

Зондирование морского льда в Татарском проливе спутниковыми РСА сантиметрового и дециметрового диапазонов

Л.М. Митник, Е.С. Хазанова

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН
690041, Владивосток, ул. Балтийская, 43
E-mail: mitnik@poi.dvo.ru*

Рассмотрены изображения Татарского прол. Японского моря, полученные радиолокационными станциями с синтезированной апертурой (РСА) ASAR со спутника *Envisat* и PALSAR со спутника *ALOS* в период образования ледяного покрова. Радиолокационные сигнатуры открытой воды и различных типов льда сопоставлены с видимыми и инфракрасными изображениями MODIS и пассивными микроволновыми изображениями AMSR-E со спутника *Aqua*. Показаны преимущества совместного анализа мультиспектральных спутниковых изображений ледяного покрова с различной заснеженностью.

Ключевые слова: морской лед, РСА, *Envisat* ASAR, *ALOS* PALSAR, MODIS, *Aqua* AMSR-E, мультисенсорное зондирование, Татарский пролив, Японское море.

Введение

Получение количественных сведений о характеристиках морского льда является актуальной проблемой для решения как научных (изменение климата), так и прикладных (операции в море) задач. Важнейшими параметрами ледяного покрова являются его возраст, сплоченность, толщина и др., а также характеристики дрейфа, структура прикромочной ледовой зоны и др. (Вагапов и др., 1993; Carsey, 1992; Comiso, 2010).

Для проведения научных и прикладных работ в дальневосточных морях России необходимо располагать сведениями о ледовой обстановке, структуре ледовой кромки, положении и размерах полыней и разводий, районах формирования льда и динамике его роста, о толщине льда и др. Правильность классификации льдов и, в частности, обнаружение тонких льдов значительно улучшаются при совместном анализе спутниковых изображений, полученных в видимом, инфракрасном (ИК) и микроволновом диапазонах длин волн. Зондированию в микроволновом диапазоне принадлежит решающая роль, поскольку данные об океане и морском льде могут быть получены независимо от времени суток и облачности.

В работе анализируются изображения ледяного покрова, полученные РЛС с синтезированной апертурой (РСА) на длине волны $\lambda = 5.6$ см (диапазон С) со спутника *Envisat* (РСА *ASAR* - Advanced Synthetic Aperture Radar) и на $\lambda = 23.6$ см (диапазон L) со спутника *ALOS* (РСА *PALSAR* - Phased Array L-band Synthetic Aperture Radar). Объектом исследования выбрана северная часть Татарского прол., для которой практически отсутствуют инструментальные наблюдения в зимний период, а данные моделирования, полученные в различных работах, плохо согласуются друг с другом (Pishchal'nik et al., 2010). Роль дистанционных наблюдений, в частности, спутниковых РСА, позволяющих следить за дрейфом ледяного покрова, в связи с этим возрастает (Martin, Kawase, 1998).

Методика и данные

Цель исследования заключается в демонстрации потенциала спутниковых РСА не только для картирования однолетнего морского льда и определения его сплоченности, но и для дискриминации типов льда, оценки его толщины, обнаружения торосов и других характе-

ристик. В отличие от видимого и ИК-диапазонов длин волн, вариации яркости радиолокационных (РЛ) изображений, которая пропорциональна удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР), определяются шероховатостью рассеивающей поверхности. РСА могут излучать импульсы с вертикальной (В) и горизонтальной (Г) поляризацией сигнала и принимать рассеянный назад сигнал на той же (ВВ, ГГ) или на перекрестной (ВГ, ГВ) поляризации. Преобладающий вклад в уровень сигналов вносят неоднородности поверхности льда с размерами 7-10 см для *ASAR* и 30-40 см для *PALSAR*. Зависимости УЭПР от характерных размеров неоднородностей и от поляризации существенны для дискриминации типов ледяного покрова (Onstott, 1992; Dierking, Dall, 2006, 2007; Eriksson et al., 2010). Поляризационные особенности различных типов льда зависят от длины волны РСА и проявляются по-разному на изображениях, полученных со спутников *Envisat* и *RADARSAT-1/2* (диапазон С) и *ALOS-1* (диапазон L).

