

Использование данных морских буев для оценки дисперсии наклонов крупномасштабного волнения для Ku- и Ka-диапазонов

М.А. Панфилова, В.Ю. Караев

*Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород, 603950, Россия
E-mail: marygo@mail.ru*

Дисперсия наклонов крупномасштабного волнения является важным параметром, который влияет на рассеяние волн СВЧ-диапазона морской поверхностью в рамках двухмасштабной модели рассеяния, а также на обменные процессы на границе атмосфера и океана. В работе проведено исследование связи дисперсии наклонов крупномасштабного волнения с параметрами, измеряемыми морскими буями. Получены оценки вклада этих параметров в дисперсию наклонов. Для этого была сформирована объединенная база данных, включающая данные двухчастотного дождевого радиолокатора (сечения обратного рассеяния для Ku- и Ka-диапазонов, углы падения) и данные морских буев (параметры волнения и состояние приповерхностного слоя атмосферы) при условии временной (30 мин.) и пространственной (40 км) близости измерений, выполненных буями и двухчастотным дождевым радиолокатором. Данные дождевого радиолокатора использовались для определения дисперсии наклонов вдоль направления сканирования и сечения обратного рассеяния при нулевом угле падения. Предложен алгоритм определения полной дисперсии наклонов по сечению обратного рассеяния при нулевом угле падения. Полная дисперсия наклонов крупномасштабного волнения, восстановленная по данным дождевого радиолокатора, считалась в исследовании референсной. Была построена эмпирическая зависимость полной дисперсии наклонов крупномасштабного волнения для Ku- и Ka-диапазонов от измеряемых морским буюм параметров: высоты значительного волнения, доминантного и среднего периодов спектра волнения, температур воды и воздуха, направления волнения и ветра, скорости ветра.

Ключевые слова: морские буи, радиолокационное зондирование морской поверхности, малые углы падения, дисперсия наклонов

*Одобрена к печати: 30.11.2016
DOI: 10.21046/2070-7401-2016-13-6-119-134*

Введение

Дисперсия наклонов морской поверхности является одним из основных параметров, которые влияют на рассеяние радиоволн СВЧ-диапазона при малых и средних углах падения. В данном случае имеется в виду дисперсия наклонов крупномасштабного, по сравнению с длиной электромагнитной волны, волнения. Также измерение дисперсии наклонов морского волнения актуально, поскольку она является информативным параметром при изучении ветро-волнового взаимодействия (Jackson et al., 1992). Однако на данный момент нет приборов, способных измерять дисперсию наклонов именно крупномасштабного волнения.

Морские буи являются основным инструментом для измерения параметров волнения и приповерхностного ветра в открытом океане, и, казалось бы, можно определить дисперсию наклонов, интегрируя спектр волнения, измеренный буями. Однако геометрические размеры многих NDBC (National Data Buoy Center) буев таковы, что в спектре волнения, измеряемом ими, минимальная длина волны составляет около 6,6 м (0,485 Гц). Пример спектра, измеряемого буюм, представлен на *рис. 1*. Поскольку дисперсия наклонов морской поверхности, влияющая на рассеяние электромагнитных волн в СВЧ-диапазоне, определяется в значительной степени короткими волнами, то при вычислении этого статистического момента по спектру, измеренному буюм, их величина может быть занижена более чем на порядок.

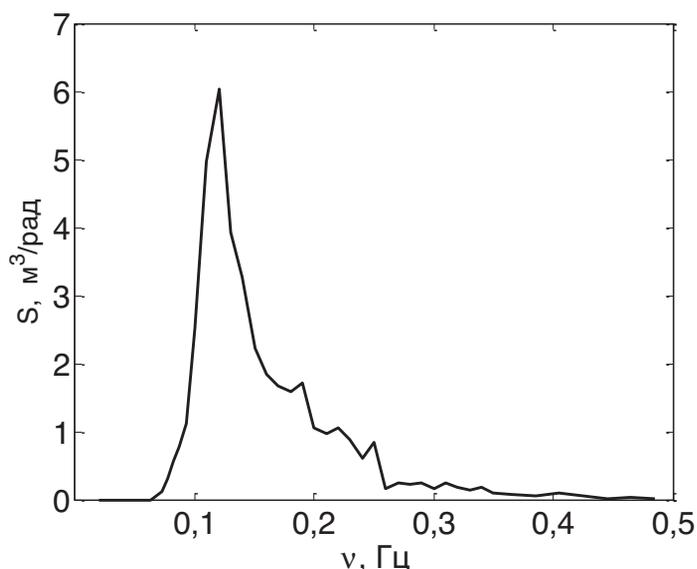


Рис. 1. Пример спектра, измеряемого NDBC буем

Задача определения дисперсии наклонов крупномасштабного волнения по данным радиоальтиметров, радиометра и дождевого радиолокатора рассматривалась в ряде работ. Данные самолётных радиоальтиметров Ka- и Ku- диапазонов использовались, например, в статьях (Vandemark et al., 2004; Jackson et al., 1992). При этом значение эффективного коэффициента отражения взято из литературы (Stogryn, 1997), а величина дисперсии наклонов вычисляется по формуле для квазизеркального рассеяния. По данным многочастотного радиометра Ka-, Ku- и C-диапазонов дисперсии наклонов определялись авторами работы (Данилычев и др., 2006).

Результаты обработки данных дождевого радиолокатора представлены в работах (Freilich, Vanhoff, 2003; Караев и др., 2012; Chu et al., 2012 и др.). Рассмотрим их подробнее. В работах показано, что по зависимости сечения обратного рассеяния от угла падения, измеренной дождевым радиолокатором со спутника миссии по измерению осадков в тропической зоне (Tropical rainfall measurement mission – TRMM), можно определить дисперсию наклонов вдоль направления сканирования. Аналогичная задача решается, например, в работе (Гарнакерьян, Сосунов, 1978), где показана возможность определения дисперсии наклонов крупномасштабного волнения при измерении сечения обратного рассеяния при двух углах падения. В этом случае дисперсия наклонов крупномасштабного волнения определяется точно, без предположений о величине коэффициента отражения, что является преимуществом метода.

В работах (Freilich, Vanhoff, 2003; Данилычев и др., 2006; Jackson et al., 1992 и др.) были получены зависимости дисперсии наклонов крупномасштабного волнения от скорости ветра (аналог зависимости из работы (Cox, Munk, 1956)). Однако поверхностное волнение формируется не только ветром, что приводит к неоднозначности. В работах (Hwang, Shemdin, 1988; Tang, Shemdin, 1983) отмечается, что при постоянной скорости ветра дисперсия наклонов сильно меняется вследствие прихода волн зыби и формирования на поверхности смешанного волнения.

