Использование данных двухчастотного дождевого радиолокатора для мониторинга формирования и разрушения ледяного покрова на озере Байкал в осенне-зимний период 2015/2016 г.

В. Ю. Караев¹, М. А. Панфилова¹, Е. М. Мешков¹, Г. Н. Баландина¹, З. В. Андреева², А. А. Максимов²

¹ Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород, 603950, Россия E-mail: volody@ipfran.ru ² Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии «Планета» Росгидромета, Москва, 123242, Россия E-mail: z.andreeva@meteorf.ru

Проведено исследование проявления в радиолокационном изображении двухчастотного дождевого радиолокатора, установленного на спутнике GPM (Global Precipitation Measurement), процесса формирования и разрушения ледяного покрова на озере Байкал в осенне-зимний период 2015/2016 г. Для обработки были выбраны три временных интервала, связанные с тремя типичными состояниями поверхности озера: 1) открытая вода в ноябре – декабре 2015 г.; 2) сформировавшийся ледяной покров при отрицательной температуре воздуха («сухой» лёд) в феврале — марте 2016 г.; 3) ледяной покров при положительной температуре воздуха («влажный» лёд) в апреле — мае 2016 г. Впервые была детально исследована зависимость сечения обратного рассеяния ледяного покрова от угла падения для малых (0-18°) углов падения в Кии Ка-диапазонах. Было показано, что при переходе от взволнованной водной поверхности к ледяному покрову при малых углах падения происходит изменение вида функции, описывающей зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения. При отражении от водной поверхности угловая зависимость описывается гауссовой функцией, а при переходе к ледяному покрову угловую зависимость можно описать дробно-рациональной функцией. Изменение вида функции, описывающей угловую зависимость в Ки- и Ка-диапазонах, является надёжным индикатором перехода от водной поверхности к ледяному покрову. Для применения данного критерия необходимо иметь измерения под несколькими углами падения. При переходе к положительной температуре воздуха (влажный лёд) сечение обратного рассеяния становится значительно меньше, чем для случая отрицательной температуры воздуха (сухой лёд). Поэтому при регулярном наблюдении водоёма можно отследить изменение состояния льда и диагностировать процесс таяния ледяного покрова.

Ключевые слова: двухчастотный дождевой радиолокатор, сечение обратного рассеяния, внутренние водоёмы, образование и разрушение ледяного покрова, дистанционное зондирование при малых углах падения

> Одобрена к печати: 06.10.2017 DOI:10.21046/2070-7401-2018-15-1-206-220

Введение

Для мониторинга ледяного покрова успешно применяются орбитальные радиолокаторы, например скаттерометры. Стандартное пространственное разрешение скаттерометра составляет около 25 км, что позволяет успешно решать задачу мониторинга ледяного покрова в Арктике (Anderson et al., 2009; Long et al., 2001; Remund et al., 2000; Rivas, Stoffelen, 2011). Однако такое разрешение делает невозможным наблюдение за ледяным покровом большинства внутренних водоёмов в связи с их относительно небольшими размерами.

В 1980–1990-е гг. для наблюдения за ледяным покровом в Арктике успешно применялись радиолокаторы бокового обзора (Ефимов и др., 1985; Конюхов и др., 2007; Мельник, 1980; Митник, Викторов, 1990). Пространственное разрешение порядка 1×2 км позволяло радиолокаторам бокового обзора, таким как установленный на КА «Космос-1500», решать широкий круг задач, в частности проводку судов в Северном Ледовитом океане. В последние годы на орбиту были выведены два радиолокатора бокового обзора на спутниках серии «Метеор» (Внотченко и др., 2000), однако по техническим причинам пока не удалось достигнуть запланированных результатов.

На витке радиолокатор бокового обзора работает около 10 мин и выполняет измерения в полосе обзора около 600 км шириной, т.е. длина полосы обзора составит менее 4500 км. Направленность радиолокатора на мониторинг Арктических морей приведёт к тому, что большая часть территории России останется за рамками регулярных наблюдений радиолокатора бокового обзора.

Для мониторинга внутренних водоёмов можно использовать радиолокаторы с синтезированной апертурой (PCA) (Fors et al., 2016; Leigh et al., 2014; Ochilov, Clausi, 2012; Zakhatkina et al., 2013). Измерения выполняются при средних углах падения, и обычно сечение обратного рассеяния суши выше, чем водной поверхности. В настоящее время такие измерения не носят регулярный характер и не способны обеспечить наблюдения за всеми водоёмами. Радиолокационные снимки выбранных для мониторинга объектов можно заказывать на платной основе, что, как правило, делается в случае природных или техногенных катастроф, однако при реализации мониторинговых работ это будет неэффективно.

В качестве потенциального источника информации можно рассматривать самолёты, которые оборудованы радиолокаторами для обеспечения безопасности полётов. Было показано, что применение специальных программ обработки и выбор траектории полёта позволит, используя «штатное» оборудование, решать новые задачи и восстанавливать поле приводного ветра (Nekrasov, Veremyev, 2016; Nekrasov et al., 2016). Вполне возможно распространение данного подхода на мониторинг внутренних водоёмов. Существенным ограничением развиваемого подхода является то, что регулярные полёты гражданской авиации охватывают небольшую часть территории России и поэтому не способны решить проблему в целом.

