

ДИНАМИЧЕСКАЯ ТОПОГРАФИЯ ОКЕАНА И ПОВЕРХНОСТНАЯ ГЕОСТРОФИЧЕСКАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ В АРКТИЧЕСКОМ БАССЕЙНЕ В ПЕРИОД 2007–2011 гг.

*д-р физ.-мат. наук Л.А.ТИМОХОВ, ст. науч. сотр. Н.В.ЛЕБЕДЕВ,
ст. науч. сотр. В.Ю.КАРПИЙ, д-р. геогр. наук Е.Г.НИКИФОРОВ*

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: ltim@aari.nw.ru

В работе исследуется пространственно-временная структура полей динамических высот и динамической топографии в Арктическом бассейне в период экстремальных изменений 2007–2011 гг. в Арктике. Установлены тенденция роста аномалии динамических высот в центре купола в Канадской котловине и смещение положения центра купола в западном направлении. Описываются особенности динамической топографии океана на основании пространственного распределения аномалий динамических высот, и обсуждаются возможные причины их изменения. Приводятся оценки геострофических скоростей течения на поверхности океана и сравниваются с известными оценками скоростей постоянных течений и средними модулями скоростей дрейфа льда. Выделен сезонный ход средней величины модуля скорости геострофического течения с максимумом зимой и минимумом летом.

Ключевые слова: Арктический бассейн, динамическая топография океана, динамические высоты, геострофическая циркуляция, модули скорости геострофического течения.

ВВЕДЕНИЕ

Динамическая топография океана (ДТО), представляющая собой отклонение поверхности океана от уровня геоида, является важным показателем состояния океана, поскольку горизонтальный градиент ДТО определяет поверхностную геострофическую циркуляцию.

В период спутниковых наблюдений представления о ДТО получали на основе данных океанографических измерений путем интегрирования удельного объема, обратно пропорционального плотности воды, от глубинной плоскости, на которой отсутствует течение (нулевая поверхность), до поверхности океана. Градиент от вычисленных таким образом динамических высот (ДВ) позволяет определить геострофическую циркуляцию океана [Бурков, 1980]. Для определения нулевой поверхности было предложено несколько схем, но задача эта по-прежнему остается нерешенной.

До недавнего времени оставался открытым вопрос о точности, с которой аномалии динамических высот (АДВ) описывают ДТО. Новые данные пяти серий зимних наблюдений спутника ICESat с 2004 по 2008 г. были использованы в работе [Kwok, Morison, 2011] для определения высоты поверхности океана в открытых разводьях и полыньях в Арктическом бассейне. Одновременно авторы рассчитали АДВ относительно 500 дб поверхности по данным океанографических наблюдений в зимний период 2008 г. (декабрь 2007–март 2008 г.) для Арктического бассейна (АБ). В местах, где отсутствовали наблюдения, были выполнены расчеты АДВ путем экстраполяции летних измерений предыдущего года с учетом сезонного хода температуры и солености от лета к зиме. Сравнительный анализ, выполненный авторами, показал хорошее

совпадение АДВ, вычисленных по данным океанографических наблюдений, с ДТО в Арктическом бассейне в зимний период 2008 г., полученной по данным альтиметрических наблюдений спутника ICESat. Коэффициент корреляции между полями АДВ и ДТО оказался довольно высоким, равным 0,92, а среднее квадратическое отклонение между полями составило 7,4 см при амплитуде изменений 80 см. В целом результаты исследования [Kwok, Morison, 2011] позволяют заключить, что аномалии динамических высот могут быть успешно использованы для оценки крупномасштабных особенностей динамической топографии глубоководной части АБ. Вместе с тем поле ДТО, построенное по спутниковым данным, демонстрирует наличие мелкомасштабных особенностей, порядка 100 км, которые отсутствуют на карте АДВ. Возможно, это является следствием недостаточного пространственного разрешения океанографической съемки.

В настоящей работе анализируются поля АДВ в зимний и летний сезоны 2007–2011 гг. Отметим, что исследуемый период знаменателен двумя главными особенностями. Во-первых, в 2007–2011 гг. произошли аномальные изменения в распределении ледяного покрова и океанографических характеристик в СЛО [Фролов и др., 2009; Тимохов и др., 2011]. Во-вторых, в период МПГ 2007/08 и после было выполнено множество экспедиций и специальных программ наблюдений. Эта обширная информация о состоянии СЛО явилась базой для расчета полей АДВ в АБ и позволила впервые построить достаточно информативные карты динамических высот для летнего периода.

В работе обсуждаются особенности динамической топографии океана на основании пространственного распределения аномалий динамических высот в Арктическом бассейне в период 2007–2011 гг., даются оценки геострофических скоростей течения на поверхности океана и анализируется сезонная и межгодовая изменчивость АДВ и среднего сезонного модуля скорости геострофического течения (МСГТ) на поверхности океана.

ДАнные И МЕТОд АНАЛИЗА

Для анализа были использованы все доступные океанографические данные за исследуемый период. В зимнее время это были в основном наблюдения на дрейфующих станциях «Северный полюс» [Ашик и др., 2010], экспедиции в районе Северного полюса по программе США «Арктическая обсерватория» и наблюдения по программе дрейфующих океанографических буев ГТР. В летнее время наблюдения дополнительно выполнялись на научно-исследовательских судах, ледоколах и с помощью вертолетов. Представление об объеме информации можно составить по картам на рис. 1, на которых точками указаны положения океанографических станций для зимы (январь–май) и лета (июль–сентябрь) 2007–2011 гг. Как видно из рисунка, зимой было выполнено меньше океанографических измерений, чем в летний период. Несмотря на это, при построении карт мы не стали расширять область покрытия информацией путем интерполяции или реконструкции данных. В нашем анализе были использованы только фактические измерения океанографических характеристик.

