



*Институт
прикладной физики
РАН*

Численное моделирование радиолокационного изображения айсберга при малых углах зондирования.

Я. А. Кузнецов¹, В. Ю. Караев¹,

Ю. А. Титченко¹

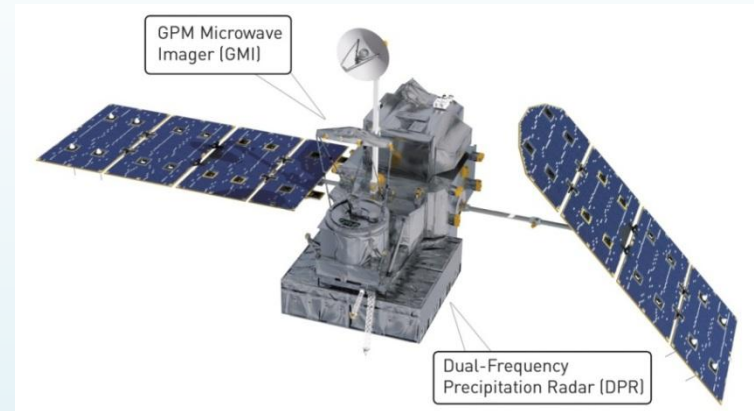
¹ ИПФ РАН

Введение

Цель работы – численное моделирование радиолокационных изображений айсберга при использовании метода вблизнадирного зондирования.

Обнаружение льда этим способом стало возможным после появления нового поколения спутников, один из которых DPR – Dual-frequency Precipitation Radar (Миссия GPM – Global Precipitation Measurement). Двухчастотный радиолокатор работает в Ka- и Ku-диапазонах.

- В исследовании используется численное моделирование для изучения свойств радиолокационного сигнала, отражённого морской поверхностью с сплочённостью льда определенного распределения при малых углах падения (-18, +18).
- Рассматривается метод восстановления сплочённости морского льда, заданной в рамках численного моделирования. Приводятся результаты восстановления сплочённости морского льда при моделировании отражённого излучения с разными скоростями и направлениями ветра.



Типы айсбергов

1. Столообразные (*Рис. 1а*) — наиболее крупные айсберги с плоской поверхностью и вертикальными боковыми стенками. Характерны для Южного полушария.
2. Горообразные (*Рис. 1б*) — айсберги с заостренной вершиной, получаются в результате разрушения и эрозии столообразных.



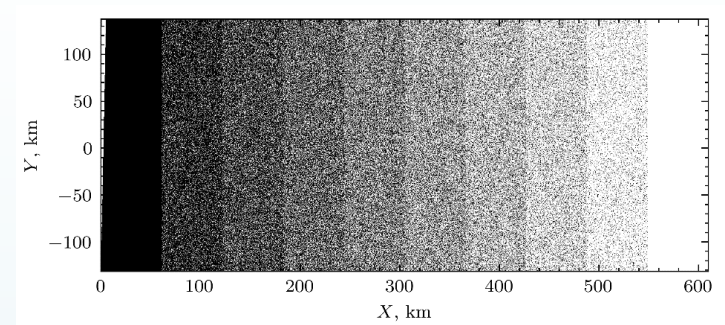
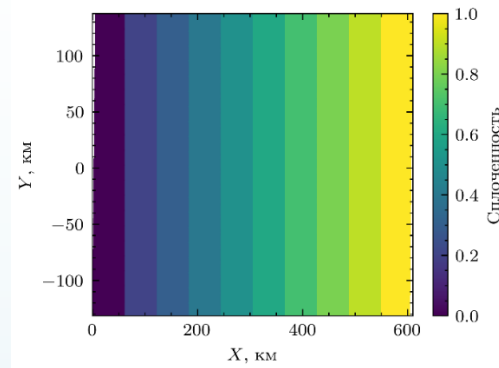
Рис. 1а



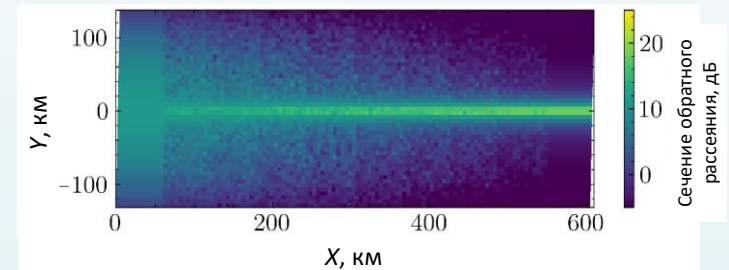
Рис. 1б

Метод

1. Моделирование отражающей поверхности



2. Схема измерений



3. Нахождение параметров отражённого сигнала для элементарной рассеивающей площадки на поверхности

$$\sigma_{ice}(\theta) = 10^{RCS_{ice}(\theta)/10}$$

$$\sigma_{sea}(\theta) = 10^{RCS_{sea}(\theta)/10}$$

Моделирование ледяного покрова

Воспользуемся аппроксимацией экспериментальных данных для Ku-диапазона, выполненной в работе[1] для моделирования отражения от морского льда. Аппроксимация зависимостей сечения обратного рассеяния от угла падения для морского льда была создана по данным измерений радиолокатора DPR при наблюдении Охотского моря в феврале 2020 при отрицательной температуре воздуха (“сухой лед”).