Также на дисперсию наклонов влияют температура воды и воздуха. В работах (Keller et al., 1985; Hwang, Shemdin, 1988; Бортковский, 1997) была продемонстрирована изменчивость сечения обратного рассеяния при постоянном ветре в зависимости от разности температур воды и воздуха, которая определяет устойчивость стратификации атмосферы. В качестве параметра, характеризующего устойчивость стратификации, вводят число Ричардсона:

$$R = \frac{g(t_a - t_w)}{u_*^2 t_w}, \quad (1)$$

где u_* – это скорость трения, t_a и t_w – температуры воздуха и воды, а g – гравитационная постоянная.

В настоящей работе предложен способ определения дисперсии наклонов крупномасштабного волнения для Ку- и Ка-диапазонов по данным морских буев. Для этого был сформирован объединенный массив данных, включающий совмещенные по времени и пространству радиолокационные данные и данные морских буев.

Данные морских буёв включают в себя высоту значительного волнения H_s , скорость ветра, температуры воды и воздуха – t_w и t_a , направление ветра и среднее направление волнения – ϕ_{wind} и ϕ_{wave} соответственно, доминантный и средний период волнения – T_p и T_a . Доминантный период соответствует пику в спектре волнения, а средний период определяется по формуле:

$$T_a = \frac{\int \frac{2\pi}{\omega} S(\omega) d\omega}{\int S(\omega) d\omega}, \quad (2)$$

где $S(\omega)$ – спектральная плотность мощности, измеряемая бумом. В случае когда волнение является либо чисто ветровым, либо одной системой волн зыби, в спектре волнения присутствует только один пик, и значения T_p и T_a близки.

Данные со спутника содержат зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения. Использовались данные дождевых радиолокаторов Ка- и Ку-диапазонов со спутника миссии GPM (Global Precipitation Measurement), который является усовершенствованным вариантом TRMM. По данным радиолокаторов была восстановлена полная дисперсия наклонов, а затем была определена функция, которая ставит в соответствие измерениям буя значение дисперсии наклонов. Функция была получена по технологии искусственных нейронных сетей, которая является одним из методов машинного обучения (Haykin, 2009). По данным буёв вклад зыби учитывается путём ввода в алгоритм доминантного и среднего периодов волнения и их разности, а также угла между направлением ветра и направлением волнения. Данные температурных датчиков позволяют учесть влияние стратификации атмосферы.

В первом разделе описываются исходные данные, во втором – методика определения дисперсии наклонов крупномасштабного волнения по измерениям радиолокатора, а в третьем описана методика построения эмпирической зависимости дисперсии наклонов

крупномасштабного волнения от параметров волнения, ветра, температур воды и воздуха и проводится анализ результатов.

1. Исходные данные

Японо-американский спутник миссии GPM, данные с которого использовались в работе, был выведен на орбиту в феврале 2014 года. Его основной задачей является измерение пространственного распределения осадков. Спутник GPM пришел на смену спутнику миссии TRMM (Tropical rainfall measurement mission), который находился на орбите с 1997 по 2014 год и работал в основном в зоне тропиков. Для измерения интенсивных осадков, свойственных тропикам, на спутнике TRMM был установлен радиолокатор Ku-диапазона (2,1 см). На новом спутнике установлен двухчастотный дождевой радиолокатор (Dual-frequency precipitation radar – DPR), состоящий из радиолокаторов Ka- и Ku-диапазона. Радиолокаторы работают на НН-поляризации. Необходимость добавления Ka-диапазона (0,8 см) обусловлена тем, что по широте область, покрываемая новым спутником, расширилась до 65° и для измерения менее интенсивных осадков, характерных для средней полосы, необходимо использовать меньшую длину волны.

По данным дождевых радиолокаторов восстанавливается объемное рассеяние атмосферы в «столбе» диаметром около 5 км с высоты 10 км до поверхности Земли. Сигнал, рассеянный на каплях в атмосфере, регистрируется с шагом 250 м по дальности. Последний отсчет по дальности соответствует сечению обратного рассеяния от поверхности земли или морской поверхности. Необработанные данные о сечении обратного рассеяния, а также данные об интенсивности осадков, полученные после предварительной обработки, для каждого элемента разрешения локатора находятся в открытом доступе в интернете. Для дальнейшей обработки были отобраны данные для областей, где нет осадков.

Схема измерений радиолокаторов изображена на *рис. 2*. Высота орбиты спутника GPM составляет 400 км. Радиолокаторы сканируют синхронно в направлении, перпендикулярном направлению полёта, причем угол зондирования для антенны Ku-диапазона меняется в пределах $\pm 17^\circ$ и ширина полосы обзора составляет около 245 км, а для антенны Ka-диапазона – в интервале $\pm 8,5^\circ$ и ширина полосы обзора около 125 км. При этом происходит сплошная «засветка» полосы обзора. Размер пятна на поверхности моря составляет около 5 км (при вертикальном зондировании), а смещение радиолокатора за время скана – около 4 км. Данные радиолокаторов содержат информацию о зависимости сечения обратного рассеяния от угла падения, а также о наличии и интенсивности осадков.

Данные радиолокатора были объединены с измерениями морских NDBC буёв. Объединение происходило таким образом, чтобы расстояние от буя до центра пятна засветки радиолокатора не превышало 40 км, а интервал времени между измерениями радиолокатора и морского буя был не более 30 мин. Радиолокационные данные для области вокруг буя содержат измерения сечения обратного рассеяния при нескольких углах падения.

Для обработки использовались области, в которых было не меньше четырех различных углов падения, а для каждого угла падения не меньше четырёх измерений.

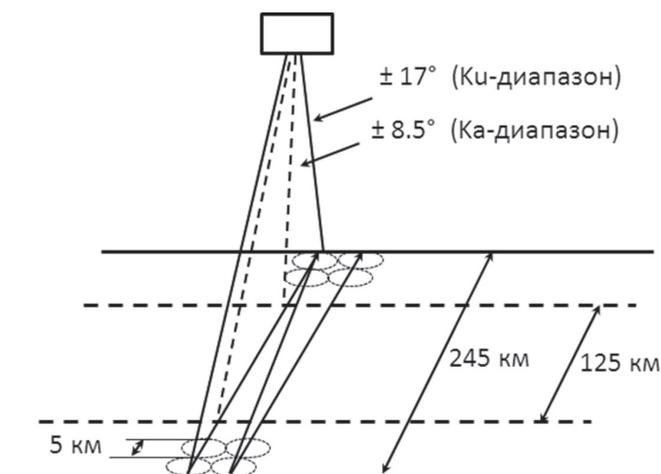


Рис. 2. Схема сканирования двухчастотного радиолокатора

На морских буйах анемометры устанавливаются на высотах от 2 м до 5 м. Обычно скорость ветра пересчитывают к стандартной величине U_{10} . Однако без достоверных знаний о стратификации пересчет сделать сложно, особенно в случае неустойчивой стратификации. Поэтому будем использовать непосредственно измерения буёв. Для большей части данных высота анемометра равна 5 м, и для обработки будем использовать только эти данные. Далее в статье скорость ветра – это скорость ветра U_5 , измеренная на высоте 5 м.

