоями системы позволяют рассчитывать процессы промерзания донного грунта на региональном или локальном уровне.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Рассматривается плоскопараллельный процесс промерзания системы, состояшей из контактирующего с возлухом (индекс «*a*») слоя морской волы (индекс «*w*». $0 \le z \le h$, и насыщенного ею же полубесконечного слоя талого грунта (индекс «*th*», $h < z < \infty$), где z – направленная вниз вертикальная координата (рис. 1*a*). Льдообразование в слое волы описывается классической задачей Стефана с учетом накопления снега (индекс «*s*») на поверхности растущего морского льда (индекс «*i*»), льдообразование в слое донных осадков – вариантом задачи Стефана с протяженной двухфазной (частично мерзлой) областью (индекс «*m*»), в которой кристаллизация воды происходит в спектре температур. Слой воды к началу льдообразования считается полностью выхоложенным. Из-за более высокой скорости процесса распространения тепла по сравнению с диффузией соли [3] математическая формулировка задачи предполагает трехслойную структуру промерзающего грунта: верхний талый слой – двухфазная зона – полубесконечный нижний талый слой (рис. 16). В талых зонах h < z < h, и $h, < z < \infty$ отсутствует лед; в двухфазной зоне (h < z < h) фазовый состав равновесной смеси льда и незамерзшего раствора характеризуется искомой функцией влажности v(z,t) – объемной доли воды в единице порового объема, значение которой на фронтах фазовых переходов может изменяться скачкообразно. Все границы разделов (индексы «*b*», «0», «1», «2» и «3» соответственно) представляют собой плоские поверхности, процессы энергообмена на которых считаются квазистационарными, что достаточно хорошо описывает реальную ситуацию, когда слои имеют высокие теплоизолирующие свойства, а их толщины сравнительно невелики



Рис. 1. Схема распределения температуры (белая ломаная линия) в слоях системы до (*a*) и после (*б*) начала льдообразования

[6]. С учетом принятых в термодинамике грунтов допущений [3, 9] предполагается, что замерзающий слой донных осадков представляет собой пористую среду, насыщенную только льдом и незамерзшей водой, скелет которой (индекс «g»), лед и поровая жидкость несжимаемы и неподвижны; молекулы примеси в кристаллической структуре льда отсутствуют, а вся растворенная соль при образовании льда отгоргается в объем незамерзшей влаги. Изменением плотности и химического состава жидкой фазы при фазовом переходе пренебрегается.

ОСНОВНЫЕ УРАВНЕНИЯ

Распространение тепла в слоях снега $-h_s \le z \le 0$ и льда $0 \le z \le h_1$ описывается уравнениями теплопроводности:

$$\left(\rho C\right)_{s} \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_{s} \frac{\partial T}{\partial z}\right), \quad -h_{s} \leq z \leq 0; \tag{1}$$

$$\left(\rho C\right)_{i} \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_{i} \frac{\partial T}{\partial z}\right), \quad 0 \le z \le h_{1}.$$
(2)

Здесь полагается, что T – температура; t – время; C – теплоемкость; ρ – плотность; k – теплопроводность.

Подледный слой воды 0 < z < h полагается однородным вследствие конвективного перемешивания, обусловленного полным отторжением растворенных солей при льдообразовании. Его температура считается постоянной и равной температуре замерзания для данной солености S, имеющей вид

$$T = T_{eq} - \alpha S$$

где α и T_{eq} – константы. Концентрация определяется из закона сохранения растворенной соли уравнением

$$S = S_0 \left(h - h_{1,0} \right) / \left(h - h_1(t) \right), \ z \in (h_1, h), \tag{3}$$

где индекс «0» обозначает начальный момент времени *t*=0. Приток тепла к нижней поверхности льда не учитывается.

В талой зоне $h < z < h_2$ происходят диффузионные процессы перераспределения температуры и концентрации растворенной соли:

$$\left(\rho C\right)_{th} \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_{th} \frac{\partial T}{\partial z}\right),\tag{4a}$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = D \frac{\partial^2 S}{\partial z^2}, \ t > 0.$$
(46)

В двухфазной зоне $h_2 \le z \le h_3$ уравнения тепломассопереноса имеют вид

$$\frac{\partial}{\partial t} \left[\left(\rho C \right)_m T \right] + m \rho_i L \frac{\partial v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_m \frac{\partial T}{\partial z} \right), \tag{5a}$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(\mathbf{v}S) = D \frac{\partial}{\partial z} \left(\mathbf{v} \frac{\partial S}{\partial z} \right), \ z \in (h_2, h_3), \ t > 0.$$
(56)

Кроме того, здесь выполняется условие термодинамического равновесия $T = T_{eq} - \alpha S.$

В уравнениях (1)-(5)

$$(\rho C)_{m} = (1 - m) (\rho C)_{g} + m \nu (\rho C)_{w} + m (1 - \nu) (\rho C)_{i}; (\rho C)_{th} = (1 - m) (\rho C)_{g} + m (\rho C)_{w};$$

$$k_{m} = (1 - m) k_{g} + m \nu k_{w} + m (1 - \nu) k_{i}; \quad k_{th} = (1 - m) k_{g} + m k_{w};$$

71

L – скрытая теплота фазового перехода; *D* – коэффициент диффузии соли; *m* – пористость.

На верхней границе системы выполняется граничное условие, определяющее суммарный тепловой поток в атмосферу:

$$k_s \frac{\partial T}{\partial z} = EH, \ z = h_b, \tag{6}$$

где EH=H+LE+R; H и LE — турбулентные потоки явного и скрытого тепла соответственно; R — длинноволновый радиационный баланс поверхности (для простоты коротковолновая радиация для осенне-зимнего периода игнорируется).

На поверхности, разделяющей снег и лед, выполняются условия непрерывности распределения температуры и теплового потока:

$$T^{-} = T^{+} \equiv T_{0}, \quad k_{i} \frac{\partial T^{+}}{\partial z} - k_{s} \frac{\partial T^{-}}{\partial z} = 0, \quad z = 0, \quad (7a, \ \delta)$$

где знаки «--» и «+» обозначают верхнюю и нижнюю стороны границы раздела.

На движущейся поверхности фазового перехода выполняются условия сопряжения:

$$T^{-} = T^{+} = T_{ea} - \alpha S \equiv T_{1}, \ z = h_{1}(t), \tag{8a, 6}$$

 непрерывность распределения температуры при переходе через поверхность раздела фаз и условие термодинамического равновесия;

$$p_i L \frac{dh_1}{dt} = k_i \frac{\partial T^-}{\partial z}, \qquad (8e)$$

- тепловой баланс (классическое условие Стефана).

Неподвижная граница z=h охлаждается морской водой, температура которой равняется температуре нижней поверхности растущего льда:

$$T^{-} = T^{+} = T_{eq} - \alpha S \equiv T_{1}, \ z = h.$$
⁽⁹⁾

На верхней границе двухфазной зоны выполняются условия баланса тепла и массы соли, учитывающие искомую величину влажности v_2 на ней, а также условие сопряжения (ликвидуса):

$$(1 - v_2)\frac{dh_2}{dt} - v_2 D\left(\frac{\partial S}{\partial z}\right)^{+} + D\left(\frac{\partial S}{\partial z}\right)^{-} = 0, \qquad (10a)$$

$$m(1-\nu_2)\rho_i L \frac{dh_2}{dt} = k_{th} \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right) - k_m \nu_2 \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_+, \qquad (10\delta)$$

$$T^{-} = T^{+} = T_{eq} - \alpha S \equiv T_{2}, \ t > 0.$$
(10*e*)

Для нижней границы раздела двухфазной и талой зон ставится условие Стефана, а также условие сопряжения (ликвидуса):

$$m\left(1-v_3\right)\rho_i L\frac{dh_3}{dt} = k_m \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^2 - Q, \qquad (11a)$$

$$v^{-} = v_3, v^{+} = 1, T^{-} = T^{+} = T_{eq} - \alpha S \equiv T_3, z = h_3(t), t > 0,$$
 (116, 6, 2)

где *Q* – геотермический поток тепла. Диффузией соли здесь пренебрегается.

Начальные условия имеют вид t = 0:

$$T(z,0) = T_0, \ S(z,0) = S_0, \ z \in [0,h],$$
(12a, 6)
$$\begin{aligned} \mathbf{v} &= \mathbf{v}_{\infty} = 1, \ h_1(0) = 0, \ h_2(0) = h_3(0) = h, \\ T &= T_0, \ S = S_0, \ z \in [h, \infty). \end{aligned}$$
 (12e, c, d)

ПАРАМЕТРИЗАЦИИ И ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Условие постоянства потока тепла через снежно-ледяной покров (5) выражается формулой

$$EH = -k_i \frac{T_b - T_1}{h_1 + h_s (k_i / k_s)},$$
(13)

причем профили температуры являются линейными, с различным наклоном в слоях снега, льда и грунта. Для определения составляющих теплового и радиационного баланса поверхности используются соотношения, хорошо зарекомендовавшие себя в многочисленных расчетах энергообмена моря и атмосферы через льды различной толщины [2, 6]:

$$H = (\rho C)_a St u (T_b - T_a), LE = L^* \rho_a Da u (q_b - q_a), \qquad (14a, \delta)$$

$$R = \delta \sigma \left(T_a + 273 \right)^3 \left[\left(T_a + 273 \right) \left(0, 18 + 265, 5 \times 10^{-0.052e} \right) + 4 \left(T_b - T_a \right) \right] \left(1 - 0, 82 n \right), \quad (14e)$$

где u — скорость ветра; *St* и *Da* — коэффициенты тепло- и влагообмена (влияние стратификации не учитывается); L^* — удельная теплота возгонки; q — удельная влажность; σ — постоянная Больцмана; δ — излучательная способность льда; e — упругость водяного пара; n — балл облачности. Подстановка параметризаций пото-ков (14*a*, *б*, *в*) в уравнение (5) дает трансцендентное алгебраическое уравнение для температуры охлаждаемой поверхности T_b , определение которой сводит модель к системе уравнений теплового и массового баланса поверхностей фазовых переходов (5)—(7). Необходимое для ее решения значение v_2 определяется интегрированием уравнения (*56*) при условии *D*—0 с учетом (10*в*) и (11*г*), которое дает распределение влажности внутри двухфазной зоны

$$\mathbf{v} = \frac{\mathbf{v}_2 T_2 \left(h_2 - h_3 \right)}{\left(T_2 - T_3 \right) \left(z - h_2 \right) + T_2 \left(h_2 - h_3 \right)},\tag{15}$$

откуда

$$v_2 = v_3 \left(T_3 / T_2 \right). \tag{16}$$

Из этих же соображений, аппроксимируя влажность ее стационарным аналогом [13] v=const и интегрируя уравнение (56) по времени, а затем по толщине слоя, можно получить ее эквивалентное значение

$$\mathbf{v}_{eq} = 2T_3 \mathbf{v}_3 / (T_2 + T_3), \tag{17}$$

отвечающее термодинамическому состоянию двухфазной зоны. При этом влажность нижней границы v_2 является свободным параметром, значение которого не может быть определено из рассматриваемой модели, а задается *a priori*.

Численные эксперименты с моделью проводилось при следующих значениях параметров сред [3, 6, 7]: $\rho_w=1000 \text{ кг/м^3}$, $\rho_i=910 \text{ кг/m^3}$, $\rho_g=2000 \text{ кг/m^3}$, $\rho_a=1,3 \text{ кг/m^3}$, $k_w=0,58 \text{ Br/(MK)}$, $k_i=2,23 \text{ Br/(MK)}$, $k_s=0,31 \text{ Br/(MK)}$, $k_g=2 \text{ Br/(MK)}$, $C_w=4190 \text{ Дж/(кгK)}$, $C_i=2000 \text{ Дж/(кгK)}$, $C_g=1920 \text{ Дж/(кгK)}$, $C_a=1000 \text{ Дж/(кгK)}$, m=0,35, L=333,7 кДж/кг, $\alpha=0,054 \text{ °C/}\%o$, $T_{eq}=0 \text{ °C}$, $L^*=2,55\times10^6 \text{ Дж/кг}$, $Q=0,06 \text{ Br/m^2}$, $\delta=0,98$, $\sigma=5,67\times10^{-8} \text{ Br/(m^2K^4)}$, $St=Da=1,7\times10^{-3}$. Ввиду отсутствия данных о влажности границы мерзлой и талой зон, значение v_2 выбиралось в пределах $0,5\leq v_2\leq 0,6$ согласно соображениям, изложенным в [1]. В качестве объекта моделирования был принят мелководный (глубина 5 м) залив Сого, расположенный в юго-западной

части бухты Тикси (губа Буор-Хая). Атмосферный форсинг, включая динамику снегонакопления на припае, задавался по данным зимы 2009/10 г. гидрометеорологической обсерватории Тикси, расположенной на берегу залива.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Расчеты, результаты которых изображены на рис. 2–4 выполнялись для начальной солености воды 10 ‰ и глубин 1, 1,5, 2, 3 и 5 м, для которых сохраняется адекватность принятого в модели предположения о квазиоднородности подледного слоя. Модель интегрировалась на 240 сут. Начало расчетов (0 по оси абсцисс) соответствовало понижению температуры поверхности ниже точки замерзания (1 октября 2009 г.), окончание – ее повышению до 0 °C (1 июня 2010 г.).

Нарастание припая на различных глубинах изображено на рис. 2. Как видно, характер его роста в течение первых 70 суток примерно одинаков. Далее на мелководье наблюдается прекращение роста льда, обусловленное осолонением подледного слоя, которое для глубины 1 м может достигать 800 ‰, что соответствует температуре замерзания ниже 43 °С (рис. 3*a*). Минимальная толщина жидкой прослойки между нижней поверхностью припая и дном составила для глубины 1 м – 1,3 см (достигнута на 138 сутки с начала льдообразования), 1,5 м – 2,35 см (170 сутки), 2 м – 7,0 см (212 сутки), 3 м – 82,8 см (227 сутки). На глубинах, превышающих 3 м, влияние осолонения на толщину припая становится незначительным. Сохранение прослойки рассола теоретически исключает смерзание припая с дном даже при самых низких температурах, что не противоречит результатам лабораторных



Рис. 2. Модельные оценки изменения толщины и скорости нарастания припая для бассейна глубиной 1 (*I*), 1,5 (*2*), 2 (*3*), 3 (*4*) и 5 (*5*) м



Рис. 3. Модельные оценки изменения температуры подледного слоя (*a*) и потоков тепла через припай (*б*) для бассейна глубиной 1 (*1*), 1,5 (*2*), 2 (*3*), 3 (*4*) и 5 (*5*) м. Линия θ на рис. За изображает временной ход температуры воздуха

74

экспериментов (соответствующие данные для естественных условий авторам неизвестны), согласно которым адгезия льда с повышением минерализации уменьшается [5]. Модельные результаты хорошо совпадают с измеренными зимой 2009/10 г. характеристиками припая в заливе Сого, как по толщинам, так и по переходам в очередные возрастные стадии — от ниласа до однолетнего толстого льда. Так, толщина припайного льда по данным измерений достигла максимального значения 2,21 м на 226 сутки с начала льдообразования, что практически не отличается от результатов модели — 2,19 м и 228 сутки, соответственно.

Поток тепла через морской снежно-ледяной покров бассейна различной глубины изображен на рис. *36*. Как видно, во второй половины зимы за счет повышения температуры воздуха температура нижней поверхности льда оказывается ниже, чем верхней, что приводит к смене направления потока тепла через ледяной покров и, в силу условия Стефана, его таянию, несмотря на сохраняющуюся отрицательную температуру воздуха. Особенно сильным этот эффект оказывается на мелководье, где слой рассола охлаждается сильнее всего. Таким образом, припайный лед здесь будет таять, в то время как в более глубоких местах – нарастать.

Вследствие охлаждения на границе z = h, происходит продвижение фронта замерзания. Эволюция толщины частично мерзлого слоя изображена на рис. 4а. Согласно имеющимся представлениям считается, что промерзание донных осадков начинается после полного вымораживания слоя воды и смерзания льда со дном. Результаты моделирования показывают, что в рамках принятой постановки задачи рост мерзлоты начинается значительно раньше, практически одновременно с началом кристаллизации морской воды. Нарастание верхней талой зоны, обусловленной таянием образовавшегося в порах льда, при отрицательной температуре при контакте с рассолом, из-за малой величины диффузии соли, ограничено единицами мм и качественно повторяет рост частично мерзлого слоя. Как и следовало ожидать, наиболее быстро замерзает дно на глубине 1 м — последовательное понижение температуры замораживающей жидкости приводит ко все более полному промерзанию среды. При росте глубин от 1 до 5 м наблюдается уменьшение толщины двухфазной зоны от 5 до 0,5 м. Такое понижение его толщины почти на порядок уменьшает эквивалентную влажность двухфазной зоны (рис. 46). Благодаря насыщению грунта морской водой, ее начальная соленость не оказывает существенного влияния на рост мерзлоты. Расчеты показывают, что при глубине 1,5 м с ее ростом от 5 до 25 ‰ соответствующая толщина увеличивается лишь с 3,36 до 3,5 м.

