

УДК 551.465

## ШЕЛЬФОВЫЕ ВОЛНЫ В МОРЕ БОФОРТА ПО ДАННЫМ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ MITgcm

© 2018 г. Т. В. Белоненко<sup>1, \*</sup>, Д. Л. Волков<sup>2, 3, \*\*</sup>, А. В. Колдунов<sup>1, \*\*\*</sup>

<sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup>Совместный институт морских и атмосферных исследований,  
Университет Майами, Майами, Флорида, США

<sup>3</sup>Национальное управление морских и атмосферных исследований,  
Атлантическая океанографическая и метеорологическая лаборатория, Майами, Флорида, США

\*e-mail: t.v.belonenko@spbu.ru

\*\*e-mail: dlvolkov@gmail.com

\*\*\*e-mail: koldunovaleksey@gmail.com

Поступила в редакцию 09.03.2017 г.

После доработки 10.08.2017 г.

В статье исследуются низкочастотные волновые колебания на шельфе моря Бофорта по данным численной реализации гидродинамической модели MITgcm высокого разрешения. Модельные расчеты проводились для периода с 2007 по 2009 гг. с дискретностью 6 ч. С помощью вейвлет-анализа получены пространственно-временные характеристики колебаний уровня океана вдоль шельфа. С помощью анализа дисперсионных кривых выявлено наличие баротропных шельфовых волн, которые являются одним из механизмов релаксации поверхности моря Бофорта, выведенной из состояния равновесия внешними силами (ветер, апвеллинг, градиенты атмосферного давления и т.д.). Выявленные волны имеют периоды 7, 15, 27 и 75 сут, длины 1510, 1300, 1400, 1680 и 550 км, и фазовые скорости 2.5 1.0, 0.6, 0.25 и 0.08 м/с. Показано, что эти волны могут быть генерированы ветровым воздействием к северу от мыса Барроу, после чего они распространяются вдоль шельфа на восток.

DOI: 10.1134/S0030157418060023

### ВВЕДЕНИЕ

Хорошо известно, что в зоне шельфа-материкового склона существенный вклад в синоптическую изменчивость уровня океана и течений дают низкочастотные волны — шельфовые волны и волны Кельвина, принадлежащие к классу береговых захваченных волн. Условием генерации шельфовых волн является характерный рельеф дна, при котором шельф играет роль волновода, по которому волновая энергия распространяется на большие расстояния с минимальными потерями. Необходимым условием генерации волн Кельвина является наличие береговой границы. В стратифицированном океане постоянной глубины свободные волны Кельвина могут распространяться вдоль берега в форме внутренних волн Кельвина с характерным горизонтальным масштабом порядка бароклинного радиуса деформации Россби. В действительности стратификация и наклон дна существуют одновременно, поэтому в природе должны иметь место некоторые гибридные волны, имеющие свойства шельфовых волн и волн

Кельвина, так называемые береговые захваченные волны [3].

Океан можно рассматривать как очень сложную механическую систему, всегда стремящуюся тем или иным способом сохранить равновесное состояние. Если какая-либо внешняя сила, например, ветер, выводит эту систему из равновесия, то процесс возвращения к исходному состоянию чаще всего реализуется в виде затухающих волновых движений. Как всякая механическая колебательная система, океан обладает набором собственных колебаний, и свободные шельфовые волны, как и волны Кельвина, могут служить одним из таких способов стремления системы вод к состоянию равновесия. В отличие от волн Кельвина, для шельфовых волн существование береговой границы не является необходимым, однако граница оказывается очень важна, когда речь идет о возбуждении шельфовых волн под действием ветра. Это связано с тем, что экмановский поток не может пересекать береговую границу, вследствие чего возникающие градиенты давления создают компенсационные движения. Экма-

новский перенос в сторону берега должен быть скомпенсирован за счет равного ему по величине и обратного по знаку потока на линии берега. Ветер, апвеллинг или градиенты атмосферного давления создают градиенты в поле уровня, после чего система возвращается в состояние равновесия, в том числе, и в виде свободных шельфовых волн во всем спектре их частот.

Существование шельфовых волн подтверждается множеством исследований, позволяющих утверждать, что для каждой шельфовой области Мирового океана в той или иной степени можно обнаружить вклад шельфовых волн в низкочастотную изменчивость уровня [2]. Исследуя долгопериодные возмущения уровня в арктических морях, Г.В. Алексеев первым обратил внимание на волновой характер их распространения [1]. По сдвигам максимумов взаимных корреляционных функций непривливаемых колебаний уровня, зарегистрированных в разных береговых пунктах арктических морей, он выявил, что колебания уровня синоптического масштаба во всех случаях распространялись на восток в виде прогрессивных волн. Исследуя взаимосвязь между колебаниями уровня и различными параметрами ветровых полей, Г.В. Алексеев приходит к выводу, что выявленные волны являются вынужденными. Однако в дальнейшем эти исследования не были продолжены и типы волн остались не определены. К тому же в работе Г.В. Алексеева из-за сравнительно коротких рядов анализировался только узкий диапазон периодов низкочастотных колебаний уровня моря (1–6 сут), из-за чего большая часть спектра возмущений уровня синоптического масштаба осталась за рамками изучения. Топографические волны в морях Северного Ледовитого океана по данным мареографных буйковых станций с привлечением данных спутниковой альтиметрии в дальнейшем получили свое развитие в работах [4–9, 23]. Но все эти исследования относятся к евразийскому сектору Арктики и не захватывают амеразийский сектор.

