

Вклад России в Международный полярный год 2007/08
Series: Contribution of Russia to International Polar Year 2007/08

Океанография и морской лёд

Oceanography and sea ice

Главный редактор тома

И.Е. Фролов

Editor-in-chief

I. Ye. Frolov

Редакционная коллегия

И.М. Ашик, Л.А. Тимохов, А.В. Юлин

Editorial Board

I.M. Ashik, L.A. Timokhov, A.V. Yulin

ООО «Паулсен». Москва – Санкт-Петербург
2011

Paulsen Editions. Moscow – Saint-Petersburg
2011

0-2013-0010



Экстремальные изменения температуры и солёности воды арктического поверхностного слоя в 2007–2009 гг.

Л.А. Тимохов¹, И.М. Ашик¹, В.Ю. Карпий¹, Х. Кассенс²,
С.А. Кириллов¹, И.В. Поляков³, В.Т. Соколов¹,
И.Е. Фролов¹, Е.А. Чернявская¹

1 – Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

2 – Институт морских наук им. Лейбница, ИФМ-ГЕОМАР, Киль, Германия

3 – Международной Арктический научный центр, Фербанкс, США

Аннотация

В работе дается характеристика распределения температуры и солёности в поверхностном слое, указываются причины формирования экстремальных распределений температуры и солёности воды летом 2007 г., анализируется структура летних и зимних полей поверхностной температуры и солёности воды в 2007–2009 гг. и обсуждается проблема эволюции состояния поверхностного слоя центральной части Северного Ледовитого океана. Главными особенностями состояния поверхностного слоя воды летом 2007 г. были наличие экстремальных (положительных и отрицательных) аномалий температуры и солёности и большая контрастность температуры и солёности между Евразийским и Амеразийским суббассейнами. В последующие годы величины аномалий гидрологических характеристик уменьшались от 2007 г. к 2009 г. Из этого можно предположить, что термохалинная структура поверхностного слоя, после аномальных изменений летом 2007, имеет тенденцию к возвращению к среднему климатическому состоянию. В результате анализа межгодовой изменчивости солёности поверхностного слоя 5–50 м Евразийского и Амеразийского суббассейнов было установлено, что с 1950 до 1993 гг. в обоих суббассейнах наблюдался положительный тренд, т.е. происходило осолонение поверхностного слоя. Но затем к 2007–2009 гг. произошло значительное уменьшение величины солёности в Амеразийском суббассейне до величин, которые ранее никогда не наблюдались в этом регионе. Можно предположить, что значительные изменения солёности в Амеразийском суббассейне могут рассматриваться как показатель макромасштабной нестационарности морской системы, или как индикатор перехода морской системы в качественно новое ее состояние.

Введение

Поверхностный слой Северного Ледовитого океана (СЛО) является самой динамичной и изменчивой его частью. Роль поверхностного слоя заключается в том, что вместе с ледяным покровом он является пограничным слоем, через который осуществляется взаимодействие атмосферы и океана в высоких широтах Земли. В поверхностном слое и ледяном покрове сосредоточена значительная часть пресных вод, что выделяет его в важную часть морской системы, играющей большую

роль в изменении пресноводного баланса океана (Carmack, 1998; Колтышев и др., 2008). СЛО является одним из основных источников пресных вод для субполярных морей. Поток пресных вод через пролив Фрама в Северо-Европейский бассейн оказывает воздействие на режим глубокой конвекции в Гренландском море – ключевой части глобальной термохалинной циркуляции (Dickson et al. 2000). Поверхностный слой океана и ледяной покров тесно связаны динамическими и термическими процессами. Периодически меняется их роль как возбуждающей силы движения, они являются друг для друга стоками и источниками пресной воды при фазовых переходах. С толщиной и распресненностью поверхностного слоя и состоянием верхнего халоклина часто связывают географическое распространение морских льдов, климатическую изменчивость площади морских льдов, устойчивость и развитие ледяного покрова. В этой связи, состояние поверхностного слоя может служить хорошим индикатором изменений климата Арктики (Захаров, 1996). Перечисленные положения аргументируют актуальность исследований поверхностного слоя СЛО и подчеркивают их теоретическую и практическую важность.

В данной статье дается характеристика распределения температуры и солености в поверхностном слое, указываются причины формирования экстремальных распределений температуры и солености воды летом 2007 г., анализируется структура летних и зимних полей поверхностной температуры и солености воды в 2007–2009 гг. и обсуждается проблема эволюции состояния поверхностного слоя центральной части СЛО.

В период проведения МПГ 2007/2008, по мере поступления данных наблюдений (как экспедиций ГУ «ААНИИ», так и совместных российско-американских, российско-германских, а также данных наблюдений зарубежных стран), выполнялся диагноз состояния поверхностного слоя Арктического бассейна и арктических морей. Информация о распределении гидрологических характеристик поверхностного слоя каждый год публиковались в книгах «Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане» Под ред. И.Е. Фролова. Ротапринт ГНЦ РФ ААНИИ (далее кратко «Обзор») и помещалась на вебсайте ААНИИ «http://www.aari.ru/resources/m0035/gm_review». Перечисленная информация, а также база океанографических данных ААНИИ за весь период инструментальных наблюдений и электронный российско-американский атлас Северного Ледовитого океана для зимнего и летнего периодов (*Joint U.S.-Russian Atlas, 1997, 1998*), были использованы для научного анализа и получения оценок изменений состояния поверхностного слоя СЛО в период МПГ.

Формирование термохалинных условий в 2007 г.

Изменения температуры и солености воды и течений поверхностного слоя происходят в результате воздействия совокупности внешних факторов и внутренних процессов. Основными внешними факторами, которые воздействуют на термохалинные и динамические процессы в поверхностном слое арктических морей (АМ) и Арктического бассейна (АБ), являются:

- а) термическое и динамическое воздействие атмосферы и потоки солнечной радиации непосредственно и через ледяной покров;
- б) взаимодействие с нижележащими слоями океана;
- в) поступление в Арктический бассейн теплых и соленых атлантических вод через пролив Фрама;

- г) поступление тихоокеанских вод в Чукотское море через Берингов пролив;
- д) материковый сток пресных вод в арктические моря;
- е) расходы льда и воды через пролив Фрама и проливы Канадского

Архипелага.

Главными внутренними силами, составляющими основной механизм формирования структуры термохалинных полей и течений, являются фазовые переходы, турбулентные, диффузионные и конвективные процессы, адвективные переносы, ковергенция и дивергенция потоков. Исходное распределение температуры и солёности воды, циркуляции вод и льдов, а также предыстория состояния ледяного покрова, являющегося для поверхностного слоя источником и стоком пресных вод при фазовых переходах, составляют начальные условия, которые могут определенное время влиять на последующее состояние гидрологического режима (инерционность гидрологических процессов). Перечисленные аспекты феноменологической модели формирования и динамики поверхностного слоя океана, покрытого льдом, послужили своего рода методическим руководством при анализе изменения температуры и солёности воды арктического поверхностного слоя в 2007–2009 гг.

Чтобы понять причины экстремальных изменений термохалинного состояния поверхностного слоя в летний период 2007 г., обратимся вначале к тем исходным условиям ледово-гидрологического режима, которые сложились к весне 2007 г. Формирование ледовых условий в осенний период 2006 г. и зимний период 2007 г. проходило на фоне позднего начала ледообразования и малой остаточной ледовитости в арктических морях. Особенности макроциркуляции атмосферы в полярной области привели к преобладанию дрейфа выносного характера из морей российского сектора Арктики с дальнейшим выносом льдов через приполюсный район в Гренландское море. В российских арктических морях и море Бофорта преобладали однолетние льды. Основной массив старых льдов был смещен в канадский сектор Арктики (*Обзор 2007, 2008*). Позднее начало ледообразования в осенний период 2006 г. и положительные аномалии температуры воздуха по арктическому побережью в зимний период 2007 г. привели к медленному нарастанию толщины льда и формированию отрицательных аномалий толщины льда в морях российской Арктики (*Обзор 2007, 2008*). Состояние поверхностного слоя было следующим. В Евразийском суббассейне преобладали положительные аномалии солёности, а в Американо-Арктическом – отрицательные. На рис. 1 приведены карты распределения поверхностной солёности и ее аномалии по отношению к среднеклиматической величине в январе–мае 2007 г., построенная по данным наблюдений ИТР, Барнео-Палэкс и а/л «Россия». Карты температуры воды и аномалии не приводятся, поскольку в зимний период температура воды в поверхностном слое близка к температуре замерзания при данной величине солёности. Анализ причин образования к концу зимы зоны повышенной солёности в Евразийском суббассейне показывает следующее. По данным анализа, выполненного в (*Обзор-2007, 2008*), в западносибирском климатическом районе зимой 2007 г. наблюдались положительные аномалии температуры воздуха и отрицательные аномалии толщины льда в Карском и Лаптевых морях. Эти обстоятельства могли привести только к дефициту соли в поверхностном слое в этом районе, но не к увеличению солёности. Поэтому в качестве главного фактора, повлиявшего на формирование положительной аномалии поверхностной солёности в этом районе, можно назвать интенсивное поступление соленых атлантических вод в Арктический бассейн (*Polyakov et al., 2005*), верхняя граница которых в этот период значительно поднялась вверх и приблизилась

