

ОБЛАСТЬ ПРИМЕНИМОСТИ ДАННЫХ СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ ДЛЯ ВАЛИДАЦИИ АЛГОРИТМОВ ОЦЕНКИ ВЫСОТЫ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ

Е. А. Ежова^{1,2}, А. В. Гавриков¹, Н. Д. Тилинина¹

¹ *Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН,
Россия, 117997, Москва, Нахимовский проспект, д. 36;*

² *Московский физико-технический институт
(национальный исследовательский университет),
Россия, 141701, Долгопрудный, Институтский пер., д. 9,
e-mail: ezhova.ea@phystech.edu*

Спутниковая альтиметрия – один из важнейших источников информации о состоянии морской поверхности. В настоящей работе проводится оценка радиуса области квазиоднородности поля ветрового волнения по данным контактных и альтиметрических измерений. Контактные данные, полученные с помощью дрейфующих волномерных буйев Spotter и радиолокационной системы SeaVision, были собраны в ходе 5 морских экспедиций. Были обработаны данные уровня L3 десяти альтиметрических миссий, предоставляемые CMEMS, а также реанализа ERA5 по скорости ветра. Результатом работы является оценка максимального радиуса круга с центром в точке спутникового измерения, данные внутри которого можно использовать для валидации других методов оценки значительной высоты волнения, а также методика уточнения этой оценки при учете неоднородности поля ветра.

Ключевые слова: ветровое волнение, значительная высота волны, спутниковая альтиметрия, волномерный буй, волновой радар

Введение

Ветровое волнение – это вызванные ветром гравитационные волны на морской поверхности (Лопатухин, 2012). Оно играет ключевую роль в энерго- и газообмене между океаном и атмосферой (Gulev, Hase, 1998; Blomquist et al., 2017) и в формировании океанического перемешанного слоя (Babanin, 2006; Buckingham et al., 2019) и потому имеет большое значение в формировании климата и погоды. Помимо этого, учет параметров ветрового волнения играет ведущую роль в гидрометеорологическом обеспечении безопасности судоходства (Zhang, Li, 2017).

Основными современными инструментами измерения ветрового волнения являются волномерные буи и спутниковая альтиметрия. Данные волномерных буйев являются самым достоверным источником информации о ветровом волнении, а набор получаемых ими величин – наиболее полным. Эти данные используются для калибровки значений, получаемых с помощью дистанционных методов (Taburet et al., 2023). Однако покрытие Мирового океана волномерными буями носит

существенно неравномерный характер и имеет удовлетворительную плотность лишь в некоторых прибрежных районах (Liu et al., 2023). Поэтому использование этих данных для валидации других методов измерения волнения зачастую бывает затруднительно или вовсе невозможно.

Данные спутниковой альтиметрии имеют широкое практическое применение (Abdalla et al., 2021). В отличие от волномерных буев они имеют глобальное и равномерное покрытие планеты. В работах (Abdalla et al., 2011; Dodet et al., 2020; Dodet et al., 2022) показано, что эти данные требуют качественной валидации. Более того, в силу физических ограничений, данные о волнении в прибрежных акваториях, во льдах и при сильном ветре должны подвергаться тщательной фильтрации (Kudryavtseva, Soomere, 2016; Passaro et al., 2021).

Менее распространенным инструментом оценки параметров ветрового волнения является судовая радиолокационная станция (РЛС). Разработке алгоритмов восстановления спектров волнения по радиолокационным (РЛ) изображениям, полученным под скользящими углами, посвящен ряд работ (Young et al., 1985; Ziemer, Rosental, 1993; Nieto-Borge et al., 1999). Наиболее коммерчески и научно успешным проектом волнового радара считается технология WaMoS (Nieto-Borge et al., 1998). По заявлениям разработчиков, она позволяет оценивать значительную высоту волнения с погрешностью до полуметра или до 10 % (Wamos, 2023). В Институте океанологии РАН активно ведется разработка и апробация подобного метода с помощью приставки SeaVision, развиваемого совместно с ЗАО «Морские комплексы и системы» (Tilinina et al., 2022). Как и все алгоритмы такого рода, данный метод нуждается в валидации на наиболее полном и качественном наборе данных. Используемые в работе данные были собраны в пяти морских экспедициях в разных регионах Мирового океана (таблица 1).

Валидацию алгоритмов оценки параметров волнения и калибровки аппаратуры необходимо проводить на данных синхронных измерений, для которых можно полагать, что приборами измерялось одно и то же состояние морской поверхности с точностью до учета случайных флуктуаций самого природного процесса и инструментальной погрешности приборов. Данная работа посвящена ответу на вопрос: в круге какого радиуса D с центром в точке спутникового пролета картина волнения остается квазиоднородной и ее параметры могут быть описаны измеренными в этой точке значениями. Ранее подобная проблема рассматривалась в контексте валидации данных альтиметрии, например, в работах (Zieger, et al., 2009; Ribal, Young, 2019; Campos, 2023). В большинстве исследований используются общепринятые размеры допустимых окон по пространству в 50 км и по времени в 30 минут (Young et al., 2011), для которых среднее квадратическое отклонение (СКО) определения высоты волнения с помощью альтиметра и буя не превышает 30 см (Monaldo, 1988). Однако для задач валидации технологий, имеющих на этапе разработки менее строгие требования к погрешностям определения параметров волнения, имеет смысл увеличить размеры этих окон, а также выполнить оценку неоднородности поля ветра в районе измерений.

Сбор данных

Используемые в работе данные были собраны в ходе 57, 58, 63, 65-го рейсов научно-исследовательского судна (НИС) «Академик Иоффе» (АИ) и 50-го рейса НИС «Академик Сергей Вавилов» (АСВ). Проведенные исследования включали в себя контактные измерения в дрейфе с использованием буев Spotter (станции), а также запись РЛ данных. Часть измерений была синхронизирована по времени с пролетами спутниковых альтиметров таким образом, чтобы получить больше точек коллокации измерений буем, системой SeaVision и спутниковыми альтиметрами. На рисунке 1 показаны маршруты экспедиций, точки проведения измерений, а также обозначены треки спутниковых пролетов, пересекающие круг радиуса 400 км от точки контактных измерений. Краткая информация обо всех экспедициях представлена в таблице 1.