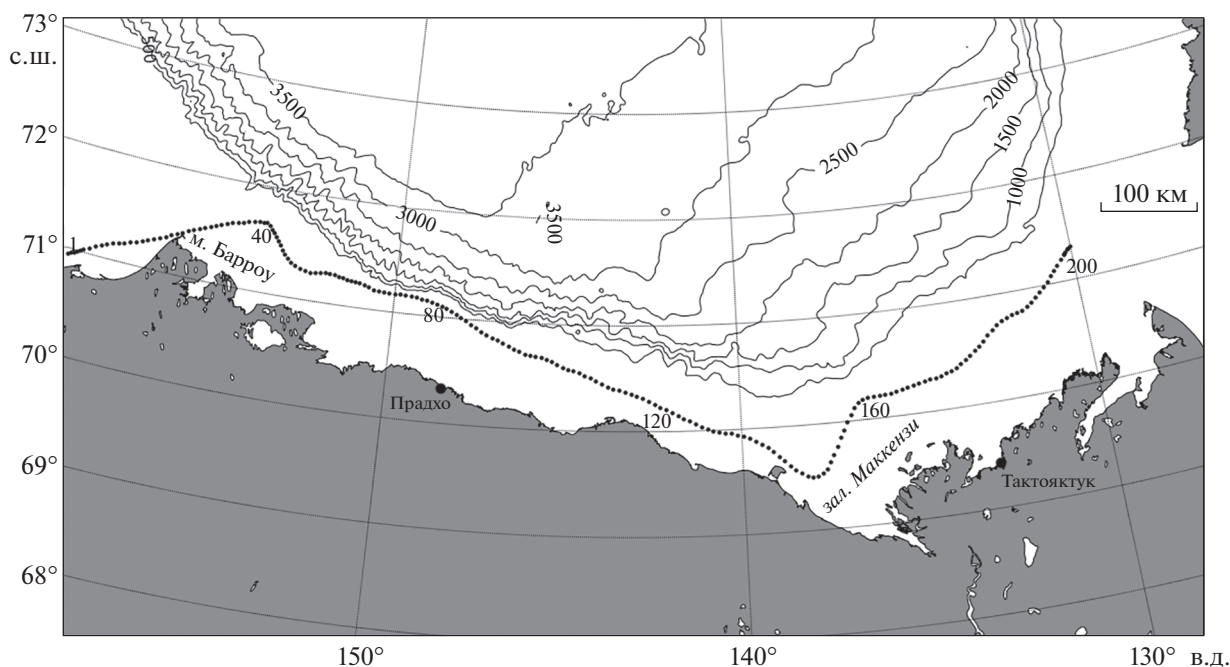
Исследованию шельфовых волн моря Бофорта посвящена работа [11], в которой анализируются течения по данным четырех буйковых станций, выставленных в каньоне Барроу и в западной части материкового склона моря Бофорта в период 1986–1987 гг. Взаимный спектральный анализ данных для полугодовых реализаций течений показал, что высококогерентные интенсивные возмущения с периодами 5–6 сут и пространственными масштабами около 1100 км распространяются на восток со скоростью 2.2 м/с. Авторы считают, что эти возмущения относятся к шельфовым волнам, с динамикой которых связан апвеллинг, наблюдавшийся в районе каньона Барроу.

Другой интерпретации низкочастотных возмущений течений, температуры и солёности по данным годовых наблюдений на четырех буйковых станциях в юго-восточной части моря Бофорта в 1987–1988 гг. придерживаются Кармак и Куликов [13]. Методом взаимного спектрального анализа они выявили, что низкочастотные возмущения со скоростью 0.6 м/с распространяются в восточном направлении. Проведя сравнение теоретических дисперсионных соотношений для внутренних гравитационных волн с океанологическими параметрами наблюдавшихся низкочастотных возмущений, авторы пришли к выводу, что выявленные возмущения являются свободными волнами Кельвина первой бароклинной моды.

Влияние ветра на низкочастотные колебания моря вблизи побережья, которые обычно возникают при прохождении штормов, интенсивно исследовались также Ортега-Санчес и др. [19]. Авторы, изучая непосредственный гидродинамический отклик на атмосферные изменения, усиленный морфологическими особенностями региона, изучали взаимодействие ветровых и волновых энергий, показывая, что сильное ветровое воздействие в шельфовой области является причиной образования захваченных краевых волн, частота которых выше инерционной частоты.

В работе [14] показано, что в течение летних свободных ото льда периодов наблюдаемая изменчивость уровня на шельфе моря Бофорта имеет стандартное отклонение, превышающее 8 см. Авторы считают, что причиной подобных колебаний в море Бофорта является ветровое воздействие и возникающие штормовые нагоны. Анализируя также данные трех буйковых станций за 2005 г., развернутых на континентальном склоне канадской (восточной) части моря Бофорта, авторы дважды регистрируют течения, распространяющиеся вдоль кромки шельфа в восточном направлении со скоростями, достигающими 1.2 м/с и усиливающиеся в нижних слоях. Авторы связывают эти процессы с экмановским переносом и штормовыми нагонами, создающими повышенные градиенты уровня вдоль кромки шельфа. Авторы не исследуют влияние береговых захваченных волн на течения в море Бофорта, хотя указывают, что это влияние может быть значительным [14].

Существующие исследования низкочастотной изменчивости уровня моря Бофорта практически исчерпываются вышеперечисленными работами. При этом, за исключением работы [11], фактически не изучались шельфовые волны в море Бофорта на основе репрезентативных рядов, что может быть связано с невозможностью получить продолжительные ряды уровенных наблюдений. Короткий период свободных ото льда вод моря



**Рис. 1.** Батиметрическая карта моря Бофорта с выделенным 50-метровым контуром и с указанием номеров пунктов (1–206); общая длина контура – 1247 км.

