# ОКЕАНОЛОГИЯ

# А.Ф. Муртазин, К.Г. Евграфова, В.Н. Кудрявцев

# ПРИМЕНЕНИЕ ДАННЫХ СКАТТЕРОМЕТРА ASCAT ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ЛЕДОВОГО ПОКРОВА В АРКТИКЕ

A.F. Murtazin, K.G. Evgrafova, V.N. Kudryavtsev

## ARCTIC SEA ICE PROPERTIES USING ASCAT

Исследованы различия между УЭПР морской поверхности и ледового покрова в Арктике по данным спутникового скаттерометра ASCAT. Предложен новый метод идентификации границ ледового покрова, основанный на значительном различии дисперсии УЭПР моря и льда при скаттерометрических измерениях заданной точки поверхности при различных углах падения радиоволн и азимутах. Такие условия выполняются для измерений в Арктике, где ASCAT за сутки наблюдений многократно измеряет УЭПР заданной точки. Продемонстрировано применение нового метода для изучения эволюции площади покрытия Арктики ледовым покровом. Показано, что контрасты УЭПР ледового покрова в Арктике обладают значительной пространственной изменчивостью, ассоциируемой с пространственными изменениями структуры ледового покрова, уровнем торосистости и наличием полыней.

Ключевые слова: дистанционное зондирование, ледяной покров, скаттерометрия, ASCAT.

Sea ice edge identification using ASCAT is examined. A new method for sea ice edge detection is presented. Method is based on the significant difference in dispersion of NRCS for open sea and ice at various incidence and azimuth angles. Since for Arctic region ASCAT provides multiple NRCS measurements of given point per day, the new method was applied for studying the evolution of the Arctic ice. Obtained results show that the NRCS of Arctic sea ice have significant spatial variability associated with spatial changes in the structure of the ice cover, ridging and the presence of polynyas.

Key words: remote sensing, sea ice edge identification, ASCAT.

## Введение

Исследования Арктики невозможны без применения данных спутникового дистанционного зондирования. Мониторинг и прогноз состояния окружающей среды в Арктике особенно актуальны в связи с ее определяющей ролью в формировании глобального климата и его изменений. С практической точки зрения исследования Арктического региона важны в связи с активной деятельностью по освоению огромных запасов природных ресурсов, а также военно-стратегическим и транспортно-коммуникативным значением региона. Ледовый покров в Арктике обладает значительной изменчивостью в широком диапазоне масштабов, от «малых» (вызванных локальным воздействием ветра, волн и течений) до сезонных колебаний и климатических изменений.

Ряд спутников, предназначенных для исследования Земли (например, Metop, Jason, Aqua, Terra, DMSP, GCOM-W1, WindSat) работают на полярной орбите и, следовательно, позволяют получать разнообразную геофизическую информацию необходимую для фундаментальных и прикладных исследований состояния окружающей среды в Арктике.

Наиболее эффективным инструментом исследования ледового покрова в Арктике (в условиях почти постоянного присутствия облачности, и дефицита освещенности) являются пассивные и активные микроволновые измерения. В работах [1–3] предложен метод определения сплоченности ледового покрова по данным пассивных микроволновых измерений. Результаты оперативного мониторинга сплоченности льда в Арктике можно найти на ряде открытых для доступа сайтов, например: http://nsidc. org/api/metadata?id=nsidc-0081 (the National Snow and Ice Data Center, NSIDC); http:// www.osi-saf.org (Ocean and Sea Ice Satellite Application Facility, OSI SAF); http://icdc. zmaw.de (Integrated Climate Data Center, ICDC).

Помимо своего прямого назначения — измерения скорости и направления приводного ветра — спутниковая скаттерометрия позволяет так же определять границы ледового покрова, используя тот факт, что рассеивающие свойства его поверхности существенно отличаются от свойств морской поверхности. Подробнее о применении спутниковой скаттерометрии для исследования ледового покрова можно узнать, например, в работах [1, 6–8]. пассивных микроволновых данных,

Цель данной работы — провести анализ особенностей рассеивания радиоволн на поверхности льда в Арктике на основе данных измерений спутникового скаттерометра ASCAT, и применить результаты этого анализа для разработки улучшенного метода идентификации границ ледового покрова и его эволюции в Арктике. Стоит отметить, что проделанная работа основана на использовании активных микроволновых данных, с примером использования пассивных модно ознакомиться в работе [2].

