

# ИССЛЕДОВАНИЕ ДИНАМИКИ МОРСКИХ ВОЛН В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ПО ДАННЫМ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ВЫСОКОГО РАЗРЕШЕНИЯ

М.Г. Булатов , М.Д. Раев , Е.И. Скворцов

*Space Research Institute, Russian Academy of Science,  
Profsovnaya, 84/32, 117977, Moscow, Russia.  
Fax: 7-095-333-10-56, Tel: 7-095-333-35-33.  
E-mail: mbulatov@mx.iki.rssi.ru*

В ходе натурального эксперимента мы исследовали динамику поверхностных волн в прибрежной зоне методами микроволновой радиолокации высокого разрешения. Анализ полученных данных позволил определить характерные скорости и времена жизни рассеивателей радиоволн и объяснить полученные результаты на основе модели взаимодействия поверхностных волн трех масштабов. Анализ двумерных спектров полученных радиоизображений позволил выявить эффекты слабо-нелинейных резонансных взаимодействий поверхностных волн и определить параметры компонент, удовлетворяющих условиям четырехволновых взаимодействий.

## Введение

Свойства морских волн, генерируемых ветром, интенсивно изучаются начиная с 50-х годов прошлого столетия. К настоящему времени кинематика, динамика, спектральные и статистические характеристики гравитационных поверхностных волн достаточно хорошо известны. Однако, многие эффекты второго порядка малости по величине, но имеющие принципиальное значение для понимания процессов генерации, развития и затухания ветровых волн по-прежнему исследованы недостаточно. К их числу относятся и эффекты слабо-нелинейных взаимодействий поверхностных волн [1], приводящие к перераспределению энергии между взаимодействующими компонентами и играющие в результате значительную роль в формировании спектра поверхностного волнения.

Изучение этих эффектов в натуральных условиях встречает значительные трудности, главная из которых состоит в том, что в поле естественного морского волнения взаимодействующие волны не изолированы, поэтому одни и те же компоненты могут входить во взаимодействия, резонируя одновременно с волнами различных групп, имеющих различные пространственно-временные масштабы и различные направления распространения. Поэтому методы микроволновой радиолокации, позволяющие получить пространственную картину распределения и проследить временную динамику поверхностных волн, представляются оптимальными для исследования эффектов слабо-нелинейных волновых взаимодействий по их поверхностным проявлениям на радиоизображениях морской поверхности [2,3].

Пространственные и временные характеристики волн можно наблюдать, представив радиоизображение морской поверхности в координатах "время - расстояние". Радиоизображение в таком формате обычно называется  $(t, r)$ - диаграммой [4] и может быть получено, если стробировать принятый сигнал по дальности и вести регистрацию его вариаций во времени, формируя выборку для каждого значения дальности при фиксированном азимутальном угле зондирования. Сформированное таким образом радиоизображение позволяет определить скорости движения элементов поверхности, рассеивающих радиоволны, расстояния, пройденные ими в направлении к радару или от него, определить их "время жизни" на морской поверхности [4]. Двумерное преобразование Фурье радиолокационных данных, заданных в формате "время - расстояние", есть пространственно-частотный спектр интенсивности обратного рассеяния морской поверхности вида "частота - волновое число". В такой форме данные радиолокационного зондирования морской поверхности анализировались в [5], где, по-видимому, такой подход впервые использовался для исследования дисперсионных свойств волновых систем, разрешаемых радиолокатором. Этот же метод был использован для изучения групповой структуры волн в волновых бассейнах [6], а также в натуральных экспериментах, где исследовались течения [7] и изучалось волнение в прибрежной зоне [8].

В настоящей работе представлены результаты натурального радиолокационного эксперимента, направленного на исследование динамики морской поверхности. Анализ двумерных спектров радиоизображений вида " частота - волновое число" позволил выявить эффекты слабо-нелинейных резонансных взаимодействий поверхностных волн и определить параметры компонент, удовлетворяющих условиям четырехволновых взаимодействий.