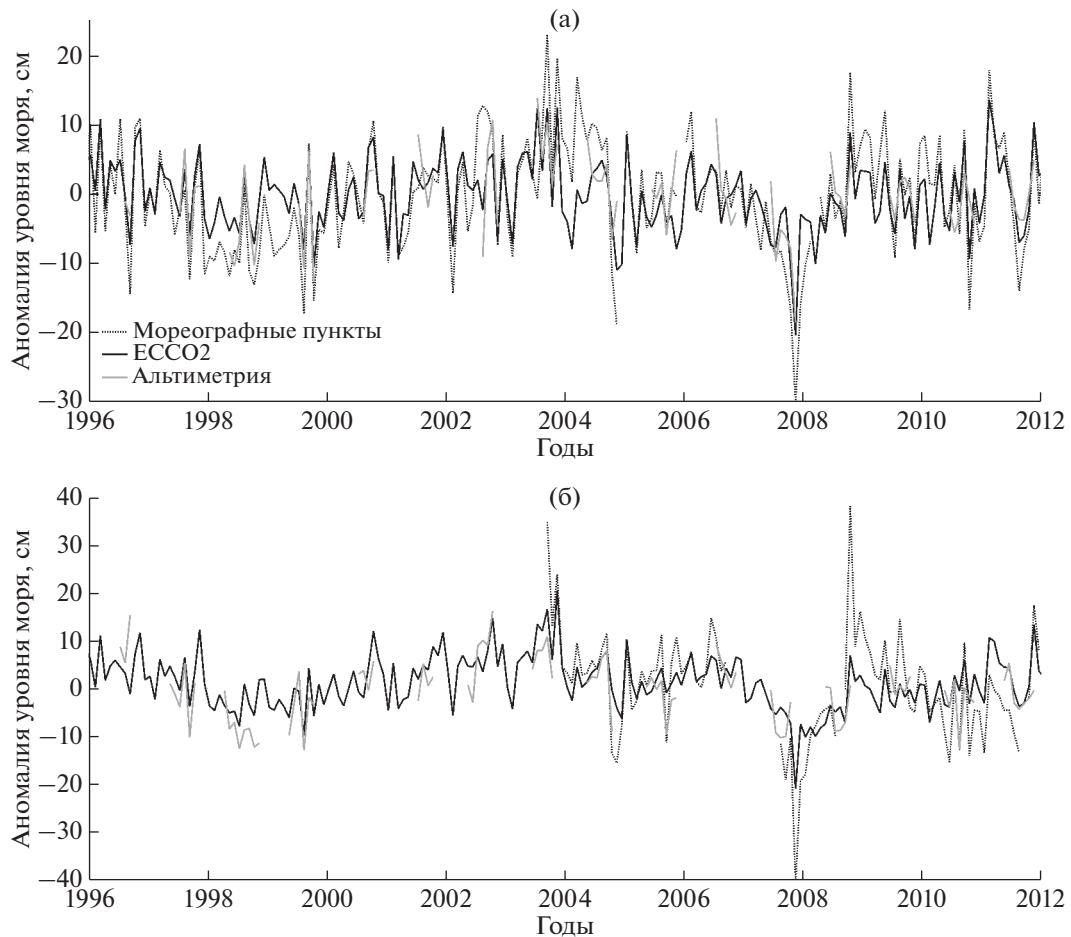
Бофорта не позволяет в полной мере использовать спутниковые альтиметрические измерения, а данные буйковых станций ограничены пространственными масштабами. Эти недостатки могут быть устранены при использовании данных численного моделирования, позволяющие рассмотреть указанные процессы с необходимой пространственно-временной детализацией. В нашей работе сделана попытка проанализировать низкочастотные колебания уровня в море Бофорта на основе численной реализации региональной гидродинамической модели MITgcm.

## ДАННЫЕ

Для исследования колебаний уровня в море Бофорта мы использовали региональную модель Массачусетского технологического института (MITgcm) [17, 22]. По аналогии с конфигурацией, описанной в работе [18], модельный регион включает в себя весь Северный Ледовитый океан, Северную Атлантику и Берингово море и встроены в глобальную модель ECCO2 (Estimating the Circulation and Climate of the Ocean, Phase II; <http://ecco2.jpl.nasa.gov>), из которой брались буйковые граничные условия. Граничные условия на поверхности заданы Японским 25-летним реанализом (JRA25). Горизонтальный шаг модельной сетки в среднем составляет примерно 4 км. По вертикали модель имеет 50 уровней (система  $z$ -координат) с толщиной, изменяющейся от 10 м

у поверхности до 456 м в районе максимальной модельной глубины (около 6000 м). Донная топография получена путем интерполяции на модельную сетку совмещенных данных General Bathymetric Charts of the Oceans (GEBCO) и топографического продукта [21] с пространственным разрешением в одну угловую минуту. Параметризация вертикального перемешивания сделана согласно [15] (К-профиль). Модель использует формализацию ячеек в соответствии с [12], что позволяет дать более точное представление о донной топографии. Модель океанской циркуляции MITgcm совмещена с моделью морского льда MITgcm, описанной в [16]. Модельные расчеты проводились в течение периода с 2007 по 2009 гг. Начальные условия брались из аналогичного модельного расчета, задокументированного в работе [22]. Но, в отличие от модели [22], в нашем исследовании поля данных сохранялись с дискретностью 6 ч.

Нами рассматривались модельные значения донного давления вдоль береговых контуров с постоянными глубинами 25, 50 и 100 м. На рис. 1 показан контур вдоль изобаты 50 м анализируемых значений уровня моря. Модельные данные сравнивались с данными мареографных станций и с альтиметрическими измерениями за те же промежутки времени. Для получения аномалий из мареографных и модельных измерений уровня исключены осредненные за месяц климатологические значения, а также приливы. На рис. 2 можно



**Рис. 2.** Аномалии уровня моря (см) в мареографных пунктах (а) Прадхо (Prudhoe) и (б) Тактояктук (Tuktoyaktuk) по данным мареографных пунктов, ЕССО2 и спутниковым альтиметрическим измерениям, осредненным по нескольким значениям вблизи мареографных станций.

