

**МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

**Федеральное государственное автономное образовательное учреждение
высшего образования
«Национальный исследовательский
Нижегородский государственный университет им. Н.И. Лобачевского»**

**Радиофизический факультет
Кафедра статистической радиофизики и мобильных систем связи**

Направление «Радиофизика»

ОТЧЕТ ПО УЧЕБНОЙ ПРАКТИКЕ

(Практика по получению первичных профессиональных умений и навыков)

**Моделирование измерения удельного сечения обратного рассеяния
двухчастотным радиолокатором на модели заостренной морской поверхности**

Руководитель практики,
профессор, д.ф.—м.н.

_____ Мальцев А.А.

Студент 1-го курса магистратуры

_____ Понур К.А.

Нижний Новгород, 2020

Введение

Моделирование морской поверхности является важной и активно развивающимся направлением, но несмотря на это остается ряд вопросов, которые требуют дальнейших исследований в приложении к решаемой задаче.

В настоящее время активно применяются модели третьего поколения, наиболее известные из которых модели WAM (WaveModel), SWAN (Simulation Waves Nearshore) и WaveWatch III [1, 9, 10]. Для описания поверхностного волнения эти модели применяют уравнения гидродинамики, но в общем виде задача пока не по силам современной вычислительной технике. Благодаря упрощениям и предположениям задача становится «счетной», но требует слишком много вычислительных ресурсов, поэтому этот подход используется для решения научно-исследовательских задач, например, [5, 6, 11].

В данной работе на модельной морской поверхности будет решаться задача обратного рассеяния электромагнитного излучения. При её решении необходимо найти отраженное поле вблизи приемной антенны, а для этого необходимо выполнить интегрирование по всей рассеивающей площадке. Для получения точного результата в результате интегрирования необходимо обеспечить шаг по поверхности в несколько раз меньше длины волны излучения [7, 8]. Для типичного пятна GMI необходимо будет построить модель поверхности размером 25 км^2 с разрешением порядка 0.2 см , вычисление на такой поверхности двумерного интеграла занимает слишком много времени на современной технике. К тому же само моделирование поверхности такого размера является сложной задачей для моделей, опирающихся на уравнения гидродинамики.

Для оценки эффективности работы радиолокационной аппаратуры больше подходит хорошо известный подход, опирающийся на модель спектра волнения, например, [2]. В этом случае морская поверхность представляется в виде набора гармоник, амплитуда которых вычисляется по спектру волнения. При таком подходе смоделированная морская поверхность утрачивает ряд свойств, присущих реальной морской поверхности, но становится более удобной для счета и моделирование может быть проведено на современном настольном компьютере за приемлемое время. Именно этот подход выбран для моделирования морской поверхности в данной работе.

Однако смоделированная одними лишь гармоническими функциями будет симметрична и иметь нулевое среднее. Из экспериментов [13] известно, что настоящая морская поверхность имеет более острые вершины и пологие впадины, по сравнению с синусоидами. Поэтому в данной работе используется модель заостренной поверхности (CWM) [3].

Надо отметить, что для выбранного подхода качество моделирования зависит от используемого спектра волнения и от численной реализации процедуры моделирования. Был выбран спектр [4], учитывающий короткие волны, играющие особую роль в задачах рассеяния.

Моделирование волнения

Обычный способ моделирования морской поверхности по известному спектру волнения заключается в суммировании гармоник с детерминированными амплитудами и случайными фазами. Поле возвышений в этом случае ζ представляется в виде

$$\zeta(\vec{r}_0, t) = \sum_{n=1}^N \sum_{m=1}^M A_n(\vec{\kappa}_{nm}) \cos(\omega_{nm}t + \vec{\kappa}_{nm}\vec{r}_0 + \psi_{nm}),$$

где $\vec{\kappa}$ – двумерный волновой вектор, $\vec{r}_0 = (x_0, y_0)$, $\vec{r} = (x, y)$, ψ_{nm} – случайная фаза равномерно распределенная в интервале от 0 до 2π ,

$A_n(\vec{\kappa}_n)$ – амплитуда гармоники с волновым вектором, вычисляемая по известному спектру волнения [4], $\vec{\kappa}_n$ и временной частотой $\omega_n(\kappa_{nm})$ [12].