## Район и условия проведения эксперимента

Данные, которые мы исследуем, были получены 16 сентября 2002 г. на Черном море в Голубой бухте в районе Геленджика. Измерения проводились с пирса, выходящего в море на 200 м. На рис. 1а показаны береговая черта и линии равных глубин, указано место расположение радиолокатора на краю пирса, а также обозначена зона обзора, соответствующая положению луча антенны, ориентированной навстречу волнению. Точки «А» и «В» соответствуют значениям минимальной и максимальной дальности обзора. Как следует из приведенной на рис. 1а схемы, зондируемая область поверхности расположена над подводным желобом, идущим от конца пирса в Южном направлении. Как известно [9], при таком рельефе дна поверхностная волна, длина которой соизмерима с глубиной моря в окрестности желоба, ориентируется вдоль его оси. Это обстоятельство позволяет упростить анализ результатов наших измерений, заранее полагая, что наблюдаемые волновые компоненты коллинеарны и распространяются преимущественно в направлении антенны.

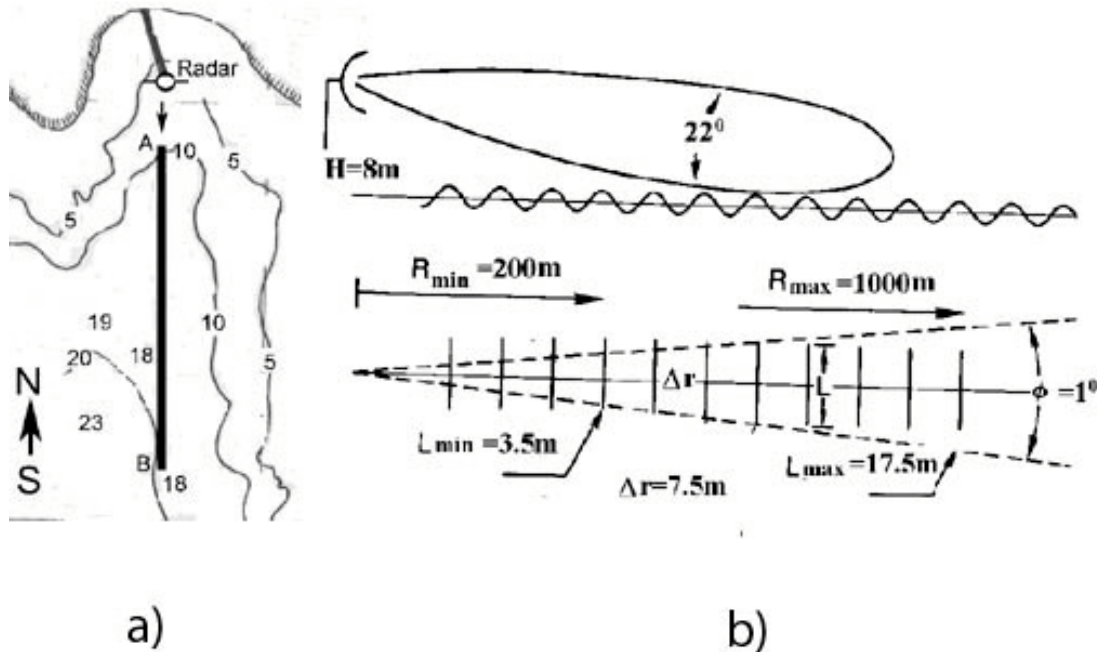


Рис. 1. Район измерений (топография морского дна и береговая черта) и схема обзора морской поверхности.

Накануне проведения радиолокационных измерений был штиль, который сменился неустойчивым, порывистым ветром Юго-восточного, а затем - устойчивым ветром Южного направления, скорость которого составляла  $(7.5 \pm 0.5)$  м/с, а направление –  $(180 \pm 10)^\circ$ .

Оценки времени разгона, сделанные по стандартным методикам [10], показали, что на момент проведения радиолокационных измерений волнение было полностью развито, средняя высота волн достигла максимального для данной скорости ветра значения, которое по данным контактных измерений составило 1.2 м.