Вообще говоря, несмотря на правдоподобность полученных величин, в целом отвечающих интуитивным представлениям об исследуемом процессе, из-за ряда допущений, принятых при постановке задачи, их следует рассматривать как сугубо оценочные, характеризующие экстремальные значения параметров эволюции рас-



Рис. 4. Модельные оценки эволюции толщины двухфазного (*a*) слоя грунта и его эквивалентной влажности (*б*) для бассейна глубиной 1 (*I*), 1,5 (*2*), 2 (*3*), 3 (*4*) и 5 (*5*) м в осенне-зимний период

сматриваемой системы. Прежде всего, вследствие горизонтального перемешивания и адвекции, которые одномерная модель не воспроизводит в принципе, в условиях ровного дна реальные величины солености, скорее всего, не достигают расчетных значений. Их учет в рамках применяемого подхода затруднен, поскольку требует использования полностью трехмерной нелинейной гидродинамической модели. Описанный эффект осолонения наиболее типичен для локальных топографических зон мелководных впадин с характерными глубинами 2—4 м и ограниченной динамикой по контуру. Вместе с тем для малых величин приливных колебаний в заливе Сого (около 30 см) и, следовательно, незначительности обусловленных ими реверсивных адвективных потоков соли влияние последних, по-видимому, не может оказывать большого эффекта на интенсивность охлаждения подледного слоя и, следовательно, нарастание подводной мерзлоты на временных масштабах порядка сезона. Средние уклоны дна к горизонтальной плоскости, определенные по батиметрической карте, здесь также незначительны и могут быть оценены величиной порядка 0,001, что позволяет пренебречь бароклинным течением от плотного рассола.

Кроме того, принятая постановка задачи не учитывает возможное переохлаждение поровых вол лонных осалков, величина которого зависит от их минерализании (с ее ростом переохлаждение усиливается) и прямо пропорциональна времени переохлаждения. Экспериментально установлено, что в диапазоне температур замерзания от 0 до -1,5 °C эта зависимость является линейной, а при дальнейшем понижении переходит в степенную [5]. С другой стороны, переохлаждение поровой влаги грунта наблюдается далеко не всегда. Так, согласно данным, приведенным в [4], при засолении свыше 5 % переохлаждения порового раствора зачастую не происходит. Взаимодействие морской воды с донными осадками приводит к диффузии и осмосу, развитие которых может существенно изменить количество поровой влаги, ее минерализацию, ионно-солевой состав, а также теплофизические свойства отложений. Из изложенного следует, что при использовании условия термодинамического равновесия в грунте (6) и, следовательно, описании промерзающего грунта протяженной областью фазовых переходов («двухфазной зоной») следует осознавать, что принятые в данной модели параметризации не исчерпывают всех особенностей такого сложного физико-химического процесса, каким является замерзание поровой влаги засоленных осалков.

выводы

Несмотря на принятые упрощения, использование модели оказалось достаточно эффективным, что позволило не только получить количественные оценки процесса промерзания мелководья, не противоречащие, по крайней мере, имеющимся данным [5, 8], но и выявить ряд его особенностей. Наличие незамерзающей прослойки рассола подо льдом, обусловленной сильной минерализацией подледного слоя, является качественным элементом системы «лед—рассол—грунт». Благодаря этой прослойке, водоем теоретически не может промерзнуть до дна, даже при самых низких температурах воздуха. Осолонение подледного слоя воды может стать причиной таяния припая на мелководье даже при сохраняющихся отрицательных температурах воздуха, обеспечивающих его одновременное нарастание вдали от берегов. Льдообразование в слоях воды и донных осадков начинается одновременно, хотя и протекает по-разному на различных глубинах. Нарастание припая на мелководье к середине зимы замедляется или даже прекращается совсем, в то время как слой донных осадков здесь промерзает наиболее глубоко.

Испытанная на примере залива Сого модель может быть использована для изучения сходных природных процессов, элементом которых является взаимодействие талых пород с охлажденными до отрицательных температур минерализованными водами, таких, например, как зимнее промерзание дна соленых озер, взаимодействие криопэгов с талыми породами и др. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты №№ 09-05-00652-а и 10-05-92516-ИК_а).

Авторы благодарят д-ра физ.-мат наук А.П.Макштаса за полезные обсуждения и рекомендации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Александров Д.В., Малыгин А.П.* Аналитическое описание кристаллизации морской воды в трещинах льдов и их влияние на теплообмен между океаном и атмосферой // Докл. АН. 2006. Т. 411. № 3. С. 390–394.

2. Богородский П.В., Марченко А.В., Пнюшков А.В., Огородов А.С. Формирование припая и его воздействие на береговую зону арктических морей // Океанология. 2010. Т. 50. № 3. С. 345–354.

3. Васильев В.И., Максимов А.М., Петров Е.Е., Цыпкин Г.Г. Тепломассоперенос в промерзающих и протаивающих грунтах. М.: Наука; Физматлит, 1997. 224 с.

4. Гришин П.А. Температура замерзания засоленных грунтов // Труды СОЮЗМОРНИИпроекта. 1963. № 3(9). С. 84–91.

5. Жигарев Л.А. Океаническая криолитзона. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.

6. *Макштас А.П.* Тепловой баланс арктических льдов в зимний период. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 66 с.

7. *Назинцев Ю.Л., Панов В.В.* Фазовый состав и теплофизические характеристики морского льда. СПб.: Гидрометеоиздат, 2000. 83 с.

8. *Хименков А.Н.* Океанический криолитогенез / А.Н.Хименков, А.В.Брушков; Отв. ред. В.П.Мерзляков. М.: Наука, 2003. 336 с.

9. Цыпкин Г.Г. Течения с фазовыми переходами в пористых средах. М.: Физматлит, 2009. 232 с.

10. Шполянская Н.А., Стрелецкая И.Д., Сурков А.В. Криолитогенез в пределах арктического шельфа (современного и древнего) // Криосфера Земли. 2006. Т. Х. № 3. С. 49–60.

11. *Harrison W.D., Ostercamp T.E.* Heat and mass transport processes in subsea permafrost. 1. An analysis of molecular diffusion and its consequences // J. Geophys. Res. 1978. Vol. 83. № C9. P. 4707–4712.

12. *Marchenko A., Shestov A., Karulin E., Morozov E., et al.* Field studies of sea water and ice properties in Svalbard fjords // Proc. 21th Int. Conf. Port and Ocean Engineering Conditions, July 10–14, 2011, Montreal, Canada.

13. Overduin P.P., Grigoriev M.N., Junker R., Rachold V., et al. Subsea permafrost studies in the near-shore zone of the Laptev Sea // Reports on Polar and Marine Research. Russian-German cooperation System Laptev Sea: Coast Drilling Campaign 2005: The Expedition COAST 1. 2007. Vol. 550. P. 1–40.

14. Rachold V., Bolshiyanov D. Y., M. N. Grigoriev, H.-W. Hubberten et al. Nearshore Arctic subsea permafrost in transition // Eos, Transactions, American Geophysical Union. 2007. Vol. 88. № 13. P. 149–156.

P.V.BOGORODSKY, A.V.PNYUSHKOV

IMPACT OF ARCTIC LAND FAST-ICE GROWTH ON SUBWATER GROUND FREEZING

Conceptual thermodynamical model of seasonal freezing of sea water layer and underwater ground, which takes into account air-sea energy and mass exchange processes, is presented in this study. A special feature of the model is combination of phase transition approaches – frontal one is for fast-ice and in temperature range approach is for the underwater ground layer. Using model simulations the features of bottom freezing in the Sogo Gulf (Tiksi Bay) during winter 2009-2010 have been examined.

Keywords: land fast-ice, shallow water zone, subsea permafrost, phase transitions, air-sea interaction.

УДК 551.513:551.524(268.46)

Поступила 11 января 2011 г.

ВЛИЯНИЕ КРУПНОМАСШТАБНЫХ ЦИРКУЛЯЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В АТМОСФЕРЕ НА ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ БЕЛОМОРСКОГО РЕГИОНА

канд. геогр. наук В.В.ДРОЗДОВ, д-р. геогр. наук Н.П.СМИРНОВ

Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), Санкт-Петербург, vladidrozdov@yandex.ru.

Выполнен анализ многолетней динамики температуры воды и воздуха в Беломорском регионе на 15 станциях, а также морских ледовых условий. Осуществлена типизация региональных колебаний термического режима с использованием кластерного анализа. Проанализирована связь температурного режима с параметрами атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой и Арктикой — Северо-Атлантическим колебанием, W- и С-формой циркуляции атмосферы Вангенгейма—Гирса, атмосферным давлением в центре Арктического антициклона. Установлено наличие тесных связей показателей температурного режима Беломорского региона с параметрами крупномасштабной атмосферной циркуляции.

Ключевые слова: Беломорский регион, колебания термического режима, параметры атмосферной циркуляции, Арктический антициклон, Северо-Атлантическое колебание.

введение

Белое море принадлежит к холодным арктическим морям, что связано не только с его положением в высоких широтах, но и протекающими в нем гидрологическими процессами. Положение этого моря на севере умеренного пояса и частично за полярным кругом, принадлежность к Северному Ледовитому океану, близость Атлантического океана и почти сплошное кольцо окружающей его суши обусловливают как морские, так и континентальные черты в климате моря, что делает климат Белого моря переходным от океанического к материковому. Географическое положение Беломорского региона определяет сложность его гидрометеорологического режима и значительную временную динамику его параметров. При этом изменчивость температурного режима и ледовитости оказывают весьма значительное воздействие на функционирование экосистемы Белого моря и хозяйственную деятельность на его акваториях и побережье. В связи с этим целесообразно произвести комплексный анализ влияющих на температурный режим факторов, используя различные показатели крупномасштабной атмосферной циркуляции.

ОСОБЕННОСТИ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА БЕЛОМОРСКОГО РЕГИОНА

Влияние Северного Ледовитого и Атлантического океанов в различной степени проявляется во все времена года. Зима на Белом море продолжительная и суровая. В это время над северной частью европейской территории России устанавливается обширный антициклон, а над Баренцевым морем развита интенсивная циклоническая деятельность. В связи с этим на Белом море дуют преимущественно юго-западные ветры со скоростью от 4 до 8 м/с. Они приносят холодную пасмурную погоду со снегопадом. В феврале среднемесячная температура воздуха почти над всем морем равна 14–15 °C и только в северной части она повышается до 9 °C, так как здесь сказывается отепляющее влияние Атлантического океана. При значительных вторжениях относительно теплого воздуха с Атлантики наблюдаются

юго-западные ветры и температура воздуха повышается до 6–7 °С. Смещение в район Белого моря антициклона из Арктики вызывает северо-восточные ветры, прояснение и похолодание до 24–28 °С [7, 10].

Лето в Беломорском регионе прохладное и умеренно влажное. В это время обычно над Баренцевым морем устанавливается антициклон, а к югу и юго-востоку от Белого моря развивается мощная циклоническая деятельность. Над морем преобладают северо-восточные ветры силой 2–3 балла. Небо покрыто сплошной облачностью, часто выпадают сильные дожди. Температура воздуха в июле равна в среднем 8–10 °С. Проходящие над Баренцевым морем циклоны меняют направление ветра над Белым морем на западное и юго-западное и вызывают повышение температуры воздуха до 12–15 °С. Когда же над северо-восточные ветры и ясная солнечная погода. Температура воздуха повышается в среднем до 17–19 °С, а в отдельных случаях в южной части моря она может достигать и 30 °С. Однако летом все же преобладает пасмурная и прохладная погода. Таким образом, на Белом море в течение почти всего года не бывает продолжительной устойчивой погоды, а сезонная смена преобладающих ветров носит муссонный характер.

Распределение температуры воды на поверхности и в толще моря характеризуется значительной региональной неравномерностью по вертикали и горизонтали, а также выраженной сезонной изменчивостью. Зимой температура воды на поверхности равна температуре замерзания и имеет порядок 0,5–0,7 °С в заливах, до 1,3 °С в Бассейне и до -1,9 °С в Горле и северной части моря. Эти различия объясняются неодинаковой соленостью в разных районах моря. Весной после освобождения моря ото льда происходит быстрое нагревание поверхности воды. Летом лучше всего прогрета поверхность сравнительно мелководных заливов. Температура воды на поверхности Кандалакшского залива в августе равна в среднем 14–15 °С, в центральной части моря 12–13 °С. Самая низкая температура на поверхности наблюдается в Воронке и Горле, где сильное перемешивание охлаждает поверхностные воды до 7–8 °С. Осенью идет быстрое охлаждение моря и пространственные различия температуры сглаживаются [7, 13].

В зимний период температура, близкая к поверхностной, охватывает слой от 30 до 45 м, далее следует ее некоторое повышение до горизонта 75–100 м. Это теплый промежуточный слой – остаток летнего прогрева. Ниже его температура понижается, а с горизонтов 130–140 м и до дна становится равной 1,4 °С. Весной поверхность моря начинает нагреваться. Прогрев распространяется до 20 м. Отсюда температура резко понижается до отрицательных величин на горизонте 50–60 м. Летом толщина прогретого слоя увеличивается до 30–40 м. Температура в нем мало отличается от поверхностной. Осенью охлаждение поверхности моря распространяется до горизонтов 15–20 м и выравнивает температуру в этом слое. Отсюда и до горизонтов 90–100 м температура воды несколько выше, чем в поверхностном слое, так как в подповерхностных (20–100 м) горизонтах еще сохраняется тепло, накопленное за лето. Далее температура снова понижается и от горизонтов 130–140 м и до дна равна 1,4 °С.

На выходе из Двинского залива холодные глубинные слои значительно ближе расположены к поверхности, чем в других районах Бассейна. Температура 0 °С наблюдается здесь всего в 12–15 м от поверхности. Этот район К.М.Дерюгин назвал «полюсом холода» в Белом море. Его формирование объясняется циклонической циркуляцией поверхностных вод, в центре которой происходит подъем глубинной воды. Наиболее ярко «полюс холода» выражен летом. При выходе из Кандалакшского залива ситуация меняется на обратную: теплые воды опускаются глубоко вниз. Нулевая температура наблюдается на горизонте 65 м, тогда как в других местах на этом горизонте температура имеет обычно отрицательные величины. Здесь располагается «полюс тепла». Его существование, по-видимому, связано с влиянием притока однородных и более теплых, по сравнению с окружающими, глубинных вод из Горла, т.е. адвекцией тепла. Принципиально иначе распределяется температура воды по вертикали в Горле. Вследствие хорошего перемешивания сезонные различия заключаются в изменении величины температуры всей массы воды, а не в характере изменения ее с глубиной.

Каждую зиму Белое море покрывается льдом, который исчезает в конце весны или в начале лета, поэтому оно относится к морям с сезонным ледяным покровом. Раньше всего (примерно в конце октября) лед появляется в устье р. Мезени, а позднее всего (в январе) у Терского берега Воронки и Горла. Льды Белого моря на 90 % плавучие. Почти все море покрывается льдом, но это постоянно дрейфующий лед, образующий как плотные ледяные поля, так и разряжения под влиянием ветров и течений. Важной особенностью ледового режима Белого моря является также постоянный вынос льда вдоль восточного побережья Горла в Баренцево море. Возможно также поступление некоторого количества арктических льдов в Белое море в период усиления приточной составляющей водообмена между Белым и Баренцевым морями. В целом за весь зимний сезон в Белом море льдообразование преобладает над таянием, что отражается на тепловом состоянии моря. Толщина плавучего льда обычно составляет 35-40 см, но в суровые зимы может достигать 135 и даже 150 см. Припай в Белом море имеет весьма ограниченную площадь, его ширина не превышает 1 км. Максимального своего пространственного развития морской ледовый покров достигает в начале весны. Раньше всего (в конце



Рис. 1. Расположение станций наблюдений за температурой воды Белого моря, данные по которым используются в настоящей работе

марта) льды исчезают в Воронке. К концу мая все море обычно освобождается ото льдов, но иногда полное очищение моря происходит только в середине июня [7].

В настоящей работе использовались данные о средних годовых, минимальных и максимальных значениях температуры воды с 1977 по 2005 г. на 13 стациях по побережью Белого моря в различных районах (рис. 1), полученные из [6]. Использовались также данные о температуре воздуха на мысе Канин Нос с 1960 по 1996 г. [13], в Архангельске с 1950 по 2000 г. [6], а также данные о максимальных площадях морского ледового покрова на конец марта с 1979 по 2009 г. [11].