$$RCS_{ice}(\theta) = a_{ice} + b_{ice}|\theta| + c_{ice}\theta^2 + d_{ice}\exp(-e_{ice}|\theta|), \text{ где:}$$

$$a_{ice} = -3,15 \pm 0,1;$$

$$b_{ice} = -(9 \pm 3) * 10^{-3};$$

$$c_{ice} = -(169 \pm 5) * 10^{-4};$$

$$d_{ice} = 26,0 \pm 0,3;$$

$$e_{ice} = (53 \pm 2) * 10^{-2}.$$

В дальнейшем используем:

$$\sigma_{ice}(\theta) = 10^{RCS_{ice}(\theta)/10}$$

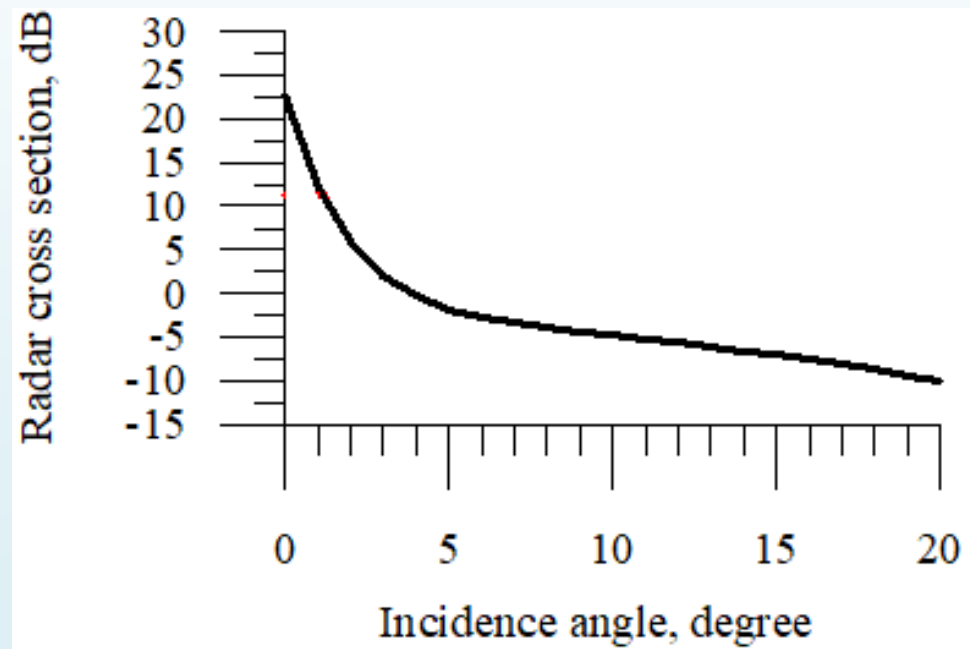


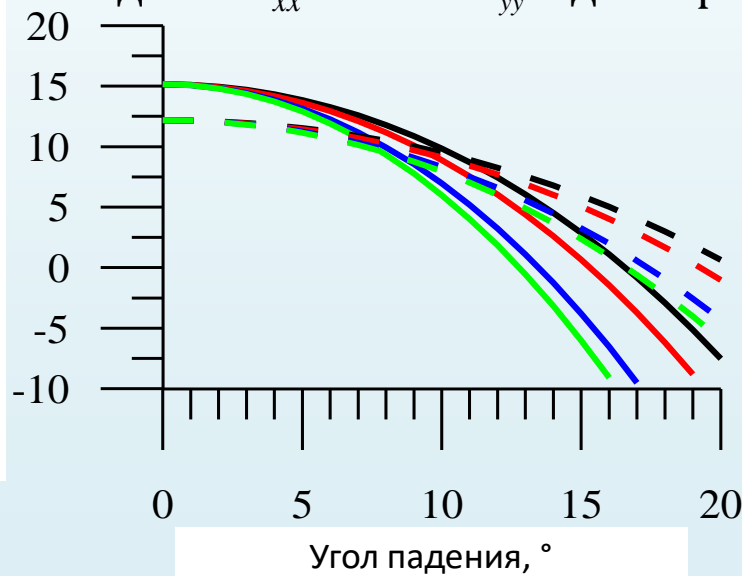
Рис. 2

Моделирование водной поверхности

Волнение на морской поверхности может сформироваться под действием разных скоростей ветра и в общем виде зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения будет описываться следующей формулой [2]:

$$\sigma_0(\theta) = \frac{|R_{eff}(0)|^2}{2 \cos^4 \theta \sqrt{mss_{xx} mss_{yy} - mss_{xy}^2}} \exp \left[- \frac{\operatorname{tg}^2 \theta}{2 (mss_{xx} mss_{yy} - mss_{xy}^2)} \cdot mss_{yy} \right], \quad (2)$$