на 20–40 м к поверхностному слою. Что касается Американо-Азиатского суббассейна, то здесь, как видно из карты на рис. 1, в конце зимы в достаточно протяженной зоне от хребта Ломоносова до моря Бофорта наблюдались отрицательные аномалии солёности от 0 до 3 ‰. Если предположить, что дефицит солей связан с тем, что толщина льда в конце зимы оказалась на 30–35 см меньше климатической и, следовательно, при ледообразовании в подледный слой поступило меньше соли, то солёность поверхностного слоя была бы меньше климатической примерно на 0,5 промилль. Однако наблюдавшийся дефицит солёности трудно объяснить только недостаточным нарастанием льда за зимний период. Вторым фактором, который повлиял на распреснение поверхностного слоя в этом районе, вероятно, было интенсивное таяние льда летом 2006 г. в море Бофорта. По оценкам, приведенным в (*сайт ААНИИ*), ледовитость моря Бофорта в октябре 2006 г. была меньше таковой в октябре 2007 г., что может служить косвенным показателем значительного распреснения моря за счет таяния льда. По нашему мнению, летнее таяние льдов в море Бофорта в 2006 г. и недостаточное нарастание льда к концу зимы являются главными факторами, повлиявшими на формирование отрицательной аномалии поверхностной солёности в январе–мае 2007 г. в центральной части Канадской котловины. Вот такими были начальные поля солёности поверхностного слоя и распределение толщин льда в Арктическом бассейне и арктических морях.

Переходя теперь к главному предмету изложения, прежде всего подчеркнем, что в 2007 г., в весенне-летний период, океанологические процессы в СЛО протекали по схеме, значительно отличающейся от средней климатической. Вначале, величины температуры, измеренные в поверхностном слое в южной части котловины Подводников экспедицией «ТрансАрктика–2007» на а/л «Россия» 5 июня 2007 г., мало отличались от среднесезонных значений (таблица 1). Но уже во второй половине июня появились признаки аномального развития гидрологических процессов в СЛО. 15 июня на дрейфующей станции «Ледовый лагерь–2007» на горизонте 5 м температура воды была равной $-1,42^{\circ}\text{C}$, это значение близко, например, к летнему пику сезонного хода СП–22 (1980 г.). Самая высокая за весь исторический период наблюдений в Арктическом бассейне температура $+4,15^{\circ}\text{C}$ на горизонте 5 м (при средней климатической величине $-1,5^{\circ}\text{C}$) была измерена 31 августа экспедицией на НЭС «Академик Федоров» в южной части хребта Менделеева (таблица 1). Еще более удивительной оказалась регистрация 21 сентября в поверхностном слое экспедицией на НИС «Виктор Буйницкий» больших положительных температур воды, до $+2,38^{\circ}\text{C}$, и малых величин солёности воды, до 27,77 ‰, (таблица 1), ранее никогда здесь не наблюдавшихся вообще и тем более в конце сентября! Ведь по наблюдениям прошлых лет, дата прекращения таяния льда на широтах около 80° приходится на 22 августа, а после 18 сентября уже устанавливаются зимние процессы (*Головин и др., 1993*). Анализ весенне-летнего периода 2007 г. показал, что в районе котловины Подводников продолжительность периодов накопления тепла и распреснения за счет таяния льда в поверхностном слое на широте 80° составила не менее 3 месяцев, сезонные изменения для температуры воды летом 2007 г. составили около $4,0^{\circ}\text{C}$, что в 15–20 раз больше средних значений для этого района, а сезонные изменения солёности оказались равными 2,0–2,5 ‰, что в 5 раз больше средних значений изменчивости для этого района. Таким образом, в Американо-Азиатском суббассейне весенние процессы начались раньше климатических сроков, и окончание летних процессов сдвинулось на более поздние сроки.

В результате, к концу гидрологического лета в 2007 г. сформировалось уникальное тепловое и солёностное состояние поверхностного слоя океана. Для ана-

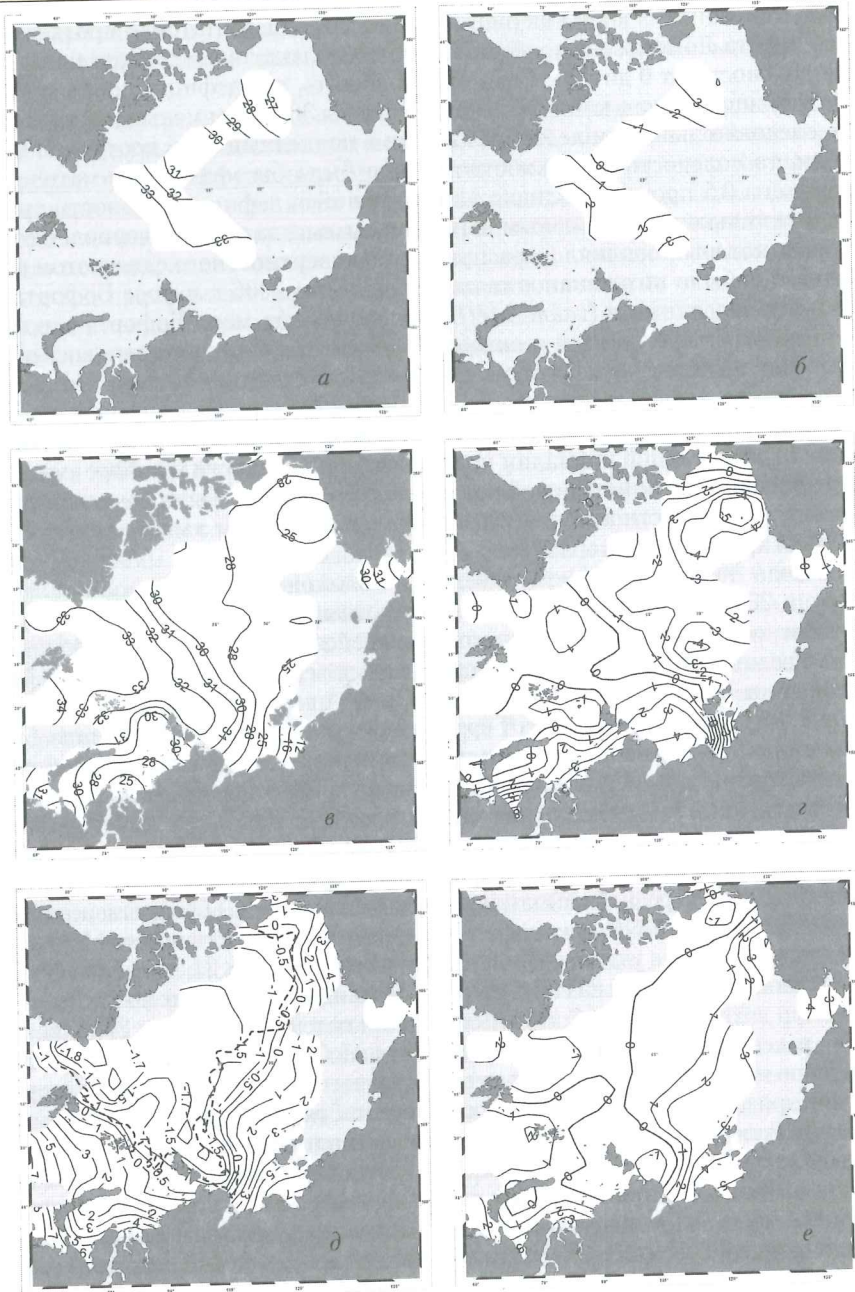


Рис. 1. Распределение средней в слое 5–10 м солёности воды (а) и ее аномалии (б) зимой (январь–апрель) 2007 г., летней солёности воды (в) и ее аномалии (г) и летней температуры воды (д) и ее аномалии (е) в 2007 г. относительно ряда 1950–1989 гг. Пунктирной линией на карте поверхностной температуры (д) отмечено положение кромки льда в сентябре

лиза структуры термохалинных аномалий в Арктическом бассейне и арктических морях были построены карты пространственного распределения температуры и солености и вычислены климатические аномалии температуры и солености по отношению к средним полям для летнего сезона 1950–1989 гг. Так как наибольшие аномалии сформировались в поверхностном слое, то в дальнейшем будут анализироваться средние значения температуры и солености в слое 5–10 м летом 2007 г. и их климатические аномалии. На рис. 1 приведены распределения температуры и солености в поверхностном слое 5–10 м летом 2007 г. и их аномалии по отношению к средним значениям для летнего сезона 1950–1989 гг. (*Joint U.S.-Russian Atlas, 1997, 1998*). Заметим, что поскольку было установлено, что процессы летнего характера в 2007 г. продолжались и в октябре, то для построения карт были использованы данные наблюдений за август–октябрь. Тем более, что именно в этот период было выполнено наибольшее число океанографических наблюдений.