## Методика радиолокационных измерений

Схема зондирования морской поверхности показана на рис. 1б. Для проведения радиолокационных измерений использовался двухполяризационный радиолокатор 3-х см. диапазона, обеспечивающий разрешения по дальности  $\Delta r = 7.5$  м. Локатор был установлен на высоте  $H=8$  м над уровнем моря. В азимутальной плоскости зона обзора морской поверхности определялась шириной диаграммы антенны, которая составляла  $1^\circ$ . Границы зоны обзора по дальности, обозначенные на рис. 1б как  $R_{\min}$  и  $R_{\max}$ , определялись длительностью стробирующего импульса, запирающего приемник в момент излучения, и уровнем мощности принятого сигнала, при котором можно было пренебречь влиянием шумов приемника на качество получаемых радиоизображений. Минимальный и максимальный размеры элемента разрешения в азимутальной плоскости, соответствующие минимальной и максимальной дальности, составили  $L_{\min}=3.5$  м и  $L_{\max}=17.5$  м. В пределах зоны обзора угол зондирования относительно надира менялся от  $88^\circ$  до  $89.6^\circ$ .

Измерения проводились на горизонтальной ( $hh$ ) и вертикальной ( $vv$ ) поляризациях попеременно, в течение 10-15 мин на каждой из поляризаций.

Зондирующие импульсы передатчика длительностью 50 нс следовали с частотой 500-2000 Гц. Оцифровка аналогового сигнала в 8 – разрядном АЦП и запись его двоичного представления в память персонального компьютера производилась в течение 12.8 мкс, что соответствовало одному скану дальности длиной 1280 м, состоящему из 256 элементов. Начальную дальность можно было выбирать произвольным образом, регулируя время задержки импульса запуска АЦП относительно заднего фронта зондирующего импульса. Результирующая выборка, соответствующая одному скану дальности, формировалась путем 4-х кратного усреднения значений, полученных при однократном просмотре зоны обзора.

### Анализ пространственно-временных диаграмм и их двумерных спектров.

На рис. 2 в формате « время-дальность» показаны фрагменты радиолокационных изображений, полученные на вертикальной и горизонтальной поляризациях.

Яркость каждого пиксела изображения рис. 2 обратно пропорциональна сечению обратного рассеяния  $\sigma(r, t)$  облучаемого элемента поверхности, расположенного на удалении  $r$  в момент времени  $t$ , площадь которого равна  $s = \Delta r \times L(r, t)$ .

