

УДК 502.2+504

© Н. А. Богатов*, А. В. Ермошкин, 2024

Институт прикладной физики РАН им. А.В. Гапонова-Грехова,
603950, Россия, г. Нижний Новгород, ул. Ульянова, 46
*nbogatov@ipfran.ru

СТЕРЕООПТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ РЕГИСТРАЦИИ ПРОЦЕССОВ НА МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Статья поступила в редакцию 18.01.2024, после доработки 15.07.2024, принята в печать 10.09.2024

Аннотация

Рассмотрены методы оптических измерений физических параметров процессов на морской поверхности, в том числе покрытой льдом, с применением стереокамер. Предложен оригинальный метод обработки изображений морского льда, позволяющий выделить особенности, влияющие на рассеивание радиолокационного сигнала, такие как участки с открытой водой и острые кромки льдин. В основе метода лежит определение областей интереса на оптическом изображении, расчет статистических характеристик для каждой области, их классификация и определение локальных порогов для выделения искомых структур. Использование стереокамер в свою очередь позволяет учесть перспективные искажения и рассчитать физические параметры ледяного покрова и ветрового волнения. Метод апробирован на данных, полученных в ходе 90-го рейса научно-исследовательского судна «Академик Мстислав Келдыш» в море Лаптевых.

Для открытой воды приведены результаты измерения скорости ветровой ряби, полученные с помощью разработанного ранее стереооптического метода. Проводится их сопоставление с Доплеровским сдвигом скорости СВЧ радиоволн.

Предложенные в работе методы представляют интерес при проведении натурных экспериментов одновременно с применением когерентных радиолокаторов для количественной интерпретации радиолокационных данных, а также для развития методов дистанционного мониторинга морской поверхности и ледовой обстановки.

Ключевые слова: стереосъемка, обработка изображений, лед, ветровая рябь, натурные измерения

UDC 502.2, 504

© N. A. Bogatov*, A. V. Ermoshkin, 2024

A.V. Gaponov-Grekhov Institute of Applied Physics the Russian Academy of Sciences, 603950, Ul'anova str., 46, Nizhny Novgorod, Russia
*nbogatov@ipfran.ru

STEREOOPTICAL METHODS OF SEA SURFACE PROCESSES REGISTRATION

Received 18.01.2024, Revised 15.07.2024, Accepted 10.09.2024

Abstract

This work presents the optical methods for measurements of physical parameters on sea surface also covered by ice by using stereo cameras. New method of images with sea ice processing is offered. It can detect areas of open water and sharp edges on ice, which influence on radar signal refraction. This method is based on area of interest detection on optical images, statistical parameters for each area calculation, classification and local level definition to recognize needed structures. By using stereo system perspective distortions can be corrected and physical parameters of wind waves and sea ice can be calculated. This method was probe on stereo images obtained from 90th voyage of R/V «Akademik Mstislav Keldysh» in the Laptev Sea.

The results of ripple waves velocity measurements in case on open water by using development previously stereo method is presented. Comparison with Doppler shift of microwave signal is made.

The methods presented in this paper are of interest in field experiments simultaneously with the use of coherent radar stations for the quantitative interpretation of radar data, as well as for remote monitoring of the sea surface and ice conditions methods development.

Keywords: stereo photography, image processing, ice, wind ripple, nature measurements

Ссылка для цитирования: Богатов Н.А., Ермошкин А.В. Стереоптические методы регистрации процессов на морской поверхности // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2024. Т. 16, № 3. С. 44–56. doi:10.59887/2073-6673.2024.17(3)-4
For citation: Bogatov N.A., Ermoshkin A.V. Stereoptical Methods of Sea Surface Processes Registration. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2024, 16, 3, 44–56. doi:10.59887/2073-6673.2024.17(3)-4

1. Введение

Одним из важных этапов развития методов радиолокационной диагностики морской поверхности является проведение комплексных натурных экспериментов, в которых большую роль играют сопутствующие измерения параметров волнения, гидрометеорологической обстановки, а также непосредственное измерение характеристик, влияющих на рассеивание радиолокационного сигнала. В целях развития методов радиолокационной диагностики морской поверхности, в том числе для определения ледовой обстановки, был разработан метод определения характерных особенностей подстилающей поверхности, влияющих на рассеивание радиолокационного сигнала, по данным оптических изображений, а также получение физических параметров при использовании стереоизображений с калиброванной стереосистемы. Существующие методы определения ледовой обстановки по радиолокационным изображениям [1, 2] и по фотоизображениям часто основываются на методах поиска порогов яркости изображения, разделяющих его на классы, например, открытая вода и льдины. Один из таких подходов — метод Оцу [3] хорошо показывает себя в случае, когда площадь ледяного покрова и открытой воды имеют статистически значимую величину. При этом он критичен к равномерности освещения и структуре самого льда (присутствуют особенности с большим перепадом яркости). Кроме того, основная задача, решаемая подобными методами, — определение льдин, их сплоченности и площади открытых участков моря. Однако существуют задачи, когда требуется выделить характерные структуры ледовой обстановки, например, влияющие на рассеивание радиоволн.

Если морская поверхность свободна ото льда, то в этом случае возникает задача определения амплитудных и частотных характеристик поверхностного волнения. Методика измерения с применением двух и более синхронизированных и калиброванных камер развивается на протяжении многих лет [4–7]. Наряду с этим широко распространено использование стереосистем для наблюдения за динамическими процессами на морской поверхности и в ее толще [8, 9]. Кроме этого, применение стереосистем позволяет проводить пространственные измерения. В данной работе будут приведены примеры применения стереосистем для измерения динамических характеристик мелкомасштабных структур на морской поверхности, отслеживания и измерения параметров ледовой обстановки.

Применение двух камер, образующих стереосистему с последующей калибровкой, позволяет получить данные о пространственном положении и физических размерах обнаруженных объектов и структур. Калибровку можно разделить на два этапа: калибровку камер и калибровку стереосистемы. Калибровка камеры заключается в исправлении дисторсии объектива и расчета матрицы камеры, позволяющей получить уравнения лучей в 3х мерном пространстве, проходящих через каждую точку изображения.

$$F = \begin{bmatrix} f_x & 0 & c_x \\ 0 & f_y & c_y \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} Z \begin{bmatrix} u \\ v \\ 1 \end{bmatrix} = F \begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \end{bmatrix}, \quad (1)$$

где f_x, f_y — фокусное расстояние в пикселях (с учетом характерного физического размера пикселя), c_x, c_y — координаты оптического центра на изображении, u, v — координаты пикселя изображения.

При калибровке стереосистемы определяется положение одной камеры относительно другой, и вычисляется матрица Q для пересчета карты смещений элементов одного изображения относительно другого в 3х мерные координаты.

$$Q = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & -c_x \\ 0 & 1 & 0 & -c_y \\ 0 & 0 & 0 & f \\ 0 & 0 & -1/T_x & (c_x - c'_x)/T_x \end{bmatrix}, \quad (2)$$

где T_x — горизонтальное смещение между камерами, c_x, c'_x — горизонтальные координаты оптического центра для первой и второй камер соответственно.