Известно что в глубоком море поверхностные частицы на волнах описывают окружность (см. [13]). Следовательно саму волну правильнее описывать параметрическим уравнением трохоиды (см. [3])

$$\begin{aligned} x(\vec{r}, t) &= x_0 - \sum_{n=1}^N \sum_{m=1}^M A_n(\vec{\kappa}_{nm}) \frac{\vec{\kappa}_x}{\kappa} \sin(\omega_{nm}t + \vec{\kappa}_{nm}\vec{r}_0 + \psi_{nm}) \\ y(\vec{r}, t) &= y_0 - \sum_{n=1}^N \sum_{m=1}^M A_n(\vec{\kappa}_{nm}) \frac{\vec{\kappa}_y}{\kappa} \sin(\omega_{nm}t + \vec{\kappa}_{nm}\vec{r}_0 + \psi_{nm}) \\ \zeta(\vec{r}, t) &= \sum_{n=1}^N \sum_{m=1}^M A_n(\vec{\kappa}_{nm}) \cdot \cos(\omega_{nm}t + \vec{\kappa}_{nm}\vec{r}_0 + \psi_{nm}) \end{aligned} \quad (1)$$

Наклоны поверхности в каждой точке можно найти дифференцируя (1)

$$\xi_x(\vec{r}, t) = \frac{\partial \zeta(\vec{r}, t)}{\partial x_0} = \sum_{n=1}^N \sum_{m=1}^M \kappa_x A_n(\vec{k}_{nm}) \cdot \sin(\omega_{nm}t + \vec{k}_{nm}\vec{r}_0 + \psi_{nm})$$

$$\xi_y(\vec{r}, t) = \frac{\partial \zeta(\vec{r}, t)}{\partial y_0} = \sum_{n=1}^N \sum_{m=1}^M \kappa_y A_n(\vec{k}_{nm}) \cdot \sin(\omega_{nm}t + \vec{k}_{nm}\vec{r}_0 + \psi_{nm})$$

Сравнение заостренной морской поверхности с обычной представлено на рис. 1. Из рис. 1 заметно, что модель заостренной поверхности оказывает большое влияние на наклоны поверхности, что скажется на решения задач рассеяния.