где mss_{xx} и mss_{yy} - дисперсия уклонов крупномасштабных шероховатостей,



Зависимости сечения обратного рассеяния от угла падения для морского волнения для разных скоростей (5 м/с – сплошные линии и 10 м/с – штриховые линии) и направлений ветра (0° – черные, 30° – красные, 60° – синие, и 90° – зелёные линии)

Рис. 3

Метод решения обратной задачи восстановления сплочённости

Для решения обратной задачи нам требуется знать зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения для морского льда и для морского волнения с учетом конкретных условий формирования. Для решения обратной задачи для морского волнения воспользуемся аппроксимацией экспериментальных данных, полученных в Охотском море:

$$RCS_{sea}(\theta) = a_{sea} + b_{sea}|\theta| + c_{sea}\theta^2 + d_{sea}\theta^3 + e_{sea}\theta^4 + f_{sea}\theta^5, \text{ где:}$$

$$a_{sea} = 11,29 \pm 0,02;$$

$$d_{sea} = -(10 \pm 5) \cdot 10^{-6};$$

$$b_{sea} = (6 \pm 4) \cdot 10^{-3};$$

$$e_{sea} = (14 \pm 1) \cdot 10^{-6};$$

$$c_{sea} = -(407 \pm 4) \cdot 10^{-4};$$

$$f_{sea} = (8 \pm 13) \cdot 10^{-8}$$

Формула для вычисления сплочённости морского льда в каждом элементе разрешения будет выглядеть следующим образом:

$$S_{ice}(\theta) = \frac{\sigma_m(\theta) - \sigma_{sea}(\theta)}{\sigma_{ice}(\theta) - \sigma_{sea}(\theta)}$$

Моделирование РЛИ

В качестве примера выступает РЛИ айсберга А23А за 8 января 2024 года, полученное с помощью программы, обрабатывающей данные DPR.

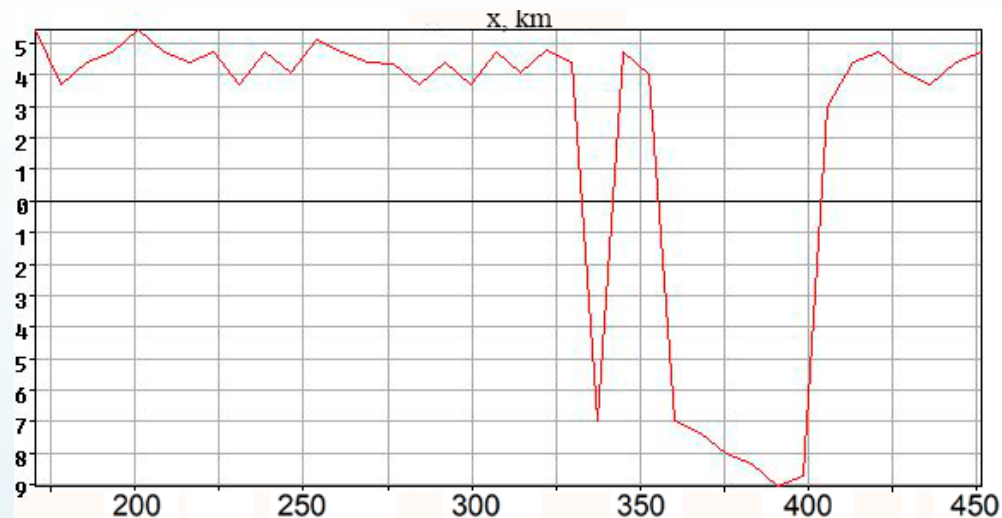
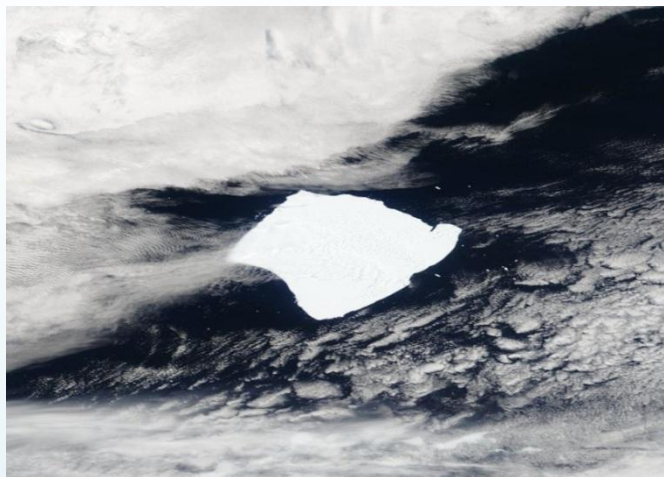