Ещё одним важным источником информации являются оптические средства, например система MODIS (Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer — сканирующий спектрорадиометр среднего разрешения), установленная на спутниках Terra и Aqua (http:// modis.gsfc.nasa.gov/about/index.html). Существенным ограничением оптических методов является проблема облачности. В осенний и весенний периоды, когда происходит формирование или разрушение ледяного покрова, велика доля облачных дней. В данной работе снимки MODIS служили источником «справочной» информации о состоянии водной поверхности при анализе радиолокационных данных. По ним определялся факт отсутствия или наличия ледяного покрова на озере.

В данной работе продолжен анализ возможностей применения данных орбитального двухчастотного дождевого радиолокатора для обнаружения процесса формирования ледяного покрова и его разрушения (Караев и др., 2016, 2017а, б). Показано, что радиолокационные изображения, формируемые дождевым радиолокатором, позволяют уверенно разделять взволнованную водную поверхность и ледяной покров.

Для перехода от качественных оценок к количественным и к разработке автоматизированных алгоритмов обработки необходимо получить репрезентативную выборку, включающую большое количество измерений для каждого из рассматриваемых типов рассеивающих поверхностей: водная поверхность, ледяной покров в зимний период (отрицательная температура, «сухой» лёд) и в весенний период (положительная температура, «влажный» лёд). Задача может осложняться тем, что весной на поверхности льда вероятно образование слоя воды, что также влияет на сечение обратного рассеяния и затрудняет классификацию. Кроме того, диэлектрические свойства льда сильно зависят от температуры и солёности воды (Красюк, Розенберг, 1970; Лебедев, Сухоруков, 2001).

В качестве объекта для исследования было выбрано оз. Байкал. Здесь обычным является длительный период отрицательных температур зимой, а таяние ледяного покрова весной происходит медленно. Это связано с тем, что большой объём воды в совокупности с глубиной озера делает систему инерционной и требуется значительный период времени для изменения её состояния. Отметим, что на снимках MODIS видно, что в южной части оз. Байкал разрушение ледяного покрова происходит быстрее. Весной в северной части озера может присутствовать ледяной покров, а в южной части — открытая вода. Для примера рассмотрим осенне-зимний период 2015/2016 г.

Озеро Байкал

В качестве полигона была выбрана северная часть оз. Байкал. При обработке использовались данные в круге радиусом 250 км (относительно точки с координатами: 54,158° с.ш. и 108,897° в.д.) (*рис. 1*).

Озеро Байкал протянулось с юго-запада на северо-восток на 636 км. Ширина озера изменяется от 25 до 80 км. Благодаря большой протяжённости даже при отсутствии локального ветра на поверхности озера часто присутствуют волны (зыбь), что делает его похожим на море. Максимальная измеренная скорость ветра составляет 40 м/с.

Огромная водная масса Байкала оказывает сильное влияние на климат прибрежной территории. Лето тут прохладней, а зима, наоборот, мягче. Весна наступает позже на 10–15 дней по сравнению с прилегающими районами и бывает более продолжительной (http://www.lakebaykal.ru/baikalst2.php).

В данном исследовании в качестве подспутниковой информации использовались данные четырёх метеорологических постов, расположенных в следующих населённых пунктах: Горячинск, Нижнеангарск, Узуры и Усть-Баргузин (положение которых отмечено на *puc. 1*).



Рис. 1. Карта оз. Байкал. Положение метеорологических постов, данные которых использовались, указаны на рисунке



Рис. 2. Временная зависимость ночной (ромбы) и дневной (прямоугольники) температуры воздуха. Узуры: 53°19.332' с.ш., 107°44.4' в.д.

На *рис. 2* приведён временной ход ночной (2:00) и дневной (14:00) температур воздуха на метеорологическом посту Узуры. Аналогичный ход зависимости наблюдался и на других метеорологических постах.

По вертикальной оси отложена температура воздуха. Несмотря на то, что в ноябре и декабре преобладали отрицательные температуры, первый лёд появился только во второй половине декабря, а на всём озере ледяной покров сформировался ближе к середине января. Это связано с большим теплозапасом оз. Байкал.

Как было показано в первых работах (Караев и др., 2016, 2017а, б), в большинстве случаев при малых углах падения наблюдается значительная разница в сечениях обратного рассеяния ледяного покрова и взволнованной водной поверхности. Сложности в интерпретации могут возникнуть только при слабом ветре, когда его скорость ниже порога генерации ветровых волн (Donelan, Pierson, 1987), а волны зыби отсутствуют или имеют малую интенсивность. В этом случае по сечению обратного рассеяния разные состояния не удастся разделить.

Для визуального контроля состояния водной поверхности (открытая вода / ледяной покров) использовались оптические изображения MODIS. На снимке MODIS (*puc. 3a*, см. с. 210) видно, что оз. Байкал свободно ото льда 2 декабря 2015 г. На *puc. 36* показаны положения центров рассеивающих площадок, формирующих радиолокационное изображение в Ки-диапазоне. Кривая на рисунке показывает береговую линию озера и формирует её «маску», которая в дальнейшем будет накладываться на радиолокационные изображения для их интерпретации.

На *рис. 4а* и б (см. с. 210) приведены радиолокационные изображения, полученные двухчастотным дождевым радиолокатором 3 декабря 2015 г. в Ки- и Ка-диапазонах соответственно. Двухчастотный дождевой радиолокатор (2,2 и 0,8 см) работает на горизонтальной поляризации.

Пунктиром на радиолокационные изображения нанесена «маска» озера. Небольшое расхождение между маской и изображением обусловлено расхождением географической карты как отображения земной поверхности на плоскости, по которой вычислялись координаты точек, формирующих «маску», и «сферической» Землёй, которая используется в дождевом радиолокаторе для определения положения рассеивающей площадки на поверхности.