Карта смещений строится с применением алгоритмов поиска соответствий между одинаковыми элементами стереоизображений.

Координаты в пространстве элемента стереоизображения вычисляются по формуле:

$$\begin{bmatrix} X' \\ Y' \\ Z' \\ W \end{bmatrix} = Q \begin{bmatrix} u \\ v \\ d(u, v) \\ 1 \end{bmatrix}, \quad (3)$$

где $d(u, v)$ — смещение элемента изображения с координатами u, v первого изображения относительно второго, W — масштабирующий коэффициент.

$$X = X'/W, Y = Y'/W, Z = Z'/W. \quad (4)$$

Таким образом, стереосъемка позволяет легко перейти от условных единиц (пиксели изображения) к физическим величинам в 3-х мерном пространстве.

2. Экспериментальные материалы

Для разработки предлагаемых стереооптических методов и их верификации были использованы данные стереосъемки, полученные в рамках натурных измерений, проводимых в период 2021–2022 гг.:

– съемка ледовой обстановки в рамках 90-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» осенью 2022 г. при прохождении моря Лаптевых в условиях молодого льда. Съемка велась с борта судна с применением калиброванной стереосистемы на базе двух камер Nikon D700 с проводной синхронизацией в интервальном режиме с периодичностью 10 с;

– измерение скорости ветровой ряби на профиле длинной волны в рамках комплексных натурных экспериментов на океанографической платформе (пгт. Кацивели) осенью 2021 г. Использовалась стереосистема на базе камер Nikon 1 J5 в режиме записи видео с разрешением 1920 на 1080 точек и частотой 60 Гц. Подробное описание эксперимента содержится в работе [10];

Примеры изображений морской поверхности приведены на рис 1.

3. Распознавание структуры морского льда

Ключевой особенностью разработанного метода распознавания характерных структур морского льда является анализ статистических характеристик выделенных областей, представляющих интерес. Предложенный метод можно представить в виде следующих шагов:

- выделение областей изображения, представляющих интерес;
- расчет выбранных параметров для каждой области;
- фильтрация и классификация.

Острые кромки льдин и границы льда и воды на изображении обладают высоким контрастом (высоким уровнем градиента яркости). Для определения области изображения, представляющей интерес (далее — область интереса), использовался один из методов определения границ объектов на растровых изображениях. Из существующих алгоритмов определения границ за основу был взят детектор Кэнни [11]. Суть его

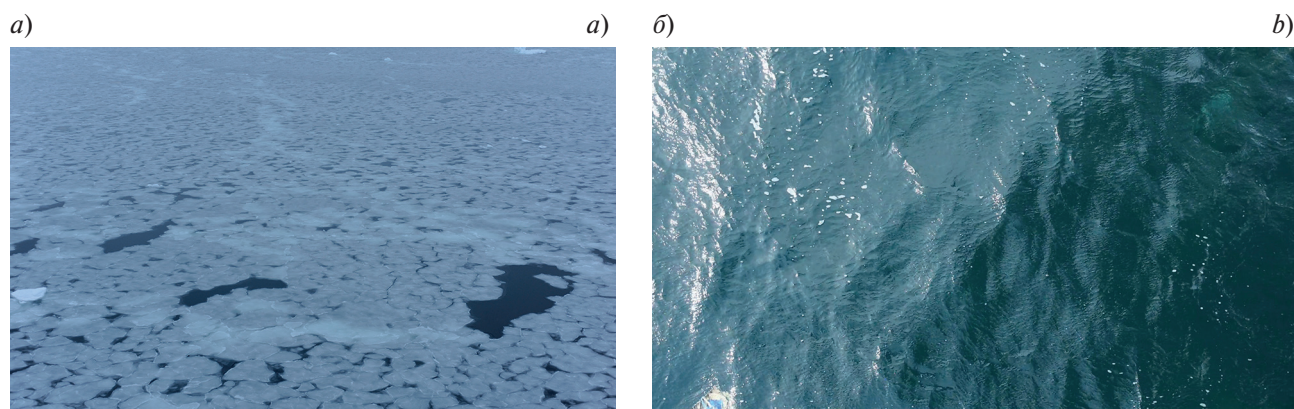


Рис. 1. Примеры изображений: a — ледовая обстановка; b — ветровая рябь на профиле длинной волны

Fig. 1. Image examples: a — ice conditions; b — wind ripple on long wave profile

заключается в вычислении пространственных распределений величины и направления градиента яркости для исходного изображения и вычислении границ объектов в виде локальных максимумов градиента вдоль его направления. Для вычисления градиента из рассматриваемых алгоритмов выбор был сделан в пользу оператора Собеля:

$$G_x = \begin{bmatrix} -1 & 0 & 1 \\ -2 & 0 & 2 \\ -1 & 0 & 1 \end{bmatrix} * A, \quad G_y = \begin{bmatrix} 1 & 2 & 1 \\ 0 & 0 & 0 \\ -1 & -2 & -1 \end{bmatrix} * A, \quad (5)$$

где A — элемент изображения 3×3 . Величина градиента равна: $G = \sqrt{G_x^2 + G_y^2}$, а его направление вычисляется по формуле: $\theta = \arctg\left(\frac{G_y}{G_x}\right)$.

Для получения линий границ объектов вычисляются локальные максимумы градиента вдоль его направления. Для работы с растровыми изображениями направление градиента принято брать кратным 45° (вдоль вертикального, горизонтального и диагональных направлений).

Дальнейшие действия в классическом детекторе границ Кэнни предполагают двойную пороговую фильтрацию и трассировку области неоднозначности. В нашем случае будет проведена только пороговая фильтрация, чтобы гарантированно не потерять данные по интересующим нас объектам. При этом порог фильтрации выбирается как значение градиента имеющего максимум плотности распределения. Отсекаться будут значения градиента ниже порога. Стоит отметить, что в обрабатываемых изображениях величину порога можно поставить выше заданной, чтобы уменьшить количество анализируемых данных в дальнейшем, но так как его точная граница зависит от качества изображения и условий съемки, решено было оставить его на уровне, привязанном к максимуму распределения градиента.

Так же в пользу детектора границ Кэнни можно отнести то, что в результате его работы полученные границы контрастных объектов на изображении представляют собой линии единичной толщины, работа с которыми на следующих этапах позволяет применять более простые и менее ресурсоемкие алгоритмы.