В результате объединённый массив данных содержит набор областей около 47 буев для обработки. Расположение буев приведено на рис. 3.



Рис. 3. Расположение NDBC буев, данные которых использовались в работе

2. Восстановление полной дисперсии наклонов по данным дождевого радиолокатора

Рассмотрим, как меняется сечение обратного рассеяния вдоль направления сканирования. На *рис. 4* приведены зависимости сечения обратного рассеяния в Ка- и Ку-диапазонах от угла падения. «Негладкое» поведение зависимости обусловлено шумами аппаратуры и флуктуациями рассеянного сигнала (спекл-шум).

Как известно, для малых углов падения рассеяние является квазизеркальным и происходит на участках профиля волны, ориентированных перпендикулярно падающему излучению. Согласно (Басс, Фукс, 1972) сечение обратного рассеяния вдоль направления зондирования при угле падения θ пропорционально плотности распределения уклонов поверхности $w(\theta)$:

$$\sigma(\theta) \sim \frac{w(\theta)}{\cos^4 \theta}. \quad (3)$$

Если сканирование происходит вдоль оси X , а двумерная функция распределения уклонов гауссова, то выражение для сечения обратного рассеяния примет вид:

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

где θ – угол падения, σ_{xx}^2 – дисперсия наклонов вдоль направления сканирования, а σ_{yy}^2 – дисперсия наклонов поперёк направления сканирования, K_{xy} – взаимный ненормированный коэффициент корреляции между наклонами вдоль и поперёк направления сканирования, $R_{eff}(0)$ – эффективный коэффициент отражения при нормальном падении, который вводится вместо коэффициента Френеля, чтобы учесть влияние на мощность отраженного сигнала мелкой ряби. Коэффициент корреляции K_{xy} будет равен нулю, если зондирование происходит вдоль либо поперек направления распространения волнения. В других случаях он будет отличен от нуля, однако много меньше σ_{xx}^2 и σ_{yy}^2 . Таким образом, если в формуле (4) пренебречь K_{xy} по сравнению с σ_{xx}^2 и σ_{yy}^2 , то выражение примет вид:

$$\sigma(\theta) = \frac{|R_{eff}(0)|^2 \exp \left[-\frac{tg^2 \theta}{2\sigma_{xx}^2} \right]}{2\sqrt{\sigma_{xx}^2 \sigma_{yy}^2} \cos^4 \theta}. \quad (5)$$

Для дальнейших рассуждений удобно обозначить $b = 1/2\sigma_{xx}^2$, $\sigma_0 = |R_{eff}(0)|^2 / 2\sqrt{\sigma_{xx}^2 \sigma_{yy}^2}$ – сечение обратного рассеяния при нулевом угле падения, то есть сечение обратного рассеяния, которое было бы измерено в данной области при вертикальном зондировании. Тогда получим:

$$\sigma(\theta) = \sigma_0 \frac{\exp[-btg^2\theta]}{\cos^4\theta}. \quad (6)$$

В работе (Караев и др., 2012) подробно описана методика определения дисперсии наклонов крупномасштабного волнения по данным сканирующего дождевого лоатора. Дисперсия наклонов определяется вдоль направления сканирования. Для уменьшения влияния шумов и флуктуаций дисперсия наклонов определяется в достаточно большом статистически однородном участке полосы обзора радиолокатора. Измерения радиолокатора сопоставляются с данными буёв, поэтому для обработки выбирался участок радиусом 40 км вокруг буя, как это описано в предыдущем разделе.

Далее, измеренная зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения путём взятия логарифма от правой и левой частей уравнения (6) преобразуется к виду:

$$\ln(\sigma_0 \cos^4\theta) = a - btg^2\theta. \quad (7)$$

Коэффициенты a и b определяются при помощи линейной регрессии по массиву данных. В результате эффективное сечение обратного рассеяния при нулевом угле падения при надире σ_0 равно $\exp(a)$, а дисперсия наклонов σ_{xx}^2 равна $1/2b$. При этом σ_0 измеряется в натуральных единицах.

Следует отметить, что радиолокационные данные при углах падения меньше двух градусов исключаются из рассмотрения, т.к. изменения сечения обратного рассеяния, связанные с изменением угла падения, малы по сравнению с шумами (рис. 4). Также следует отметить, что в рамках двухмасштабной модели рассеяния большей длине СВЧ-волны соответствует меньшее значение эффективного σ_{xx}^2 , поскольку граничное волновое число для большей длины волны меньше. Поэтому из рассмотрения также удалялись данные, где $\sigma_{xx\text{ Ka}}^2 < \sigma_{xx\text{ Ku}}^2$, что связано, скорее всего, с недостаточным усреднением (высокий уровень шумов).

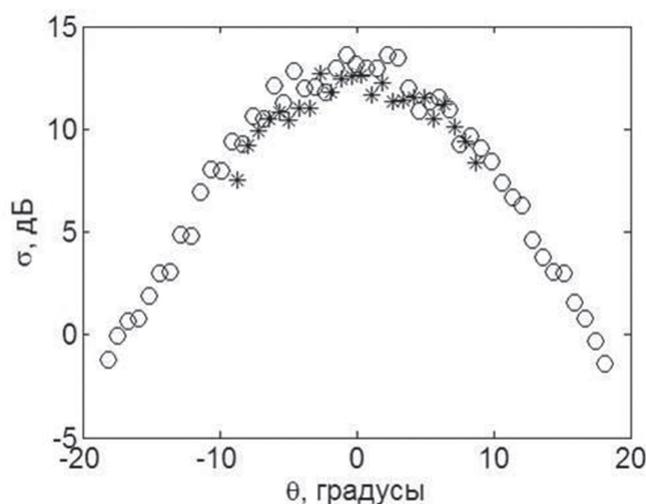


Рис. 4. Пример изменения сечения обратного рассеяния вдоль одного скана в зависимости от угла падения; кружки – в Ku-диапазоне, крестики – в Ka-диапазоне

В результате обработки данных был получен массив из 516 элементов $(\sigma_0, \sigma_{xx}^2)$ для каждого диапазона. Возникает вопрос, как, имея дисперсию наклонов вдоль направления сканирования, перейти к полной дисперсии наклонов σ_{tot}^2 (experiment).

