

Е. В. Зубкова, И. Е. Козлов, В. Н. Кудрявцев

ХАРАКТЕРИСТИКИ КОРОТКОПЕРИОДНЫХ ВНУТРЕННИХ ВОЛН В ГРЕНЛАНДСКОМ МОРЕ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

E. V. Zubkova, I. E. Kozlov, V. N. Kudryavtsev

CHARACTERISTICS OF SHORT-PERIOD INTERNAL WAVES IN THE GREENLAND SEA DERIVED FROM SPACEBORNE SAR OBSERVATIONS

Представлены результаты спутниковых наблюдений короткопериодных внутренних волн (КВВ) в Гренландском море за летне-осенний период 2007 г. Анализ 897-ми радиолокационных изображений позволил выделить 503 проявления КВВ, определить основные районы их распространения и характеристики. Ключевые районы наблюдения КВВ находятся над участками континентального и шельфового склонов вблизи арх. Шпицберген, Гренландии и о. Ян-Майен, а также в прикромочной области льда в центральной и северо-восточной частях моря и над хр. Мона. Наблюдаемые КВВ могут представлять собой интенсивные ВВ больших амплитуд.

Ключевые слова: *короткопериодные внутренние волны, картирование внутренних волн, радиолокаторы с синтезированной апертурой, Гренландское море.*

In this paper we present results of short-period internal wave (SIW) observations in the Greenland Sea for the summer-autumn period in 2007. Analysis of 897 SAR images allowed to identify 503 distinct SIW signatures, reveal key regions of their occurrence and estimate their characteristics. Key regions of SIW observations are found over the continental and shelf slope regions near to Svalbard, Greenland, Jan Mayen, along the marginal ice zone in the central and north-eastern parts of the sea, and over the Mohns Ridge. Observed SIW may represent intensive internal solitary waves of large amplitudes.

Keywords: *short-period internal waves, mapping of internal waves, synthetic aperture radar, Greenland sea.*

Внутренние волны (ВВ) являются важным элементом динамической структуры океана и влияют на его «среднее» состояние путем вертикального перемешивания, горизонтального и вертикального переноса импульса и энергии [14]. За счет переноса биогенных веществ из глубинных слоев в фотический слой ВВ могут также влиять на развитие планктона и морские экосистемы [9]. Кроме того, ВВ являются одним из ключевых процессов, определяющих пространственно-временные характеристики поля скорости звука в океане [6]. Известно, что в Арктике ВВ могут также оказывать влияние на морской лед и формирование заприпайных полыней [7, 13].

В последние годы наблюдается неизменный рост интереса отечественных и зарубежных специалистов к проблеме исследования внутренних волн в Арктике [3, 8, 21, 23]. Результаты недавних экспериментальных исследований показали, что генерация внутренних волн баротропным приливом над крутыми участками континентального

склона приводит к интенсификации турбулентного перемешивания и может стимулировать передачу тепла атлантических вод к поверхности [21], оказывая тем самым существенное влияние на климатическую систему Северного Ледовитого океана (СЛО).

Гренландское море — окраинное море СЛО, является одним из ключевых районов теплообмена теплых атлантических вод с арктическим бассейном, свободно сообщается с Норвежским морем, а пролив между архипелагом Шпицберген и о. Медвежий соединяет его с Баренцевым морем. Гренландское море изобилует планктоном и бентосом, благодаря чему оно обеспечивает питанием разнообразную морскую фауну. Кроме того, нефтяные компании ведут активную разведку на северо-восточном шельфе Гренландии и в самом Гренландском море.

Приливные колебания в Гренландском море выражены отчетливо и имеют правильный полусуточный характер [1]. Главным образом их вызывает атлантическая приливная волна. Она проникает в море через Датский пролив и распространяется на север и северо-восток. В этом же направлении уменьшается и величина прилива, от 2 м в южной части моря до 1 м на севере. В отдельных бухтах восточного побережья Гренландии величина прилива достигает 2,5...3 м [1].