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ НА ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ БЕЛОМОРСКОГО РЕГИОНА Параметров циркуляции атмосферы над северной атлантикой и арктикой

Климат Северной Атлантики и прилегающей к ней части Северного Ледовитого океана в значительной мере зависит от атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой, которая представлена системами низкого и высокого давления. Центральная часть шиклонической системы низкого давления обычно располагается к юго-западу от о. Исландия. Южнее Исландского минимума давления, в районе Азорских островов, находится центр антициклонической системы высокого давления, получивший название Азорского максимума давления. Данные системы называют центрами действия атмосферы, которые формируют также соответствующие вихревые структуры в океане [9, 14]. Благодаря им, в умеренных широтах над Северной Атлантикой постоянно осуществляется перенос воздушных и поверхностных водных масс и тепловых потоков с запада на восток. Интенсивность переносов в атмосфере и в океане подвержена значительным колебаниям во времени вследствие того, что параметры центров действия, т.е. их положение в пространстве и интенсивность, изменяются во времени весьма заметно. Изменения их интенсивности определяют не только интенсивность зональной циркуляции, но, как показано в [1, 2, 4], и интенсивность меридиональных переносов воздушных масс в атмосфере и поверхностных вод в океане. В качестве степени интенсивности переносов воздушных, водных масс и тепла принимают разность атмосферного давления на станциях, расположенных около климатических центров действия. Эту разность давления, определяемую, как правило, в среднем за зимние месяцы, называют Северо-Атлантическим колебанием (North Atlantic Oscillation -NAO). Индекс атмосферной циркуляции NAO широко используется в отечественной и мировой практике изучения колебаний климата и их причин. В работе [10] был разработан обобщенный индекс Северо-Атлантического колебания (*NAO*oб.) представляющий собой первую главную компоненту разложения четырех наиболее распространенных индексов NAO на естественные ортогональные функции (ЕОФ). Данный индекс показал высокую эффективность при анализе взаимосвязей между климатическими и гидрологическими процессами в регионе Балтийского моря [2] и в Северной Атлантике в целом [12].

Для метеорологических исследований представляет также значительный интерес типизация атмосферных процессов, предложенная Г.Я. Вангенгеймом для северной части Восточного полушария и в последующем усовершенствованная им совместно с А.А. Гирсом для Западного полушария [3]. Разработанная типизация макросиноптических процессов основана на понятии элементарного синоптического процесса, в течение которого в данном районе сохраняются основные направления воздушных течений и, следовательно, знак барического поля. Все виды атмосферных процессов для Восточного полушария были подразделены на три формы атмосферной циркуляции: западная (W), восточная (E) и меридиональная (C).

С учетом близости географического положения Беломорского региона к Арктике представляется логичным оценить влияние на термические условия Арктического

антициклона. Данный центр действия атмосферы располагается обычно в восточном секторе Арктики, но его географические координаты и выраженность подвержены значительной временной изменчивости. Поэтому Арктический антициклон способен во многом определять погодно-климатические условия над обширными полярными и субполярными областями. Данные о среднегодовых значениях атмосферного давления в центре Арктического антициклона получены из работы [1].

В табл. 1 представлены результаты корреляционного анализа степени и характера связи между многолетней динамикой различных вариантов Северо-Атлантического колебания, формами циркуляции атмосферы Вангенгейма–Гирса, давлением в центре Арктического антициклона и изменчивостью температуры воды в различных районах Беломорского региона.

Как видно из табл. 1, на большинстве станций наблюдений за температурой волы, кроме станций Соловки. Мульюг и Разноволок, наблюдается значимая при уровне обеспеченности 99 % связь положительного характера с *NAO*об. (рис. 2*a*). Наибольшие коэффициенты корреляции получены с минимальными или средними годовыми значениями температуры воды. Максимальная теснота связи средних годовых значений температуры воды с *NAO*об характерна для станций Канин Нос и Моржовец, расположенных в северной части Белого моря. Интересным явлением является отсутствие значимой связи температуры воды на Соловецком архипелаге со всеми используемыми параметрами атмосферной циркуляции. Объяснением этому может являться сложный характер региональных климатообразующих процессов в открытой юго-западной части моря, связанный со взаимодействием относительно теплых и холодных водных масс, окружающих архипелаг. На станции Разноволок наблюдается обратный характер зависимости минимальной годовой температуры от *NAO*об. (рис. 26). С давлением в центре Арктического антициклона связь на данной станции имеет положительный характер (рис. 3*a*), аналогичная ситуация характерна и для станции Мудьюг (рис. 36). Данные зависимости возможно объяснить следующим образом. При усилении Северо-Атлантического колебания возрастает интенсивность потока воды и тепла через Фареро-Шетландский пролив и далее через Баренцевоморский разрез, находящийся в западной части Баренцева моря [2]. Усиление Северо-Атлантического течения в дальнейшем приводит к снижению интенсивности выходного течения и выноса льдов из Белого моря в Баренцево. При этом возможно и увеличение ледовитости Белого моря за счет дрейфа льдов из Баренцева моря. На этом фоне в юго-западном районе Онежского залива (ст. Разноволок) и в северо-восточном районе Двинского залива (станция Мудьюг) Белого моря создаются условия для особенного повышения сплоченности ледовых полей и длительного их существования. Устойчивый ледовый покров в свою очередь приводит к снижению минимальной годовой температуры воды на поверхности, длительное время создавая препятствие для ее весенне-летнего прогрева. Возрастание атмосферного давления в центре Арктического антициклона приводит к снижению интенсивности Северо-Атлантического течения, снижению скорости потока воды и тепла через Баренцевоморский разрез (рис. 3 θ) (r = -0.46при P = 99 %). При этом правомерно ожидать усиления выноса льдов из Белого моря в Баренцево и сокращения площадей ледового покрова в Белом море. Уменьшение концентрации льда в юго-западном районе Онежского залива и северо-восточном районе Двинского залива положительным образом сказывается на температуре поверхностных вод. На станциях Чаваньга, Гридино и Моржовец, расположенных на побережье открытых участком Белого моря, где вынос ледовых полей более интенсивен и не ограничен сложными очертаниями береговой линии и наличием островов, наблюдается отрицательный характер связи с давлением в центре Арктического антициклона. В этих районах снижение температуры воды

Таблица 1

Коэффициенты ко	эрреляции между	значениями	температуры	воды в	Белом	море и	различными
	показал	гелями атмос	сферной цирку	уляции			

Пункт наблюдений T_{ν} , °С		Индикаторы атмосферной циркуляции					
		<i>NAO</i> об.,у.е.	Арктический антициклон,	<i>W</i> -форма циркуляции,	С-форма циркуляции,		
			rlla	сут./год	сут./год		
Кандалакша	МИН.	0,43**	-0,03	0,54**	0,41**		
	сред.	0,45**	-0,11	0,27	-0,21		
	макс.	0,31*	-0,17	0,48**	-0,13		
Кашкарицы	мин.	0,42**	-0,14	0,42**	0,63**		
	сред.	0,36*	-0,08	0,02	-0,02		
	макс.	0,15	-0,04	0,21	0,08		
Сосновец	мин.	0,35*	-0,16	-0,24	-0,07		
	сред.	0,51**	-0,17	0,208	0,38*		
	макс.	0,53**	-0,26	0,24	0,36*		
Чаваньга	мин.	0,52**	-0,45**	0,014	0,13		
	сред.	0,36*	-0,11	0,13	0,08		
	макс.	0,14	0,02	0,11	-0,02		
Моржовец	мин.	0,15	0,13	-0,06	0,15		
	сред.	0,56**	-0,25	0,23	0,22		
	макс.	0,18	-0,35*	-0,14	-0,18		
Гридино	мин.	0,02	-0,03	0,55**	0,28		
	сред.	0,48**	-0,32*	0,204	0,03		
	макс.	0,22	-0,11	0,38*	-0,01		
Соловки	мин.	-0,26	0,02	0,02	0,02		
	сред.	-0,08	0,13	0,15	0,09		
	макс.	0,17	0,03	0,15	-0,06		
Онега	мин.	0,45**	-0,38*	0,42**	0,24		
	сред.	0,41**	-0,15	0,17	0,12		
	макс.	0,14	-0,008	0,33*	-0,04		
Северодвинск	мин.	0,01	-0,007	0,15	0,14		
	сред.	0,42**	-0,13	0,18	0,22		
	макс.	0,16	-0,041	0,12	-0,08		
Разноволок	мин.	-0,56**	0,47**	-0,22	-0,26		
	сред.	0,03	0,16	0,305*	0,45**		
	макс.	0,12	-0,05	0,43**	0,12		
Мудьюг	мин.	-0,32*	0,45**	0,35*	0,24		
	сред.	0,23	0,058	-0,04	0,09		
	макс.	0,135	-0,134	0,25	0,08		
Зимнегорск	мин.	0,21	0,09	0,46**	0,41**		
-	сред.	0,45**	-0,21	0,02	0,07		
	макс.	0,33*	-0,15	-0,17	-0,28		
Канин Нос	сред.	0,54**	-0,33*	0,302*	0,24		

Примечание. Коэффициенты корреляции выделенные знаком «**» соответвуют 99 % уровню обеспеченности, знаком «*» – 95 %.

зависит главным образом от воздействия холодных воздушных масс, проникающих в Беломорский регион из Арктики в периоды усиления Арктического антициклона.

Таким образом, крупномасштабные процессы динамики атмосферы, океана и льдов через цепь причинно-следственных связей определяют весьма различные региональные особенности динамики термического режима Белого моря.

Сравнение многолетней динамики температуры воды на анализируемых станциях наблюдений с изменчивостью *W*-формы циркуляции показало наличие значимых достаточно тесных связей положительного характера на большинстве станций, за исключением станций Чаваньга, Сосновец, Моржовец и Северодвинск. Динамика *C*-формы циркуляции вносит в целом меньший вклад в изменчивость



Рис. 2. Сравнение многолетней динамки обобщенного индекса циркуляции атмосферы *NAO*об. со средними годовыми значениями температуры воды Белого моря и ледовыми условиями: Канин Нос (*a*); Кандалакша (*б*); максимальные площади ледового покрова на конец марта (*в*)



Рис. 3. Сравнение многолетней динамики давления в центре Арктического антициклона с показателями температурного режима: ст. Разноволок — минимальная годовая температура воды (*a*); ст. Мудьюг — минимальная годовая температура воды (*б*); средний годовой поток тепла через Баренцевоморский разрез (*в*)

водного термического режима региона – значимая связь выявлена только на станциях Кандалакша, Кашкарицы, Сосновец, Разноволок и Зимнегорск.

Для уточнения региональных различий в многолетней динамике температуры воды прибрежной зоны Белого моря правомерно использовать кластерный анализ. Его результаты показали следующее (рис. 4). Выделяются 5 основных кластерных групп в убывающем порядке своей выраженности. Первый, наиболее четко выраженный кластер включает станцию Соловки. Второй кластер включает станции Разноволок и Мудьюг. Третий кластер включает станции, расположенные



Рис. 4. Результаты кластерного анализа многолетних данных о средней годовой температуре воды на станциях Беломорского побережья

в Горле Белого моря, — Сосновец и Моржовец. Четвертый кластер включает станции, расположенные в северо-западной части Белого моря, — Умба и Кандалакша. Наконец, пятый кластер включает станции Чаваньга и Кашкарицы, расположенные в переходной зоне от района Горла к Кандалакшскому заливу. В целом результаты кластерного анализа соответствуют выявленным региональным особенностям зависимости водного термического режима от параметров циркуляции атмосферы и океана.

Изменчивость плошалей максимального морского ледового покрова является важным индикатором климатических колебаний, а также, в случае дрейфующих льдов, отражает интенсивность и направленность водных и воздушных потоков. На рис. 2в показано сравнение динамики Северо-Атлантического колебания с максимальными площадями льдов Белого моря, большинство из которых являются дрейфующими, в конце марта. Выражен обратный характер зависимости между процессами, r = -0.46 при P = 99 %. С *W*- и *C*-формами атмосферной циркуляции значимая связь отсутствует, с давлением в центре Арктического антициклона наблюдается слабая положительная связь r = 0.31 при P = 95 %. Заметно аномальное снижение площадей ледового покрова в 1989 г., что произошло на фоне самого резкого за последние 100 лет возрастания Северо-Атлантического колебания и переноса теплых воздушных масс на северо-восток Европы. Следовательно, можно предположить, что увеличение значений *NAO* способно приводить как к росту ледовитости отдельных участков Белого моря за счет усиления приточной составляющей водообмена с Баренцевым морем и уменьшения оттока водных масс и дрейфующего льда беломорского происхождения, так и к общему снижению ледовитости в периоды экстремального своего возрастания и резкого повышения температуры воздуха, очевидно приводящего к снижению скорости образования льдов в осенне-зимнее время и к их ускоренному весеннему таянию.

Многолетняя динамика температуры воздуха на станции Канин Нос также демонстрирует значимые связи с некоторыми параметрами крупномасштабной атмосферной циркуляции. Коэффициент корреляции с *NAO*об. составляет r = 0,51 при P = 99 %. С давлением в центре Арктического антициклона r = -0,41 при P = 99 %. Однако с *W*- и *С*-формами циркуляции значимая связь отсутствует. Спектральный анализ температуры воздуха на станции Канин Нос показал наличие наиболее значимых периодов колебаний, равных 3 и 7,4 годам. Стоит заметить, что наиболее значимый период в спектре колебаний *NAO*об. близок к 7,8 годам [7], что подтверждает достаточно тесную зависимость температурного режима Беломорского региона от процессов, происходящих в северной части Атлантического океана.

Оценивая тенденции изменения температуры воды и воздуха, можно заключить что на большинстве станций отмечались превышающие норму значения температуры в период 1960—1976 гг. С 1977 г. возникла тенденция к некоторому похолоданию с относительным минимумом в 1979—1980 гг. В дальнейшем возникла тенденция к значительному повышению температуры с относительным максимумом в 1989—1990-е гг. После непродолжительного снижения, в 2004—2005 гг. вновь возникла тенденция к росту, но не столь выраженная, как в предшествующий период. Аналогичные тенденции характерны также для динамики ледовитости Белого моря как интегрального показателя происходящих изменений температурного режима и интенсивности океанической циркуляции.

выводы

На основе обобщения и анализа исходных данных о многолетней изменчивости компонентов температурного режима Беломорского региона можно прийти к следующим выводам.

1. Температура воды на большинстве рассмотренных станций имеет значимые и достаточно тесные связи положительного характера с изменчивостью Северо-Атлантического колебания, индикатором которого является обобщенный индекс *NAO*.

2. Арктический антициклон, несмотря на свое относительно удаленное положение от Беломорского региона, оказывает достаточно заметное влияние на температуру поверхностного водного слоя и воздуха. На большинстве станций отмечается значимая связь отрицательного характера минимальной годовой температуры воды с давлением в центре Арктического антициклона.

3. Развитие зональной *W*-формы циркуляции атмосферы Вангенгейма–Гирса сопровождается потеплением в Беломорском регионе. Положительный характер связи прослеживается на многих станциях. Меридиональная *C*-форма циркуляции оказывает влияние на изменчивость температурного режима только в северных и северо-восточных районах Белого моря. В целом же формы циркуляции Вангенгейма–Гирса показывают несколько меньшую эффективность в качестве предикторов изменений температурного режима по сравнению с индексом *NAO*об.

4. Реализация кластерного анализа показала, что для Беломорского региона характерна значительная неоднородность изменения термического режима. Выделяется не менее пяти значимых групп станций, имеющих свои особенности температурной изменчивости и специфику связи с параметрами атмосферной циркуляции. При этом наибольшей обособленностью обладает динамика температуры воды в районе Соловецких островов, а также на станциях Разноволок и Мудьюг.

5. Установленные связи отрицательного характера между температурой воды на станциях Разноволок и Мудьюг и значениями индекса *NAO*об., а также положительного характера с давлением в центре Арктического антициклона могут быть объяснены тем, что температурный режим в северо-западном районе Онежского залива и северо-восточном районе Двинского залива находится в повышенной зависимости от ледовой обстановки, которая в свою очередь формируется за счет крупномасштабной изменчивости циркуляции вод и интенсивности водообмена и дрейфа льдов между Белым и Баренцевым морями. Таким образом, температурный режим Беломорского региона определяется как крупномасштабными процессами циркуляции атмосферы и океана в Северо-Атлантическом и Арктическом регионе, так и внутренними региональными факторами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воробьев В.Н., Смирнов Н.П. Арктический антициклон и динамика климата северной полярной области. СПб.: Изд-во РГГМУ, 2003. 82 с.

2. Воробьев В.Н., Дроздов В.В., Смирнов Н.П. Сезонная и многолетняя изменчивость циркуляции атмосферы и океана в Северной Атлантике // Ученые записки РГГМУ. 2010. № 15. С. 32–40.

3. Гирс А.А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. Л.: Гидрометеоиздат, 1971. 280 с.

4. *Гудкович* 3.*М*. О некоторых механизмах циклических изменений климата в Арктике и Антарктике // Океанология. 2002. Т. 42. № 6. С. 1–7.

5. *Дроздов В.В., Смирнов Н.П.* Колебания климата и донные рыбы Балтийского моря. СПб.: Изд-во РГГМУ, 2009. 249 с.

6. Единая система информации о Мировом океане. Проект ЕСИМО. Режим доступа: [http://www.esimo.ru].

7. Залогин Б.С., Косарев А.Н. Моря. М.: Мысль, 1999. С. 39-45.