Проведём следующее рассуждение. Измеренные дисперсии наклонов σ_{xx}^2 соответствуют произвольным направлениям зондирования относительно направления ветра, поэтому если σ_{along}^2 – дисперсия наклонов вдоль ветра, а σ_{cross}^2 – дисперсия поперёк направления ветра, то удвоенное измеренное значение дисперсии лежит в интервале $2\sigma_{cross}^2 \leq 2\sigma_{xx}^2 \leq 2\sigma_{along}^2$.

Нас интересует полная дисперсия наклонов $\sigma_{tot}^2 = \sigma_{along}^2 + \sigma_{cross}^2$. Она также лежит в пределах $2\sigma_{cross}^2 \leq \sigma_{tot}^2 \leq 2\sigma_{along}^2$. Направление сканирования относительно направления ветра распределено равновероятно в случае достаточно большого массива данных, поэтому при проведении регрессии по $2\sigma_{xx}^2$ среднее значение будет соответствовать полной дисперсии наклонов.

Рассмотрим зависимости удвоенной дисперсии наклонов в Ka- и Ku-диапазонах от σ_0 , представленные на *рис. 5а* и *5б* для Ka- и Ku-диапазонов. Предположим, что зависимость σ_{tot}^2 от σ_0 задается выражением:

$$\sigma_{tot}^2 = a/\sigma_0 + b\sigma_0 + c,$$

где коэффициенты находятся при помощи регрессии. В результате регрессионной обработки получим формулу для определения полной дисперсии наклонов для Ka-диапазона:

$$\sigma_{tot\ Ka}^2 = 0,16495/\sigma_{0\ Ka} - 0,0010116\sigma_{0\ Ka} + 0,036271 \pm 0,0065, \quad (8)$$

и для Ku-диапазона:

$$\sigma_{tot\ Ku}^2 = 0,19395/\sigma_{0\ Ku} - 0,00072815\sigma_{0\ Ku} + 0,028804 \pm 0,0045, \quad (9)$$

которая работает для $10 \leq \sigma_{0\ Ka, Ku} \leq 32$, и где $\sigma_{0\ Ka, Ku}$ заданы в натуральных единицах. Отметим, что радиовысотометр работает при нулевом угле падения и его данные могут использоваться для вычисления дисперсии наклонов крупномасштабного волнения.

Для каждого элемента в массиве были вычислены полные дисперсии наклонов $\sigma_{tot\ Ka}^2(\sigma_{0\ Ka})$ и $\sigma_{tot\ Ku}^2(\sigma_{0\ Ku})$ по формулам (8) и (9), и на *рис. 6а* и *6б* показаны их зависимости от скорости ветра U_5 для Ku- и Ka- диапазонов соответственно. Погрешность измерения скорости ветра NDBC буюми составляет ± 1 м/с, погрешность измерения направления ветра и волнения составляет $\pm 10^\circ$.

Была проведена регрессия, и получены формулы для полной дисперсии наклонов:

$$\sigma_{tot\ Ku}^2 = -0,00343 + 0,0129U_5^{0.46} \pm 0,0026, \quad (10)$$

$$\sigma_{tot\ Ka}^2 = -0,0177 + 0,025U_5^{0.37} \pm 0,0035. \quad (11)$$

Погрешность определения дисперсии наклонов крупномасштабного волнения только по скорости ветра следующая: для Ku- диапазона СКО=0,0026 рад², для Ka-диапазона – СКО=0,0035 рад².

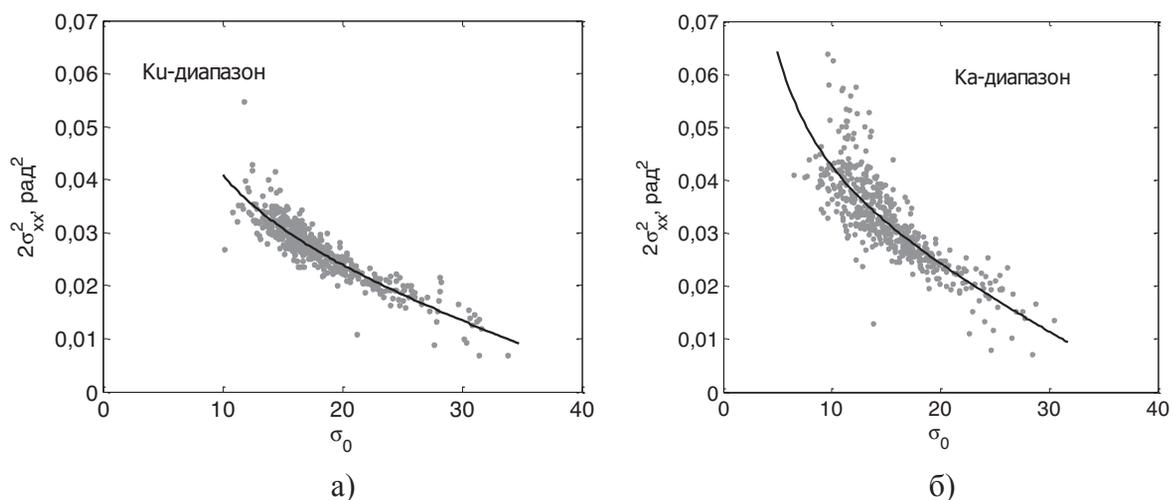


Рис. 5. Зависимость удвоенной дисперсии наклонов от сечения обратного рассеяния и аппроксимация: а) – для Ку-диапазона, б) – для Ка-диапазона

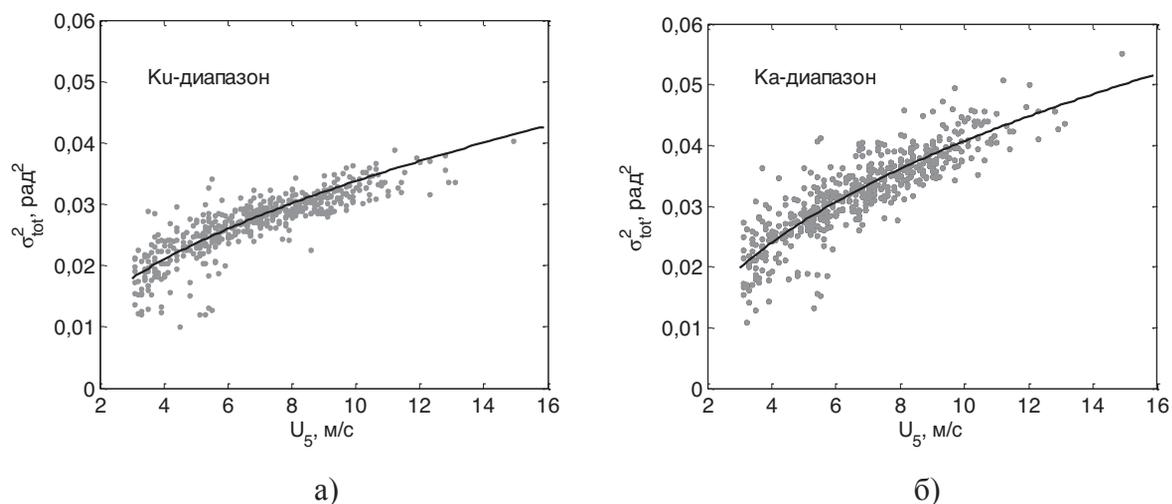


Рис. 6. Зависимость полной дисперсии наклонов от скорости ветра: а) – для Ку-диапазона, б) – для Ка-диапазона

Сравнение полной дисперсии наклонов крупномасштабного волнения, вычисленной по формулам (10), (11), с измеренной дождевым радиолокатором показано на рис. 7а и 7б. Погрешность можно уменьшить, если использовать данные морских буёв о параметрах волнения, а также о температурах воды и воздуха.

