

Раздел I. Методы обработки сигналов и изображений

УДК 621.311.6

В.Т. Лобач

ДИСТАНЦИОННЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ НАПРАВЛЕНИЯ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И СТЕПЕНИ АНИЗОТРОПНОСТИ МОРСКОГО ВОЛНЕНИЯ В ДЕКАМЕТРОВОМ ДИАПАЗОНЕ РАДИОВОЛН

Перспективным направлением неконтактного исследования параметров водной поверхности является активная радиолокация с борта летательного аппарата (ЛА). Широкий класс задач позволяют решать радиолокационные средства декаметрового диапазона волн. В рамках общей проблемы дистанционного измерения параметров морского волнения значительное место занимает задача определения направления распространения и степени анизотропности морского волнения. В основе решения этой задачи лежит определение функции углового распределения энергии волн (углового спектра морского волнения) путем анализа пространственного спектра поля сигнала отраженного от водной поверхности. Измерение средней длины морских волн в различных направлениях полета ЛА позволяет решить задачи определения коэффициента анизотропности и направления распространения волн. В работе рассмотрена функциональная схема разработанного бортового устройства, измеряющего направление распространения морских волн. Приведены результаты экспериментальных измерений зависимостей средней длины волны от направления полета ЛА. Анализируются различные источники возникновения погрешности измерения направления распространения морских волн. Показано, что величину суммарной среднеквадратической погрешности в условиях типичных параметров траектории полета удастся ограничить на уровне 10 градусов.

Направление распространения; угловой спектр; морское волнение; анизотропность; средняя длина; среднеквадратичная погрешность.

V.T. Lobach

REMOTE MEASUREMENTS OF THE DIRECTION OF PROPAGATION AND EXTENTS OF ANISOTROPY OF MARINE EXCITEMENT IN THE DECAMETER RADIO FREQUENCY BAND

Perspective direction of not contact research of parameters of a water table is the active radiolocation from a bort side of the aircraft (AC). Radar aids of a decameter wavelength range allow to decide the broad class-room of problems. Within the framework of an over-all problem of a remote measurement of parameters of marine excitement the considerable place the problem of direction finding of extending and takes extents of anisotropy of marine excitement. In the basis{fundamentals} of the solution of this problem determination function of an angular distribution of energy of waves (an angular spectrum of marine excitement) lays by the analysis of a space spectrum of a field of a signal of the reflected from a water table. Measurement of an average length of sea waves in various flight directions of AC allows to solve problems of determination of coefficient of anisotropy and a sea direction. The functional diagram of the designed on-board device which are observing the direction extending of sea waves in-process surveyed. Results of experimental measurements of dependences of average wave length from flight direction of AC are instanced. Various sources of origination of a measuring error of a direction of propagation of sea waves are analyzed. It is shown, that in conditions of typical parameters of a flight path it is possible to limit magnitude of the aggregate root-mean-square lapse at a level of 10 grades.

A direction of propagation; an angular spectrum; marine excitement; anisotropy; an average length; a root-mean-square lapse.

Использование радиолокационных методов зондирования подстилающих поверхностей с борта летательных аппаратов (ЛА) позволяет решать задачи контроля состояния взволнованной морской поверхности. Обширный класс задач позволяет решать радиолокационные средства декаметрового диапазона волн. В рамках общей проблемы дистанционного измерения параметров морского волнения значительное место занимает задача определения направления распространения и степени анизотропности морского волнения. В основе решения этой задачи лежит определение функции углового распределения энергии волн (углового спектра морского волнения) путем анализа пространственного спектра поля сигнала, отраженного от водной поверхности.

Угловой спектр морского волнения (функция углового распределения энергии волн) определяется соотношением [1]:

$$S_h(\gamma) = N |\cos^m \gamma|, \quad (1)$$

где m – коэффициент анизотропности; $N = \left[\int_{-\pi}^{\pi} |\cos^m \gamma| d\gamma \right]^{-1}$ – нормирующий множитель.

Одномерный угловой спектр волнения $S_h(\gamma)$ должен удовлетворять условию нормировки $\int_{-\pi}^{\pi} S_h(\gamma) d\gamma = 1$.