Таблица 1. Сезонная изменчивость температуры и солености на четырех горизонтах по наблюдениям пяти близко расположенных океанографических станций летом 2007 г. Примечание: через косую линию приведены средние значения поверхностной температуры и солености для лета (Атлас Арктики, 1985). Среднее климатическое значение поверхностной температуры и солености для лета наиболее близко отражает поле температуры и солености на горизонте 5 м в августе

Горизонт, м		05.06. 2007 а/л «Россия»	15.06. 2007 Ледовый лагерь-2007	10.07. 2007 Ледовый лагерь-2007	31.08. 2007 НЭС «Ак. Федоров»	21.09. 2007, НИС «В. Буйницкий»
		168.5E 81.3N	169.8 E 81.1 N	170.4 E 82.1 N	173.4E 76.6N	142.5E 79.8N
5	температура	-1,52/-1,6	-1,42/-1,6	-1,38/-1,6	4,15/-1,5	2,32/-1,6
	соленость	–	28,06/30,25	27,52/30,25	27,20/29,75	27,77/30,20
10	температура	-1,47	-1,44	-1,38	1,64	2,38
	соленость	–	28,10	27,52	29,20	27,95
25	температура	-1,51	-1,52	-1,48	-1,38	-1,41
	соленость	–	28,40	28,63	31,73	33,03
50	температура	-1,63	-1,59	-1,55	-1,57	-1,78
	соленость	–	32,70	32,23	32,25	33,84

Географическое распределение аномалии летней поверхностной солености 2007 г. показано на рис. 1. Прежде всего, обращает на себя внимание большой контраст аномалий между Евразийским и Амеразийским суббассейнами. В поверхностном слое Амеразийского суббассейна летом 2007 г. наблюдались экстремально высокие температуры воды и сформировались большие положительные аномалии, достигавшие +3 °С (рис. 1). Площадь, занятая водами с температурой выше -1,0 °С, была почти в 2 раза больше климатической. В центральной части Евразийского суббассейна температура воды в поверхностном слое была близка к средней климатической, величины аномалий находились в пределах от -0,5 °С до +0,5 °С. Но в северных частях Баренцева и Карского морей температура поверхностного слоя была больше среднемноголетней с аномалиями до +2 °С, в восточной части моря Лаптевых положительные аномалии в слое 5–10 м достигали величины от +2 до +5 °С.

Структура распределения поверхностной солености воды отличалась наличием экстремумов. В Амеразийском суббассейне летом 2007 г. выделялись две обширные области с большими отрицательными аномалиями (распределение поверхностного слоя) от -4 ‰ до -6 ‰. Первая область располагалась в южной части котловины Подводников и прилегающей части сибирского шельфа с центром

80° с.ш. и 160° в.д. Вторая – располагалась в Канадской котловине. Исключение составляли две небольшие зоны с положительной аномалией солености. Первая зона располагалась в юго-восточной части Чукотского моря, и осолонение было связано с более интенсивным поступлением через Берингов пролив относительно соленых вод тихоокеанского происхождения (*Woodgate et al., 2010*). Вторая зона располагалась в юго-восточной части моря Бофорта и прилегающем заливе Амундсена. Образовалась эта зона положительной аномалии солености вследствие того, что ареал распространения пресных вод реки Макензи был смещен к западу.

На большей части Евразийского суббассейна, напротив, наблюдалось осолонение поверхностного слоя, причем в центральной части суббассейна положительные аномалии достигали 2 ‰, а в центральной части моря Лаптевых – до +6 ‰. Зона положительных аномалий солености располагалась от пролива Фрама до моря Лаптевых, и образовалась она, прежде всего, за счет влияния подстилающих вод атлантического происхождения (так называемый «след атлантических вод»). В юго-восточной части моря Лаптевых, в результате смещения потока речных вод в восточном направлении, образовалась небольшая зона отрицательных аномалий солености. Зона отрицательных аномалий в северо-западной части Карского моря сформировалась за счет интенсивного таяния льда и выносного потока из Карского моря в сентябре 2007 г. в Арктический бассейн (*Обзор 2007, 2008*).

Характеристики перемешанного слоя и устойчивость стратификации в верхнем халоклине летом 2007 г.

Для анализа состояния верхнего перемешанного слоя в летний период 2007 г. были выполнены расчеты средней температуры, средней солености, толщин перемешанного слоя и частот Вьяйсяля-Брента, а также построены поля этих характеристик (рис. 2). Прежде всего, обращает на себя внимание различие характеристик в Евразийском и Амеразийском суббассейнах. Рассмотрим распределение характеристик поверхностного слоя отдельно в каждом суббассейне и прилегающих к ним арктических морях.

Летом 2007 г. в районе между Землей Франца-Иосифа и Северной Землей перемешанный слой был развит слабо и, в среднем, толщина его была равна 6 м, только у западных берегов Северной Земли толщина слоя достигала 11–13 м. Пикноклин здесь поднимался до горизонта 8–20 м. Средняя температура перемешанного слоя составляла -1,7 °С, а у берегов Северной Земли – около 0 °С. Средняя соленость менялась в пределах 32,8–33,8 ‰, при этом соленость у берегов Северной Земли была меньше и изменялась от 30,5 до 31,9 ‰. В этом районе в 2007 г. наблюдалось осолонение верхнего слоя, поэтому значения устойчивости здесь были не очень большие и в среднем равнялись 0,067 с⁻¹. По сравнению с характерными величинами частот Вьяйсяля-Брента, приведенными в работе (*Полухин, Талипова и др., 2003*), рассчитанные нами непосредственно по STD-данным частоты для Карского моря оказались на 0,03 с⁻¹ больше. Заметим, что в работе (*Полухин, Талипова и др., 2003*) в качестве исходных данных использовались гидрологические данные атласов NOAA и ААНИИ с крупной пространственной сеткой. Поэтому полученные нами более высокие оценки частоты Вьяйсяля-Брента характеризуют синоптический масштаб изменчивости параметра устойчивости, а не климатический, каковой приведен в работе (*Полухин, Талипова и др., 2003*).

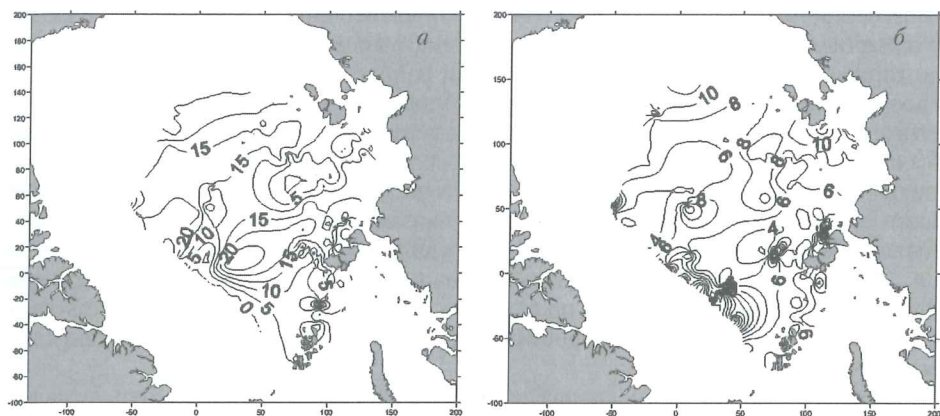


Рис. 2. Пространственное распределение толщины перемешанного слоя (а) и частот Вэйсяля-Брента (б) в августе – сентябре 2007 г. Значения частот Вэйсяля-Брента увеличены в 100 раз (адаптировано из (Тимохов, Чернявская, 2009))

В районе Северного полюса перемешанный слой отсутствовал, пикноклин был расположен близко к поверхности на глубинах 2–5 м. Средняя температура в перемешанном слое изменялась от $-0,4$ до $-1,3$ °С, а средняя соленость – от 24 до 29,5‰. Устойчивость слоев воды здесь была довольно большая, величина частоты Вэйсяля-Брента достигала $0,13$ с⁻¹.