#### Данные и методы

Работа основывается на использовании активных микроволновых данных, полученных со скаттерометра ASCAT (англ., The Advanced Scatterometer), установленного на спутниках серии MetOP (англ., The Meteorological Operational satellite programme). MetOp — метеорологические спутники Европейского космического агентства, имеют полярную орбиту и предназначены для оперативной метеорологии. Первый спутник из этой серии (MetOp-A) запущен 19 октября 2006 г. В 2012 г. к нему присоединился второй спутник MetOp-B. Запуск третьего спутника (MetOp-C), запланирован на 2018 г.

ASCAT — импульсный скаттерометр, веерная диаграмма направленности которого ведет съемку одной и той же географической точки под разными углами наблюдений. ASCAT состоит из 6 антенн, — по три антенны с левого и правого бортов спутника. Каждая из этих антенн непрерывно излучает и принимает рассеянный сигнал с полосы шириной 550 км. Азимутальные углы наблюдения антенн по каждому из бортов спутника равны 45°, 90° и 135° по отношению к направлению движения спутника. Углы падения радиоволн изменяются от ~34° до ~65° для передних и задних антенн, и от 18° до ~53° — для боковых антенн (рис. 1).



Рис. 1. Геометрия съемки скаттерометра ASCAT

Более подробно с техническими особенностями работы скаттерометра можно ознакомиться в работе (ASCAT Product Guide, 2011). В данной работе использовались данные уровня 1b, «ASCAT sigma\_zero at full resolution», содержащие значения удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР), углы падения радиоволн, координаты съем-ки, координаты земной поверхности Данные были «закачены» с портала EUMETSAT (англ. European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites) http://www. eumetsat.int/ website/home/Data/index.html.

Для верификации результатов определения границ ледового покрова по данным ASCAT использовались данные оптического спутникового спектрорадиометра Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS). Одним из продуктов обработки данных MODIS является коэффициент отражения поверхности Земли (Surface Reflectance) с пространственным разрешением 1 км. Этот продукт разработан в NASA GSFC Центре (http://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataprod/mod09.php), который представляет собой коэффициенты отражения поверхности в видимом диапазоне. Учитывая высокую вероятность присутствия облачного покрова, полное покрытие поверхности лед/вода в Арктическом регионе «безоблачными ситуациями» удается осуществить при накоплении данных за 8–дневный период наблюдений. Данные о поле коэффициента отражения поверхности Земли Арктике можно найти, например, на сайте http://arctic. solab.rshu.ru Лаборатории спутниковой океанографии РГГМУ. Процедура обработки данных ASCAT включала следующие этапы:

- предварительная распаковка, обработка и калибровка данных;
- выделение рассматриваемой области поверхности для анализа;
- разделение данных по временным промежуткам в соответствии с геометрией полета и удобства рассмотрения (сутки/двое суток);
- интерполяция данных на регулярную сетку;
- обработка и анализ данных, преобразование в единый формат для дальнейшего тематического анализа.

## Фоновые характеристики РЛ рассеяния

Для анализа особенностей радиолокационного рассеяния (РЛ) на морской поверхности и ледовом покрове в арктическом регионе были рассмотрены данные скаттерометра ASCAT на спутниках МЕТОР-А и МЕТОР-В за октябрь 2013 г. В качестве характеристики РЛ рассеяния использовалась удельная эффективная площадь рассеяния (УЭПР). На рис. 2, в качестве примера, представлены данные измерений УЭПР со всех 6 антенн ASCAT-A и ASCAT-B за одни сутки (17.10.2013) как функция угла падения. Данные измерений УЭПР разделены на две группы: для морской поверхности и ледового покрова. Можно видеть, что существует значительные различия между выборками УЭПР для двух различных сред. Эти различия, в первую очередь, относятся к общему разбросу данных относительно среднего значения и разной функциональной зависимости УЭПР от угла падения. Ниже мы проанализируем более детально эти особенности поведения УЭПР и их различия для двух типов поверхностей.