8. Захаров В.Ф. Морские льды в климатической системе. СПб.: Гидрометеоиздат, 1996. 213 с.

9. *Мартынова Т.В.* О колебаниях положения и интенсивности центров действия атмосферы // Метеорология и гидрология. 1990. № 4. С. 50–55.

10. Научные исследования в Арктике. Т. 2. Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа / Под ред. Фролова И.Е. СПб.: Наука, 2007. 158 с.

11. Национальный центр океанографических данных (National Oceanographic Data Center WOCE v3) / Режим доступа: [http://www.nodc.noaa.gov].

12. Смирнов Н.П., Воробьев В.Н., Кочанов С.Ю. Северо-Атлантическое колебание и климат СПб.: Изд-во РГГМУ, 1998. 122 с.

13. Смирнова А.И., Терзиев Ф.С., Арсенчук М.О., Яковлева Н.П. Общие закономерности изменчивости гидрометеорологического режима Балтийского и Белого морей // Метеорология и гидрология. № 11. 2000. С. 62–72.

14. Трешников А.Ф. Центры действия атмосферы и гидросферы // Проблемы Арктики и Антарктики. 1974. Т. 43-44. С. 153-170.

15. Arctic-Subarctic Ocean fluxes: Defining the role of the northern seas in climate / Edited by R.R.Dickson, J.Meincke, P.Rhines. Dordrecht, The Netherlands: Springer, 2008. 736 p.

V.V.DROZDOV, N.P.SMIRNOV

LARGE-SCALE VARIABILITY OF ATMOSPHERIC CIRCULATION AND A THERMAL MODE OF WHITE SEA REGION

Features of long-term dynamics of a water temperature and air in White Sea region at 15 stations, and also sea ice conditions are considered. Typification of regional fluctuations of a thermal mode with use claster analysis is executed. Communication of a temperature mode with parametres of atmospheric circulation over Northern Atlantic and Arctic regions – North Atlantic Oscillation (NAO), W- and C-forms of Vangengejma-Girsa, atmospheric pressure in the centre of the Arctic anticyclone is analysed. Presence of close connections of indicators of a temperature mode of White Sea region with parametres of large-scale atmospheric circulation.

Keywords: White Sea region, fluctuations of a thermal regime, parametres of atmospheric circulation, Arctic anticyclone, North Atlantic Oscillation (NAO).

УДК 551.465

Поступила 22 апреля 2011 г.

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ ПО ГИДРОЛОГИИ ПРИДОННОГО СЛОЯ КАРСКОГО МОРЯ (ПО МАТЕРИАЛАМ ЭКСПЕДИЦИОННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ БАРКАЛАВ-2007 И БАРКАЛАВ-2008)

вед. инж. Л.А.ЕРМАКОВА¹, зав. лаб. А.Е.НОВИХИН²

¹ ВНИИОкеангеология им. И.С.Грамберга, Санкт-Петербург, livia 77@inbox.ru

² ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, andrey.novikhin@gmail.com

В статье анализируется распределение полей температуры, солености и плотности на придонных горизонтах Карского моря по данным экспедиционных исследований 2007 и 2008 гг.

Температура, наблюдаемая на указанной акватории в 2008 г., в целом выше, а соленость — несколько ниже по сравнению с 2007 г. Оба года наибольшие значения температуры (до +10,77 °C) и наименьшие солености (от 27,98 ‰) отмечаются в Байдарацкой губе, вдоль западного побережья п-ова Ямал и к северу от о. Белый; при этом обнаруживается ряд отличий в пространственном распределении изучаемых характеристик. Положительные, хотя и низкие (не более +1,07 °C), величины температуры и наибольшие солености (34,79–34,97 ‰) наблюдаются в глубоководных желобах северной части Карского моря (Святой Анны и Воронина). Бльшая часть придонных горизонтов Карского моря занята водными массами, имеющими отрицательную температуру (причем с преобладанием температур ниже -1 °C) и соленость 34–34,4 ‰.

На плотность водных масс решающее влияние оказывает их соленость, а не температура. Анализ полученных в 2007 и 2008 гг. данных в целом подтверждает выявленные ранее закономерности распределения температуры, солености и плотности в придонном слое Карского моря.

Ключевые слова: *Карское море, БАРКАЛАВ, придонный слой, придонные температура,* соленость и плотность, речной сток, атлантические воды.

введение

На протяжении двух лет (со 2 августа по 9 ноября 2007 г. и со 2 августа по 30 октября 2008 г.) в шельфовых морях Российской Арктики (Баренцевом, Карском, Лаптевых и Восточно-Сибирском) проводились комплексные научные исследования по программам экспедиций БАРКАЛАВ-2007 и БАРКАЛАВ-2008 (в рамках целевой научно-технической программы по подпрограмме «Морские исследования в Арктике, на морях России, континентальном шельфе и в Мировом океане. Модели и технологии морских прогнозов и расчетов», а также в рамках Международного полярного года 2007/08).

В результате был получен значительный массив данных по гидрологии и гидрохимии шельфовых морей российского сектора Арктики. Ввиду их большого объема в данной работе будет рассмотрено только одно море – Карское, и то лишь в аспекте распределения температуры и солености на придонных горизонтах водной толщи. Чаще внимание исследователей направляется на изучение поверхностного слоя, большая изменчивость которого делает его, безусловно, более интересным. Вместе с тем данные о распределении гидрологических характеристик на придонных горизонтах не менее актуальны как для создания общей картины гидрологического режима той или иной акватории, так и для решения конкретных задач, в том числе и в смежных отраслях знания. В частности, данные о придонных температуре и солености необходимы для прогнозирования области распространения многолетней

мерзлоты, для расчетов зоны стабильности газовых гидратов и др. Также следует отметить, что в ходе работ вышеназванных экспедиций зондирующее оборудование опускалось на максимально возможные глубины (как можно ближе ко дну), поэтому полученные данные отражают действительно придонные температуру и соленость и являются в этом смысле уникальными.

ДАННЫЕ НАБЛЮДЕНИЙ

На океанографических станциях осуществлялись зондирование водной толщи и отбор проб морской воды с помощью океанологического комплекса, состоящего из зонда SBE 19plus SEACAT Profiler (оснащенного дополнительными датчиками для измерения мутности, содержания в воде растворенного кислорода и флюоресценции), бестросовой розетты SBE 32C Carousel Water Sampler (Compact) с 12 пластиковыми батометрами объемом 5 л, устройства для автоматического закрытия батометров на заданных горизонтах The Carousel Auto-Fire Module (AFM) и судовой гидравлической лебедки. Все оборудование (за исключением лебедки) – производства фирмы Sea-Bird Electronics Inc., США.

СТD-зондирование выполнялось на каждой океанографической станции. Исследования проводились в соответствии с Руководством по гидрологическим работам в океанах и морях [Руководство..., 1977]. Полученные гидрологические данные были обработаны с помощью программного обеспечения SEASOFT-Win32 и проанализированы с использованием программы Ocean Data View [URL: http://odv.awi.de].

В 2007 г. было выполнено 144 океанографические станции (с 7 по 22 августа и с 23 сентября по 19 октября), а в 2008 г. — 221 станция (с 9 по 22 августа и с 7 по 31 октября) (рис. 1*a*, 1*b*). Более благоприятная в 2008 г. по сравнению с 2007 г. ледовая обстановка в северной части Карского моря в октябре позволила расширить район проведения работ: выполнить разрез вдоль 80° с.ш., а остальные разрезы продолжить восточнее.

К сожалению, из-за большого объема работ интервал изменений между отдельными станциями в пределах моря может достигать 1–2 месяцев и фактически приходиться на разные сезоны, что было учтено при комплексном анализе элементов гидрологического режима.



Рис. 1. Станции, выполненные в Карском море в 2007 (а) и 2008 (б) гг.

1 — Новая Земля, 2 — полуостров Ямал, 3 — Байдарацкая губа, 4 — желоб Святой Анны, 5 — Земля Франца-Иосифа, 6 — желоб Воронина, 7 — о. Белый, 8 — пр. Карские Ворота, 9 — Обская губа, 10 — Новоземельский желоб, 11 — Северная Земля

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПРИДОННОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ В 2007 г.

Как показывает анализ распределения температуры воды на придонных горизонтах в 2007 г. (рис. 2*a*), наибольшие ее значения отмечаются в Байдарацкой губе (от +9,42 °C на глубине 15 м до +1,43 °C на глубине 18 м) и вдоль западного побережья полуострова Ямал (от +5 °C на глубине 40 м до +1 °C на глубине 72 м). Также выделяется небольшое пятно с температурой до +2 °C на мелководном (около 29 м) участке в районе 75° с.ш., 72°24′ в.д. (120 миль к северу от устья Байдарацкой губы).



Рис. 2. Пространственное распределение температуры воды на придонных горизонтах Карского моря в 2007 (*a*) и 2008 (*б*) гг.

Отчетливо прослеживается деление Байдарацкой губы на две части: южнуююго-западную, имеющую более высокую температуру, и северную, где температура ниже. Первая из них, более мелководная, прогревается сильнее (собственно говоря, практически вся водная толща в этой части губы, по сути, является верхним квазиоднородным слоем). В северной же, более глубоководной, части в летний период происходит взаимодействие распресненных вследствие речного стока и таяния льда вод залива с водами юго-западной части Карского моря (в которых основную роль играют поступающие через южные Новоземельские проливы и движущиеся к Ямалу баренцевоморские воды [Добровольский, Залогин, 1982]). Данное обстоятельство приводит к расслоению водной толщи, препятствующему распространению прогрева в слои, расположенные глубже скачка плотности. Следует отметить, что на выходе из губы придонная температура уже отрицательная $(-0,52 \ C$ на глубине 37 м).

Аналогичная картина наблюдается и в районе Обско-Енисейского мелководья, где интенсивный радиационный прогрев и обильный речной сток приводят к формированию опресненного слоя, препятствующего проникновению тепла вглубь.

Обращает на себя внимание тот факт, что у западного побережья Ямала на бльших глубинах наблюдаются более высокие температуры придонной воды, чем в Байдарацкой губе. Видимо, это связано с прохождением здесь, в области склона дна (переход глубин от 18–20 к 100–120 м), фронтальной зоны Ямальского течения, несущего в себе теплые баренцевоморские воды [Зацепин и др., 2010]. Кроме того, характерной чертой данного участка является высокий уровень вертикального перемешивания (причина которого – диссипация энергии средних и приливных течений) [Зацепин и др., 2010], что способствует расширению верхнего квазиоднородного слоя и проникновению тепла вследствие притока солнечной радиации на бльшие глубины. Также следует учитывать, что измерения в данном районе выполнялись в третьей декаде октября, следовательно, уже могла начаться термическая конвекция.

Следующий выделяющийся на карте участок — южная часть желоба Святой Анны. Температуры здесь варьируют преимущественно от 0 до +0,56 °C (на глубинах 214–419 м) и лишь на отдельных станциях опускаются до -0,77...-0,89 °C (на глубинах 412 и 207 м соответственно). Положительные температуры на столь больших глубинах объясняются происхождением водных масс, представляющих собой результат взаимодействия теплых (+1...+2 °C) атлантических вод, поступающих из Арктического бассейна, с более холодными (0...-1 °C) баренцевоморскими водами, втекающими в Карское море в районе мыса Желания [Пивоваров, 2000; Тимофеев, 1961]. Последние также имеют атлантическое происхождение, но вследствие глубокой трансформации в Баренцевом море их температура уже ниже. Отрицательные температуры воды на отдельных участках говорят о влиянии водных масс, образующихся зимой на мелководной Центральной Карской возвышенности и сползающих затем вниз вдоль ее западного склона [Пивоваров, 2000].

Подавляющая часть придонных горизонтов Карского моря занята водами, имеющими отрицательные температуры, причем преобладающими являются температуры ниже –1 °C. Минимальная из них, зафиксированная в 2007 г., составила –1,62 °C (в Новоземельском желобе (73° с.ш, 58° 79' в.д.) на глубине 399 м). Столь низкие температуры свидетельствуют о зимнем происхождении расположенных здесь водных масс. Образующиеся в поверхностном слое в период активного ледообразования холодные и соленые воды затем распространяются вглубь посредством конвекции (в относительно мелководных районах конвективное перемешивание полностью уничтожает галоклин и проникает до дна [Залогин, 1963; Пивоваров, 2000]) либо постепенно стекают в более глубоководные образования рельефа (предположительно, именно так формируются глубинная и придонная воды Новоземельской впадины – под влиянием стекания соленой и холодной воды с шельфа Новой Земли [Зацепин и др., 2010]).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПРИДОННОЙ СОЛЕНОСТИ В 2007 г.

В распределении солености (рис. 3a), так же как и температуры, выделяются Байдарацкая губа и участки, прилегающие к полуострову Ямал. Именно в этих районах отмечаются ее наименьшие значения: 28,83-34,42 ‰ в Байдарацкой губе, 29,91-33 ‰ к западу от мыса Харасавэй и 29,36-33 ‰ – у острова Белый и к северу от него. Четкое деление Байдарацкой губы на две части (менее соленую южную-юго-западную и более соленую северную) объясняется сильным распреснением первой вследствие таяния льда и речного стока и влиянием на вторую более соленых баренцевоморских вод, доминирующих в прилегающей части моря. Низкие значения солености к западу от м. Харасавэй, видимо, связаны со стоком рек в этом районе (реки Се-Яха, Наду, Харасавэй, Тиутей и другие, более мелкие).

Сильно распресненный участок в районе о. Белый и к северу от него является частью более обширной зоны также с пониженными (хотя и несколько более высокими) величинами солености (в районе к северу от Обской и Гыданской губ и Енисейского залива она составляет 31,80-33,02~%, а еще немного северо-восточнее (к северо-западу от п-ова Таймыр) — 33-33,39~%). Вся эта акватория относится к зоне непосредственного влияния речного стока. Отрицательные температуры свидетельствуют о зимнем происхождении придонных водных масс в данном районе, а конвективное перемешивание (главным образом, вследствие ледообразования) служит механизмом распространения низких значений солености на придонные горизонты.



Рис. 3. Пространственное распределение солености воды на придонных горизонтах Карского моря в 2007 (*a*) и 2008 (*б*) гг.

Сравнительно мелководные участки с наименьшими значениями солености «окаймляются» чуть более глубокой (до 77 м) полосой, где величины несколько выше: 33,4–34 ‰.

Максимальная соленость отмечается в желобе Святой Анны (34,79–34,95 ‰) и в центральной (наиболее глубоководной: до 399 м) части Новоземельского желоба (34,6–34,7 ‰). В первом случае это объясняется поступлением вод атлантического происхождения, а во втором – участием в формировании местных водных масс баренцевоморских вод, затекающих с Восточно-Новоземельским течением (вне зависимости от ставшего дискуссионным в последние годы направления его движения [Зацепин и др., 2010]).

Глубинные баренцевоморские воды, поступающие через проливы Карские Ворота и Югорский Шар, оказывают большое влияние и на довольно глубоководную крайнюю юго-западную часть моря: значения солености на придонных горизонтах здесь 34—34,65 ‰ (наибольшее — у выхода из пролива Югорский Шар на глубине 201 м). Почти такие же (34—34,59 ‰) величины отмечаются в относительно глубоководном районе (до 180 м) у юго-западного побережья архипелага Северная Земля (к югу от острова Октябрьской Революции). Видимо, это связано с отсутствием влияния речного стока на данный участок, в том числе и из-за его глубины.

Остальная часть водных масс на придонных горизонтах Карского моря имеет соленость 34—34,4 ‰, что объясняется их зимним происхождением и опосредованным влиянием баренцевоморских и атлантических вод.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПРИДОННОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ В 2008 г. И СОПОСТАВЛЕНИЕ С ДАННЫМИ 2007 г.

В 2008 г. наибольшие значения температуры воды на придонных горизонтах (рис. 26), так же как и в 2007 г., отмечаются в Байдарацкой губе (до +10,77 °С на глубине 10 м), но, в отличие от предыдущего года, ее уменьшение происходит не от юга и юго-запада к северу, а четко с запада на восток. Более того, на отдельных станциях в восточной и северной частях залива придонная температура была отрицательной: до -0,40 °С на востоке (глубина 18 м) и -1,6 °С на выходе из губы (глубина 35 м).

У западного побережья п-ова Ямал не сохранился довольно обширный район с относительно высокими температурами придонной воды, который наблюдался в 2007 г. О нем напоминают лишь два небольших участка: к западу от пролива

Малыгина с температурой +2,73 °С на глубине 15 м и к западу от м. Харасавэй с температурой всего +0,55 °С на глубине 17 м.