Разнообразие типов льда, различия в условиях их формирования и эволюции, заснеженности и другие факторы приводят к неоднозначной интерпретации поля яркости (поля УЭПР) изображений РСА, РЛ-сигнатур ледяных полей, полыней и разводий. Правильность интерпретации возрастает не только при использовании изображений РСА, полученных на разных поляризациях на двух различных длинах волн (Dierking, Busche, 2006; Dierking, Dall, 2007; Eriksson et al., 2010), но и при совместном анализе видимых и ИК-изображений, полученных спектрорадиометром MODIS со спутников Terra и Aqua, и полей яркостных температур $T_{\text{я}}$, измеренных микроволновым радиометром AMSR-E со спутника Aqua. Вариации яркости видимых изображений ледяного покрова определяются типом льда и степенью его заснеженности (Allison et al., 1993; Perovich, 1990, 1996). Альбедо A льда растёт от значений, близких к A воды (ледяное сало, тёмный нилас), до значений A снега. Зависимость альбедо от толщины льда d выражена до $d < 30-40$ см (серый и серо-белый лёд), что при отсутствии облаков служит основой для оценки d по спутниковым видимым изображениям. Яркость ИК-изображений определяется температурой T подстилающей поверхности и снижается от значений T открытой воды у кромки льда до T поверхности заснеженных серо-белых и белых льдов, которая, в свою очередь, определяется температурой воздуха и скоростью ветра. Яркостный контраст льда относительно воды растёт с увеличением его толщины и заснеженности. Анализ ИК-изображений позволяет определять границу лёд-вода, обнаруживать полыньи, трещины и разводья, выделять начальные формы льда, определять температуру поверхности льда и оценивать его толщину до значений $d < 40-50$ см (Богородский, Мартынова, 1978; Шилин, 1978, 1980; Yu, Rothrock, 1996; Yu, Lindsay, 2003; Scambos et al., 2006).

В микроволновом диапазоне коэффициент излучения морской поверхности ниже, чем у льда – особенно на Г-поляризации. В результате яркостная температура льда $T_{\text{ял}}$ существенно выше, чем у поверхности моря $T_{\text{ям}}$ (Вагапов и др., 1993; Carsey, 1992). Поля $T_{\text{я}}$ были построены по измерениям радиометра *AMSR-E* (Kawanishi et al., 2003). При мощной облачности $T_{\text{ям}}$ увеличивается, и яркостный контраст лед-вода $T_{\text{ял}} - T_{\text{ям}}$ снижается. Измерения на нескольких микроволновых частотах и их анализ совместно с видимыми и ИК-изображениями позволяет выделить тонкие льды, снизить влияние атмосферы при облачности, улучшить оценки концентрации льда (Митник и др., 2007; Даркин и др., 2008; Comiso, 2010; Drinkwater, Crocker, 1988; Grenfell et al., 1992, 1998; Wensnahan et al., 1992).

Зависимость УЭПР морской поверхности σ° от частоты ν , поляризации p , угла падения Θ , скорости ветра W и угла между направлением зондирования и вектором ветра ϕ аппроксимируется геофизической модельной функцией (ГМФ) $\sigma^{\circ} = f(\nu, p, \Theta, W, \phi)$. Для РСА *ASAR* ГМФ приведены в (Stoffelen, Anderson, 1997; Hersbach, 2007), а для *PALSAR* - в (Isoguchi, Shimada 2009). Зависимости σ° для различных типов льда суммированы в (Carsey, 1992; Comiso, 2009; Onstott, 1992). Увеличение шероховатости поверхности приводит к росту σ° (яркости изображения РСА). Ярким тоном отображаются полосы торосов и торосистого льда. Сочетание изображений *PALSAR* с прямой (ВВ и ГГ) и перекрестной (ГВ и ВГ) поляризациями

обеспечивает лучшую индикацию границ между областями гладкого и торосистого льда и границ между льдом и открытой водой (Eriksson et al., 2010). Уменьшение шероховатости проявляется на изображениях РСА в виде тёмных пятен и полос, обусловленных или слабым (<2-3 м/с) ветром или ледяным салом, которое гасит мелкомасштабное волнение. Тёмные зоны выделяются на фоне взволнованной морской поверхности и у кромки льда, где продолжается формирование нового льда (Carsey, 1992; Mitnik et al., 2005; Митник и др., 2007).

При изучении ледяного покрова Татарского прол. были использованы изображения РСА *ASAR* и *PALSAR*, пространственное разрешение которых $\Delta l = 25-75$ м и 7-25 м, соответственно; видимые и ИК-изображения (31 канал, 10.5-12 мкм) спектрорадиометра *MODIS* (спутники *Terra* и *Aqua*) и поля яркостных температур на частотах радиометра *AMSR-E* (спутник *Aqua*) с разрешением от нескольких до десятков километров. Сведения о температуре воздуха, необходимые для оценки состояния снежного покрова (сухой или влажный), были взяты с карт приземного анализа.

