

Ледяной покров на шельфе Сахалина в районах добычи и транспортировки нефти по данным спутникового микроволнового зондирования

Л.М. Митник, Е.С. Хазанова

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН

Владивосток, 690041, Россия

E-mail: mitnik@poi.dvo.ru, khazanova@poi.dvo.ru

Рассмотрены особенности распространения ледяного покрова на шельфе Сахалина, выявленные при анализе данных дистанционного зондирования, полученных со спутников в декабре 2014 – апреле 2015 г. Обсуждается применение данных спутникового микроволнового (МВ) пассивного и активного (РСА и скаттерометры) зондирования для изучения эволюции ледовой обстановки в районах добычи и транспортировки нефти. Основное внимание уделено МВ измерениям радиометра AMSR2 со спутника GCOM-W1 и изображениям РСА SAR-C со спутника Sentinel-1A. Для интерпретации РЛ сигнатур привлекаются изображения в видимом и ИК диапазонах, полученные со спутников Aqua и Suomi NPP, поля ветра по данным скаттерометра MetOp-B и показания метеорологических станций. Демонстрируются вариации структуры и характеристик прикромочной ледовой зоны при различных направлениях и скоростях ветра. По изображениям РСА оценивается ледовая обстановка вокруг нефтяных платформ и взаимодействие платформ с дрейфующим льдом. Показано, что совместный анализ многосенсорных данных позволяет определять сплоченность ледяного покрова и скорость приводного ветра, идентифицировать типы льда и оценивать их толщину. Информация, собранная с нескольких спутников, повышает временное разрешение, улучшает прогноз ледовой обстановки и оценку воздействия арктической среды на нефтяные платформы.

Ключевые слова: дистанционное зондирование, морской лед, Охотское море, микроволновые радиометры, GCOM-W1 AMSR2, Sentinel-1ASAR, скаттерометры, прикромочная ледовая зона, приводный ветер

Одобрена к печати: 19.01.2016

DOI: 10.21046/2070-7401-2016-13-2-9-24

Введение

Для поиска месторождений нефти и газа в морях Арктики и в Охотском море и обеспечения безаварийной эксплуатации нефтяных платформ на открытых месторождениях необходимо располагать оперативными и статистическими данными об опасных гидрометеорологических явлениях, которые могут быть получены при обобщении ранее выполненных измерений и результатов моделирования и при анализе разнообразной ежедневной информации. Приоритетное значение при этом имеет тщательное изучение чрезвычайных ситуаций, оказывающих максимальное воздействие на проведение работ как в открытом море, так и в прибрежной зоне. Погодные условия, в том числе и относящиеся к категории опасных, могут быть оценены путем оптимального сочетания измерений в прибрежной зоне (метеостанции, платформы, судовые и береговые радиолокационные станции, буи и др.) с данными дистанционного спутникового зондирования и с результатами моделирования. Необходимость в сведениях о состоянии морской поверхности, о ледовой обстановке и о развитии опасных явлений независимо от времени суток и облачности предопределяет использование в качестве основных источников количественной информации пассивных (радиометрических) и активных (радиолокационных – РЛ) измерений. Определяющий вклад в получение информации вносят данные с нового поколения спутников, которые сегодня или вскоре могут быть получены по Интернету. В первую очередь к ним относятся измерения микроволновых радиометров

AMSR2 (Advanced Microwave Scanning Radiometer 2) со спутника GCOM-W1 (Global Change Observation Mission - Water 1st), запущенного в Японии в мае 2013 г., GMI (GPM Microwave Imager) со спутника GPM (Global Precipitation Measurements), запущенного в США 28 февраля 2014 г., и МТВ3А-ГЯ со спутника Метеор-М № 2, запущенного в России 8 июля 2014г., изображения морской поверхности, получаемые радиолокаторами с синтезированной апертурой (РСА) SAR-C со спутника Sentinel-1А, запущенного Европейским космическим агентством (ЕКА) 3 апреля 2014 г., и PALSAR-2 (the Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar-2) со спутника ALOS-2 (Advanced Land Observation Satellite-2), запущенного в Японии 24 мая 2014 г., и поля приводного ветра, восстановленные из измерений скаттерометров ASCAT (Advanced Scatterometer) со спутника ЕКА MetOp-B (Meteorological Operational satellite-B), запущенного в сентябре 2013 г. Изображения в видимом и инфракрасном (ИК) диапазонах длин волн и продукты, полученные на их основе, также являются ценным источником сведений о температуре поверхности океана (ТПО), о сплоченности и характеристиках льда в отсутствии облаков, а при облачности служат основой для оценки погодных условий.

Данные зондирования в микроволновом и оптическом диапазонах позволяют следить за эволюцией морских погодных систем, которые приводят к образованию опасных и особо опасных метеорологических и гидрологических явлений. К ним, прежде всего, относятся глубокие внетропические и полярные циклоны и вторжения холодных воздушных масс. Важнейшее значение при изучении погодных систем имеют оценки скорости приводного ветра, интенсивности осадков, высоты волн, характеристик ледяного покрова и пространственные распределения этих параметров.

В статье рассмотрено применение спутниковых микроволновых измерений для оценки параметров ледяного покрова, океана и атмосферы в декабре 2014 – апреле 2015 г. на восточном шельфе Сахалина, включая районы расположения нефтяных платформ.

В северо-восточной части шельфа открыто 15 месторождений нефти и газа, 8 из которых по объемам запасов относятся к категории крупных и два – к категории уникальных (Лунское и Южно-Кириновское). В настоящее время добыча нефти ведется с четырех платформ: Беркут, Пильтун-Астохская-А (ПА-А, Моликпак), Пильтун-Астохская-Б (ПА-Б) и Лунская-А (Лун-А). Бурение с платформы Орлан прекращено (http://www.sakhalin-1.ru/Sakhalin/RussiRussian/Upstream/about_phases_chayvo1_orlan.aspx). На *рис. 1* показано положение платформ на изображении РСА, а в *табл. 1* приведены координаты и характеристики платформ, а также расстояние от берега и глубина моря.

Таблица 1. Расположение и характеристики нефтяных платформ на шельфе Сахалина

Название	Координаты	Расстояние от берега, км	Глубина моря, м	Длина × ширина × высота платформы, м
	с.ш.; в.д.			
Беркут	52,46°; 143,65°	25	35	130 × 100 × 144
ПА-А (Моликпак)	52,73°; 143,52°	16	30	111 × 111 × 150
ПА-Б	52,95°; 143,48°	12	32	94 × 91,5 × 151,5
Лун-А	51,42°; 143,66°	15	48	105 × 88 × 174,5

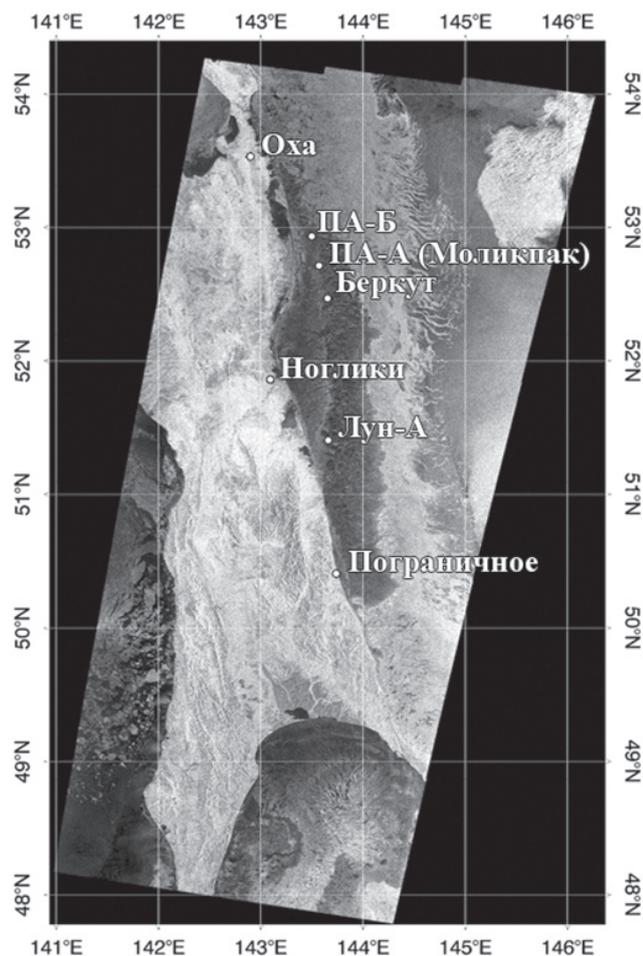


Рис. 1. Положение платформ на шельфе Сахалина и береговых метеостанций, нанесенное на изображение РСА, полученное со спутника Sentinel-1A 5 февраля 2015 г. в 20:38 Гр

Через трубопроводную систему нефть и газ поступает на терминал в Де-Кастри в Татарском прол. и на производственный комплекс «Пригородное» в зал. Анива. Для транспортировки нефти используются также танкеры ледового класса.