Рис. 4а

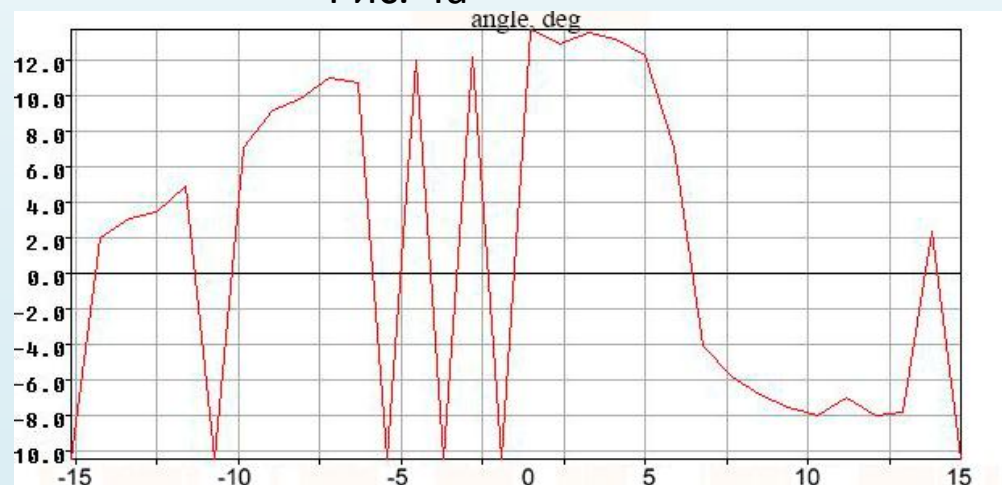
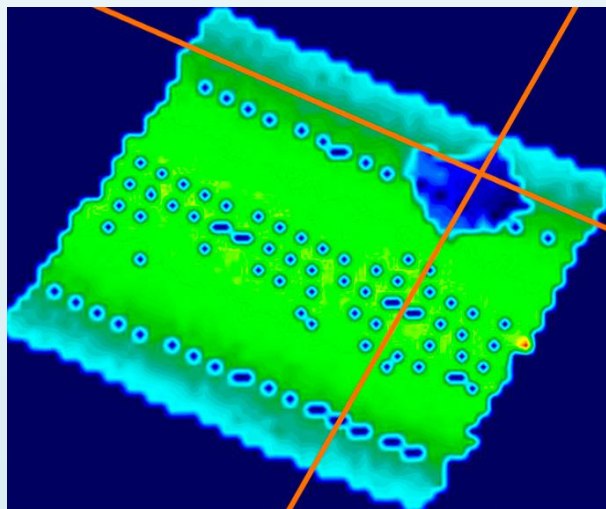


Рис. 4б



Моделирование РЛИ

РЛИ, полученное численным моделированием, с заранее заданным распределением льда (лёд повторяет форму айсберга A23A).

