

# Изменение арктического ледяного покрова по данным спутникового пассивного микроволнового зондирования с 1978 по 2007 годы

Е.В. Шалина<sup>1</sup>, О.М. Йоханнессен<sup>2</sup>, Л.П. Бобылев<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Научный Фонд "Международный центр по окружающей среде и дистанционному зондированию имени Нансена" (Фонд "Нансен-Центр")

Санкт-Петербург, 14 линия, 7

E-mail: [Elena.shalina@niersc.spb.ru](mailto:Elena.shalina@niersc.spb.ru)

<sup>2</sup> Центр по окружающей среде и дистанционному зондированию имени Нансена  
Thormøhlensgate 47, N-5006 Bergen, Norway

В статье приведены данные обработки спутниковых измерений микроволнового диапазона (приборы SMMR+SSM/I) с ноября 1978 года по декабрь 2007 года. Показано, что средняя скорость сокращения площади ледяного покрова составляла 4,62% за десятилетие. Поскольку данные микроволнового зондирования позволяют проследить изменения состава льдов Арктики с точки зрения типов льдов (однолетний/многолетний), отдельно рассмотрены изменения, произошедшие с многолетними льдами Арктики. Отмечено, что площадь многолетних льдов сокращается быстрее, чем общая площадь арктического ледяного массива, т.е. происходит перераспределение состава льдов Арктики: толстые многолетние льды заменяются более тонкими однолетними. Для надежного выявления границы между однолетними и многолетними льдами использованы данные активного дистанционного зондирования в микроволновом диапазоне (прибор QuikSCAT), которые служат важным источником дополнительной информации, позволяя значительно улучшить результаты классификации льдов по типам.

## Введение

Арктические льды, являясь важной составляющей климатической системы Земли, в то же время могут служить и индикатором происходящих в этой системе изменений. В значительной мере важная роль морского льда в климатических процессах связана с наличием положительной обратной связи между изменениями температуры системы океан-атмосфера и площадью морских льдов [1, 2]. Морской лед имеет гораздо более высокое альbedo (>0,6), чем водная поверхность (~0,07), что определяет различие в уровнях поглощения поступающей солнечной энергии. Увеличение температуры должно вызывать усиление таяния льдов, что, в свою очередь, способствует увеличению количества поступающего в систему тепла, т.к. площадь льдов, имеющих высокое альbedo, сокращается, а площадь воды, имеющей существенно более низкое альbedo, увеличивается. Точность данных о концентрации льда в Арктике влияет на точность климатических расчетов, а также определяет степень надежности оценок климатических изменений.

Наблюдающееся глобальное потепление и сокращение площади ледяного покрова в последние десятилетия определяют пристальное внимание мирового научного сообщества к ледяному покрову Арктики [3-5], что требует его постоянного мониторинга. Такой мониторинг для обширных и удалённых районов Арктики может быть осуществлён только на основе спутниковых наблюдений. Настоящая работа посвящена исследованию трансформации морского ледяного покрова Арктики за период ноябрь 1978 – декабрь 2007 гг. (29 лет) на основе спутниковых наблюдений в микроволновом диапазоне спектра.

## Данные

В качестве основного источника данных об изменениях параметров ледяного покрова Арктики использованы результаты дистанционных измерений в микроволновом диапазоне, начатых на

спутнике Nimbus-7 прибором SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) и продолженных на серии спутников DMSP (Defense Meteorological Satellite Program) прибором SSM/I (Special Sensor Microwave / Imager). Наблюдения радиометром SMMR проводились с частотой раз в два дня с ноября 1978 года по август 1987 года. Измерения осуществлялись на длинах волн 6,63; 10,69; 18; 21 и 37 ГГц. Наблюдения с помощью SSM/I были начаты в июле 1987 года и продолжаются по сей день. Прибор измеряет радиацию, приходящую от поверхности Земли и атмосферы, на длинах волн 19,35; 22,24; 37,0 и 85,5 ГГц. Данные, покрывающие весь Арктический бассейн, поступают со спутника ежедневно.

В течение почти двух месяцев оба прибора проводили измерения одновременно, что позволило выполнить их интеркалибровку и получить надежный ряд данных измерений микроволнового излучения, относящихся к территории всего Арктического бассейна [6, 7]. Полученный таким образом ряд спутниковых пассивных микроволновых измерений является в настоящее время наиболее надежным источником информации о состоянии Арктического морского ледового массива за указанный промежуток времени.