Ширина углового энергетического спектра волнения определяется величиной параметра m , который в зависимости от интенсивности и пространственной структуры волнения изменяется в пределах $1,4 \leq m \leq 6$. Экспериментально установлено [1], что гармонические компоненты различной частоты имеют разные функции углового распределения энергии. Так, для низкочастотных составляющих спектра волнения справедливо значение $m = 3$. Составляющие с частотами, близкими к частоте максимума энергетического спектра, удовлетворяют распределению $S_h(\gamma) = N |\cos^2 \gamma|$, а для высокочастотных компонент характерно значение параметра m меньше 2. Увеличение m до 6 характерно для энергетических спектров зыби. Для полностью развитого ветрового волнения в интервале углов распространения волн $-\pi/3 \leq \gamma \leq \pi/3$ погрешность аппроксимации углового спектра не превышает 10 %. При описании энергонесущей части спектра волнения удовлетворительная аппроксимация функции $S_h(\gamma)$ имеет место при $m = 2 \div 3$.

Из (1) следует представление коэффициента m в виде [2]:

$$m = \left[\frac{\bar{\Lambda}(\pi/2)}{\bar{\Lambda}(0)} \right]^2 - 1, \quad (2)$$

где $\bar{\Lambda}(\pi/2)$ и $\bar{\Lambda}(0)$ – средняя длина гребней морских волн и средняя длина волн в направлении её распространения.

Таким образом, для определения углового спектра $S_h(\gamma)$ в рамках аппроксимации (1), необходимо определить параметр анизотропности по формуле (2).

На рис. 1 приведена функциональная схема устройства, измеряющего направление распространения морских волн.

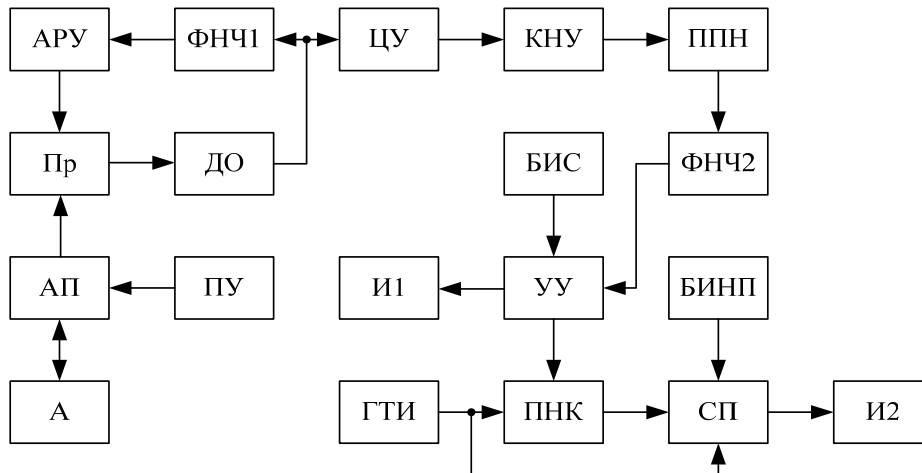


Рис. 1. Функциональная схема измерителя направления распространения морских волн

Радиоимпульсы передатчика ПУ через антенный переключатель АП поступает в антенну А. Отраженный морской поверхностью радиосигнал принимается антенной и через антенный переключатель поступает на приемник Пр. Усиленный сигнал поступает на детектор огибающей ДО, с выхода которого напряжение огибающей через фильтр нижних частот ФНЧ1 поступает на схему АРУ, управляющей коэффициентом усиления приемника с целью стабилизации на заданном уровне среднего значения напряжения огибающей. С выхода ДО напряжение огибающей поступает также на центрирующее устройство ЦУ, а затем на компаратор нулевого уровня КНУ, который вырабатывает импульсы в момент равенства нулю напряжения центрированной огибающей. Эта последовательность импульсов поступает на вход преобразователя «период-напряжение» ППН, выходное напряжение которого усредняется вторым фильтром нижних частот ФНЧ2, формируя напряжение, пропорциональное среднему значению периода флуктуаций огибающей сигнала \bar{T} . Это напряжение умножается в устройстве умножения УУ на напряжение, пропорциональное скорости полета V_r , поступающее из бортового измерителя скорости БИС. С выхода устройства умножения напряжение, пропорциональное средней длине волны $\bar{\Lambda}$, поступает на преобразователь напряжение-код (ПНК), тактируемый генератором тактовых импульсов (ГТИ). Для определения направления распространения волн в специальный преобразователь (СП) должна поступать информация о распределении длин волн по углу курса при полете самолета по кругу с заданным радиусом и креном на постоянной высоте. В течение полета по кругу (режим "вираж") осуществляется непрерывное измерение текущих значений длины морских волн. Весь круг виража делится на N секторов, по которым строится распределение длин волн. Непрерывно поступающее в СП по прерыванию значение курса формирует в памяти СП адрес дискреты курса, по которому осуществляется запись текущего значения $\bar{\Lambda}(\psi)$. По завершению облета в памяти СП будет сформирован массив значений длин волн $\bar{\Lambda}(\psi)$. Далее СП приступает к поиску в рабочем массиве четырех экстремальных значений: двух максимальных и двух минимальных. Адрес наименьшего из минимальных значений