Можно предположить, что перечисленные различия связаны с особенностями ледовой обстановки в рассматриваемые годы. Позднее начало ледообразования осенью 2006 г. и положительные аномалии температуры воздуха в зимний период 2007 г. обусловили медленное нарастание толщины льда и формирование ее отрицательных аномалий (причем наиболее значимая аномалия была как раз в югозападной части Карского моря: –30 см). Преобладали однолетние тонкие и средние льды с небольшими включениями молодых льдов. Таяние ледяного покрова в морях началось ранее среднемноголетних сроков, и уже в июне образовались обширные зоны чистой воды (в частности, за кромкой ямальского припая от Байдарацкой губы до о. Белый), что более характерно для июля. Припай как к югу от мыса Харасавэй (примерно до Марре-Сале), так и к северу от него был полностью взломан в очень ранние сроки – на две декады раньше обычного (в первой половине и в третьей декаде июня соответственно) [Обзор гидрометеорологических процессов... 2007, 2008; Обзор ледовых и гидрометеорологических условий... 2007].

К началу лета 2008 г. в арктических морях сложилась ситуация, во многом сходная с летом 2007 г.: положительные аномалии температуры воздуха, позднее ледообразование, преобладание однолетних льдов, крупные аномалии толщины льда, чрезвычайно быстрое очищение ото льда Карского моря начиная с июня и т.п. Вместе с тем пространственное распределение названных характеристик было несколько иным: в частности, аномалия толщины льда (15–30 см на конец мая) отмечается в Обско-Енисейском районе, а не на юго-западе Карского моря, преобладают однолетние средние, а не тонкие льды и др. [Обзор гидрометеорологических процессов... II квартал 2008, 2008; Обзор гидрометеорологических процессов... 2008, 2009].

Сопоставление карт ледовой обстановки на конец июня и июль 2007 и 2008 гг. [Обзор гидрометеорологических процессов... 2007, 2008; Обзор ледовых и гидрометеорологических условий..., 2007; Обзор гидрометеорологических процессов... II квартал 2008, 2008; Обзор гидрометеорологических процессов... III квартал 2008, 2008] показывает, что в 2007 г. в Байдарацкой губе и прилегающем районе очищение поверхности моря ото льда в целом происходило быстрее и в несколько более ранние сроки, чем в 2008 г. Это обусловило более сильный прогрев водной толщи за счет поступления солнечной радиации, а меньшее распреснение (вследствие отрицательной аномалии толщины льда) позволило данному прогреву проникнуть глубже.

Вместе с тем в 2008 г. появился небольшой участок с положительными температурами у выхода из пролива Карские Ворота (до +2,85 °C на глубине 50 м). Его возникновение, помимо поступления тепла с течением из Баренцева моря, можно объяснить опять же ледовой обстановкой на данном участке, более благоприятной по сравнению с предыдущим годом. Уже в начале августа 2008 г. пролив был в значительной степени свободен ото льда (в отличие от августа 2007 г., когда в течение всего месяца Карские Ворота были заблокированы сплоченными льдами, постепенно «сползавшими» вдоль Новой Земли в связи с устойчивыми воздушными потоками северо-восточного направления [Обзор гидрометеорологических процессов... 2007, 2008]), что обеспечило больший прогрев водной толщи, а начавшаяся, видимо, к середине октября термическая конвекция способствовала распространению тепла вглубь.

Как показывает сравнительный анализ (рис. 2*a* и 2*b*), температура воды на придонных горизонтах в 2008 г. в целом выше по сравнению с 2007 г. В частности, увеличилась площадь с положительными температурами в южной части желоба Святой Анны; кроме того, на ряде станций отмечены более высокие ее значения

(до +1,07 °С на глубине 367 м в районе 80° с.ш, 65° 67′ в.д.). Также существенно возросла акватория, занятая водными массами с температурами выше -1 °С. А на станции, где в 2007 г. была зафиксирована температура -1,62 °С, в 2008 г. она составила -1,59 °С (наименьшее значение на придонных горизонтах, наблюденное в 2008 г. в Карском море).

Вероятно, увеличение температуры связано с несколькими причинами. Прежде всего с изменениями в теплосодержании атлантических вод, поступающих через пролив Фрама в Арктический бассейн, а затем и в Карское море. Изучению их роли и отепляющего влияния на глубинные воды Арктического бассейна и сопредельных морей посвящено немало исследований [например, Алексеев, Булатов и др., 1998; Панов, 1961; Панов, Шпайхер, 1963; Тимофеев, 1961; Тимофеев, 1962; Шпайхер, 1967; Шпайхер, Морецкий, 1966; Шпайхер, Федорова, 1969; Aksenov et al., 2010; Bauch et al., 2005; Dmitrenko et al., 2006; Rabe et al., 2001; Rudels et al., 2005]. При этом отмечалось, что отдача тепла атлантическими водами вглубь значительно меньше теплоотдачи вверх [Панов, Шпайхер, 1963].

В 2003-2004 гг. начался новый плавный, но неуклонный виток повышения температуры, а также увеличения толщины и общего теплосодержания атлантических вод в Евразийском суббасейне (предыдущий был в 1989–1993 гг., а в Амеразийском суббасейне продолжился и в начале XXI в.), причем до величин, ранее здесь не наблюдавшихся [Алексеев и др., 1998; Алексеев и др., 2009; Алексеев и др., 2010; Ашик и др., 2010; Ашик, Соколов, 2008; Тимохов и др., 2009]. В 2007 г. (по сравнению с 2004–2005 гг.) в западной части Арктического бассейна температура ядра атлантических вод возросла на 0,5 °C, а толщина слоя – на 100–150 м (преимущественно за счет увеличения глубины их распространения) [Ашик, Соколов, 2008]. В отдельных местах в районе материкового склона Евразии и желобе Святой Анны значения температуры атлантических вод достигли своего максимума за весь исторический период наблюдений [Обзор гидрометеорологических процессов... 2007, 2008]. И хотя в 2008 г. она несколько понизилась (за исключением котловины Амундсена), но все равно продолжала оставаться выше средней климатической [Обзор гидрометеорологических процессов... 2008, 2009; Тимохов и др., 2009]. При этом, учитывая время «добегания» атлантических вод от пролива Фрама до Карского моря, следует предположить, что на повышение температуры в его придонных слоях в 2008 г. по сравнению с 2007 г. оказало влияние увеличения теплосодержания атлантических вод не непосредственно в рассматриваемые годы, а в предшествующие¹.

Изменения в теплосодержании атлантических вод, поступающих через пролив Фрама, сказываются и на соответствующих характеристиках баренцевоморских вод, тем самым также опосредованно влияя на Карское море.

Кроме того, в тех районах, где придонные водные массы образуются в результате распространения конвективного перемешивания до дна, определенное

¹ Данные о скорости перемещения атлантических вод в Арктическом бассейне и морях разнятся. Так, согласно Добровольскому, атлантические воды попадают в Карское море через 2 года (в Лаптевых – через 3), Тимофееву – через 1,5 года (в Лаптевых через 2,5 года) [приводится по Панов, Шпайхер, 1963]. В работе [Шпайхер, Федорова, 1969] указывается, что уменьшение поступления тепла и солей в Арктический бассейн сказалось на температуре и солености глубинных вод Карского моря примерно через 3 года. В соответствии с [Ашик, Кириллов и др., 2010], пик температуры атлантических вод, отмеченный в 1998 г. у м. Свиной, через год наблюдался в проливе Фрама, еще через 3,5 года – в северной части моря Лаптевых, а к 2006 г. положительная аномалия заполнила практически весь Евразийский суббасейн. Вторая положительная аномалия, отмеченная в проливе Фрама в 2004–2005 гг., была зафиксирована в 2006 г. между Шпицбергеном и Землей Франца-Иосифа, а также в желобе Святой Анны [Там же]. Скорость адвекции при этом составляет 1,5 см/с [Обзор гидрометеорологических процессов... 2007, 2008].

влияние на изменение их температуры могут оказывать и соответствующие изменения температуры поверхностного слоя в предшествующем году. В данной связи необходимо отметить, что лето 2007 г. характеризовалось уникальным тепловым состоянием поверхностного слоя океана: на большей части акватории Северного Ледовитого океана и арктических морей поверхностная температура воды была значительно выше среднемноголетней [Обзор гидрометеорологических процессов... 2007, 2008], что, предположительно, повлияло и на температуру воды на придонных горизонтах в следующем году.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПРИДОННОЙ СОЛЕНОСТИ В 2008 г. И СОПОСТАВЛЕНИЕ С ДАННЫМИ 2007 г.

Наименьшие значения солености на придонных горизонтах Карского моря в 2008 г. (рис. 36), так же, как и в 2007 г., отмечаются в Байдарацкой губе: от 27,98 до 33,91 ‰. При этом ее увеличение происходит аналогично соответствующему изменению температуры (с юго-запада на северо-восток), хотя и не так явно. Так же, как и в предыдущем году, выделяются два распресненных участка возле п-ова Ямал: к западу от м. Харасавэй (от 29,60 ‰ на глубине 17 м до 33,19 ‰ на 40 м) и у о. Белый и к северу и востоку от него (от 29,05 ‰ (на глубине 22 м) и выше). По сравнению с 2007 г., соленость несколько понизилась (в Байдарацкой губе – на 0,51–0,85 ‰, у п-ова Ямал – на 0,19–0,31 ‰). Еще один распресненный (29,16–33 ‰) очаг с глубинами, не превышающими 44 м, располагается в районе островов Сергея Кирова.

Наибольшие величины солености опять же наблюдаются в глубоководных желобах: в желобе Святой Анны – 34,8-34,97 % (глубины до 412 m), в желобе Воронина – до 34,88 % (на глубине 306 m), в Новоземельском желобе – 34,39-34,70 % (максимальная – на горизонте 401 m). Приведенные данные незначительно отличаются от результатов измерений 2007 г. (разница на +0,02 % в желобе Святой Анны и на -0,21 % в Новоземельском желобе), несмотря на предполагаемое усиление экспансии атлантических вод. Таким образом, рост теплосодержания атлантических вод не сопровождается значимым увеличением солености на придонных горизонтах изучаемого района, отчасти, видимо, оттого, что изменение температуры воды во времени не совпадает с колебаниями солености из-за консервативности последней, и если в верхнем слое 5-25 м амплитуда колебаний солености значительно превышает размах изменений температуры, то в слое 75-300 м амплитуда межгодовых колебаний температуры во много раз больше изменений солености [Шпайхер, Федорова, 1969].

По сравнению с 2007 г., следует отметить увеличение площади зоны, занятой водами, имеющими соленость ниже 32 ‰, так же как и зоны с соленостью ниже 33,5 ‰, и более сильное их простирание в восточном направлении. В центральной части моря несколько сократилась площадь вод с соленостью 34–34,4 ‰, прежде всего за счет увеличения акватории, занятой водными массами с более низкой соленостью.

Можно предположить, что такие различия связаны с колебаниями в объеме речного стока в 2006 и 2007 гг.: понижения солености отмечаются в относительно неглубоких районах, для которых характерно зимнее образование водных масс, на что, соответственно, оказывает влияние летняя соленость воды в предшествующем году (а возможно, и в предыдущие годы). Аномалии речного стока в Карское море в отдельные годы достигают ± 240 км³/г., а осредненные за пятилетия аномалии – до ± 140 км³/г. [Аппель, Гудкович, 1984].

На ряде более глубоководных участков пониженные по сравнению с 2007 г. значения солености связаны с бо́льшим таянием льда в 2008 г. и началом к моменту выполнения наблюдений (октябрь) термической конвекции. Влияние естественных колебаний таяния и выноса льдов может перекрыть воздействие даже самых больших природных аномалий речного стока [Аппель, Гудкович, 1984]. Вероятно, именно так образовались «пятна» возле пролива Карские Ворота (минимальная соленость 33,49 ‰ на глубине 50 м, которая, впрочем, быстро возрастает вместе с глубиной до 34,6 ‰) или в северной части Центральной Карской возвышенности к югу от о. Ушакова (в 2007 г. этот район не был охвачен наблюдениями из-за наличия ледяного покрова), где соленость составляет 33,96–34 ‰.

В заключение следует сказать несколько слов еще об одном механизме, способствующем развитию зимней вертикальной циркуляции и имеющем значение для формирования как полей солености, так и температуры, — это ветровое волнение. При перемешивании верхнего слоя его океанологические характеристики выравниваются и, соответственно, уменьшаются вертикальные градиенты плотности, что облегчает развитие вертикальной циркуляции [Залогин, 1963]. Особенно это актуально для мелководных районов зоны влияния речного стока, имеющих устойчивую стратификацию. И в 2007, и в 2008 гг. наиболее штормовыми месяцами в Карском море были сентябрь и октябрь с максимальным развитием волнения 5–8 м и 5–7 м [Обзор гидрометеорологических процессов... 2007, 2008; Обзор гидрометеорологических процессов... 2008, 2009]. Поскольку на значительной части акватории моря наблюдения проводились как раз в октябре, можно предположить соответствующее влияние ветрового волнения на распределение полей гидрологических характеристик придонного слоя.

И, наконец, определенное значение может иметь обмен веществом и энергией с донными осадками (зависящий от глубины места, рельефа дна, состава отложений, придонной циркуляции) [Пивоваров, 2000], но учет его влияния требует проведения дополнительных исследований.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛОТНОСТИ

Анализ распределения плотности воды на придонных горизонтах показывает очень четкую его связь с распределением солености на тех же глубинах (рис. 3*a*, 3*b*, 4*a*, 4*b*), что является характерным для арктических морей [Добровольский, Залогин, 1982] Наименьшие значения плотности наблюдаются, соответственно, в Байдарацкой губе (22,23–27,66 кг/м³ в 2007 г. и 21,92–27,29 кг/м³ в 2008 г.), у м. Харасавэй (23,80 кг/м³ оба года), к северу от о. Белый (22,99–24,06 кг/м³ в 2007 г. и 23,28–25,07 кг/м³ в 2008 г.), а также (в 2008 г.) в районе островов Сергея Кирова



Рис. 4. Пространственное распределение плотности воды на придонных горизонтах Карского моря в 2007 (*a*) и 2008 (*б*) гг.

(23,53–24,68 кг/м³). Наибольшие – в глубоководных желобах: Святой Анны (27,93– 28,05 кг/м³ в 2007 г. и 27,96–28,07 кг/м³ в 2008 г.), Воронина (28,02 кг/м³ в 2008 г.) и Новоземельском (до 27,90 кг/м³ и 27,93 кг/м³ соответственно в 2007 и 2008 гг.).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В соответствии с полученными в 2007 и 2008 гг. данными наибольшие значения температуры (до +10,77 °C) и наименьшие солености (от 27,98‰) отмечаются в Байдарацкой губе, вдоль западного побережья п-ова Ямал и к северу от о. Белый. Положительные, хотя и низкие (не более +1,07°C), значения температуры и наибольшие значения солености (34,79–34,97 ‰) наблюдаются в глубоководных желобах северной части Карского моря (Святой Анны и Воронина). Бо́льшая часть придонных горизонтов Карского моря занята водными массами, имеющими отрицательную температуру (причем с преобладанием температур ниже -1°C) и соленость 34–34,4‰. Преобладающее влияние на плотность водных масс арктических морей оказывает их соленость, а не температура.

В 2008 г. температура, наблюдаемая на придонной акватории Карского моря, в целом выше, а соленость — несколько ниже по сравнению с 2007 г., что связано с особенностями метеорологических и ледовых процессов, изменениями в характеристиках и распространении атлантических (а следовательно, и баренцевоморских) вод, колебаниями объема речного стока в рассматриваемые и предшествующие годы. Кроме того, в 2008 г. отмечаются некоторые изменения в распределении температуры и солености в Байдарацкой губе и у западного побережья п-ова Ямал.

Следует отметить важность приведенных в работе данных для моделирования положения зоны стабильности газовых гидратов и/или области распределения и эволюции субаквальной вечной мерзлоты.

В целом полученные данные по температуре, солености и плотности подтверждают выявленные ранее закономерности их распространения под влиянием как внешних, так и внутренних факторов. Выявление более детальных особенностей в распределении температуры и солености на придонных горизонтах водной толщи Карского моря требует дальнейшего анализа с привлечением результатов гидрохимических и термодинамических исследований, подробной метеорологической информации, а также данных предшествующих и последующих лет.

Авторы статьи выражают искреннюю благодарность своим коллегам, принимавшим активное участие в получении фактического материала, используемого в данной работе: Руховцу К.Г., Колмакову А.Н., Мартынову Ф.М, Сергиенко И.С, Рындину А.Б., а также Власенкову Р.Е. – за помощь в обсуждении текста статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев Г.В., Булатов Л.В., Захаров В.Ф., Иванов В.В. Тепловая экспансия атлантических вод в Арктическом бассейне // Метеорология и гидрология. 1998. № 7. С. 69–78.

Алексеев Г.В., Пнюшков А.В., Иванов Н.Е., Ашик И.М., Соколов В.Т., Головин П.Н., Богородский П.В. Комплексная оценка климатических изменений в морской Арктике с использованием данных МПГ 2007/08 // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. Вып. 1 (81). С. 7–14.

Алексеев Г.В., Радионов В.Ф., Александров Е.И., Иванов Н.Е., Харланенкова Н.Е. Климатические изменения в Арктике и северной полярной области // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. Вып. 1 (84). С. 67–80.