Рис. 2. Зависимость УЭПР ледяного покрова (*a*) и морской поверхности (*б*) от угла падения радиоволн, Арктика, ASCAT (Metop01), 17.10.2013. Точки с отрезками указывают средние значения и среднеквадратичные отклонениями УЭПР в заданном интервале углов падения

#### Азимутальная анизотропия УЭПР

Проведем вначале сравнительный анализ азимутальной анизотропии УЭПР морской поверхности и ледяного покрова. Исходя из геометрии наблюдений, показанной на рис. 1, передняя и задняя антенны ASCAT наблюдают одну и ту же точку

поверхности при одном и том же угле падения, но под азимутальными углами, отличающимися на 90°. Поэтому, разность УЭПР между передней и задней антеннами является мерой азимутальной анизотропии. В дальнейшем, для удобства вычислений мы будем нумеровать переднюю, среднюю и заднюю антенны, расположенные по левому борту индексами 1, 2 и 3, а соответствующие антенны, расположенные по правому борту, — индексами 4, 5 и 6.

При измерении УЭПР в дБ, определим коэффициент анизотропии как:

$$A_L = \sigma_1 - \sigma_3,$$
  

$$A_R = \sigma_4 - \sigma_6.$$
 (1)

В азимутально изотропном поле УЭПР  $A \rightarrow 0$ , что можно было бы ожидать для ледового покрова в открытом океане, где отсутствуют факторы, способствующие формированию доминирующего направления в текстуре ледяного покрова. Текстура морской поверхности принципиально иная, так как генерация волн ветром должна приводить к существенной анизотропии УЭПР, при которой РЛ сигнал при облучении по- и против-ветра значительно превышает РЛ сигнал в направлении перпендикулярно ветру. Этот факт заложен в эмпирические геофизические функции типа СМОD [5], используемые для восстановления вектора скорости ветра по скаттерометрическим измерениям (в частности по данным ASCAT).

Модули коэффициентов анизотропии (1), |A|, полученные за суточный период измерения, представлены на рис. 3. На этом же рисунке представлены средние значения и среднеквадратичные отклонения |A|. Как ожидалось, коэффициент анизотропии для ледового покрова существенно меньше, чем для поверхности моря. Этот факт использовался в работе [7] для идентификации границ ледового покрова. Однако, как следует из рис. 3, разброс |A| как для моря, так и льда значителен; например, границы среднеквадратичных отклонений коэффициента анизотропии для моря перекрывают средние значения для льда. Этот факт свидетельствует о том, что выделение границ ледового покрова по значениям |A| (если в качестве порогового значения использовать какое-либо значение, лежащее между средними значениями для моря и льда) не является надежным. С другой стороны, как следует из рис. 3, разброс значений |A| (среднеквадратичные отклонения |A|) для поверхности моря и льда значительно отличаются. Этот экспериментальный факт может быть использован для более надежного определения границы льда.

## Градиент УЭПР по углу визирования

Одной из особенностей, отличающих УЭПР льда от моря, является скорость падения УЭПР с увеличением угла визирования,  $\theta$  (угол падения РЛ сигнала). Как уже было отмечено (см. рис. 2), УЭПР морской поверхности падает с увеличением  $\theta$  существенно быстрее, чем для ледового покрова. Эта особенность использовалась для разделения ледяного покрова и морской поверхности в работе [8]. Рассмотрим этот вопрос более подробно.

Передняя (задняя) и средняя антенны наблюдают одну и ту же точку в пространстве под разным углом падения (см. схему наблюдений на рис. 1). Поэтому, в качестве параметра, характеризующего скорость затухания УЭПР с увеличением угла падения, определим следующую величину (градиент УЭПР):

$$G_{L} = \frac{\left[\sigma_{2} - \frac{(\sigma_{1} + \sigma_{3})}{2}\right]}{\Delta \theta},$$

$$G_{R} = \frac{\left[\sigma_{5} - \frac{(\sigma_{4} + \sigma_{6})}{2}\right]}{\Delta \theta}.$$
(2)

где Δθ — разность углов падения между передней (задней) и средней антеннами. Оценки градиентов УЭПР как функция угла падения для морской поверхности и ледяного покрова показаны на рис. 4.