С точки зрения исследования ВВ акватория Гренландского моря является малоизученной. В работах [10, 11, 13, 14, 17, 22] на основе экспериментальных наблюдений для отдельных районов моря, покрытых льдом, получены частотные спектры ВВ и проведено их сравнение с наблюдениями из других районов Мирового океана. Основным выводом этих работ заключается в том, что спектры ВВ имеют сходную форму, но более низкий уровень — по отношению к модельному спектру Гарретта—Манка (ГМ) [16]. Причем для районов с ровным рельефом дна уровень спектра заметно ниже, чем на склоне шельфа или вблизи неоднородностей донного рельефа, где уровни спектра близки к ГМ [11, 14, 20].

В отношении короткопериодных внутренних волн (КВВ), т.е. внутренних волн с короткими масштабами по сравнению с приливными, распространяющихся в виде цугов уединенных волн (солитонов) и часто наблюдаемых из космоса [4, 12, 18, 22], известно еще меньше. Оценки пространственных характеристик КВВ в Гренландском море даются лишь в нескольких работах и только для участков акватории, покрытых льдом [11, 13, 22]. Использование спутниковой информации для исследования внутренних волн в Гренландском море ограничено анализом единичных изображений вблизи кромки льда в районе плато Ермак [17, 22] и на восточно-гренландском шельфе [12]. На этом информация о поле короткопериодных внутренних волн в Гренландском море исчерпывается.

Настоящая работа продолжает цикл работ по исследованию короткопериодных внутренних волн в Арктике на основе анализа спутниковых измерений [2, 3, 4, 18] и посвящена исследованию районов генерации и характеристик КВВ в Гренландском море. Идентификация и определение характеристик КВВ проводится на основе анализа массива спутниковых радиолокационных изображений за летне-осенний период 2007 г. для открытой ото льда части Гренландского моря.

Данные и метод

Для анализа пространственной изменчивости поля КВВ в Гренландском море использовали изображения спутникового радиолокатора с синтезированной апертурой

(РСА) Envisat ASAR в различных режимах съемки (WSM, IMM, IMP) с пространственным разрешением 150×150 м и 30×30 м при различной поляризации РСА-сигнала. Спутниковые радиолокационные изображения (РЛИ) были получены из роллинг-архива Европейского космического агентства (ЕКА). Анализ и идентификация внутренних волн на изображениях РСА проводились с использованием программного обеспечения INTERWAVE [5]. Всего за период с июня по октябрь 2007 г. было проанализировано 897 РЛИ.

Из табл. 1 и рис. 1 (а) видно, что количество изображений за весь период наблюдений распределено достаточно равномерно. Максимальное количество КВВ было зарегистрировано в июле и августе (~65 %), когда условия стратификации, по-видимому, наиболее благоприятны для генерации КВВ.

Таблица 1

Основные характеристики спутниковых РСА наблюдений КВВ в Гренландском море в 2007 г.

Месяц	Количество РЛИ	Количество пакетов КВВ
Июнь	195	87
Июль	159	144
Август	193	182
Сентябрь	160	68
Октябрь	190	22
Всего	897	503

На рис. 1 представлена информация о покрытии района исследований спутниковой съемкой. Акватория Гренландского моря была разбита на участки с равным шагом по градусной сетке, а затем было рассчитано количество РЛИ, приходящихся на единицу морской поверхности. Из рис. 1 (б) видно, что акватория моря покрыта спутниковой съемкой неравномерно. Большинство изображений приходится на северо-восточную часть моря (от 100 до 150 РЛИ на единицу морской поверхности), на южную часть моря приходится в среднем 80–90 РЛИ. Для западной части моря, свободной ото льда в течение короткого времени, покрытие РСА съемкой составило лишь 20–30 РЛИ. При этом некоторые участки акватории на севере и вдоль северо-восточного шельфа Гренландии остались непокрытыми спутниковой съемкой из-за присутствия ледяного покрова в течение всего сезона.

Результаты спутниковых наблюдений ВВ в Гренландском море

В ходе обработки 897 спутниковых изображений было идентифицировано 503 пакета КВВ. Основная часть зарегистрированных КВВ приходится на июль и август (~65 %), в июне и сентябре КВВ регистрировались примерно в два раза реже, а в октябре их количество минимально (см. табл. 1). Как правило, внутренние волны наблюдались на РЛИ в виде цугов (пакетов) из нескольких уединенных волн с характерным уменьшением расстояния между ними в сторону тыла пакета, одиночные солитоны наблюдались крайне редко.