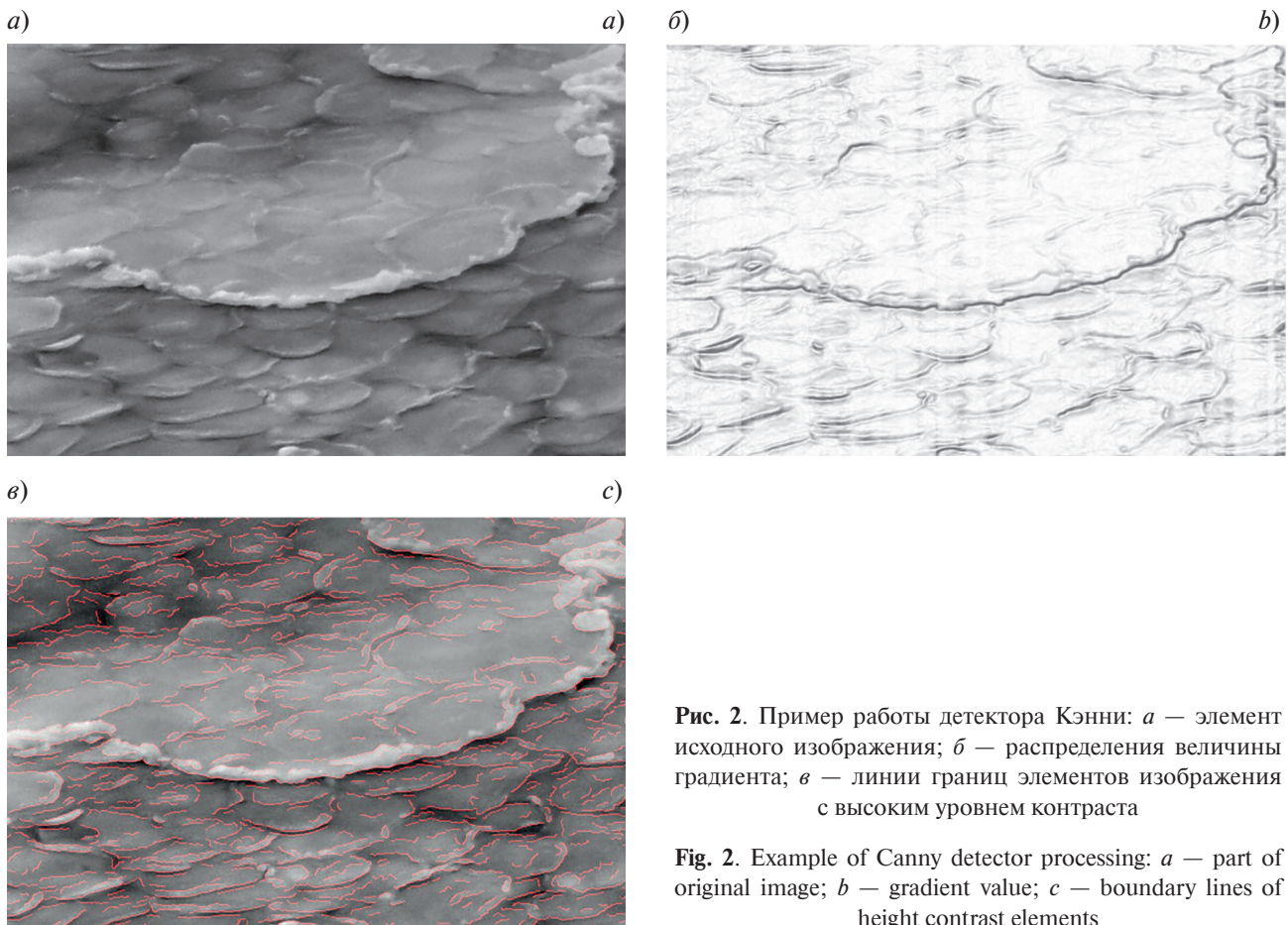


Рис. 2. Пример работы детектора Кэнни: *a* — элемент исходного изображения; *б* — распределения величины градиента; *в* — линии границ элементов изображения с высоким уровнем контраста

Fig. 2. Example of Canny detector processing: *a* — part of original image; *b* — gradient value; *c* — boundary lines of height contrast elements

Полученные линии границ контрастных объектов будут использоваться в качестве областей интереса для дальнейшего анализа. Для этого первым делом проводится векторизация, при которой каждая линия фиксируется как отдельный объект с набором координат точек растрового изображения, из которых она состоит. Для данного шага подойдет любой алгоритм векторизации бинарных линий единичной длины. В окрестности каждой линии выбирается область, по которой анализируются характеристики яркости изображения и градиента. Для задач, решаемых в данной работе, область анализа с заданной шириной расположена вдоль каждой линии. Ширина области выбирается исходя из параметров получения изображения ледовой обстановки и должна соответствовать характерной ширине исследуемых объектов.

Острые кромки льдин на оптическом изображении имеют повышенную яркость, относительно средней яркости льдины, что особо ярко проявляется на молодом льду. На рис. 3 приведен пример области интереса в районе данной особенности. На графике (рис. 3, а) представлены распределение яркости для выбранной области интереса (синяя линия) и зависимость среднего значения градиента от яркости (оранжевая линия). В области высоких значений яркости наблюдается особенность поведения распределения яркости в виде характерной полки. В этой области яркости так же присутствуют высокие значения среднего градиента. Граница данной области берется в качестве локального порога яркости для определения острых кромок.

Открытая морская поверхность на оптическом изображении в свою очередь представляет собой область с низкой яркостью. При этом если речь не идет о больших открытых регионах, на которых может наблюдаться ветровая рябь и поверхностное волнение, данные области имеют низкое значение градиента. Границы самих льдин, напротив, имеют очень высокое значение градиента. Высокие значения градиента будут так же при наличии подводного льда у поверхности воды. На рисунке 4, а приведены распределение значений яркости изображения и зависимость среднего уровня градиента от яркости для выбранной области интереса, которая соответствует границе льда и воды. Максимум среднего градиента в данном случае соответствует значению яркости на границе льдины, которое будет использовано в качестве порога, выделяющего поверхностный лед. В области малой яркости наблюдается падение среднего значения градиента, на границе которого определяется порог для определения границ открытой воды. На рисунке 4, б приведен пример изображения, на котором синим цветом выделены линия контрастной границы и область расчета упомянутых выше параметров. Зеленая линия на изображении соответствует границе поверхностного льда, красная — границе с открытой водой.