Аппель И.Л., Гудкович З.М. Исследование возможных изменений средней солености верхнего слоя Карского моря, вызванных устойчивыми аномалиями речного стока // Проблемы Арктики и Антарктики. 1984. Вып. 58. С. 5–14. *Ашик И.М., Кириллов С.А., Макштас А.П., Смирнов В.Н., Соколов В.Т., Тимохов Л.А.* Основные результаты морских исследований Арктики в XXI веке // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. Вып. 1 (84). С. 100–118.

Ашик И.М., Соколов В.Т. Основные итоги и предварительные научные результаты экспедиции «Арктика-2007» // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. Вып. 3 (80). С. 72–85.

Добровольский А.Д., Залогин В.С. Моря СССР. М.: Изд-во МГУ, 1982. 190 с.

Зацепин А.Г., Морозов Е.Г., Пака В.Т., Демидов А.Н., Кондрашов А.А., Корж А.О., Кременецкий В.В., Поярков С.Г., Соловьев Д.М. Циркуляция вод в юго-западной части Карского моря в сентябре 2007 г. // Океанология. 2010. Т. 50. № 5. С. 683–697.

Залогин Б.С. Зимняя вертикальная циркуляция в Карском море // Вопросы географии. 1963. Сб. 62. С. 131–135.

Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане. 2007 / Под ред. Фролова И.Е. СПб.: ААНИИ, 2008. URL: http://www.aari.ru/resources/m0035/gm_review_2007. pdf (дата обращения 29 января 2011 г.)

Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане. II квартал 2008 / Под ред. Фролова И.Е. СПб.: ААНИИ, 2008. URL: http://www.aari.ru/resources/m0035/gm_review_2008_2.pdf (дата обращения 29 января 2011 г.)

Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане. III квартал 2008 / Под ред. Фролова И.Е. СПб.: ААНИИ, 2008. URL: http://www.aari.ru/resources/m0035/ gm_review_2008_3.pdf (дата обращения 29 января 2011 г.)

Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане. 2008 / Под ред. Фролова И.Е. СПб.: ААНИИ, 2009. URL: http://www.aari.ru/resources/m0035/GMO_08_light. pdf (дата обращения 29 января 2011 г.)

Обзор ледовых и гидрометеорологических условий в Арктике за 2006/2007 годы / Под ред. Фролова И.Е. СПб.: ААНИИ, 2007. URL: http://www.aari.ru/resources/m0035/gm_review_2007. pdf (дата обращения 29 января 2011 г.)

Панов В.В. Роль атлантических вод в гидрологическом и ледовом режиме арктических морей (на примере Карского моря) // Проблемы Арктики и Антарктики. 1961. Вып. 8. С. 75–77.

Панов В.В., Шпайхер А.О. Влияние атлантических вод на некоторые черты гидрологического режима Арктического бассейна и сопредельных морей // Океанология. 1963. Т. З. Вып. 4. С. 579–590.

Пивоваров С.В. Химическая океанография арктических морей России. СПб.: Гидрометеоиздат, 2000. 88 с.

Руководство по гидрологическим работам в океанах и морях. Л.: Гидрометеоиздат, 1977. 752 с.

Тимофеев В.Т. Влияние глубинных атлантических вод на гидрологический режим Карского моря // Проблемы Севера. 1961. Вып. 4. С. 46–58.

Тимофеев В.Т. Влияние глубинных атлантических вод на образование и таяние льдов в море Лаптевых // Океанология. 1962. Т. 2. Вып. 2. С. 219–225.

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 натурных исследований в 2008 г. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. № 3 (83). С. 5–18.

Шпайхер А.О. О влиянии атлантических вод на формирование особенностей гидрометеорологических процессов в зимний период (На примере морей Карского и Лаптевых) // Известия Всесоюзного географического общества. 1967. № 2. С. 114–121.

Шпайхер А.О., Морецкий В.Н. Взаимосвязь зимних гидрометеорологических процессов в Карском море // Тр. ААНИИ. 1966. Т. 269. С. 13–18.

Шпайхер А.О., Федорова З.П. Колебания температуры воды Карского моря в течение последних десятилетий // Проблемы Арктики и Антарктики. 1969. Вып. 33. С. 13–22.

Aksenov Y., Bacon S., Coward A.C., Nurser A.J.G. The North Atlantic inflow to the Arctic Ocean: High-resolution model study // Journal of Marine Systems. 2010. Vol. 79. P. 1–22.

Bauch D., Erlenkeuser H., Andersen N. Water mass processes on Arctic shelves as revealed from 18 O of H₂O // Global and Planetary Change. 2005. Vol. 48. P. 165–174.

Dmitrenko I.A., Polyakov I.V., Kirillov S.A., Timokhov L.A., Simmons H.L., Ivanov V.V., Walsh D. Seasonal variability of Atlantic water on the continental slope of the Laptev Sea during 2002–2004 // Earth and Planetary Science Letters. 2006. Vol. 244. P. 735–743.

Rabe B., Karcher M., Schauer U., Toole J.M., Krishfield R.A., Pisarev S., Kauker F., Gerdes R., Kikuchi T. An assessment of Arctic Ocean freshwater content changes from the 1990s to the 2006–2008 period. Deep Sea Research Part I // Oceanographic Research Papers. 2011. Vol. 58. P. 173–185.

Rudels B., Bjrk G., Nilsson J., Winsor P., Lake I., Nohr C. The interaction between waters from the Arctic Ocean and the Nordic Seas north of Fram Strait and along the East Greenland Current: results from the Arctic Ocean-02 Oden expedition // Journal of Marine Systems. 2005. Vol. 55. P. 1–30.

L.A. ERMAKOVA, A.E. NOVIKHIN

SOME DATA ON HYDROLOGY OF NEAR-BOTTOM WATER OF KARA SEA (ACCORDING TO DATA FROM BARKALAV-2007 AND BARKALAV-2008)

Distribution of fields of near-bottom temperature, salinity and density in Kara Sea according to data from 2007 and 2008 cruises is analyzed in the article.

Temperature observed on the mentioned water area in 2008, is generally higher, and salinity – is slightly lower in comparison with 2007. Both years maximal values of temperature (up to +10,77 °C) and minimal of salinity (27,98 ‰) were observed in Baydaratskaya Bay, along western shore of the Yamal Peninsula and to the north from Belyi Island. At the same time, some differences in distributions of studied characteristics were discovered. Positive, although low (no more than +1,07 °C), values of temperature and maximal values of salinity (34,79–34,97 ‰) were observed at deep-water troughs in northern part of Kara Sea (Svyataya Anna and Voronin). The most part of near-bottom horizons in Kara Sea were occupied by water masses with negative temperatures (with prevalence of temperatures lower than -1 °C) and salinity of 34–34,4 ‰.

Density of water masses depend on their salinity. Temperature does not have a strong influence on the water density.

Analysis of 2007–2008 data generally confirms previously identified patterns of distribution of near-bottom temperature, salinity and density in Kara Sea.

Keywords: Kara Sea, BARKALAV, near-bottom layer, near-bottom temperature, salinity and density, river run-off, Atlantic waters.

УДК 551.582.2

Поступила 22 августа 2011 г.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА НЕКОТОРЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ОБСЕРВАТОРИЙ БАРРОУ И ТИКСИ (АЛЯСКА)

канд. техн. наук В.Г.ДМИТРИЕВ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, v_dmitriev@aari.ru

Гидрометеорологические обсерватории Барроу и Тикси входят в создаваемую международным сообществом сеть базовых станций мониторинга долговременных изменений климата Арктики, что определяет интерес к сравнительному анализу климатических характеристик Барроу и Тикси. В статье приводятся результаты предварительной оценки распределений минимальных и максимальных температур воздуха, рассчитанных по ежедневным наблюдениям за скользящие десятилетние периоды начиная с 1945 г. для Барроу и с 1932 г. для Тикси. Даны расчетные оценки первых моментов распределений как функций номера периода осреднения, и проведен предварительный анализ структуры средних температур. Выявлены положительные и отрицательные корреляционные зависимости условных средних температур при условии попадания температур в фиксированные градации. Показано, что, хотя климатические характеристики Барроу и Тикси имеют сходный характер, динамика и внутренняя структура средних температур как функций периода осреднения имеют отличия. В частности, в Барроу процессы, формирующие динамику средних температур, более интенсивны по сравнению с Тикси. Представлены оценки коэффициентов корреляции осредненных ежедневных индексов Североатлантического и Арктического колебания и средних и условных средних температур для обсерваторий Барроу и Тикси.

Ключевые слова: климат, Барроу, Тикси, распределения минимальных и максимальных температур, корреляционный анализ.

введение

Гидрометеорологические обсерватории Барроу и Тикси входят в создаваемую международным сообществом сеть базовых станций мониторинга долговременных изменений климата Арктики. Основой исследований изменений климата Арктики служит, в частности, анализ данных наблюдений полярных гидрометеорологических станций, в связи с чем определенный интерес представляет сравнительная оценка климатических характеристик Барроу и Тикси.

Предложенный подход к детализации некоторых расчетных характеристик климата и полученные результаты вычислений показывают, что можно выявить особенности температурного режима Барроу и Тикси, требующие внимательного климатического анализа.

В основу проведенных расчетов положен метод скользящего среднего [10] в его частотном приближении (т.е. все вероятностные характеристики, приводимые в статье, следует трактовать как выборочные оценки). В качестве основных характеристик для сравнительного анализа особенностей климатических изменений в районах гидрометеорологических обсерваторий Барроу и Тикси были выбраны упорядоченные последовательности случайных величин $\{T_{min/max}^n\}_{n=1,2,...}$ — максимальных и минимальных за сутки температур воздуха, отнесенных к скользящему со сдвигом на 1 год десятилетнему периоду, здесь n — номер периода, при этом сфера анализа ограничивалась рассмотрением оценок начальных моментов первого и второго порядка [7, 8]. Выбор длительности периода мотивирован субъективными соображениями (при большем периоде степень сглаживания увеличивается, что не позволяет увидеть ряд особенностей распределений, а уменьшение периода нежелательно в силу снижения репрезентативностей выборок).

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

В качестве исходных данных рассматривались ежедневные минимальные и максимальные температуры воздуха в пунктах Барроу в период 1945—2008 гг. и Тикси в период 1932—2009 гг., опубликованные на сайтах проекта «Международные арктические системы для наблюдений атмосферы» (*The International Arctic Systems for Observing the Atmosphere (IASOA)*) и Арктического и антарктического научно-исследовательского института [1, 3] соответственно. Данные были дополнены до 2010 г. наблюдениями, представленными компанией *Weather Underground, Inc.* [2]. Таким образом, объем выборки для каждой случайной величины T^n (здесь и далее символы *min* и *max* будут, по мере возможности, опускаться) составлял не менее трех с половиной тысяч наблюдений, что обеспечило репрезентативность выборок и приемлемую точность полученных оценок.

ПЛОТНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЙ ВЕРОЯТНОСТЕЙ МИНИМАЛЬНОЙ И МАКСИМАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ

Рассмотрение последовательностей плотностей распределения вероятностей $\{f_n(T)\}_{n=1,2,...}$ случайных величин $\{T^n\}_{n=1,2,...}$ позволяет определить некоторые общие черты климатических изменений (для выбранного «окна» осреднения). В частности, упорядоченные по *n* графики эмпирических функций $f_n^*(T)$, построенные по выборкам случайных величин T^n , дают на качественном уровне наглядное представление «динамики» изменения климата (на примере динамики распределений суточных экстремумов температур воздуха).

На рис. 1–4 приведен общий вид хронологически упорядоченных последовательностей оценок плотностей распределения вероятностей $f_n^*(T)$ случайных величин T^n для минимальной (рис. 1, 3) и максимальной (рис. 2, 4) температуры Барроу и Тикси.

Предварительный анализ сравнения динамики временных изменений распределений температур Барроу и Тикси показывает, что в целом характер рас-



Рис. 1. Общий вид изменений во времени плотностей распределений минимальных температур в десятилетние периоды (Барроу)

Здесь и далее по оси *n* отложены границы десятилетия, соответствующие номеру *n*=1,2,3...



Рис. 2. Общий вид изменений во времени плотностей распределений максимальных температур в десятилетние периоды (Барроу)



Рис. 3. Общий вид изменений во времени плотностей распределений минимальных температур в десятилетние периоды (Тикси)



Рис. 4. Общий вид изменений во времени плотностей распределений максимальных температур в десятилетние периоды (Тикси)

пределений не претерпевает существенных изменений, при этом отчетливо проявляется бимодальность распределений, отражающая годовой ход температур с ярко выраженными холодными и теплыми периодами.

Общий вид представленных графиков позволяет предположить, что распределения температур представляют собой смеси двух унимодальных распределений с модами плотностей в окрестностях -28 °C и 0 °C (для T_{min} , Барроу), -20 °C и +4 °C (T_{max} , Барроу), -30 °C и +3 °C (для T_{min} , Тикси), -20 °C и +5 °C (для T_{max} , Тикси), соответствующих «холодному» и «теплому» периодам. Более тщательный анализ мог бы позволить уточнить границы сезонов с вычленением зимы, весны, лета и осени.

Интересно отметить, что распределения температур в окрестностях правых мод для обоих пунктов характеризуются большей степенью остроты по сравнению с распределениями низких температур (последние имеют более сглаженный характер). Другими словами, изменчивость температур в холодных диапазонах выше изменчивости высоких температур, что особенно хорошо видно для распределений минимальной температуры.

ОЦЕНКА НАЧАЛЬНЫХ МОМЕНТОВ

Рассмотрение последовательностей осредненных за десятилетние периоды ежедневных минимальных и максимальных температур для Барроу и Тикси, \overline{T}_{min}^{n} и \overline{T}_{max}^{n} (рис. 5), а также их стандартных отклонений, $\mathfrak{G}_{T_{min/max}}^{n}$ (рис. 6) показывает, что климатические процессы в этих пунктах (т.е. последовательности T^{n} как временные ряды) не стационарны (в смысле приложения этого понятия к случайным последовательностям [9]). Значения \overline{T}_{max}^{n} как для Барроу, так и для Тикси убывают на первых 19-ти и 34-х скользящих десятилетиях соответственно, а начиная с 20-го периода (Барроу) и 35-го периода (Тикси) средняя максимальная температура растет. Средняя минимальная температура \overline{T}_{min}^{n} для Барроу ведет себя подобно \overline{T}_{max}^{n} со сдвигом вправо, а \overline{T}_{min}^{n} для Тикси ведет себя нерегулярным колебательным образом. При этом разности между наибольшим и наименьшим значениями для \overline{T}_{max}^{n} со ставляют 2,1 °C (Тикси) и 3,2 °C (Барроу), а для \overline{T}_{min}^{n} 1,85 °C (Тикси) и 2,54 °C (Барроу).



Рис. 5. Общий вид изменений во времени средних по десятилетиям минимальных ((1), (3)) и максимальных ((2), (4)) температур для Барроу ((3), (4)) и Тикси ((1), (2))



Рис. 6. Общий вид изменений во времени стандартных отклонений средних минимальных ((1), (3)) и максимальных ((2), (4)) температур для Барроу ((3), (4)) и Тикси ((1), (2))

Рис. 6 дает представление о характере изменений стандартных отклонений $\sigma_{T_{min/max}}^{n}$ минимальных и максимальных температур в зависимости от номера периода *n*. Изменения в зависимости от *n* стандартных отклонений для Барроу несколько выше по сравнению с Тикси и носят более выраженный колебательный характер, при этом сами значения стандартных отклонений для Барроу меньше аналогичных показателей для Тикси. Интересно отметить, что для Барроу стандартные отклонения $\sigma_{T_{max}}^{n}$ систематически меньше величин $\sigma_{T_{max}}^{n}$, в то время как для Тикси эти показатели близки.

ОЦЕНКА ВКЛАДОВ В СРЕДНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ОТДЕЛЬНЫХ СОСТАВЛЯЮЩИХ

Определенный интерес представляет анализ изменений в зависимости от *n* минимальных и максимальных температур в различных диапазонах. Разложение средних температур \overline{T}^n на сумму условных средних $\overline{T}^n_{q_i}$

$$\overline{T}^n = \frac{1}{N_n} \sum_k T_k^n = \frac{1}{N_n} \sum_{k: T_k^n \in q_1} T_k^n + \frac{1}{N_n} \sum_{k: T_k^n \in q_2} T_k^n + \dots = \sum_i \overline{T}_{q_i}^n, \quad (1)$$

где N_n – общее число наблюдений в *n*-ом периоде, $T_k^n - k$ -ое наблюдение в *n*-ом периоде, а индекс q_i означает, что соответствующие температуры берутся из интервала q_i разбиения всего диапазона температур на непересекающиеся градации, позволяет оценить роль температур различных диапазонов в динамике средних. В нашем случае рассматривалось разбиение общего интервала $Q = \{-50...+35 \text{ °C}\}$ на диапазоны q_i длиной по 5 °C.