Для удобства сравнения радиолокационных изображений выбрана единая шкала: –10...+20 дБ, которая будет использоваться для всех рисунков.

Из радиолокационных изображений в Ки- и Ка-диапазонах (см. *рис. 4*) видно большое значение сечения обратного рассеяния водной поверхности, что обусловлено ветровым волнением на поверхности озера.



Рис. 3. Снимок MODIS от 2 декабря 2015 г. (а) и положения центров рассеивающих площадок в Ки-диапазоне (б). Береговая линия озера показана красным цветом



Рис. 4. Радиолокационные изображение от 3 декабря 2015 г. в Ки-диапазоне (*a*) и Ка-диапазоне (*б*)

На *рис. 5* (см. с. 211) приведён снимок MODIS от 15 января 2016 г. (*a*) и показаны положения центров рассеивающих площадок на радиолокационном изображении Кидиапазона (*б*). Радиолокационные изображения в Ки- и Ка-диапазонах приведены на *рис. 6а* и *б* (см. с. 211) соответственно.

К середине января завершилось формирование ледяного покрова оз. Байкал, что проявилось в радиолокационном изображении. Сечение обратного рассеяния значительно уменьшилось, за исключением нулевого угла падения, где оно при отражении от ледяного покрова стало даже больше, так как более эффективно проявил себя эффект усиления обратного рассеяния.

Таким образом, при наклонном зондировании сечение обратного рассеяния уменьшается при переходе от водной поверхности к ледяному покрову. В качестве количественной иллюстрации этого эффекта сделаем разрезы радиолокационных изображений, приведённых на *рис. 4* и *6*, для одинаковых углов падений.



Рис. 5. Снимок MODIS от 15 января 2016 г. (*a*) и положения центров рассеивающих площадок в Ки-диапазоне (*б*)



Рис. 6. Радиолокационные изображение в Ки- и Ка-диапазонах (15 января 2016 г.)

На *рис.* 7 и 8 (см. с. 212) приведены разрезы радиолокационных изображений Кии Ка-диапазонов соответственно, полученные 3 декабря 2015 г. и 15 января 2016 г. для углов падения 4,5 и 7,5°.

В данном случае для открытой воды при всех углах падения сечение обратного рассеяния выше, чем сечение обратного рассеяния льда. У дождевого радиолокатора не происходит точного повтора траектории, поэтому разрезы для одинаковых углов падения не совпадают по положению/длине для разных дней наблюдения. Точная повторяемость траектории важна для суши, так как рельеф влияет на величину сечения обратного рассеяния, а для водной поверхности место разреза не имеет значения — всё определяется углом падения и интенсивностью волнения.

Приведённые на *puc.* 7, 8 разрезы дают представление о зависимости сечения обратного рассеяния от типа рассеивающей поверхности. Кривые чёрного цвета относятся к случаю водной поверхности (открытая вода), синего цвета — к ледяному покрову. Сечение обратного рассеяния обычно выше для открытой воды.

Для перехода к количественным оценкам необходимо набрать статистику, обработав данные, относящиеся к трём типам рассеивающей поверхности. Для анализа были выбраны следующие временные интервалы:

- 1) открытая вода (ноябрь декабрь 2015 г.);
- 2) ледяной покров при отрицательной температуре воздуха (февраль –март 2016 г.);
- 3) ледяной покров при положительной температуре воздуха (апрель –май 2016 г.).



Рис. 7. Разрез радиолокационных изображений в Ки-диапазоне по углу падения 4,5° (*a*) и 7,6° (*б*). Чёрный цвет — 03.12.2015 (открытая вода), синий цвет — 15.01.2016 (ледяной покров)



Рис. 8. Разрез радиолокационных изображений в Ка-диапазоне по углу падения 4,6° (*a*) и 7,6° (*б*). Чёрный цвет — 03.12.2015 (открытая вода), синий цвет — 15.01.2016 (ледяной покров)

Зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения

В ходе обработки данных дождевого радиолокатора была построена зависимость дисперсии флуктуаций сечения обратного рассеяния от угла падения (Панфилова и др., 2016; Panfilova, Karaev, 2017). Было показано, что измеряемое сечение обратного рассеяния достаточно сильно флуктуирует, поэтому для уменьшения шумов необходимо усреднять его значения. Схема наблюдения двухчастотного дождевого радиолокатора не позволяет проводить временное усреднение, поэтому производилось усреднение по рассеивающей поверхности.

На поверхности озера задавались «базовые» площадки размером 3×3 элемента разрешения (15×15 км). Шаг по углу падения составлял около 0,7°. Для каждой базовой площадки вычислялось среднее значение сечения обратного рассеяния, которое присваивалось среднему для базовой площадки углу падения (центральная точка). При этом предполагалось, что для такой базовой площадки угловая зависимость не повлияет на результат.

Расположение базовых площадок на поверхности озера Байкал показано на *рис. 9*. В результате при обработке из одного радиолокационного снимка двухчастотного дождевого радиолокатора формировался массив данных, включающий информацию об угле падения и среднему по базовой площадке сечению обратного рассеяния для трёх типов рассеивающей поверхности (временных интервалов).

На *рис.* 10 приведена зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения для открытой воды (a — Ки-диапазон и δ — Ка-диапазон). На *рис.* 11a, δ (см. с. 214) — для ледяного покрова при отрицательной температуре воздуха (сухой лёд) для Ки- и Ка-диапазонов соответственно. На *рис.* 12a, δ (см. с. 214) показаны данные для влажного льда (положительная температура воздуха) для Ки- и Ка-диапазонов соответственно. На рисунке данные, относящиеся к разным дням, нанесены разными символами и разным цветом.