Характеристики моря и атмосферные явления в районах расположения платформ

Наиболее сложные условия эксплуатации платформ и транспортировки нефти в Охотском море наблюдаются в холодный период года, особенно при сочетании таких неблагоприятных условий, как дрейфующий ледяной покров, штормовой ветер и высокие волны. Образование льда начинается в северных и западных зонах моря, причем не только у побережья, но и в открытых районах. Под действием ветра и постоянных течений лед дрейфует на юг вдоль восточного побережья Сахалина (Терзиев, 1998). Максимальные скорости дрейфа льда на шельфе северного Сахалина достигают 2 м/с (Тамбовский, Шевченко, 1999). На формирование льда оказывает влияние расположение и интенсивность сибирского антициклона и алеутского минимума (Добровольский, Залогин, 1982; Терзиев, 1998), от которых

зависят количество и траектории циклонов над Охотским морем. В среднем на акваторию моря в зимний период выходят 50 циклонов, при прохождении которых преобладают ветры северо-западных и северных направлений. Скорость ветра в циклонах может возрастать до штормовых значений, высота волн достигает 5–8 м (Добровольский, Залогин, 1982; Терзиев, 1998; Полякова, 2012). Под действием ветра и волнения меняется распределение ледяных полей по размерам, сплоченность льда, структура прикромочной ледовой зоны. Волны распространяются в ледяной покров на расстояние до 200–400 км от кромки льда (Schulz-Stellenfleth, Lehner, 2002; Wadhams et al., 1988). В январе и феврале ветреная погода отмечается практически ежедневно, штиль отсутствует (Добровольский, Залогин, 1982; Терзиев, 1998). В марте на шельфе наблюдается сложная ледовая обстановка: преобладают большие ледяные поля, количество стамух достигает максимума.

Характерной особенностью распределения ледяного покрова к востоку от Сахалина является наличие полосовых структур, которые были выявлены при анализе наземных, самолетных и спутниковых данных (Ковшов, Синюрин, 1982; Пищальник, 2009; Тихончук, Шевченко, 2006; Alfullis, Martin, 1982; Tambovsky, Pishchalnik, 2007). Образование полос обусловлено муссонной циркуляцией (сильными северо-восточными ветрами), Восточно-Сахалинским течением, меридиональной ориентацией Сахалина и его орографией. С началом зимы и по мере наполнения льдом Сахалинского зал. часть льда выдавливается в район Восточного Сахалина, формируя пояс однолетнего льда шириной 15–50 км, простирающийся в марте от м. Елизаветы до м. Терпения.

Данные

Оценка ледовой обстановки и приводного ветра в Охотском море и в Татарском прол., включая районы добычи нефти на шельфе Сахалина и пути ее транспортировки на юг, выполнялась на основе спутниковых активных (РЛ) и пассивных МВ измерений, а также результатов спутникового зондирования в видимом и ИК диапазонах длин волн. Многосенсорный подход был использован ранее при рассмотрении структуры, характеристик и динамики ледяного покрова в Охотском и Японском морях (Mitnik, Kalmykov, 1992; Darkin et al., 2004; Митник, Хазанова, 2012), в частности, в районах ледокольной проводки танкеров в Татарском прол. (Даркин, 2009; Даркин и др. 2008). Для изучения ледяного покрова зимой 2014–2015 гг. были проанализированы поля яркостных температур $T_{\text{я}}^{\text{в},\text{г}}(\nu, \theta)$ на частотах $\nu = 6,9; 7,3; 18,7; 23,8; 36,5$ и $89,0$ ГГц на вертикальной (В) и горизонтальной (Г) поляризациях, измеренные радиометром AMSR2. Антенна радиометра диаметром 2 м сканирует Землю под углом $\theta = 55^\circ$ к местной нормали. Пространственное разрешение меняется от 35×62 км на $\nu = 6,9$ и $7,3$ ГГц до 3×5 км на $\nu = 89,0$ ГГц. При ширине полосы обзора в 1450 км измерения осуществляются один–два раза в сутки примерно в 03 Гр. и в 16 Гр. (Imaoka et al., 2010).

По данным AMSR2 оценивалась сплоченность льда S , скорость приводного ветра W , паросодержание атмосферы V и водозапас облаков Q над свободными ото льда участ-

ками моря. Карты S были скачаны с веб-сайта Бременского университета (<http://www.iup.uni-bremen.de:8084/amr2/>). Оценка S выполнялась по яркостным температурам на частотах 18,7 ГГц $T_{я}^{в,г}(18)$ и 89,0 ГГц $T_{я}^{в,г}(89)$, что позволяет строить карты S с высоким разрешением, равным $3,125 \times 3,125$ км (Spreen et al., 2008). Погрешности в оценке S вызваны влиянием на $T_{я}^{в,г}(89)$ не только характеристик ледяного покрова, но и поглощения в атмосфере, зависящего от V и Q . Погрешности возникают и при оценке S тонких льдов, что характерно и для других алгоритмов. Интегральные параметры атмосферы V и Q и скорость ветра W находились по алгоритмам (Митник и др., 2007; Митник, Митник, 2011; Mitnik, Mitnik, 2010; Zabolotskikh et al., 2013).

РЛ зондирование Земли со спутника Sentinel-1A осуществляется на частоте $\nu = 5,405$ ГГц. Из-за ограничений по энергетике и существенно меньшей по сравнению с AMSR2 шириной полосы обзора (80–405 км) над шельфом Сахалина с 4 декабря 2014 г. по 30 апреля было получено 27 изображений РСА. РЛ зондирование и прием рассеянных поверхностью сигналов велись на В-поляризации. Размер элемента разрешения в режиме широкой полосы обзора составлял 100×100 м. Изображения РСА с уровнем обработки L1 доступны на сайте <https://sentinel.esa.int/web/sentinel/sentinel-data-access>. Для анализа были выбраны изображения РСА в режиме широкой (405 км) полосы обзора. Полоса из трех изображений длиной ≈ 1500 км охватывала Сахалин, шельф Сахалина, примыкающие к нему районы Охотского моря, зал. Терпения и восточную часть Татарского прол. Изображения были получены 12 января, 5 февраля, 13 марта и 30 апреля 2015 г. в одно и то же время 20:37–20:39 Гр.

Чтобы повысить временное разрешение данных о ледовой обстановке и правильность интерпретации РЛ сигнатур, кроме данных AMSR2, были использованы видимые и ИК изображения Охотского моря, полученные спектрометрическим прибором MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) со спутников Aqua (находится на той же орбите, что и спутник GCOM-W1) и Terra с разницей примерно 1,5 часа, радиометров VIIRS (Visible/Infrared Imager Radiometer Suite) со спутника Suomi NPP (Suomi National Polar-orbiting Partnership) и MI (Meteorological Imager) с корейского геостационарного спутника COMS (Communication, Ocean, Meteorological Satellite). Использовались также измерения в МВ и оптическом диапазонах со спутников Coriolis, MetOp-B, Landsat-8, NOAA-19, Метеор-М № 2, карты приземного анализа Японского метеорологического агентства Japan Meteorological Agency (JMA), показания береговых метеорологических станций Оха ($53^{\circ} 31'$ с.ш., $142^{\circ} 52'$ в.д.), Ноглики ($51^{\circ} 49'$ с.ш., $143^{\circ} 09'$ в.д.) и Пограничное ($50^{\circ} 24'$ с.ш., $143^{\circ} 46'$ в.д.).

Анализ ледовой обстановки и приводного ветра

Зимой 2014–2015 гг. площадь Охотского моря, покрытая льдом, определенная по данным спутниковых МВ радиометрических измерений, была существенно меньше, чем в предшествующие годы. Максимальная площадь льда (sea ice extent) в конце февраля составила 0,67 млн. км², что на 42% ниже средней за 30 лет площади в 1,17 млн. км² и на 21%

ниже предыдущего рекордно низкого значения в 0,86 млн. км² зимой 1983–1984 гг. (Yoshida, 2015; nsidc.org).

Анализ временных рядов данных AMSR2, видимых и ИК изображений в сочетании с изображениями РСА за отдельные сроки позволил оценить изменение структуры и сплоченности ледяного покрова, МВ радиометрических и РЛ контрастов различных типов льда при различной гидрометеорологической обстановке.

Источником количественной информации о распределении и характеристиках ледяного покрова и, прежде всего, о типах и сплоченности льда, служат поля яркостных температур на вертикальной и горизонтальной поляризациях $T_{\gamma}^{B,\Gamma}(\nu)$ и поляризационные разности $T_{\gamma}^{B,\Gamma}(\nu) = T_{\gamma}^B(\nu) - T_{\gamma}^{\Gamma}(\nu)$. На *рис. 2а-в* представлены поля T_{γ} на $\nu = 10,65; 23,8$ и $36,5$ ГГц на Г-поляризации, полученные AMSR2 над Охотским морем 5 февраля 2015 г.