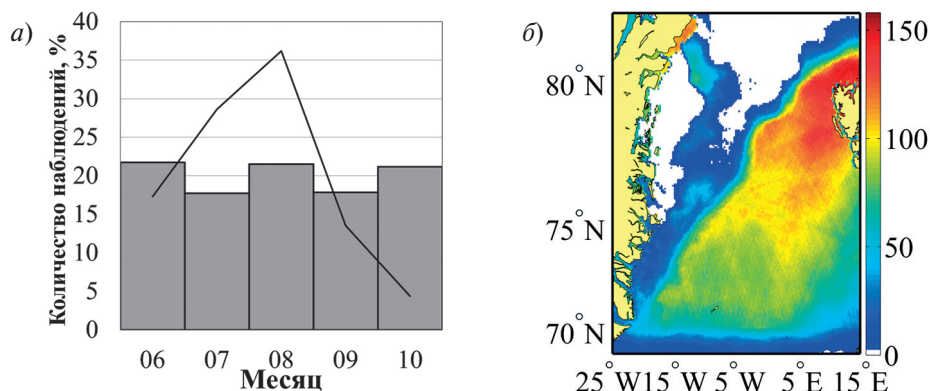


Рис. 1. *a* — основные характеристики спутниковых РСА наблюдений КВВ в Гренландском море, где столбцы — количество РСА изображений, а линия — количество обнаруженных пакетов КВВ; *б* — карта покрытия свободной ото льда акватории Гренландского моря спутниковой РСА съемкой с июня по октябрь 2007 г.

Важно отметить, что около 60 % всех волн было зарегистрировано над глубоководной частью моря с глубинами более 500 м (рис. 2, *a*), что заметно отличается от результатов спутниковой съемки Баренцева и Карского морей, где большинство КВВ регистрировались на шельфе и над континентальным склоном [3, 4, 18]. Из них примерно половина сосредоточена вдоль прикромочной области льда, простирающейся с северо-востока на юго-запад через всю акваторию моря.

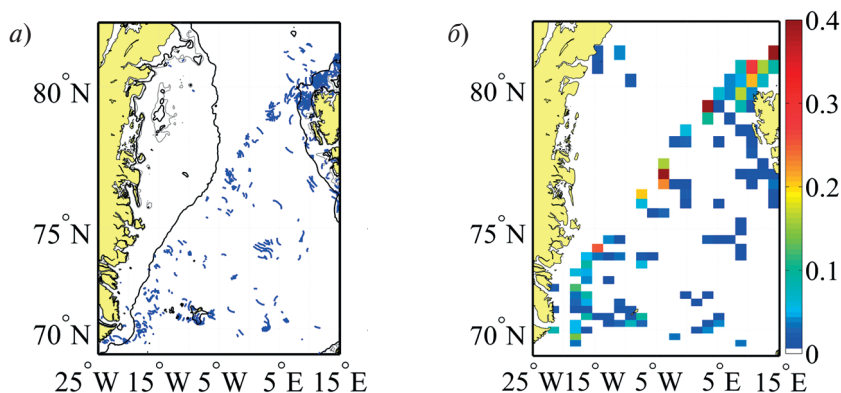


Рис. 2. Пространственное распределение КВВ на акватории Гренландского моря по результатам спутниковых наблюдений за май–октябрь 2011 г.: *a* — положение гребней лидирующих волн; *б* — относительная частота встречаемости КВВ в спутниковых РЛИ. На карты нанесены изобаты 50, 100 и 500 м

Основная часть КВВ, зарегистрированных на шельфе и его склоне, приходится на шельфовую область вблизи арх. Шпицберген, в северо-восточной части моря.

На шельфе Гренландии, покрытом льдом значительную часть летнего времени, пакеты внутренних волн локализованы только в двух небольших районах — восточнее фьорда Ингольф в северо-западной части моря ($81,5^{\circ}$ с.ш., $10-15^{\circ}$ з.д.) и вдоль берега Блоссевиля (69° с.ш., $20-25^{\circ}$ з.д.) в северо-восточной части Датского пролива (юго-западная часть моря). В юго-восточной части рассматриваемого района соответствующей северной части Норвежского моря внутренние волны наблюдаются нерегулярно.