Татарский пролив, 22-23 декабря 2008 г

Процессы формирования и развития ледяного покрова в Татарском прол. Японского моря оказывают заметное влияние на Приморское течение и на циркуляцию Японского моря в целом. Эти процессы могут быть прослежены по данным дистанционного спутникового зондирования в различных диапазонах спектра. Морской лёд служит трассером поверхностных течений, а структура прикромочной ледовой зоны меняется в зависимости от направления и скорости ветра. Ледовая обстановка, основным источником сведений о которой являются наблюдения из космоса, определяет и эффективность ледокольной проводки танкеров с Сахалина на материк. Востребованность данных РСА особенно велика в период зимнего муссона, когда в Татарском прол. Японского моря, в Охотском и Беринговом морях наблюдается увеличение облачности и возрастает количество и интенсивность штормов, влияющих на формирование, эволюцию и дрейф морских льдов, на положение и структуру прикромочной ледовой зоны.

На рис. 1 приведены изображения северной части Татарского прол. и прол. Невельского, полученные РСА *ASAR* и *PALSAR*. Ярко белые области **1** на рис. 1а свидетельствуют о сильном ветре во время РЛ-зондирования. Уровень рассеяния РЛ-сигналов от взволнованной морской поверхности выше, чем от морского льда и от материковых покровов. Температура воздуха по показаниям береговой станции составляла -15°C , что при ветре западных румбов способствовало формированию в восточной части пролива ледяного сала (узкая тёмная полоса), к которому примыкает широкая светлая полоса блинчатого льда **2**, ограниченная с востока узкой грядой торосов яркого тона, разделяющей формирующийся ледяной покров от более старых льдов **3**, распространяющихся до побережья Сахалина. Гигантские ледяные поля серого тона видны в области **4**. Они отделены друг от друга узкими зонами более светлого тона, что может быть вызвано рассеянием от взволнованной морской поверхности или от блинчатого льда или сочетанием этих факторов. В области **5** лёд образовался позже и отдельные ледяные поля не различаются. При сравнении рис. 1а и 1б заметны изменения, произошедшие за 13 час, а также различия, обусловленные различием частот РСА. Они проявляются в изменении РЛ-контрастов, границ и структуры ледяного покрова. Отчётливо видны области открытой воды **1** серого тона, что вызвано, как следует из показаний береговых метеостанций, уменьшением скорости ветра с 8-10 до 3-5 м/с.

Свободная ото льда поверхность моря и ледяной покров обладают значительным контрастом и в полях яркостных температур $T_{\text{я}}$, измеряемых микроволновыми и ИК-радиометрами из космоса, что иллюстрируют изображения на рис. 2, полученные со спутника *Aqua* примерно через 1.5 час после зондирования РСА со спутника *ALOS*. Участки открытой воды являются “холодными” в микроволновом диапазоне (130-140 К на $\nu = 36.5$ ГГц и 95-105 К

на $\nu = 18.7$ ГГц на Г-поляризации) и “горячими” в ИК-диапазоне (тёмный тон на рис. 2в) Лёд в микроволновом диапазоне - “горячий”. Его яркостная температура T_y зависит от частоты, поляризации и угла визирования, типа льда, от температуры и заснеженности его поверхности. Для льдов Татарского прол. $T_y = 180-210$ К на $\nu = 36.5$ ГГц и $160-190$ К на $\nu = 18.7$ ГГц (рис. 2). T_y в ИК-диапазоне определяется термодинамической температурой излучающей поверхности. Для ледяного покрова она ниже, чем у воды, и минимальна для высокой плотной облачности (ярко белая полоса **O** на рис. 2в), не проявляющейся в полях $T_y(36.5)$ и $T_y(18.7)$.