Рис. 9. Расположение площадок на радиолокационном изображении оз. Байкал (3 декабря 2015 г.)



Рис. 10. Зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения в Ки- и Ка-диапазонах для открытой воды (ноябрь – декабрь 2015 г.). Данные, относящиеся к разным дням, изображены разными символами и разным цветом



Рис. 11. Зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения в Ки- и Ка-диапазонах для ледяного покрова при отрицательной температуре воздуха (февраль — март 2016 г.). Данные, относящиеся к разным дням, изображены разными символами и разным цветом



Рис. 12. Зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения в Ки- и Ка-диапазонах для ледяного покрова при положительной температуре воздуха (апрель 2016 г.). Данные, относящиеся к разным дням, изображены разными символами и разным цветом

В Ки-диапазоне при больших углах падения наблюдается низкое значение сечения обратного рассеяния (около –12 дБ), которое, кажется, «выпадает» из общего ряда наблюдений. На самом деле, ничего необычного нет. Как было показано в статье (Panfilova, Karaev, 2017), в условиях морской поверхности в случае слабого ветра и/или при наличии на поверхности сликовых областей на краю полосы обзора наблюдаются низкие значения сечения обратного рассеяния. «Провал» может достигать –15...–25 дБ.

На рисунках видно, что характер зависимости сечения обратного рассеяния от угла падения зависит от типа рассеивающей поверхности. Для открытой водной поверхности зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения θ при зондировании вдоль оси *X* описывается распределением, близким к гауссовому (при переходе от децибел к натуральным единицам) (Басс, Фукс, 1972; Гарнакерьян, Сосунов, 1978):

$$\sigma_0(\theta) = \frac{\sigma_0}{\cos^4 \theta} \exp\left[-\frac{\mathrm{tg}^2 \theta}{2S_{xx}^2}\right],$$

где σ_0 — сечение обратного рассеяния при нулевом угле падения и S_{xx}^2 — дисперсия наклонов крупномасштабного волнения вдоль оси *X*.

При переходе к ледяному покрову угловую зависимость при малых углах падения в первом приближении можно описать дробно-рациональной функцией вида (Бронштейн, Семендяев, 1986):

$$\sigma_0(\theta) = \frac{\sigma_0}{1 + a\theta^2}$$

где коэффициент а определятся по экспериментальным данным.

Смена угловой зависимости сечения обратного рассеяния является надёжным критерием для разделения водной поверхности и ледяного покрова.

Для количественного сравнения моделей и выбора наиболее подходящей можно применять разные критерии (Кобзарь, 2012; Чашкин, 2010), например критерий Фишера:

$$\frac{S^2}{S_v^2} > F_{\alpha}$$

где $F_{\alpha} - \alpha$ -квантиль распределения Фишера. Выбирается та модель угловой зависимости, для которой выполняется условие Фишера.

Достоинством критерия классификации типов рассеивающей поверхности по угловой зависимости сечения обратного рассеяния является отсутствие необходимости в абсолютной калибровке принимаемой мощности (сечения обратного рассеяния), что является технически сложной задачей для орбитального радиолокатора. Кроме того, критерий (алгоритм) устойчив к внешним факторам, которые могут затруднить применение алгоритмов, использующих в качестве критерия абсолютные величины.

Например, скаттерометры восстанавливают скорость ветра по измерениям сечения обратного рассеяния. В условиях дождя стандартные алгоритмы перестают работать (дают большую ошибку), так как они не могут учесть влияние дождя на сечение обратного рассеяния. В результате области дождя «маркируются» и обычно исключаются из анализа (Owen, Long, 2013; Weissman et al., 2002).

При малых углах падения в области дождя произойдёт ослабление сечения обратного рассеяния, однако это не повлияет на работоспособность критерия, так как важно не абсолютное значение сечения обратного рассеяния, а вид его зависимости от угла падения. Следовательно, даже при отсутствии абсолютной калибровки принимаемой мощности можно легко разделить водную поверхность и ледяной покров.

Более сложной является задача разделения сухого и влажного льда. На рисунках видно, что сечение обратного рассеяния сухого льда существенно выше, чем влажного. Причин этого может быть несколько, в том числе изменение диэлектрической проницаемости льда в зависимости от температуры, появление слоя воды на льду.

Имея ряд последовательных наблюдений, можно оценить процессы, происходящие со льдом, так как будут анализироваться не абсолютные значения мощности отражённого сигнала, а динамика процесса.

Исследования в этом направлении планируется продолжить, и одна из задач будет связана с оценкой возможности измерения толщины ледяного покрова.

Сечение обратного рассеяния зависит от нескольких факторов, определяющих диэлектрические свойства и геометрию рассеивающей поверхности (температура воздуха, толщина ледяного покрова, толщина снежного покрова, осадки (дождь/снег), количество слоёв, связанных с оттепелями, и т.д.). Сложность разработки алгоритма связана с тем, что для зондирования используются короткие длины волн (2,2 и 0,8 см), поэтому до проведения исследования невозможно предсказать эффективность алгоритма измерения толщины ледяного покрова.

Заключение

В ходе проведённого анализа была выполнена обработка данных двухчастотного дождевого радиолокатора спутника GPM за осенне-зимний период 2015/2016 г. Особенностью данного орбитального радиолокатора является то, что только он выполняет измерения обратного рассеяния при малых углах падения (0–18°).