В районе между северным полюсом и Землей Франца-Иосифа перемешанный слой также практически отсутствовал и лишь вблизи островов он достигал толщины 4 м. В этом районе, в направлении с севера на юг, пикноклин заглублялся с 2–4 м до 5 м, при этом устойчивость значительно уменьшалась (с $0,2$ с⁻¹ до $0,045$ с⁻¹), что было связано с увеличением средней солености от 22 до 33,5‰ и средней температуры с $-1,5$ до $-0,6$ °С.

Отметим, что в целом, для центральной части АБ среднее значение частоты Вэйсяля-Брента получилось равным $0,09$ с⁻¹, что на $0,06$ больше значения приведенного в (Полухин, Талитова и др., 2003).

В западной части моря Лаптевых, вблизи Северной Земли, перемешанный слой был хорошо развит, и толщина его была равна в среднем 17 м, а на некоторых станциях толщина слоя была более 30 м. Пикноклин находился на глубинах в пределах 17–40 м. Значение частоты Вэйсяля-Брента составляло порядка $0,05$ с⁻¹. Средняя температура перемешанного слоя в этом районе была отрицательной и изменялась в пределах от $-1,6$ до $-1,7$ °С, а средняя соленость – от 32 до 33‰. На востоке моря Лаптевых перемешанный слой присутствовал лишь на отдельных станциях, в то время как слой пикноклина располагался на глубине 14–20 м. Средняя температура была положительной и менялась в пределах от 0 °С до $+3$ °С, а средняя соленость – от 27 до 32‰ и возрастала от шельфовой зоны в сторону глубокого океана. Устойчивость здесь была равна $0,075$ с⁻¹; эта величина практически совпадает с оценкой, приведенной в (Полухин, Талитова и др., 2003).

В северо-западной части Восточно-Сибирского моря толщина перемешанного слоя составляла 14–17 м, пикноклин располагался на глубине 18–30 м, при этом частота Вэйсяля-Брента была равна в среднем $0,077$ с⁻¹. Средняя температура перемешанного слоя менялась в пределах от $+0,3$ до $+2,0$ °С, а средняя соленость – от 26 до 30‰.

В северо-восточной части Восточно-Сибирского моря толщина перемешанного слоя была значительно меньше, в среднем 6 м, и пикноклин здесь поднимался до горизонта 6–10 м, что случается в этом районе очень редко. Устойчивость в слое пикноклина при этом возросла почти в два раза, частота Вяйсяля-Брента достигала $0,11 \text{ с}^{-1}$. Средняя температура перемешанного слоя в этом районе также была положительна и достигала на некоторых станциях $+4^\circ\text{C}$. Средняя соленость не превышала 27,2 ‰. В среднем, для Восточно-Сибирского моря рассчитанные нами значения частоты Вяйсяля-Брента оказались несколько большими, приблизительно на $0,036 \text{ с}^{-1}$, по сравнению с приведенными в (Полухин, Талипова и др., 2003). Причиной больших значений параметра устойчивости являются два фактора: расчеты выполнялись по данным синоптической съемки и в рассматриваемый период степень стратифицированности верхнего слоя была больше климатической.

В районе котловины Макарова толщина перемешанного слоя уменьшалась с запада на восток от 16–20 м до 9 м. При этом наблюдалось поднятие пикноклина с глубин 21–27 м до 12–20 м, которое сопровождалось трехкратным уменьшением устойчивости в слое пикноклина с $0,14 \text{ с}^{-1}$ до $0,045 \text{ с}^{-1}$. Средняя температура перемешанного слоя несколько повысилась (от $-1,5$ до $-1,4^\circ\text{C}$), так же как и средняя соленость, которая в западной части котловины была равна 28,5–29,3 ‰, а в восточной – 28,9–32,9 ‰.

Причины формирования аномалий в 2007 г.

Что способствовало формированию аномалий гидрологических характеристик летом 2007 г. в Арктике? Несомненно, что одной из основных причин формирования наблюдавшихся аномалий в поверхностном слое СЛО стал уникальный режим атмосферной циркуляции. Начиная с весны, в этом регионе преобладали ветры южной составляющей и наблюдались большие положительные аномалии температуры воздуха, достигавшие в августе $+8^\circ\text{C}$. На рис. 3 приведена карта средних за август скоростей и направлений ветра и величины тепловых потоков к поверхности океана. Подобная картина наблюдалась в июне, июле и сентябре. Из рис. 3 видно, что области наибольших значений потоков тепла из атмосферы к поверхности океана располагались в Чукотском и Восточно-Сибирском морях.

Здесь же наблюдались ветры южных направлений. Потоки тепла и воздействие ветров вызвали интенсивное таяние, разрушение льда и быстрое отступление кромки льдов на север. В тихоокеанской части СЛО ото льда освободилась огромная акватория, ранее всегда покрытая дрейфующим льдом. В конце сентября граница ледяного покрова отодвинулась далеко на север, в отдельных местах достигая широты 87° . Образование огромной акватории, свободной ото льда, способствовало значительноному прогреву поверхностного слоя воды.

Атмосферное воздействие летом 2007 г. было главным, но не единственным фактором, ответственным за уникальную ледовую ситуацию. Быстрому таянию ледяного покрова способствовало и то обстоятельство, что в последние годы толщина льда в СЛО была значительно меньше среднеклиматической. На интенсификацию выноса льдов из морей Чукотского, Восточно-Сибирского и Бофорта оказало влияние положение антициклонического круговорота вод в восточной части Арктического бассейна. В последние годы антициклонический круговорот сместился к югу от центра Канадской котловины, а интенсив-

ность его выросла, что способствовало ускорению выноса льда по периферии антициклонического круговорота в сторону островов Канадского архипелага (Обзор, 2008).

Что касается образования положительных аномалий солености в поверхностном слое на севере Баренцева и Карского морей и прилегающей части Евразийского суббассейна, то вероятной причиной их образования является влияние атлантических вод. Заметим, что эту часть поверхностного слоя с большими значениями солености часто называют «следом атлантических вод», подчеркивая главную роль атлантических вод в осолонении поверхностного слоя в этом районе.

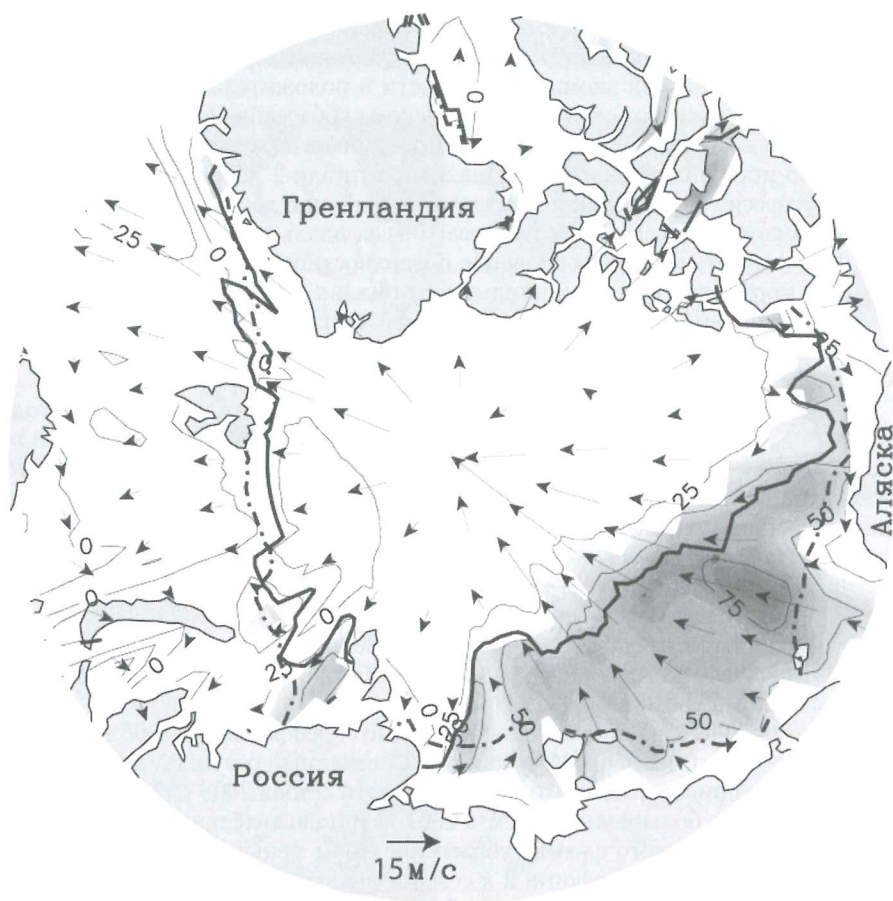


Рис.3. Атмосферная циркуляция (векторы, м/с) и потоки тепла из атмосферы в океан (изолинии области с потоками свыше 25 Вт/м^2 выделены тенью) в августе 2007.