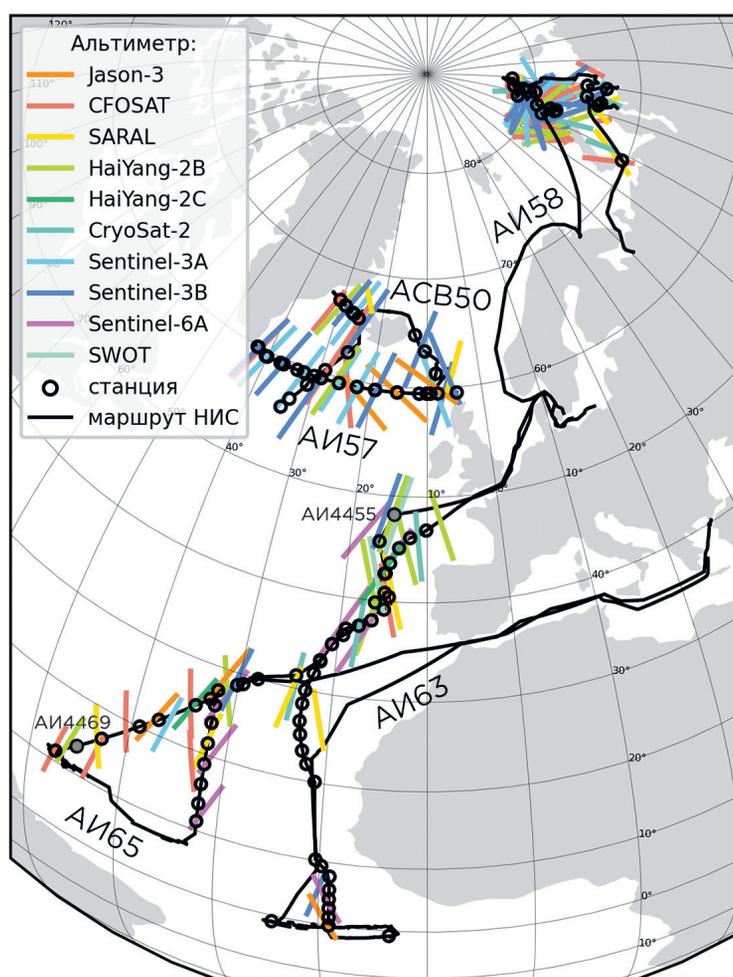


Рис. 1 – Маршруты экспедиций (черная линия) и положения станций (черные кружки) с наложенными проекциями сегментов треков спутников альтиметрии, в которых минимальное расстояние от трека до станции составляет $D_{min} < 200$ км, а максимальное – $D_{max} < 400$ км, для 3-часового окна по времени между моментом пролета и контактным измерением

Табл. 1 – Сводная информация об экспедициях

Сокращенное название	АСВ50	АИ57	АИ58	АИ63	АИ65
Регион экспедиции	Северная Атлантика	Северная Атлантика	Арктика	Тропическая Атлантика	Тропическая Атлантика
Даты экспедиции	август–сентябрь 2020 г.	июнь–июль 2021 г.	август–сентябрь 2021 г.	сентябрь–декабрь 2022 г.	ноябрь 2023 г. – январь 2024 г.
Количество контактных измерений	24	12	16	30	26
Количество пролетов с разрешенным окном 2 часа и 200 км	20	10	34	15	24
Количество пролетов с разрешенным окном 3 часа и 400 км	48	36	63	36	56

Контактные измерения

Контактные измерения подразумевают использование волномерных буюв, обработка данных которых позволяет восстанавливать полный набор параметров волнения в точке проведения морских работ. В ходе указанных экспедиций использовались волномерные буйи Sofar Spotter V2. Буй спускали за борт на полипропиленовом тросе во время дрейфа судна. Измерения продолжались в среднем около часа, все это время прибор находился в невозмущенной маневрами судна воде. Расстояние от буюа до судна менялось так, чтобы трос находился в расслабленном положении.

Буй Spotter оборудован датчиками GPS и акселерометрами, позволяющими записывать динамику собственного положения и ориентации в пространстве с частотой дискретизации 2.5 Гц (Raghukumar et al., 2019). К зависимости вертикального смещения от времени $z(t)$ применялось преобразование Уэльча (Welch, 1967) с половинным окном Ханна, для полученного частотного спектра вычислялся нулевой момент m_0 . Значительная высота волнения H_{buoy} определялась как:

$$H_{buoy} = 4\sqrt{m_0}. \quad (1)$$

Данные спутниковой альтиметрии

В работе использовались данные спутниковой альтиметрии уровня L3, предоставляемые ресурсом Copernicus Marine Environment Monitoring Service (Charles et al., 2023). Краткие характеристики спутников и алгоритмов вычисления значительной высоты волнения из (Taburet et al., 2023) представлены в таблице 2. В (Taburet et al., 2023) средний шум определялся как СКО высокочастотных измерений (40 Гц для Altika и 20 Гц для остальных миссий), использованных для вычисления значения с частотой 1 Гц. Валидация этих алгоритмов проводилась на *in situ* данных примерно на 600–800 точках коллокации, взятых с ограничением в 30 мин по времени и 50 км по расстоянию.

Табл. 2 – Характеристики альтиметрических миссий и алгоритмов обработки данных

Название	Начало временного доступа	Цикл, дней	Межтрековое расстояние на экваторе, км	Широтное покрытие, град	Средний шум, см	Bias при валидации на <i>in situ</i> , см	СКО при валидации на <i>in situ</i> , см
Altika/SARAL	01/01/2020	–	~80	±81.5	6	0.5	17.5
HaiYang-2B	07/07/2020	14	210	±81	4.5	2.3	30.6
HaiYang-2C	29/11/2022	10	293	±66	3	1.4	19.1
CFOSAT	01/01/2020	13	–	±83	9	–1.8	17.4
CryoSat-2	01/01/2020	29	~98	±88	9	2.7	18.1
Jason-3	01/01/2020	10	~315	±66	12	1.5	18.8
Sentinel-3A	01/01/2020	27	~104	±81.5	9	–0.2	20.2
Sentinel-3B	01/01/2020	27	~104	±81.5	9	0.8	19.5
Sentinel-6A	17/12/2020	10	~315	±66	9	2.1	19.1
SWOT	29/11/2023	28	120	±77.6	12	4.6	16.8

Поскольку значения погрешностей измерения у различных спутниковых миссий являются примерно равными 20 см, разделения данных по альтиметрам не проводилось. Необходимо отметить, что это значение сопоставимо с погрешностью измерения волномерного буя Spotter (Raghukumar et al., 2019).

Радиолокационные измерения

Большим коллективом сотрудников Института океанологии РАН разрабатываются алгоритмы, позволяющие оценивать параметры и получать спектр ветрового волнения как на станциях морских научных работ, так и на полном ходу судна по данным навигационной РЛС (Ivonin et al., 2021; Krinitskiy et al., 2023; Rezvov et al., 2023).

Используемое судовое РЛ оборудование позволяет получать изображения морской поверхности за каждый оборот антенны радара (около 2–2.5 с, в зависимости от модели оборудования). Минимальная длительность импульса, используемая в собранных данных, составляет 80 нс. Последовательности принятых электромагнитных сигналов, отраженных от шероховатостей морской поверхности, составляют круговое РЛ изображение, которое оцифровывается при помощи приставки SeaVision с частотой 80 МГц. Полученная запись временного ряда изображений подлежит дальнейшей спектральной обработке. В усовершенствованном алгоритме (Ezhova et al., 2023) определение значительной высоты волнения H_{SV} производится при помощи трехмерного преобразования Фурье каждого изображения в квадрате 480×480 метров. Этот квадрат выделяется в области предполагаемого генерального направления волнения на расстоянии примерно 1200 м от НИС. Путем интегрирования по азимуту полученный трехмерный частотно-направленный спектр приводится к частотному двумерному. В свою очередь, на частотном спектре проводится поиск «сигнала» – области энергий, подчиняющихся дисперсионному соотношению для волн на глубокой воде. На заключительном шаге вычисляется отношение «сигнал–шум» (Signal to Noise

Ratio, SNR), которое, согласно работе (Borge et al., 1999), может быть пересчитано в значительную высоту волны по формуле:

$$H_{SV} = A + B\sqrt{SNR}, \quad (2)$$

где A и B – коэффициенты, получаемые при валидации алгоритма на данных контактных измерений. Последняя версия алгоритма позволяет получить СКО значительной высоты волнения, оцененной РЛ методом, в сравнении с данными буя примерно 0.5 м, нормированное СКО (НСКО) – 23 %. Коэффициент корреляции при этом составляет 0.8. Эти значения были взяты в качестве опорных для дальнейшего анализа допустимых погрешностей в валидационных данных.