увидеть отличное соответствие между данными двух береговых станций моря Бофорта и модельными значениями, подтверждающее репрезентативность модельных данных для исследования низкочастотных волн в море Бофорта. Видно, что модель немного занижает амплитуду, но сама изменчивость в мареографных пунктах воспроизводится достаточно хорошо. На рис. 2 наблюдается также неплохое соответствие и с альтиметрическими данными, но из-за наличия льда альтиметрические измерения не обеспечивают релевантное исследование низкочастотной изменчивости в море Бофорта.

При помощи MITgcm для анализа были построены временные ряды значений уровня моря в 206 пунктах сетки, расположенных вдоль 50 м контура на шельфе моря Бофорта (рис. 1); расстояние между пунктами изменялось от 3 до 6 км в зависимости от шага сетки. На рис. 3 показаны изоплеты уровня (пространственно-временная диаграмма), где наклон полос характеризует распространяющиеся в шельфовой области низко-

частотные волны. Видно, что в море Бофорта наиболее ярко волны проявляются на шельфе Маккензи (пункты 150–206). В дальнейшем мы будем анализировать характеристики этих волн, применяя стандартные статистические методы анализа.

## МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ

В каждом из 206 пунктов был проведен вейвлет-анализ, позволяющий анализировать существенно нестационарные процессы, что является важным преимуществом по сравнению со стандартным спектральным анализом временных рядов. На рис. 4 в качестве примера даны временной ряд и вейвлет-диаграмма в одном из пунктов (150), расположенном на шельфе Маккензи. Для вейвлет-анализа использовались материнские вейвлеты Морле, позволяющие анализировать колебания разных масштабов с равной степенью детализации. Фактически уже на рис. 4 на вейвлет-диаграмме видны основные масштабы колебаний

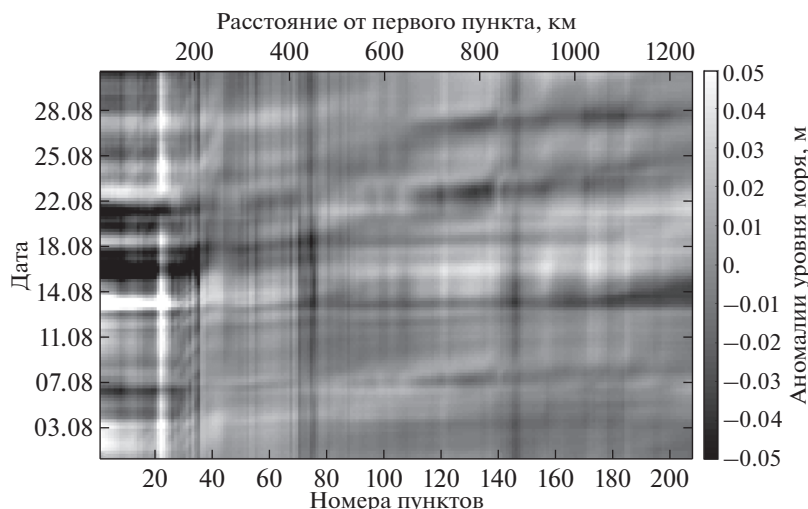


Рис. 3. Пространственно-временной разрез аномалий уровня, построенный вдоль 50 м контура.

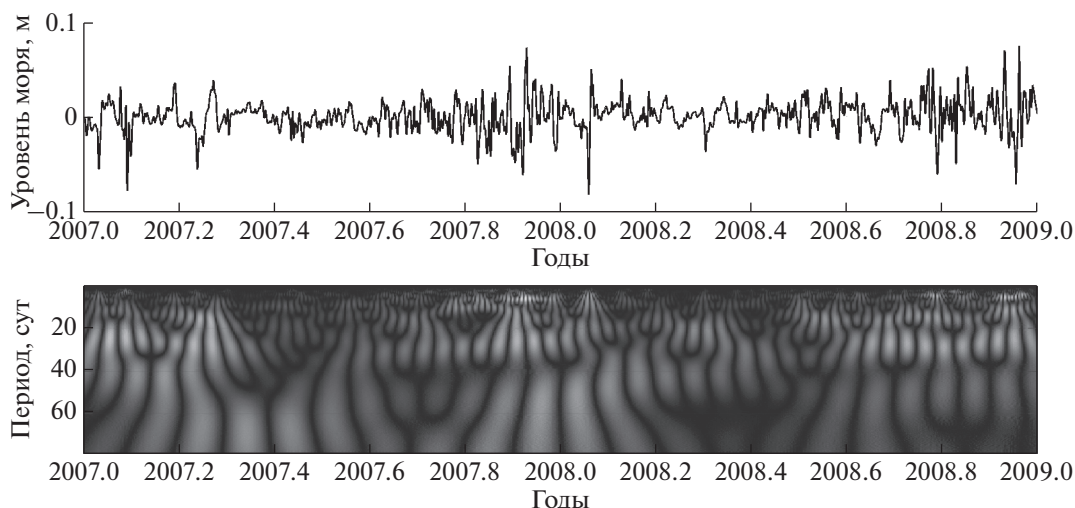
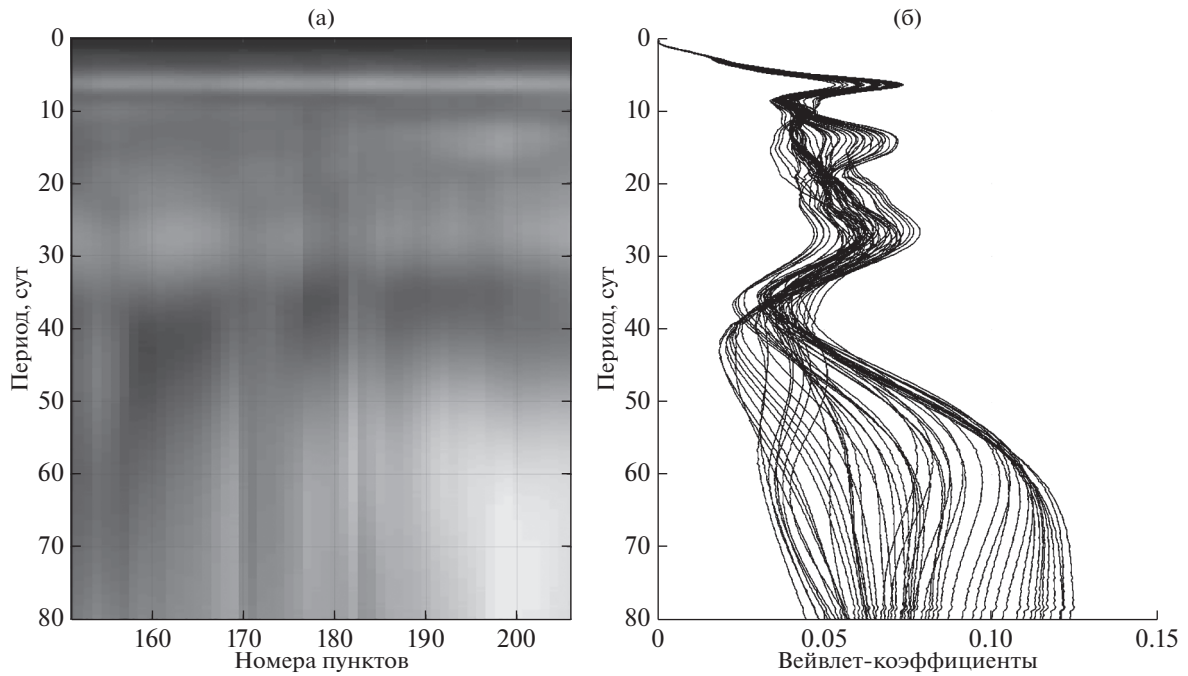