принимается за направление распространения морских волн. Здесь $\psi = \psi_{пол} - \psi_{\epsilon}$; $\psi_{пол}$ – направление полета ЛА; ψ_{ϵ} – направление распространения морских волн.

С целью определения возможности измерения длины, направления распространения морских волн, степени их анизотропности, в соответствии с приведенной функциональной схемой был разработан макет прибора, фотография которого приведена на рис. 2.

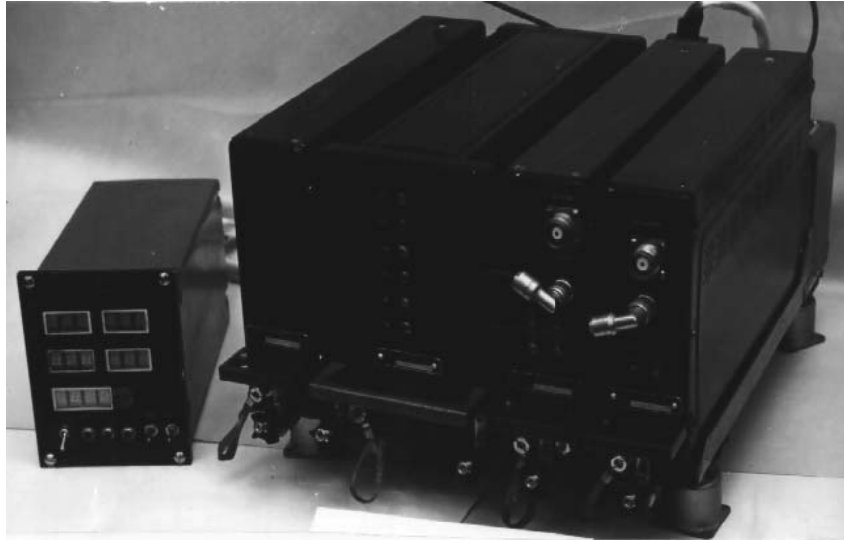


Рис. 2. Бортовой радиолокационный измеритель параметров волнения

Летные экспериментальные исследования и испытания различных модификаций прибора были проведены совместно с ТАНТК им. Г.М. Бериева и Ленинградским отделением Государственного океанографического института (ЛОГОИН) на акваториях Черного, Каспийского, Балтийского и Охотского морей. Основной объем летных экспериментальных исследований был выполнен на акватории Черного моря в районе Туапсе–Геленджик на гидросамолете Бе-12.

С целью определения главного направления распространения морских волн полеты самолета проводились по кругу с радиусом 7–8 км на высотах 500...3000 м. При этом главное направление распространения морских волн определялось в результате измерения длины морских волн в направлении полета через каждые 10° изменения курса самолета [2].

По полученным экспериментальным данным строились полярные диаграммы анизотропности морского волнения, и по ним также определялось главное направление распространения морских волн. Одновременно проводилось фотографирование морской поверхности с самолета с помощью авиационного фотоаппарата. По фотографиям также определялось главное направление распространения морских волн.

На рис. 3 в качестве примера приведены полярные диаграммы анизотропности морского волнения, полученные с помощью радиолокационного прибора при различных высотах полета для случая зыби [2].