На рис. 2 (а) представлена обобщенная карта пространственного распределения гребней лидирующих волн в пакетах КВВ на акватории Гренландского моря. Как видно, КВВ распределены по акватории неравномерно. Значительная их часть сосредоточена над бровкой шельфа к северо-западу от арх. Шпицберген. Большое количество КВВ наблюдается вдоль кромки льда, вытянутой с северо-востока на юго-запад, а также южнее о. Ян-Майен.

На рис. 2 (б) показано пространственное распределение относительной частоты встречаемости внутренних волн на РЛИ Гренландского моря, рассчитанной в виде отношения общего количества зарегистрированных пакетов КВВ в заданном квадрате моря к количеству РСА съемок данного квадрата в безледный период. Так, например, значение относительной частоты, равное 0,5, соответствует регистрации одного пакета внутренних волн в заданном квадрате моря на каждом втором РЛИ. Из рис. 2 (б) видно, что регулярно пакеты внутренних волн наблюдались над бровкой и склоном шельфа к северу и северо-западу от арх. Шпицберген (значения относительной частоты составили $\sim 0,4...0,5$), а также в прикромочной области льда в центральной и северо-восточной частях моря (максимальные значения относительной частоты $\sim 0,3...0,4$). В южной части моря КВВ наблюдались реже, максимальные значения относительной частоты около 0,1 зарегистрированы на выходе из Датского пролива к востоку от м. Брустер и далее на север вдоль бровки шельфа, а также южнее о. Ян-Майен. В других районах КВВ наблюдались менее регулярно, среднее значение относительной частоты встречаемости составляет менее 0,05.

В табл. 2 приведены статистические параметры некоторых характеристик внутренних волн. Как упоминалось ранее, КВВ наблюдались в виде пакетов по 2–3 уединенных волны в пакете (максимум 12 волн) при средней ширине пакета около 1,5 км. Средняя длина волны в пакетах составляет около 0,8 км, максимальное значение — 3,5 км. Среднее наблюдаемое значение длины фронта и площади пакетов КВВ составляет около 20 км и 38 км^2 , соответственно, но для самых крупных пакетов значения этих параметров достигают 93 км и 250 км^2 .

Таблица 2

Статистические характеристики параметров внутренних волн в Гренландском море по данным спутниковых РСА наблюдений

Параметр ВВ	Максимум	Минимум	Среднее	Медиана
Количество волн в пакете	12	1	3	2
Максимальная длина волны, км	3,47	0,06	0,77	0,69
Длина гребня лидирующей волны, км	92,57	0,89	20,55	17,43
Длина пакет волн, км	9,05	0,10	1,52	1,18
Площадь пакета, км^2	250,29	0,10	37,95	18,80

На рис. 3 представлены карты пространственного распределения основных параметров КВВ, перечисленных выше. Максимальные значения длины волны КВВ (более 2 км) наблюдались в юго-восточной части района исследований. Как видно из рис. 3 (а), пакеты ВВ с длинами волн более 2 км наблюдались к востоку и северо-востоку от о. Ян-Майен в окрестностях хр. Мона. Вблизи арх. Шпицберген и в центральной части акватории наблюдаемые значения длины волны КВВ составили 0,5...1 км. На склоне юго-восточного шельфа Гренландии длина волны в пакете варьировалась от 0,7 до 1,5 км. Минимальные значения длины волны КВВ наблюдались восточнее Фьорда Ингольф (0,1...0,4 км).