Кромка льда, зарегистрированная в августе 2007, показана жирной линией, среднеклиматическое положение августовской кромки льда показано штрих-пунктирной линией (Фролов и др., 2009)

Тенденции изменений поверхностной температуры и солёности воды в 2008 и 2009 гг.

Особенности распределения температуры и солёности воды в поверхностном слое в 2008–2009 гг. сформировались под воздействием, прежде всего, метеорологических и ледовых процессов, но также определенное влияние оказали предшествующие гидрологические и ледовые процессы.

Летние процессы в 2008 г. начинались на фоне положительных аномалий температуры воздуха в Арктике, преобладания однолетних льдов в западном и восточном районах российского сектора Арктики, интенсивного очищения ото льда, прежде всего, за счет таяния льда в крайних западных (Баренцево и Карское) и восточных морях (Бофорта и Чукотское) (*Обзор 2008, 2009*). Совместное воздействие тепловых и динамических факторов, фазовых переходов и нагрева воды на свободных ото льда акваториях привели к формированию летом 2008 г. большой зоны отрицательной аномалии солёности и положительной аномалии температуры поверхностного слоя в Американо-Северном суббассейне (рис. 4). При этом в море Бофорта, в южной части котловины Подводников и западной части Восточно-Сибирского моря положительные аномалии достигали 2 °С. Отрицательные аномалии (распределение) солёности в отдельных районах достигали –2 ‰ (рис. 4). В Евразийском суббассейне, от пролива Фрама вдоль материкового склона до моря Лаптевых, отмечалось осолонение поверхностного слоя. При этом в северной части моря Лаптевых отрицательные аномалии солёности достигали –2 ‰. Поверхностная температура воды на большей части Евразийского суббассейна была в пределах нормы. Но в районе пролива Фрама отмечалась отрицательная аномалия температуры воды.

В чем проявилось отличие летних процессов 2008 г. от предыдущего года? Аномалии температуры воздуха весной, летом и осенью 2008 г. всюду были положительными, за исключением Аляскинского климатического района, где летом и осенью наблюдались слабые отрицательные аномалии. Но величины аномалий температуры воздуха были на 1–3 °С меньше, чем в 2007 г. Только в Канадском климатическом районе весной, летом и осенью положительные аномалии температуры воздуха были на 0,1–1,9 °С больше таковых 2007 года (*Обзор 2008, 2009*). Следовательно, тепловое воздействие атмосферы на лед и поверхностный слой большей части океана в весенне-летний период 2008 г. было слабее, чем в 2007 г. Отличалась и циркуляция вод и льдов. Скорость выносного дрейфа льда в Американо-Северном суббассейне была в августе–сентябре 2008 г. почти в два раза меньше, чем в 2007 г. И направление выносного дрейфа льда в 2008 г. было менее благоприятным, чем в предыдущий год. Совместный результат действия этих двух факторов привел к тому, что к концу летнего сезона 2008 г. в Американо-Северном суббассейне было больше льдов, чем в 2007 г., и положительные аномалии температуры поверхностного слоя в суббассейне были меньше по величине, за исключением района моря Бофорта и к северо-западу от него, где положительные аномалии поверхностной температуры были больше по величине. Распределение поверхностного слоя в Американо-Северном суббассейне также было меньше, чем в 2007 г., за исключением моря Бофорта и прилегающей зоны, где в 2008 г. отрицательная аномалия солёности была несколько больше по величине, чем в 2007 г. В Евразийском суббассейне кардинальных изменений в поверхностном слое не произошло. Температура воды поверхностного слоя в летний период 2008 г. была близка к таковой 2007 г. Сохранилась также небольшая положительная аномалия солёности в котловине Нансена, от пролива Фрама до моря Лаптевых, а в море

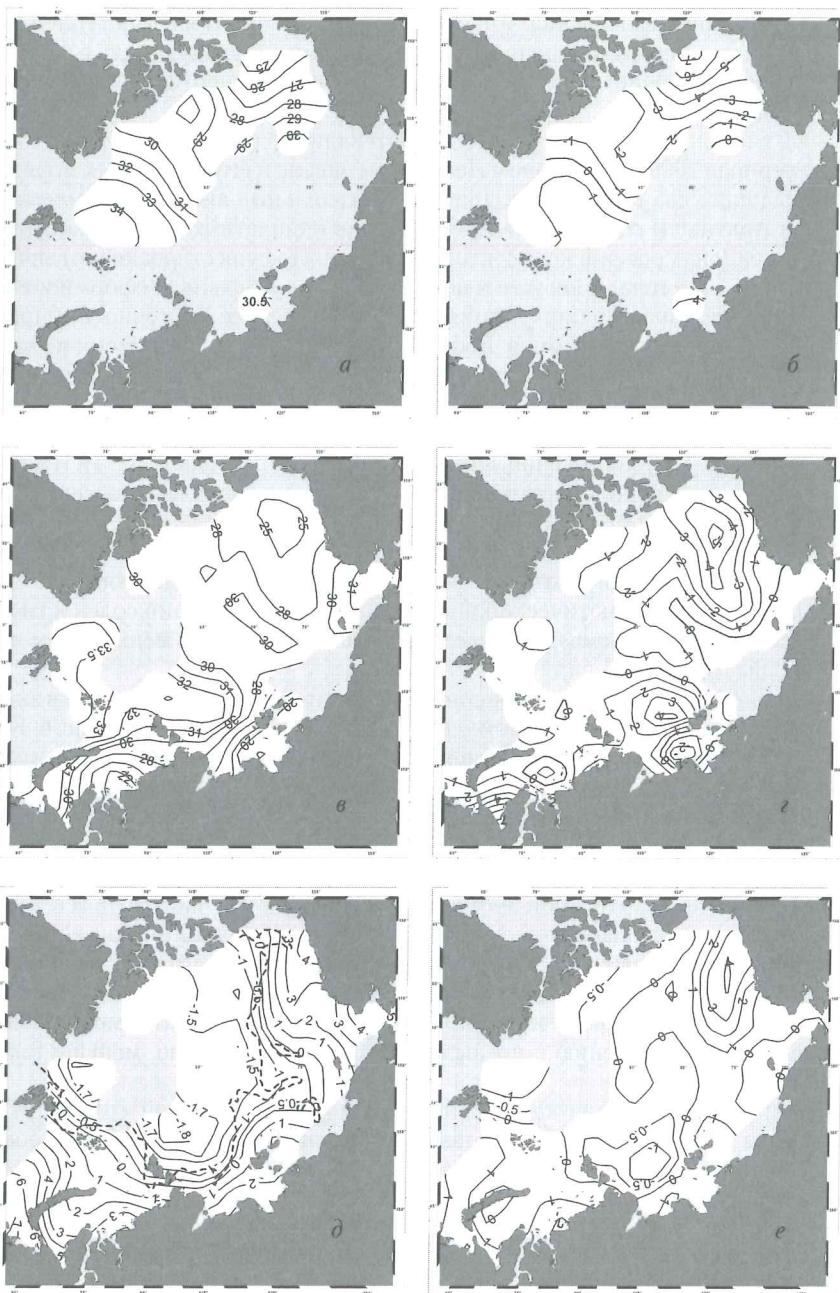


Рис. 4. Распределение средней в слое 5–10 м солёности воды (а) и ее аномалии (б) зимой (январь–апрель) 2008 г., солёности воды (в) и ее аномалии (з) летом и температуры воды (д) и ее аномалии (е) летом в 2008 г. относительно ряда 1950–1989 гг. Пунктирной линией на карте поверхностной температуры (д) отмечено положение кромки льда в сентябре

Лаптевых положительная аномалия солености сместилась в северо-восточном направлении, локализовавшись в районе хребта Ломоносова. Поступление атлантических вод, вероятно, продолжало играть доминирующую роль в формировании полей характеристик поверхностного слоя на большей части Евразийского суббассейна.