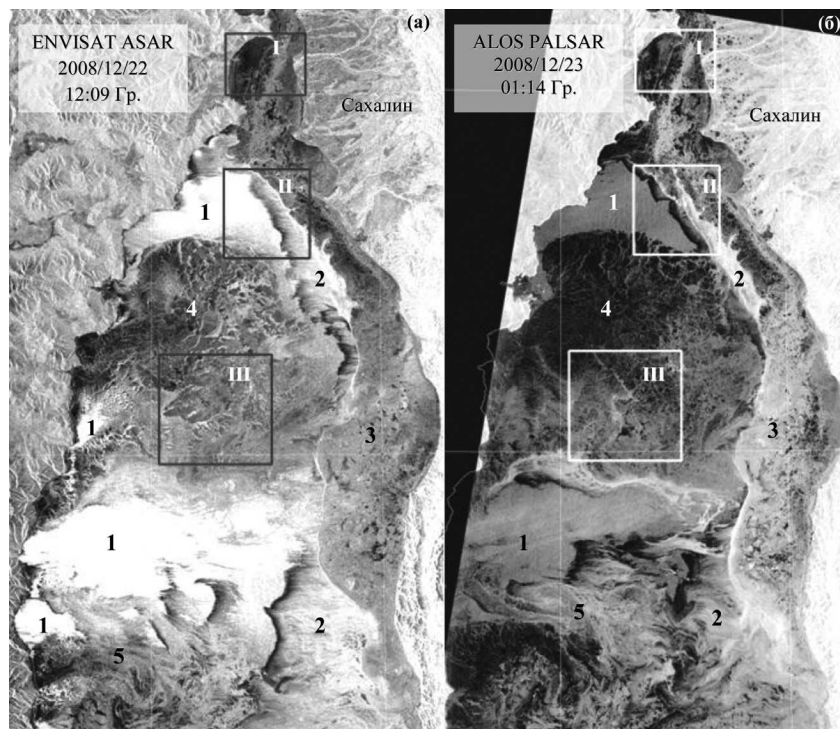


Рис. 1. Северная часть Татарского пролива и пролива Невельского на изображениях РСА:
(а) ASAR за 22 декабря в 12:09 Гр. и (б) РСА PALSAR за 23 декабря 2008 г. в 1:14 Гр.

Рассмотрим изменчивость РЛ-контрастов в прол. Невельского (рис. 3) и в вершине Татарского прол. (рис. 5) (фрагменты I и II на рис. 1). Глубина фарватера в средней части прол. Невельского составляет 10-20 м (рис. 4а). Границы фарватера **1** на изображениях РСА отмечают узкие светлые полосы – гряды торосов, образовавшиеся между дрейфующим по фарватеру льдом и припаем на мелководных участках, примыкающих к фарватеру с запада и с востока. Обе гряды торосов лучше видны на изображении *PALSAR* (рис. 3), в то время как на изображении *ASAR* заметным контрастом обладает только западная полоса (рис. 3а). Фарватер и дрейфующие по нему ледяные поля контрастно выделяются на фоне заснеженного припая на видимом изображении (рис. 4б).

Участок **2** может быть разделен на два – **2А** и **2Б**. Яркость участка **2А** выше, чем участка **2Б**, что свидетельствует о различии типов льда. В **2А** лед более молодой и шероховатый, с включениями блинчатого льда. В **2Б** льды более старые: на изображении *PALSAR* здесь можно различить темные пятна овальной формы – ледяные поля с гладкой поверхностью, окруженные светлыми каёмками – торосистым льдом. Типичные размеры неоднородностей торосистых кромок малы, они слабо рассеивают РЛ-сигналы С-диапазона, и поэтому тон области **2Б** на изображении *ASAR* более однородный.

Участок **3** также может быть разделен на два – более тёмный ближе к материку, где поверхность льда гладкая, и светлый, где поверхность шероховатая. Контраст между ними лучше выражен на изображении *PALSAR*, откуда следует, что характерные размеры неодно-

родностей поверхности и структуры льда порядка 30-40 см. На изображении *ASAR* различия в яркости в пределах участка **3** малы из-за малого влияния таких неоднородностей на УЭПР.

На рис. 5 приведены изображения РСА северо-восточной части Татарского прол. Большая яркость участка **1** на изображении *ASAR* объясняется действием ветра на морскую поверхность: скорость ветра W составляла примерно 7-10 м/с. При измерениях *PALSAR* волнение моря было слабым: $W = 2-3$ м/с, тон области **1** - серый. Темные полосы **2** с резкой границей при переходе к воде и тёмные пятна в нижнем левом углу - ледяное сало, гасящее волнение. Узкая полоса торосов **3** с обилием неоднородностей, вызывает сильное рассеяние РЛ-сигналов сантиметрового и дециметрового диапазонов. Голубая линия на изображении *PALSAR* обозначает положение полосы торосов в 12:09 Гр. 22 декабря 2008 г. За 13.5 час она продвинулась в юго-западном направлении на 12-18 км. Между темной полосой ледяного сала и полосой торосов яркость изображения растёт из-за появления блинчатого льда. На изображении с полным разрешением видны полосы переменной яркости, ориентированные по ветру, - проявления циркуляции Ленгмюра.

Участок **4** – молодой, шероховатый лед, с отдельными полями блинчатого льда. На изображении *PALSAR* участок **4** выглядит более ярким, вероятно, из-за неоднородностей, обусловленных дрейфом льда за 13.5 час и действием ветра. На видимом изображении (рис. 5в) граница между открытой водой и ледяным салом не просматривается. Несколько светлее открытой воды выглядит область блинчатого льда, расположенная восточнее. Область заснеженного льда выглядит ярко. В неё вкраплены отдельные участки тонкого льда (нилас) или воды тёмного тона. (Участки с низким рассеянием видны и на рис. 2б). Полоса полупрозрачной облачности, протянувшаяся с северо-востока на юго-запад, имеет над льдом ещё более высокую яркость. Облачность на рис. 5в видна и над водой.