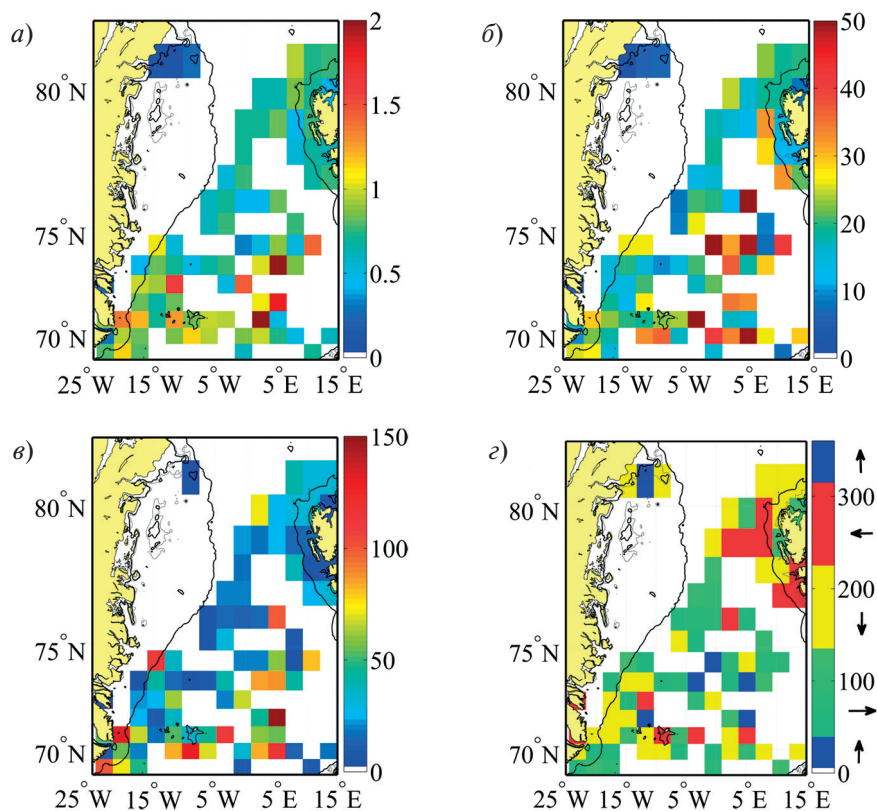


Рис. 3. Карты пространственного распределения основных параметров внутренних волн на акватории моря Лаптевых: а — максимальная длина волны в пакетах КВВ (км); б — длина гребня лидирующей волны (км); в — площадь пакетов КВВ (км²); з — направления распространения КВВ. На карты нанесены изобаты 50, 100 и 500 м

Как правило, на акватории моря наблюдались цуги КВВ с длиной гребня лидирующей волны 20–30 км, наиболее крупные волны наблюдались восточнее о. Ян-Майен

и в центральной части акватории над хр. Мона, там же зарегистрирована максимальная длина гребня — 92 км (см. рис. 3, б). Вдоль западного побережья арх. Шпицберген средняя длина гребней КВВ составила около 30 км, минимальные значения до 10 км зарегистрированы восточнее фьорда Ингольф.

Самые крупные по площади пакеты внутренних волн зарегистрированы над хр. Мона в юго-восточной части акватории (250 км²). К югу и востоку от о. Ян-Майен, к востоку от Земли Джексона и к юго-востоку от о. Шаннон площадь пакетов внутренних волн составляет 120...140 км². В большинстве остальных случаев наблюдаемая площадь пакетов составила менее 70 км² (см. рис. 3, в).

На рис. 3 (г) показана карта пространственного распределения направлений распространения внутренних волн на акватории моря (направление указано относительно направления на север). Преобладающим направлением распространения ВВ на акватории является северо-восточное. При этом для большинства районов видно, что направление внутренних волн соответствует движению на или со склонов неоднородного рельефа в согласии с результатами контактных измерений [11, 13, 19, 22]. Над континентальным склоном вдоль западного побережья арх. Шпицберген внутренние волны распространяются преимущественно на запад, к северу от арх. Шпицберген над плато Ермак волны имеют южное направление, т.е. от кромки льда в сторону открытой воды. Вдоль прикромочной области, простирающейся с северо-востока на юго-запад моря, направление ВВ различно, но в центральной части этого района преобладает восточное направление. Вдоль континентального склона восточной Гренландии (69–75° с.ш., 5–25° з.д.) волны распространяются в глубоководную часть моря, а на самом шельфе — в сторону мелководья на запад. В окрестности о. Ян-Майен зарегистрированы волны всех направлений, распространяясь преимущественно от берега в глубоководную часть моря. К востоку от фьорда Ингольф наблюдаются волны противоположных направлений — северного и южного.