Сплошная кривая на рис. 4 получена при $H = 1500$ м, пунктирная – при $H = 2500$ м. Аналогичные диаграммы были получены для случаев ветрового (рис. 4) и смешанного (рис. 5) волнений.

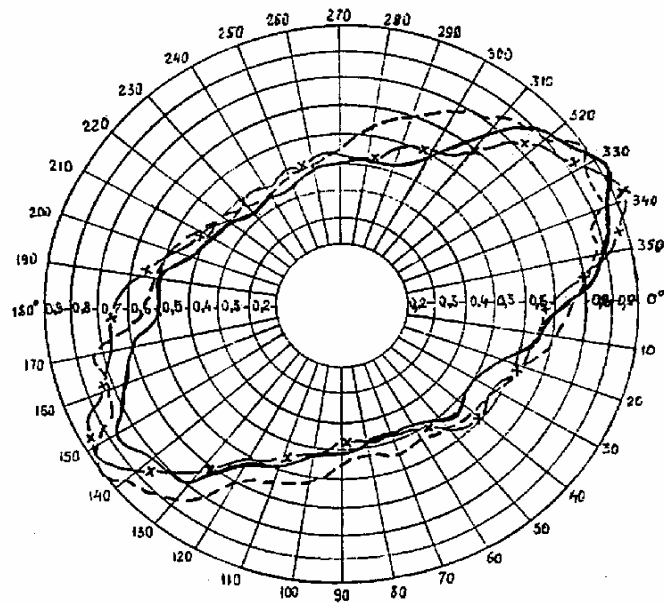


Рис. 3. Полярные диаграммы анизотропии при радиолокации льда

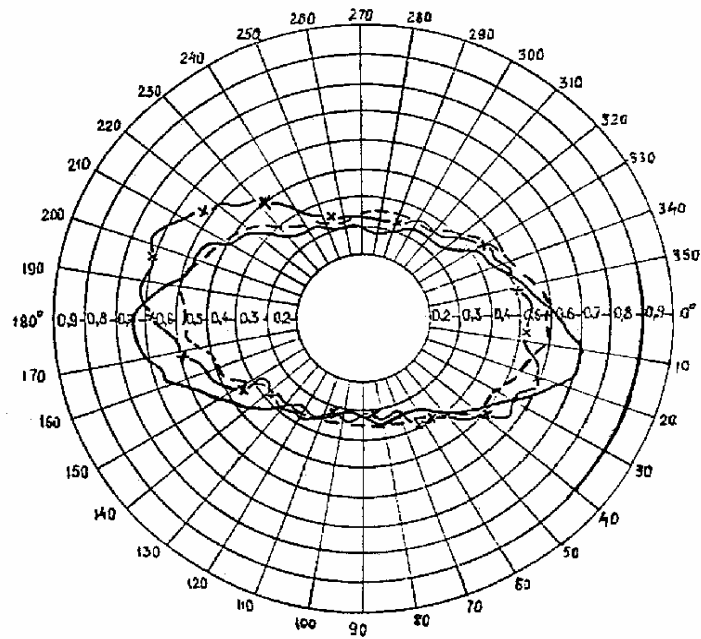


Рис. 4. Полярные диаграммы анизотропии при радиолокации поверхности с ветровым волнением

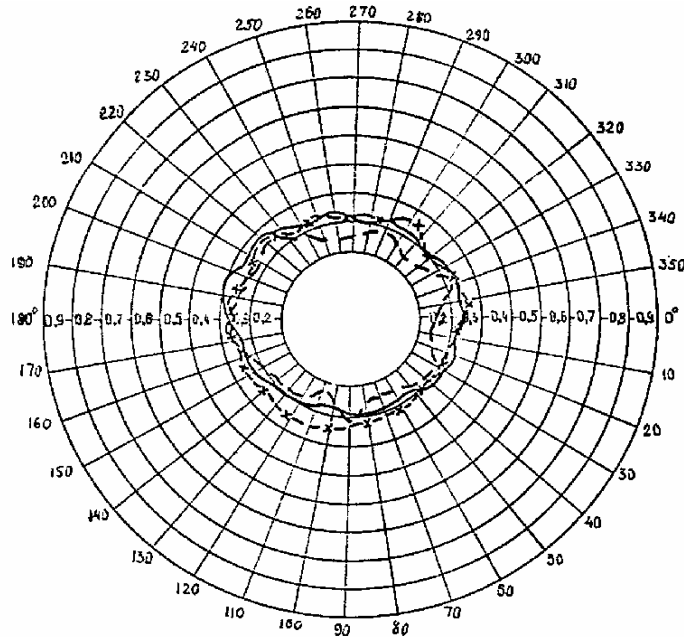


Рис. 5. Полярные диаграммы анизотропности при радиолокации поверхности со смешанным волнением