Рис. 6 иллюстрирует быстрые изменения характеристик ледяного покрова под влиянием низких температур и ветра. Дрейф льда и изменение его структуры препятствуют обнаружению одних и тех же ледяных полей, полос и других особенностей на двух изображениях РСА, полученных с разницей во времени в 13.5 час и на разных длинах волн. В то же время при разнице примерно в 2 часа одинаковые особенности идентифицируются по сходным очертаниям на изображениях РСА (рис. 6б) и видимом (рис. 6в), если к тому же учесть различия в физических факторах, влияющих на формирование радиолокационных и оптических контрастов.

Выводы

Морской лёд в Татарском прол. и в прол. Невельского был исследован в период его становления путём совместного анализа изображений РСА *ASAR* и *PALSAR*, видимых и ИК-изображений спектрорадиометра *MODIS* и полей яркостных температур *AMSR-E*. Было показано, что сочетание спутниковых активных и пассивных микроволновых измерений с видимыми и ИК-изображениями может служить основой для слежения за процессом формирования льда, его дрейфом, выявления зон торосов, для классификации типов льда и оценки его толщины и заснеженности.

Запуск в 2013 г. РСА сантиметрового диапазона на спутнике *Sentinel* Европейского космического агентства ESA и РСА дециметрового диапазона на спутнике *ALOS-2* Японского аэрокосмического исследовательского агентства JAXA повысит частоту обзора и доступность изображений и позволит лучше оценить возможности зондирования морского льда на разных поляризациях (Dierking, Dall, 2007; Nghiem, 2007).

Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ 11-05-12047-офи-м-2011, молодёжного гранта ДВО РАН III-B, ФЦП “Мировой океан” и соглашения между ТОИ ДВО РАН и JAXA (проект F10). Авторы благодарят JAXA за предоставление данных *AMSR-E* и изображений *PALSAR* и ESA за предоставление изображений *ASAR*.

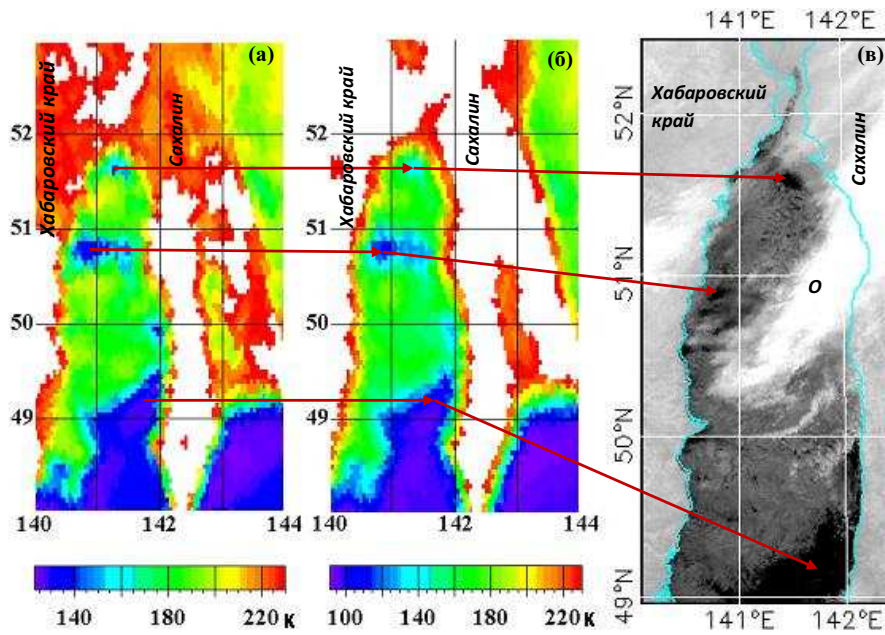


Рис. 2. Яркостные температуры на частотах (а) 36.5 ГГц и (б) 18.7 ГГц на горизонтальной поляризации по данным AMSR-E и (в) в ИК-диапазоне на 31 канале по данным MODIS за 23 декабря 2008 г. в 02:43 Гр. Красные стрелки показывают соответствие областей с минимальными T_b в микроволновом диапазоне и с максимальными - в инфракрасном диапазоне