Геопотенциал, или динамическая высота D , а также аномалия динамической высоты ΔD рассчитывались по формуле [Sverdrup, Johnson, Fleming, 1942]:

$$D = \int_{p_0}^{p_h} \alpha(S, t, p) dp = \int_{p_0}^{p_h} \alpha_0(S_0, t_0, p) dp + \int_{p_0}^{p_h} \Delta \alpha dp = D_0 + \Delta D,$$

где p_0 и p_h – давление на поверхности океана и на глубине h соответственно; $\alpha(S, t, p)$ – удельный объем морской воды при солености S , температуре t и давлении p ; $\alpha(S_0, t_0, p)$ – некоторый постоянный отсчетный удельный объем морской воды при постоянных

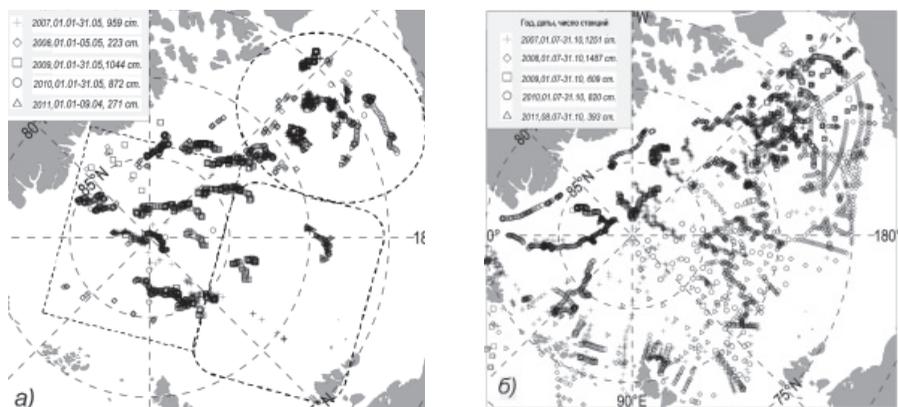


Рис. 1. Положение океанографических станций в зимний (а) и летний (б) периоды 2007–2011 гг., данные которых использовались для расчета аномалий динамических высот.

На рис. 1а штриховыми линиями обозначены области, для которых вычислялись средние значения модуля скорости геострофического течения (МСГТ) и среднеквадратические отклонения МСГТ (табл. 2): овал – область антициклонического круговорота, квадрат с закругленными углами – сибирская часть трансарктического дрейфа, квадрат – приполюсная область трансарктического дрейфа.

солености S_0 , температуре t_0 ; D_0 – постоянная отсчетная динамическая высота. При такой записи аномалию динамической высоты можно интерпретировать как длину, на которую водная колонка удлинится, или сократится при замене $\alpha(S, t, p)$ на $\alpha(S_0, t_0, p)$.

Чтобы приблизить наши расчеты аномалий динамических высот к значениям ДТО, нами приняты в качестве отсчетных значений следующие значения температуры и солености: $t_0 = 1,0$ °C и $S_0 = 32,7$ ‰. В качестве глубины, от которой производилось интегрирование, была выбрана поверхность 200 дбар. Эта поверхность в среднем разделяет в АБ верхний распресненный слой воды и соленые и теплые атлантические воды. В верхнем слое плотность воды и, следовательно, удельный объем меняются значительно больше, чем в глубинных слоях океана. Поэтому основная изменчивость динамических высот сосредоточена в верхнем слое океана. Можно предположить [Тимофеев, 1960; Гудкович, 1961], что 200 дб поверхность в среднем является нулевой поверхностью. При выбранных значениях S_0 и t_0 полученные нами значения аномалий динамических высот для зимнего периода 2008 г. изменялись от 32 см в центре купола в Канадской котловине до –15 см на широте 82–85° с.ш. над хребтом Гаккеля в Американо-Азиатском суббассейне. Эти оценки близки к интервалу изменений ДТО по спутниковым наблюдениям зимой 2008 г. [Kwok, Morison, 2011]: в центре купола ДТО 35 см (в цитируемой статье таблица на рис. 2с) и отрицательная аномалия 10–15 см (в цитируемой статье по цветовой окраске на рис. 2b) над хребтом Гаккеля.

Для вычисления составляющих скорости геострофического течения U , V на поверхности океана была использована известная формула [Бурков, 1980]:

$$U = -\frac{g}{2\omega \sin \phi} \frac{\partial D}{\partial y}, V = \frac{g}{2\omega \sin \phi} \frac{\partial D}{\partial x},$$

где g – ускорение силы тяжести, ω – угловая скорость Земли, ϕ – широта места.

На рис. 2 приведены карты распределения аномалий динамических высот, а также направления и величины модуля скорости геострофического течения на поверхности океана.