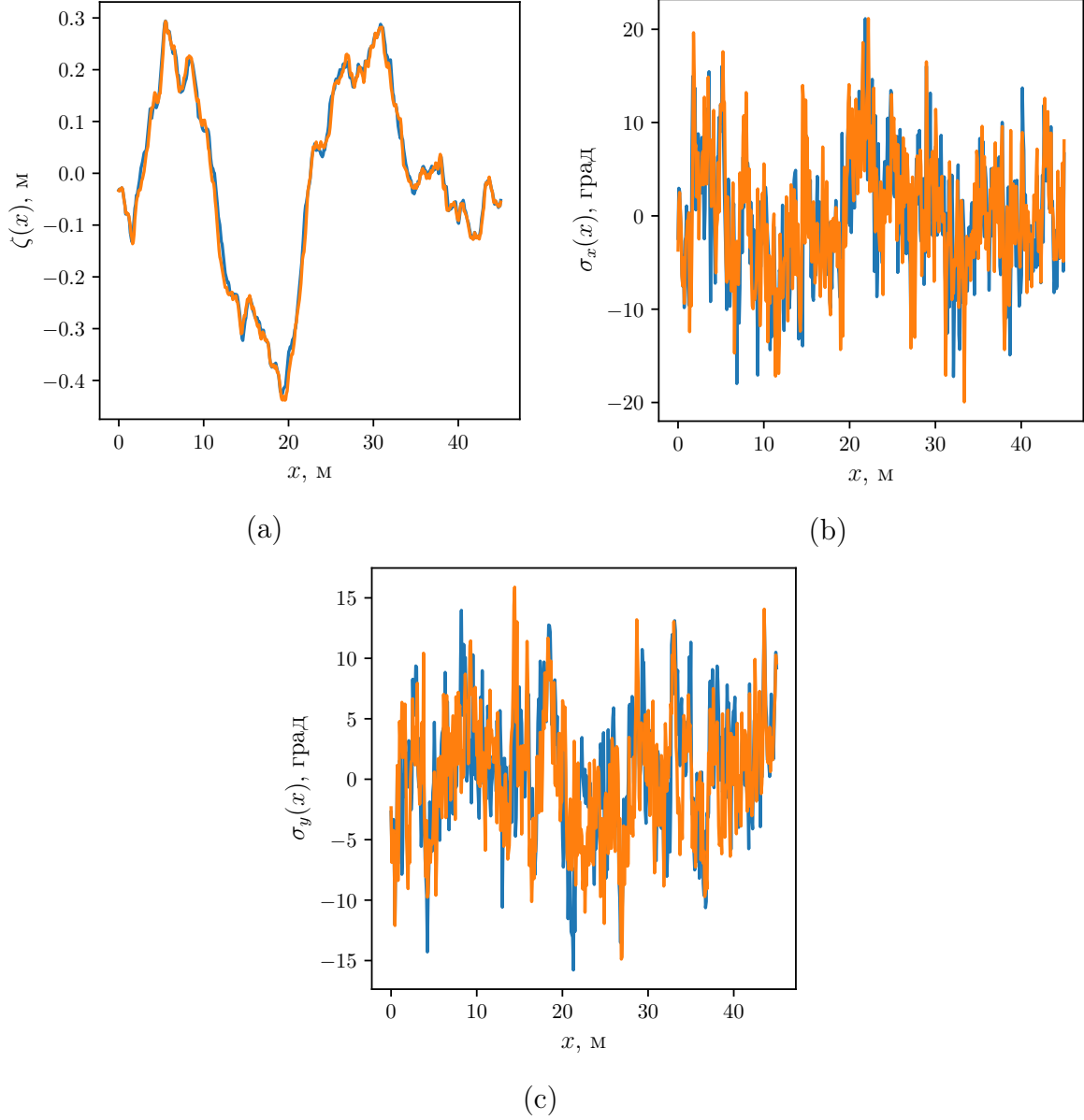


Рис. 1: Сравнение основных характеристик реализаций заостренной и обычной морских поверхностей:

(а) поле высот; (б) поле наклонов вдоль направления распространения волнения; (с) поле наклонов перпендикулярное направлению распространения волнения; Синей линией отмечена обычная поверхность, оранжевой – заостренная.

GPM

На предложенной выше модели волнения будет проводиться эксперимент с японским спутником Global Precipitation Measurement (GPM). Проект GPM является продолжением и расширением спутника наблюдения за тропически-

ми осадками (TRMM) и международной миссии по подробному измерению глобальных осадков для уточнения изменений климата и течений с использованием одного основного спутника GPM с двухчастотным радиолокатором осадков (DPR) и микроволнового радиометра (GMI) на борту и нескольких других спутников с микроволновым радиометром на борту.

Характеристика	Значение
Время запуска	27 февраля 2014
Высота	≈ 407 км
Наклон оси	$\approx 64^\circ$
Радиус главной полуоси	≈ 6776 км
Инструменты	DPR, GPM
Масса	≈ 3850 кг
Габариты	$13.0 \text{ м} \times 6.5 \text{ м} \times 5.0 \text{ м}$

Таблица 1: Технические характеристики GPM

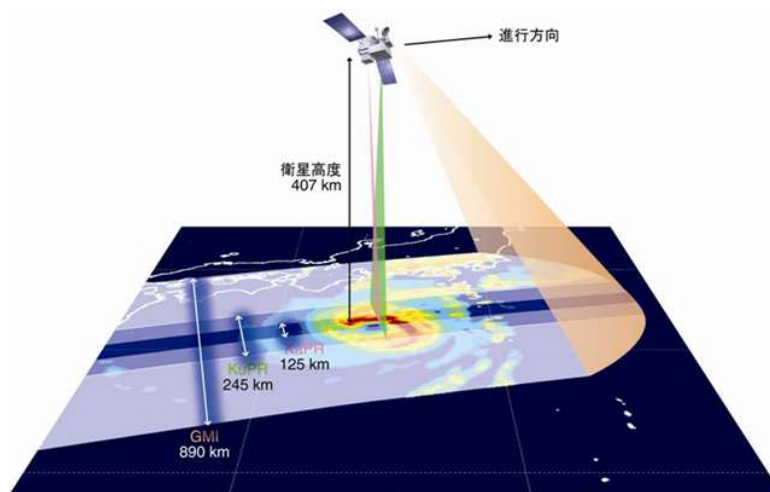


Рис. 2: Схема измерения GPM

Вычисление УЭПР

Чтобы найти σ ЭПР морской поверхности её для начала придется вычислить по определению ЭПР