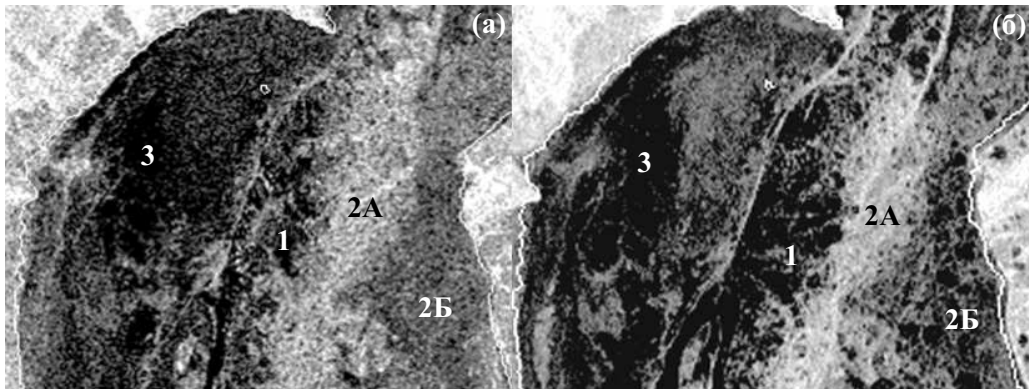


Рис. 3. Пролив Невельского на изображениях РСА: (а) ASAR (спутник Envisat) за 22 декабря в 12:09 Гр. и (б) PALSAR (спутник ALOS) за 23 декабря 2008 г. в 1:14 Гр.

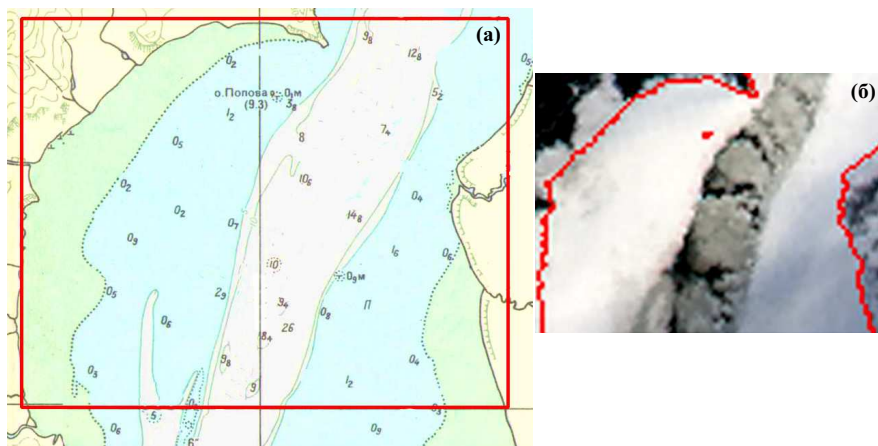


Рис. 4. Батиметрия Татарского пролива (а) и видимое изображение, полученное спектро радиометром MODIS со спутника Aqua 23 декабря 2008 г. в 3:20 Гр. (б). Красные прямоугольник на (а) показывает границы видимого изображения (б)

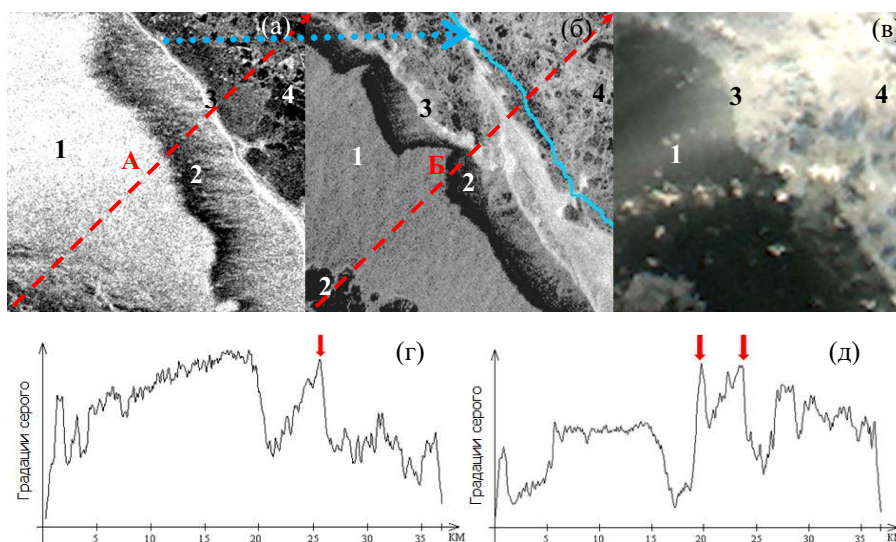


Рис. 5. Северо-восточная часть Татарского пролива на изображениях: (а) ASAR (спутник Envisat) за 22 декабря в 12:09 Гр., (б) PALSAR (спутник ALOS) за 23 декабря в 1:14 Гр. и (в) MODIS (спутник Aqua) за 23 декабря 2008 г. в 3:20 Гр.; вариации яркости изображений РСА (в градациях серого) вдоль разрезов А (г) и Б (д) с юго-запада на северо-восток. Длинная стрелка между (а) и (б) показывает положение одной и той же полосы торосов. Красные стрелки на (г) и (д) отмечают положение полос торосов на разрезах