Ниже на рис. 7–8 в качестве иллюстрации представлены графики относительных долей V_i^n величин $\overline{T}_{q_i}^n$ в средних температурах \overline{T}^n для Барроу (рис. 7) и Тикси (рис. 8). Здесь под V_i^n понимается величина

$$V_i^n = \frac{\overline{T}_{q_i}^n}{\sum_i \left| \overline{T}_{q_i}^n \right|} \times 100.$$

Представленные рисунки показывают, что основной вклад в значения величин \overline{T}^{n} вносят отрицательные температуры в диапазоне -40...-10 °C.



Рис. 7. Относительные доли температур различных диапазонов в средней температуре для минимальной (a) и максимальной (δ) температуры в Барроу (здесь и на рис. 8 по горизонтальной оси отложены диапазоны)



Рис. 8. Относительные доли температур различных диапазонов в средней температуре для минимальной (*a*) и максимальной (б) температуры в Тикси

КОРРЕЛЯЦИОННЫЙ АНАЛИЗ КОМПОНЕНТ СРЕДНИХ ТЕМПЕРАТУР

Рассматривая последовательности $\{\overline{T}^n\}_{n=1,2,...}, \{\overline{T}^n_{q_i}\}_{n=1,2,...}$ и др. аналогичные последовательности как синхронизированные выборки случайных величин – характеристик десятилетнего периода (при этом значения, относящиеся к десятилетию с номером *n*, интерпретируются как наблюдения этих величин), с помощью корреляционного анализа можно оценить степень влияния температур в различных диапазонах на формирование средней температуры как временного ряда.

Ниже приводятся результаты расчета коэффициентов корреляции r_i^{min} и r_i^{max} вероятностей $\xi_i = P\{T \in q_i\}$ попадания минимальных и максимальных температур в диапазоны q_i с величиной $\eta = \overline{T}$, т.е.

$$r_i^{\min/\max} = r\left(\xi_i^{\min/\max}, \eta^{\min/\max}\right),\,$$

		Бар	роу	Тикси		
i	q_i , °C	r_i^{min}	r_i^{max}	r_i^{min}	r_i^{max}	
1	-5045	-0,42	_	-0,01	-0,13	
2	-4540	-0,64	-0,84	-0,68	-0,64	
3	-4035	-0,58	-0,84	-0,83	-0,56	
4	-3530	-0,92	-0,94	-0,17	-0,66	
5	-3025	-0,42	-0,85	0,56	-0,47	
6	-2520	0,49	-0,14	0,46	0,18	
7	-2015	0,56	0,61	0,37	-0,12	
8	-1510	-0,04	0,71	-0,03	0,44	
9	-105	0,12	0,16	0,18	0,82	
10	-50	-0,01	-0,51	-0,22	0,00	
11	05	0,85	-0,38	-0,15	-0,23	
12	510	0,64	0,77	0,67	-0,19	
13	1015	0,35	0,94	0,69	0,75	
14	1520	_	0,88	0,54	0,88	
15	2025	_	0,89	_	0,44	
16	2530	_	0,51	_	0,32	
17	3035	_	_	_	0,66	

Коэффициенты корреляции динамики (по скользящим десятилетиям) вероятностей попадания минимальных и максимальных температур в диапазоны q_i с динамикой изменения средней минимальной и максимальной температуры

Примечание: пропусками отмечены случаи, для которых вероятности попадания температур в соответствующий диапазон практически равны нулю, жирным шрифтом выделены коэффициенты, превосходящие по абсолютной величине 0,8

где символом *Р* обозначена вероятность (частота) (табл. 1). Объемы выборочных значений для величин ξ_i и η составили 57 для Барроу и 70 для Тикси, что обеспечило достоверность расчетов коэффициентов r_i с 1 %-ым уровнем значимости [5].

Из табл. 1 видно (здесь и далее рассматривались коэффициенты корреляции, не меньшие 0,35 по модулю), что с изменением средней минимальной температуры Барроу положительно коррелируют вероятности попадания температуры в диапазоны -25...-15 °C и 0...15 °C, отрицательно коррелируют со значимыми коэффициентами корреляции температуры в диапазоне -50...-25 °C. При этом для диапазонов -35... -30 °C и 0...5 °C значения коэффициентов корреляции превышают по модулю 0,8.

Для Тикси средняя минимальная температура положительно коррелирует с числом случаев попадания температуры в диапазоны -30...-15 °C и 5...20 °C, значимая отрицательная корреляция наблюдается для числа случаев попадания температуры в диапазон -45...-35 °C. Наиболее строгая корреляция соответствует диапазону -40...-35 °C.

С изменением максимальной температуры Барроу положительно коррелируют вероятности попадания температуры в диапазоны –20...–10 °С и 5...30 °С, отрицательно коррелируют вероятности попадания температуры в диапазоны –45...–25 °С и –5...5 °С. Высокие значения коэффициентов корреляции наблюдаются для диапазонов –45...–25 °С и 5...25 °С.

Наконец, для Тикси средняя максимальная температура положительно коррелирует с частотой попадания температур в диапазоны –15...–5°С и 10...35 °С, отрицательная корреляция – с частотами попадания в диапазоны –45...–25 °С. Высокий коэффициент корреляции имеет место только для диапазонов –10...–5 °С и 15–20 °С.

ВЗАИМНЫЕ КОРРЕЛЯЦИИ КОМПОНЕНТОВ СРЕДНИХ ТЕМПЕРАТУР

Расчет коэффициентов взаимной корреляции условных средних температур

$$r_{i,j} = r\left(\overline{T}_{q_i}, \overline{T}_{q_j}\right), \ i < j$$

показывает, что для Барроу для максимальных температур (рис. 9) наблюдаются достаточно сильные отрицательные связи между величинами $\overline{T}_{q_i}^{max}$ из диапазонов



Рис. 9. Отрицательные (*a*) и положительные (*б*) коэффициенты корреляции между величинами \overline{T}_{a}^{max} для Барроу

Примечание. Здесь и далее на графиках отмечены значения $r_{i,j}$, которые по абсолютной величине не меньше 0,4. Величины коэффициентов пропорциональны диаметрам точек. Полосой отмечена зона близких (четырех соседних) градаций



Рис. 10. Отрицательные (*a*) и положительные (*б*) коэффициенты корреляции между величинами \overline{T}_{a}^{\min} для Барроу
−20...−10 °С и 5...25 °С (−0,5...−0,7), а также из диапазонов −45...−35 °С и −15...−10 °С (−0,9) и положительные связи между величинами $\overline{T}_{q_i}^{max}$ из диапазонов −45...−25 °С и 5...25 °С (0,5...0,9), −45...−25 °С и −5...0 °С (0,5), а также −5...0 °С и 15−25 °С (0,6).

Для минимальных температур Барроу зависимость условных средних $\overline{T}_{q_i}^{min}$ вне зоны близких градаций выражена значительно слабее (рис. 10), исключение составляют значимые положительные коэффициенты корреляции между условными средними $\overline{T}_{q_i}^{min}$ из диапазонов -30...-25 °C и 0...10 °C (0,7...0,8).

Зависимости условных средних максимальных и минимальных температур для Тикси (рис. 11 и 12) в целом менее выражены по сравнению с Барроу и характеризуются значимыми отрицательными коэффициентами корреляции вне зоны близких



Рис. 11. Отрицательные (*a*) и положительные (*б*) коэффициенты корреляции между величинами $\overline{T}_{q_i}^{max}$ для Тикси



Рис. 12. Отрицательные (*a*) и положительные (*б*) коэффициенты корреляции между величинами $\overline{T}_{q_i}^{min}$ для Тикси

градаций для $\overline{T}_{q_i}^{max}$ в диапазонах –45...–40 °С и –10...–5 °С (–0,8), –10...–5 °С и 15...20 °С (–0,7) и 0...5 °С и 25...30 °С (–0,8). Положительные коэффициенты наблюдаются для максимальных температур из диапазонов –45...–35 °С и 10...30 °С (0,5...0,7).

Для условных средних величин $\overline{T}_{q_i}^{min}$ в Тикси (рис. 12) значимые отрицательные коэффициенты корреляции вне зоны близких градаций практически отсутствуют (за исключением $r_{i,j}^{min} = -0.5$ для $\overline{T}_{q_i}^{min}$ из диапазонов -25...-20 °C и 0...5 °C). Положительные коэффициенты корреляции имеют место для $\overline{T}_{q_i}^{min}$ из диапазонов -45...-40 °C и 0...20 °C (0,5...0,7).

Значимые коэффициенты корреляции условных средних температур свидетельствуют о единых механизмах, определяющих попадание температур в эти градации (по всей видимости, разных для удаленных и близких градаций). Слабая коррелированность условных средних температур (для которых коэффициенты корреляции по абсолютной величине меньше 0,4) дает основание предполагать неустойчивый характер процессов, определяющих эти температурные диапазоны. Заметим, что для самых крайних градаций слабые корреляции могут быть следствием малого количества наблюдений.

Интересно отметить, что максимальные температуры в целом проявляют большее многообразие корреляционных связей по сравнению с минимальными температурами. Кроме того, рис. 9–12 показывают, что в Барроу процессы, формирующие динамику средних температур, более интенсивны по сравнению с Тикси.

АНАЛИЗ СРЕДНИХ ТЕМПЕРАТУР

Как было отмечено выше, средние десятилетние температуры можно рассматривать как случайные величины, представленные выборочными значениями, определенными по скользящим периодам. С другой стороны, каждое такое выборочное значение допускает интерпретацию как хронологически упорядоченное (по последовательным десятилетиям) наблюдение временного ряда. Такой подход позволяет с помощью корреляционного анализа оценивать взаимосвязи средних десятилетних температур в различных диапазонах (и других характеристик десятилетнего периода) как функций номера скользящего периода.

Условные средние \overline{T}_{q_i} как компоненты \overline{T} могут быть сгруппированы по знаку коэффициентов корреляции отдельных слагаемых с суммой:

$$\overline{T} = \sum_{i} \overline{T}_{q_i} = \sum_{r_i \ge 0} \overline{T}_{q_i} + \sum_{r_i < 0} \overline{T}_{q_i}.$$

Здесь

$$r_i = r\left(\overline{T}, \overline{T}_{q_i}\right).$$

Тогда, определяя величины

$$\overline{T}_{+} = \sum_{r_i \ge 0} \overline{T}_{q_i}, \ \overline{T}_{-} = \sum_{r_i < 0} \overline{T}_{q_i},$$

среднюю десятилетнюю температуру можно представить в виде двух слагаемых, которые неотрицательно и отрицательно коррелируют с суммой:

$$\overline{T} = \overline{T}_{+} + \overline{T}_{-}.$$
(2)

Анализ коэффициентов корреляции \overline{T} и \overline{T}_{\pm} позволяет определить роль диапазонов температур в формировании средней температуры.

В табл. 2 представлены коэффициенты корреляции слагаемых в разложении (2) со случайной величиной $\overline{T}^{\min/max}$, рассчитанных отдельно для интервалов убывания Δ_1 и роста Δ_2 средних температур для Барроу и Тикси соответственно (см. рис. 5).

Представленные результаты отражают те обстоятельства, что для минимальной температуры положительно коррелируют одновременно как с убыванием, так

		Бар	роу		Тикси					
	Δ^{Ba}_{\downarrow}	ırrow	Δ^{Ba}_{\uparrow}	ırrow	Δ_{\downarrow}^{2}	Fiksi L	Δ_1^7	<i>Tiksi</i>		
	\overline{T}_{+}^{min}	\overline{T}_{-}^{min}	\overline{T}_{+}^{min}	\overline{T}_{-}^{min}	\overline{T}_{+}^{min}	\overline{T}_{-}^{min}	\overline{T}_{+}^{min}	\overline{T}_{-}^{min}		
\overline{T}^{min}	0,93	-0,74	0,98	-0,68	0,92	-0,72	0,98	-0,78		
	\overline{T}_{+}^{max}	\overline{T}_{-}^{max}	\overline{T}_{+}^{max}	\overline{T}_{-}^{max}	\overline{T}_{+}^{max}	\overline{T}_{-}^{max}	\overline{T}_{+}^{max}	\overline{T}_{-}^{max}		
\overline{T}^{max}	0,92	-0,63	0,98	-0,35	0,98	-0,52	0,98	-0,79		

Коэффициенты корреляции слагаемых в разложении (2) с величинами $\overline{T}^{min/max}$ как функциями параметра *n* для интервалов убывания и роста средних температур



Рис. 13. Сравнение изменений \overline{T}^{max} (1), \overline{T}^{max}_+ (2) и \overline{T}^{max}_- (3) на интервалах убывания (*a*) и возрастания (*б*) величины \overline{T}^{max} (как функции параметра *n*) для Тикси Здесь и на рис. 14 сплошными линиями отмечены тренды



Рис. 14. Сравнение изменений \overline{T}^{max} (1), \overline{T}^{max}_+ (2) и \overline{T}^{max}_- (3) на интервалах убывания (*a*) и возрастания (*б*) величины \overline{T}^{max} (как функции параметра *n*) для Барроу

и возрастанием \overline{T}^{min} условные средние температуры в диапазонах -50...-25 °C, 0...15 °C для Барроу и в диапазонах -45...-30 °C, 0-20 °C для Тикси.

Аналогичные отрицательные коэффициенты корреляции наблюдаются для температур в диапазонах –25...–20 °С, –10...–5 °С для Барроу и –30...–15 °С для Тикси.

Для максимальной температуры положительно коррелируют одновременно как с убыванием, так и возрастанием \overline{T}^{max} слагаемые в диапазонах -35...-25 °C,

5...20 °С для Барроу и слагаемые в диапазонах -50...-25 °С, 10-35 °С для Тикси. Отрицательные коэффициенты корреляции наблюдаются для температур в диапазонах -25...-15 °С, -10...-5 °С для Барроу и -25...-20 °С, -15...-5 °С для Тикси.

Табл. 2, а также рис. 13, 14 позволяют предположить, что на изменение средних температур (как функций параметра *n*) температуры в различных диапазонах оказывают разнонаправленное влияние: средние температуры в крайних диапазонах положительно коррелируют с ростом (убыванием) средних значений, в то время как средние температуры в центральных диапазонах отрицательно коррелируют с безусловной средней, что свидетельствует о наличии различных природных механизмов формирования температур в крайних и средних диапазонах.

ОЦЕНКА КОЭФФИЦИЕНТОВ КОРРЕЛЯЦИИ СРЕДНИХ ТЕМПЕРАТУР БАРРОУ И ТИКСИ С ИНДЕКСАМИ СЕВЕРОАТЛАНТИЧЕСКОГО И АРКТИЧЕСКОГО КОЛЕБАНИЯ

Ниже (табл. 3–4) приведены оценки коэффициентов корреляции величин \overline{T} , \overline{T}_{q_i} и с осредненными по скользящим десятилетиям за период 1950–2010 гг. ежедневными значениями индекса Североатлантического колебания (САК) \overline{NAO} и Арктического колебания (АК) \overline{AO} , представленными на сайте Национального управления океанографических и атмосферных исследований США [4]:

$$r_{T} = r\left(\overline{T}, I\right),$$

$$r_{T}^{\pm} = r\left(\overline{T}_{\pm}, I\right),$$

$$r_{T}^{i} = r\left(\overline{T}_{q_{i}}, I\right),$$

где $I - \overline{NAO}$ или \overline{AO} соответственно.

Графики изменения осредненных по скользящим десятилетиям ежедневных значений индексов \overline{NAO} и \overline{AO} приводятся на рис. 15.

Для Барроу данные табл. 3 демонстрируют слабые зависимости средних минимальных температур как с динамикой осредненного индекса САК, так и с динамикой индекса АК, в то время как зависимости средних максимальных температур значимы (коэффициенты r_{Tmax} и r_{Tmax}^{+} для САК (АК) имеют значения 0,56 (0,69) и 0,55 (0,65) соответственно).

Для Тикси зависимости средних минимальных температур с динамикой осредненного индекса САК практически не значимы (исключая $r_{T^{min}}^{-} = -0,4$), ко-эффициенты корреляции средней минимальной температуры и компонент разложения (2) с индексом АК находятся в пределах 0,4...0,46, а зависимости средних максимальных температур дают коэффициенты корреляции в пределах 0,47...0,59 для САК и в пределах 0,6...0,63 для АК (значения коэффициентов даются по абсолютной величине).