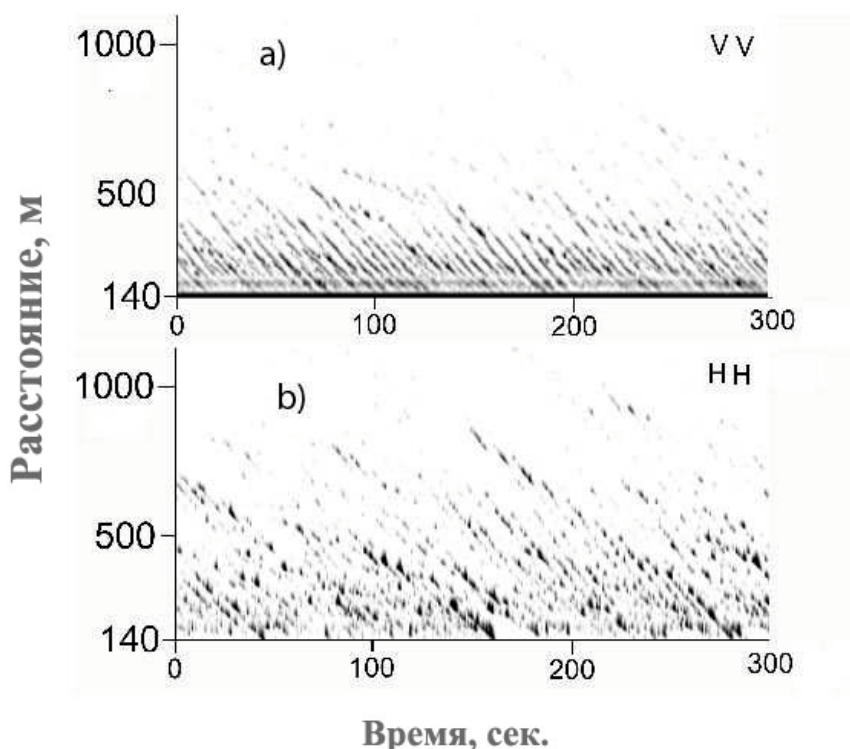


Рис. 2. Радиоизображения морской поверхности, полученные на вертикальной и горизонтальной поляризациях и представленные в формате « время-дальность».

Темные полосы, наблюдаемые на рис. 2, отображают "треки" - траектории движения рассеивателей радиоволн вдоль луча антенны. Скорости рассеивателей определяются тангенсами углов наклона треков к оси времени. Сравнение диаграмм рис. 2а и рис. 2 б показывает, что треки, полученные на разных поляризациях, качественно отличаются: на вертикальной поляризации в основном наблюдаются сплошные линии, проходящие через несколько элементов дальности, а на горизонтальной поляризации наблюдается большое число кратковременных всплесков.

На рис. 3 показаны пространственно-частотные спектры – результат двумерного преобразования Фурье фрагментов радиоизображений рис. 2. Каждый спектр получен в спектральном окне размерностью 512x512 пикселей, центр которого при вычислении каждого последующего спектра смещался по диаграмме «время-дальность» на ширину окна. Уровни яркости на изображениях рис. 3 отображаются в логарифмическом масштабе. Как показывает анализ данных рис. 3, на  $(\omega, k)$  диаграммах, полученных как на вертикальной, так и на горизонтальной поляризациях, наблюдаются одни и те же волновые компоненты. Отчетливо выделяющиеся на сером фоне темные полосы на  $(\omega, k)$ -плоскости есть дисперсионные кривые, связывающие частоты и волновые числа длинных гравитационных волн, модулирующих сигнал, рассеиваемый морской поверхностью в микроволновом диапазоне.

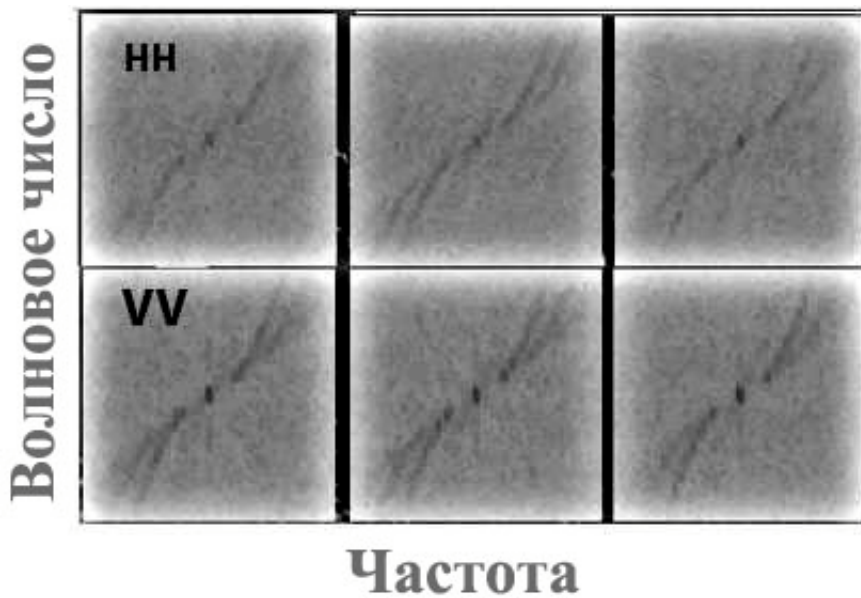


Рис. 3. Пространственно-частотные спектры радиоизображений, полученные при смещении спектрального окна по оси времени диаграммы « время-дальность» (*hh*- верхний ряд, *vv*- нижний ряд )