В качестве объекта исследования было выбрано оз. Байкал, и анализировалось проявление процессов формирования и разрушения ледяного покрова на радиолокационных изображениях. Для контроля наличия/отсутствия ледяного покрова использовались снимки MODIS и данные о температуре воздуха с метеорологических постов. Для обработки были выбраны три временных интервала: 1) открытая водная поверхность в ноябре – декабре 2015 г.; 2) сухой лёд (отрицательная температура воздуха) в феврале – марте 2016 г. и 3) влажный лёд (положительная температура воздуха) в апреле – мае 2016 г. Исследовалась зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения в Ки- и Ка-диапазонах.

Эта работа является продолжением наших исследований по мониторингу формирования и разрушения ледяного покрова на внутренних водоёмах. Размеры оз. Байкал впервые позволили за один пролёт измерять зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения для всего интервала углов падения (от 0 до 18°). В результате удалось избавиться от влияния на сечение обратного рассеяния внешних факторов, например температуры воздуха, осадков, направления зондирования.

Другим важным фактором, по сравнению с измерениями на оз. Ильмень, стала относительная стабильность температурных условий и длительный временной интервал, на котором эти условия сохранялись: например, в феврале и марте не было оттепелей, т.е. постоянно присутствовали условия «сухого» снега и не образовывались слои, связанные с оттепелями.

Таяние ледяного покрова также длилось около 1,5 мес, что позволило набрать статистику для идентификации этого состояния.

Благодаря этому была получена достоверная информация о процессе рассеяния электромагнитных волн СВЧ-диапазона, которая будет использоваться в ходе дальнейших исследований.

Было показано, что при переходе от взволнованной водной поверхности к ледяному покрову происходит изменение вида зависимости сечения обратного рассеяния от угла падения. При отражении от водной поверхности угловая зависимость описывается функцией, близкой к гауссовой, а при переходе к ледяному покрову зависимость можно аппроксимировать дробно-рациональной функцией.

Изменение функции, описывающей угловую зависимость в Ки- и Ка-диапазонах, является надёжным индикатором для разделения водной поверхности и ледяного покрова. Для применения данного критерия необходимо иметь измерения под несколькими углами падения. Данные могут быть получены в ходе одного пролёта спутника или в ходе нескольких последовательных пролётов. Последнее актуально для небольших по размеру внутренних водоёмов.

В ходе выполнения регрессии будут вычисляться коэффициенты для обоих видов угловых зависимостей сечения обратного рассеяния. Сравнение модельных и измеренных данных позволит оценить качество модельных зависимостей и выбрать правильную.

Использование критерия, сравнивающего абсолютные значения сечений обратного рассеяния водной поверхности и ледяного покрова, может приводить к ошибкам, связанным как с калибровкой, так и с объективными причинами, влияющими на сечение обратного рассеяния, например скоростью ветра.

Достоинством предлагаемого критерия является отсутствие требований к абсолютной калибровке радиолокатора, который будет использоваться для решения данной задачи, а также устойчивость к внешним факторам, например дождю, и к внутренним факторам, в частности долговременной стабильности приёмо-передающего тракта радиолокатора, влияющим на абсолютное значение принимаемой мощности.

При переходе к положительной температуре воздуха (влажный лёд) сечение обратного рассеяния становится значительно меньше, чем для случая отрицательной температуры воздуха (сухой лёд). Поэтому при регулярном наблюдении водоёма можно отследить изменение состояния льда и диагностировать процесс таяния ледяного покрова. При разрушении ледяного покрова угловая зависимость сечения обратного рассеяния снова станет гауссовой.

Следующим этапом наших исследований будет разработка алгоритма для оценки толщины ледяного покрова для сухого льда и оценка его эффективности.

Исследование обратного рассеяния снежным и ледяным покровами в СВЧ-диапазоне является новым направлением, поэтому одной из целей данной статьи стало привлечение к сотрудничеству учёных, которые занимаются исследованиями в данной области.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 15-45-02501 р поволжье а и 17-05-00939-а).