Табл. 4 показывает, что условные средние минимальные температуры Барроу значимо отрицательно коррелируют с осредненными индексами САК только

Таблица З

Корреляции осредненных индексов САК и АК со средними минимальными и максимальными температурами Барроу и Тикси и с компонентами разложения (2)

ГМО	$r_{T^{min}}$		$r_{T^{min}}^+$		$r_{T^{min}}^{-}$		$r_{T^{max}}$		$r_{T^{max}}^+$		$r_{T^{max}}^{-}$	
	CAK	AK	CAK	AK	CAK	AK	CAK	AK	CAK	AK	CAK	AK
Барроу	-0,32	0	-0,25	0	0,01	0	0,56	0,69	0,55	0,65	-0,38	-0,29
Тикси	0,1	0,4	0,23	0,46	-0,4	-0,46	0,47	0,6	0,52	0,63	-0,59	-0,6

	** · *									
			Бар	роу		Тикси				
$i \qquad q_i, \ ^{\circ}\mathrm{C}$		$r_{T^{min}}^{i}$		r_T^i	max	r_T^i	min	$r_{T^{max}}^{i}$		
		CAK	AK	CAK	AK	CAK	AK	CAK	AK	
1	-5045	-0,25	-0,18	0,31	0,44	-0,53	-0,41	0,4	0,15	
2	-4540	-0,002	0,13	0,62	0,68	0,01	0,29	0,17	0,1	
3	-4035	0,08	0,14	0,52	0,62	0,34	0,50	0,26	0,29	
4	-3530	-0,38	-0,12	0,48	0,48	0,78	0,74	0,66	0,81	
5	-3025	-0,35	-0,07	-0,43	-0,06	-0,02	-0,1	0,46	0,51	
6	-2520	-0,07	-0,06	-0,4	-0,28	-0,79	-0,77	-0,43	-0,46	
7	-2015	0,26	0,04	-0,3	-0,31	0,34	0,23	-0,35	-0,27	
8	-1510	-0,19	-0,04	-0,11	-0,1	-0,06	-0,28	-0,18	-0,16	
9	-105	0,67	0,62	0,53	0,46	-0,56	-0,47	-0,42	-0,45	
10	-50	-0,57	-0,59	-0,5	-0,21	0,31	0,26	-0,55	-0,62	
11	05	-0,5	-0,17	0,8	0,73	0,19	0,45	-0,25	-0,47	
12	510	-0,49	-0,19	0,57	0,76	-0,24	0,02	0,26	0,35	
13	1015	-0,19	-0,03	0,72	0,80	-0,15	0,16	0,09	0,22	
14	1520			0,24	0,43	0,04	0,35	0,19	0,25	
15	2025			0,61	0,68			-0,23	0,004	
16	2530							0,18	0,32	
17	3035							0,36	0,54	

Корреляции осредненных индексов САК и АК с величинами \overline{T}_{q_i} для Барроу и Тикси

для градаций –35...–25 °С и –5...10 °С, а с индексами АК только для градации –5...0 °С. Положительная корреляция с индексами САК наблюдается для диапазона –10...–5 °С, с индексами АК для диапазона –10...–5 °С.

Для Тикси условные средние минимальные температуры одновременно отрицательно коррелируют с индексами САК и АК в диапазонах –50...–45 °С, –25...–20 °С и –10...–5 °С. Положительный коэффициент корреляции с индексами САК наблюдается для диапазонов –45...30 °С и –20...–15°С, а с индексами АК – для диапазонов –45... 30 °С, –10...–5 °С, 0... 5 °С и 15... 20 °С.



Рис. 15. Изменения осредненных по скользящим десятилетиям за период 1950–2010 гг. ежедневных значений индекса САК (*a*) и АК (*б*)

Расчет коэффициентов корреляции условных средних максимальных температур с индексами САК для Барроу показывает отрицательную корреляцию для диапазонов -30...-20 °C и -5... 0 °C, положительные корреляции для диапазонов -45...-30 °C, -10...-5 °C и 0...25 °C. При этом для диапазонов 0... 5 °C и 10... 15 °C коэффициент корреляции превышает значение 0,7. Значимые отрицательные коэффициенты корреляции с индексами АК не наблюдаются, а диапазоны, дающие положительные корреляции, практически совпадают с аналогичными диапазонами для САК: -50...-30 °C, -10...-5 °C и 0... 25 °C. Для температур из диапазона 0... 15 °C коэффициенты корреляции превышают значение 0,7.

Корреляция условных средних максимальных температур Тикси с индексами САК отрицательна для диапазонов -25...-15 °C и -10...0 °C, положительна для диапазонов -50...-45 °C, -35...-25 °C и 30... 35 °C. Отрицательные коэффициенты корреляции для индексов АК дают диапазоны -25...-20 °C и -10... 5 °C, положительные – диапазоны -35...-25 °C, 5... 10 °C и 30... 35 °C. При этом для диапазона -35...-30 °C коэффициент корреляции превышает значение 0,8.

Здесь, как и выше, рассматривались коэффициенты корреляции, которые по абсолютной величине не меньше 0,35.

В целом табл. 3 и 4 показывают, что корреляция с индексами САК и АК преимущественно имеет место для максимальных температур, при этом для некоторых соседних диапазонов как максимальных, так и минимальных температур наблюдаются переходы знака корреляции.

выводы

Представленные результаты сравнительного анализа локальных климатических особенностей гидрометеорологических обсерваторий Тикси и Барроу (Аляска) на основе рассмотрения распределений экстремальных ежедневных температур по скользящим десятилетиям позволяют сделать следующие выводы:

1. Климатические характеристики Тикси и Барроу во многом имеют сходный характер, отличия касаются в первую очередь размахов абсолютных зафиксированных минимумов и максимумов температур: абсолютные минимумы рассматриваемых температур за весь период наблюдений составили –49,4 °C для Барроу и –50,5 °C для Тикси. Абсолютные максимумы равны 26,1 °C и 34,3 °C соответственно.

2. В целом характер распределений не претерпевает существенных изменений, при этом отчетливо проявляется бимодальность распределений, отражающая годовой ход температур с ярко выраженными холодными и теплыми периодами.

3. Климатические процессы не стационарны как для Барроу, так и для Тикси: средняя максимальная температура Барроу убывает с начала наблюдений до периода 1963–1974 гг., после чего наблюдается рост до последнего десятилетия включительно. Средняя максимальная температура Тикси убывает с начала наблюдений до периода 1965–1974 гг., после чего растет. Средняя минимальная температура для Барроу ведет себя подобно средней максимальной температуре со сдвигом вправо, а средняя минимальная температура для Тикси нерегулярно колеблется.

4. Изменчивость температурного режима как Барроу, так и Тикси в целом мало меняется (изменения для Барроу несколько выше по сравнению с Тикси и носят более выраженный колебательный характер), при этом значения стандартных отклонений меньше аналогичных показателей для Тикси.

5. Средние максимальные и минимальные температуры неравномерно формируются за счет отдельных градаций. Основной вклад в значения величин \overline{T}_{min} и \overline{T}_{max} вносят отрицательные температуры в диапазоне -45...-10 °C. Роль положительных диапазонов в формировании средних температур незначительна.

6. Для максимальных температур характерно большее количество корреляционных связей между условными средними по сравнению с минимальными температурами, при этом в целом в Барроу число коррелирующих условных средних больше, чем в Тикси.

7. Величины \overline{T}_{min} и \overline{T}_{max} допускают разложение на слагаемые, положительно и отрицательно коррелирующие с суммой, при этом слагаемые, образуемые температурами в крайних диапазонах, положительно коррелируют с ростом (убыванием) средних значений, а отрицательно коррелирующие слагаемые образуют температуры в средних диапазонах, что дает основание предполагать наличие различных природных механизмов формирования температур в крайних и средних диапазонах.

8. Анализ влияния Североатлантического колебания и Арктического колебания не позволяет выделить строгих закономерностей между изменениями индекса САК и динамикой изменений средних и условных средних максимальных и минимальных температур как в Барроу, так и в Тикси. Корреляция температур с индексами САК и АК преимущественно имеет место для максимальных температур, при этом для некоторых соседних диапазонов и максимальных, и минимальных температур наблюдаются переходы знака корреляции.

9. Для максимальных температур на станции Барроу высокие (больше 0,7) положительные коэффициенты корреляции с индексами САК и АК одновременно наблюдаются только в диапазоне 0...15 °C, а для Тикси — только в диапазоне -35...-30 °C. Для минимальных температур только в Тикси имеют место высокие положительные (диапазон -35...-30 °C) и отрицательные (диапазон -25...-20 °C) коэффициенты корреляции с индексами САК и АК.

Автор выражает глубокую благодарность своим коллегам В.Ф.Радионову и А.П.Макштасу за ряд ценных замечаний и рекомендаций, которые существенно помогли при подготовке рукописи настоящей статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Официальный сайт Арктического и антарктического научно-исследовательского института. URL: http://www.aari.ru/resources/d0024/archive/description.html (дата обращения 8.09.2011).

2. Официальный сайт компании Weather Underground, Inc. URL: http://www.wunderground. com/cgi-bin/findweather/hdfForecast?query=Barrow%2C+Alaska (дата обращения 8.09.2011).

3. Официальный сайт проекта «Международные арктические системы для наблюдений атмосферы» (The International Arctic Systems for Observing the Atmosphere (IASOA)). URL: http://iasoa.org/iasoa/index.php?option=com_content&task=view&id=78&Itemid=116 (дата обращения 8.09.2011).

4. Официальный сайт Национального управления океанографических и атмосферных исследований США (National Oceanic and Atmospheric Administration). URL: ftp://ftp.cpc.ncep. noaa.gov/wd52dg/data/indices/ (дата обращения 8.09.2011).

5. Митропольский А.К. Техника статистических вычислений. М.: Наука, 1971. 576 с.

6. *Рожков В.А. и др.* Методы и средства статистической обработки и анализа информации об обстановке в Мировом океане на примере гидрометеорологии. Обнинск: ВНИИГМИ – МЦД, 2009. 416 с.

7. Рожков В.А. Теория и методы статистического оценивания вероятностных характеристик случайных величин и функций с гидрометеорологическими примерами. Кн. І. СПб.: Гидрометеоиздат, 2001. 340 с.

8. Рожков В.А. Теория и методы статистического оценивания вероятностных характеристик случайных величин и функций с гидрометеорологическими примерами. Кн. II. СПб.: Гидрометеоиздат, 2002. 780 с. 9. *Свешников А.А.* Прикладные методы теории случайных функций. М.: Наука, 1968. 464 с. 10. *Хеннан Э*. Многомерные временные ряды. М.: Мир, 1974. 576 с.

V.G.DMITRIEV

ABOUT COMPARATIVE ESTIMATION OF SOME CLIMATIC CHARACTERISTICS OF HYDROMETEOROLOGICAL OBSERVATORIES IN TIKSI AND BARROW (ALASKA)

Hydrometeorological observatories in Barrow and Tiksi are planning to be the components of international observing networks for Arctic climate changing monitoring. So it is interesting to compare climatic characteristics in Barrow and Tiksi. In the article there are estimations of probabilistic distributions for minima and maxima air temperature calculated on the base of daily observations for sliding decades started on 1945 for Barrow and 1932 for Tiksi. First moments were estimated as functions of number of sliding decade. Decompositions of average temperatures were done. Some groups of positive and negative correlating conditional averages that fall in fixed brackets were found. It was shown that though Barrow's and Tiksi's climates are similar in some sense the internal structures of average temperatures have specific features. In particular, processes that form the «life» of average temperatures as functions of number of sliding decade in Barrow are more active. Estimations for correlations between averaged NAO and AO indexes with unconditional and conditional average temperatures are presented.

Keywords: Climate, Barrow, Tiksi, distributions of minimum and maximum temperatures, average temperature, correlation analyses.

ПАМЯТИ Г.А.БАСКАКОВА



25 июня 2011 г. на 97-м году жизни от нас ушел один из старейших сотрудников Арктического и антарктического научно-исследовательского института, крупный ученый-океанолог и организатор научных исследований в области динамики моря Георгий Анатольевич Баскаков.

Георгий Анатольевич родился 24 ноября 1914 г. в г. Вятка. В 1939 г. окончил географический факультет Ленинградского государственного университета по специальности морская гидрология. В 1939–1942 гг. работал старшим инженеромгидрологом Гидрографического отдела Тихоокеанского флота (г. Владивосток), а в 1942–1946 гг. – заведующим отделом, заместителем директора, директором Владивостокского гидрометеорологического техникума.

С 1947 г. работал в Арктическом и антарктическом научно-исследовательском институте научным сотрудником, заведующим лабораторией динамики моря, старшим научным сотрудником лаборатории численного моделирования динамических процессов в океане.

В 1951 г. защитил диссертацию на соискание ученой степени кандидата географических наук. За время своей научной деятельности Георгий Анатольевич опубликовал более 50 научных работ.

Г.А.Баскаков участвовал в работе морских океанологических экспедиций в морях Каспийском (1938 г.), Японском (1939 и 1940 гг.), Охотском (1940 г.), в первой океанографической экспедиции на летающей лодке в море Лаптевых (1950 г.). Был начальником Высокоширотной дрейфующей экспедиции А-129 на дрейфующих льдах Таймырского массива (1952 г.), начальником крупных экспедиций по изучению течений арктических морей (1956 и 1957 гг.).

Награжден медалями «За Победу над Германией», «За доблестный труд в Великой Отечественной войне», медалями в ознаменование 20, 30, 40, 50 и 60 лет со дня Победы, медалью «100 лет со дня рождения В.И.Ленина», знаками «По-

четный полярник» и «Почетный работник Росгидромета», многими грамотами Росгидромета, Почетной грамотой Правительства Российской Федерации (2004 г.).

Георгий Анатольевич обладал огромным опытом организации и проведения научных исследований и экспедиционных работ в арктических морях. Его работы отличались методической новизной и практической направленностью на обеспечение безопасности и экономической эффективности мореплавания в Арктике. За работы в этой области он был удостоен премии имени Ю.М.Шокальского. Много внимания он уделял научному росту работающих с ним молодых океанологов.

В лице Георгия Анатольевича Баскакова мы потеряли прекрасного человека, приятного собеседника в самых разнообразных областях — науки, культуры, литературы, поэзии.

От нас ушел замечательный человек, но память о нем сохранится в наших сердцах.

ПАМЯТИ Ю.П.ДОРОНИНА



28 августа 2011 г. на 85-м году жизни скончался Юрий Петрович Доронин, профессор, доктор физ.-мат. наук, зав. кафедрой океанологии РГГМУ. Успешная научная деятельность Юрия Петровича началась в стенах Арктического научноисследовательского института, где он сформировался как ученый в области теоретического и прикладного ледоведения и взаимодействия океана и атмосферы в Арктике.

Трудовой путь Юрий Петрович начал 16-летним юношей в 1942 г. на военном заводе в Сызрани, где был награжден медалью «За трудовую доблесть». Окончив вечернюю школу рабочей молодежи, он поступил в 1946 г. в Высшее Арктическое морское училище на океанологический факультет. После окончания училища в 1952 г. был направлен в АНИИ и зачислен на должность младшего научного сотрудника. В 1954 г. Юрий Петрович поступил в аспирантуру института, закончил ее в 1958 г., а в 1959 г. защитил диссертацию на соискание ученой степени кандидата физ.-мат. наук.

Научные интересы молодого ученого связаны в этот период с проблемами взаимодействия атмосферы и подстилающей поверхности в Арктике, трансформации воздушных масс над ледяным покровом, нарастания и таяния льда. Его работы отличает глубокий теоретический анализ проблем, разработка и применение физико-математических методов их решения. Одновременно он опирается на богатые экспериментальные данные, собранные им в экспедициях на дрейфующих станциях СП-4, СП-5, СП-6, в Енисейском заливе, в полетах «Летающей обсерватории» в 1954–1958 гг.

С появлением ЭВМ в институте Юрий Петрович переходит в созданную вычислительную лабораторию, где возглавляет сектор теоретических исследований. После организации в институте отдела теории взаимодействия атмосферных и океанологических процессов в 1968 г. он руководит сектором математического моделирования. В своих исследованиях Юрий Петрович разрабатывает новые вопросы физики термодинамического взаимодействия атмосферы и гидросферы в Арктике и получает ряд новых результатов, которые используются в научно-оперативном обеспечении мореплавания в Арктике. Эти результаты вошли в его диссертацию на соискание ученой степени доктора физ.-мат. наук, защищенную в 1968 г.

В феврале 1970 г. Юрий Петрович переходит Ленинградский гидрометеорологический институт, заняв по конкурсу должность заведующего кафедрой океанологии, и начинает этап плодотворной научно-педагогической деятельности. Здесь он становится профессором, пишет ряд замечательных учебников и монографий по физике океана, взаимодействию океана и атмосферы, морским льдам. В 1972 г. его назначают ректором ЛГМИ, затем он снова возглавляет кафедру океанологии.

Педагогическая работа Юрия Петровича была направлена на подготовку высококвалифицированных инженеров-океанологов, аспирантов и молодых ученых. Под его руководством подготовлены и защищены более 30 кандидатских и 7 докторских диссертаций. Выпускники кафедры океанологии работают во многих научных институтах страны, в том числе в ААНИИ, где его ученики составляют большинство молодых ученых-океанологов.

Юрий Петрович никогда не прерывал своей связи с ААНИИ. Здесь попрежнему работают его коллеги, с которыми он проходил путь исследователя Арктики. Он всегда интересовался делами института, отдавал свое время работе с аспирантами, работе в качестве члена Ученого и Диссертационного советов ААНИИ.

Юрий Петрович Доронин оставил богатое научное наследие, благодарных учеников и пример бескорыстного служения науке.

Подписано в печать 14.09.2011 Формат 70×100 1/16 Тираж 500 Печать офсетная Печ. л. 7,5 Заказ № 26

Ротапринт ГНЦ РФ ААНИИ 199397, ул. Беринга, 38