3. Зависимость дисперсии наклонов от параметров волнения и состояния атмосферы

Полные дисперсии наклонов были вычислены по формулам (8) и (9) для всего массива данных, и был составлен массив из следующих компонент:

$$\left(\sigma_{tot\ Ka(Ku)}^2, U_5, T_p, T_a, \phi_{wave}, \phi_{wind}, H_s, t_a, t_w \right).$$

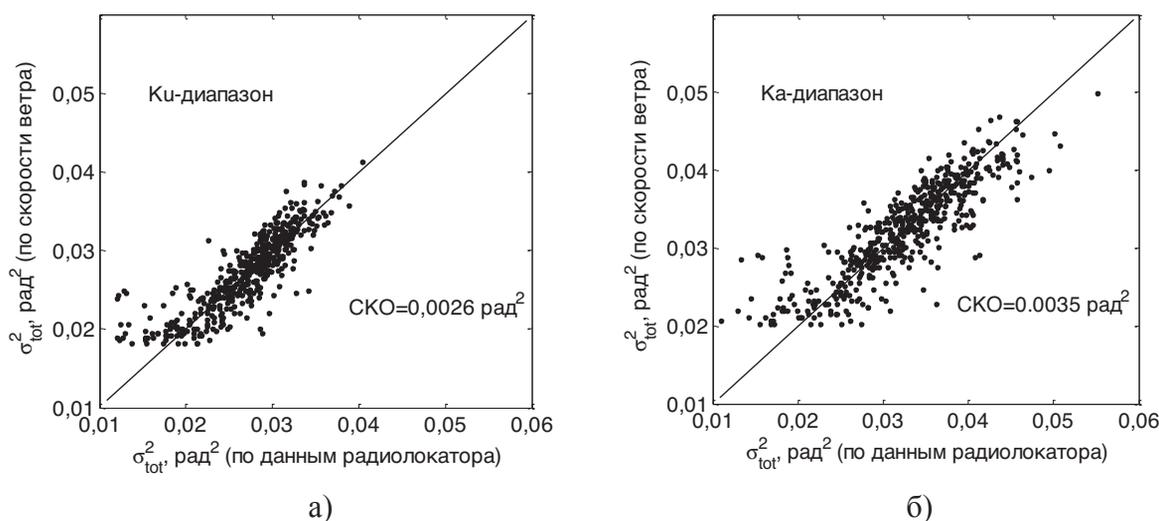


Рис. 7. Сопоставление измеренной и восстановленной по скорости ветра дисперсий наклона: а) – для Ку-диапазона, б) – для Ка-диапазона

Определим средний уклон волнения на основе данных буёв как H_s/L_p , где L_p – длина волны в пике спектра, либо как H_s/L_a , где L_a – длина волны, соответствующая среднему периоду T_a . Согласно дисперсионному соотношению для гравитационных волн на глубокой воде $L_p = gT_p^2/2\pi$ и $L_a = gT_a^2/2\pi$. Обозначим переменные, пропорциональные средним уклонам волнения, как $\delta_p = H_s/T_p^2$ и $\delta_a = H_s/T_a^2$.

Определим переменные или их комбинации, которые сильнее всего связаны с дисперсией наклонов. Для этого вычислим коэффициенты корреляции дисперсии наклонов с параметрами волнения.

Таблица 1. Коэффициент корреляции K полной дисперсии наклонов с параметрами P

P	U_s	H_s	δ_p	δ_a	T_p	T_a	$T_p - T_a$	t_a	t_w	$t_a - t_w$
K_{Ku}	0,84	0,58	0,54	0,84	-0,04	0,05	-0,09	-0,04	-0,02	-0,07
K_{Ka}	0,85	0,6	0,55	0,84	-0,03	0,06	-0,08	-0,16	-0,14	-0,13

Наибольшая корреляция наблюдается со скоростью ветра, средним наклоном по среднему периоду, высотой значительного волнения и средним наклоном по доминантному периоду.

Параметр $t = t_w - t_a$ отвечает за стратификацию атмосферы. Температура воды t_w сама по себе также влияет на формирование коротковолновой части спектра (Бортковский, 1997), поскольку от неё зависят кинематическая вязкость и коэффициент поверхностного натяжения воды, а также стратификация.

Согласно табл. 1 из двух вариантов наклона был выбран δ_a . Период T_p был введён отдельно. Высота волнения также включена в алгоритм. Наличие зыби в модели характеризуют следующие параметры: разность периодов $\Delta T = T_p - T_a$ и угол между направлением ветра и направлением волнения $\Delta\phi = \phi_{wave} - \phi_{wind}$, где $-180^\circ \leq \Delta\phi \leq 180^\circ$.

Таким образом строились зависимости дисперсий наклонов в Ка- и Ку-диапазонах от набора параметров $\vec{P} = (U_s, H_s, T_p, \delta_a, T, t, t_w, t_a, \Delta\phi)$. Было получено две формулы вида

$\sigma_{tot\ Ku}^2 = f_{Ku}(\vec{P})$ и $\sigma_{tot\ Ka}^2 = f_{Ka}(\vec{P})$ на основе искусственных нейронных сетей (Наукин, 2009), где на входе – девять параметров, а на выходе – один.

Рассмотрим процедуру. Сначала проводится нормировка входных параметров таким образом, чтобы получить вектор Y_1 с компонентами в пределах от 0 до 1:

$$Y_1^j = a_j P_j + b_j. \quad (12)$$

Значения коэффициентов для обоих диапазонов даны в *табл. 2*.

Затем последовательно для $i=1$ и 2 вычисляются значения в узлах скрытых уровней нейронной сети по формуле:

$$Y_{i+1} = \frac{1}{1 + \exp(-(W_i Y_i + B_i))}, \quad (13)$$

где $i=[1, 2]$, а значения матриц весов W_i и отклонений B_i даны в *табл. 3* и *4* соответственно для обоих диапазонов. После этого вычисляется значение на выходном уровне по формуле:

$$Z = W_3 Y_3 + B_3, \quad (14)$$

где значение матрицы весов W_3 и отклонений B_3 приведены в *табл. 5*.