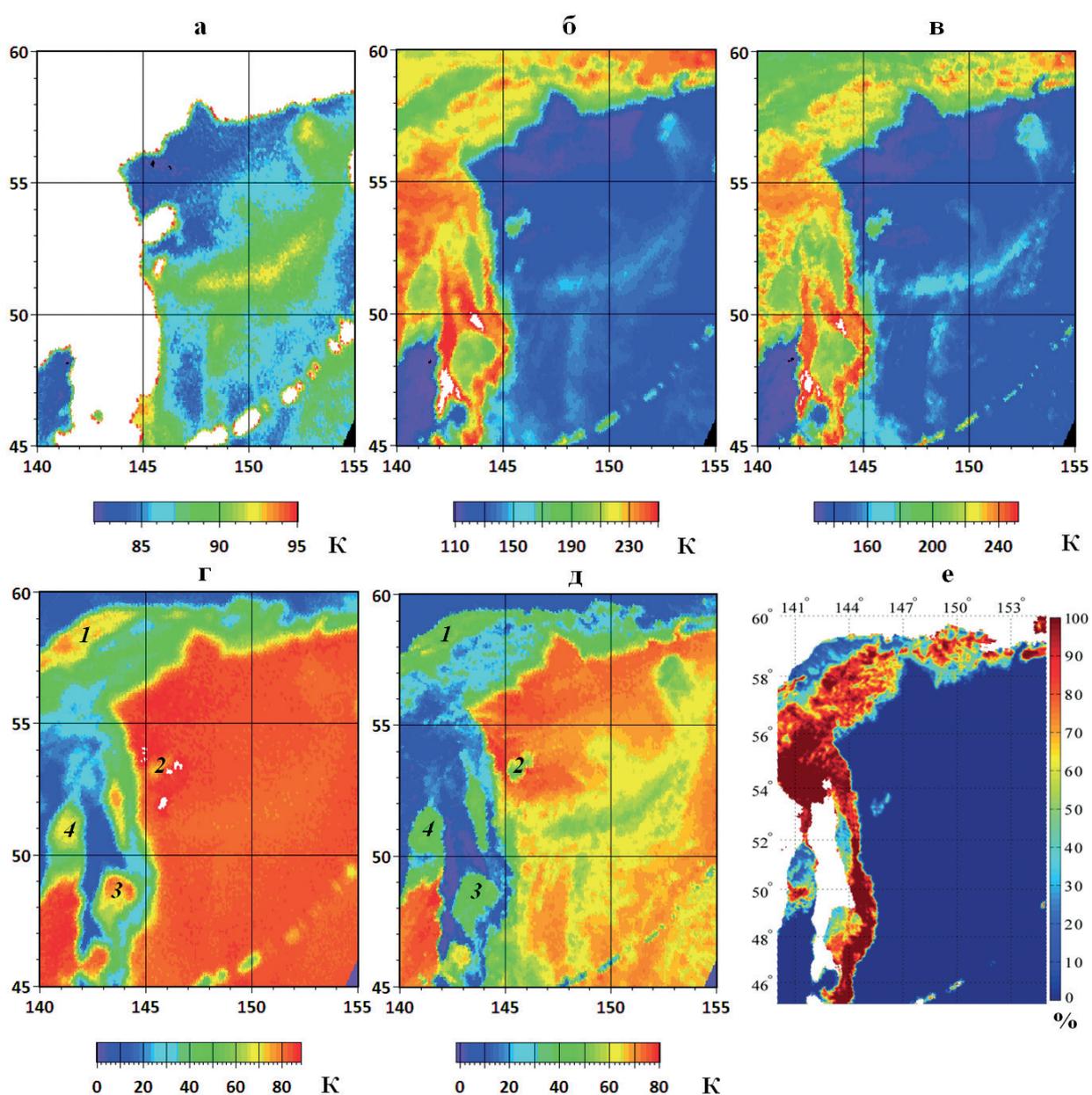


Рис. 2. Яркостные температуры на горизонтальной поляризации на частотах 10.65 (а), 23.8 (б) и 36.5 ГГц (в), поляризационные разности на частотах 10.65 (г) и 36.5 ГГц (д) и карта сплоченности льда (е) по данным AMSR2, полученным 5 февраля 2015 г. в 16:30 Гр.

Значения $T_{\text{я}}(10\text{Г})$ ограничены 95 К (рис. 2а), поэтому Сахалин, Курильские о-ва и побережье Охотского моря отображаются белым тоном. Минимальные значения $T_{\text{ямин}}(10\text{Г}) \approx 82\text{--}84$ К отмечаются при $W < 2\text{--}3$ м/с и отсутствии облаков. Такие условия наблюдаются в Татарском прол. и на северо-западе Охотского моря, где регистрируются минимальные значения $T_{\text{я}}$ и на 23,8 и 36,5 ГГц (рис. 2б,в). Появление облачности и рост скорости ветра приводят к увеличению $T_{\text{я}}(10\text{Г})$. Крутизна радиационно-ветровой зависимости $\Delta T_{\text{я}}(10\text{Г})/\Delta W \approx 1\text{К}/(\text{м}/\text{с})$ (Shibata, 2006), откуда следует, что скорость ветра в циклонически изогнутой полосе, пересекающей Охотское море, составляет $\approx 5\text{--}8$ м/с. В средней части полосы приращение $T_{\text{я}}(10\text{Г})$ еще больше. Здесь рост $T_{\text{я}}(10\text{Г})$ обусловлен как ростом W до ≈ 10 м/с, так и облачностью с $Q = 0,2\text{--}0,3$ кг/м². На $\nu = 23,8$ и 36,5 ГГц приращения $T_{\text{я}}$ полосы относительно фона существенно выше, так как поглощение в облаках в 5–12 раз больше, чем на 10,65 ГГц.

Поляризационные разности $\Delta T_{\text{я}}^{\text{в.г}}(\nu)$ над морем максимальны при слабом ветре и отсутствии облаков (рис. 2г,д). $\Delta T_{\text{я}}^{\text{в.г}}(\nu)$ минимальны над толстым сплоченным льдом: они составляют 20–30 К на $\nu = 10,65$ ГГц, а на 36,5 ГГц снижаются до нуля (в Сахалинском зал. и в полосе дрейфующего льда на шельфе Сахалина). Отчетливо видна граница вода – лед, где $\Delta T_{\text{я}}^{\text{в.г}}(10) > 30\text{--}50$ К. Значения $\Delta T_{\text{я}}^{\text{в.г}}(\nu)$ растут с уменьшением сплоченности льда, они выше и для тонких льдов, как это видно в областях **1** (северо-западное побережье Охотского моря), **2** (массив льда между 53–54° с.ш., 145–145,5° в.д.), **3** (зал. Терпения) и **4** (северная часть Татарского прол.). Карта сплоченности льда (рис. 2е), построенная по $T_{\text{я}}^{\text{в.г}}(89)$ и $T_{\text{я}}^{\text{в.г}}(18)$ по алгоритму ASI (Spreen et al., 2008), находится в соответствии с приведенными выше рассуждениями об изменчивости $T_{\text{я}}^{\text{в.г}}(\nu)$ и их разностей $\Delta T_{\text{я}}^{\text{в.г}}(\nu)$.

Рассмотрим, какие дополнительные сведения о морском льде могут быть получены при анализе видимых, ИК и РЛ изображений (рис. 3). К северу от $\approx 51^\circ$ с.ш. у кромки льда наблюдался слабый ветер (1–5 м/с), что следует из измерений радиометров AMSR2 и Windsat (<http://manati.star.nesdis.noaa.gov/products/WindSAT.php>) и скаттерометра ASCAT (<http://manati.star.nesdis.noaa.gov/products/ASCAT.php>) между 7 и 21 Гр., анализа показаний метеостанций Пограничное (1 м/с), Ноглики (2 м/с) и Оха (1 м/с) в 21 Гр. 5 февраля и приземных карт погоды ЖМА за 06, 12 и 18 Гр. 5 февраля и за 00 Гр. 6 февраля.

На спутниковых изображениях (рис. 3) хорошо выделяются полосы с различными характеристиками льда. Яркость на изображении РСА (рис. 3а) определяется значениями удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР) льда, на видимом изображении – значениями его альбедо (рис. 3б), а на ИК – температурой поверхности льда (рис. 3в) (Вагапов и др., 1993; Лебедев, Парамонов, 2001; Лошилов, Парамонов, 1997; Митник, Хазанова, 2012). Полоса одностороннего льда **1** шириной 15–50 км, простирающаяся от м. Елизаветы на юг примерно до 50° с.ш., имеет светлый тон. Лед в полосе заснежен (рис. 3б), его альбедо может достигать 0,7 (Вагапов, 1993). Еще выше значения альбедо у гигантских (> 10 км) ледяных полей, толщиной $d = 1\text{--}1,5$ м, дрейфующих из Сахалинского зал. (Allison et al., 1993; Perovich, 1996; Greenfell et al., 1998). О толщине можно судить и по низкой температуре поверхности $T_{\text{я}}$ этих полей, зарегистрированной ИК каналом спектрометрического прибора MODIS (Лебедев, Парамонов, 2008) (рис. 3в). Значения $T_{\text{я}}$ ниже, чем у льдов меньшей толщины, окружающих эти поля, и у льдов в полосе **1**.