Для оценки вклада температуры и солености в изменение ДВ воспользуемся линейным уравнением состояния морской воды [Мамаев, 1987]

$$\rho = \rho_0 [1 - \alpha(T - T_0) + \beta(S - S_0)],$$

где ρ_0, T_0, S_0 – некоторые постоянные отсчетные значения плотности, температуры и солености, а постоянные коэффициенты для средних условий СЛЮ равны $\alpha = 3 \cdot 10^{-5}$ и $\beta = 8 \cdot 10^{-4}$.

Поварьируем правую и левую части уравнения состояния морской воды и отнесем к вариации плотности. Тогда относительный вклад изменения солености и температуры в изменение плотности воды определится следующим равенством:

$$1 = \frac{\beta |\Delta S|}{|\Delta \rho|} + \frac{\alpha |\Delta T|}{|\Delta \rho|} = C_s + C_T.$$

В АБ наибольшие вариации солености в вертикальной колонке от поверхности до 200 м могут достигать 1 ‰, а изменения температуры не превосходят 0,5 °С. Подставив предельные значения вариаций солености и температуры в равенство, получим, что в

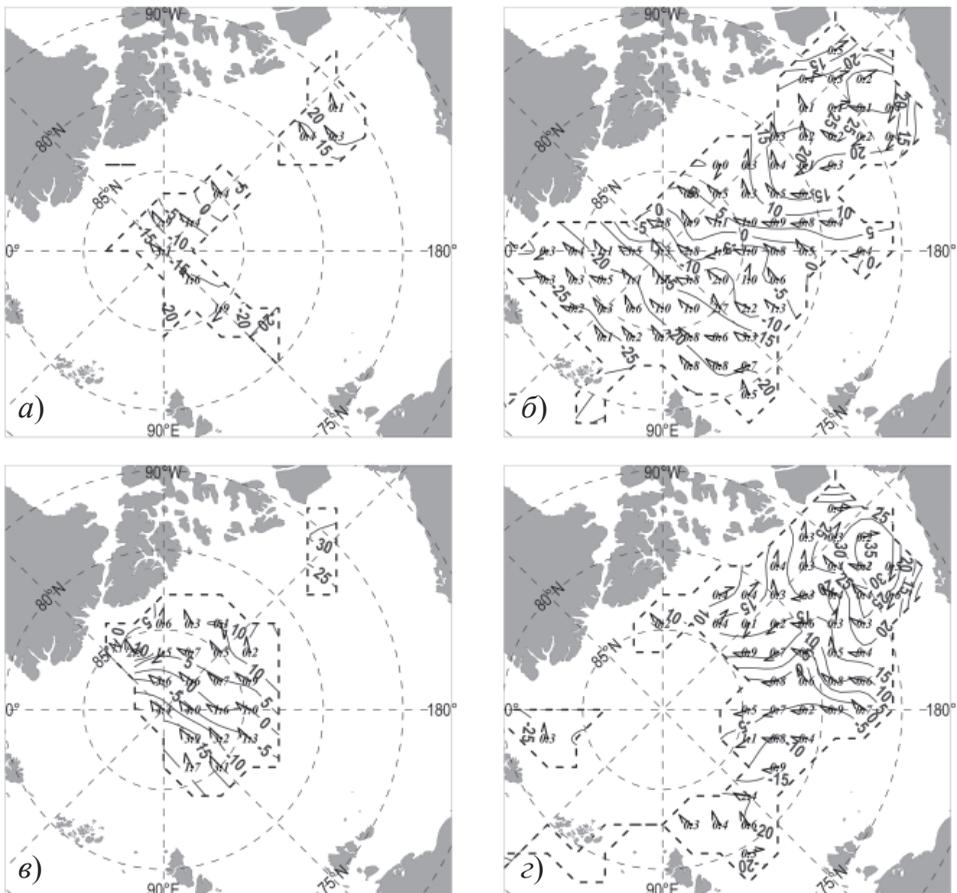
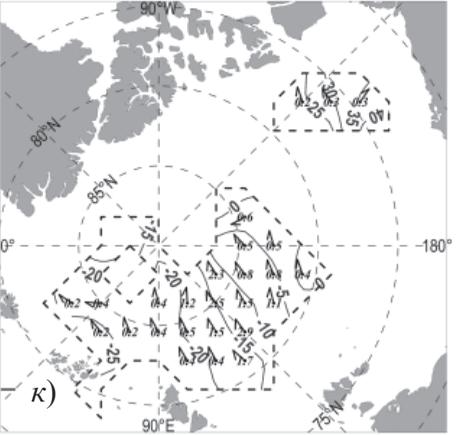
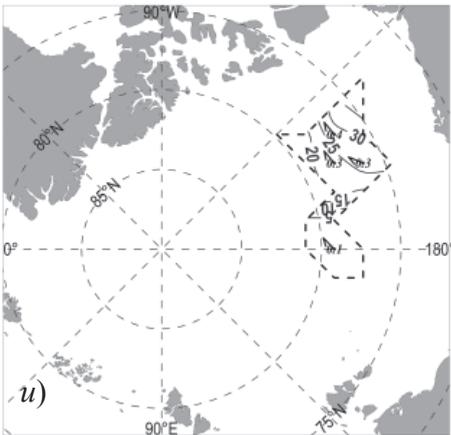
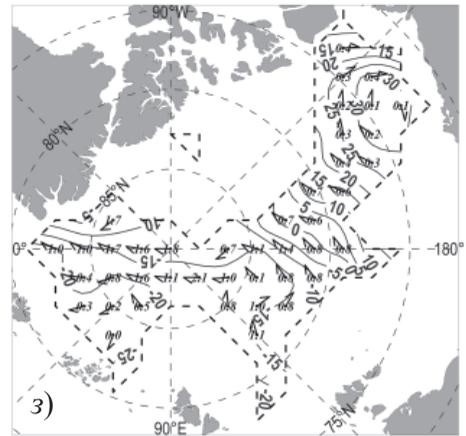
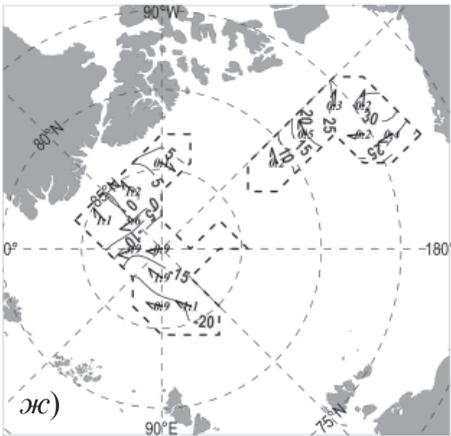
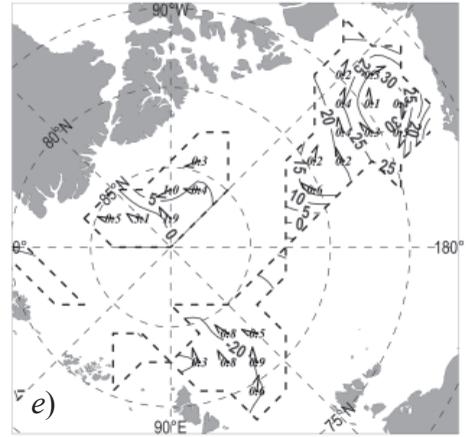
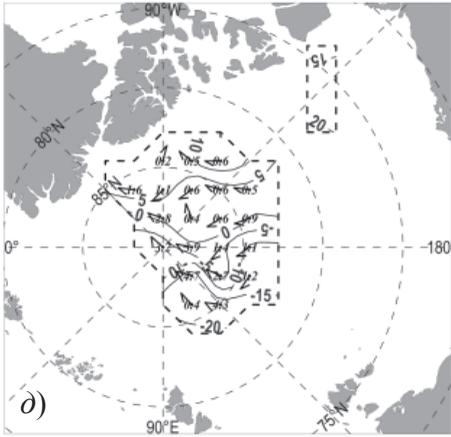