Литература

- 1. *Басс Ф. Г., Фукс И. М.* Рассеяние волн на статистически неровной поверхности. М.: Наука, 1972. 424 с.
- 2. Бронштейн И., Семендяев К. Справочник по математике для инженеров и учащихся втузов. М.: Наука, 1986. 544 с.
- 3. Внотченко С.Л., Волков А.М., Грищенко В.Д., Коваленко А.И., Куревлева Т.Г., Макриденко Л.А., Мартынов С.И., Нейман И.С., Пичугин А.П., Смирнов С. Н. Космическая радиолокационная система мониторинга ледового покрова и поверхности океана // Электромагнитные волны и электронные системы. 2000. Т. 5. № 5. С. 34–40.
- 4. *Гарнакерьян А.А., Сосунов А.С.* Радиолокация морской поверхности. Ростов: Изд-во Ростовского ун-та, 1978. 144 с.
- 5. Ефимов В. Б., Калмыков А. И., Комяк В.А., Курекин А. С., Левда А. С., Пичугин А. П., Фетисов А. Б., Шестопалов В. П., Шило С.А., Цымбал В. Н., Гавриленко А. С., Басс Ф. Г., Еленский Л. В., Зельдис В. И., Синицын Ю. А., Тимченко А. И. Исследование ледовых покровов радиофизическими средствами с аэрокосмических носителей // Известия АН СССР. Сер. Физика атмосферы и океана. 1985. Т. 21. № 5. С. 512–520.
- 6. Караев В., Панфилова М., Титченко Ю., Мешков Е., Андреева З. Оценка перспектив применения двухчастотного дождевого радиолокатора для мониторинга наводнений // 14-я Всероссийская открытая конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса»: тез. докл. 14–18 нояб. 2016, Москва, ИКИ РАН. 2016. С. 81. URL: http://smiswww.iki.rssi.ru/d33_ conf/thesisshow.aspx?page=133&thesis=5744.
- 7. *Караев В., Панфилова М., Титченко Ю., Мешков Е., Баландина Г., Андреева З.* (2017а) Первые результаты мониторинга формирования и разрушения ледяного покрова в зимний период 2014— 2015 гг. на оз. Ильмень по данным двухчастотного дождевого радиолокатора // Исследование Земли из космоса. 2017. № 3. С. 30–39.
- 8. *Караев В., Панфилова М., Мешков Е., Титченко Ю., Баландина Г., Андреева З.* (20176) Развитие гидрологической обстановки на реках по радиолокационным данным двухчастотного дождевого радиолокатора: первые результаты // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14. № 1. С. 185–199.
- 9. *Кобзарь А. И.* Прикладная математическая статистика: для инженеров и научных работников. М.: Физматлит, 2012. 816 с.
- 10. Конюхов С. Н., Драновский В. И., Цымбал В. Н. Радиолокационные методы и средства оперативного дистанционного зондирования Земли с аэрокосмических носителей. Киев: ООО АНТЦ «Авиадиагностика», 2007. 440 с.
- 11. Красюк Н., Розенберг В. Корабельная радиолокация и метеорология. Л.: Судостроение, 1970. 325 с.
- 12. Лебедев Г.А., Сухоруков К.К. Распространение электромагнитных и акустических волн в морском льду. СПб.: Гидрометеоиздат, 2001. 81 с.
- 13. Мельник Ю.А. Радиолокационные методы исследования Земли. М.: Сов. радио, 1980. 264 с.
- 14. *Митник Л. М., Викторов С. В.* Радиолокация поверхности Земли из космоса. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 200 с.
- Панфилова М., Караев В., Баландина Г. Измерение дисперсии наклонов крупномасштабного волнения и восстановление скорости приводного ветра в полосе обзора двухчастотного дождевого радиолокатора // 14-я Всероссийская открытая конференция «Современные проблемы дистанционно-

го зондирования Земли из космоса»: тез. докл. 14–18 нояб. 2016, Москва, ИКИ РАН. 2016. С. 294. URL: http://smiswww.iki.rssi.ru/d33_conf/thesisshow.aspx?page=133&thesis=5642.

- 16. *Чашкин Ю. Р.* Математическая статистика. Анализ и обработка данных: учеб. пособие. Ростов-на-Дону: Феникс, 2010. 236 с.
- Anderson C., Bonekamp H., Figa J., Wilson J., de Smet A., Duff C., Stoffelen A., Verhoev A., Portabella M., Verspeek J. Metop-A ASCAT Commissioning Quality Report / EUMETSAT Ser. EUM/MET/ REP/08/0525. 2009. V. 5. P. 61.
- 18. *Donelan M.*, *Pierson W.* Radar scattering and equilibrium ranges in wind-generated waves with application to scatterometry // J. Geophysical Research. 1987. V. 92. No. C5. P. 4971–5029.
- Fors A., Brekke C., Gerland S., Doulgeris A., Beckers J. Late summer arctic sea ice surface roughness signatures in C-band SAR data // J. Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing. 2016. V. 9. No. 3. P. 1199–1215.
- 20. *Leigh S.*, *Wing Z.*, *Clausi D.* Automated ice-water classification using dual polarization SAR satellite imagery // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2014. V. 52. No. 9. P. 5529–5539.
- 21. Long D. G., Drinkwater M. R., Holt B., Saatchi S., Bertoia C. Global Ice and Land Climate Studies Using Scatterometer Image Data // EOS. Trans. American Geophysical Union. 2001. V. 82. P. 503.
- 22. *Nekrasov A., Veremyev V.* Airborne weather radar concept for measuring water surface backscattering signature and sea wind at circular flight // Naše More. 2016. V. 63. No. 4. P. 278–282.
- 23. *Nekrasov A., Khachaturian A., Veremyev V., Bogachev M.* Sea surface wind measurement by airborne weather radar scanning in a wide-size sector // Atmosphere. 2016. V. 7. No. 5. P. 1–11.
- 24. *Ochilov S.*, *Clausi D*. Operational SAR sea-ice image classification // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2012. V. 50. No. 11. P. 4397–4408.
- 25. *Owen M. P., Long D. G.* Prior selection for QuikScat ultra-high resolution wind and rain retrieval // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2013. V. 51. No. 3. P. 1555–1567.
- 26. *Panfilova M., Karaev V.* The precipitation radar as instrument for measurement of sea waves slopes // Proc. IGARSS 2017. 23–28 July 2017, Fort Worth, USA. 2017. P. 739–742.
- 27. *Remund Q. P., Long D. G., Drinkwater M. R.* An iterative approach to multisensor sea ice classification // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2000. V. 38. P. 1843–1856.
- 28. *Rivas M. B.*, *Stoffelen A*. New Bayesian algorithm for sea ice detection with Quikscat // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2011. V. 49. No. 6. P. 1894–1901.
- 29. Weissman D. E., Bourassa M., Tongue J. Effects of rain rate and wind magnitude on SeaWinds scatterometer wind speed errors // J. Atmospheric and Oceanic Technology. 2002. V. 19. No. 5. P. 738–746.
- Zakhatkina N. Yu., Alexandrov V. Yu., Johannessen O. N., Sandven S., Frolov I. Ye. Classification of sea ice types in ENVISAT synthetic aperture radar images // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2013. V. 51. No. 5. P. 2587–2600.