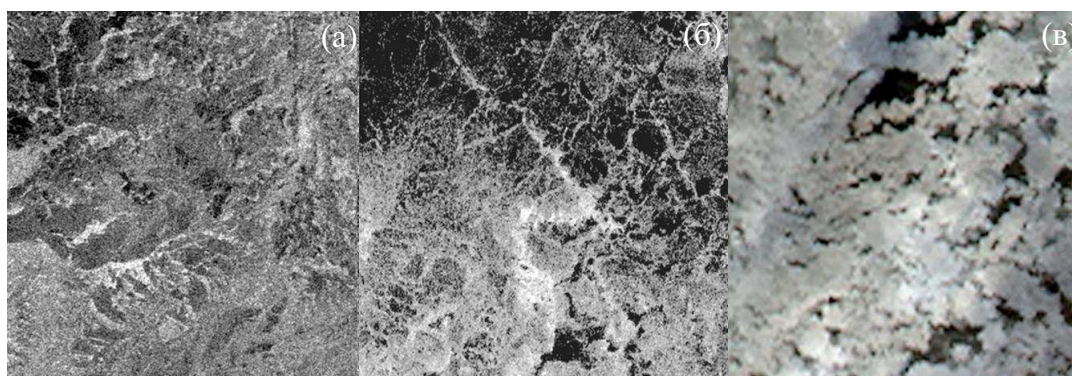


Рис. 6. Ледяной покров центральной части Татарского пролива на изображениях: (а) ASAR за 22 декабря в 12:09 Гр., (б) PALSAR за 23 декабря в 1:14 Гр. и (в) видимое изображение MODIS со спутника Aqua за 23 декабря 2008 г. в 3:20 Гр.

Литература

1. Богородский В.В., Мартынова Е.А. Собственное тепловое излучение снежно-ледяного покрова арктических морей. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 37 с.
2. Ваганов Р.Х., Гаврило В.П., Козлов А.И. и др. Дистанционные методы исследования морских льдов. С-Пб: Гидрометеиздат, 1993. 341 с.
3. Даркин Д.В., Митник Л.М., Митник М.Л. Спектры коэффициентов излучения молодого льда в микроволновом диапазоне по данным измерений со спутника AQUA (на примере Охотского и Японского морей) // Исследование Земли из космоса. 2008. № 1. С. 3-14.
4. Митник Л.М., Митник М.Л., Дубина В.А. Дистанционное радиофизическое зондирование системы океан-атмосфера. В сб. «Дальневосточные моря России». В 4 кн. / Гл. ред. В.А. Акуличев. Книга 4. Физические методы исследования. М: Наука, 2007. С. 449-537.
5. Шилин Б.В. Исследование ледяного покрова тепловой аэросъемкой // ДАН СССР. 1978. Т. 238. № 2. С. 247
6. Шилин Б.В. Тепловая аэросъемка при изучении природных ресурсов. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 247 с.