$$\sigma = 4\pi R^2 \left| \frac{E_2^2}{E_1^2} \right|$$

Поле отраженной от поверхности сферической волны можно вычислить, интегрируя по всей отражающей площадке S

$$E_2 = \frac{1}{\lambda} \int_S \frac{E_1}{R} G(\theta, \varphi) \exp(-j \cdot 2kR) \cos \theta dS,$$

где R – расстояние от антенны до точки на площадке.

$$\sigma = \frac{4\pi R^2}{\lambda^2} \left| \int_S \frac{G(\theta, \varphi)}{R} \exp\{-j \cdot 2kr\} \cos \theta dS \right|^2 \quad (2)$$

Мы же будем работать с УЭПР, определяемой следующим образом

$$\sigma_0 = \sigma \cdot \left(\int_S G(\theta, \varphi) dS \right)^{-1}, \quad (3)$$

где $G(\theta, \varphi)$ – диаграмма направленности антенны.

Искать УЭПР для всей поверхности слишком сложно и ресурсоемко, поскольку её точное вычисление требует счета двумерного интеграла по всей рассеивающей площадке. Однако при малых углах падения, при которых работает GPM, основной вклад вносит механизм зеркального отражения, поэтому мы будем считать УЭПР только от точек, дающих максимальный вклад в отраженный сигнал – тех, для которых максимально скалярное произведение вектор \vec{R} и нормали к поверхности в текущей точке \vec{n} : для зеркальных точек. Искать все зеркальные точки мы тоже не в состоянии, поэтому будем искать только точки из достаточно большой выборки. Если выборка получится достаточно большой, то разницы между практикой не будет.

При вышеуказанных предположениях, интеграл (3) разобьется на сумму по выборке зеркальных точек, который для случая гауссовой морской поверхности будет совпадать с известной теоретической формулой

$$\sigma_0 = \frac{|F(0)|^2}{\cos^4 \theta \sqrt{\sigma_{xx}^2 \sigma_{yy}^2 - K_{xy}^2(0)}} \exp \left\{ -\frac{\sigma_{xx}^2 \tan^2 \theta}{\sigma_{xx}^2 \sigma_{yy}^2 - K_{xy}^2(0)} \right\} \quad (4)$$

Спутник DPR работает в двух диапазонах, имеющих различные диспер-

сии наклонов. Поскольку Ка-диапазон имеет волну, короче, чем Ку-диапазон, то в нём мы сможем увидеть больше неровностей морской поверхности и меньшее количество зеркальных площадок. Поэтому в Ка-диапазоне УЭПР при нулевом угле падения будет меньше, чем в Ку-диапазоне. Этот эффект предсказывает и теоретическая формула (4). Распределение зеркальных точек в двух диапазонах для антенны, направленной вертикально вниз представлено на рис. 3. Зеркальные точки при нулевом угле падения должны располагаться преимущественно на пиках и впадинах поверхности, практически отсутствуя на склонах. Это также отражает рис. 3.

Для выборки зеркальных точек интеграл (2) разбивается на сумму площадей отдельных зеркальных площадок.