Обработка данных и результаты

Для проведения оценки использовались данные 108 станций (см. таблицу 1), в которых параметр значительной высоты измерялся с помощью волномерных буйев Spotter. Вокруг каждой станции выбиралось 3-часовое временное окно, в учет брались треки спутников, проходящие на удалении не более $D_{max} = 400$ км от точки измерений (см. рисунок 1). Оба ограничения заведомо были выбраны с избытком для увеличения объема выборки. Далее рассматриваются 239 пролетов, данные которых учитываются дважды: при движении спутника k и $от$ ближайшей к станции точке на треке. На рисунке 2 представлены значения высоты волны, полученные по данным альтиметрии H_{sat} и буя H_{buoy} для каждого пролета спутника (оси абсцисс соответствует временная шкала проведенных станций, обозначенных на рисунке 1). Цветом показана зависимость от расстояния D между точкой измерения альтиметра и положением станции.

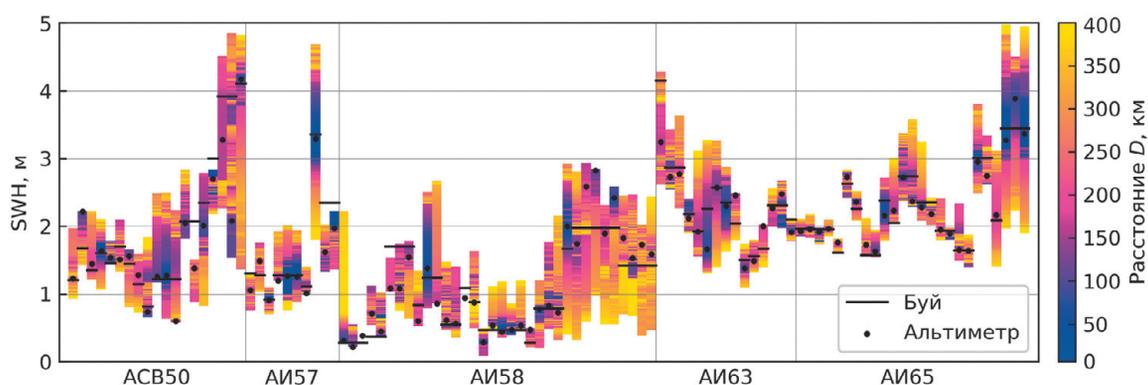


Рис. 2 – Значительная высота волны в окрестности станций (оси абсцисс соответствует порядковый номер станции в анализируемой выборке) по данным буя (черные отрезки) и альтиметрии (цвет и точки); горизонтальной оси соответствует шкала времени, каждый вертикальный цветной отрезок – пролет альтиметра, черными кружками для каждого пролета отмечена значительная высота волны, измеренная спутником в ближайшей к станции точке

Полученная зависимость стабильно демонстрирует уменьшение разности показаний альтиметра и буя с приближением спутника к точке станции, что подтверждает достоверность используемых данных. Особо стоит выделить относительно протяженные по вертикали цветные отрезки, соответствующие данным экспедиции АИ58. Эти колебания высоты волны от 1 м до 3 м вдоль трека спутника объясняются повышенной пространственной неоднородностью картины волнения в данном регионе, обусловленной наличием льда (Babanin et al., 2014; Нестеров, 2020). Аналогичная ситуация наблюдается на первых станциях АИ63 и последних АИ65, расположенных немного западнее Бискайского залива. Относительно большое количество пролетов для АИ58 объясняется меньшим межтрековым расстоянием альтиметрических миссий в высоких широтах.

После интерполяции значений высоты волны в зависимости от расстояния D на сетку по пространству с шагом в 20 км, был построен график, представленный на рисунке 3. На этой сетке для каждого D по $N(D)$ точкам (числу пролетов) были вычислены СКО, НСКО и среднее значение разности $H_{sat} - H_{buoy}$ (Bias).

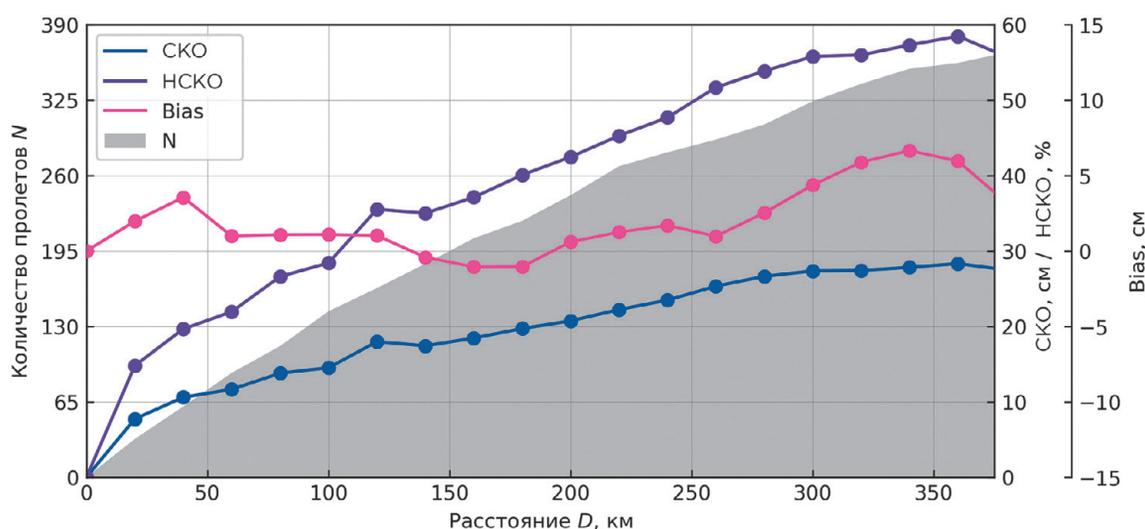


Рис. 3 – Зависимости СКО, НСКО и средней разности (Bias) показаний альтиметра и буя от расстояния между точкой измерения альтиметра и станцией морских работ, усредненные по N пролетам спутника (обозначено серой заливкой)

Видно, что с увеличением расстояния D количество подспутниковых измерений монотонно растет, поскольку вероятность пролета растет вместе с увеличением радиуса разрешенного круга. Данный факт оказывает влияние на качество осреднения разности результатов, что демонстрирует случайный пик ломаной на $D = 120$ км и нелинейное поведение зависимостей СКО и НСКО в области $D < 50$ км.

Полученный результат показывает, что уже при $D < 400$ км СКО измерений альтиметра от буя становится значительно меньше полуметра, что является погрешностью РЛ метода определения значительной высоты волны. А значит, уже такое пространственное окно можно использовать для валидации разрабатываемых алгоритмов с удовлетворительной достоверностью. Для расстояний менее 200 км значения

СКО оказались менее 20 см, что даже более оптимистично согласуется с результатами валидации алгоритмов обработки данных альтиметрии, представленными в таблице 2. Среднее значение разности данных спутника и волномерного буя незначительно отстоит от нуля, что свидетельствует о хорошей калибровке используемого оборудования и подтверждает достоверность результатов.

Дополнительно были проанализированы значения высоты волны для ближайших точек в каждом пролете. На рисунке 4 представлены диаграммы рассеяния оценок значительной высоты волнения по данным волномерного буя и спутникового альтиметра для различных интервалов расстояний до ближайшего дистанционного измерения.