Используемые нами данные спутниковых измерений поступают из Центра NSIDC (National Snow and Ice Data Center, Боулдер, США, <http://nsidc.org/data/nsidc-0001.html>) в виде полей яркостной температуры, представленных в полярной стереографической проекции с размером ячейки 25x25 км. Как видно, эти данные имеют достаточно низкое пространственное разрешение, что накладывает определённые ограничения на возможности их использования. В частности, это позволяет проводить исследования в глобальном масштабе, но не даёт возможности получения достаточно детальной картины ледяного покрова.

### Алгоритм

При проведении расчетов параметров морского ледяного покрова на основе описанных выше данных использовался алгоритм NORSEX [8], который позволяет различать морскую поверхность, свободную ото льда, однолетний и многолетний лёд, а также количественно оценивать сплочённость указанных типов льда. Этот алгоритм, как и другие алгоритмы подобного назначения [9, 10], основан на предположении, что зондируемый участок морской поверхности может быть описан как комбинация трех типов поверхностей: «однолетний лёд», «многолетний лёд» и «чистая (свободная ото льда) вода». Основное уравнение, на котором строится метод, выглядит следующим образом [8]:

$$T_B = C_{MY} e_{MY} T_{MY} + C_{FY} e_{FY} T_{FY} + C_{OW} e_{OW} 272,$$

где  $T_B$  – яркостная температура зондируемого участка поверхности в градусах Кельвина,  $C_{MY}, C_{FY}, C_{OW}$  – сплочённости многолетнего льда, однолетнего льда и чистой воды соответственно,  $e_{MY}, e_{FY}, e_{OW}$  – излучательные способности соответствующих поверхностей, а  $T_{MY}$  и  $T_{FY}$  – температуры многолетнего и однолетнего льда, которые вычисляются с использованием средней климатической приповерхностной температуры воздуха и "эффективной" температуры водной поверхности (272 К).

Для вычисления  $T_B$  по измеряемой на спутнике яркостной температуре  $T_{sat}$  используется упрощенная форма уравнения переноса излучения в микроволновом диапазоне, в котором учитывается поглощение атмосферы (среднее климатическое в зависимости от сезона), собственное излучение атмосферы и излучение космоса [8]. В алгоритме использован тот факт, что вода, однолетний и многолетний лёд имеют разные излучательные способности на длинах волн, на которых проводятся измерения спутниковыми микроволновыми радиометрами. Для минимизации влияния погодных условий на результаты расчетов использован погодный фильтр, предложенный в [8, 11]. В статье отдельно рассмотрено изменение общей площади льдов Арктики (т.е. многолетних и однолетних льдов вместе) и изменение площади многолетних льдов.

## Результаты расчетов

### Изменение общей площади льдов Арктики

Публиковавшиеся ранее данные об изменении площади Арктического ледового массива констатировали уменьшение площади льдов со скоростью чуть более 3 % за декаду [5, 6, 12-15]. Наш анализ данных до конца 2006 года показывал увеличение скорости сокращения площади арктических льдов до 3,9 % за декаду. Однако экстремальное сокращение ледового массива прошедшим летом, вызванное отчасти аномально высокой температурой воздуха в весенние и летние месяцы (особенно в апреле), отчасти сильными ветрами, способствовавшими усиленному выносу льдов из Арктики [3], привело к тому, что средняя скорость сокращения арктических льдов возросла.

Глобальные изменения, произошедшие с ледяным покровом Арктики за период спутниковых наблюдений с декабря 1979 г. по декабрь 2007 г. иллюстрирует рис.1. На рисунке представлены нормированные относительно среднемесячных значений отклонения общей площади морских льдов от средних, каждое из которых рассчитывалось как разница между среднемесячным значением, полученным для всего ряда наблюдений, и величиной площади льда, полученной для каждого конкретного месяца. Линия тренда представляет собою линию, полученную с помощью метода наименьших квадратов, наилучшим образом аппроксимирующую имеющиеся результаты. Расчеты показывают, что за период микроволновых спутниковых наблюдений площадь морских льдов сокращалась в среднем на  $47920 \pm 2050$  км<sup>2</sup> в год или на 4,62 % за декаду. Недавно опубликованные результаты [3] аналогичных расчетов по алгоритму Bootstrap [9] чрезвычайно близки к полученным нами данным. Согласно [3], тренд уменьшения площади морских льдов по данным до сентября 2007 года составляет  $46766 \pm 2112$  км<sup>2</sup> в год или 4,32 % за декаду.