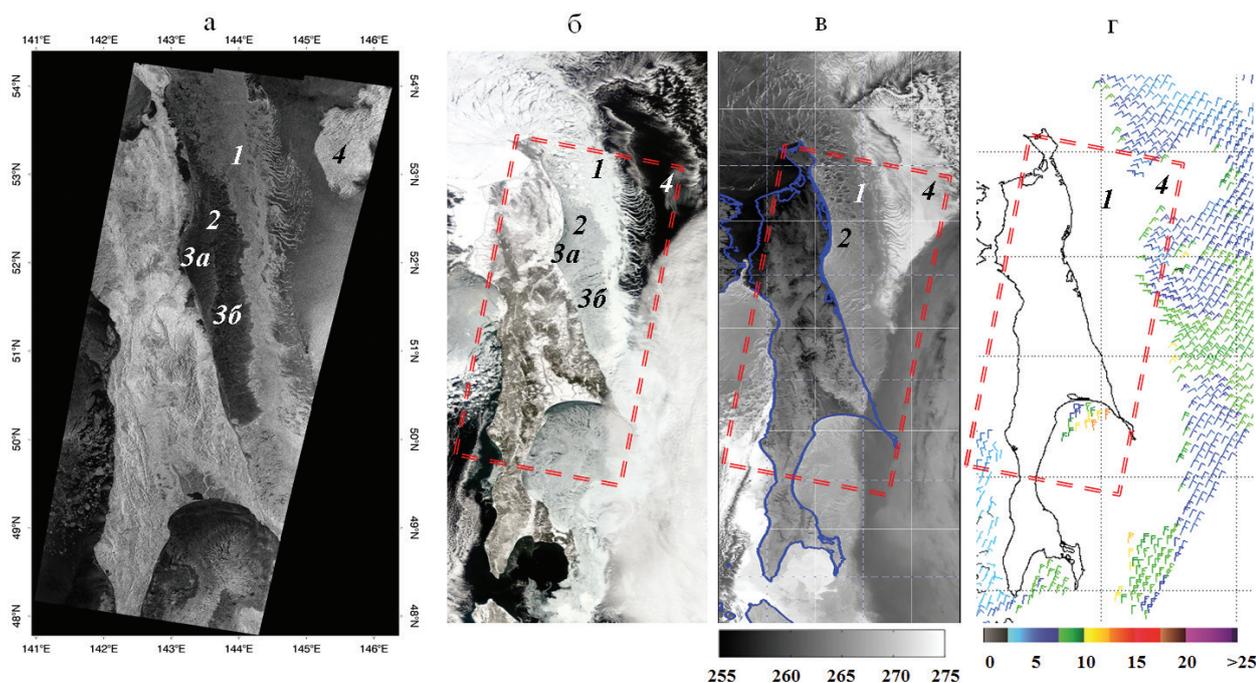


Рис. 3. Ледяной покров вокруг Сахалина 5 февраля 2015 г. на изображениях PCA SAR-C в 20:38 Гр (а), MODIS со спутника Aqua в 03:00 Гр. в видимом диапазоне (б), VIIRS в ИК диапазоне в 03:30 Гр. (в) и поле ветра по данным скаттерометра MetOp-B в 10:22 Гр. (г). Радиационная температура на (б) в Кельвинах и скорость ветра на (г) в м/с. Прямоугольники показывают границы изображения PCA

Гигантские ледяные поля состоят из толстого заснеженного льда, и поэтому контрастно выделяются на РЛ, видимом и ИК изображениях.

К западу от полосы до побережья Сахалина расположен массив тонких льдов **2**, имеющий на рис. 3в более светлый тон, чем в полосе **1**. В массиве видны узкие светлые полосы – трещины и разводья. Альbedo массива льда ниже (примерно 0,5), чем у льдов в полосе **1** (рис. 3б). По светлому тону здесь также выделяются узкие полосы трещин и разводий. Льды массива характеризуются небольшой шероховатостью и, следовательно, малыми значениями УЭПР (рис. 3а). Массив может быть разделен на две зоны: меньшую по площади **3а**, примыкающую к Сахалину, и обрамляющую ее протяженную полосу **3б**. Их разделяет узкая полоса торосов с более высоким рассеянием. Зоны можно выделить и на видимом изображении, видимо, из-за некоторого различия в заснеженности. На ИК изображении они сливаются, поскольку различия в радиационных температурах малы. Минимальным рассеянием обладает гладкий лед, сформировавшийся при отсутствии волнения в озерах у восточного побережья Сахалина.

Из анализа PCA (рис. 3а) и оптических (рис. 3б,в) изображений также следует, что сплоченность различных типов льда на шельфе Сахалина близка к 80–100%, в то время как на карте (рис. 2г) $S < 50\text{--}60\%$. Такие различия типичны при оценке сплоченности тонких льдов по разным алгоритмам (Cavalieri, 1994; Spreen et al., 2008; Comiso, 2010).

В северо-восточной части изображения PCA на фоне открытой морской поверхности выделяется яркая область **4**. Значения УЭПР здесь больше, чем у ледяного покрова на шельфе (рис. 3а), что, скорее всего, обусловлено высокой концентрацией шероховатого блинчатого льда из ниласа и серого льда. Массив выделяется и в полях яркостных темпера-

тур (рис. 2), но значения $T_{\text{я}}$ здесь ниже, чем у льда на шельфе. Из ежедневных МВ данных следует, что область 4 сформировалась 5 февраля, чему способствовала низкая температура воздуха и слабый ветер. Видимые и ИК контрасты этой области малы (рис. 3б,в), поскольку альbedo и толщина льдов за 18 час до зондирования PCA (во время измерений MODIS) были невелики. Образование льда в области 4 продолжалось и после наблюдений MODIS (температура воздуха на метеостанции Оха менялась от -13 до -32°C на протяжении ≈ 24 час до РЛ зондирования). Наличие льда подтверждают и данные скаттерометра MetOp-B, полученные в 10:22 Гр. за 10 час до зондирования Sentinel-1A.

Образование льда в открытом море является характерной особенностью данной области Охотского моря и связано с выходом на поверхность холодных глубинных вод к северу от о. Ионы. Впервые явление было обнаружено в начале 1960-х гг. при выполнении ледовых авиаразведок (Пищальник и др., 2009; Якунин и др., 2002). Оно отмечалась и на РЛ изображениях (Mitnik et al., 2005).

На видимом и ИК изображениях за 4–6 февраля, полученных сенсорами MODIS, VIIRS и MI, восточнее Сахалина видна широкая облачная полоса, закрывающая частично зал. Терпения. На изображении PCA она проявляется в увеличении яркости из-за роста скорости ветра W с максимумом в области 51,5–52,5° с.ш. Из анализа полей ветра, восстановленных по данным радиометров AMSR2 и Windsat и скаттерометра MetOp-B (рис. 3г), полученным между 07 Гр. 5 февраля и 03 Гр. 6 февраля (не отраженным на картах приземного анализа JMA), следует, что это вызвано ростом W до ≈ 12 –15 м/с.

На изображении PCA (рис. 1) хорошо прорисовывается прикромочная ледовая (ПЛЗ) зона. На структуру зоны и всего ледяного покрова на шельфе оказывают воздействие непериодические и периодические (приливные) течения, скорость и направление ветра, что следует из совместного анализа изображения PCA, океанологической и метеорологической информации. В ПЛЗ (рис. 5а) ширина полос льда, начинающихся от сплоченного ледяного массива и ориентированных на юго-восток, составляет ≈ 2 –4 км. На расстоянии ≈ 35 –45 км полосы резко сужаются. Направлены они преимущественно на северо-восток, как и слабоконтрастные полосы на свободной ото льда поверхности моря. В области южнее на 150 км направление полос в ПЛЗ – восточное (рис. 4б). У границы ПЛЗ четко выделяется узкая, шириной ≈ 1 км, темная полоса, протянувшаяся с севера на юг (рис. 5б). Ее появление обусловлено сходимостью ветров противоположных направлений. Скорость ветра в узкой зоне падает до значений < 2 м/с и мелкомасштабное волнение моря – источник рассеяния РЛ сигналов – отсутствует. При пересечении с полосами льда полоса пропадает.

Зимой 2014–2015 гг. ледовитость Охотского моря была рекордно низкой, и максимальная площадь льда отмечалась не в марте, как обычно, а в феврале. Кромка льда в западной части Охотского моря находилась западнее на 400–500 км и более относительно положения среднего максимума за 1979–2014 гг. (<http://www.nasa.gov/content/goddard/2015-arctic-sea-ice-maximum-annual-extent-is-lowest-on-record>), что, скорее всего, было обусловлено частыми выходами на море интенсивных циклонов.