Дисперсия наклонов вычисляется по формуле:

$$\sigma_{tot}^2 = (Z - b_t) / a_t, \quad (15)$$

где значения коэффициентов a_t и b_t приведены в *табл. 6*.

Вычисленные по разработанному алгоритму дисперсии наклонов и измеренные двухчастотным дождевым радиолокатором сопоставляются на *рис. 8а* для Ку-диапазона и на *рис. 8б* для Ка-диапазона. Погрешность существенно уменьшилась по сравнению с однопараметрическим алгоритмом (см. формулы (10) и (11)) и составляет СКО=0,001 для Ку-диапазона и СКО=0,0017 для Ка-диапазона (для однопараметрического алгоритма погрешность составляет СКО=0,0026 для Ку- и СКО=0,0035 для Ка-диапазона).

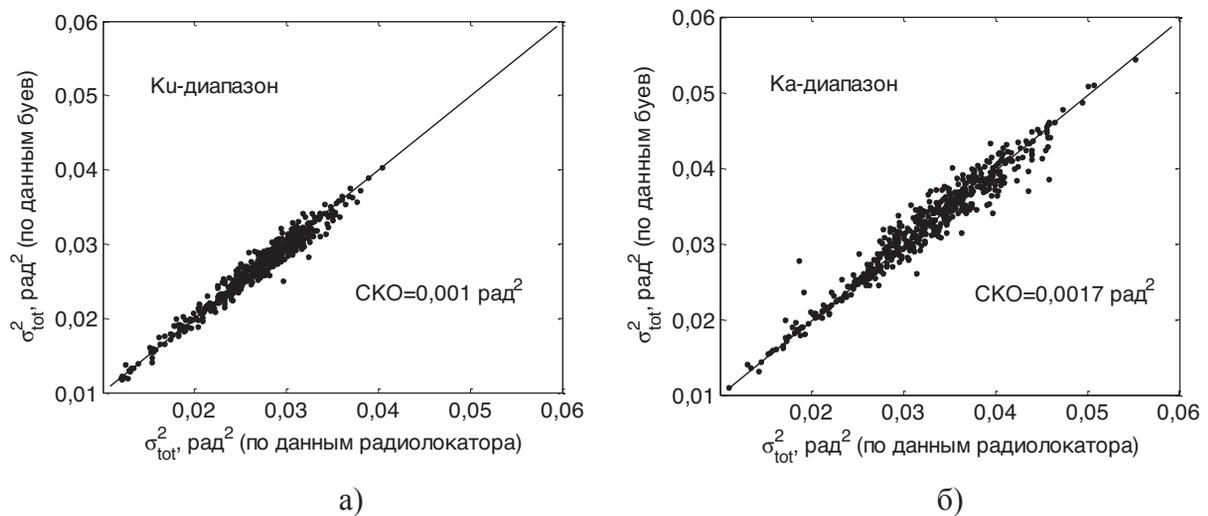


Рис. 8. Сопоставление измеренной и восстановленной по данным буев дисперсий наклона: а) – для Ку-диапазона, б) – для Ка-диапазона

Таким образом, учёт параметров волнения и данных о температуре воды и воздуха существенно снижает погрешность определения дисперсии наклонов по данным морских буёв.

Заключение

В ходе проведенного исследования сформирован объединенный массив данных, включающий данные морских буев (параметры волнения, скорость ветра, температуры воды и воздуха) и соответствующие им данные дождевого радиолокатора (сечения обратного рассеяния в Ka- и Ku-диапазонах, углы падения). Была проведена обработка и восстановлены дисперсии наклонов крупномасштабного волнения для Ku- и Ka-диапазонов. Получены формулы, связывающие дисперсию наклонов и сечение обратного рассеяния при надирном зондировании.

Проведен анализ связи данных, измеряемых морским буюм, с дисперсией наклонов крупномасштабного волнения для Ku- и Ka-диапазонов. Показано, что наиболее важными являются скорость ветра (коэффициент корреляции 0,84) и средний наклон, определяемый по среднему периоду волнения (коэффициент корреляции 0,84).

Получена эмпирическая формула, связывающая дисперсии наклонов крупномасштабного волнения для Ka- и Ku-диапазонов с данными морских буёв. Показано, что многопараметрическая зависимость позволяет более чем в два раза уменьшить погрешность определения дисперсии наклонов крупномасштабного волнения в Ku- и Ka-диапазонах по сравнению с формулой определения дисперсии наклонов только по скорости ветра.

Полученное выражение может быть применено для оценки дисперсии наклонов по подспутниковым измерениям при анализе данных скаттерометров и РСА.

В ИПФ РАН разрабатывается подводный акустический волнограф, работающий на длине волны 8 мм, предназначенный для непосредственного измерения основных статистических характеристик волнения (Titchenko et al., 2015; Титченко, 2016), в том числе дисперсии наклонов крупномасштабного волнения для Ka-диапазона. Планируется проведение экспериментов для дальнейшего сравнения измеренной волнографом и восстановленной по данным буев дисперсии наклонов крупномасштабного волнения в Ka-диапазоне.

Приложение

Таблица 2. Значения коэффициентов нормировки a_x в формуле (22) для параметра x для Ka- и Ku-диапазонов

x	U_5	H_s	T_p	δ_a	ΔT	Δt	t_w	t_a	$\Delta\phi$
a_x	0,077	0,123	0,062	13,898	0,08	0,049	0,0369	0,028	0,0015
b_x	-0,256	-0,037	-0,182	-0,199	0,063	0,249	-0,133	0,148	0,499