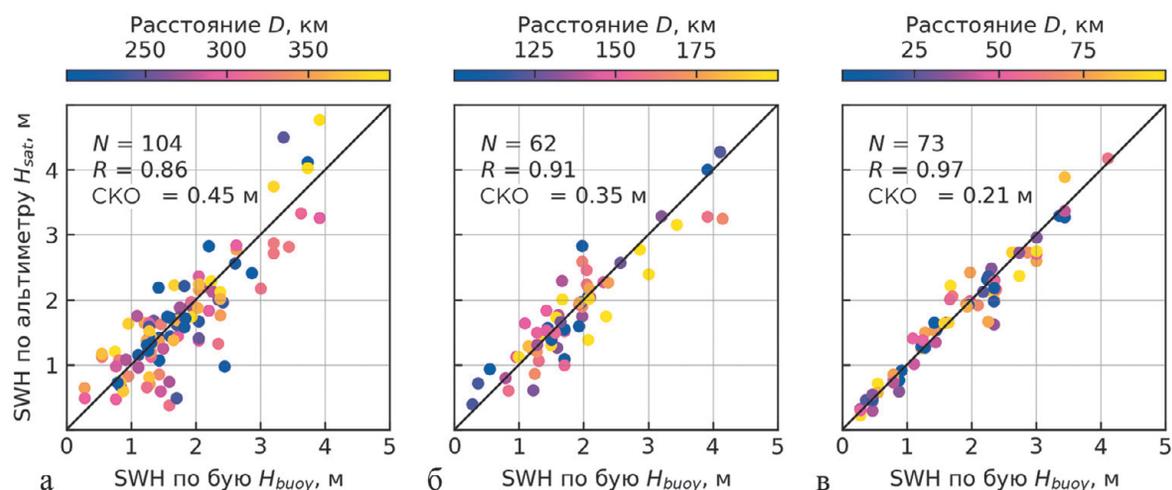


Рис. 4 – Значительная высота волнения по данным буя и альтиметра для ближайшей точки в каждом пролете; при отображении учитывались пролеты с расстоянием D_{min} :
а – от 200 до 400 км; **б** – от 100 до 200 км; **в** – менее 100 км

Статистические коэффициенты, вычисленные на представленных диаграммах, позволяют говорить о возможности использования данных альтиметрии в круге относительно большого радиуса. Если данные необходимо использовать для валидации алгоритмов, для которых удовлетворительным является СКО до полуметра, а НСКО до 20 %, можно использовать D вплоть до 400 км. При этом данные альтиметрии для $D < 100$ км дают эталонные значения алгоритмов их обработки.

Однако этот результат может во многом носить случайный характер, поскольку на пространственную изменчивость волнения непосредственно влияет неоднородность поля ветра. Поэтому для уменьшения доли случайности в полученных оценках были привлечены данные реанализа ERA5 о скорости и направлении ветра с разрешением 0.25° (Hersbach et al., 2020). Для каждой станции были построены карты вида (рисунок 5) и вычислены следующие статистические коэффициенты. В круге радиуса $D = 400$ км с центром в точке проведения контактного измерения был построен интерполянт скорости приземного ветра по данным ERA5 на N узлах сетки. С его помощью была вычислена скорость ветра в точке проведения станции U_p и в ближайшей

к измерению точке спутникового трека U_s . Пусть $U(d_n)$ – скорость ветра в узле сетки реанализа с номером $n \in \{1, N\}$, таком, что $d_n < D$ – расстояние от узла до точки проведения станции. Тогда можно вычислить СКО значений скорости ветра в круге радиуса D :

$$\sigma_U(D) = \frac{1}{\sqrt{N}} \sqrt{\sum_{n=1}^N (U(d_n < D) - U_p)^2}, \quad (3)$$

а также рассчитать среднюю разность скоростей ветра в том же круге:

$$\Delta_U(D) = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N |U(d_n < D) - U_p|. \quad (4)$$

Аналогично вычисляются $\sigma_H(D)$ и $\Delta_H(D)$ для значительной высоты волнения, которые усредняются по всем спутниковым трекам, удовлетворяющим пространственно-временному критерию для данной станции.

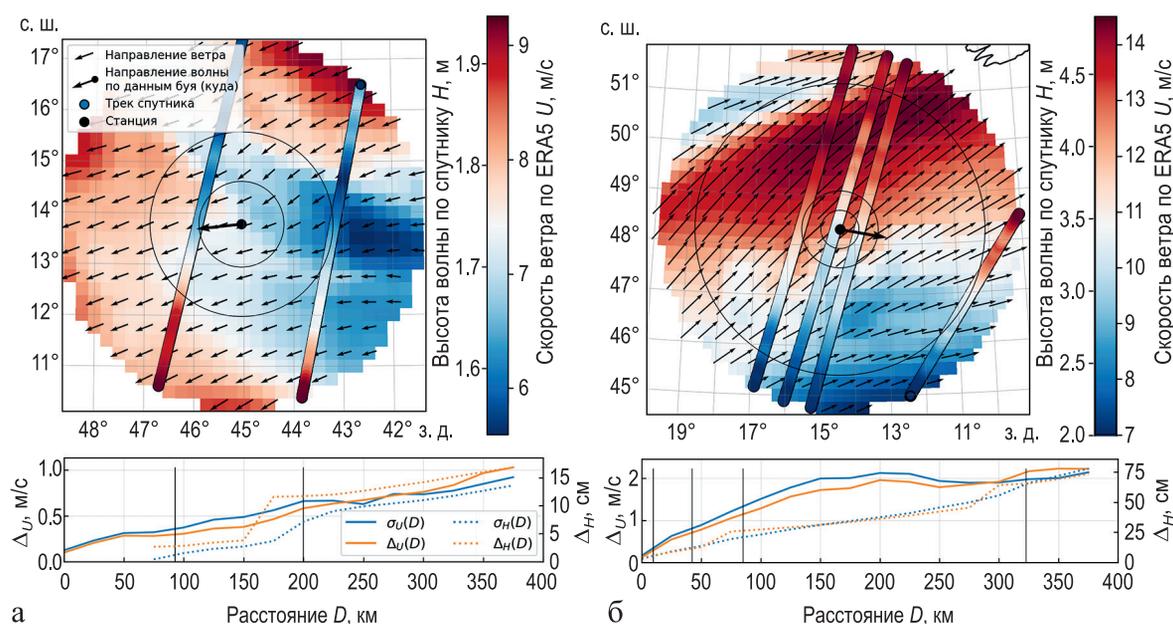


Рис. 5 – Оценка случайности полученных результатов на примере станций АИ4455 (а) и АИ4469 (б); сверху: поле скорости ветра в круге радиуса $D = 400$ км от точки проведения измерений с сегментами спутниковых пролетов в двухчасовом окне по времени; цветом вдоль трека показана значительная высота волнения, малыми стрелками отмечено направление ветра, большой – генеральное направление волны; черные круги имеют радиусы, соответствующие расстоянию до ближайшей точки пролета D^* ; снизу: зависимость СКО и средней разности скорости ветра (сплошная), вычисленные по формулам (3) и (4), высоты волнения (пунктир); черными отрезками отмечены соответствующие черным кругам расстояния D^* ; маленькими черными стрелками – векторы скоростей приземного ветра в узлах сетки реанализа, большой стрелкой – направление волны по данным контактных измерений

С увеличением радиуса исследуемой области наблюдается рост СКО и средней разности значений, соответствующих центру круга и точке на расстоянии D от него.

Помимо этих параметров также была вычислена разность $\Delta_U = |U_p - U_s|$. Для $D = 400$ км усредненная по всем измерениям Δ_U составляет около 2 м/с. Можно предположить, что для более однородного поля ветра, т. е. при относительно малых Δ_U , отклонение Δ_H на больших D будет меньше. Для вычисления коэффициентов корреляции между Δ_H и Δ_U , Δ_H и $\sigma_U(D)$ были построены диаграммы, представленные на рисунке 6.