Using data of dual-frequency rain radar for monitoring the formation and destruction of the ice cover on Lake Baikal in the autumn-winter of 2015–2016

V. Yu. Karaev¹, M. A. Panfilova¹, E. M. Meshkov¹, G. N. Balandina¹, Z. V. Andreeva², A. A. Maksimov²

 ¹ Institute of Applied Physics RAS, Nizhny Novgorod 603950, Russia E-mail: volody@ipfran.ru
² State Research Center "Planeta", Moscow 123242, Russia E-mail: z.andreeva@meteorf.ru

A study of the manifestations in the radar image of a two-frequency precipitation radar of satellite GPM (Global Precipitation Measurement) of the process of formation and destruction of ice on Lake Baikal in the autumn-winter of 2015–2016 was carried out. For processing we chose three time intervals associated with three typical status of lake surface: 1) open water in November–December 2015; 2) ice cover at negative temperatures (dry ice) in February–March 2016, and 3) ice cover at positive air

temperature (wet ice) in April-May 2016. For the first time the dependence of back scattering crosssection on the angle of incidence at small angles of incidence in the Ku and Ka-bands $(0-18^{\circ})$ was investigated. It was shown that at transition from the rough water surface to the ice cover at small incidence angles there is a change in the function describing the dependence of backscatter radar cross section on incidence angle. At reflection from the water surface, the angular dependence of the radar cross section is described by a Gaussian function. The angular dependence for ice cover can be described by a fractional-rational function. The change of the form of the function describing the angular dependence in the Ku- and Ka-bands is a reliable indicator for separating water surface and ice cover. To apply this criterion, it is necessary to have measurements at few incidence angles. At transition to positive air temperature (wet ice), the backscatter radar cross section becomes much smaller than in the case of negative temperatures (dry ice) at the same incidence angles. Therefore regular monitoring of internal lakes allows revealing changes in ice state and detect ice melt process. With destruction of the ice cover, the angular dependence of backscatter radar cross section reverses to the Gaussian form.

Keywords: dual-frequency precipitation radar, radar cross section, inland waters, formation and destruction of ice cover, remote sensing at the small incidence angles

> Accepted: 06.10.2017 DOI:10.21046/2070-7401-2018-15-1-206-220

References

- 1. Bass F.G., Fuks I.M., *Rasseyanie voln na statisticheski nerovnoi poverkhnosti*, (Wave Scattering from Statistically Rough Surfaces), Moscow: Nauka, 1972, 424 p.
- 2. Bronshtein I., Semendyaev K., *Spravochnik po matematike dlya inzhenerov i uchashchikhsya vtuzov* (A handbook on mathematics for engineers and students of technical colleges), Moscow: Nauka, 1986, 544 p.
- Vnotchenko S. L., Volkov A. M., Grischenko V. D., Kovalenko A. I., Kurevleva T. H., Makridenko L. A., Martynov S. I., Neiman I. S., Pichugin A. P., Smirnov S. N., Kosmicheskaya radiolokatsionnaya sistema monitoringa ledovogo pokrova i poverkhnosti okeana (Space radar system for the monitoring of ice cover and the ocean surface), *Elektromagnitnye volny i elektronnye sistemy*, 2000, Vol. 5, No. 5, pp. 34–40.
- 4. Garnakeryan A.A., Sosunov A.S., *Radiolokatsiya morskoi poverkhnosti* (Radiolocation of sea surface), Rostov: Izd. Rostovskogo universiteta, 1978, 144 p.
- Efimov V. B., Kalmykov A. I., Komyak V.A., Kurekin A. S., Levda A. S., Pichugin A. P., Fetisov A. B., Shestopalov V. P., Shilo S. A., Cymbal V. N., Gavrilenko A. S., Bass F. G., Elensky L. V., Zeldis V. I., Sinicyn Yu. A., Timchenko A. I., Issledovanie ledovykh pokrovov radiophyzicheskimi sredstvami s aerokosmicheskikh nositelei (Study of ice cover by radiophysic means from aerospace vehicles), *Izvestiya AN USSR*, *ser. Fizika atmosphery i okeana*, 1985, Vol. 21, No. 5, pp. 512–520.
- 6. Karaev V., Panfilova M., Titchenko Yu., Meshkov E., Andreeva Z., Otsenka perspektiv primeneniya dvukhchastotnogo dozhdevogo radiolokatora dlya monotoringa navodnenii (Assessment of the prospects for the application of dual-frequency rain radar for flood monitoring), 14th konf. "Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa" (14th Conf. "Current Problems in Remote Sensing of the Earth from Space"), 14–18 Nov. 2016, Moscow, IKI RAN, Abstracts, 2018, p. 81.
- Karaev V., Panfilova M., Titchenko Yu., Meshkov E., Balandina G., Andreeva Z. (2017a) Pervye resultaty monitoringa formirovaniya i razrusheniya ledyanogo pokrova v zimnii period 2014–2015 gg. na ozere Ilmen po dannym dvukhchastotnogo dozhdevogo radiolokatora (The first results of monitoring the formation and destruction of the ice cover in winter 2014–2015 on lake Ilmen according to the measurements of Dualfrequency precipitation radar), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2017, No. 3, pp. 30–39.
- Karaev V., Panfilova M., Meshkov E., Titchenko Yu., Baldndina G., Andreeva Z. (2017b) Razvitie gydrologicheskoy obstanovki na rekakh po dannym dvukhchastotnogo dozhdevogo radiolokatora: pervye resultaty (The development of the hydrological situation on the rivers by the dual-frequencies precipitation radar data: first results), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2017, Vol. 14, No. 1, pp. 185–199.
- 9. Kobzar A. I., *Prikladnaya matematicheskaya statistika. Dlya inzhenerov i nauchnykh rabotnikov* (Applied mathematical statistics. For engineers and scientists), Moscow: Fizmatlit, 2012, 816 p.
- 10. Konyukhov S. N., Dranovsky V. I., Cymbal V. N., *Radiolokatsionnye metody i sredstva operativnogo distantsionnogo zondirovaniya Zemli s aerokosmicheskikh nositelei* (Radar methods and means of operative remote sensing of the Earth from aerospace carriers), Kiev: ANTC "Aviadiagnostika", 2007, 440 p.