В 2009 г. океанологические процессы протекали следующим образом. К началу летнего периода 2009 г. в Северном Ледовитом океане и его окраинных морях, как и в предыдущие два года, наблюдались положительные аномалии температуры воздуха в Арктике и сохранялось преобладание однолетних льдов в западном и восточном районах российского сектора Арктики. Но существовали и отличия от предыдущего 2008 года. В августе в поле скорости дрейфа льда сформировалась обширная циклоническая циркуляция с центром севернее Восточно-Сибирского моря. А в восточной части моря Бофорта наблюдалась антициклоническая завихренность, определившая динамику льда и свободного от него поверхностного слоя воды (*Обзор 2009, 2010*). Под влиянием последней, в августе и сентябре 2009 г. наблюдалось поступление льда в море Бофорта из канадского сектора и образование зоны отрицательной аномалии температуры воды (рис. 5). На открытой воде лед интенсивно таял, что привело к распреснению поверхностного слоя и формированию отрицательной аномалии поверхностной солености летом 2009 г. в этом районе, но величина этой аномалии была меньше, чем в 2007 и 2008 гг. На остальной части Американо-Евразийского суббассейна температура воды поверхностного слоя была близка к климатической и несколько ниже. Аномалии солености были в суббассейне отрицательными, но величины аномалий были меньше, чем в предыдущие два года.

Для анализа межгодовых изменений солености поверхностного слоя в зимний период были построены карты аномалий солености, приведенные на рис. 6. Карты аномалий температуры поверхностного слоя не приводятся, поскольку в зимний период она варьируется в очень незначительных пределах и определяется температурой замерзания при наблюдающейся солености.

Как видно из сопоставления карт зимних аномалий солености, поверхностный слой Евразийского суббассейна был аномально соленым в 2007 г. В последующие годы величина положительной аномалии солености в той части суббассейна, где производились наблюдения, уменьшилась. В Американо-Евразийском суббассейне самые большие отрицательные аномалии солености поверхностного слоя наблюдались зимой 2007–2008 гг. Зимой 2008–2009 гг. площадь зоны отрицательных аномалий солености была больше, чем в 2007 г. Но величины отрицательных аномалий были меньше по сравнению с предыдущей зимой и, вероятно, меньше таковых зимой 2006–2007 гг.

Сравнительный анализ карт распределения поверхностной солености и ее аномалий в летний период с картами аномалий поверхностной солености в зимний период (рис. 6) позволяет сделать следующие выводы. Экстремальное распреснение поверхностного слоя летом 2007 г. на большей части акватории Американо-Евразийского суббассейна отразилось на увеличении отрицательной аномалии солености от зимы 2006/2007 (или кратко «зима 2007») к зиме 2008 (рис. 6). Соленость в районе моря Бофорта уменьшалась на 1–2 промили. Вместе с тем, несмотря на значительные отрицательные аномалии солености в этом районе летом 2008 г., соленость воды зимой 2009 г. несколько увеличилась, но знак аномалии сохранился.

Тенденции изменения температуры и солености поверхностного слоя наглядно демонстрируют кривые их сезонной изменчивости на рис. 7, построенные для квад-

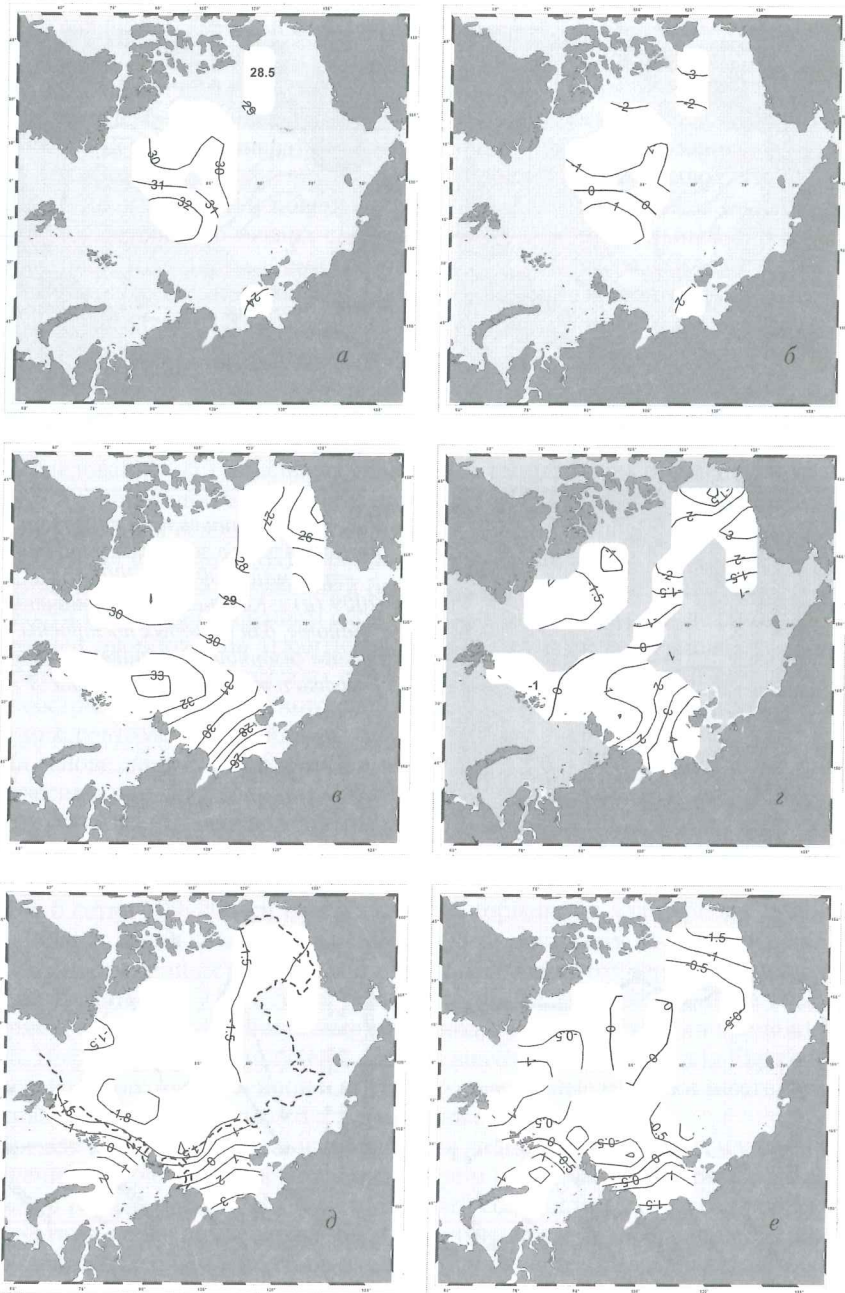


Рис. 5. Распределение средней в слое 5–10 м солёности воды (а) и ее аномалии (б) зимой (январь–апрель) 2009 г., солёности воды (в) и ее аномалии (г) летом и температуры воды (д) и ее аномалии (е) летом в 2009 г. относительно ряда 1950–1989 гг. Пунктирной линией на карте поверхностной температуры (д) отмечено положение кромки льда в сентябре