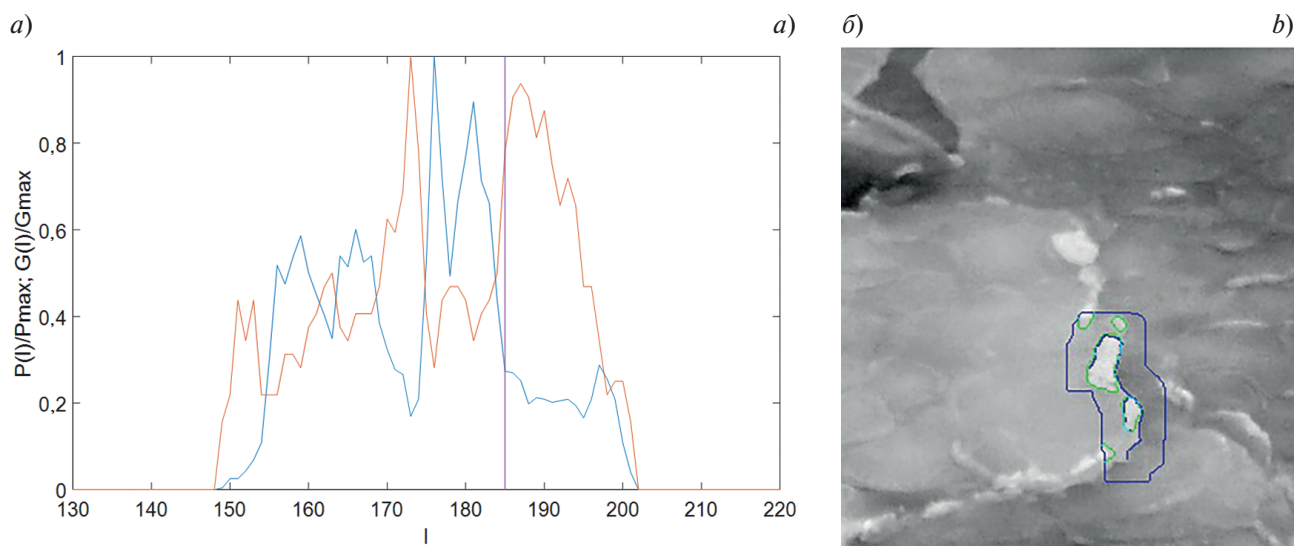


Рис. 3. Определение острых кромок: а — распределение яркости в области интереса (синяя линия); зависимость среднего значения градиента от яркости (оранжевая линия); порог для определения острых кромок (фиолетовая линия); б — пример изображения; область интереса (синяя линия); острая кромка (зеленая линия)

Fig. 3. Sharp edges detection: а — normalized intensity distribution in area of interest (blue line); dependency of mean gradient from intensity (orange line); level for shape edges detection (violent line); б — image example; area of interestc (blue line); sharp edge (green line)

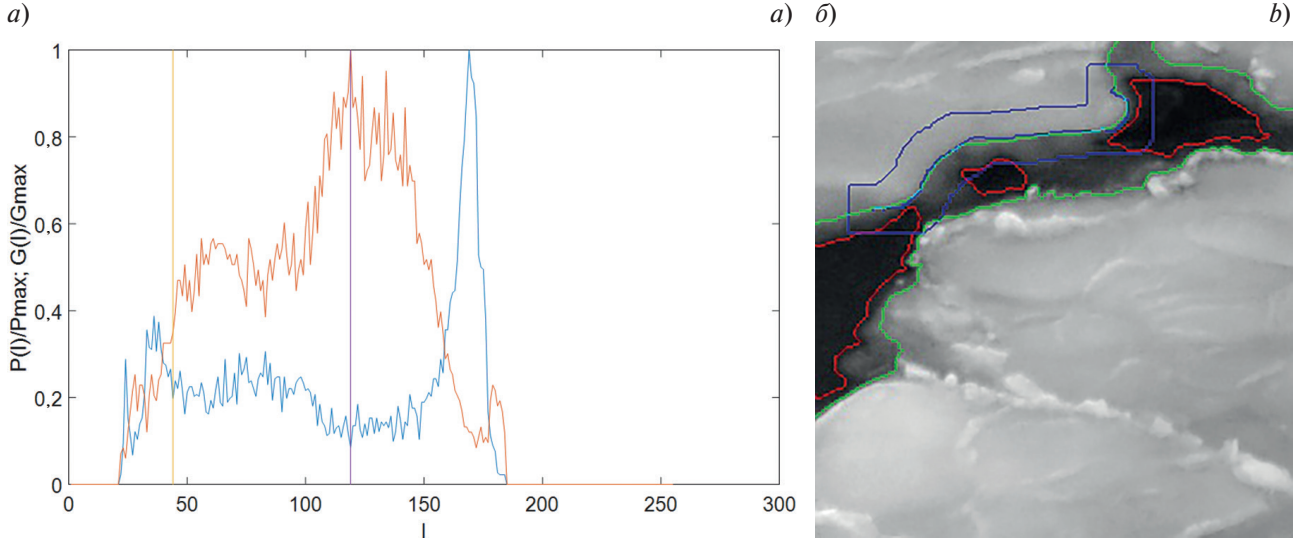


Рис. 4. Определение областей открытой воды: *a* — распределение яркости в области интереса (синяя линия) и зависимость среднего значения градиента от яркости (оранжевая линия) пороги для определения открытой воды (желтая линия) и подводного льда (фиолетовая линия); *б* — пример изображения; область интереса (синяя линия); подводный лед (зеленая линия); открытая вода (красная линия).

Fig. 4. Open water areas detection: *a* — normalized intensity distribution in selected area of image (blue line) and dependency of mean gradient from intensity (orange line) with marked levels for open water (yellow line) and underwater ice (violet line); *b* — image example with area of interest (blue line) and area marked as underwater ice (green line) and open water (red line)

Стоит отметить, что, несмотря на то, что значения рассчитанных порогов для всех элементов изображения с наличием участков открытой воды близки, использование одного из значений или средней величины не всегда дает хороший результат. Поэтому был предложен подход, в котором значения порога для каждой области, где они были рассчитаны, интерполировались на всю площадь изображения.

Для привязки результатов распознавания выбранных структур к физическим координатам применялась стереосъемка. При стандартном подходе в результате обработки стереоизображений получается массив данных 3-х мерных координат (X, Y, Z) для каждого пикселя (u, v) в области измерения. В нашем случае можно считать, что интересующие объекты расположены в одной плоскости (плоский ледовый покров при отсутствии или игнорировании возвышающихся объектов, например, айсбергов), был предложен следующий подход. Набор данных в виде 3х мерных координат, полученный после стерео обработки, аппроксимируется плоскостью:

$$P_1X + P_2Y + P_3Z + P_0 = 0. \quad (6)$$

Из уравнения (1) можно получить уравнение прямой проходящие через элемент изображения (u, v), после чего найти точку пересечения данной прямой с плоскостью. Таким образом, для каждого пикселя изображения можно получить координаты в 3-х мерном пространстве для системы координат, привязанной к одной из камер:

$$Z_{\bar{n}} = \frac{-P_0}{P_3 + P_1 \frac{u - c_x}{f_x} + P_2 \frac{v - c_y}{f_y}}; \quad X_{\bar{n}} = \frac{u - c_x}{f_x} Z; \quad Y_{\bar{n}} = \frac{v - c_y}{f_y} Z. \quad (7)$$

Если оптическая система была установлена не в надири, то для перехода в систему отсчета, связанную с рассчитанной плоскостью нужно рассчитать вектор расстояния от начала системы координат камеры до плоскости, а так же углы между плоскостью и осями координат. Матрицы для перехода из одной системы координат в другую имеют следующий вид:

$$T = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 \\ t_x & t_y & t_z & 1 \end{bmatrix},$$

$$R_x = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & b_x & a_x & 0 \\ 0 & -a_x & b_x & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}, \quad R_y = \begin{bmatrix} b_y & 0 & -a_y & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 \\ a_y & 0 & b_y & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}, \quad R_z = \begin{bmatrix} b_z & a_z & 0 & 0 \\ -a_z & b_z & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}, \quad (8)$$

где $a_{x,y,z} = \sin \alpha_{x,y,z}$, $b_{x,y,z} = \cos \alpha_{x,y,z}$, $\alpha_{x,y,z}$ — угол поворота вокруг соответствующей оси.