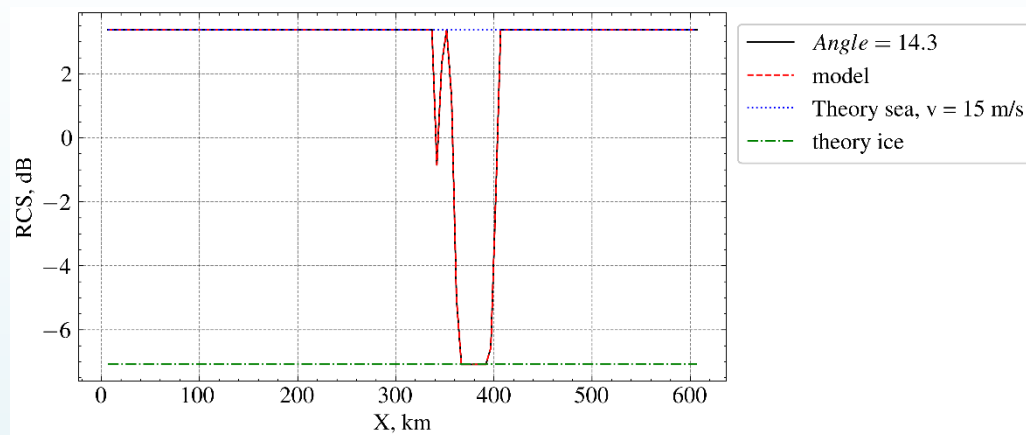


Рис. 5а

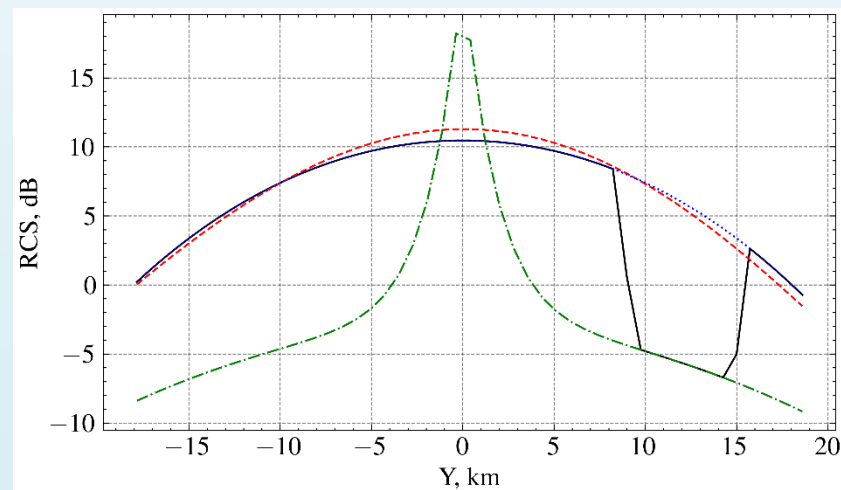
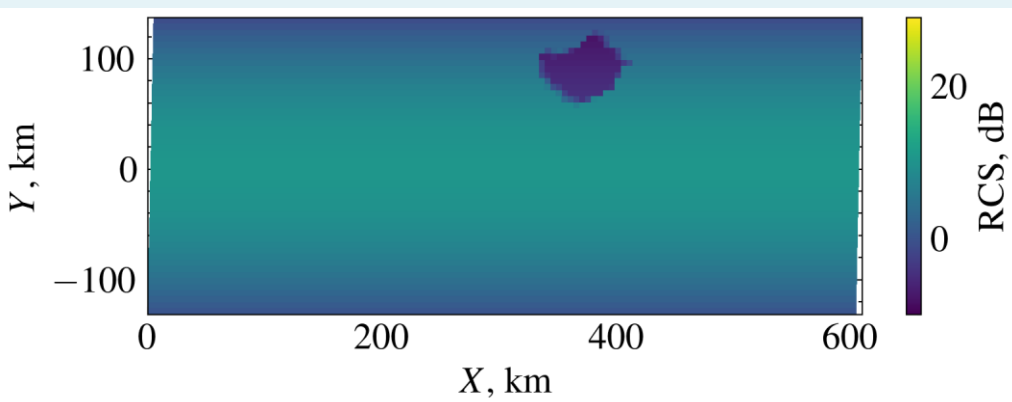
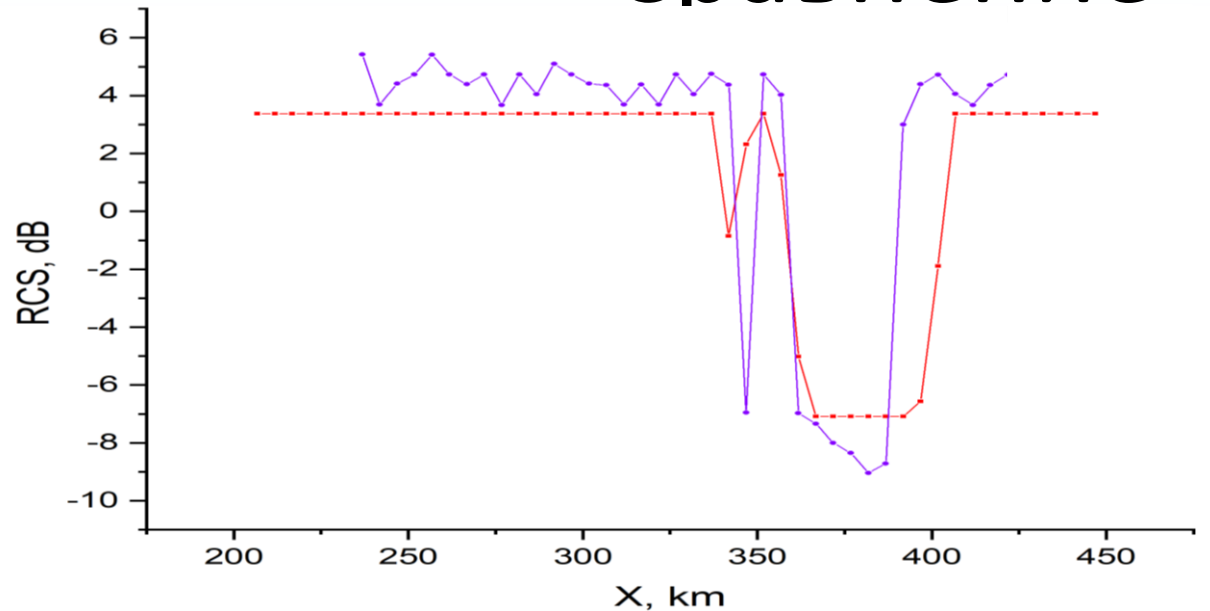