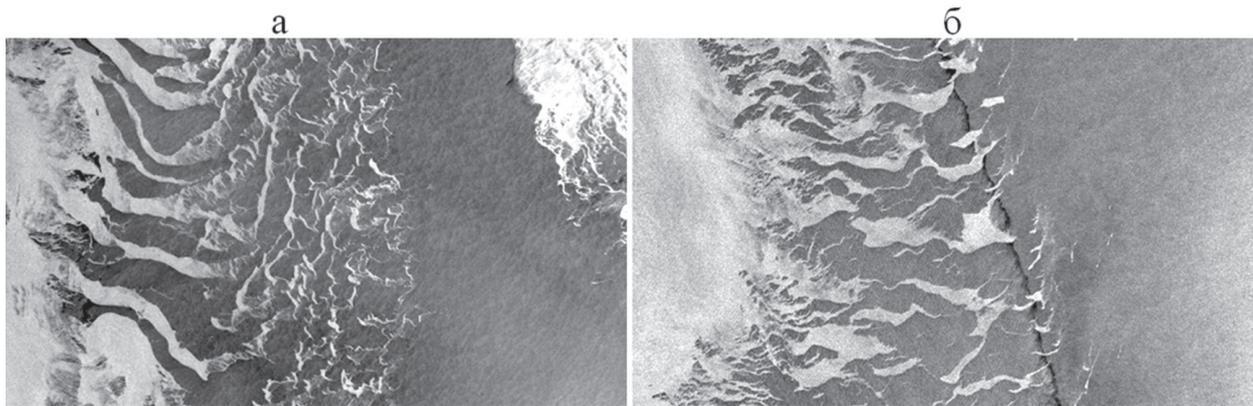


Рис. 4. Кромка льда в районе (а) 53° с.ш. и (б) 51° с.ш. на фрагментах изображения РСА SAR-C со спутника Sentinel-1A (120 км x 70 км), полученных 5 февраля 2015 г. в 20:38 Гр

Рассмотрим спутниковые данные о ледяном покрове на шельфе Сахалина 13 марта после прохождения глубокого циклона (рис. 5). Центр циклона 10 марта в 00 Гр. находился на 39° с.ш., 143° в.д. 11 марта он переместился на 45° с.ш., 140° в.д. Еще через сутки, 12 марта, в 00 Гр. центр располагался над зал. Терпения на 47° с.ш., 144° в.д. 11–12 марта скорость направленных на лед восточных и северо-восточных ветров составляла по береговым метеоданным 15–18 м/с с порывами у побережья Сахалина до 20–25 м/с. Количество выпавшего снега на Сахалине составило 135–146 см. Под действием ветра сплоченность примыкающего к Сахалину серо-белого и белого льда возросла до 9–10 баллов (область 1). На изображении РСА (рис. 5а) границу сплоченного льда отмечают две узкие полосы 2 и 3. Полоса 2, расположенная ближе к берегу, на севере имеет светлый тон, а на юге – темный, в то время как полоса 3, которая дальше от берега, выделяется на севере по светлому, а на юге – по темному. Полосы 2 и 3 обрамляет широкая область 4 переменной ширины, где происходит быстрое образование льда при низкой температуре (-10 – -14° С) и ветре 8–10 м/с (рис. 5г). Значительный перепад яркости (значений УЭПР) в областях 2–5 объясняется различием шероховатости наблюдающихся здесь типов льда.

Темный тон области 5 обусловлен ледяным салом, которое обладает высоким контрастом на фоне взволнованной морской поверхности 6, яркость которой возрастает к югу. Границу лед – вода отмечают и показания скаттерометра MetOp-B, что следует из сравнения рис. 5а и 5г. Во время зондирования РСА Сахалин находился на западной периферии заполняющегося циклона. По данным скаттерометра MetOp-B скорость ветра возрастает от 7–10 м/с между 52 – 54° с.ш. до 12–13 м/с между 50 – 52° с.ш. (рис. 5г), что соответствует увеличению яркости изображения РСА к югу. На видимом изображении, полученном за 3 часа до измерения РСА, полоса льда 1 выделяется по яркому тону (рис. 5б), так как лед покрыт свежевывавшим снегом. Радиационная температура поверхности ≈ 265 К на севере и ≈ 255 К на юге, что отражает различие в средней толщине льда. При отсутствии облачности открытая поверхность воды имеет темный тон на видимом и светлый тон на ИК изображении, соответствующий температуре ≈ 273 – 275 К (рис. 5в).

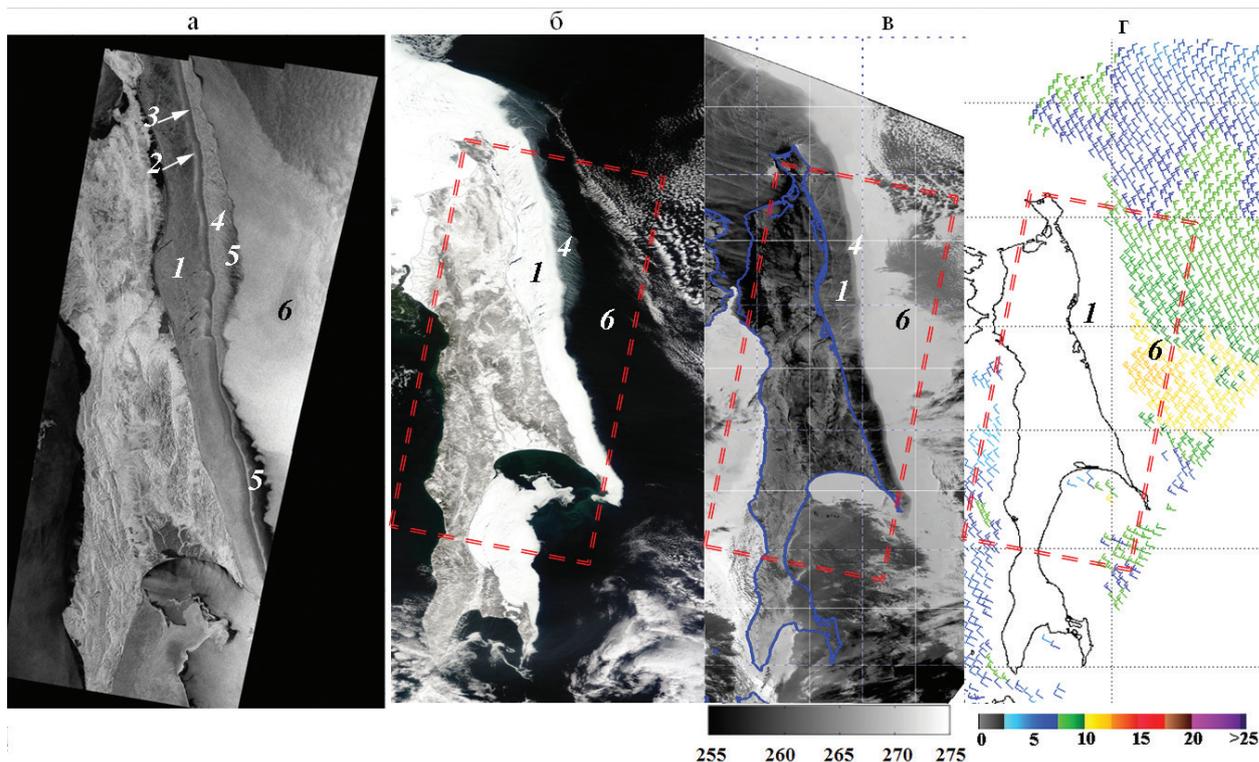


Рис. 5. Ледяной покров вокруг Сахалина на изображениях PCA SAR-C в 20:39 Гр. (а) и VIIRS со спутника SNPP в ИК диапазоне в 17:45 Гр. (б) 13 марта и MODIS со спутника Aqua в видимом диапазоне в 01:35 Гр. 14 марта (б); поле ветра по данным MetOp-B в 01:19 Гр. 14 марта 2015 г. (г). Радиационная температура на (в) в Кельвинах и скорость ветра на (г) в м/с. Прямоугольники показывают границы изображения PCA

Взаимодействие ледяного покрова с нефтяными платформами

Нефтяные платформы на шельфе Сахалина были окружены льдом с января по апрель. На рис. 6 приведены фрагменты изображений PCA за 12 января, 5 февраля и 13 марта, показывающие эволюцию ледяного покрова вокруг самой северной (ПА-Б) и самой южной (Лун-А) платформ. При РЛ зондировании 12 января наблюдался северо-западный ветер со скоростью 2–4 м/с, температура воздуха составляла $-(15-19^{\circ}\text{C})$ (по данным метеостанций в 22 Гр.), отмечался отжим льда от побережья Сахалина, формирование вдольбереговой полыньи и нового льда, состоящего из чередующихся полос ледяного сала и блинчатого льда (рис. 6а). С удалением от берега яркость изображения увеличивается, так как площадь полос сала уменьшается, а полос блинчатого льда растет. Платформа ПА-Б (яркая точка в центре белой окружности) расположена в еще более светлой полосе (рис. 6а). К северу и востоку от нее видны темные области с темно-серыми пятнами – пространства открытой воды, ледяного сала и блинчатого льда. На массив льда с северо-востока накатываются волны зыби с длиной волны 150 м, хорошо различимые на изображении с полным разрешением. Зыбь распространяется вглубь массива и воздействует на платформы.