Результаты работы предложенного алгоритма приведены на рис. 5, который был переведен из координат изображения (рис. 1, а) в физические координаты, привязанные к среднему уровню морской поверхности.

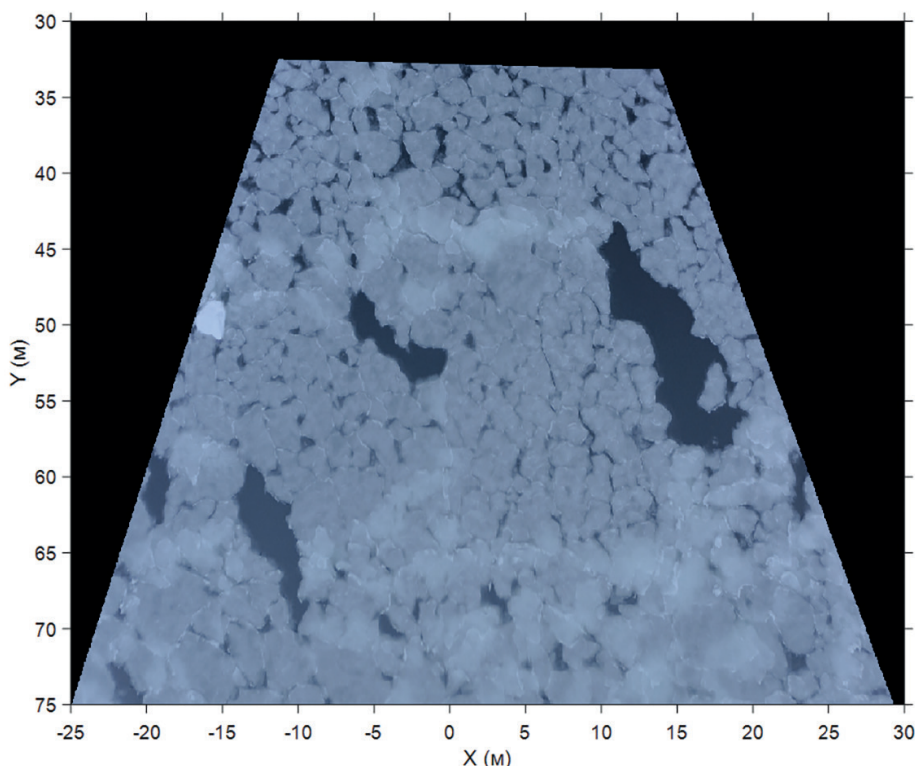


Рис. 5. Пример перевода изображения из координат пикселей (рис. 1, а) в физические координаты, привязанные к среднему уровню морской поверхности

Fig. 5. Example of image transformation from pixel indexes (fig. 1, a) to physical coordinates

4. Измерение скорости ветровой ряби

В случае открытой воды и наличии ветрового волнения для определения физических характеристик морской поверхности можно применять стереооптический метод, разработанный ранее [10]. Кратко можно выделить следующие этапы:

- получение профилей длинной волны по классическому методу стереосъемки для каждого кадра записи;
- усреднение всех профилей и получение средней плоскости (невозмущенный уровень морской поверхности)
- выделение структуры ветровой ряби на изображениях с одной из камер с применением метода нерезкой маски;
- определение смещения полученной структуры методом кросскорреляционного анализа (схоже с методом Particle Image Velocimetry [12]);
- проецирование смещений ветровой ряби на профили длинной волны и вычисление скоростей в трехмерном пространстве;
- переход от системы координат камеры, к системе координат, привязанной к среднему уровню водной поверхности.

Пример работы метода для открытой воды, покрытой ветровыми волнами, приведен на рисунке 6.

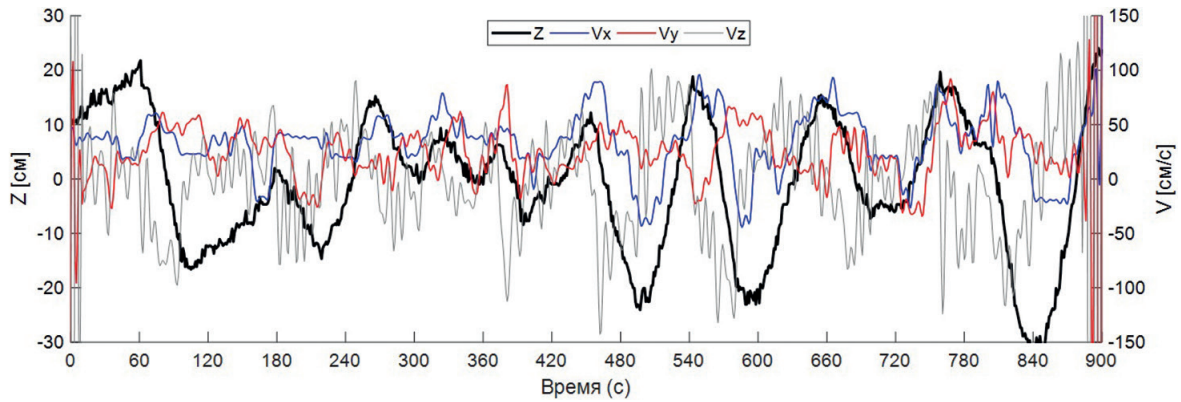


Рис. 6. Временные зависимости отклонения морской поверхности (черная линия) и трех компонент скорости коротких ветровых волн (синяя линия — вдоль направления распространения, красная линия — в поперечном направлении, серая линия — вертикальная скорость)

Fig. 6. Dependences of sea surface level (black line) and three components of short wind waves velocity (blue line — along wave propagation, red line — across wave propagation, gray line — vertical speed) from time

5. Результаты

Для обработки стереопар, полученных в ходе экспериментальных исследований, было использовано собственное программное обеспечение на основе библиотеки OpenCV [13]. Полностью автоматический алгоритм определения структур поверхностного льда находится в разработке. В данной работе, исходя из статистики параметров областей интереса, строились критерии для классификации острых кромок и открытой воды. На данном этапе некоторые значения порогов классификации зависят от условий съемки и для разных условий освещенности требуют отдельного расчета.

Для каждой области интереса вычислялось до 3-х порогов определяющих острые кромки, открытую воду и подводный лед. Каждый локальный порог присваивался своей области интереса на изображении. Используя линейную интерполяцию, рассчитывалась карта порогов для всего изображения. Стоит отметить, что применение интерполяции порога для поиска острых кромок используется для решения проблемы ярких участков на границе области интереса, которые могут иногда встречаться из-за равномерного повышения яркости самой льдины. Подобные участки можно исключить дополнительной обработкой как граничащие с областью интереса, но это приведет к дополнительным вычислительным затратам. Применение интерполяции так же имеет особенности из-за переменного порога, который может исключить уже определенные кромки льдин ввиду их низкой яркости и контраста по сравнению с яркостью самой льдины. В итоге области, выделенные таким образом, интерпретировались как искомые. Пример применения данной обработки представлен на рис. 7.