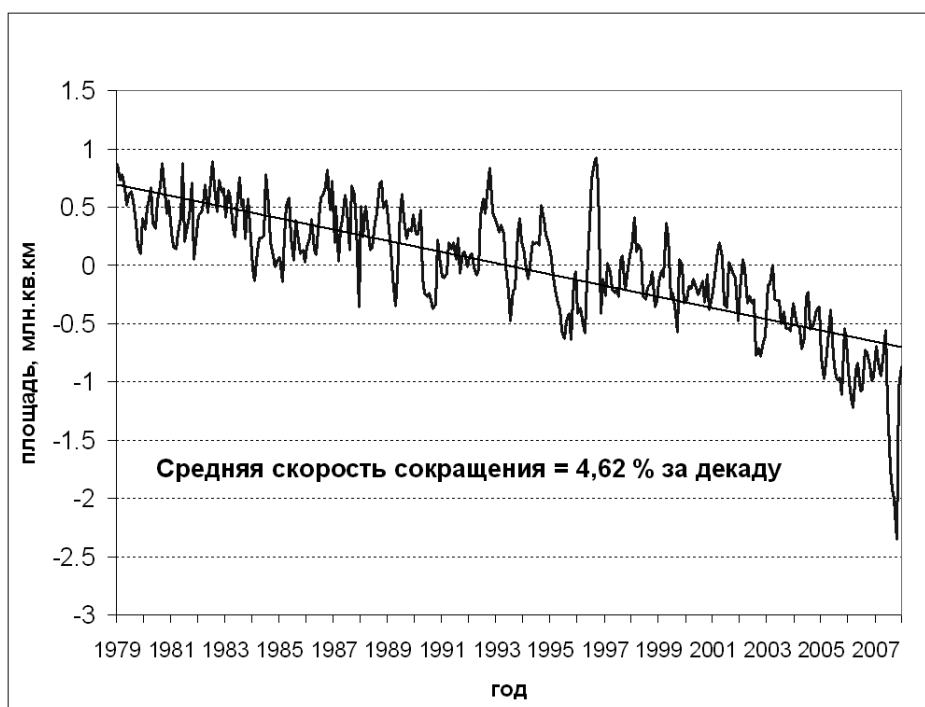
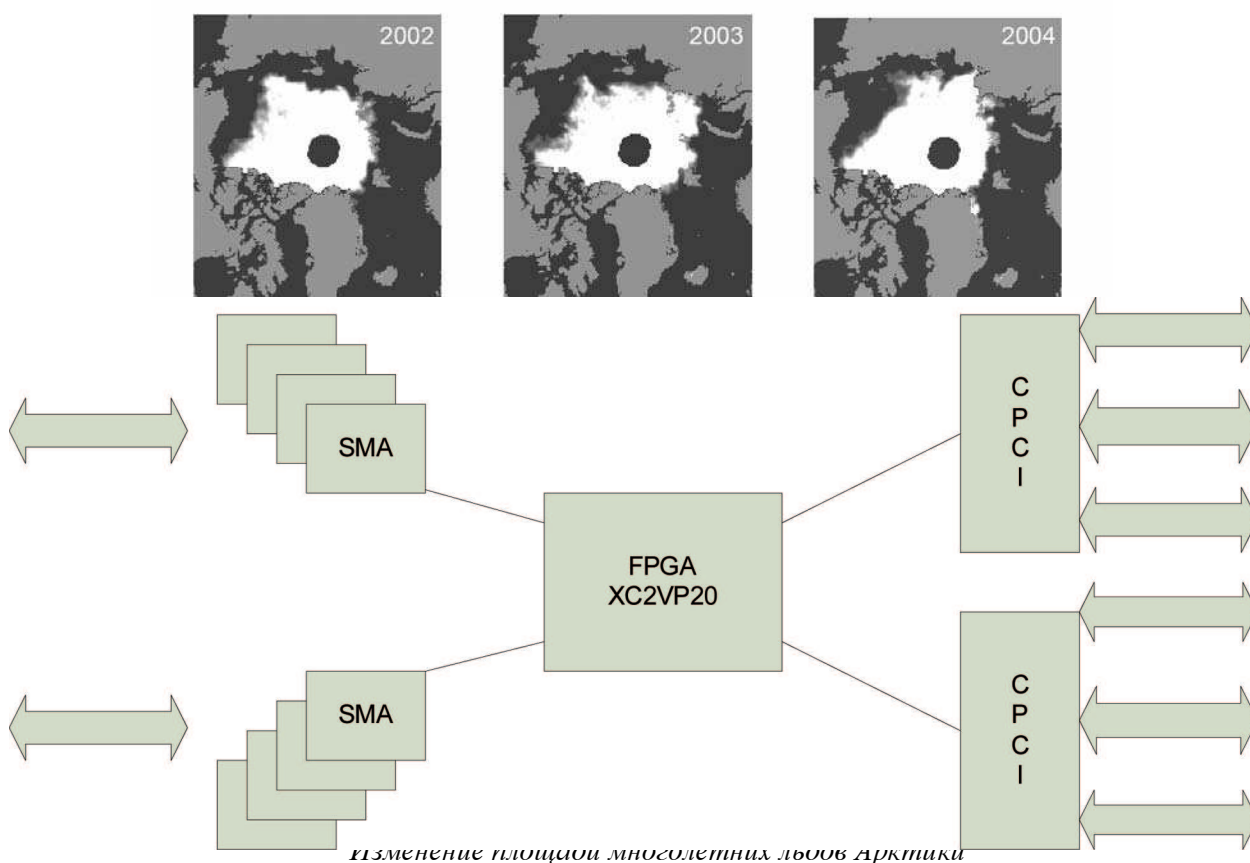