Рис. 5б

Сравнение



Фиолетовый – RCS по
данным DPR
Красный –
смоделированное RCS

Рис. 6а

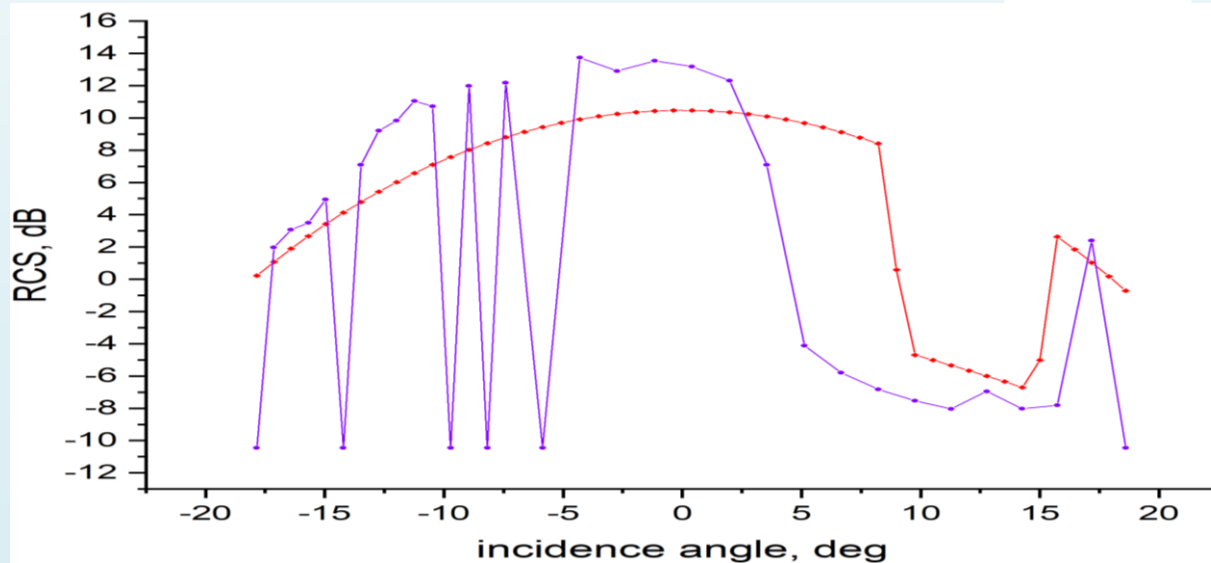
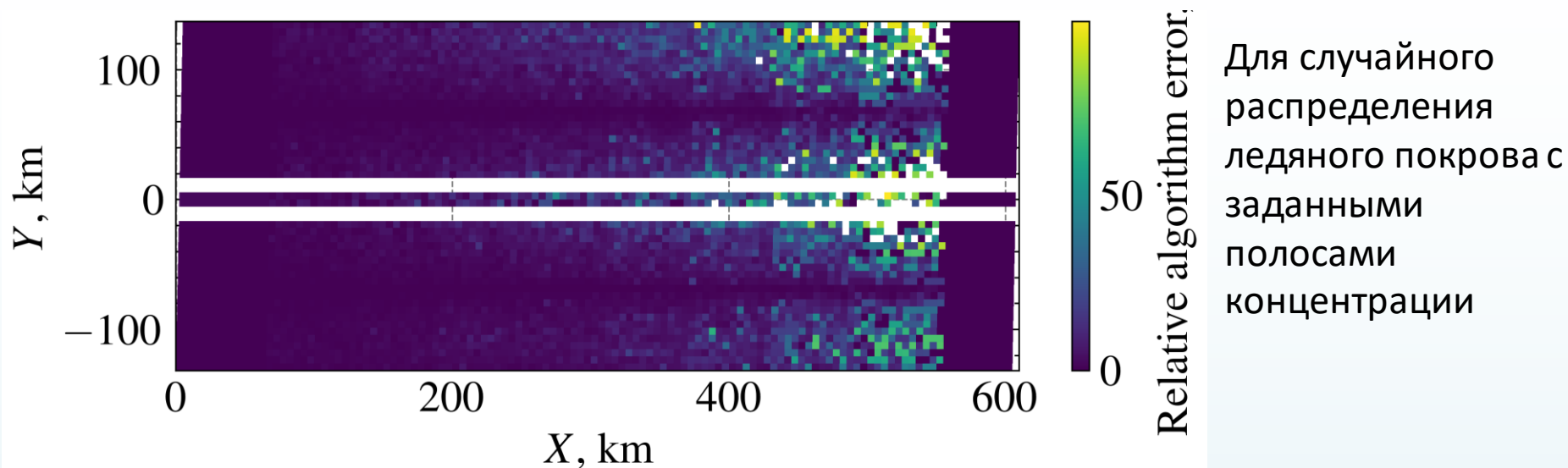