7. Allison I., Brandt R.E., Warren S.G. East Antarctic sea ice: albedo, thickness distribution and snow cover // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. N. C7. P. 12417-12430.
8. Carsey F. (Ed). *Microwave Remote Sensing of Sea Ice / Geophysical Monograph Series No. 68.* Washington, D.C. American Geophysical Union. 1992. 462 p.
9. Comiso J. *Polar Ocean from Space.* Springer, 2010. 430 p.
10. 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 // *Proc. of ENVISAT & ERS Symposim.* Austria. Salzburg. 2004. 4P13_6_darkin_175.pdf
11. Dierking W., Busche T. Sea ice monitoring by L-band SAR: An assessment based on literature and comparisons of JERS-1 and ERS-1 imagery // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2006. V. 44. No. 2. P. 957-970.
12. Dierking W., Dall J. Sea ice deformation state from synthetic aperture radar imagery — part 1: comparison of C- and L-band and different polarizations // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2007. V. 45. No. 11. P. 3610–3622. doi:10.1109/TGRS.2007.903711.
13. Drinkwater M.R., Crocker G.B. Modeling changes in the dielectric and scattering properties of young snow-covered sea ice at GHz frequencies // *J. Glaciology.* 1988. V. 34. P. 274-282.
14. Eriksson L.E.B., Borenäs K., Dierking W. et al. Evaluation of new spaceborne SAR sensors for sea-ice monitoring in the Baltic Sea // *Can. J. Remote Sens.* 2010. V. 36. Suppl. 1. P. S56–S73.
15. Grenfell T., Barber D.G., Fung A.K. et al. Evolution of electromagnetic signatures of sea ice from initial formation through the establishment of thick first-year ice // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 1998. V. 36. No. 5. P. 1642-1654.
16. Grenfell T.C., Cavaleri D.J., Comiso J.C. et al. Considerations for microwave remote sensing of thin sea ice / In: *Microwave Remote Sensing of Sea Ice / Ed. Carsey F.D. Geophysical Monograph Series No. 68.* Washington, D.C. American Geophysical Union. 1992. P. 291-301.
17. Hersbach H., Stoffelen A., de Haan S. An improved C-band scatterometer ocean geophysical model function: CMOD5 // *J. Geophys. Res.*, 2007. V. 112, C03006, doi:10.1029/2006JC003743.
18. Isoguchi O., Shimada M. An L-band ocean geophysical model function derived from PALSAR // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2009. V. 47. No. 7. P.1925-1936.
19. Kawanishi T., Sezai. T., Ito Y. et al. The Advanced Microwave Scanning Radiometer for the Earth Observing System (AMSR-E). NASDA's contribution to the EOS for global energy and water cycle studies // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2003. V. 41. No. 2. P. 184-194.
20. Martin S., Kawase M. The southern flux of sea ice in the Tatarskiy Strait, Japan Sea and the generation of the Liman Current // *J. Marine Res.* 1998. V. 56. P. 141–155.
21. Mitnik L.M., Dubina V.A., Darkin D.V. New ice formation in the Okhotsk Sea: Detection with ERS-2 SAR and Envisat ASAR // *Proc. 20th Intern. Symposium on Okhotsk Sea and Sea Ice.* Japan, Mombetsu. 2005. P. 37-44.
22. Nghiem S. L-band and C-band SAR scattering signature of sea ice for operational applications // JPL, 2007.
23. Onstott R.G. SAR and scatterometer signatures of sea ice / *Microwave Remote Sensing of Sea Ice.* Ed. Carsey F.D. Geophysical Monograph Series No. 68. Washington, D.C. American Geophysical Union. 1992. P. 73–104.
24. Perovich D.K. The evolution of sea-ice optical properties during fall freeze-up // *Proceedings of SPIE.* 1990. V. 1302. P. 520-531.
25. Perovich D.K. The optical properties of sea ice. 1996. CRREL Monogr. V. 96-1. 25 p.
26. Pishchal'nik V.M., Arkhipkin V.S., Leonov A.V. On water circulation in Tatar Strait // *Water Resources.* 2010. V. 37. No. 6. P. 759–772.
27. Scambos T.A., Haran T.M., Massom R. Validation of AVHRR and MODIS ice surface temperature products using in situ radiometers // *Annals of Glaciology.* 2006. V. 44. P. 345-351.
28. Stoffelen A., Anderson D. Scatterometer data interpretation: Estimation and validation of the transfer function CMOD4. *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 5767-5780.
29. Wensnahan M.R., Grenfell T.C., Winebrenner D.P. et al. Observations and theoretical studies of microwave emission from thin saline ice // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. P.8531-8545.
30. Yu Y., Rothrock D.A. Thin ice thickness from satellite thermal imagery // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. No. C10. P. 25753-25766.
31. Yu Y., Lindsay R. Comparison of thin ice thickness distributions derived from RADARSAT Geophysical Processor System and advanced very high resolution radiometer data sets // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. No. C12. 3387. doi:10.1029/2002JC001319.

Sensing of sea ice in the Tatar Strait by satellite C-band and L-band SARs

L.M. Mitnik, E.S. Khazanova

*V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS
690041 Vladivostok, 43 Baltiyskaya str.
E-mail: mitnik@poi.dvo.ru*

Envisat ASAR and ALOS PALSAR images of the Tatar Strait, the Japan Sea acquired during ice cover formation on 22-23 December 2008 are considered. SAR signatures of open water and various types of sea ice are compared with MODIS visible and infrared images and with Aqua AMSR-E brightness temperatures. Advantages of the joint analysis of multisensory satellite images of sea ice with different snow cover are shown.

Keywords: sea ice, SAR, Envisat ASAR, ALOS PALSAR, MODIS, Aqua AMSR-E, multisensory sensing, Tatar Strait, Japan Sea.