Рис. 1. Изменение общей площади морских льдов согласно спутниковым наблюдениям за период с января 1979 г. по декабрь 2007 г. и линейный тренд, представляющий тенденцию произошедших изменений

Региональные особенности трансформаций морского льда в Арктике, произошедшие с 1979 года состоят в следующем. Зимой и весной (с декабря по июнь) наибольшее уменьшение льда наблюдалось в той части Арктического ледового массива, который примыкает к Атлантике, в основном – в Баренцевом и Гренландском морях. Летом и осенью (с июля по ноябрь) наибольшие

изменения произошли в противоположной части Арктики, причем наиболее сильные изменения имели место в Чукотском море и море Бофорта.

Площадь ледяного покрова существенно меняется в течение года, увеличиваясь в зимний сезон и сокращаясь в летний. Минимального значения площадь арктических льдов достигает, как правило, в сентябре месяце, в конце сезона таяния. Анализ результатов расчетов площади ледяного покрова за период спутниковых наблюдений позволяет выявить тенденцию более быстрого сокращения площади морских льдов в летний сезон, чем в зимнее время: скорость, характеризующая эту тенденцию, составляет 9,6 % за декаду, что больше, чем скорость изменения площади арктических льдов в целом, независимо от сезона. Особенно четко тенденция сокращения площади сентябрьского ледяного массива стала проявляться в текущем столетии. Наглядную картину изменения сентябрьского льда в Арктике можно получить, обратившись к рис.2, где показаны карты сплоченности ледяного покрова, рассчитанные по данным спутниковых наблюдений, с 2002 г. по 2007 г. В 2002 году наблюдался первый в текущем столетии минимум сентябрьского ледяного покрова, который составлял около 5,3 млн.кв.км. После 2002 года наблюдалось все более раннее наступление сезона таяния в Арктике, а в 2005 году был зафиксирован следующий минимум, когда площадь ледяного покрова сократилась до ~5,1 млн.кв.км. Однако все рекорды были побиты в сентябре 2007 года, когда площадь ледяного покрова сократилась до ~4,1 млн.кв.км.



Многолетний лед представляет собою ту часть ледяного покрытия Арктики, которая осталась к концу летнего сезона после таяния. В течение зимнего сезона вокруг многолетнего ледяного массива образуется однолетний лед, который, постепенно нарастая, к концу зимнего сезона покрывает почти все арктические моря полностью. Этот тип льда имеет наибольшую толщину из всех типов льдов, наблюдаемых в Арктике, кроме того, он более крепкий, так что проблема разработки надежного алгоритма разделения многолетнего и однолетнего льда, а также расчета концентраций многолетнего льда имеет особую актуальность как для понимания процесса теплообмена в системе океан – атмосфера, так и при обеспечении судоходства.