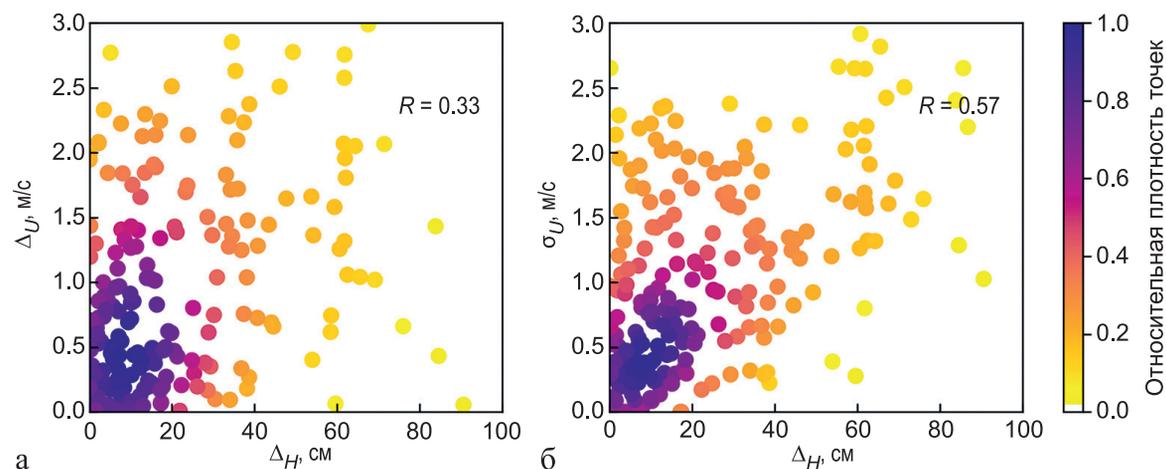


Рис. 6 – Плотность точек измерения для различных D и соответствующих Δ_H и Δ_U (а), для Δ_H и $\sigma_U(D)$ (б)

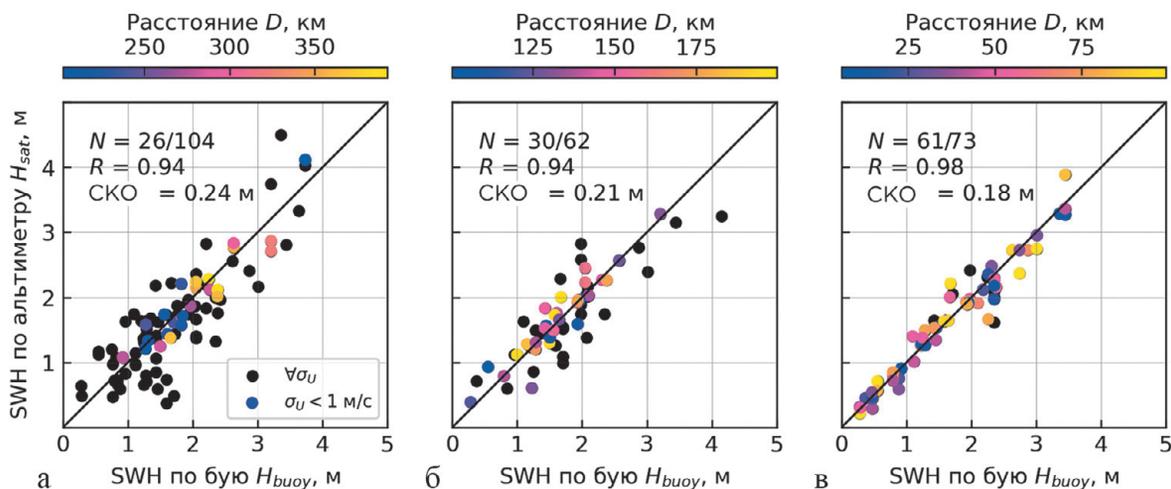


Рис. 7 – Значительная высота волнения по данным буя и альтиметра для ближайшей точки в каждом пролете с учетом дисперсии поля скорости ветра в интервале расстояний D_{min} : а – от 200 до 400 км; б – от 100 до 200 км; в – менее 100 км

Полученные коэффициенты корреляции свидетельствуют о наличии зависимости между однородностью поля ветра и допустимым радиусом круга, в котором

ошибка измерения высоты волны Δ_H будет менее полуметра. Таким образом, при анализе данных и валидации алгоритмов могут привлекаться значения Δ_U или $\sigma_U(D)$ для оценки степени доверия отдельным измерениям. Например, постановка ограничения $\sigma_U(D) < 1$ м/с уменьшает количество точек примерно вдвое, но существенно улучшает качество оценки вплоть до СКО менее 25 см для круга радиуса 400 км (рисунок 7). Подобное СКО сопоставимо с результатами, полученными (Campos, 2023) для круга радиуса 200 км.

Заключение

В работе проведена оценка применимости данных спутниковой альтиметрии для валидации алгоритмов определения значительной высоты волны. Зависимость ошибки, обусловленной разнесенностью в пространстве точек измерения, от расстояния между треками спутникового альтиметра и НИС, является монотонно возрастающей функцией. Анализ данных контактных измерений, полученных в ходе 5 морских экспедиций, показывает, что при расстоянии менее 100 км СКО измерений значительной высоты волны, полученных по данным альтиметрии и волномерного буя, составляет менее 20 см, что согласуется с результатами работ (Abdalla et al., 2011; Dodet et al., 2022; Campos, 2023). При этом в круге радиуса 250 км СКО не превышает полуметра, НСКО – 25 %. Эти значения являются допустимыми для валидации алгоритма обработки РЛ данных, что оказывается полезным в случае невозможности проведения контактных измерений, например, на ходу судна. Дополнительно для улучшения оценки степени доверия отдельным измерениям могут быть проанализированы данные о поле скорости ветра. Так, между разностью значений измеренной высоты волны спутником и буюм и СКО скорости ветра в круге соответствующего радиуса был найден коэффициент корреляции 0.52. Предложенная методика вычисления показателя неоднородности поля ветра по формуле (3) позволяет улучшить оценку допустимого радиуса области для $D = 400$ км до СКО менее 25 см при ограничении на дисперсию поля ветра $\sigma_U(D) < 1$.

Благодарности. Экспедиционные работы были выполнены в рамках Госзадания № FMWE-2022-0002, анализ и обработка данных поддержаны грантом РФФ 23-77-30001.

Список литературы

1. Лопатухин Л. И. Ветровое волнение: Учеб. пособие. 2-е изд., доп. СПб.: ВВМ, 2012. 165 с.
2. Нестеров Е. С. Ветровое волнение в арктических морях (обзор) // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2020. Т. 3 (377). С. 19–41.
3. Abdalla S., Janssen P., Bidlot J.-R. Altimeter near real time wind and wave products: Random error estimation // Mar. Geod. 2011. Vol. 34. P. 393–406. <https://doi.org/10.1080/01490419.2011.585113>.