Таблица 3. Значения весов и отклонений в формуле (13) для $i=1$

W_1 (Ки-диапазон)									B_1
-5,743	-3,671	12,551	9,376	-18,016	-8,346	-7,36	5,823	-7,514	12,8
-25,291	-10,087	58,072	-19,328	-79,854	-31,067	55,745	42,777	-35,54	-55,45
0,851	-10,672	-8,072	-1,24	-8,569	-3,376	-15,708	-4,032	-2,627	27,151
-11,112	-25,216	-12,917	-19,648	-11,047	7,307	20,04	2,721	38,172	-10,325
40,183	38,515	-24,247	19,976	0,565	98,529	8,103	-46,923	-30,996	13,544
-2,415	-4,761	-7,821	-3,611	0,622	0,734	-6,713	-1,991	0,7	3,846
23,265	-24,448	19,879	-31,053	0,029	-23,454	-22,292	7,425	-1,838	23,53
-112,6	5,842	3,753	-56,978	3,345	3,322	-34,01	1,279	-56,416	74,626
-3,81	-5,216	4,229	0,224	-2,108	0,723	1,664	0,746	-0,067	0,233
W_1 (Ка-диапазон)									B_1
4,38	8,64	-17,75	0,414	17,47	-0,187	-2,712	-4,093	1,153	-2,989
-1,827	-22,345	33,346	-3,425	-30,689	-5,722	5,352	6,913	-2,698	-11,261
-8,248	8,652	4,215	-0,356	5,024	1,407	2,777	-0,712	-5,512	-2,334
-3,262	-4,097	4,676	-0,842	-8,264	-3,298	-7,728	-2,867	-3,535	11,628
3,538	3,006	-4,404	0,804	4,275	1,306	4,005	-4,115	-1,688	1,089
-9,159	0,469	9,7	2,447	0,951	7,654	-0,932	0,29	-4,296	-4,891
9,226	5,812	-11,158	0,302	7,049	-2,197	1,777	2,727	1,307	-1,985
2,071	4,807	-1,809	-1,043	-2,901	-1,953	-1,327	-1,994	2,801	4,308
6,22	6,398	3,609	1,234	9,801	8,63	3,166	-2,502	-10,106	-0,865

Таблица 4. Значения весов и отклонений в формуле (13) для $i=2$

W_2 (Ки-диапазон)									B_2
-173,987	233,115	1,987	-0,968	1,663	6,397	-10,386	-3,955	6,569	180,067
-5,742	3,956	1,827	-1,782	-0,94	-1,569	1,542	-0,547	2,801	4,171
16,167	3,588	-4,408	-1,429	2,665	-46,05	-3,302	-0,286	-2,988	-20,314
36,303	3,477	-4,489	-0,895	0,472	-1,738	-3,461	-13,055	-2,937	-38,405
9,145	-13,527	20,64	-108,971	-5,823	-148,03	82,093	3,148	-21,187	17,013
7,069	-2,449	-1,999	2,918	1,406	10,933	-1,681	1,788	-1,304	-6,839
26,261	0,412	1,984	-1,729	-3,557	-18,416	1,73	1,673	-3,044	-27,758
-4,936	-0,842	2,083	0,548	-3,95	15,718	1,152	-6,723	15,911	-16,987
W_2 (Ка-диапазон)									B_2
8,164	-78,928	2,066	5,284	-37,546	5,168	21,945	0,944	24,115	-19,805
-3,633	4,538	-10,121	0,581	11,181	4,289	-1,467	0,707	6,418	-4,175
2,052	2,117	-1,136	2,164	2,56	-1,457	0,549	-3,242	1,464	0,477
-13,475	-0,793	1,085	-5,208	-1,713	1,377	-2,15	2,032	-0,795	2,545
-13,704	-0,231	1,027	-5,407	-1,295	1,232	-2,397	1,68	-0,669	2,744
-0,881	2,855	2,694	1,419	15,073	-14,758	-12,42	-0,442	-7,087	5,177
120,688	-13,343	69,683	-22,846	117,861	-43,312	-103,46	-7,466	-56,775	12,537
1,108	-3,032	-2,535	-1,32	-14,752	14,411	12,333	0,861	6,884	-5,594

Таблица 5. Значения весов и отклонений в формуле (14) для $i=3$

W_3 (Ку-диапазон)								B_3
-0,511	-1,193	128,078	-147,65	-0,214	-1,149	-1,45	-22,016	2,550
W_3 (Ка-диапазон)								B_3
-0,44	3,093	-3,606	-19,08	17,441	15,793	-0,253	16,175	-15,249

Таблица 6. Значения коэффициентов в формуле (15)

	a_t	b_t
Ку	32,849	-0,328
Ка	22,593	-0,246

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 15-45-02501 р_поволжье_а, 16-35-00548 мол_а, 16-35-80022 мол_эв_а, 0035-2014-0022 «Разработка радиофизических методов исследования океана» (12.13) и 15-55-53046 ГФЕН_а.

Литература

1. *Басс Ф.Г., Фукс И.М.* Рассеяние волн на статистически неровной поверхности. М.: Наука, 1972. 424 с.
2. *Бортковский Р.С.* О влиянии температуры воды на состояние поверхности океана и на процессы переноса // Известия АН физики атмосферы и океана. 1997. Т. 33. № 2. С. 266–273.
3. *Гарнакерьян А.А., Сосунов А.С.* Радиолокация морской поверхности. Ростов: Изд. Ростовского университета, 1978. 144 с.
4. *Данилычев М.В., Кутуза Б.Г., Николаев А.Г.* Развитие радиационной модели взволнованной морской поверхности на основе данных эксперимента по измерению рассеянного СВЧ радиоизлучения Солнца // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2006. Т. 2. № 3. С. 68–85.
5. *Караев В.Ю., Панфилова М.А., Баландина Г.Н., Чу К.* Восстановление дисперсии наклонов крупномасштабных волн по радиолокационным измерениям в СВЧ-диапазоне // Исследование Земли из космоса. 2012. № 4. С. 62–77.
6. *Титченко Ю.А.* Диагностика поверхностного волнения с использованием ультразвуковых и микроволновых локаторов с диаграммами направленности специальной формы: Дисс. канд. физ.-мат. наук. Нижний Новгород: ИПФ РАН, 2016. 159 с.
7. *Chu X., He Y., Chen G.* Asymmetry and anisotropy of microwave backscatter at low incidence angles // Transactions on geoscience and remote sensing. 2012. Vol. 50. No. 10. P. 4014–4024.
8. *Cox C., Munk W.* Slopes of the sea surface deduced from photographs of sun glitter // Bull. Scripps Inst. Oceanogr. 1956. Vol. 6. P. 401–488.
9. *Freilich M., Vanhoff B.* The relationship between winds, surface roughness and radar backscatter at low incidence angles from TRMM precipitation radar measurements // Journal of atmospheric and oceanic technology. 2003. Vol. 20. No. 4. P. 579–562.
10. *Haykin S.* Neural Networks and Learning Machines (3rd Edition). Prentice Hall, 2009. 938 p.
11. *Hwang P.A., Shemdin O.H.* The dependence of sea surface slope on atmospheric stability and swell conditions // Journal of geophysical research. 1988. Vol. 93. No. C11. P.13903–13912.
12. *Jackson F.C., Walton W.T., Hines D.E., Walter B.A., Peng C.Y.* Sea surface mean square slope from Ku-band backscatter data // Journal of Geophysical Research. 1992. Vol. 97. No. NC7. P. 11411–11427.
13. *Keller W.C., Plant W.J., Weissman D.E.* The dependence of X band microwave sea return on atmospheric stability and sea state // Journal of geophysical research. 1985. Vol. 90. P. 1019–1029.
14. *Stogryn A.P.* Equations for the permittivity of sea water. Report to NRL Washington DC. GenCorp Aerojet. Azusa. CA. 1997. 11 p.
15. *Tang S., Shemdin O.H.* Measurement of high frequency waves using a wave follower // Journal of geophysical research. 1983. Vol. 88. P. 9832–9840.
16. *Titchenko Yu.A., V.Yu., Meshkov E.M., Zuikova E.M.* Measuring the variance of the vertical orbital velocity component by an acoustic wave gauge with a single transceiver antenna // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2015. Vol. 53. No. 8. P. 4340–4347.
17. *Vandemark D., Chapron B., Sun J., Crescenti, Graber H.* Ocean wave slope observation using radar backscatter and laser altimeters // Journal of Physical oceanography. 2004. Vol. 34. No. 12. P. 2825–2842.