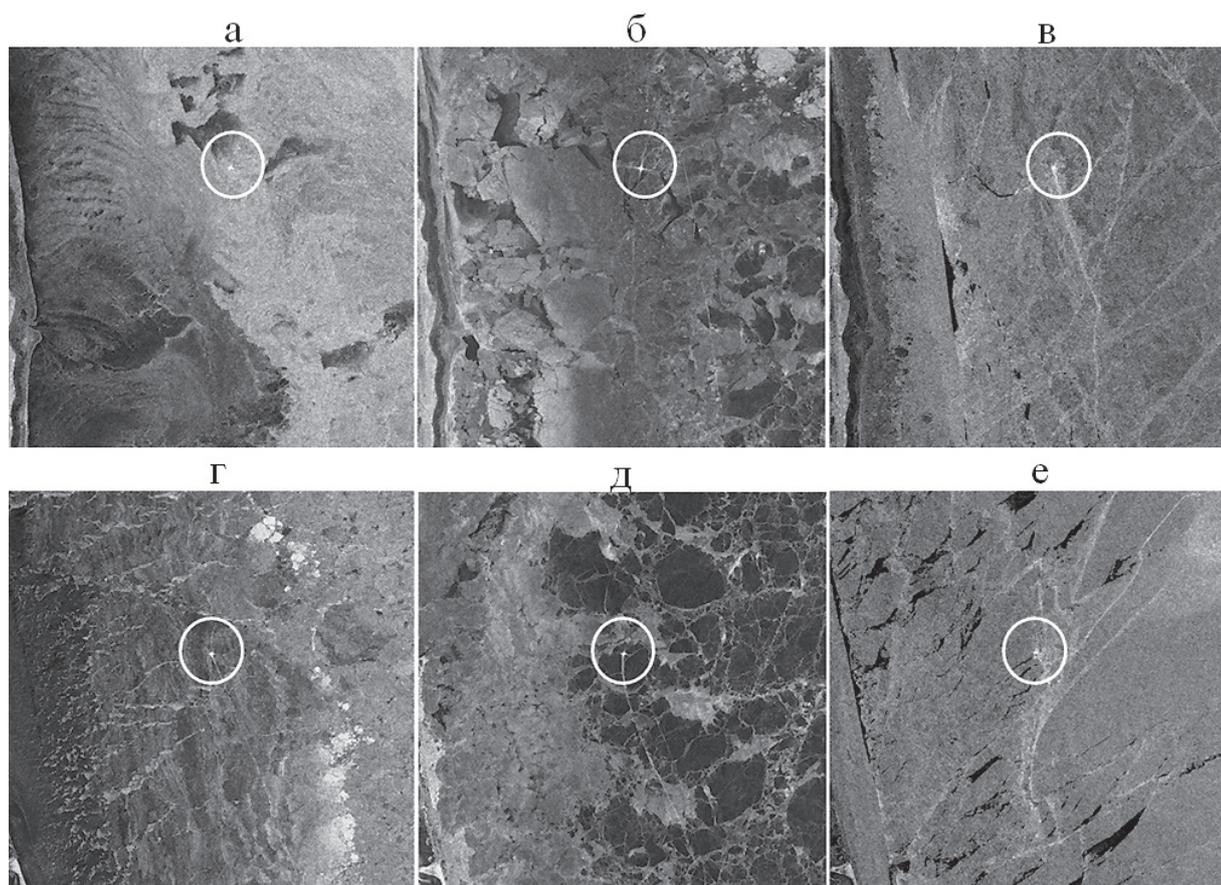


Рис. 6. Ледяной покров вокруг нефтяных платформ ПА-Б (а, б, в) и Лун-А (г, д, е) на фрагментах изображений PCA SAR-C со спутника Sentinel-1A размером 25 × 25 км, полученных в 20:40 Гр. 12 января (а, г), 5 февраля (б, д) и 13 марта (в, е) 2015 г. Платформы отмечены светлыми окружностями

В районе платформы Лун-А (рис. 6г) лед сплоченный. Вблизи платформы наблюдаются ледяные поля, заметно различающиеся по уровню РЛ рассеяния. Это и ориентированные преимущественно в широтном направлении светлые полосы блинчатого льда, и характеризующиеся низким рассеянием (темные по тону) гигантские ледяные поля, обрамленные грядами торосистого льда, и цепочка ярких ледяных полей белого льда к востоку от платформы. За платформой тянется светлый след из торосенного льда, образованный или судном, или дрейфующим с севера льдом при его взаимодействии с препятствием.

Через 25 дней, 5 февраля, ледовая обстановка в окрестности платформ выглядела иначе (рис. 1 и рис. 6б,д). Платформу ПА-Б окружают льды, уровень рассеяния от которых ниже, чем на изображении за 12 января. Стали темнее (менее шероховатыми под воздействием ветра и солнца) дрейфующие с севера гигантские ледяные поля к востоку от платформы. В то же время возросла яркость дрейфующих льдов в полосе, расположенной ближе к берегу, где продолжается образование нового льда (рис. 6б). В окрестности платформы Лун-А РЛ сигнатуры различных типов льда выражены очень отчетливо: наиболее низким рассеянием обладают гигантские ледяные поля, максимальным – зоны с блинчатым льдом у побережья и к юго-востоку от платформы (рис. 6д). Яркий след, начинающийся у Лун-А, – полоса торосов в дрейфующем льде за платформой, а светлые прямые линии **1** восточнее

платформ оставлены, скорее всего, ледоколом или судном (различимы на изображении с полным разрешением) (*рис. 6б,д*). На изображениях РСА за 13 марта в окрестности платформ ПА-Б и Лун-А преобладает серый тон с малыми вариациями яркости, что связано с влиянием на неоднородности поверхности льда процесса таяния – замерзания при прохождении циклона 11–13 марта (*рис. 6в,е*). Темные полосы – особенно на *рис. 6е* – разводья в дрейфующем льде при слабом ветре. Границы массивов льда отмечают светлые полосы торосов, протянувшиеся с северо-востока на юго-запад.

Обсуждение и выводы

В настоящее время Охотское море является районом интенсивной добычи и транспортировки нефти и газа. Через море пролегают траектории глубоких циклонов синоптического масштаба и интенсивных мезомасштабных циклонов, скорость ветра в которых достигает штормовых и ураганных значений, а высота волн может превышать 5–7 м, что при низких температурах воздуха приводит к обледенению судов и конструкций. На протяжении нескольких месяцев шельфовая зона моря покрыта льдом, создающим серьезные препятствия для транспортных и разведочных операций. В работе показано, как данные спутникового микроволнового зондирования используются для получения количественной информации о полях параметров атмосферы и поверхности океана, о распределении и характеристиках ледяного покрова у восточного побережья Сахалина, где осуществляется добыча нефти с платформ и транспортировка ее на юг в заливы Терпения и Анива. Совместный анализ данных микроволновых радиометрических измерений со спутников GCOM-W1, SNPP и GPM, изображений, полученных РСА со спутника Sentinel-1A, полей ветра, восстановленных по данным скаттерометров, видимых и ИК изображений позволяет определять скорость приводного ветра, сплоченность и структуру ледяного покрова, идентифицировать типы льда и оценивать их толщину. Информация, собранная с нескольких спутников в сочетании с наземными данными, повышает точность классификации, улучшает временное разрешение, что важно для улучшения прогноза ледовой обстановки и оценки воздействия арктической среды на нефтяные платформы и гидротехнические сооружения на шельфе (Беккер, 2005). Важнейшим инструментами для изучения ледяного покрова являются РСА на спутниках Sentinel-1B и ALOS-2, зондирующие Землю на нескольких поляризациях на частотах 5,4 и 1,27 ГГц соответственно, что повышает правильность классификации льда и оценку характеристик дрейфа (Dierking, 2007). Запуск в 2016 г. спутника Sentinel-1B улучшит и временное разрешение, что необходимо для мониторинга состояния акваторий и ледяного покрова в районах нефтегазодобычи в арктических морях и обеспечения безопасности проводки судов независимо от условий погоды и времени суток.

Авторы благодарят ESA за предоставление изображений РСА SAR-C со спутника Sentinel-1A, JAXA за данные радиометра AMSR2 со спутника GCOM-W1, а также NASA за данные инструментов MODIS и VIIRS и NOAA за данные ASCAT. Работа выполнена при частичной поддержке гранта ДВО РАН 15-I-1-009_о.