4. Abdalla S., Kolahchi A. A., Ablain M., Bhowmick S. A., Alou-Font E., Amarouche L., Andersen O. B., Antich H., Aouf L., et al. Altimetry for the future: Building on 25 years of progress // *Adv. Space Res.* 2021. Vol. 68. P. 319–363. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2021.01.022>.
5. Babanin A. V. On a wave-induced turbulence and a wave-mixed upper ocean layer // *Geophysical Research Letters*. 2006. Vol. 33 (20). <https://doi.org/10.1029/2006GL027308>.
6. Babanin A., Zieger S., Ribal A. Satellite observations of waves in the Arctic Ocean // *Proceedings of the 22nd IAHR International Symposium on Ice, Singapore, 2014*. https://doi.org/10.3850/978-981-09-0750-1_1153.
7. Blomquist B. W., Brumer S. E., Fairall C. W., Huebert B. J., Zappa C. J., Brooks I. M., Yang M., Bariteau L., Prytherch J., Hare J. E., Czerski H., Matei A., Pascal R. W. Wind speed and sea state dependencies of air-sea gas transfer: Results from the high wind speed gas exchange study (HiWinGS) // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2017. Vol. 122. P. 8034–8062. <https://doi.org/10.1002/2017JC013181>.
8. Buckingham C. E., Lucas N. S., Belcher S. E., Rippeth T. P., Grant A. L. M., Sommer J. Le, Ajayi A. O., Naveira Garabato A. C. The contribution of surface and submesoscale processes to turbulence in the open ocean surface boundary layer // *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. 2022. Vol. 11. P. 4066–4094. <https://doi.org/10.1029/2019MS001801>.
9. Campos R. M. Analysis of spatial and temporal criteria for altimeter collocation of significant wave height and wind speed data in deep waters // *Remote Sens.* 2023. Vol. 15. P. 2203. <https://doi.org/10.3390/rs15082203>.
10. Charles E., Husson R., Philip A., Zunino P. Synthesis Quality Overview Document for WAVE Thematic Assembly Centre Product WAVE_GLO_PHY_SWH_L3_NRT_014_001. 2023. Iss. 3.4. <https://doi.org/10.48670/moi-00179>.
11. Dodet G., Piolle J.-F., Quilfen Y., Abdalla S., Accensi M., Ardhuin F., Ash E., Bidlo J.-R., Gommenginger C., Marechal G., Passaro M., Quartly G., Stopa J., Timmermans B., Young I., Cipollini P., Donlon C. The Sea State CCI dataset v1: towards a sea state climate data record based on satellite observations // *Earth Syst. Sci. Data*. 2020. Vol. 12. P. 1929–1951. <https://doi.org/10.5194/essd-12-1929-2020>.
12. Dodet G., Abdalla S., Alday M., Accensi M., Bidlot J., Ardhuin F. Error characterization of significant wave heights in multidecadal satellite altimeter product, model hindcast, and in situ measurements using the triple collocation technique // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 2022. Vol. 39. P. 887–901. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-21-0179.1>.
13. Ezhova E. A., Gavrikov A. V., Sharmar V. D., Tilinina N. D., Suslov A. I., Koshkina V. S., Krinitskiy M. A., Gladyshev V. S., Borisov M. A. Obtaining Wind Waves Parameters Using Ship Radar // *Oceanology*. 2023. Vol. 63 (Suppl. 1). P. 42–53. <https://doi.org/10.1134/S0001437023070032>.
14. Gulev S. K., Hasse L. North Atlantic wind waves and wind stress fields from voluntary observing ship data // *Journal of Physical Oceanography*. 1998. Vol. 28. Iss. 6. P. 1107–1130. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1998\)028%3C1107:NAWWAW%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1998)028%3C1107:NAWWAW%3E2.0.CO;2).
15. Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S., et al. The ERA5 global reanalysis // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2020. Vol. 146. P. 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>.
16. Ivonin D. V., Gavrikov A. V., Sharmar V. D., Salavatova L. I., Tilinina N. D., Gulev S. K. Monitoring the sea surface state in the North Atlantic based on ship navigation facilities // *Oceanology*. 2021. Vol. 61. P. 305–307. <https://doi.org/10.1134/S000143702103005X>.
17. Krinitskiy M. A., Golikov V. A., Anikin N. N., Suslov A. I., Gavrikov A. V., Tilinina N. D. Estimating significant wave height from X-band navigation radar using convolutional neural networks // *Moscow Univ. Phys.* 2023. Vol. 78 (Suppl. 1). P. 128–137. <https://doi.org/10.3103/S0027134923070159>.

18. *Kudryavtseva N. A., Soomere T.* Validation of the multi-mission altimeter data for the Baltic Sea region // *Estonian Journal of Earth Sciences*. 2016. Vol. 65. P. 161–175. <https://doi.org/10.3176/earth.2016.13>.
19. *Liu S., Miaomiao S., Chen S., Fu X., Zheng S., Hu W., Gao S., Cheng K., Zhang S., Nez M., Li W.* An intelligent modeling framework to optimize the spatial layout of ocean moored buoy observing networks // *Frontiers in Marine Science*. 2023. Vol. 10. <https://doi.org/10.3389/fmars.2023.1134418>.
20. *Monaldo F.* Expected differences between buoy and radar altimeter estimates of wind speed and significant wave height and their implications on buoy-altimeter comparisons // *J. of Geophysical Research: Oceans*. 1988. Vol. C3. P. 2285–2302. <https://doi.org/10.1029/JC093iC03p02285>.
21. *Nieto-Borge J. C., Reichert K., Dittmer J., Rosenthal W.* WaMoS II: A wave and current monitoring system // *Proc. of the COST 714 conference, Paris*. 1998.
22. *Nieto-Borge J. C., Reichert K., Dittmer J.* Use of nautical radar as a wave monitoring instrument // *Coastal Engineering*. 1999. Vol. 37. P. 331–342. [https://doi.org/10.1016/S0378-3839\(99\)00032-0](https://doi.org/10.1016/S0378-3839(99)00032-0).
23. *Passaro M., Hemer M. A., Quartly G. D., Schwatke C., Dettmering D., Seitz F.* Global coastal attenuation of wind-waves observed with radar altimetry // *Nat. Commun.* 2021. Vol. 12. P. 3812. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-23982-4>.
24. *Raghukumar K., Chang G., Spada F., Jones C., Janssen T., Gans A.* Performance characteristics of “Spotter”, a newly developed real-time wave measurement buoy // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 2019. Vol. 36. P. 1127–1141. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-18-0151.1>.
25. *Rezvov V. Y., Krinitskiy M. A., Golikov V. A., Tilinina N. D.* Improvement of the AI-Based Estimation of Significant Wave Height Based on Preliminary Training on Synthetic X-Band Radar Sea Clutter Images. *Moscow Univ. Phys.* 2023. Vol. 78 (Suppl. 1). P. 188–201. <https://doi.org/10.3103/S0027134923070275>.
26. *Ribal A., Young I. R.* 33 years of globally calibrated wave height and wind speed data based on altimeter observations // *Sci. data*. 2019. Vol. 6. P. 77. <https://doi.org/10.1038/s41597-019-0083-9>.
27. *Taburet N., Husson R., Charles E., Jettou G., Philip A., Philipps S., Ghantous M., Kocho C.* Quality Information Document for WAVE Thematic Assembly Centre Product WAVE_GLO_PHY_SWH_L3_NRT_014_001. 2023. <https://doi.org/10.48670/moi-00179>.
28. *Tilinina N., Ivonin D., Gavrikov A., Sharmar V., Gulev S., Suslov A., Fadeev V., Trofimov B., Bargman S., Salavatova L., Koshkina V., Shishkova P., Ezhova E., Krinitskiy M., Razorenova O., Koltermann K. P., Tereschenkov V., Sokov A.* Wind waves in the North Atlantic from ship navigational radar: SeaVision development and its validation with the Spotter wave buoy and WaveWatch III // *Earth Syst. Sci. Data*. 2022. Vol. 14. P. 3615–3633. <https://doi.org/10.5194/essd-14-3615-2022>.
29. WaMoS II System overview [official site of Wamos II Ocean State Monitoring System] // <https://rutter.ca/wamos/> (visited on 19/03/2023).
30. *Welch P.* The use of fast Fourier transform for the estimation of power spectra: A method based on time averaging over short, modified periodograms // *IEEE Transactions on Audio and Electroacoustic*. 1967. Vol. 15. Iss. 2. <https://doi.org/10.1109/TAU.1967.1161901>.
31. *Young I. R., Rosenthal W., Ziemer F.* A three-dimensional analysis of marine radar images for the determination of ocean wave directionality and surface currents // *Journal of Geophysical Research Atmospheres*. 1985. Vol. 90. P. 1049–1059. <https://doi.org/10.1029/JC090iC01p1049>.
32. *Young I. R., Zieger S., Babanin A. V.* Global trends in wind speed and wave height // *Science*. 2011. Vol. 332. Iss. 6028. P. 451–455. <https://doi.org/10.1126/science.1197219>.
33. *Zhang Z., Li X.* Global ship accidents and ocean swell-related sea states // *Nat. Hazards and Earth Syst. Sci.* 2017. Vol. 17. P. 2041–2051. <https://doi.org/10.5194/nhess-17-2041-2017>.