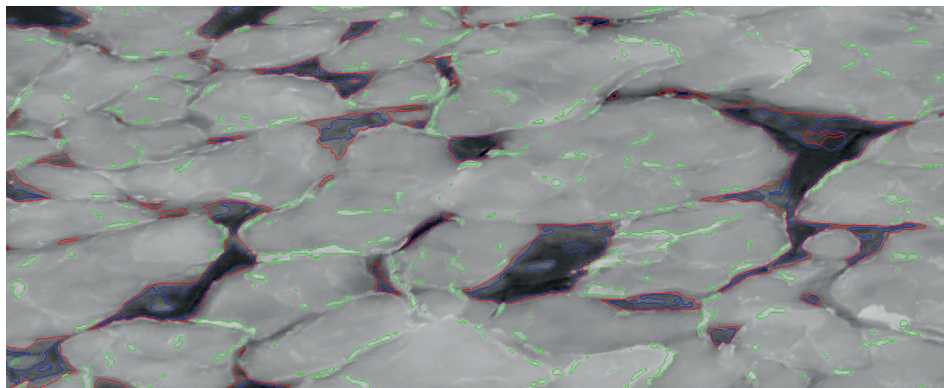


Рис. 7. Пример применения метода определения особенностей ледовой обстановки. Зеленая линия — острые кромки льдин; синяя — область открытой воды; красная — область подводного льда

Fig. 7. Example of image processing by described method in automatic mode. Green line — sharp edges; blue line — open water; red line — underwater ice

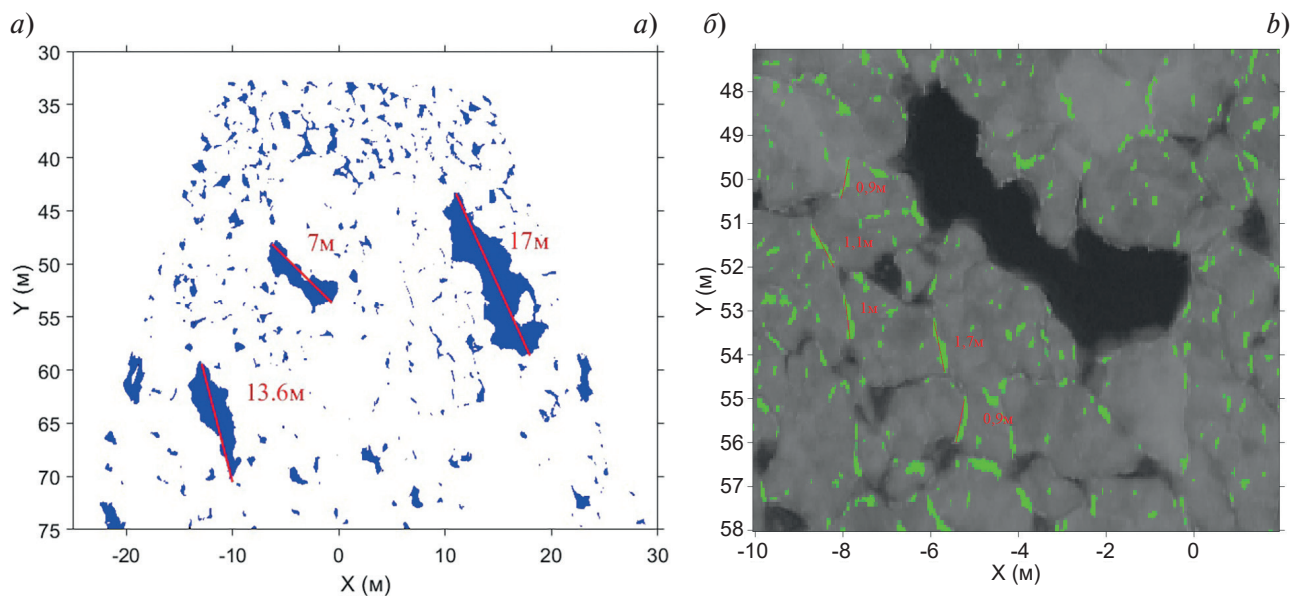


Рис. 8. Представление результатов в пространственных координатах: *a* — участки открытой воды; *b* — острые кромки льдин и выступающие наросты

Fig. 8. Results presentation in physical coordinates: *a* — open water areas; *b* — sharp edges

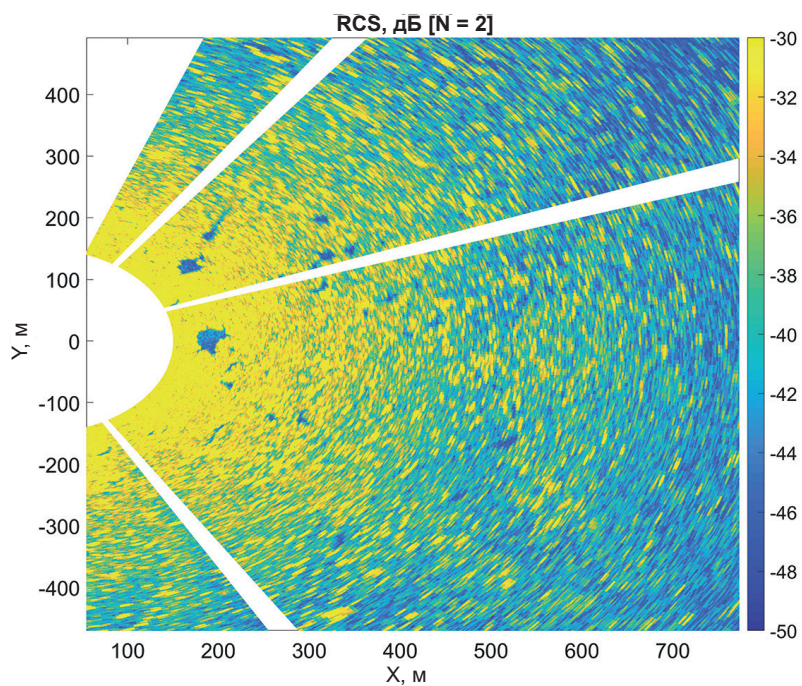


Рис. 9. Пример радиолокационной панорамы во время проведения измерений

Fig. 9. Radar image obtained during the measurements

Конечным этапом является перенос результатов расчетов в физические координаты. Имея результаты обработки стереопары по описанной выше методике, интересующие области изображения пересчитываются в систему координат, привязанную к уровню водной поверхности. На рис. 8 приведены результаты применения стерео обработки к результату классификации искомых особенностей ледового покрова. Для сравнения на рис. 9 приведена радиолокационная панорама, полученная во время стереосъемки ледовой

обстановки. На ней хорошо видны области падения уровня сигнала, обусловленные открытой водой, на фоне рассеянного сигнала на неоднородностях морского льда в виде острых кромок. Характерный размер наблюдаемых областей открытой воды варьируется от 5 до 40 метров.