Рис. 4. Временной ряд и вейвлет-диаграмма в пункте 150.

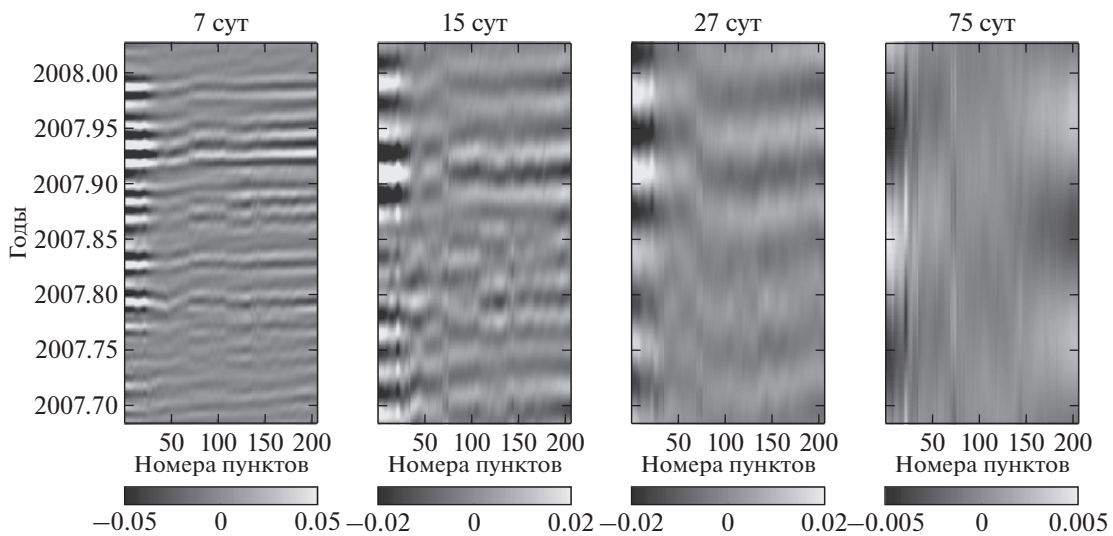
за период 2007–2009 гг. На рис. 5 показаны графики осредненных значений вейвлет-коэффициентов для всех пунктов шельфа Маккензи, из чего следует, что основные масштабы колебаний уровня на шельфе моря Бофорта составляют 7, 15, 27 и 75 сут. На рис. 5а можно увидеть, что для шельфа Маккензи колебания с периодом 7 сут дают приблизительно одинаковый вклад в изменчивость уровня для всех пунктов шельфа Маккензи – колебания с периодом 15 сут возникают преимущественно в восточной части рассматриваемой акватории; вклад колебаний с периодом 27 суток происходит во всей области, но в отдельных пунктах с меньшей интенсивностью, чем в других; экстремумы в низкочастотной области с периодом 75 сут значительно усиливаются по на-

правлению к востоку в сторону увеличения номеров пунктов. Можно заметить, что вклад низкочастотных колебаний с периодом 75 сут, как минимум, в два раза превышает вклад колебаний других масштабов (рис. 5б).

Для анализа колебаний выделенных периодов 7, 15, 27 и 75 сут построены их изоплеты для шельфа моря Бофорта (длиной 1247 км) при помощи обратного вейвлет-преобразования; результаты представлены на рис. 6. Здесь по наклонам полос коэффициентов на отдельных участках 50-метровой изобаты шельфа моря Бофорта хорошо видны волны указанных периодов, при этом контур можно условно разделить на несколько частей, на которых различается проявление волн,



**Рис. 5.** Пространственно-временная диаграмма вейвлет-коэффициентов на шельфе Маккензи (а); зависимость значений вейвлет-коэффициентов от масштабов колебаний уровня для шельфа Маккензи (б).