Ежова Е. А., Гавриков А. В., Тилинина Н. Д.

34. Zieger S., Vinoth J., Young I. R. Joint calibration of multiplatform altimeter measurements of wind speed and wave height over the past 20 years // *J. of Atmospheric and Oceanic Technology*. 2009. Vol. 26. P. 2549–2564. <https://doi.org/10.1175/2009JTECHA1303.1>.
35. Ziemer F., Rosenthal W. Measurements of two-dimensional wave energy spectra during SAXON-FPN'90. 1993 // *Proceedings of OCEANS '93*. Victoria, BC, Canada. Vol. 2. P. 326–331. <https://doi.org/10.1109/OCEANS.1993.326106>.

Статья поступила в редакцию 23.04.2024, одобрена к печати 31.10.2024.

Для цитирования: Ежова Е. А., Гавриков А. В., Тилинина Н. Д. Область применимости данных спутниковой альтиметрии для валидации алгоритмов оценки высоты ветрового волнения // *Океанологические исследования*. 2024. № 52 (4). С. 39–55. [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2024.52\(4\).3](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2024.52(4).3).

THE VALIDITY DOMAIN OF SATELLITE ALTIMETRY DATA FOR VALIDATION OF ALGORITHMS FOR ESTIMATION WIND WAVE HEIGHT

E. A. Ezhova^{1,2}, A. V. Gavrikov¹, N. D. Tilinina¹

¹ *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences,
36, Nakhimovskiy prospekt, Moscow, 117997, Russia;*

² *Institute of Physics and Technology (National Research University),
9, Institutskiy pereulok, Dolgoprudny, 141701, Russia,
e-mail: ezhova.ea@phystech.edu*

Satellite altimetry stands as one of the paramount sources of information regarding significant wave height, primarily due to its global coverage and near real-time availability. This study evaluates the radius of the quasihomogeneity region of the wind waves field is estimated based on in situ and altimetry measurements. In situ data were collected during five marine expeditions utilizing drifting wave buoys (Spotter) and the Sea Vision radar system. Ten altimetric missions (Level 3) provided by CMEMS, as well as ERA5 reanalysis of wind speed, were processed. The outcome of the study is an assessment of the maximum radius circle centered on the satellite measurement point, within which the wave field can be considered homogeneous, enabling the use of altimetry data as reference for comparison with other data sources, as well as a methodology for refining this estimate taking into account the heterogeneity of the wind field.

Keywords: wind waves, significant wave height, satellite altimetry, wave buoy, wave radar

Acknowledgements: The expedition work was carried out within the framework of No. FMWE-2022-0002, the analysis and processing of data was supported by the RSF grant 23-77-30001.

References

1. Abdalla, S., P. Janssen, and J.-R. Bidlot, 2011: Altimeter near real time wind and wave products: Random error estimation. *Mar. Geod.*, **34**, 393–406, <https://doi.org/10.1080/01490419.2011.585113>.
2. Abdalla, S., A. A. Kolahchi, M. Ablain, S. A. Bhowmick, E. Alou-Font, L. Amarouche, O. B. Andersen, H. Antich, and L. Aouf, et al., 2021: Altimetry for the future: Building on 25 years of progress. *Adv. Space Res.*, **68**, 319–363, <https://doi.org/10.1016/j.asr.2021.01.022>.
3. Babanin, A. V., 2006: On a wave-induced turbulence and a wave-mixed upper ocean layer. *Geophysical Research Letters*, **33** (20), <https://doi.org/10.1029/2006GL027308>.
4. Babanin, A., S. Zieger, and A. Ribal, 2014: Satellite observations of waves in the Arctic Ocean. *Proceedings of the 22nd IAHR International Symposium on Ice*, Singapore, https://doi.org/10.3850/978-981-09-0750-1_1153.
5. Blomquist, B. W., S. E. Brumer, C. W. Fairall, B. J. Huebert, C. J. Zappa, I. M. Brooks, M. Yang, L. Bariteau, J. Prytherch, J. E. Hare, H. Czerski, A. Matei, and R. W. Pascal, 2017: Wind speed and sea state dependencies of air-sea gas transfer: Results from the high wind speed gas exchange study (HiWinGS). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **122**, 8034–8062, <https://doi.org/10.1002/2017JC013181>.
6. Buckingham, C. E., N. S. Lucas, S. E. Belcher, T. P. Rippeth, A. L. M. Grant, J. Le Sommer, A. O. Ajayi, and A. C. Naveira Garabato, 2022: The contribution of surface and submesoscale processes to turbulence in the open ocean surface boundary layer. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, **11**, 4066–4094, <https://doi.org/10.1029/2019MS001801>.
7. Campos, R. M., 2023: Analysis of spatial and temporal criteria for altimeter collocation of significant wave height and wind speed data in deep waters. *Remote Sens*, **15**, 2203, <https://doi.org/10.3390/rs15082203>.
8. Charles, E., R. Husson, A. Philip, and P. Zunino, 2023: *Synthesis Quality Overview Document for WAVE Thematic Assembly Centre Product WAVE_GLO_PHY_SWH_L3_NRT_014_001*, 3.4, <https://doi.org/10.48670/moi-00179>.
9. Dodet, G., J.-F. Piolle, Y. Quilfen, S. Abdalla, M. Accensi, F. Ardhuin, E. Ash, J.-R. Bidlot, C. Gommenginger, G. Marechal, M. Passaro, G. Quartly, J. Stopa, B. Timmermans, I. Young, P. Cipollini, and C. Donlon, 2020: The Sea State CCI dataset v1: towards a sea state climate data record based on satellite observations. *Earth Syst. Sci. Data*, **12**, 1929–1951, <https://doi.org/10.5194/essd-12-1929-2020>.
10. Dodet, G., S. Abdalla, M. Alday, M. Accensi, J. Bidlot, and F. Ardhuin, 2022: Error characterization of significant wave heights in multidecadal satellite altimeter product, model hindcast, and in situ measurements using the triple collocation technique. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **39**, 887–901, <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-21-0179.1>.
11. Ezhova, E. A., A. V. Gavrikov, V. D. Sharmar, N. D. Tilinina, A. I. Suslov, V. S. Koshkina, M. A. Krinitskiy, V. S. Gladyshev, and M. A. Borisov, 2023: Obtaining Wind Waves Parameters Using Ship Radar. *Oceanology*, **63** (Suppl 1), 42–53, <https://doi.org/10.1134/S0001437023070032>.
12. Gulev, S. K. and L. Hasse, 1998: North Atlantic wind waves and wind stress fields from voluntary observing ship data. *Journal of Physical Oceanography*, **28** (6), 1107–1130, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1998\)028%3C1107:NAWWAW%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1998)028%3C1107:NAWWAW%3E2.0.CO;2).
13. Hersbach, H., B. Bell, P. Berrisford, and S. Hirahara, et al., 2020: The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **146**, 1999–2049, <https://doi.org/10.1002/qj.3803>.