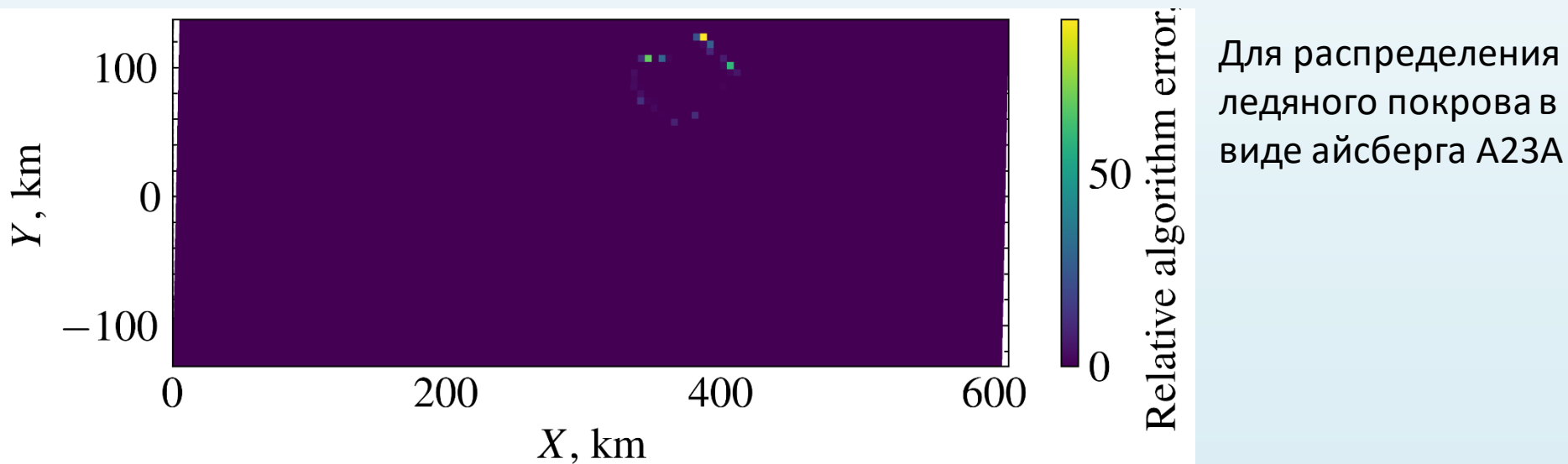
Рис. 6б

Относительная ошибка



X, km

Рис. 7а



X, km

Рис. 7б

Дополнительные РЛИ

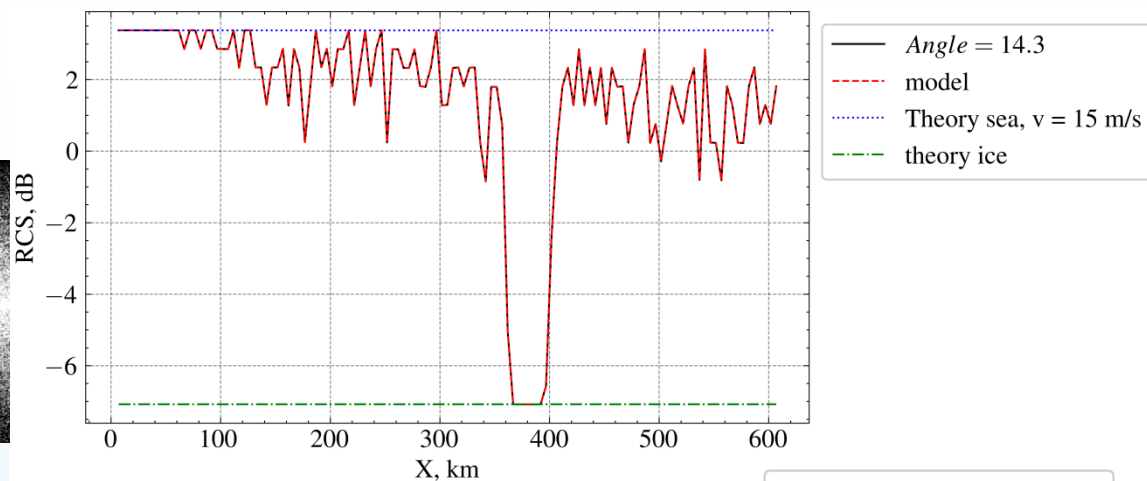
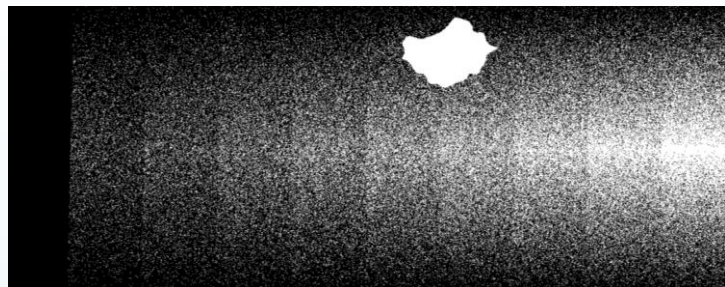