Рис. 3. *а* — коэффициент анизотропности УЭПР для морской поверхности (темный символы) и ледяного покрова (серые символы); *б* — средние значения и среднеквадратичные отклонения показаны кружком (море) или треугольником (лед) с соответствующими вертикальными отрезками



Рис. 4. *a* — градиенты УЭПР для морской поверхности (темный символы) и ледяного покрова (серые символы); *б* — средние значения и среднеквадратичные отклонения в заданном диапазоне θ показаны кружком (море) или треугольником (лед) с соответствующими вертикальными отрезками

# ОКЕАНОЛОГИЯ

Из рис. 4 видно, что при малых углах падения (меньше  $30^{\circ}$ ) средние значения градиентов УЭПР для моря и льда существенно различаются, — на величину превышающую стандартное отклонение. Таким образом, в этом диапазоне  $\theta$  возможно установить пороговые значения градиента для разделения двух сред. Однако, при больших углах падения (больше  $30^{\circ}$ ) возникает неопределенность, т.е. отличие в градиентах находится в пределах их стандартных отклонений, а при  $\theta > 40^{\circ}$  значения градиентов для воды и льда совпадают. Таким образом, критерий разделения морской поверхности и ледового покрова на основе градиентов УЭПР (как предложено в работе [7]), представляется вряд ли надежным. Однако, можно заметить, что значения стандартных отклонений градиентов УЭПР для воды и льда различны и лежат на разных уровнях, что даёт возможность определить пороговое значение для разделения границы сред лёд-вода на основе уровня изменчивости значений градиентов УЭПР.

## УЭПР как функция угла визирования

Рассмотрим более подробно зависимости УЭПР морской поверхности и ледяного покрова от угла падения с точки зрения их использования в методе идентификации границы раздела лед-море. Измерения УЭПР за суточный период приведены на рис. 5. Там же представлены средние значения и среднеквадратичные отклонения для моря и льда. Как уже отмечалось, зависимость УЭПР от угла падения для ледового покрова заметно более слабая, чем у морской поверхности. В рамках предлагаемого подхода, мы выбираем среднюю зависимость УЭПР ледового покрова от угла падения,  $\langle \sigma_n^I \rangle$ , в качестве «реперной», которая используется для нормализации измерений УЭПР скаттерометром ASCAT. Функциональная зависимость  $\langle \sigma_0^I \rangle$  от  $\theta$  определялась путем осреднение УЭПР в области ледового покрова за выбранный период измерений, и далее эти средние значения параметризовались полиномом четвертого порядка от угла падения. В данной работе в качестве реперной УЭПР мы использовали значения, полученные в осенний и зимний период 2013–2014 гг. При использовании дБ в качестве единицы измерения, нормализация УЭПР подразумевает вычитание «реперной» УЭПР из измеренных значений:  $\sigma_0^N = \sigma_0 - \langle \sigma_0^N \rangle$ . В результате нормализованные значения УЭПР,  $\sigma_0^N$ , ледового покрова варьируется близ нуля с небольшим стандартным отклонением, как это видно на рис. 5.

На рис. 6 приведены средние значения и стандартные отклонения УЭПР морской поверхности после применения процедуры нормировки для измерений средними антеннами (рис. 6*a*) и передними/задними антеннами (рис. 6*b*). Для измерений УЭПР передними/задними антеннами (диапазон углов падения от 35° до 65°) нормированные УЭПР моря существенно меньше УЭПР льда (которые в среднем равны нулю). Напротив, для измерений средними антеннами (диапазон углов падения от 20° до 55°) нормированные УЭПР моря превышает УЭПР льда при малых углах падения.

Таким образом, для одной и той же пространственной точки наблюдения нормированная УЭПР льда имеет в среднем нулевое значение, а нормированная УЭПР моря имеет в среднем ненулевые значения, за исключением УЭПР измеряемой средней антенной в диапазоне углов падения 25—30°. В принципе, эта неопределенность в разделении лед-вода может быть устранена путём оценки градиента УЭПР (см. рис. 4). Однако следует отметить, что за сутки накопления информации, поступающей с ASCAT на двух спутниках, мы имеем от 3 до 32 измерений УЭПР одной и той же географической точки при разных углах падения. Таким образом, можно ожидать, что располагая таким набором измерений УЭПР,  $\sigma_{0_j}^N$ , мы, используя данные на рис. 6, можем с высокой степенью достоверности определить, относится данная точка к ледовому покрову (если дисперсия значений  $\sigma_{0_j}^N$  мала) или поверхности моря (если дисперсия значений  $\sigma_{0_j}^N$  велика).