**Рис. 6.** Изоплеты волн с периодами 7, 15, 27 и 75 сут для шельфа моря Бофорта (206 пунктов, отложены по оси абсцисс).

что также было видно и на рис. 5а по диаграмме вейвлет-коэффициентов.

Таким образом, анализ данных региональной гидродинамической модели MITgcm обнаружил в море Бофорта низкочастотные волны с периодами 7, 15, 27 и 75 сут, которые являются свободными волнами, распространяющимися на восток вдоль береговой черты и являющимися одним из

механизмов релаксации системы вод моря Бофорта. Возникает вопрос: что является причиной, вызывающей эти волны? В работе [13] анализируется роль ветра и берегового апвеллинга в генерации низкочастотных волн моря Бофорта. Авторы, сравнивая вклад в изменчивость течений на 4-х буйковых станциях, указывают, что на станции, расположенной вблизи каньона Маккензи

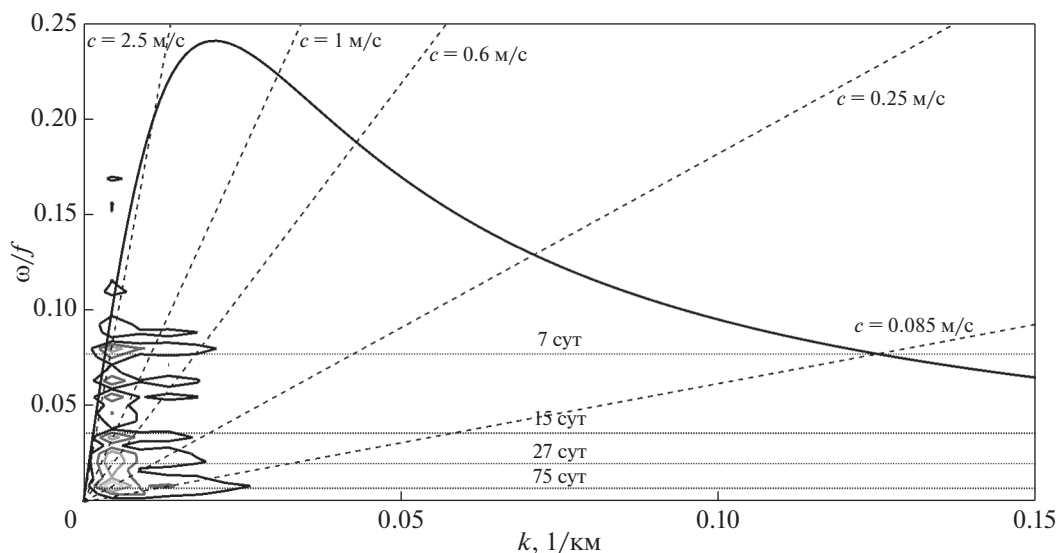


Рис. 7. Двухмерный спектр и дисперсионное соотношение шельфовых волн; пунктиром показаны скорости волн (м/с), соответствующие максимальным значениям спектра (периоды 7, 15, 27 и 75 сут показаны параллельными прямыми).

(приблизительно в районе 130 пункта на рис. 1), влияние ветра на изменение уровня, как минимум, в три раза превышает таковое на других станциях, что вызывает волны максимальной фазовой скорости, равной 0.6 м/с. В зимнее время авторы связывают этот факт не столько с апвеллингом, сколько с влиянием мезомасштабных вихрей. В то же время Кармак и Куликов [13] указывают на важнейшую роль в механизме генерации волн моря Бофорта апвеллинга каньона Маккензи, при котором восточный ветер, вызывающий течения, взаимодействует с водами каньона и создает обмен между океаном и шельфом, что в конечном итоге приводит к образованию волн.

Вместе с этим, наиболее сильная связь между колебаниями уровня и ветром наблюдается не вдоль этого участка шельфа, а с ветром к северу от мыса Барроу. Из графиков на рис. 5 и 6 видно, что низкочастотные волны, особенно для периода 75 сут, более всего проявляются для района, расположенного восточнее каньона Маккензи. Анализ данных спутниковой альтиметрии (рис. 14 в работе [14]) и модельных расчетов также показал, что максимальные колебания уровня характерны для шельфа в районе пункта Тактояктук (рис. 2). Анализ результатов разложения по сопряженному EOF-анализу аномалий уровня моря Бофорта и зональной составляющей напряжения ветра показал, что возмущения, вызванные ветром с максимальной интенсивностью у мыса Барроу, связаны с наиболее значительными колебаниями уровня на шельфе Маккензи (пункты 150–206).

Для того чтобы оценить фазовую скорость волн, рассмотрим простую теоретическую модель для баротропных шельфовых волн, предложенную Робинсоном [20]. Согласно этой модели, шельфовые волны, распространяясь вдоль шельфа в циклоническом направлении для Северного полушария (и в антициклоническом – для южного), имеют фазовую скорость, которая может быть вычислена по формуле

$$c_{th} = \frac{\omega}{k} = \frac{fL}{\gamma_j^2}, \quad (1)$$

где  $k$  – волновое число,  $f$  – параметр Кориолиса,  $L$  – ширина шельфа,  $\gamma_j$  определялись как корни функции Бесселя нулевого порядка  $J_0(2\gamma_j)$ . Для шельфовых волн формула (1) верна, когда  $\omega^2 \ll f^2$ , что соответствует волнам с периодами, превышающими инерционный период (для этих широт 12 ч), а первая мода волн вычисляется по формуле  $c = \frac{fL}{2\pi \times 1.44}$ . За среднюю ширину шельфа моря Бофорта было принято 80 км. Следовательно, получаем следующую теоретическую оценку фазовой скорости в море Бофорта  $c_{th} = 1.2$  м/с. Разумеется, расчеты дисперсионных соотношений по модели Робинсона носят лишь иллюстративный характер.