В увеличенном масштабе на рис.4 показан фрагмент пространственно-частотного спектра, определенного в области положительных значений переменных  $\omega, k$ . На этом рисунке после пороговой фильтрации исходного изображения отображаются две совокупности пятен, центры которых расположены приблизительно вдоль кривых  $\omega^2 = gk$  и  $\omega^2 = 2gk$ , соответствующих в линейном приближении дисперсионным соотношениям для гравитационной волны  $k$  и ее гармоники. Размеры пятен («размытость» дисперсионных кривых) определяются конечными значениями амплитуд реальных компонент морского волнения, а также пространственным разрешением радиолокатора и длиной реализации, обрабатываемой при вычислении спектра.

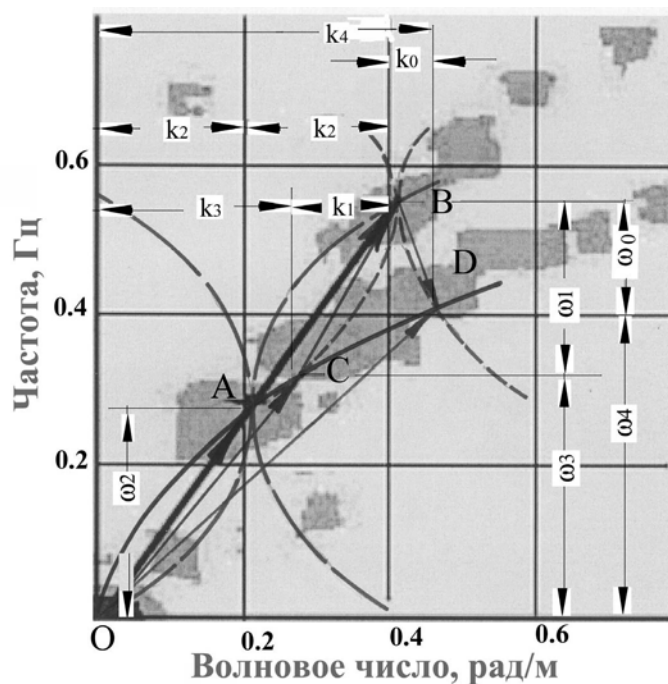


Рис. 4. Фрагмент пространственно-частотного спектра, определенного в области положительных значений переменных  $\omega, k$ , и диаграмма взаимодействия волновых компонент.

Отметим также, что в области больших значений волновых чисел (рис.4) имеет место смещение пятен в область высоких частот, которое может быть вызвано взаимодействием волн с поверхностным течением, приводящим к появлению доплеровского сдвига. В этом случае дисперсионная зависимость имеет вид:  $\omega = \sqrt{2gk} + kU$ , где  $U$ - скорость течения. По нашим оценкам, соответствующая наблюдаемому

смещению частоты скорость течения составляет 10-15 см/с., что по порядку величины соответствует скорости ветрового сноса.

Попробуем связать результаты спектрального анализа радиоизображений с данными прямых волнографических измерений - частотными спектрами возвышений, которые рассчитывались по волнограммам длительностью порядка 20 мин. с последующим 4-х кратным усреднением.

Частотные спектры, зарегистрированные на разных стадиях развития волнения, показаны на рис.5.