Важно отметить, что на карте направлений распространения внутренних волн (см. рис. 3, г) показано лишь среднее направление внутренних волн в заданном квадрате моря. В реальности в одном и том же районе могут наблюдаться разнонаправленные пакеты КВВ, «приходящие» в районы наблюдения из различных локальных районов генерации. Пример, наблюдения в одном районе моря пакетов внутренних волн различных направлений показан на рис. 4. На этом рисунке представлен фрагмент РЛИ Envisat ASAR от 4 сентября 2007 г. для юго-западной части моря вблизи берега Блоссевиля (северо-восточная часть Датского пролива), на котором видны две группы волн северного (пакеты А, Б) и северо-восточного (пакет В) направлений (см. рис. 4, б). Расстояние между последовательными пакетами А и Б составляет около 18 км, что, предполагая генерацию этих волн полусуточным приливом, дает значение фазовой скорости КВВ ~0,4 м/с.

Внутренние волны различных направлений также наблюдались в ходе экспериментальных измерений, проводившихся вблизи кромки морского льда над плато Ермак и описанных в работах [13, 17, 19, 22]. Этот район интересен тем, что, пожалуй, только для него в литературе существует описание характеристик короткопериодных внутренних волн, включая описание их вертикальной структуры, — информация, недоступная из анализа спутниковых изображений.

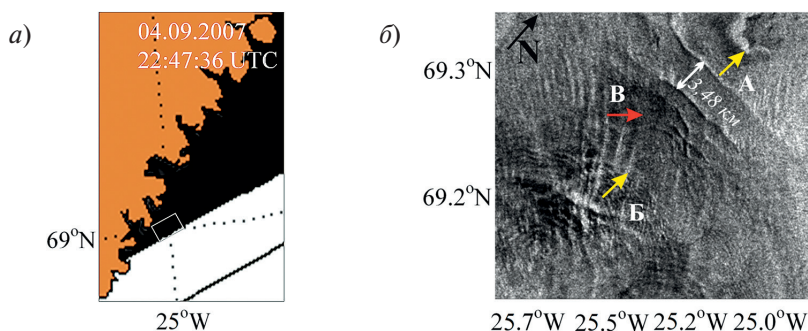


Рис. 4. Пример проявления пакетов внутренних волн различных направлений вблизи берега Блоссевиля на РЛИ Envisat ASAR от 04.09.2007 г.:

а — карта северо-восточной части Датского пролива с отмеченным положением фрагмента РЛИ;
б — увеличенный фрагмент РЛИ с проявлениями внутренних волн (© ESA)

Первый случай регистрации пакетов КВВ в этом районе приводится в работе [17], где представлено спутниковое изображение с отчетливыми проявлениями пакетов КВВ в открытой воде в непосредственной близости от кромки льда с длинами волн 400–1000 м, направленных от подводного хребта на север, северо-восток в область, покрытую льдом. Проведенные позднее измерения в этом районе показали, что наблюдаемые пакеты высокочастотных внутренних волн соответствуют внутренним волнам первой моды [22]. При прохождении пакетов КВВ регистрировались колебания изотерм в слое 30...65 м с периодами около 20...30 мин и амплитудами до 5...6 м. Согласно [22], пакеты внутренних волн с длинами волн 100...200 м и фазовой скоростью 0,1...0,15 м/с распространялись с подветренной стороны подводного хребта перпендикулярно изобатам на юго-запад в сторону больших глубин с фазовой (групповой) скоростью 0,1...0,15 (0,05) м/с. Отметим, что внутренние волны того же направления наблюдались и нами в спутниковых изображениях (см. рис. 2).

Аналогичные пакеты интенсивных КВВ были зарегистрированы позднее над северным склоном плато Ермак в эксперименте SEAREX [13, 19]. В этом районе на основе контактных измерений в слое 70...120 м регистрировались интенсивные колебания изопикн с периодом около 12 мин и амплитудами до 30...40 м. Повторяемость колебаний имела выраженную суточную периодичность. Во время прохождения интенсивных внутренних волн регистрировались максимальные уровни диссипации кинетической энергии турбулентности, а суммарный вертикальный поток тепла к поверхности над склоном достигал 25 Вт/м², превышая в 10 раз аналогичные значения для глубокого моря к северу от плато. В этом же эксперименте на основе измерений вмонтированных в лед наклономеров было зарегистрировано прохождение пакетов интенсивных КВВ, вызвавших вертикальное смещение изопикн вверх на 36 м [13]. В этом случае пакеты внутренних волн с длиной волны около 600 м и периодом 24 мин распространялись от северного склона плато Ермак в северном направлении с фазовой скоростью 0,45 м/с. Отметим также, что в [11] были получены аналогичные оценки пространственно-временных характеристик КВВ в высокоширотном бассейне, покрытом льдом.