На рис. 7 показаны 2D-FFT-спектры для шельфа Маккензи, построенные по данным региональной гидродинамической модели MITgcm.

Дисперсионная кривая для шельфовых волн рассчитана по аналитической формуле [10]:

$$\omega = -\frac{\left(\beta - \frac{f}{B}\right)k}{k^2 + l^2 + \frac{1}{4B^2}},$$

где  $k, l$  – волновые числа,  $f = \frac{4\pi}{86400} \sin \varphi$  – пара-

метр Кориолиса,  $\beta = \frac{4\pi \cos \varphi}{86400 R}$ ,  $\varphi$  – широта,  $R$  –

радиус Земли,  $B$  – ширина шельфа. В расчетах были взяты значения  $B = 80$  км,  $l^{-1} = 40$  км. Максимальная частота на дисперсионной кривой достигается при  $k = \sqrt{l^2 + \frac{1}{4B^2}}$  и составляет

$$\omega_{\max} = \frac{\frac{f}{B} - \beta}{2\sqrt{l^2 + \frac{1}{4B^2}}}. \text{ Гилл [3] показал, что на самом}$$

деле имеется бесконечное счетное множество возможных значений  $l$  и, соответственно, бесконечное счетное множество мод свободных шельфовых волн, графики которых подобны приведенному на рис. 7.

На рис. 7 для каждой частоты, соответствующей одному из отмеченных периодов 7, 15, 27 и 32 сут, выделяется две системы волн: короткие (длины до 10 км) и длинные (длины до 1100 км). Например, для периода 7 суток по аналитическому дисперсионному соотношению выделяются волны с длинами 8 и 300 км. На графике рис. 7 не все области, соответствующие максимальным значениям спектра, находятся на дисперсионной кривой, но, в любом случае, в непосредственной близости от нее. Неплохое соответствие максимумов спектра дисперсионному соотношению позволяет сделать вывод, что рассматриваемые береговые захваченные волны являются шельфовыми.

Авторы работы [10] по данным за 1986–1987 гг. выделили шельфовые волны в каньоне Барроу и в западной части материкового склона моря Бофорта с периодами 5–6 суток и длинами около 1100 км, которые распространялись на восток со скоростью 2.2 м/с. Мы получили по данным модели MITgcm похожие результаты: волны с периодом 7 сут длиной 300–1100 км и скоростью 2.5 м/с.

Кармак и Куликов [13], опираясь на данные 4-х буйковых станций, выделяли внутренние волны Кельвина. Мы допускаем, что волны Кельвина также могут давать вклад в рассматриваемую нами изменчивость. С одной стороны, анализируемые данные позволяют нам рассматривать баротропные волны, с другой стороны, как показа-

но в [13], внутренние волны Кельвина в стратифицированном океане имеют длины порядка радиуса деформации Россби: для моря Бофорта он составляет 5–7 км. Однако пространственное разрешение анализируемых данных не позволяет нам получить характеристики волн Кельвина.

На рис. 7 для длинных волн периодом 7 сут область максимальных значений спектра пересекает эту дисперсионную кривую. Таким образом, в колебаниях уровня выделяются шельфовые волны с периодом 7 сут, длиной 300 км и скоростью 2.5 м/с. Короткие волны длиной 8 км в максимумах спектра не выделились, очевидно, из-за недостаточного пространственного разрешения данных. Кроме того, выделяются волны длиной 650 км с периодами 15 сут и скоростью 1 м/с; волны длиной 1150 км с периодом 27 сут и скоростью 0.6 м/с; волны с длинами 200 и 300 км с периодом 75 сут и скоростями 0.25 и 0.085 м/с соответственно.

Таким образом, анализируемые волны являются береговыми захваченными волнами, характеристики которых неплохо соответствуют теоретическому дисперсионному соотношению для шельфовых волн. Свободные шельфовые волны являются одним из видов топографических волн Россби, и в механизме их генерации уклоны дна играют такую же важную роль, как и изменения планетарной и относительной завихренностей. При движении частица сохраняет свою потенциальную завихренность  $Q$ , которая в приближении “твердой крышки” описывается формулой

$$Q = \frac{f + \zeta}{H}, \quad (2)$$

где  $\zeta$  – относительная завихренность,  $H$  – глубина. Если обозначить  $H_n$  глубину в невозмущенном состоянии ( $\zeta = 0$ ), то  $Q = \frac{f}{H_n}$  и соотношение (1) дают

$$\frac{\zeta}{f} = \frac{H - H_n}{H_n}. \quad (3)$$

Таким образом, отклонение частицы в более глубокое место (от берега) сообщает ей циклоническую завихренность, а отклонение в мелкую зону (к берегу) – антициклоническую. Другими словами, для того чтобы сохранялась потенциальная завихренность, необходимо, чтобы частица, смещающаяся в более мелкую зону, приобретала антициклоническую потенциальную завихренность, а частица, смещающаяся в более глубокую область – циклоническую. Таким образом, шельфовые волны, как и “чистые” волны Россби, представляют собой перемещающиеся в поле уровня вихревые образования с завихренностями разного знака, распространяю-



щиеся на шельфе вдоль берега, оставляя мелкую воду справа.

### ВЫВОДЫ

1) Анализ данных гидродинамической модели MITgcm показал присутствие береговых захваченных волн в море Бофорта, ответственных за низкочастотную изменчивость уровня моря. Выделяются периоды волн 7, 15, 27 и 32 сут.

2) Анализ дисперсионных кривых показал, что эти волны являются свободными шельфовыми волнами, являясь одним из механизмов релаксации системы вод моря Бофорта, выведенной из состояния равновесия внешними силами: ветер, апвеллинг или градиенты атмосферного давления.