Рис. 5. *а* — белые треугольники с вертикальными отрезками указывают на среднее значение и стандартное отклонения для льда, белыми кружками с вертикальными отрезками — для моря; *б* — средние значения и среднеквадратичные отклонения для льда (жирные линии) и моря (тонкие линии) после применения процедуры нормализации



Рис. 6. *а* — средние значения и стандартные отклонения УЭПР морской поверхности (тонкие линии) и льда (толстые линии) после применения процедуры нормировки для измерений средними антеннами; *б* — то же что и слева, но для измерений передними/задними антеннами

## Идентификация границы ледового покрова

## Коэффициент анизотропии

На рис. 7 представлено поле коэффициента азимутальной анизотропии (1), осредненное за суточный цикл измерений двумя скаттерометрами (на спутниках MetOP-A и -B) в арктическом регионе.

Видно, что ледовый покров выделяется как область низких значений коэффициента *A*. Однако низкие значения *A* наблюдаются так же и на водной поверхности, которая реально не покрыта льдом (верификация производилась по снимкам MODIS). Низкие значения *A* на водной поверхности могут наблюдаться в тех случаях, когда ветер в данных областях был направлен параллельно либо перпендикулярно направлению движения спутника (т.е. когда направления облучения передней и задней антеннами симметричны относительно направления «на-ветер» и «по-ветру»). При таких условиях разделение ледового покрова и морской поверхности по коэффициенту *A* невозможно. Следовательно, метод разделения сред лед-море на основании лишь анализа коэффициента азимутальной анизотропии — не является вполне эффективным.

## Градиент УЭПР

На рис. 8 приведено поле градиента УЭПР по углу падения, осредненное за суточный цикл измерений двумя скаттерометрами.

Как и в предыдущем случае (азимутальная анизотропия) ледовый покров выделяется лишь «в общих чертах». Данный метод идентификации также не является достаточно эффективным для идентификации границ ледового покрова.

## Уровень УЭПР

На рис. 9 показано поле стандартных отклонений  $\sigma_0^N$  нормализованных УЭПР, полученное в результате суточного цикла измерений двумя скаттерометрами. Как видно из рисунка, уровень дисперсии нормированных значений УЭПР над областью льда и моря является существенно разным. Поэтому можно ожидать, что разделение морской поверхности и ледового покрова по этому параметру может быть крайне эффективно. На рис. 9 можно заметить некоторые «проблемные области» (отмечено контуром), которые показывают существование льда там, где его гарантированно нет. Это дефект может быть легко устранен при анализе данных за следующий день.

Таким образом, в отличие от методов идентификации границы льда на основе анализа азимутальной анизотропии и градиентов УЭПР, данный подход можно рассматривать как самостоятельный метод.

На рис. 10 представлено поле нормированной УЭПР ледового покрова. В нормированных УЭПР отсутствует зависимость от угла падения, поэтому любые пространственные вариации  $\sigma_0^N$  (или контрасты УЭПР) отображают пространственные изменения «шероховатости» ледового покрова, ассоциируемые с уровнем торосистости, наличия полыньей и т.д. Видно, «шероховатость» ледяного покрова в Арктике крайне неоднородна и демонстрирует явные закономерности. Отметим, что пространственно-временная неоднородность УЭПР может быть использована в дальнейшем для определения дрейфа и деформации ледового покрова.

## Эволюция ледового покрова

Использование предложенного метода дает возможность исследовать пространственно-временную эволюцию ледяного покрова. В качестве примера на рис. 11 показана эволюция положения границы ледового покрова за период с 15 по 25 октября 2013 г. по данным скаттерометра ASCAT. Более светлым тоном представлена граница льда за 25 октября 2015 г. Очевидно, что в данном случае расширений границ ледового покрова связано с замерзанием моря при его осеннем выхолаживании.



Рис. 7. Поле модуля коэффициента азимутальной анизотропии в Арктическом регионе за суточный цикл измерений, 20.10.2013



Рис. 8. Коэффициент, характеризующий скорость убывания сигнала УЭПР с увеличением угла падения, Арктика, 15.10.2013



Рис. 9. Поле УЭПР ледового покрова, Арктика, 15.10.2013



Рис. 10. Нормированное поле УЭПР ледового покрова, Арктика, 15.10.2013



Рис. 11. Кромка ледяного покрова, Арктика, ASCAT (15-25.10.2013)

Подтверждением достоверности определения найденных границ с применением разработанного метода является сопоставление геометрии положения ледовой поверхности с полем коэффициента отражения видимого излучения по данным MODIS (http://arctic.stg.solab.rshu.ru/). Очевидно, что ледовый покров отображается в этом параметра в виде «белых» областей. Несмотря на то, что длительность светового дня в данный период резко сокращается, визуализация границ льда по оптическим данным все еще возможна (рис. 12). Сопоставляя восстановленную границу льда с оптическими данными (рис. 13), мы можем заключить, что ледовая маска по скаттерометрическим данным построена верно. Это сопоставление также демонстрирует преимущество радиолокационных измерений, — независимость от освещенности.