Проблемой методов расчета концентраций многолетнего льда на базе пассивных микроволновых спутниковых наблюдений являются ошибки классификации, когда метод показывает наличие многолетнего льда в небольших концентрациях там, где его нет, но присутствуют другие типы льда [16]. В нашей работе эта проблема решена добавлением в алгоритм обработки данных активного дистанционного зондирования, что позволяет определить положение границы между однолетним и многолетним льдом и отсечь область с ложно классифицированным многолетним льдом. Для этого используются данные скаттерометра со спутника QuikSCAT, получаемые из института IFREMER, Франция (<http://www.ifremer.fr/cersat/en/data/overview/gridded/psiqscat.htm>). Изначально скаттерометры были сконструированы и запущены на спутниках для восстановления поля ветра в океане. Однако оказалось [17], что они также могут быть полезны в наблюдениях за ледяным покровом Арктики. На данных обратного рассеяния хорошо прослеживается граница между однолетними и многолетними льдами, однолетним льдам соответствует низкий сигнал скаттерометра, многолетним – высокий.

К сожалению, данные скаттерометра со спутника QuikSCAT доступны лишь для последних семи лет. Однако результаты совместной обработки результатов спутниковых измерений при активном и пассивном зондировании для периода, когда доступны те и другие данные, показывают, что площадь многолетнего льда, полученная для ноября месяца по данным пассивного микроволнового зондирования является репрезентативной характеристикой многолетнего льда для всего последующего зимнего сезона. Анализ данных за ноябрь показывает, что площадь многолетнего льда сокращалась в среднем за период с 1978 по 2007 год на 9,0% (см.рис.3), т.е вдвое быстрее, чем общая площадь арктического ледяного массива.

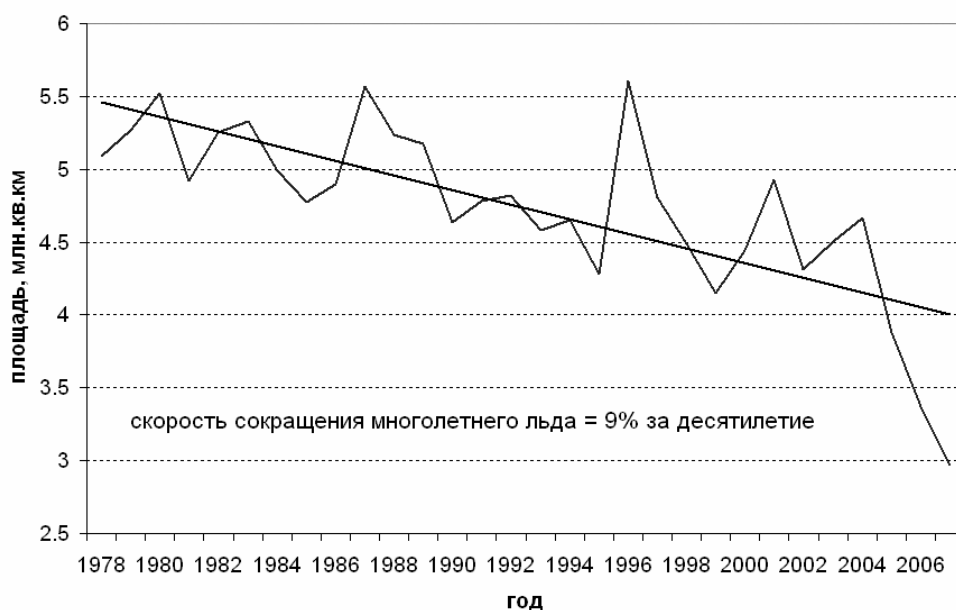


Рис. 3. Изменение площади многолетнего льда в ноябре с 1978 по 2007 год и линейный тренд, представляющий тенденцию произошедших изменений

### Заключение

Изменения, произошедшие с ледяным покрытием Арктики, относятся к наиболее точно описанным трансформациям, произошедшим в этом регионе с конца 70-х годов прошлого столетия. Благодаря доступности последовательных глобальных спутниковых измерений, проводившихся, начиная с ноября 1978 года, радиометрами микроволнового диапазона, можно с уверенностью говорить о сокращении ледяного покрытия Арктики со средней скоростью 4,62 % за десятилетие за указанный период. Особенно драматические изменения произошли в сентябре

2007 года, когда площадь ледяного покрова сократилась до ~4,1 млн.кв.км. Благодаря сентябрьскому минимуму 2007 года средняя скорость сокращения Арктического ледяного массива увеличилась.