Рис. 2. Карты распределения аномалий ДВ для зимнего (а, в, д, ж, и для 2007 г. – (а, б), 2008 г. – (в, г), 2009 г. – (д, е), 2010 г. – (ж, з), подписаны цифрами жирным шрифтом. стрелкой, а величина скорости в см/с



– левые колонки) и летнего периодов (б, г, е, з, к – правые колонки);
 2011 г. (и, к). Изолинии аномалий динамических высот в см
 Направление геострофического течения указано
 подписана косыми цифрами.

определенной точке АБ вклад солёности в изменение плотности воды составляет 0,98, а вклад температуры – 0,02. Таким образом, вклад солёности в изменение плотности воды, а следовательно, и в изменение АДВ значительно превосходит влияние температуры.

Характерная величина горизонтального изменения солёности на масштабе 200 км составляет 0,5 ‰, а изменения температуры – 0,5 °С. Оценивая вклады компонент в горизонтальное изменение плотности, находим, что солёность является доминирующим фактором в изменении в пространстве плотности воды и, как следствие, геострофической скорости течения.

АНОМАЛИИ ДИНАМИЧЕСКИХ ВЫСОТ И ДИНАМИЧЕСКАЯ ТОПОГРАФИЯ АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА

Пространственное покрытие данными океанографических наблюдений, как это видно из карт на рис. 2, менялось как от сезона к сезону, так и от года к году и было не всегда удовлетворительным. Тем не менее полученная информация позволяет сделать выводы о пространственной структуре и сезонной изменчивости аномалий динамических высот и ассоциируемой с ними динамической топографии Арктического бассейна в период аномальных изменений в Арктике в 2007–2011 гг.

Прежде всего, отметим, что в 2007–2011 гг. как в зимний сезон, так и летний в Канадской котловине наблюдалось куполообразное поднятие динамических высот, ранее установленное для зимнего периода [Трешников, 1959; Тимофеев, 1960]. Наибольшие величины АДВ в центре купола отмечались в пределах 24–41 см (см. табл. 1), а координаты центра купола ДТО по широте изменялись в пределах 72–75° с.ш. и 135–144° з.д. В течение исследуемого периода величина АДВ в центре купола имела линейный тренд с увеличением АДВ от 2007 к 2011 г., координаты центра слабо менялись по широте, а по долготе наблюдалось смещение центра купола в западном направлении (табл. 1). Величины АДВ уменьшались от центра купола к берегам Аляски и Канады, а также по направлению к Северному полюсу до значений 0... –15 см. Минимальные значения –25 см наблюдались в котловине Нансена (рис. 2).