Рис. 12. Поле коэффициента отражения поверхности по данным MODIS за 08.10.2013. Ледовый покров и области земли покрытые снегом выделяются как «белые» области



Рис. 13. Сопоставление границы ледового покрова по данным MODIS (слева) и скаттерометрическим данным (справа) за 15.10.2013

## Заключение

Исследованы различия между рассеянием радиоволн на морской поверхности и на ледовом покрове в Арктике по данным измерений спутникового скаттерометра ASCAT. Анализ данных подтвердил установленные ранее основные различия УЭПР ледяного покрова и морской поверхности: УЭПР льда существенно более изотропно в азимутальном направлении по сравнению с морской поверхностью, и более «плавно» падает с увеличением угла падения радиоволн. Эти отличия УЭПР «льда» и моря используются в известных методах идентификации границ ледового покрова по скаттерометрическим данным. В работе показаны, что эти методы недостаточно надежны. Предложен новый метод идентификации границ ледового покрова, который основывается на значительном различии уровней дисперсии УЭПР моря и льда при скаттерометрических измерений УЭПР заданной точки поверхности при различных углах падения и азимутах. Такие условия выполняются для скаттерометрических измерений в Арктике, где ASCAT за сутки наблюдений измеряет УЭПР заданной точки поверхности порядка 10 раз. Сопоставление идентифицированной границы ледового покрова с оптическими наблюдениями сканером MODIS подтвердили надежность предложенной методики. Продемонстрировано возможность применения данного метода для изучения эволюции площади покрытия Арктики ледовым покровом. Показано, что контрасты УЭПР ледового покрова в Арктике обладают значительной пространственной изменчивостью, ассоциируемой с пространственными изменениями структуры ледового покрова, уровнем торосистости и наличием полыней.

# Литература

- Cavalieri D.J., Gloersen P., Campbell W.J. Determination of sea ice parameters with the Nimbus 7 SMMR. // Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012), 1984, vol. 89, iss. D4, pp. 5355–5369. – DOI: 10.1029/JD089iD04p05355.
- Голубкин П.А., Заболотских Е.В., Шапрон Б., Кудрявцев В.Н. О следах тропических циклонов в полях температуры поверхности океана по спутниковым данным. // Учёные записки РГГМУ, 2013, № 32, с. 107–113.
- Comiso J.C. Sea ice effective microwave emissivities from satellite passive microwave and infrared observations. // Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012), 1983, vol. 88, iss. C12, pp. 7507–7730. – DOI: 10.1029/JC088iC12p07686.
- Comiso J.C. Large Decadal Decline of the Arctic Multiyear Ice Cover. // Journal of Climate, 2012, vol. 25, iss. 4, pp. 1176–1193. – DOI: 10.1175/JCLI-D-11-00113.1.
- 5. *Haan S. de, Stoffelen A.* СМОD5, 2001. Электронный документ: [http://www.knmi.nl/publications/ fulltexts/safosi\_w\_cmod5knmi.pdf.
- Haan S. de, Stoffelen A. Ice Discrimination using ERS scatterometer, 2001. Электронный документ: [http:// www.knmi.nl/publications/fulltexts/safosi\_w\_icescrknmi.pdf].
- Cavenié A., Gohin F., Quilfen Y., Lecomte P. Identification of sea ice zones using AMI wind: physical bases and applications to the FDP and CERSAT processing chains. // Proceedings of the Second ERS-1 Symposium: Space at the service of our environment, 1994, vol. II, pp. 1009–1012.
- 8. *Gohin F.* Some active and passive microwave signatures of Antartic Sea ice from mid-winter to spring 1991. // International Journal of Remote Sensing, 1995, vol. 16, iss. 11, pp. 2031–2054.