14. Ivonin, D. V., A. V. Gavrikov, V. D. Sharmar, L. I. Salavatova, N. D. Tilinina, and S. K. Gulev, 2021: Monitoring the sea surface state in the North Atlantic based on ship navigation facilities. *Oceanology*, **61**, 305–307, <https://doi.org/10.1134/S000143702103005X>.
15. Krinitskiy, M. A., V. A. Golikov, N. N. Anikin, A. I. Suslov, A. V. Gavrikov, and N. D. Tilinina, 2023: Estimating significant wave height from X-band navigation radar using convolutional neural networks. *Moscow Univ. Phys.*, **78** (Suppl 1), 128–137, <https://doi.org/10.3103/S0027134923070159>.
16. Kudryavtseva, N. A. and T. Soomere, 2016: Validation of the multi-mission altimeter data for the Baltic Sea region. *Estonian Journal of Earth Sciences*, **65**, 161–175, <https://doi.org/10.3176/earth.2016.13>.
17. Liu, S., S. Miaomiao, S. Chen, X. Fu, S. Zheng, W. Hu, S. Gao, K. Cheng, S. Zhang, M. Nez, and W. Li., 2023: An intelligent modeling framework to optimize the spatial layout of ocean moored buoy observing networks. *Frontiers in Marine Science*, **10**, <https://doi.org/10.3389/fmars.2023.1134418>.
18. Lopatoukhin, L. I., 2012: *Vetrovoe volnenie (Wind waves)*. Saint-Petersburg, WWM165. P. 165.
19. Monaldo, F., 1988: Expected differences between buoy and radar altimeter estimates of wind speed and significant wave height and their implications on buoy-altimeter comparisons. *J. of Geophysical Research: Oceans*, **C3**, 2285–2302, <https://doi.org/10.1029/JC093iC03p02285>.
20. Nesterov, E. S., 2020: Wind waves in the arctic sea (review). *Hydrometeorological Research and Forecasting*, **3** (377), 19–41, <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2020-3-19-41>.
21. Nieto-Borge, J. C., K. Reichert, J. Dittmer, and W. Rosenthal, 1998: *WaMoS II: A wave and current monitoring system*. Proc. of the COST 714 conference, Paris.
22. Nieto-Borge, J. C., K. Reichert, and J. Dittmer, 1999: Use of nautical radar as a wave monitoring instrument. *Coastal Engineering*, **37**, 331–342, [https://doi.org/10.1016/S0378-3839\(99\)00032-0](https://doi.org/10.1016/S0378-3839(99)00032-0).
23. Passaro, M., M. A. Hemer, G. D. Quartly, C. Schwatke, D. Dettmering, and F. Seitz, 2021: Global coastal attenuation of wind-waves observed with radar altimetry. *Nat. Commun.*, **12**, 3812, <https://doi.org/10.1038/s41467-021-23982-4>.
24. Raghukumar, K., G. Chang, F. Spada, C. Jones, T. Janssen, and A. Gans, 2019: Performance characteristics of “Spotter”, a newly developed real-time wave measurement buoy. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **36**, 1127–1141, <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-18-0151.1>.
25. Rezvov, V. Y., M. A. Krinitskiy, V. A. Golikov, and N. D. Tilinina, 2023: Improvement of the AI-Based Estimation of Significant Wave Height Based on Preliminary Training on Synthetic X-Band Radar Sea Clutter Images. *Moscow Univ. Phys.*, **78** (1), 188–201, <https://doi.org/10.3103/S0027134923070275>.
26. Ribal, A. and I. R. Young, 2019: 33 years of globally calibrated wave height and wind speed data based on altimeter observations. *Sci. data*, **6**, 77, <https://doi.org/10.1038/s41597-019-0083-9>.
27. Taburet, N., R. Husson, E. Charles, G. Jettou, A. Philip, S. Philipps, M. Ghantous, and C. Kocha, 2023: *Quality Information Document for WAVE Thematic Assembly Centre Product WAVE_GLO_PHY_SWH_L3_NRT_014_001*, <https://doi.org/10.48670/moi-00179>.
28. Tilinina, N., D. Ivonin, A. Gavrikov, V. Sharmar, S. Gulev, A. Suslov, V. Fadeev, B. Trofimov, S. Bargman, L. Salavatova, V. Koshkina, P. Shishkova, E. Ezhova, M. Krinitskiy, O. Razorenova, K. P. Koltermann, V. Tereschenkov, and A. Sokov, 2022: Wind waves in the North Atlantic from ship navigational radar: SeaVision development and its validation with the Spotter wave buoy and WaveWatch III. *Earth Syst. Sci. Data*, **14**, 3615–3633, <https://doi.org/10.5194/essd-14-3615-2022>.

29. *WaMoS II System overview [official site of Wamos II Ocean State Monitoring System]*, <https://rutter.ca/wamos/> (visited on 19/03/2023).
30. Welch, P., 1967: The use of fast Fourier transform for the estimation of power spectra: A method based on time averaging over short, modified periodograms. *IEEE Transactions on Audio and Electroacoustic*, **15** (2), <https://doi.org/10.1109/TAU.1967.1161901>.
31. Young, I. R., W. Rosenthal, and F. Ziemer, 1985: A three-dimensional analysis of marine radar images for the determination of ocean wave directionality and surface currents. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, **90**, 1049–1059, <https://doi.org/10.1029/JC090iC01p01049>.
32. Young, I. R., S. Zieger, and A. V. Babanin, 2011: Global trends in wind speed and wave height. *Science*, **332** (6028), 451–455, <https://doi.org/10.1126/science.1197219>.
33. Zhang, Z. and X. Li, 2017: Global ship accidents and ocean swell-related sea states. *Nat. Hazards and Earth Syst. Sci.*, **17**, 2041–2051, <https://doi.org/10.5194/nhess-17-2041-2017>.
34. Zieger, S., J. Vinoth, and I. R. Young, 2009: Joint calibration of multiplatform altimeter measurements of wind speed and wave height over the past 20 years. *J. of Atmospheric and Oceanic Technology*, **26**, 2549–2564, <https://doi.org/10.1175/2009JTECHA1303.1>.
35. Ziemer, F. and W. Rosenthal, 1993: Measurements of two-dimensional wave energy spectra during SAXON-FPN'90. *Proceedings of OCEANS '93. Victoria, BC, Canada*, **2**, 326–331, <https://doi.org/10.1109/OCEANS.1993.326106>.

Submitted 23.04.2024, accepted 31.10.2024.

For citation: Ezhova, E. A., A. V. Gavrikov, and N. D. Tilinina, 2024: The validity domain of satellite altimetry data for validation of algorithms for estimation wind wave height. *Journal of Oceanological Research*, **52** (4), 39–55, [https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2024.52\(4\).3](https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2024.52(4).3).