Сравним полученные оценки положения купола ДВ с ранее опубликованными. Зимой 1955/56 г. центр наибольшей величины ДВ находился 76° 40' с.ш. и 150° з.д. [Тимофеев, 1960]. Среднее положение центра поднятия ДВ для совокупности лет 1950, 1956, 1973–1978 гг. было 77° с.ш. и 150° з.д. [Koltyshev, Colony, Timokhov, 1997]. Отметим, что до 1955–1956 гг., а также в 1960–1973 гг. в Арктике преобладал циклонический тип атмосферной циркуляции [Колтышев и др., 2008], что позволяет отнести приведенные оценки положения купола ДВ к периоду доминанты циклонической деятельности атмосферной циркуляции.

Динамическая топография в исследуемый период изменялась следующим образом. В 2007 г. область купола была оконтурена изолинией АДВ 15 см и, вероятно, изолинией 10 см. В центре купола в Канадской котловине величина АДВ составляла зимой и летом 24 и 28 см соответственно (табл. 1). Изолинии 0 и 5 см в Американо-азиатском суббассейне располагались вдоль поднятия Менделеева и хребта Альфа; изолиния –10 см занимала положение вдоль хребта Ломоносова от сибирского материкового склона до Северного полюса, а затем, загибаясь к востоку, протянулась до поднятия Моррис-Джесеп, примыкающего к материковому склону Гренландии. Изолиния –20 см располагалась практически параллельно хребту Ломоносова от середины моря Лаптевых до северо-восточной окраины Гренландии (рис. 2а и 2б). Причиной

**Наибольшая аномалия динамических высот в центре купола ДТО,
координаты центра купола и среднее положение центра антициклонической
циркуляции льдов по данным [Обзор..., 2008–2011]**

Период наблюдений	Центр купола ДТО				Среднее положение центра антициклонического круговорота льдов		
	АДВ в центре купола	Координаты центра по оценкам авторов		Координаты по оценкам [Kwok, Morison, 2011]			
Сезон, год		см	Градусы		Градусы		Градусы
	с.ш.		з.д.	с.ш.	з.д.	с.ш.	з.д.
Зима 2007 г.	24	74,5	144,40	74	145	76	144
Лето 2007 г.	28	72	143			77	140
Зима 2008 г.	32	75	135	73,5	140	77,7	143,4
Лето 2008 г.	37	73	139			75,2	143,3
Зима 2009 г.						75	143,4
Лето 2009 г.	35	74	144			74,3	147,3
Зима 2010 г.	33	73	148			79,9	163,8
Лето 2010 г.	34	74	144			75,3	140
Зима 2011 г.	38	73,5	150			74,3	146,7
Лето 2011 г.	41	73,8	153,4			77,5	142,5
Зима (2007, 2008, 2010, 2011)	32						
Лето (2007–2011)	39						

роста АДВ летом в центре купола явилось, прежде всего, аномальное распределение поверхностного слоя в Канадской котловине [Фролов и др., 2009; Тимохов и др., 2011].

Зимой 2008 г. в центре купола АДВ увеличилась и стала равной 32 см. Причиной этому стали процессы конвергенции экмановских потоков в антициклоническом круговороте, которые «стягивают» к центру купола распределенные летом поверхностные воды. Заметно изменилось положение изолиний 0 и 5 см. От поднятия Менделеева изолинии изменили направление вдоль восточной периферии хребта Альфа к хребту Ломоносова. В результате над хребтом Альфа образовалась область малых градиентов АДВ (рис. 2в).

Но еще большие изменения рельефа ДТО произошли в летний период 2008 г. В центре купола величина АДВ увеличилась еще на 5 см. На северной периферии купола АДВ образовалась депрессия, вытянутая от поднятия Менделеева (80–83° с.ш. и 180° з.д.) в сторону Канадской котловины. Произошла также значительная деформация изолиний АДВ 0, 5, 10 см (рис. 2з). Увеличилась площадь АДВ, ограниченной изолинией 10 см. Изолиния –5 см, располагавшаяся над котловиной Подводников, сместилась в восточном направлении, заняла положение над центральной частью поднятия Менделеева и пересекла хребет Ломоносова на широте 86–87° с.ш.

Одной из вероятных причин произошедших изменений были атмосферные процессы. Режим атмосферной циркуляции 2007 г. и половины 2008 г. относился к однородной циркуляционной стадии 2004–2008 гг. с доминантой циклоничности в Арктике. Летом 2008 г. в Арктике произошла крупномасштабная перестройка, способствовавшая в целом развитию антициклогенеза в летний период в полярной области Арктики [Обзор..., 2009]. Воздействие атмосферных процессов проявилось, в частности, в том, что антициклонический круговорот льдов в августе и сентябре

2008 г. охватывал всю акваторию Амеразийского суббассейна и часть Евразийского суббассейна в августе до хребта Гаккеля и в сентябре до хребта Ломоносова.

В 2009–2010 гг. продолжала сохраняться доминанта атмосферных процессов антициклонического характера.

Образовавшаяся структура ДТО в общих чертах сохранялась, вероятно, до 2011 г. (рис. 2*а*–2*з*). Величина АДВ в центре купола несколько уменьшилась, а положение центра изменялось в пределах 73° – 74° с.ш. и 144° – 148° з.д. (табл. 1).