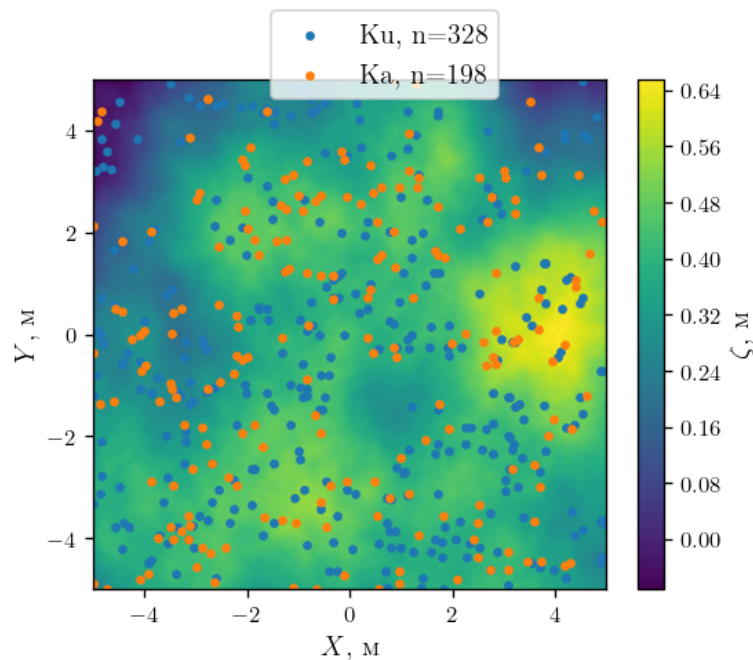


Рис. 3: Распределение зеркальных точек на двумерной поверхности высот для Ку- и Ка-диапазонов, n —количество соответствующих точек на поверхности

Численный эксперимент

Для валидации модели был взят один трек спутника (см. рис. 4) и произведено сравнение срезов трека с модельными данными (см. рис. 5). Используемый метод моделирования и предположения, лежащие в его основе не позволяют производить моделирование при углах отклонения антенны более чем 12° .

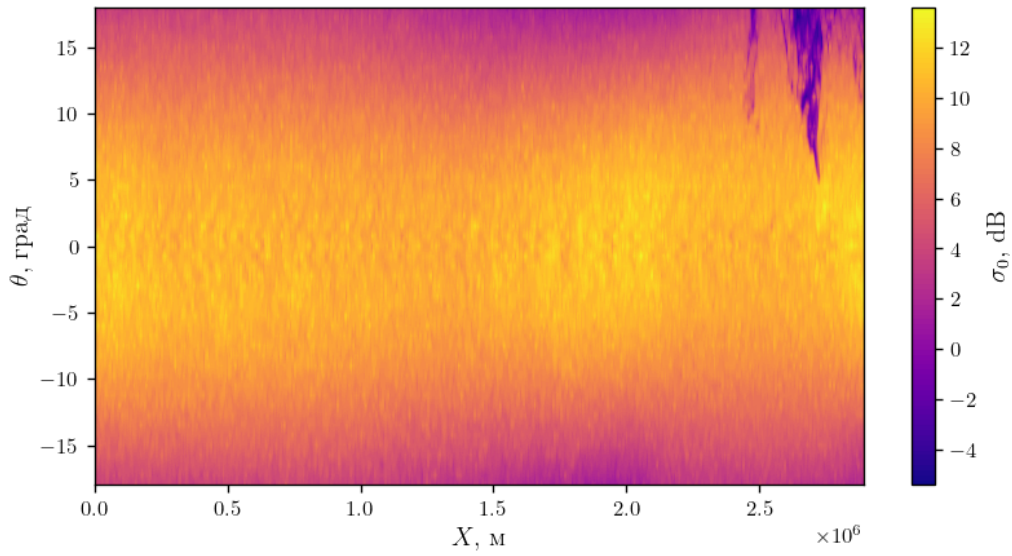


Рис. 4: Трек, полученный с DPR

Из рис. 5 заметно, что УЭПР, полученная со спутника при росте угла падения начинает различаться с теоретической (3). Однако при моделировании заостренной поверхности мы можем точнее приблизить модельную кривую к реальной