Рис. 8а

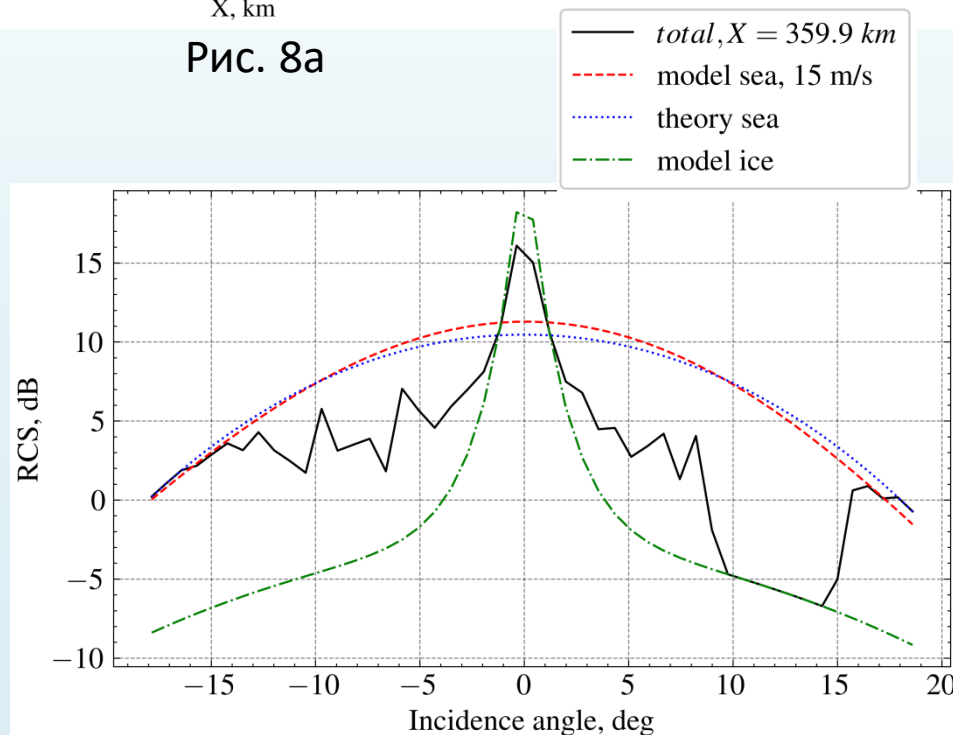
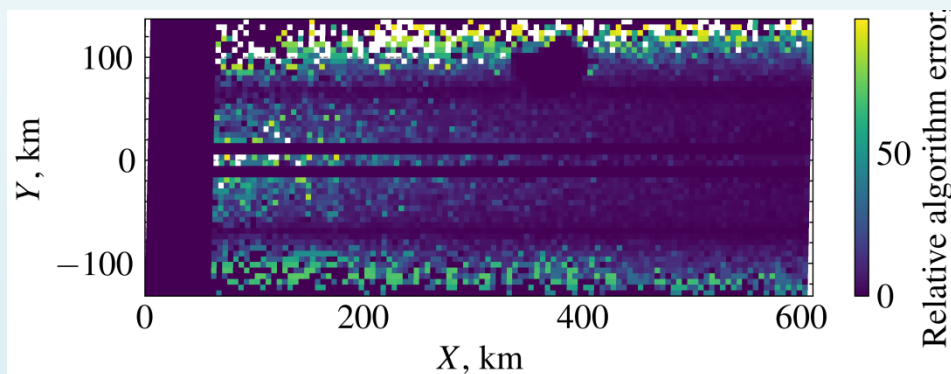


Рис. 8б

Выводы

- Промоделированы РЛИ айсбергов, что полезно для развития алгоритмов их обнаружения. Дальнейшее развитие связано с учетом различных эффектов, например затенение ветра айсбергом.
- В случаях отсутствия льда и в случае большой сплоченности льда ошибка алгоритма решения обратной задачи равна нулю. При этом в случае промежуточных значений сплоченности ошибка растет по мере уменьшения сплоченности.
- Для того, чтобы уменьшить ошибку необходимо знать конкретные зависимости сечения обратного рассеяния от угла падения для ледяного покрова и воды в конкретных условиях наблюдения.
- В результате работы продемонстрирована возможность наблюдения ледяного покрова под малыми углами падения и этот подход необходимо развивать дальше.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-77-10064.