Летом 2011 г. структура поля ДТО вновь поменялась и стала подобной той, что наблюдалось в 2007 г. (рис. 2*б* и 2*к*). Величина АДВ выросла до 41 см, а центр купола стал занимать западное положение (табл. 1). Причиной этому стали атмосферные процессы. В 2011 г. в приземном поле произошло значительное углубление исландского минимума. По сравнению с 2009 и 2010 гг. знак аномалии давления в Арктике в 2011 г. сменился на противоположный – от положительных значений к отрицательным. Повышенная повторяемость разновидностей процессов с более высокоширотными по сравнению с нормой траекториями циклонов в 2011 г. обусловила устойчивую адвекцию теплых воздушных масс с южной составляющей и формирование в среднем за год положительного фона аномалий температуры воздуха в полярном районе Арктики [Обзор..., 2010; Обзор..., 2011].

Если сравнить последовательность изменения крупномасштабных черт атмосферных процессов и изменения структуры ДТО в 2007–2011 гг., то отмечается определенная их сопряженность. Вместе с тем анализ показал, что положение купола ДТО не всегда совпадает с положением центра антициклонической ветровой циркуляции льдов. Нами были произведены оценки положения центра антициклонической ветровой циркуляции льдов, осредненных за пять зимних месяцев январь–май и три летних месяца июль–сентябрь по данным Обзоров гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане 2007–2011 гг. Как видно из табл. 1, зимой 2010 и 2011 гг. центр антициклонического круговорота льдов находился значительно севернее по широте и западнее по долготе по сравнению с положением центра купола положительной АДВ. Этот факт обращает внимание на то обстоятельство, что атмосферные процессы могут быть не единственным фактором, определяющим структуру поля ДТО. По расчетам [Kwok, Morison, 2011] коэффициенты корреляции зимних (февраль–март) полей ДТО с полями приземного атмосферного давления, осредненными за декабрь–март, оказались изменчивыми и варьировали от 0,03 в 2006 г. до 0,83 в 2008 г. По их оценке в среднем за период 2003–2008 гг. ДТО определялась полем приземного атмосферного давления на 50 %. В результате авторы статьи пришли к выводу, что ДТО в немалой степени зависит от гидрологических процессов.

Аналогичный вывод был получен для солёности в слое 5–50 м. В статье [Тимохов и др., 2011] показано, что поля средней зимней солёности поверхностного слоя 5–50 м в среднем за период 1950–1993 гг. только на 40 % определяются атмосферными факторами (индексы атмосферной циркуляции, температура воздуха), влияние же гидрологических факторов (сток рек, поступление в Арктический бассейн вод тихоокеанского и атлантического происхождения, предыстория изменчивости полей солёности) на формирование полей солёности поверхностного слоя превалирует. Поскольку солёность является главной компонентой, определяющей величину ДВ в Арктическом бассейне, то можно предположить, что и АДВ определяются гидрологическими факторами в пропорции, по крайней мере, не меньшей, чем влияние атмосферных факторов.

СКОРОСТИ ПОВЕРХНОСТНЫХ ГЕОСТРОФИЧЕСКИХ ТЕЧЕНИЙ В АРКТИЧЕСКОМ БАССЕЙНЕ

Топография динамических высот океана определяет структуру геострофической циркуляции. Следуя выполненным расчетам скорости геострофического течения, приведенным на рис. 2, опишем особенности поверхностной геострофической циркуляции в 2007–2011 гг.

В Канадской котловине, включая область купола ДТО до изолинии АДВ 10 см, скорости геострофического течения в 2007–2011 гг. были небольшими, менялись в пределах 0,1... 0,7 см/с (рис. 2) и образовывали антициклоническую завихренность. В Амеразийском суббассейне к северу от купола ДВ между изолиниями АДВ от 0 до +10 см можно выделить геострофический поток со стороны Чукотского и Восточно-Сибирского морей в сторону проливов островов Канадского архипелага (рис. 2а) с характерными скоростями 0,3–1,0 см/с. Другой широкий геострофический поток, ограниченный изолиниями аномалий ДВ от –5 см до –25 см, был направлен со стороны северных окраин морей Восточно-Сибирского и Лаптевых в сторону Гренландии и пролива Фрама. Скорости геострофического течения имели преимущественное направление с юга на север и возрастали от 0,35 см/с в части, примыкающей к сибирскому материковому склону (80° с. ш.) до 4,3–4,8 см/с в районе Северного полюса. Далее от приполюсного района к проливу Фрама и к островам Канадского архипелага величины скорости уменьшались до 0,2–1,0 см/с (рис. 2).

Нами были выполнены расчеты средних значений модуля скорости геострофического течения и среднего квадратического отклонения МСГТ для зимнего и летнего сезона анализируемого периода. Результаты оценок для всего Арктического бассейна, области антициклонического круговорота, сибирской части трансарктического дрейфа и приполюсной области трансарктического дрейфа (положение областей показано на рис. 1а) приведены в табл. 2.

Средняя величина МСГТ исследуемого ряда лет для всего Арктического бассейна в зимний период составила 1,43 см/с, а в летний период была почти в два раза меньше – 0,75 см/с. Среднеквадратические отклонения были прямо пропорциональными МСГТ и составили для зимы и лета соответственно 1,31 и 0,72 см/с. Несмотря на то, что районы наблюдений зимой и летом не всегда совпадали и число станций, по которым производился статистический анализ, разнится почти втрое, результаты статистики позволяют сделать вывод о внутригодовом изменении МСГТ. Расчеты для приполюсной области трансарктического дрейфа, для которой число станций для зимы и лета различается лишь на 45 %, демонстрируют сезонную изменчивость с максимумом МСГТ (2,07 см/с) в зимний период и минимумом МСГТ (1,03 см/с) в летний период. Можно предположить, что в зимний период по сравнению с летним периодом происходит обострение градиентов ДТО. Хотя в центре купола сезонная изменчивость АДВ не проявилась. Отметим еще одну особенность. Отношение среднеквадратического отклонения к модулю скорости составило 0,65 для зимы и 0,90 для лета, что свидетельствует о большей турбулентности скорости геострофического течения в летний период.