Литература

1. Беккер А.Т. Вероятностные характеристики ледовых нагрузок на сооружения континентального шельфа. Владивосток: Дальнаука, 2005. 346 с.
2. Ваганов Р.Х., Гаврило В.П., Козлов А.И., Лебедев Г.А., Логвин А.И. Дистанционные методы исследования морских льдов. СПб.: Гидрометеиздат, 1993. 341 с.
3. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том IX. Охотское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. СПб.: Гидрометеиздат, 1998. 342 с.
4. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том IX. Охотское море. Вып. 2. Гидрохимические условия и океанологические основы формирования биологической продуктивности. СПб.: Гидрометеиздат, 1998. 168 с.
5. Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. М.: МГУ, 1982. 192 с.
6. Даркин Д.В., Митник Л.М., Митник М.Л. Спектры коэффициентов излучения тонкого льда по данным микроволновых и оптических измерений со спутника Aqua на примере Охотского и Японского морей // Исследование Земли из космоса. 2008. № 1. С. 3–14.
7. Лебедев Г.А., Парамонов А.И. Определение физических характеристик морского льда по данным инфракрасного зондирования с ИСЗ // Метеорология и гидрология. 2001. № 2. С. 72–80.
8. Лоцилов В.С., Парамонов А.И. Определение и картографирование толщины морского льда в Арктике по спутниковым изображениям в ИК-диапазоне // Исследование Земли из космоса. 1997. № 5. С. 63–72.
9. Митник Л.М., Митник М.Л. Алгоритм восстановления скорости приводного ветра по измерениям микроволнового радиометра AMSR-E со спутника Aqua // Исследование Земли из космоса. 2011. № 6. С. 34–44.
10. Митник Л.М., Митник М.Л., Гурвич И.А., Выкочко А.В., Кузлякина Ю.А., Черный И.В., Чернявский Г.М. Мультисенсорное спутниковое зондирование зимних циклонов со штормовыми и ураганскими ветрами в северной части Тихого океана // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 4. С. 161–174.
11. Митник Л.М., Митник М.Л., Дубина В.А. Дистанционное радиофизическое зондирование системы океан–атмосфера // Дальневосточные моря России. М.: Наука, 2007. Книга 4. Физические методы, С. 449–537.
12. Митник Л.М., Хазанова Е.С. Зондирование морского льда в Татарском проливе спутниковыми РСА сантиметрового и дециметрового диапазонов // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9. № 1. С. 294–302.
13. Митник Л.М., Хазанова Е.С. Динамика ледяного покрова в морях Восточно-Сибирском и Лаптевых по данным спутникового микроволнового зондирования во второй половине октября 2014 г. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015. № 2. С. 100–113.
14. Пицальник В.М., Покрашенко С.А., Леонов А.В., Гальцев А.А. Особенности развития ледяного покрова Охотского моря в 2001–2006 гг. // Сборник статей Российского экологического альянса им. И.Е. Кочергина. 2009. № 1. С. 187–195.
15. Полякова А.М. К сверхдолгосрочному прогнозу ледовитости дальневосточных морей // Вестник Дальневосточного отделения РАН. 2012. № 6. С. 3–12.
16. Полякова А.М. Опасные и особо опасные гидрометеорологические явления в северной части Тихого океана и цунами у побережья Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2012. 182 с.
17. Тамбовский В.С., Шевченко Г.В. Характеристика скорости дрейфа льда у северо-восточного побережья острова Сахалин под влиянием приливов и ветра // Труды ДВНИГМИ. 1999. № 2. С. 114–137.
18. Якунин Л.П., Бородачев В.Е., Шильников В.И. Ледовая разведка на морях Дальнего востока // История ледовой авиационной разведки. СПб.: Гидрометеиздат, 2002. С. 281–308.
19. Alfullis M.A., Martin S. Satellite passive microwave studies of the Sea of Okhotsk ice cover and its relation to oceanic processes, 1978–1982 // Journal of Geophysical Research. 1987. Vol. 92. No. C12. P. 13013–13028.
20. Allison I., Brandt R.E., Warren S.G. East Antarctic sea ice: albedo, thickness distribution and snow cover // J. Geophys. Res. 1993. Vol. 98. No. C7. P. 12417–12430.
21. Cavalieri D. J., Gloersen P., Campbell W. J. Determination of sea ice parameters with the NIMBUS 7 SMMR // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. P. 5355–5369.
22. Comiso J. Polar Oceans from Space. N.Y., London: Springer, 2010. 513 p.
23. Darkin D.V., Mitnik L.M., Dubina V.A. Ice cover of the Okhotsk Sea: a study using ENVISAT ASAR, ERS-2 SAR and AQUA AMSR-E data // Proceedings of 2004 Envisat & ERS Symposium ESA SP-572. Salzburg. 2004.
24. Dierking W. Mapping of different sea ice regimes using images from Sentinel-1 and ALOS syntactic aperture radar // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2007. Vol. 48. No. 3. P. 1045–1058.
25. Grenfell T.C., Barber D.G., Fung A.K., Gow A.J., Jezek K.C., Knapp E.J., Nghiem S.V., Onstott R.G., Perovich D.K., Roesler C.S., Swift C.T., Tanis F. Evolution of electromagnetic signatures of sea ice from initial formation through the establishment of thick first-year ice // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 1998. Vol. 36. No. 5. P. 1642–1654.
26. Imaoka K., Kachi M., Fujii H., Murakami H., Hori M., Ono A., Igarashi T., Nakagawa K., Oki T., Honda Y., Shimoda H. Global Change Observation Mission (GCOM) for monitoring carbon, water cycles, and climate change // Proc. IEEE. 2010. Vol. 98. No. 5. P. 717–734.
27. Mathew N., Heygster G., Melsheimer C. Surface emissivity of the Arctic sea ice at AMSR-E frequencies // IEEE Trans. Geoscience Remote Sensing. 2009. Vol. 47. No. 12. P. 4115–4124.
28. Mitnik L.M., Dubina V.A., Darkin D.V. New ice formation in the Okhotsk Sea: Detection with ERS-2 SAR and Envisat ASAR // Proceedings of 20th International Symposium on Okhotsk Sea and Sea Ice. Mombetsu. 2005. P. 37–44.
29. Mitnik L.M., Kalmykov A.I. Structure and dynamics of the Sea of Okhotsk marginal ice zone from “Ocean” satellite radar sensing data // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97. P. 7429–7445.
30. Mitnik L.M., Mitnik M.L. AMSR-E advanced wind speed retrieval algorithm and its application to marine weather systems // Proceedings of IGARSS 2010. Hawaii. 2010. P. 3224–3227.
31. Onstott R.G., Shuchman R.A. SAR measurements of ice // Synthetic Aperture Radar marine user’s manual. US Department of commerce, 2004. P. 81–115.

32. *Perovich D.K.* The optical properties of sea ice. CRREL Monogr., Vol. 96-1. 1996. 25 p.
33. *Schulz-Stellenfleth J., Lehner S.* Spaceborne synthetic aperture radar observations of ocean waves traveling into sea ice // *J. Geophys. Res.* 2002. Vol. 107. No. C8. P. 20-1–20-19.
34. *Spreen G., Kaleschke L., Heygster G.* Sea ice remote sensing using AMSR-E 89 GHz channels // *J. Geophys. Res. Oceans.* 2008. Vol. 113. No. C02S03. P. 1–14.
35. *Wadhams P., Squire V.A., Goodman D.J., Cowan A.M., Moore S.C.* The attenuation rates of ocean waves in the marginal ice zone // *J. Geophys. Res.* 1988. Vol. 93. No. C6. P. 6799–6818.
36. *Weber J.E.* Wave drift and wave attenuation in the marginal ice zone // *J. Phys. Oceanography.* 1987. Vol. 17. P. 2352–2361.
37. *Zabolotskikh E.V., Mitnik L.M., Chapron B.* New approach for severe marine weather study using satellite passive microwave sensing // *Geophys. Res. Lett.* 2013. Vol. 40. No. 13. P. 3347–3350.

Ice cover on the Sakhalin shelf in areas of oil production and transportation by satellite microwave sensing

L.M. Mitnik, E.S. Khazanova

V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok 690041, Russia
E-mail: mitnik@poi.dvo.ru, khazanova@poi.dvo.ru

Signatures of ice cover distribution on the Sakhalin shelf revealed by analysis of satellite remote sensing data for the period of December 2014 – April 2015 are considered. Application of satellite microwave passive and active (SAR and scatterometers) sensing data for the study of ice condition evolution in the areas of oil deposit and transportation is discussed. The focus is on GCOM-W1 AMSR2 radiometer measurements and Sentinel-1A SAR-C images. To interpret radar signatures, Aqua and Suomi NPP visible and infrared satellite images, MetOp-B scatterometer-derived wind fields and meteorological stations reports were involved. Variations of the structure and characteristics of the marginal ice zone at different wind speeds and directions are shown. Ice conditions around oil platforms and platforms interaction with drifting ice are described. It is shown that joint analysis of the multisensor satellite data allows us to determine ice cover concentration and surface wind speed, to identify ice types and estimate sea ice thickness. The information collected from several satellites increases time resolution, improves forecast of ice conditions and estimates of the impact of Arctic environment on oil platforms.

Keywords: remote sensing, sea ice, Okhotsk Sea, microwave radiometers, GCOM-W1 AMSR2, Sentinel-1A SAR, scatterometers, marginal ice zone, surface winds

Accepted: 19.01.2016
DOI: 10.21046/2070-7401-2016-13-2-9-24

References

1. Bekker A.T., *Veroyatnostnye kharakteristiki ledovykh nagruzok na sooruzheniya kontinental'nogo shel'fa* (Probability characteristics of ice loads on the continental shelf structures), Vladivostok: Dal'nauka, 2005. 346 p.
2. Vagapov R.Kh., Gavrilov V.P., Kozlov A.I., Lebedev G.A., Logvin A.I., *Distantionnye metody issledovaniya morskikh l'dov* (Remote sensing of sea ice), Saint-Petersburg: Gidrometeoizdat, 1993, 341 p.
3. *Gidrometeorologiya i gidrokimiya morei. Tom IX. Okhotskoe more. Vyp. 1. Gidrometeorologicheskie usloviya* (Hydrometeorology and hydrochemistry of seas. Volume IX. The Sea of Okhotsk. Issue 1. Hydrometeorological conditions), Saint-Petersburg: Gidrometeoizdat, 1998, 342 p.
4. *Gidrometeorologiya i gidrokimiya morei. Tom IX. Okhotskoe more. Vyp. 2. Gidrokhimicheskie usloviya i okeanologicheskie osnovy formirovaniya biologicheskoi produktivnosti* (Hydrometeorology and hydrochemistry of seas. Vol. IX. The Sea of Okhotsk. Issue 2. Hydrochemical conditions and oceanographic basis for the biological productivity formation), Saint-Petersburg: Gidrometeoizdat, 1998, 168 p.
5. Dobrovolskii A.D., Zalogin B.S., *Morya SSSR* (Sea of USSR), Moscow: MGU, 1982. 192 p.
6. Darkin D.V., Mitnik L.M., Mitnik M.L., *Spektry koeffitsientov izlucheniya tonkogo l'da po dannym mikrovolnovykh i opticheskikh izmerenii so sputnika Aqua na primere Okhotskogo i Yaponskogo morei* (Young ice emissivity coefficients spectra derived using Aqua microwave and optical measurements over the Japan and Okhotsk Seas), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2008, No. 1, pp. 3–14.
7. Lebedev G.A., Paramonov A.I., *Opreделение fizicheskikh kharakteristik morskogo l'da po dannym infrakrasnogo zondirovaniya s ISZ* (The physical characteristics of sea ice according to the infrared sensing satellites), *Meteorologiya i gidrologiya*, 2001, No. 2, pp. 72–80.
8. Loshchilov V. S., Paramonov A. I., *Opreделение i kartografirovaniye tolshchiny morskogo l'da v Arktike po sputnikovym izobrazheniyam v IK-diapazone* (Identifying and mapping the thickness of the Arctic sea ice on satellite images in the IR range), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 1997, No. 5, pp. 63–72.