3) По данным MITgcm в колебаниях уровня выделяются шельфовые волны с периодом 7 сут, длиной 1510 км и фазовой скоростью 2.5 м/с.

4) Для периода 15 сут выделяются волны длиной 1300 км с периодами 15 суток и фазовой скоростью 1 м/с.

5) Для периода 27 сут выделяются волны длиной 1400 км с и фазовой скоростью 0.6 м/с.

6) Для периода 75 сут выделяются волны с длинами 1680 и 550 км и фазовой скоростями 0.25 и 0.085 м/с, соответственно.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (грант № 18-17-00027).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Г.В. Физико-статистическое исследование непериодических колебаний уровня арктических морей: Автореф. канд. дис. Л. 1969.
2. Белоненко Т.В., Захарчук Е.А., Фукс В.Р. Градиентно-вихревые волны в океане. СПб.: Издательство С.-Петербургского ун-та, 2004, 215 с.
3. Гилл А. Динамика атмосферы и океана. Т. 1. М.: Мир, 1986. 388 с.
4. Грузинов В.М., Захарчук Е.А., Сычев Ю.Ф. Особенности динамики вод арктических морей России в синоптическом диапазоне пространственно-временных масштабов // Метеоспектр. 2011. № 4. С. 16–18.
5. Захарчук Е.А. Синоптическая изменчивость уровня и течений в морях, омывающих северо-западное и арктическое побережья России. СПб.: Гидрометеоздат, 2008. 359 с.
6. Захарчук Е.А. Анемобарические низкочастотные волны в Чукотском море // Метеорология и гидрология. 2009. № 6. С. 56–67.
7. Захарчук Е.А., Тихонова Н.А. Об интенсивности течений разных временных масштабов в Чукотском море и Беринговом проливе // Метеорология и гидрология. 2006. № 1. С. 76–85.
8. Захарчук Е.А., Тихонова Н.А. Низкочастотные волновые возмущения в поле течений Чукотского моря // Тр. ГОИН. 2007. № 210. С. 77–95.
9. Захарчук Е.А., Тихонова Н.А. Вынужденные топографические волны в поле уровня арктических морей сибирского шельфа // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 1 (95). С. 18–30.
10. ЛеБлон П., Майсек Л. Волны в океане. Т. 1. М.: Мир, 1981. 480 с.
11. Aagaard K., Roach A.T. Arctic ocean-shelf exchange: Measurements in Barrow Canyon // J. Geophys. Res. 1990. V. 95. № C10. P. 18163–18175.
12. Adcroft A., Hill C., Marshall J. The representation of topography by shaved cells in a height coordinate model // Mon. Weather Rev. 1997. V. 125. P. 2293–2315.
13. Carmack E.C., Kulikov E.A. Wind-forced upwelling and internal Kelvin wave generation in Mackenzie Canyon, Beaufort Sea // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. № C9. P. 18447–18458.
14. Dmitrenko I., Kirillov S., Forest A. et al. Shelfbreak current over the Canadian Beaufort Sea continental slope: wind-driven events in January 2005 // J. Geophys. Res. Oceans. 2016. V. 121 P. 2447–2468. doi 10.1002/2015JC011514
15. Large W.G., McWilliams J.C., Doney S. Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization // Rev. Geophys. 1994. V. 32. № 4. P. 363–403.
16. Losch M., Menemenlis D., Heimbach P. et al. On the formulation of sea-ice models. Part 1: Effects of different solver implementations and parameterizations // Ocean Modell. 2010. № 33. P. 129–144.
17. Marshall J., Adcroft A., Hill C. et al. A finite-volume, incompressible Navier-Stokes model for studies of the ocean on parallel computers // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. № C3. P. 5753–5766.
18. Nguyen A.T., Menemenlis D., Kwok R. Arctic ice-ocean simulation with optimized model parameters: Approach and assessment // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. № C04025. doi 10.1029/2010JC006573
19. Ortega-Sánchez M., Bramato S., Quevedo E. et al. Atmospheric-hydrodynamic coupling in the near shore // Geophys. Res. Lett. 2008. V. 35. No L23601. doi 10.1029/2008GL036043
20. Robinson, A. R. Continental shelf waves and the response of sea level to weather systems // J. Geophys. Res. 1964. V. 69. № 2. P. 367–368.
21. Smith W.H.F., Sandwell D.T. Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings // Science. 1997. V. 277 (5334). P. 1956–1962.
22. Volkov D.L., Kubryakov A.A., Lumpkin R. Formation and variability of the Lofoten basin vortex in a high-resolution ocean model // Deep-Sea Res. I, 2015. V. 105. P. 142–157. doi 10.1016/j.dsr.2015.09.001
23. Zakharchuk E.A., Sukhachev V.N., Tikhonova N.A. The statistical structure of synoptic variability ocean currents at the continental slope of the Laptev Sea and features of their generation by anemobaric forces // Oceanology. 2016. V. 56. № 5. P. 621–636.

**Shelf Waves in the Beaufort Sea Based on Hydrodynamic Model MITgcm****T. V. Belonenko, D. L. Volkov, A. V. Koldunov**

The article examines the sea surface low-frequency oscillations in the Beaufort Sea, according to the MITgcm hydrodynamic model numerical implementation for the period 2007–2009 with increments of 6 h. We obtained spatial-temporal characteristics of the waves using wavelet analysis. Dispersion displayed that these waves are free shelf waves being one of the relaxation mechanisms of Beaufort sea water system derived from the state of equilibrium by external forces, e.g. wind, upwelling or atmospheric pressure gradients. It was shown that dedicated waves correspond to periods of 7, 15, 27 and 75 days. Based on spectra shelf wave phase speeds (2.5, 1.0, 0.6, 0.25 and 0.085 m/s) and their length (1510; 1300; 1400, 1680 and 550 km) were calculated.