Полученные с помощью методов стереосъемки физические параметры морской поверхности покрытой волнами и льдом могут быть использованы для развития радиолокационных методов дистанционного зондирования. На основе результатов измерения скорости ветровой ряби и профиля морской поверхности (рис. 6) можно провести симуляцию измерения доплеровской скорости резонансных рассеивателей радиолокационного сигнала. Расчет проводится для области морской поверхности с размерами $1,5 \times 1,5 \text{ м}^2$, которую будем рассматривать как пространственное разрешение радара. Средняя доплеровская скорость, измеряемая радиолокатором по отраженному от морской поверхности сигналу, является средневзвешенной с учетом энергетического вклада каждого из рассеивателей, выражается формулой $\overline{u_D} = \frac{\sigma_0 \overline{u_D}}{\sigma_0}$ [14]. Для

простоты будем считать, что рассеиватели имеют одинаковую спектральную плотность на рассматриваемой площадке, а вариация эффективной площади рассеяния происходит только из-за модуляции локального угла зондирования. При зондировании на горизонтальной поляризации под скользящими углами приближенно можно считать $\sigma_0 \sim \cos^4 \theta$. Тогда доплеровскую скорость, измеренную радаром СВЧ диапазона в элементе разрешения, можно представить в следующем виде

$$\overline{u_D} = \frac{\sum_{i,j} \cos^4(\theta + \eta_{i,j}) u_{i,j}}{\sum_{i,j} \cos^4(\theta + \eta_{i,j})}, \quad (9)$$

где $\eta_{i,j}$ — уклон морской поверхности в направлении зондирования, $u_{i,j}$ — проекция вектора скорости ветровой ряби на направление зондирования радиолокатора.

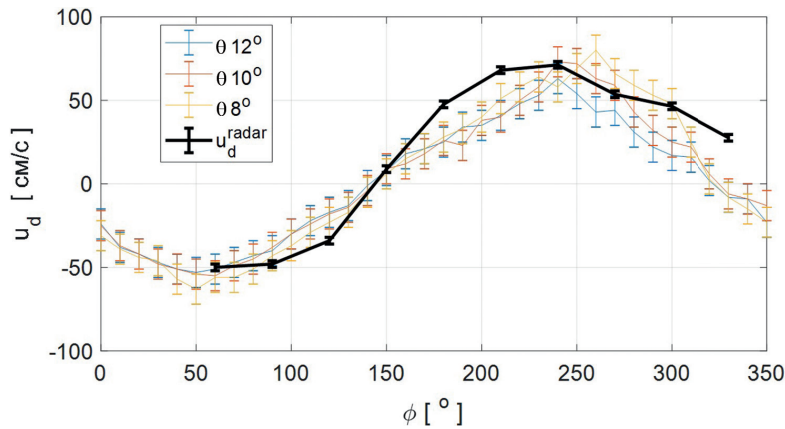


Рис. 10. Зависимость доплеровской скорости от азимута зондирования к длинной волне при угле наблюдения 8° — оранжевая линия, 10° — красная линия и 12° — синяя линия, данные радиолокатора X-диапазона — черная линия

Fig. 10. Doppler speed dependency from azimuth probe angle to a long wave. Orange line — angle to a water surface 8° ; red line — 10° ; blue line 12° ; black line — X-band radar data

Имея данные, как о скорости ветровой ряби, так и о форме длинной волны в трехмерном пространстве, можно произвести расчеты скоростей резонансных рассеивателей, измеряемых когерентным радиолокатором, под разными углами зондирования и азимутальными направлениями распространения ветровых волн. Результаты таких расчетов, усредненные по длине реализации, для углов зондирования, близких к скользящим, приведены на рисунке 10. Как видно из рисунка, средневзвешенная скорость Брэгговской ряби с учетом геометрической модуляции эффективной площади рассеяния на рассматриваемой площадке имеет асимметрию относительно направления зондирования по ветру и поперек ветра. В данный эффект также вносит вклад затенение отдельных участков морской поверхности, которые становятся невидимыми для радиолокатора. Полученные данные для площадки малых размеров являются результатом усреднения по времени реализации, т. е. по профилю длинной волны.

Геометрическая модуляция по профилю длинной волны при разрешении радиолокатора порядка единиц метров приводит к её проявлению на радиолокационном изображении наряду с эффектом гидродинамической модуляции. Такие расчеты можно рассматривать как аналог худшего пространственного разрешения при определении доплеровской скорости, что свойственно спутниковым РСА. На рисунке 10 нанесены данные доплеровской скорости, измеренные когерентной радиолокационной станцией во время эксперимента, используя методику, описанную в работе [15]. Наблюдаемое хорошее совпадение результатов моделирования на основе прямого измерения скорости ряби и профиля морской поверхности с результатами дистанционного измерения доплеровской скорости по указанной методике говорит о преобладающем вкладе Брэгговских волн в формирование доплеровского сдвига частоты радиоволн СВЧ диапазона.

6. Заключение

Представленные в работе методы показывают возможности применения стереосистем в задачах развития методов радиолокационного зондирования морской поверхности. Большая часть работы посвящена новому подходу определения параметров морского льда. В основе предложенного метода лежит подход в виде локального анализа областей интереса и детектирования характерных особенностей по их признакам. Описанный метод имеет более высокую вычислительную сложность, чем используемые в настоящее время методы для оценки ледовой обстановки с расчетом одного или нескольких порогов. На данном этапе не удалось сформировать полностью автоматический алгоритм. Применяемая обработка требовала определения порогов некоторых параметров по которым проходила классификация в ручном режиме, исходя из яркости и контраста получаемых изображений. Иными словами на данный момент остается необходимость ручной коррекции в зависимости от условий освещенности и качества изображения. Тем не менее, выявление характерных статистических параметров изображения и характерных структур может дать хороший результат при применении алгоритмов машинного обучения. В дальнейшем планируется развить метод в плане создания полностью автоматического алгоритма детектирования структур, как на молодом льду, так и на более старом. Так же планируется использовать результаты обработки оптических снимков для тренировки нейронных сетей.

Применение стереосистемы в данном методе носит вспомогательный характер. Однако в определенных обстоятельствах может серьезно упростить обработку данных. Использование стереопары позволяет учесть перспективные искажения и рассчитать физические параметры выделенных объектов в автоматическом режиме. Стоит отметить, что использование одинаковых камер не является обязательным условием, поэтому для упрощения системы можно использовать более простую камеру в связке с камерой высокого разрешения при условии, что получаемая точность будет соответствовать необходимым требованиям.

Для развития методов когерентной радиолокации показана применимость стереосистем для измерения скоростей мелкомасштабных (резонансных) волн с одновременным расчетом крутизны длинной волны по трехмерному профилю.

Финансирование

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 20-77-10081, <https://rscf.ru/project/20-77-10081/>.

Funding

The research was supported by the Russian Science Foundation grant No. 20-77-10081, <https://rscf.ru/project/20-77-10081/>.