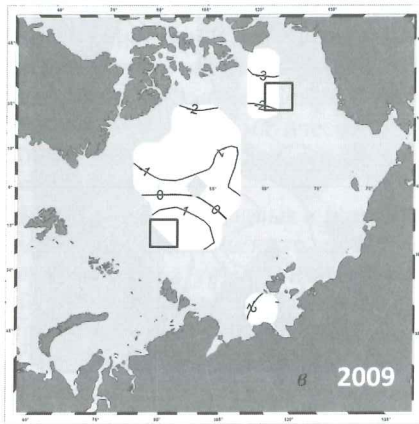
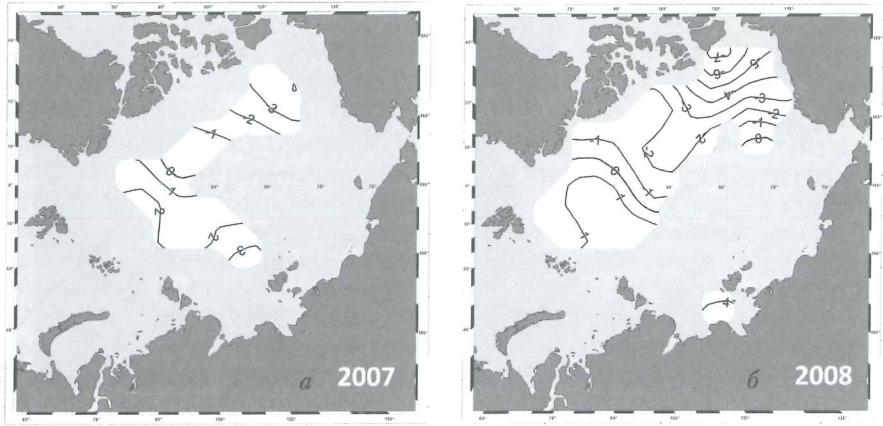


Рис. 6. Аномалии солености поверхностного слоя в зимний период (январь–май) 2007 (а), 2008 (б) и 2009 (в) г. Квадратами обозначены районы, для которых построены кривые сезонной изменчивости солености и температуры на рис. 7

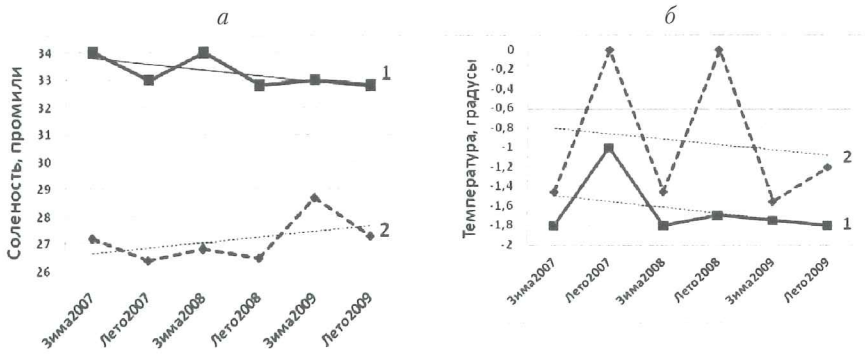


Рис. 7. Графики сезонной изменчивости солености (а) и температуры (б) поверхностного слоя и их тренды в квадратах к северу от Земли Франца-Иосифа (1) и в Канадской котловине (2), положение которых указано на рис. 6

рата к северу от Земли Франца и квадрата в Канадской котловине (положение их указано на рис. 6), как районов, наиболее ярко отражающих главные черты изменений состояния поверхностного слоя в 2007–2009 гг. В Евразийском суббассейне, к северу от ЗФИ, отчетливо видна тенденция к уменьшению величины солёности, в то время как в Американо-Азиатском суббассейне наблюдается ее увеличение. Амплитуда сезонных изменений температуры воды в обоих суббассейнах уменьшается.

Таким образом, выполненный анализ позволяет сделать вывод, что аномалии температуры и солёности поверхностного слоя летом 2007 г. на большей части Северного Ледовитого океана следует отнести к экстремальным аномалиям. В последующие годы знаки аномалий в Евразийском и Американо-Азиатском суббассейнах в целом сохранялись, но происходила трансформация их зон, а также изменялась величина аномалий. Макромасштабный контраст солёности воды в поверхностном слое между суббассейнами уменьшался. Из проведенного анализа можно предположить, что после аномального состояния летом 2007 г. термохалинная структура поверхностного слоя в 2008 и 2009 гг. имела тенденцию возврата к среднему климатическому состоянию.

Исследование экстремальных изменений температуры и солёности воды арктического поверхностного слоя в период МПГ 2007/2008 гг. будет неполным, если не коснуться важного вопроса о том, в каком отношении состояние поверхностного слоя в период МПГ находилось по отношению к предыдущим годам и десятилетиям. С этой целью нами был выполнен анализ изменчивости средней солёности и толщины верхнего слоя (от нижней поверхности ледяного покрова до верхней границы слоя атлантических вод) для зимнего периода отдельно для Евразийского и Американо-Азиатского суббассейнов, поскольку главными особенностями состояния поверхностного слоя в 2007–2009 гг. были контрасты солёности воды между этими суббассейнами.

На основе данных наблюдений в зимний период с 1950 по 1993 гг. был составлен массив данных в квадратах 200×200 км. В те квадраты, где данные наблюдений отсутствовали, были помещены реконструированные величины температуры и солёности на стандартных горизонтах (*Покровский, Тимохов, 2002*). В результате была получена гибридная база данных температуры и солёности в узлах регулярной сетки 200×200 км на стандартных горизонтах для периода 1950–1993, 2007–2008 гг. Поля солёности за 1994–2006 гг. построить не удалось в силу малочисленности данных наблюдений в зимний сезон в этот период. Используя полученные данные, в узлах сетки были рассчитаны средние значения солёности поверхностного слоя 5–50 м в зимний период, которые составили временной ряд полей. После этого были получены средние значения солёности для Евразийского и Американо-Азиатского суббассейнов и построены временные графики межгодовой изменчивости средней солёности и их линейные тренды (рис. 8).

Прежде всего, из приведенных графиков видно, что амплитуда максимальных изменений средней солёности в Евразийском суббассейне в полтора раза больше, чем в Американо-Азиатском. Но если от средней солёности в суббассейне перейти к количеству солей в нем в слое 5–50 м, то, учитывая, что площадь Американо-Азиатского суббассейна более чем в полтора раза больше площади Евразийского суббассейна, получаем примерно одинаковые вариации общего содержания солей в поверхностном слое обоих суббассейнов.

Для периодов 1950–1993 гг. линейные тренды положительные в суббассейнах, т.е. интегрально наблюдалось осолонение поверхностного слоя. Вместе с тем, выделяются два периода в Евразийском суббассейне с отрицательным трендом в 1958–1979 гг. и положительным в 1979–1993 гг. и два периода в Американо-Азиатском

суббассейне с антисимметричными трендами – положительный в 1960–1982 и отрицательный 1982–1993 гг. (рис. 8).

Статистический анализ средних соленостей в суббассейнах позволил установить следующие связи. Изменение солености в Евразийском суббассейне происходит через год после изменений таковой в Амеразийском суббассейне с положительным коэффициентом корреляции 0,31. На наш взгляд, эта статистическая связь является следствием транспорта значительной части поверхностных вод из Амеразийского в Евразийский суббассейн.

Второй значимый отрицательный коэффициент корреляции $-0,32$ был получен с обратным сдвигом в два года, и означает, что увеличение (уменьшение) солености в Евразийском суббассейне через два года сопряжено с уменьшением (увеличением) солености поверхностного слоя в Амеразийском суббассейне. Этот механизм реакции суббассейнов может быть объяснен влиянием следующих процессов. При доминанте антициклонического режима атмосферной циркуляции расширяется площадь антициклонического круговорота, и поверхностная фронтальная зона средней солености смещается на запад от хребта Ломоносова. При этом распресненные воды морей Лаптевых и Восточно-Сибирского поступают непосредственно в восточную часть Евразийского суббассейна, в котловину Амундсена. В результате средняя соленость в Амеразийском суббассейне увеличивается, а в Евразийском суббассейне – уменьшается. В период действия циклонического режима атмосферной циркуляции усиливается влияние атлантических вод на поверхностный слой Евразийского суббассейна, средняя соленость которого увеличивается. Поверхностная фронтальная зона средней солености смещается на восток от хребта Ломоносова. Распресненные воды морей Лаптевых и Восточно-Сибирского распространяются на восток и вместе с водами Чукотского моря вовлекаются в антициклонический круговорот. При этом соленость воды в Канадской котловине и море Бофорта значительно уменьшается. Таким образом, на наш взгляд, формируется оппозиция изменений солености в суббассейнах с запаздыванием в два года в Амеразийском суббассейне.