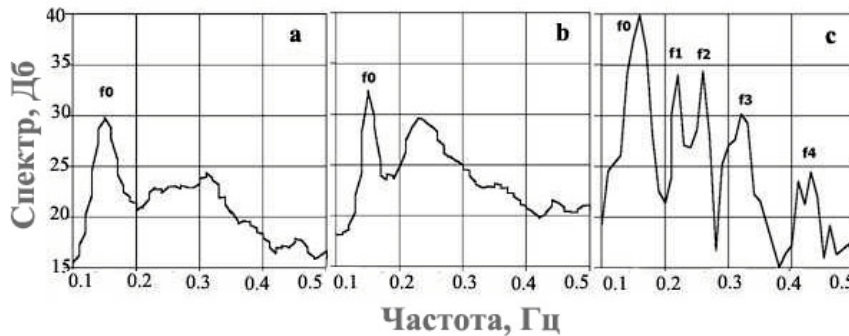


Рис. 5. Частотные спектры возвышений морской поверхности, измеренные с помощью струнного волнографа на разных стадиях развития волнения.

Спектры, приведенные на рис.5а и рис.5б, получены в условиях развивающегося волнения за 6 часов (рис.5а) и 4 часа (рис.5б) до начала радиолокационных измерений. Спектр, представленный на рис.5с, получен во время измерений на стадии полностью развитого волнения.

Отметим, что низкочастотный максимум на частоте  $f_0=0.16$  Гц, наблюдаемый на всех стадиях развития волнения, вызван, как показывают наши многолетние наблюдения, появлением зыби, приходящей в Голубую бухту из других районов Черного моря, и не связан с локальным ветром. Характерной особенностью спектра, показанного на рис.5с, является появление максимумов на 4-х частотах:  $f_1=0.23$  Гц,  $f_2=0.27$  Гц,  $f_3=0.32$  Гц и  $f_4=0.41$  Гц. Для того чтобы убедиться, что наличие этих пиков не является результатом ошибок статистической обработки, либо тем, что длина обрабатываемой реализации недостаточна, был проведен детальный анализ, показавший, что указанные факторы не объясняют появление этих пиков.

Известно [11], что причиной многомодовой структуры частотного спектра волнения могут быть нелинейные взаимодействия между гравитационными волнами – резонансные взаимодействия третьего и более высокого порядка [12].

В таблице 1 приведены частоты максимумов спектра рис.5с и соответствующие им значения волновых чисел, рассчитанные по известной методике определения параметров гравитационных волн, распространяющихся в море конечной глубины [9]

Таблица 1. Частоты максимумов спектра возвышений и соответствующие им значения волновых чисел.

$\omega, \text{рад/с}$	$\omega_0$	$\omega_1$	$\omega_2$	$\omega_3$	$\omega_4$
	1.005	1.44	1.72	2.01	2.57
$k, \text{рад/м}$	$k_0$	$k_1$	$k_2$	$k_3$	$k_4$
	0.078	0.212	0.304	0.412	0.66

Простой анализ значений частот, приведенных в таблицы 1, показывает, что набор частот  $\omega_1, \omega_2, \omega_3$  удовлетворяет условиям частотного синхронизма:

$$2\omega_2 = \omega_1 + \omega_3, \tag{1a}$$

$$2k_2 = k_1 + k_3, \tag{1б}$$

при выполнении которых имеет место возбуждение квазисинхронной компоненты на частоте  $\omega_2$ .

Для набора частот  $\omega_0, \omega_2, \omega_4$  выполняются условия синхронизма вида:

$$2\omega_2 = \omega_4 + \omega_0, \tag{2a}$$

$$2k_2 = k_4 - k_0. \tag{2б}$$

что соответствует возбуждению волновой компоненты на боковой частоте  $\omega_4$  [13]. Соблюдение равенств (1) и (2) выполняется с точностью лучше 10%, что согласуется с точностью реальных измерений.

Для того чтобы сопоставить эти результаты с радиолокационными наблюдениями, нанесем на контуры пространственного спектра рис.4 диаграмму волновых векторов, волновые числа которых соответствуют пикам спектра рис.5в, и, выполним построение, используя графический метод анализа нелинейных взаимодействий волн, развитый в [12].