Во всех перечисленных выше работах делается предположение, что механизмом генерации наблюдаемых интенсивных пакетов КВВ является взаимодействие баротропного прилива с неоднородной топографией. Действительно, проведенный нами анализ спутниковых данных свидетельствует в пользу этого предположения — основные районы наблюдения КВВ в Гренландском море находятся над континентальным склоном и вблизи неоднородностей донного рельефа.

Заключение

В работе представлены результаты анализа поля короткопериодных внутренних волн в Гренландском море, полученные в ходе обработки массива спутниковых изображений Envisat ASAR за летне-осенний период 2007 г. Анализ 897 РЛИ позволил выделить 503 пакета КВВ, определить основные районы их наблюдения и построить карты пространственных характеристик внутренних волн.

Основная часть внутренних волн зарегистрирована в июле и августе (~65 %). Около 60 % всех волн обнаружены над глубоководной частью моря с глубинами более 500 м. Ключевые районы наблюдения внутренних волн расположены над континентальным склоном к северо-западу от арх. Шпицберген, над склоном шельфа восточной Гренландии и о. Ян-Майен, в прикромочной области льда в центральной и северо-восточной частях моря, а также над хр. Мона.

Внутренние волны наблюдались в виде пакетов уединенных волн при средней ширине пакета около 1,5 км. Средняя длина волны в пакетах КВВ составила 0,8 км, максимальное значение — 3,5 км. Среднее наблюдаемое значение длины фронта и площади пакетов КВВ составили 20 км и 38 км² соответственно, но для самых крупных пакетов значения этих параметров достигают 93 км и 250 км². Преобладающим направлением распространения внутренних волн на акватории является северо-восточное.

Анализ и сопоставление результатов спутниковых наблюдений и контактных измерений, доступных из литературы, показал, что ВВ, наблюдаемые вблизи плато Ермак, могут представлять собой интенсивные внутренние волны больших амплитуд и играть важную роль в перемешивании и переносе тепла над континентальным склоном. Задачей будущих исследований является проведение детального анализа характеристик ВВ в этом районе на основе совместного использования спутниковых и контактных измерений.

Данная работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента Российской Федерации для государственной поддержки молодых российских ученых МК-5562.2016.5. Работа Козлова И.Е. по обработке и анализу спутниковых РСА изображений поддержана РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-60072 мол_а_дк. Спутниковые данные ENVISAT ASAR были получены из Европейского космического агентства в рамках проекта ESA C1F-29721.

Литература

1. *Доронин Ю.П.* Региональная океанология. — Л.: Гидрометиздат, 1986. — 304 с.
2. *Зимин А.В., Родионов А.А., Шапрон Б., Романенков Д.А., Здоровеннов Р.Э., Козлов И.Е., Мясоедов А.Г., Шевчук О.И.* Работы с научно-исследовательского судна «Эколог» по проекту «Мегагрант» в Белом море, выполненные в июле–августе 2012 года // Учен. зап. РГГМУ. 2013. № 26. — С. 281–285.