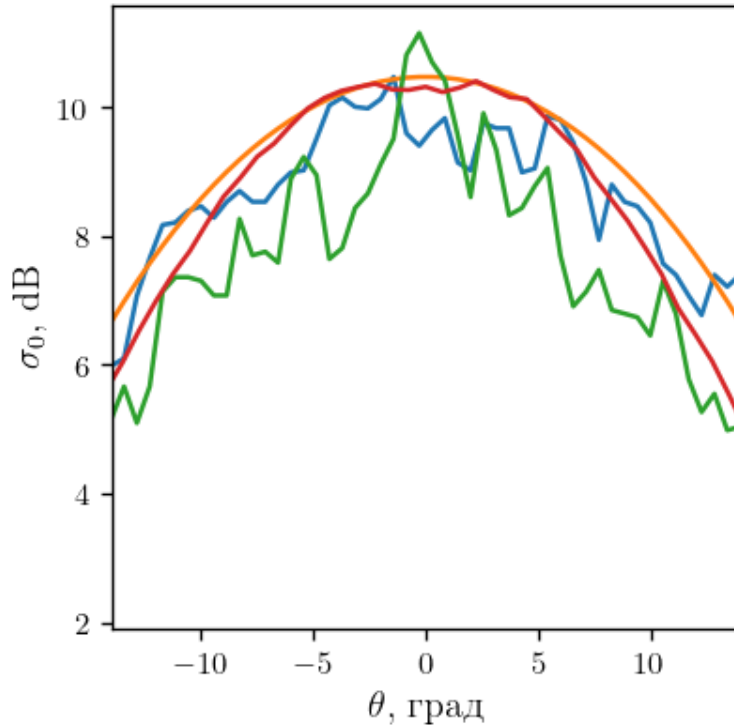


Рис. 5: Зависимость УЭПР σ_0 от угла падения θ ; оранжевой линией обозначено теоретическое значение УЭПР, синей – УЭПР, посчитанная по одному срезу обычной морской поверхности, зеленой – УЭПР, посчитанная по одному срезу заостренной морской поверхности, красной – УЭПР, усредненная по 500 срезам DPR

Заключение

В данной работе на модельной морской поверхности решалась задача обратного рассеяния электромагнитного излучения. Для её решения искалось отраженное от зеркальных точек поле вблизи приемной антенны, а затем моделировалось удельное сечение обратного рассеяния. Построенная модель хорошо согласуется со спутниковыми и теоретическими данными.

Список литературы

- [1] Gunter, S. Hasselman, and J. P. *The WAM model cycle 4*. University of Technology, 1992.
- [2] M. Longuet-Higgins. The statistical analysis of a random, moving surface.

Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences, 249:321 – 387, 1957.

- [3] F. Noguier, C.-A. Guérin, and C. Bertrand. "choppy wave" model for nonlinear gravity waves. *Journal of Geophysical Research (JGR) - Oceans (0148-0227) (American Geophysical Union)*, 2009-09 , Vol. 114 , N. C09012 , P. 1-16, 114, 09 2009.
- [4] M. Ryabkova, V. Karaev, J. Guo, and Y. Titchenko. A Review of Wave Spectrum Models as Applied to the Problem of Radar Probing of the Sea Surface. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124(10):7104–7134, 2019.
- [5] A. Slunyaev. Nonlinear analysis and simulations of measured freak wave time series. *European Journal of Mechanics - B/Fluids*, 25(5):621 – 635, 2006. Rogue waves.
- [6] A. Slunyaev. Numerical simulation of “limiting” envelope solitons of gravity waves on deep water. *J. Exp. Theor. Phys*, 109:676, 2009. Rogue waves.
- [7] J. Toporkov and G. Brown. Numerical simulations of scattering from time-varying, randomly rough surfaces. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38(4):1616–1625, 2000.
- [8] J. Toporkov and G. Brown. Numerical study of the extended kirchhoff approach and the lowest order small slope approximation for scattering from ocean-like surfaces: Doppler analysis. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, 50(4):417–425, 2002.
- [9] U. S. Department of Commerce National Oceanic and Atmospheric Administration National Weather Service. *User manual and system documentation of WAVEWATCH III*, 2016.
- [10] University of Technology. *SWAN – user manual*, 2006.
- [11] B. J. West, K. A. Brueckner, R. S. Janda, D. M. Milder, and R. L. Milton. A new numerical method for surface hydrodynamics. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 92(C11):11803–11824, 1987.

- [12] С. Пустовойтенко and С. Запевалов. *Оперативная океанография: современное состояние перспективы и проблемы спутниковой альтиметрии*. Севастополь, 2012.
- [13] С. Шулекин. *Физика моря*. Наука, Москва, 1962.