Выше отмечалось, что от 2007 г. к 2009 г., в целом, в Арктическом бассейне наблюдается тенденция возврата халинного состояния поверхностного слоя к среднему климатическому (см. рис. 7). Вместе с тем обращает на себя внимание следующий важный, по нашему мнению, факт. Если величины средней солености поверхностного слоя 5–50 м в зимний период 2007–2009 гг. в Евразийском суббассейне не превышали таковых начала 90-х годов XX-го века, то в Амеразийском суббассейне в период МПГ величины солености были меньше минимальных 50-х-60-х годов прошлого столетия. Фаза значительного уменьшения солености может трактоваться как индикатор перехода термохалинного состояния поверхностного слоя в другое состояние, без возврата к прежнему климатическому состоя-

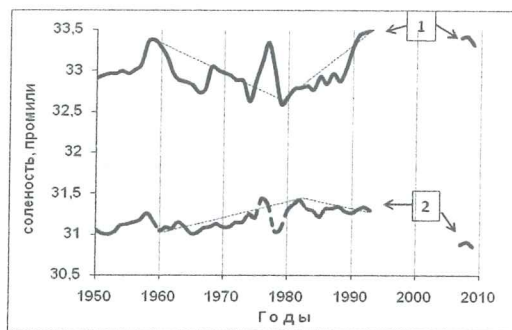


Рис. 8. Межгодовая изменчивость средней солености в поверхностном слое 5–50 м в зимний период в Евразийском (1) и Амеразийском (2) суббассейнах

нию. Продолжение мониторинга СЛО и выполнение численных экспериментов на моделях циркуляции позволят в будущем проверить высказанную гипотезу. Проведенный к настоящему моменту анализ еще не позволяет дать однозначную оценку событий 2007–2009 гг.: мы стали свидетелями нестационарных изменений гидрологического режима СЛО или же произошел квантованный переход состояния морской системы в качественно новое состояние.

Выводы

Получены оценки состояния термохалинной структуры поверхностного слоя Арктического бассейна и арктических морей для 2007–2009 гг. Аномалии температуры и солёности поверхностного слоя летом 2007 г. на большей части Северного Ледовитого океана следует отнести к экстремальным. Главными особенностями состояния поверхностного слоя воды летом 2007 г. были наличие экстремальных (положительных и отрицательных) аномалий температуры и солёности и большая контрастность температуры и солёности между Евразийским и Амеразийским суббассейнами.

Летом 2007 г. хорошо развитый перемешанный слой наблюдался в районе Северной Земли, в северной части моря Лаптевых и в районе котловины Макарова. Среднее значение толщины перемешанного слоя в этих областях Арктического бассейна составляло 15–20 м, что меньше климатических значений на 5–10 м. На остальной акватории бассейна толщина перемешанного слоя была небольшой, или халоклин начинался с поверхности океана. При этом устойчивость в слое пикноклина уменьшалась от полюса в направлении сибирского шельфа и с запада на восток.

В последующие годы величины аномалий гидрологических характеристик уменьшались от 2007 г. к 2009 г. Из этого можно предположить, что термохалинная структура поверхностного слоя после аномальных изменений летом 2007 г. имеет тенденцию к возвращению к среднему климатическому состоянию.

Доминирующим фактором возникновения экстремальных аномалий в поверхностном слое Арктического бассейна и арктических морей явился уникальный режим атмосферной циркуляции весной и летом 2007 г. Формирование аномалий гидрологических характеристик поверхностного слоя в 2008 и 2009 гг. во многом определялось атмосферным воздействием, фазовыми переходами и поверхностной циркуляцией вод.

В результате анализа межгодовой изменчивости солёности поверхностного слоя 5–50 м Евразийского и Амеразийского суббассейнов было установлено, что с 1950 до 1993 гг. в обоих суббассейнах наблюдался положительный тренд, т.е. происходило осолонение поверхностного слоя. Но затем к 2007–2009 гг. произошло значительное уменьшение величины солёности в Амеразийском суббассейне до величин, которые ранее никогда не наблюдались в этом регионе. Можно предположить, что значительные изменения солёности в Амеразийском суббассейне могут рассматриваться как показатель макромасштабной нестационарности морской системы, или как индикатор перехода морской системы в качественно новое ее состояние.

Статья подготовлена с использованием данных, полученных на основе приборной базы НЭС «Академик Федоров», усовершенствованной в рамках темы «Развитие приборной базы и проведение исследований в полярных областях Мирового океана с использованием уникальной установки научно-экспедиционное судно «Академик Федоров» (УСУ НЭС «Академик Федоров»)».

Литература

- Атлас Арктики*. – М.: Изд. ААНИИ и ГУГК. – 1985. – 204 с.
- Головин П.Н., Кочетов С.В., Л.А. Тимохов. Особенности термохалинной структуры разводов летом в арктических льдах // *Океанология*, Т. 33, №6, 1993, С. 833–838.
- Захаров В.Ф. Морские льды в климатической системе. СПб.: Гидрометеиздат, 1996, 213 с.
- Колтышев А.Е., Е.Г. Никифоров, Л.А. Тимохов. Распределение воды деятельного слоя Арктического бассейна и глубоководной части арктических окраинных морей // *Тр. ААНИИ*, 2008, Т. 448, С. 18–28.
- Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане. 2007. Под ред. И.Е. Фролова. Ротапринт ГНЦ РФ ААНИИ, 2008, 80 с.
- Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом Океане 2008. Под ред. И.Е. Фролова. СПб.: ААНИИ, 2009, HYPERLINK «<http://www.aari.ru/main.php>»<http://www.aari.ru/main.php>.
- Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом Океане 2009. Под ред. И.Е. Фролова. СПб.: ААНИИ, 2010, <http://www.aari.ru/main.php>.
- Покровский О.М., Тимохов Л.А. Реконструкция зимних полей температуры и солёности Северного Ледовитого океана // *Океанология*, 2002, Т. 42, №6, С. 822–830.
- Полухин Н.В., Талипова Т.Г. и др. Кинематические характеристики поля высокочастотных внутренних волн в Северном Ледовитом океане // *Океанология*, 2003, Т. 43, №3, С. 356–367.
- Тимохов Л.А., Чернявская Е.А. Особенности состояния поверхностного слоя Арктического бассейна в аномальное лето 2007 г. // *Проблемы Арктики и Антарктики*, №3(83), 2009, С. 19–27.
- Фролов И.Е., Аших 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.
- Carmack E.C. The Arctic Ocean's freshwater budget: sources, storage and export. In E.L. Lewis et al. (eds.), *The Freshwater budget of the Arctic Ocean*, 91–126, 2000. Kluwer Academic Publishers. Printed in the Netherlands.
- 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.
- Polyakov I. V., Beszczynska A., Carmack E.C., Dmitrenko I.A., Fahrbach E., Frolov I.E., Gerdes R., Hansen E., Holfort J., Ivanov V., Jonson M., Karcher M., Kauker F., Morison J., Orvik K., Schauer, U., Smmons H., Skagseth O., Sokolov V., Steel M., Timokhov L., Walsh D., Walsh J.E. One more step toward a warmer Arctic // *Geophys. Res. Lett.*, 32, L17605, doi:10.1029/2005GL0237402005. P. 1–4.
- Dickson R. R., and Coauthors. The Arctic Ocean response to the North Atlantic Oscillation. // *J. Climate*, 2000, 13, P. 2671–2696.
- Woodgate R. A., Weingartner T. and Lindsay R. The 2007 Bering Strait oceanic heat flux and anomalous Arctic sea-ice retreat // *Geophys. Res. Lett.*, 37, L01602, doi:10.1029/2009GL041621, 2010.

The extreme changes of temperature and salinity in the arctic ocean surface layer in 2007–2009

Timokhov L.A.¹, Ashikl.M.¹, Karpy V.Yu.¹, Kassens H.²,
Kirillov S.A.¹, Polyakov I.V.³, Sokolov V.T.¹, Frolov I.E.¹,
Chernyavskaya E.A.¹

1 – Arctic and Antarctic Research Institute, Sankt Petersburg, Russia
2 – Leibniz-Institut fuer Meereswissenschaften, IFM-GEOMAR, Germany
3 – International Arctic Research Center (IARC), USA

Abstract

This paper examines the temperature and salinity patterns and evolution in the surface layer of the Arctic Ocean in 2007–2009 and deals with the factors impacting the extreme changes both in temperature and salinity in 2007. The large areas of positive and negative anomalies in temperature and salinity have been formed over the Arctic Ocean with the apparent frontal barrier area between Eurasian and American basins. The followed years (2008–2009) exhibit the reducing of thermohaline anomalies between the two basins assuming gradually recovering to the initial state.

Considering the mean salinities within 5–50 m depth one can claim that the positive linear trend is evident both in Eurasian and American basins since 1950 to 1993 while the intensive freshening was observed in American basin in 2007–2009. We intend that these changes in salinity can be assumed as the signature of non-stationary nature of all Arctic marine environments.