Выбрав за начало координат точку  $O$ , соответствующую нулевой гармонике пространственного спектра, построим вектор  $OA$  с проекциями  $\varpi_2$  и  $k_2$ , отображающий на  $(\omega, k)$ -плоскости волновой вектор  $k_2$ . Перенеся начало координат в точку  $A$  и повторив предыдущее построение, получим вектор  $OB$ , отображающий на  $(\omega, k)$ -плоскости вектор  $2k_2$ . Дисперсионные кривые (для всех знаков  $\omega$  и  $k$ ), проходящие через точку  $B$  (пунктирные линии), пересекаясь с дисперсионной кривой, проходящей через точку  $O$  (сплошная линия), определяют пары векторов  $(BC, OC)$  и  $(BD, OD)$ , отображающих на  $\omega, k$ -плоскости пары волновых векторов  $(k_1, k_3)$  и  $(k_0, k_4)$ . Волновые числа и частоты этих векторов соответствуют резонансным условиям (1) и (2) и, в то же время, значения их проекций, определенные по результатам построения векторной диаграммы и обозначенные на рис.4 соответствующими индексами, соответствуют значениям частот и волновых чисел, приведенным в таблице 1. Таким образом, проведенное построение дает нам уверенность, что спектры, представленные на рис.4 и рис.3, отражают дисперсионные свойства двух систем взаимодействующих поверхностных гравитационных волн.

Работа была выполнена при поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (проекты № 05-02-16384 и №04-02-16629).

## Литература

1. Phillips O.M Theoretical and Experimental Studies of Gravity Wave Interactions // Proc. Roy. Soc., 1967, A299, p.104
2. Бункин Ф.В., Воляк К.И., Ляхов Г.А., Паненко В.В., Шуган И.В. Трассовые измерения морского волнения самолетным локатором бокового обзора // Исследования Земли из космоса, 1983, №5, С.22-31.
3. Грушин В.А., Райзер В.Ю., Смирнов А.В., Эткин В.С. Наблюдение нелинейных взаимодействий гравитационных волн оптическими и радиолокационными методами // ДАН СССР, 1988. Т. 290, №2, с.458-462.
4. Phillip O.M., Posner F.L., Hansen J.P., High Range Resolution Radar Measurements of Speed Distribution of Breaking Events in Wind-Generation Ocean Waves: Surface Impulse and Wave Energy Dissipation Rates. //Journal of Physical Oceanography, 2001, vol.31, pp.450-460
5. Ivanov A.V., Gershenson V.E. Experimental Investigations of Sea Surface Waves with a Stationary Doppler Imaging Radar // Book of Abstracts "Symposium on The Air-Sea Interface, Radio and Acoustic Sensing, Turbulence and Wave Dynamics", Marseilles, France, June 24-30, 1993, , p.89.
6. Lamont-Smith T., Fuchs J. and Tulin M.P., Laboratory Investigations of LGA scattering from wind-generated waves and wave groups // Proceeding of. IGARSS'98, USA, Seattle, WA, July 1998, vol.3, pp1219-1222
7. Lamont-Smith T., The Estimation of Ocean Current from Analysis of Radar Data // Proceeding of IGARSS'96, USA, Lincoln, NE, May 1996, vol.4, pp1742-1744
8. V. Hesany, W.J. Plant, W.Keller and K.Hayes , Observed Space-Time Structure of Radar Backscatter from the Ocean Surface // Proceeding of IGARSS'96, Lincoln, NE, 1996,vol.3, pp1733-35
9. Лакомб А. Физическая океанография // М. "Мир", 1974, С.495
10. Давидан И.Н., Лопатухин Л.И., Рожков В.А., Ветровое волнение как гидродинамический процесс // Л. Гидрометеоздат, 1978, 287с.
11. Ефимов В.В. Динамика волновых процессов в пограничных слоях атмосферы и океана. // АН УССР, МГИ, Киев, «Наукова думка», 1981, 253 с.
12. Филлипс О.М. Взаимодействие волн// Сб. "Нелинейные волны" под ред. С. Лейбовица и А. Сибаса, "Мир", М. 1977, 319с.
13. Воляк К.И. Избранные труды: Нелинейные волны в океане //М, «Наука», 2002, 484с.