Литература

1. Zakhvatkina N., Smirnov V., Bychkova I. Satellite SAR data-based sea ice classification: An overview // *Geosciences*. 2019. Vol. 9, N 4. P. 152. doi:10.3390/geosciences9040152
2. Rohith M.V., Jones J., Eicken H., Kambhamettu C. Extracting quantitative information on coastal ice dynamics and ice hazard events from marine radar digital imagery // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. May 2013. Vol. 51, N 5. P. 2556–2570. doi:10.1109/TGRS.2012.2217972

3. Otsu N. A threshold selection method from gray-level histograms // *IEEE Transactions on Systems, Man and Cybernetics*. 1979. Vol. 9. P. 62–66. doi:10.1109/TSMC.1979.4310076
4. Banner M.L., Jones I.S.F., Trinder J.C. Wavenumber spectra of short gravity waves // *Journal of Fluid Mechanics*. 1989. Vol. 198. P. 321–344. doi:10.1017/S0022112089000157
5. Shemdin O., Tran H. Measuring short surface waves with stereography // *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*. 1992. Vol. 58. P. 311–316.
6. Benetazzo A. Measurements of short water waves using stereo matched image sequences // *Coastal Engineering*. 2006. Vol. 53, N 12. P. 1013–1032. doi:10.1016/j.coastaleng.2006.06.012
7. Богатов Н.А., Мольков А.А. Восстановление характеристик ветровых волн в Атлантике по данным судовой стереосъемки // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2021. Т. 14, № 4. С. 90–97. doi:10.7868/S2073667321040080
8. Turney D.E., Anderer A., Banerjee S. A method for three-dimensional interfacial particle image velocimetry (3D-IPIV) of an air–water interface // *Measurement Science and Technology*. 2009. Vol. 20, N 4. doi:10.1088/0957-0233/20/4/045403
9. Simoncelli S., Kirillin G., Tolomeev A.P., Grossart H.-P. A low-cost underwater particle tracking velocimetry system for measuring in situ particle flux and sedimentation rate in low- turbulence environments // *Limnology and Oceanography: Methods*. 2019. Vol. 17, Iss. 12. P. 665–681. doi:10.1002/lom3.10341
10. Богатов Н.А., Капустин И.А., Мольков А.А., Ермошкин А.В. Измерение скорости ветровой ряби на профиле длинной волны с применением метода стереосъемки // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2023. Т. 20, № 2. С. 216–225. doi:10.21046/2070-7401-2023-20-2-216-225
11. Canny J. A computational approach to edge detection // *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*. Nov. 1986. Vol. PAMI-8, N 6. P. 679–698. doi:10.1109/TPAMI.1986.4767851
12. Raffel M., Willert C.E., Scarano F., Kähler C.J., Wereley S.T., Kompenhans J. *Particle Image Velocimetry: A Practical Guide*. Springer, 2018. 695 p.
13. Kaehler A., Bradski G. *Learning OpenCV 3: Computer Vision in C++ with the OpenCV* // O'Reilly Media, Inc. 2016. 1024 p.
14. Chapron B., Collard F., Ardhuin F. Direct measurements of ocean surface velocity from space: Interpretation and validation // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2005. 110. C07008. doi:10.1029/2004JC002809
15. Ермошкин А.В., Капустин И.А., Мольков А.А., Богатов Н.А. Определение скорости течения на морской поверхности доплеровским радиолокатором X-диапазона // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2020. Т. 13, № 3. С. 93–103. doi:10.7868/S2073667320030089

References

1. Zakhvatkina N., Smirnov V., Bychkova I. Satellite SAR Data-based Sea Ice Classification: An Overview. *Geosciences*. 2019, 9, 4, 152 p. doi:10.3390/geosciences9040152
2. Rohith M.V., Jones J., Eicken H., Kambhamettu C. Extracting Quantitative Information on Coastal Ice Dynamics and Ice Hazard Events From Marine Radar Digital Imagery. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. May 2013, 51, 5, 2556–2570. doi:10.1109/TGRS.2012.2217972
3. Otsu N. A threshold selection method from gray-level histograms. *IEEE Transactions on Systems, Man and Cybernetics*. 1979, 9, 62–66. doi:10.1109/TSMC.1979.4310076
4. Banner M.L., Jones I.S.F., Trinder J.C. Wavenumber spectra of short gravity waves. *Journal of Fluid Mechanics*. 1989, 198, 321–344. doi:10.1017/S0022112089000157
5. Shemdin O., Tran H. Measuring Short Surface Waves with Stereography. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*. 1992, 58, 311–316.
6. Benetazzo A. Measurements of short water waves using stereo matched image sequences. *Coastal Engineering*. 2006, 53, 12, 1013–1032. doi:10.1016/j.coastaleng.2006.06.012
7. Bogatov N.A., Molkov A.A. Retrieval of wind-driven waves in the Atlantic Ocean by stereo imagery. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2021, 14, 4, 90–97. doi:10.7868/S2073667321040080 (In Russian)
8. Turney D.E., Anderer A., Banerjee S. A method for three-dimensional interfacial particle image velocimetry (3D-IPIV) of an air–water interface. *Measurement Science and Technology*. 2009, 20, 4. doi:10.1088/0957-0233/20/4/045403
9. Simoncelli S., Kirillin G., Tolomeev A.P., Grossart H.-P. A low-cost underwater particle tracking velocimetry system for measuring in situ particle flux and sedimentation rate in low- turbulence environments. *Limnology and Oceanography: Methods*. 2019, 17, 12, 665–681. doi:10.1002/lom3.10341

10. Bogatov N.A., Kapustin I.A., Molkov A.A., Ermoshkin A.V. Retrieval of wind ripple speed from stereo imagery of sea surface. *Sovremennye Problemy Distantionnogo Zondirovaniya Zemli iz Kosmosa*. 2023, 20, 2, 216–225. doi:10.21046/2070-7401-2023-20-2-216-225
11. Canny J. A Computational Approach to Edge Detection. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*. 1986, PAMI-8, 6, 679–698. doi:10.1109/TPAMI.1986.4767851
12. Raffel M., Willert C.E., Scarano F., Kähler C.J., Wereley S.T., Kompenhans J., *Particle Image Velocimetry: A Practical Guide*, Springer, 2018, 695 p.
13. Kaehler A., Bradski G. Learning OpenCV 3: Computer Vision in C++ with the OpenCV. *O'Reilly Media, Inc.* 2016, 1024 p.
14. Chapron B., Collard F., Ardhuin F. Direct measurements of ocean surface velocity from space: Interpretation and validation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2005, 110, C07008. doi:10.1029/2004JC002809
15. Ermoshkin A.V., Kapustin I.A., Molkov A.A., Bogatov N.A. Determination of the Sea Surface Current by a Doppler X-Band Radar. *Fundamental and Applied Hydrophysics*. 2020, 13, 3, 93–103. doi:10.7868/S2073667320030089 (In Russian)

Об авторах

БОГАТОВ Николай Андреевич, ведущий программист ИПФ РАН, ORCID: 0000-0001-5992-4716, Scopus AuthorID: 57160974600, WoS ResearcherID: E-1043–2016, SPIN-код: 1918-3654, e-mail: nbogatov@ipfran.ru

ЕРМОШКИН Алексей Валерьевич, научный сотрудник ИПФ РАН, кандидат физико-математических наук, ORCID: 0000-0002-6528-7589, Scopus AuthorID: 54410480500, WoS ResearcherID: D-5271–2015, SPIN-код: 1336-6994, e-mail: al-ermoshkin@yandex.ru