Для области антициклонического круговорота и сибирской части трансарктического дрейфа число станций в зимний период было значительно меньше, чем в летний (табл. 2). Поэтому к результатам статистики для этих областей следует относиться критически. Вместе с тем отношения среднеквадратического отклонения к модулю скорости, вычисленные для рассматриваемых областей, позволяют сделать определен-

**Статистические характеристики модуля скорости геострофического течения
в различных районах Арктического бассейна**

Сезон	Характеристики	Арктический бассейн	Антициклонический круговорот	Сибирская часть трансарктического дрейфа	Приполюсная область трансарктического дрейфа:
Зима	МСГТ, см/с	1,43	0,31	0,92	2,07
	СКО МСГТ, см/с	1,31	0,15	0,39	1,32
	Число точек (..)	(70)	(16)	(7)	(42)
Лето	МСГТ, см/с	0,75	0,34	0,94	1,03
	СКО МСГТ, см/с	0,72	0,16	0,64	0,93
	Число точек (..)	(206)	(72)	(64)	(77)

ные выводы. Флуктуации скоростей растут от области антициклонического круговорота (отношения составили 0,48 и 0,47 соответственно для зимы и лета) к сибирской части трансарктического дрейфа (отношения равны 0,42 и 0,68 соответственно для зимы и лета), и флуктуации скорости становятся еще большими в приполюсной области трансарктического дрейфа (отношения равны 0,65 для зимы и 0,90 для лета).

Сравним величины МСГТ в период 2007–2011 гг. с опубликованными данными о скорости постоянных течений в поверхностном слое и скорости дрейфа льда в Арктическом бассейне. В работе [Никитин, 1969] при обобщении инструментальных измерений течений в слое 3–10 м приведены следующие оценки. В районе трансарктического дрейфа севернее широты 77° скорости постоянных течений наблюдались в пределах 2–3 см/с, что в 2–3 раза больше поверхностных геострофических течений в сибирской части трансарктического дрейфа (табл. 2). В районе Северного полюса, по Никитину, скорости постоянных течений изменяются в пределах 3,0–3,3 см/с, что по порядку величин несколько больше полученных нами оценок МСГТ для приполюсной области трансарктического дрейфа (табл. 2).

Сезонный ход МСГТ для Арктического бассейна с максимумом МСГТ зимой и минимумом летом (табл. 2) не совпадает с годовым ходом среднего модуля скорости дрейфа льда. По оценкам [Фролов и др., 2005] наименьшие средние сезонные модули скорости дрейфа льда 2,0 см/с отмечаются в марте, и наибольшие средние сезонные модули скорости дрейфа льда 3,4 см/с отмечаются в конце лета – начале осени. Отношения МСГТ к величинам средних модулей скорости дрейфа льда составляют 0,72 для зимнего периода и 0,22 для летнего периода. Можно предположить, что вклад ДТО и поверхностных геострофических течений в циркуляцию льдов в летний период снижен по сравнению с другими факторами (например, атмосферные процессы). В зимний период роль ДТО и геострофических течений в формировании циркуляции льдов возрастает. Следует только учитывать, что большая величина отношения МСГТ к величинам средних модулей скорости дрейфа в зимний период обусловлена еще тем, что зимой средний модуль скоростей дрейфа льда уменьшается, в частности, из-за больших напряжений в сплошном ледяном покрове, в силу чего тормозящее влияние берегов может распространяться на 1000 км.

ВЫВОДЫ

1. Аномалии динамических высот и сопряженная с ними динамическая топография Арктического бассейна в 2007–2011 гг. демонстрировали наличие купола в Канадской котловине, как в зимний, так и в летний периоды. От центра купола с величинами АДВ 24–41 см аномалии уменьшались к берегам Аляски и Канады, а также по направлению к

котловине Нансена, где аномалии достигали величин -25 см. Координаты центра купола ДТО по широте изменялись в пределах $72-75^\circ$ с.ш. и $135-144^\circ$ з.д.

2. Межгодовая изменчивость динамической топографии океана проявилась в значительной перестройке поля АДВ летом 2008 и летом 2011 гг. Одной из возможных причин произошедших изменений были атмосферные процессы. Вместе с тем положение купола ДТО не всегда совпадает с положением центра антициклонической ветровой циркуляции льдов.

3. В межгодовой изменчивости АДВ в центре купола наблюдался линейный тренд с увеличением величины АДВ от 2007 к 2011 г. Положение центра купола АДВ смещалось в этот период в западном направлении.

4. Скорости геострофического течения в 2007–2011 гг. в Канадской котловине были небольшими, менялись в пределах $0,1-0,7$ см/с и образовывали антициклоническую завихренность. В Американо-Сибирском суббассейне к северу от купола ДВ наблюдался геострофический поток со стороны Чукотского и Восточно-Сибирского морей в сторону проливов островов Канадского архипелага с характерными скоростями $0,3-1,0$ см/с. Другой широкий геострофический поток был направлен со стороны северных окраин морей Восточно-Сибирского и Лаптевых в сторону Гренландии и пролива Фрама. Скорости геострофического течения имели преимущественное направление с юга на север и возрастали от $0,35$ см/с в части, примыкающей к сибирскому материковому склону (80° с.ш.) до $4,3-4,8$ см/с в районе Северного полюса. От приполюсного района к проливу Фрама и к островам Канадского архипелага величины скорости уменьшались до $0,2-1,0$ см/с.