9. Mitnik L.M., Mitnik M.L., Algoritm vosstanovleniya skorosti privodnogo vetra po izmereniyam mikrovolnovogo radiometra AMSR-E so sputnika Aqua (Algorithm of sea surface wind speed retrieval from Aqua AMSR-E measurements), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2011, No. 6, pp. 34–44.
10. Mitnik L.M., Mitnik M.L., Gurvich I.A., Vykocho A.V., Kuzlyakina Yu.A., Chernyi I.V., Chernyavskii G.M., Mul'tisensornoe sputnikovoe zondirovanie zimnikh tsiklonov so shtormovymi i uragannymi vetrami v severnoi chasti Tikhogo okeana (Multisensor satellite sensing of winter cyclones with storm and hurricane winds in Northern Pacific Ocean), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2013, Vol. 10, No. 4., pp. 161–174.
11. Mitnik L.M., Mitnik M.L., Dubina V.A., Distantsionnoe radiofizicheskoe zondirovanie sistemy okean–atmosfera (Remote sensing of ocean-atmosphere system), In: *Dal'nevostochnye morya Rossii. Kniga 4. Fizicheskie metody* (Far eastern seas of Russia. Physical methods of research. Book 4), Moscow: Nauka, 2007, pp. 449–537 (628 p.).
12. Mitnik L.M., Khazanova E.S., Zondirovanie morskogo l'da v Tatarskom prolyve sputnikovymi RSA santimetrovogo i detsimetrovogo diapazonov (Sensing of sea ice in the Tatar Strait by satellite C-band and L-band SARs), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2012, Vol. 9, No. 1, pp. 294–302.
13. Mitnik L.M., Khazanova E.S., Dinamika ledyanogo pokrova v moryakh Vostochno-Sibirskom i Laptevykh po dannym sputnikovogo mikrovolnovogo zondirovaniya vo vtoroi polovine oktyabrya 2014 g. (Ice cover dynamics in the East Siberian and Laptev Seas at the second half of October 2014 from remote sensing data), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2015, No. 2. pp. 100–113.
14. Pishchal'nik V.M., Pokrashenko S.A., Leonov A.V., Gal'tsev A.A., Osobennosti razvitiya ledyanogo pokrova Okhotskogo morya v 2001–2006 gg. (Features of ice cover development in the Sea of Okhotsk in 2001–2006), *Sbornik statei REA* (Russian Ecological Alliance. Collected papers), 2009, No. 1. pp. 187–195.
15. Polyakova A.M., K sverkhdolgosrochnomu prognozu ledovitosti dal'nevostochnykh morei (On superlong-term forecasts of the Far East seas ice extent), *Vestnik Dal'nevostochnogo otdeleniya RAN*, 2012, No. 6, pp. 3–12.
16. Polyakova A.M., *Opasnye i osobno opasnye gidrometeorologicheskie yavleniya v severnoi chasti Tikhogo okeana i tsunami u poberezh'ya Primor'ya* (Dangerous and especially dangerous hydrometeorological phenomena in the Northern Pacific and tsunamis waves near the Primorye coast), Vladivostok: Dal'nauka, 2012, 182 p.
17. Tambovskii V.S., Shevchenko G.V., Kharakteristika skorosti dreifa l'da u severo-vostochnogo poberezh'ya ostrova Sakhalin pod vliyaniem prilivov i vetra (Velocity characteristics of wind- and tide-dependent ice drift in the coastal area of northeast Sakhalin), *Trudy DVNIGMI*, 1999, Vol. 2. pp. 114–137.
18. Yakunin L.P., Borodachev V.E., Shil'nikov V.I., Ledovaya razvedka na moryakh Dal'nego vostoka (Ice reconnaissance at the Far Eastern seas), In: *Istoriya ledovoi aviatsionnoi razvedki* (History of the ice reconnaissance aircraft), Saint-Petersburg: Gidrometeoizdat, 2002, pp. 281–308.
19. Alfullis M.A., Martin S., Satellite passive microwave studies of the Sea of Okhotsk ice cover and its relation to oceanic processes, 1978–1982, *J. Geophys. Res.*, 1987, Vol. 92, No. C12, pp. 13013–13028.
20. Allison I., Brandt R.E., Warren S.G. East Antarctic sea ice: albedo, thickness distribution and snow cover, *J. Geophys. Res.*, 1993, Vol. 98, No. C7, pp. 12417–12430.
21. Cavalieri D.J., Gloersen P., Campbell W.J., Determination of sea ice parameters with the NIMBUS 7 SMMR, *J. Geophys. Res.*, 1984, Vol. 89, pp. 5355–5369.
22. Comiso J., *Polar Oceans from Space*, N.Y., London: Springer, 2010, 513 p.
23. Darkin D.V., Mitnik L.M., Dubina V.A., Ice cover of the Okhotsk Sea: a study using ENVISAT ASAR, ERS-2 SAR and AQUA AMSR-E data, *Proceedings of 2004 Envisat & ERS Symposium ESA SP-572*, Salzburg, 2004.
24. Dierking W., Mapping of different sea ice regimes using images from Sentinel-1 and ALOS syntactic aperture radar, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 2007, Vol. 48, No. 3, pp. 1045–1058.
25. Grenfell T.C., Barber D.G., Fung A.K., Gow A.J., Jezek K.C., Knapp E.J., Nghiem S.V., Onstott R.G., Perovich D.K., Roesler C.S., Swift C.T., Tanis F., Evolution of electromagnetic signatures of sea ice from initial formation through the establishment of thick first-year ice, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 1998, Vol. 36, No. 5, pp. 1642–1654.
26. Imaoka K., Kachi M., Fujii H., Murakami H., Hori M., Ono A., Igarashi T., Nakagawa K., Oki T., Honda Y., Shimoda H., Global Change Observation Mission (GCOM) for monitoring carbon, water cycles, and climate change, *Proc. IEEE*, 2010, Vol. 98, No. 5, pp. 717–734.
27. Mathew N., Heygster G., Melsheimer C., Surface emissivity of the Arctic sea ice at AMSR-E frequencies, *IEEE Trans. Geoscience Remote Sensing*, 2009, Vol. 47, No. 12, pp. 4115–4124.
28. Mitnik L.M., Dubina V.A., Darkin D.V., New ice formation in the Okhotsk Sea: Detection with ERS-2 SAR and Envisat ASAR, *Proceedings of 20th International Symposium on Okhotsk Sea and Sea Ice*, Mombetsu, 2005, pp. 37–44.
29. Mitnik L.M., Kalmykov A.I. Structure and dynamics of the Sea of Okhotsk marginal ice zone from “Ocean” satellite radar sensing data, *J. Geophys. Res.*, 1992, Vol. 97, pp. 7429–7445.
30. Mitnik L.M., Mitnik M.L., AMSR-E advanced wind speed retrieval algorithm and its application to marine weather systems, *Proceedings of IGARSS 2010*, Hawaii, 2010, pp. 3224–3227.
31. Onstott R.G., Shuchman R.A., SAR measurements of ice, In: *Synthetic Aperture Radar marine user's manual*, US Department of commerce, 2004, pp. 81–115.
32. Perovich D.K., *The optical properties of sea ice*, Vol. 96-1, CRREL Monogr., 1996. 25 p.
33. Schulz-Stellenfleth J., Lehner S. Spaceborne synthetic aperture radar observations of ocean waves traveling into sea ice, *J. Geophys. Res.*, 2002, Vol. 107, No. C8, pp. 20-1–20-19.
34. Spreen G., Kaleschke L., Heygster G., Sea ice remote sensing using AMSR-E 89 GHz channels, *J. Geophys. Res. Oceans*, 2008, Vol. 113, No. C02S03, pp. 1–14.
35. Wadhams P., Squire V.A., Goodman D.J., Cowan A.M., Moore S.C., The attenuation rates of ocean waves in the marginal ice zone, *J. Geophys. Res.*, 1988, Vol. 93, No. C6, pp. 6799–6818.
36. Weber J.E., Wave drift and wave attenuation in the marginal ice zone, *J. Phys. Oceanography*, 1987, Vol. 17, pp. 2352–2361.
37. Zabolotskikh E.V., Mitnik L.M., Chapron B., New approach for severe marine weather study using satellite passive microwave sensing, *Geophys. Res. Lett.*, 2013, Vol. 40, No. 13, pp. 3347–3350.