## Литература

1. *Hall A.* The role of surface albedo feedback in climate // *J. Clim.*, 2004. v.17, 1550-1568.
2. *Perovich D.K., Light B., Eicken H., Jones K.F., Runciman K., Nghiem S.V.* Increasing solar heating of the Arctic Ocean and adjacent seas, 1979-2005: Attribution and role in the ice-albedo feedback // *Geophys. Res. Lett.*, 2007. Vol.34, L19505, doi:10.1029/2007GL031480.
3. *Comiso J.C., Parkinson C.L., Gersten R., Stock L.* Accelerated decline in the Arctic sea ice cover // *Geophys. Res. Lett.* 2008. 35, L01703, doi:10.1029/2007GL031972.
4. *Stroeve J., Holland M. M., Meier W., Scambos T., and Serreze M.* Arctic sea ice decline: Faster than forecast // *Geophysical Research Letters*, 2007. Vol. 34, 109501, doi: 10.1029/2007gl029703.
5. *Johannessen O.M., M. Miles, E. Bjorgo.* The Arctic's shrinking ice // *Nature*, 1995. Vol. 376, pp.126-127.
6. *Bjorgo E., O.M. Johannessen, M.W. Miles.* Analysis of merged SMMR-SSMI time series of Arctic and Antarctic sea ice parameters 1978-1995 // *Geophys. Res. Lett.*, 1997. Vol.24, pp. 413-416.
7. *Cavalieri D.J., Crawford J.P., Drinkwater M.R., Eppler D.T., Farmer L.D., Jentz R.R., Wackerman C.C.* Aircraft active and passive-microwave validation of sea ice concentration from the DMSP SSMI // *J. Geophys. Res.*, 1991. Vol.96, pp.21989-22008.
8. *Svendsen E., Kloster K., Farrelly B., Johannessen O.M., Johannessen J.A., Campbell W.J., Gloersen P., Cavalieri D.J., Matzler C.* Norwegian Remote Sensing Experiment: Evaluation of the Nimbus-7 SMMR for sea ice research // *J. Geophys. Res.*, 1983. v.88(C5), pp.2781-2791.
9. *Comiso J.* Characteristics of Arctic winter sea ice from satellite multispectral microwave observations // *J. Geophys. Res.* 1986. Vol.91, pp.975-994.
10. *Gloersen P., Campbell W., Cavalieri D., Comiso J., Parkinson C., Zwally H.* Arctic and Antarctic sea ice, 1978-1987. Satellite passive-microwave observations and analysis. NASA, Washington, D.C., 1992. 289p.
11. *Carsey F., ed.*, Microwave remote sensing of sea ice. Geophysical Monograph 68, AGU. 1992. 462 p.
12. *Parkinson C.L., Cavalieri D., Gloersen P., Zwally H., Comiso J.* Arctic sea ice extents, areas, and trends, 1978-1996 // *J. Geophys. Res.*, 1999. Vol.104, pp.20837-20856.
13. *Parkinson C.L., Cavalieri D.* A 21 year record of Arctic sea ice extents and their regional, seasonal and monthly variability and trends // *Ann. Glaciol.*, 2002. Vol.34, pp.441-446.
14. *Шалина Е.В., Йоханнессен О.М.* Изменение ледового покрытия Баренцева, Карского, Восточно-Сибирского морей и моря Лаптевых по данным приборов SMMR и SSMI/I за период с 1978 по 1999 год // *Исследование Земли из космоса*. 2001. No.5, с.45-52.
15. *Йоханнессен О.М., Бобылев Л.П., Кузьмина С.И., Шалина Е.В., Хворостовский К.С.* Изменчивость климата Арктики в контексте глобальных изменений // *Вычислительные технологии*. 2005. т.10, ч.1, с.56-62.
16. *Walker, N. P., K. C. Partington, M. L. Van Woert, T. L. T. Street.* Arctic sea ice type and concentration mapping using passive and active microwave sensors // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2006. Vol. 44, No. 12, pp. 3574–3584.
17. *Ezraty R., Cavanié A.* Intercomparison of backscatter maps over Arctic sea ice from NSCAT and ERS scatterometer // *J. Geophys. Res.* 1999. Vol.104(C5), pp.11471–11483.