5. В изменчивости МСГТ выделяется сезонный ход с максимумом зимой и минимумом летом, который не совпадает с годовым ходом среднего модуля скорости дрейфа льда.

Статья подготовлена с использованием данных, полученных по итогам работ в рамках государственного контракта от 26.08.2011 № 16.518.11.7093 по теме «Развитие приборной базы и проведение исследований в полярных областях Мирового океана с использованием уникальной установки научно-экспедиционное судно «Академик Федоров» (УСУНЭС «Академик Федоров»)» Министерства образования и науки Российской Федерации.

Работа частично выполнялась по гранту российско-германского проекта «Система моря Лаптевых» при финансовой поддержке Министерства образования и научных исследований Германии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ашик И.М., Кириллов С.А., Макинта А.П., Смирнов В.Н., Соколов В.Т., Тимохов Л.А. Основные результаты морских исследований Арктики в XXI веке // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 1 (84). С. 100–115.

Бурков В.А. Общая циркуляция Мирового океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 253 с.

Гудкович З.М. Об основных закономерностях дрейфа льдов в центральной части Полярного бассейна // Труды конференции по проблеме: Взаимодействие атмосферы и гидросферы в северной части Атлантического океана. 1961. Вып. 3–4. С. 25–42.

Колтышев А.Е., Никифоров Е.Г., Тимохов Л.А., Гарманов А.Л. Крупномасштабная изменчивость ареалов распресненных вод в Арктическом бассейне // Труды ААНИИ. 2008. Т. 448. С. 37–58.

Мамаев О.И. Термохалинный анализ вод Мирового океана. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 296 с.

Никитин М.М. Непериодические течения Арктического бассейна // Труды ААНИИ. 1969. Т. 117. 101 с.

- Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане. 2007. СПб.: ААНИИ, 2008. 80 с.
- Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане. 2008. СПб.: ААНИИ, 2009. 108 с.
- Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане. 2009. СПб.: ААНИИ, 2010. 134 с.
- Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане. 2010. СПб.: ААНИИ, 2011. 124 с.
- Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане. 2011. СПб.: ААНИИ, 2012. 116 с.
- Тимофеев В.Т.* Водные массы Арктического бассейна. Л.: Гидрометеиздат, 1960. 191 с.
- Тимохов Л.А., Ашик И.М., Карпий В.Ю., Кассенс Х., Кириллов С.А., Поляков И.В., Соколов В.Т., Фролов И.Е., Чернявская Е.А.* Экстремальные изменения температуры и солёности воды арктического поверхностного слоя в 2007–2009 гг. // *Океанография и морской лёд. Вклад России в МПГ 2007/2008.* М.; СПб.: ООО «Паулсен», 2011. С. 118–136.
- Тимохов Л.А., Чернявская Е.А., Никифоров Е.Г., Поляков И.В., Карпий В.Ю.* Пространственно-временная изменчивость солёности воды в зимний период в слое 5–50 м Арктического бассейна // *Проблемы Арктики и Антарктики.* 2011. № 3 (89). С. 5–19.
- Трешников А. Ф.* Поверхностные воды в Арктическом бассейне // *Проблемы Арктики.* 1959. Вып. 7. С. 5–14.
- 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.
- 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.
- Koltyshev A., Colony R., Timokhov L.* Spatial and temporal variability of dynamic height in the Arctic Basin // *Proc. of conference on Polar Processes and Global Climate, Rosario, Orcas Island, Washington, USA. 3–6 November 1997.* P. 130–132.
- Kwok R., Morison. J.* Dynamic topography of the ice-covered Arctic Ocean from ICESat // *Geophysical Research Letter.* 2011. Vol. 38. L02501, doi:10.1029/2010GL046063.
- Sverdrup H.U., Johnson M.W., Fleming R.H.* *The Oceans.* Prentice-Hall New Jersey, 1942. 1087 p.

L.A.TIMOKHOV, N.V.LEBEDEV, V.YU.KARPIY, E.G.NIKIFOROV

DYNAMIC OCEAN TOPOGRAPHY AND SURFACE GEOSTROPHIC CIRCULATION IN THE ARCTIC BASIN IN 2007–2011

The structure of fields of dynamic heights and dynamic topography in the Arctic Basin during extreme changes in 2007–2011 in the Arctic is investigated. A tendency of anomaly of dynamic heights growth in the dome center in the Canada Basin is established and the shift of position of the center of a dome in the western direction is revealed. Features of dynamic topography of the ocean are described on the basis of spatial distribution of anomalies of dynamic heights. Possible reasons of change of structure of a field of anomalies of dynamic heights are discussed. Estimates of geostrophic currents at the ocean surface are compared with known estimates of velocity of constant currents and average modules of the ice drift velocity. Seasonal variability of the average velocity module of geostrophic current with winter maximum and summer minimum is revealed.

Keywords: Arctic Basin, dynamic ocean topography, dynamic heights, geostrophic circulation, module of geostrophic velocity.