The use of the sea buoys data for estimating the variance of slopes of large-scale waves for Ku- and Ka-bands

M.A. Panfilova, V.Yu. Karaev

Institute of Applied Physics RAS, Nizhny Novgorod 603950, Russia
E-mail: marygo@mail.ru

The variance of sea surface slopes of a larger scale compared to the probing wave length is an important parameter which influences backscattering of microwaves by the sea surface as well as air-sea interaction. In the present work, the dependence of the variance of slopes on parameters measured by sea buoys is investigated. The contribution of each parameter to the variance of slopes is evaluated. For this purpose a database which includes the dual frequency precipitation radar data (normalized radar backscattering cross section (NRCS) for Ku- and Ka-bands, the incidence angles) and sea buoys data (sea waves parameters and parameters characterizing the near surface atmosphere layer) was created. The collocation window by time between radar and buoys measurements is 30 minutes and collocation window by space is 40 km. The data of the precipitation radar were used to estimate the slope variance of the sea surface along the scanning direction and NRCS at zero incidence angle. The algorithm to calculate the total slope variance from the NRCS at zero incidence angle was suggested. The total slope variance which is retrieved from the precipitation radar data was considered as a reference value in the present research. The empirical dependence of the total slope variance for Ku- and Ka-bands on the parameters measured by sea buoys (significant wave height, dominant and average periods of wave spectrum, the water and air temperature, wind and wave directions and wind speed) was obtained.

Keywords: sea buoys, microwave remote sensing of the sea surface, low incidence angles, slope variance

Accepted: 30.11.2016

DOI: 10.21046/2070-7401-2016-13-6-119-134

References

1. Bass F.G., Fuks I.M., *Rasseyanie voln na statisticheski nerovnoi poverkhnosti* (Scattering of waves by statistically rough surfaces), Moscow: Nauka, 1972, 424 p.
2. Bortkovskii R.S., O vliyanii temperatury vody na sostoyanie poverkhnosti okeana i na protsessy perenosa (On the impact of water temperature on the ocean surface condition and processes of transfer), *Izvestiya AN fiziki atmosfery i okeana*, 1997, Vol. 33, No. 2, pp. 266–273.
3. Garnaker'yan A.A., Sosunov A.S., *Radiolokatsiya morskoi poverkhnosti* (Radiolocation of the sea surface), Rostov: Izd. Rostovskogo universiteta, 1978, 144 p.
4. Danilychev M.V., Kutuza B.G., Nikolaev A.G., Razvitie radiatsionnoi modeli vsvolnovannoi morskoi poverkhnosti na osnove dannykh eksperimenta po izmereniyu rasseyannogo SVCh radioizlucheniya Solntsa (Development of the radiolocation model of rough sea surface based on the experimental data on measurements of scattering of Sun microwave band radiation), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2006, Vol. 2, No. 3, 2006, pp. 68–85.
5. Karaev V.Yu., Panfilova M.A., Balandina G.N., Chu K., Vosstanovlenie dispersii naklonov krupnomasshtabnykh voln po radiolokatsionnym izmereniyam v SVCh-diapazone (Retrieval of slope variance by microwave measurements), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2012, No. 4, pp. 62–77.
6. Titchenko Yu.A., *Diagnostika poverkhnostnogo volneniya s ispol'zovaniem ul'trazvukovykh i mikrovolnovykh lokatorov s diagrammami napravlenosti spetsial'noi formy* : Diss. kand. fiz.-mat. nauk (Diagnostics of surface waves by ultrasonic sonars and micro wave locators with antenna pattern of a special form: cand. phys.-math. sci. thesis), Nizhny Novgorod: IAP RAS, 2016, 159 p.
7. Chu X., He Y., Chen G., Asymmetry and anisotropy of microwave backscatter at low incidence angles, *Transactions on geoscience and remote sensing*, 2012, Vol. 50, No. 10, pp. 4014–4024.
8. Cox C., Munk W., Slopes of the sea surface deduced from photographs of sun glitter, *Bull. Scripps Inst. Oceanogr.*, 1956, Vol. 6, pp. 401–488.
9. Freilich M., Vanhoff B., The relationship between winds, surface roughness and radar backscatter at low incidence angles from TRMM precipitation radar measurements, *Journal of atmospheric and oceanic technology*, 2003, Vol. 20, No. 4, pp. 579–562.
10. Haykin S., *Neural Networks and Learning Machines (3rd Edition)*, Prentice Hall, 2009, 938 p.
11. Hwang P.A., Shemdin O.H., The dependence of sea surface slope on atmospheric stability and swell conditions, *Journal of geophysical research*, 1988, Vol. 93, No. C11, pp. 13903–13912.
12. Jackson F.C., Walton W.T., Hines D.E., Walter B.A., Peng C.Y., Sea surface mean square slope from Ku-band backscatter data, *Journal of Geophysical Research*, 1992, Vol. 97, No. NC7, pp. 11411–11427.
13. Keller W.C., Plant W.J., Weissman D.E., The dependence of X band microwave sea return on atmospheric stability and sea state, *Journal of geophysical research*, 1985, Vol. 90, pp. 1019–1029.
14. Stogryn A.P., *Equations for the permittivity of sea water*, Report to NRL Washington DC, GenCorp Aerojet, Azusa, CA, 1997, 11 p.

15. Tang S., Shemdin O.H., Measurement of high frequency waves using a wave follower, *Journal of geophysical research*, 1983, Vol. 88, pp. 9832–9840.
16. Titchenko Yu.A., V.Yu., Meshkov E.M., Zuikova E.M., Measuring the variance of the vertical orbital velocity component by an acoustic wave gauge with a single transceiver antenna, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2015, Vol. 53, No. 8, pp. 4340–4347.
17. Vandemark D., Chapron B., Sun J., Crescenti, Graber H., Ocean wave slope observation using radar backscatter and laser altimeters, *Journal of Physical oceanography*, 2004, Vol. 34, No. 12, pp. 2825–2842.