- 11. Krasyuk N., Rosenberg V., *Korabelnaya radiolokatsiya i meteorologiya* (Shipborne radar and meteorology), Leningrad: Sudostroenie, 1970, 325 p.
- 12. Lebedev G.A., Suhorukov K.K., *Rasprostranenie elektromagnitnykh i akusticheskikh voln v morskom l'du* (Propagation of electromagnetic and acoustic waves in sea ice), St. Petersburg: Gidrometeoizdat, 2001, 81 p.
- 13. Melnik Yu. A., *Radiolokatsionnye metody issledovaniya Zemli* (Radar methods of Earth exploration), Moscow: Sovetskoe radio, 1980, 264 p.
- 14. Mitnik L. N., Viktorov S. V., *Radiolokatsiya poverkhnosti Zemli iz kosmosa* (Radiolocation of Earth surface from space), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1990, 200 p.
- 15. Panfilova M., Karaev V., Balandina G., Izmerenie dispersii naklonov krupnomasshtabnogo volneniya i vosstanovlenie skorosti privodnogo vetra v polose obzora dvukhchastotnogo dozhdevogo radiolokatora (Measurement of the variance of the large-scale slopes and retrieval of wind speed in the swath of dual-frequency precipitation radar), *14 konf. "Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmo-sa"*, (14th Conf. "Current Problems in Remote Sensing of the Earth from Space"), 14–18 November 2016, Moscow, IKI RAN, Abstracts, p. 294.
- 16. Chashkin Yu. P., *Matematicheskaya statistika*, *Analiz i obrabotka dannykh* (Mathematical statistics. Analysis and data processing: study guide), Rostov-on-Don: Feniks, 2010, 236 p.
- Anderson C., Bonekamp H., Figa J., Wilson J., de Smet A., Duff C., Stoffelen A., Verhoev A., Portabella M., Verspeek J., *Metop-A ASCAT Commissioning Quality Report*, Editor: EUMETSAT, Ser. EUM/ MET/REP/08/0525, 2009, Vol. 5, 61 p.
- 18. Donelan M., Pierson W., Radar scattering and equilibrium ranges in wind-generated waves with application to scatterometry, *J. Geophysical Research*, 1987, Vol. 92, No. C5, pp. 4971–5029.
- 19. Fors A., Brekke C., Gerland S., Doulgeris A., Beckers J., Late summer arctic sea ice surface roughness signatures in C-band SAR data, *J. Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 2016, Vol. 9, No. 3, pp. 1199–1215.
- 20. Leigh S., Wing Z., Clausi D., Automated ice-water classification using dual polarization SAR satellite imagery, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2014, Vol. 52, No. 9, pp. 5529–5539.
- 21. Long D. G., Drinkwater M. R., Holt B., Saatchi S., Bertoia C., Global Ice and Land Climate Studies Using Scatterometer Image Data, EOS, *Transaction of the American Geophysical Union*, 2001, Vol. 82, p. 503.
- 22. Nekrasov A., Veremyev V., Airborne weather radar concept for measuring water surface backscattering signature and sea wind at circular flight, *Naše More*, 2016, Vol. 63, No. 4, pp. 278–282.
- 23. Nekrasov A., Khachaturian A., Veremyev V., Bogachev M., Sea surface wind measurement by airborne weather radar scanning in a wide-size sector, *Atmosphere*, 2016, Vol. 7, No. 5, pp. 1–11.
- 24. Ochilov S., Clausi D., Operational SAR sea-ice image classification, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2012, Vol. 50, No. 11, pp. 4397–4408.
- 25. Owen M. P., Long D. G., Prior selection for QuikScat ultra-high resolution wind and rain retrieval, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2013, Vol. 51, No. 3, pp. 1555–1567.
- 26. Panfilova M., Karaev V., The precipitation radar as instrument for measurement of sea waves slopes, *Proc. IGARSS 2017*, Fort Worth, USA, 2017, pp. 739–742.
- 27. Remund Q. P., Long D. G., Drinkwater M. R., An iterative approach to multisensor sea ice classification, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2000, Vol. 38, pp. 1843–1856.
- 28. Rivas M. B., Stoffelen A., New Bayesian algorithm for sea ice detection with Quikscat, *IEEE Transactions* on Geoscience and Remote Sensing, 2011, Vol. 49, No. 6, pp. 1894–1901.
- 29. Weissman D. E., Bourassa M., Tongue J., Effects of rain rate and wind magnitude on SeaWinds scatterometer wind speed errors, *J. Atmospheric and Oceanic Technology*, 2002, Vol. 19, No. 5, pp. 738–746.
- 30. Zakhatkina N. Yu., Alexandrov V. Yu., Johannessen O. N., Sandven S., Frolov I. Ye., Classification of sea ice types in ENVISAT synthetic aperture radar images, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2013, Vol. 51, No. 5, pp. 2587–2600.