3. *Козлов И.Е., Кудрявцев В.Н., Зубкова Е.В., Атаджанова О.А., Зимин А.В., Романенков Д.А., Шапрон Б., Мясоедов А.Г.* Районы генерации внутренних волн в Баренцевом, Карском и Белом морях по данным спутниковых РСА // Совр. пробл. дистанц. зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11. № 4. — С. 338–345.
4. *Козлов И.Е., Кудрявцев В.Н., Сандвен С.* Некоторые результаты исследования внутренних волн в Баренцевом море методами радиолокационного зондирования из космоса // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 86. — С. 60–69.
5. *Козлов И.Е., Мясоедов А.Г.* INTERWAVE: Определение характеристик океанских внутренних волн по их проявлениям в спутниковых радиолокационных снимках морской поверхности. Свид. о гос. регистрации программы для ЭВМ №2012660637, 26.11.2012.
6. *Коняев К.В., Сабинин К.Д.* Волны внутри океана. — СПб.: Гидрометеиздат, 1992. — 272 с.
7. *Морозов Е.Г., Писарев С.В.* Внутренние волны и образование полынй в море Лаптевых // Докл. АН. 2004. № 3. Т. 397. — С. 4–7.
8. *Морозов Е.Г., Писарев С.В., Ерофеева С.Ю.* Внутренние приливные волны в арктических морях России / под ред. И.В. Лавренова, Е.Г. Морозова. — СПб.: Гидрометеиздат, 2002. — С. 217–235.
9. *Навроцкий В.В., Ляпидевский В.Ю., Павлова Е.П.* Внутренние волны и их биологические эффекты в шельфовой зоне моря // Вестник ДВО РАН. 2012. Т. 6. — С. 22–31.
10. *Писарев С.В.* Экспериментальные частотные спектры внутренних волн в высокоширотном бассейне, покрытом льдом // Океанология. 1988. Т. 28. № 5. — С. 742–747.
11. *Писарев С.В.* Некоторые результаты измерения пространственно-временных характеристик внутренних волн в высокоширотном бассейне, покрытом льдом // Океанология. 1991. Т. 31. № 1. — С. 62–67.
12. *Jackson C.R.* An Atlas of Internal Solitary-like Waves and their Properties, Second Edition. 2004. — P. 75–78.
13. *Czipott P.V., Levine M.D., Paulson C.A., Menemenlis D., Farmer D.M., Williams R.G.* Ice flexure forced by internal wave packets in the Arctic Ocean // Science. 1991. 254(5033):832-5.
14. *D'Asaro E.A., Morison J.H.* Internal waves and mixing in the Arctic Ocean // Deep Sea Research Part A, Oceanographic Research Papers. 1992. Vol. 39. Part 1. № 2. — P. 459–484.
15. *Foster T.D., Eckert E.G.* Fine Structure, Internal Waves, and Intrusions in the Marginal Ice Zone of the Greenland Sea // Journal of Geophysical Research. 1987. Vol. 92. № C7. — P. 6903–6910.
16. *Garrett C., Munk W.* Internal waves in the ocean // Annual Reviews Fluid Mech. 1979. Vol. 11. — P. 339–369.
17. *Johannessen O.M., Johannessen J.A., Morison J., Farrelly B.A., Svendsen E.A.S.* Oceanographic conditions in the marginal ice zone north of Svalbard in early fall 1979 with an emphasis on mesoscale processes // Journal of Geophysical Research. 1983. Vol. 88. № C5. — P. 2755–2769.
18. *Kozlov I.E., Kudryavtsev V.N., Zubkova E.V., Zimin A.V., Chapron B.* Characteristics of short-period internal waves in the Kara Sea inferred from satellite SAR data // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2015. Vol. 51. № 9. — P. 1073–1087.
19. *Padman L., Dillon T.M.* Turbulent mixing near the Yermak Plateau during the Coordinated Eastern Arctic Experiment // Journal of Geophysical Research. 1991. Vol. 96. № C3. — P. 4769–4782.
20. *Plueddemann A.J.* Internal wave observations from the Arctic Environmental Drifting Buoy // Journal of Geophysical Research. 1992. Vol. 97. № C8. — P. 12619–12638.
21. *Rippeth T.P., Lincoln B.J., Lenn Y.-D., Mattias Green J.A., Sundffjord A., Bacon S.* Tide-mediated warming of Arctic halocline by Atlantic heat fluxes over rough topography // Nature Geoscience. 2015. № 3(8). — P. 191–194.
22. *Sandven S., Johannessen O.M.* High-Frequency Internal Wave Observations in the Marginal Ice Zone // Journal of Geophysical Research. 1987. № 7(92). — P. 6911–6920.
23. *Vlasenko V., Stashchuk N., Hutter K., Sabinin K.* Nonlinear internal waves forced by tides near the critical latitude // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2003. № 3(50). — P. 317–338.