Из рассмотрения диаграмм на рис. 3–5 следует, что длина морских волн при отклонении угла ψ на $\pm 30^\circ$ от главного направления изменяется незначительно. Более существенное изменение длины волны от угла ψ имеет место в районе линии гребней. Поэтому направление линии гребней $\psi_{ГР}$ по экспериментальным данным можно определить с большей точностью. За время проведения исследований расхождение между результатами определения главного направления распространения, полученными с помощью фотосъемки для зыби и ветрового волнения, не превышало $10...12^\circ$.

В соответствии с полученными экспериментальными данными вид диаграмм анизотропности существенно зависит от характера морского волнения. Для зыби диаграммы наиболее анизотропны. При смешанном волнении, когда присутствуют две и более системы волн, движущихся в различных направлениях, диаграммы близки к круговым и изрезаны.

По данным экспериментов коэффициент анизотропности морского волнения, определенный радиолокационным методом, находится в пределах $\frac{\bar{\Delta}_{\max}}{\bar{\Delta}_{\min}} = 1,45...2,9$, что соответствует данным океанографических исследований [1, 3].

В работе [4] показано, что ошибка определения углового положения максимума диаграммы анизотропности σ_ψ по методу максимума может быть определена соотношением

$$\sigma_\psi = \left[\frac{2\sigma_\Delta}{m\sqrt{(m+1)\Lambda(0)}} \right]^{0,5} = \left[\frac{2\sigma_\Delta}{m\Lambda} \right]^{0,5} = \left[\frac{2\sigma_{отн} \left(\frac{\Delta}{\Lambda} \right)}{m} \right]^{0,5}, \quad (3)$$

где $\sigma_{OTH}(\bar{\Lambda})$ – относительная среднеквадратическая погрешность измерения средней длины морской волны $(\bar{\Lambda})$.

Поскольку углы ψ_{max} , $\psi_{пол}$ и ψ_{ϵ} связаны соотношением

$$\psi_{\epsilon} = \psi_{пол} - \psi_{max} \pm \pi/2.$$

Среднеквадратическая погрешность измерения направления распространения морских волн $\sigma_{\psi_{\epsilon}}$ определится как

$$\sigma_{\psi_{\epsilon}} = \sqrt{\sigma_{\psi}^2 \sigma_{\psi_{пол}}^2}, \quad (4)$$

где $\sigma_{\psi_{пол}}$ – среднеквадратическая погрешность измерения направления полета ЛА.

Из (3) следует, что, при $\sigma_{OTH}(\Lambda')=0,1$ и $m=3$, погрешность σ_{ψ} составляет 15° . Поскольку бортовые измерители позволяют измерять угол $\psi_{пол}$ с высокой точностью ($\sigma_{\psi_{пол}} < 0,5$), можем положить $\sigma_{\psi_{\epsilon}} \approx \sigma_{\psi}$. По мере уменьшения параметра m погрешность $\sigma_{\psi_{\epsilon}}$ возрастает и при $m=1$ достигает недопустимо большой величины $\sigma_{\psi_{\epsilon}} = 27^{\circ}$. Уменьшить погрешность $\sigma_{\psi_{\epsilon}}$ позволяет дифференциальный метод (метод вилки), который позволяет измерять угловое положение максимума диаграммы анизотропности из условия

$$\bar{\Lambda}(\psi_1) - \bar{\Lambda}(\psi_2) = \bar{\Lambda}(\psi_{max} - \Delta\psi) - \bar{\Lambda}(\psi_{max} + \Delta\psi).$$

При этом ψ_{max} оценивается как

$$\psi_{max} = \frac{\psi_1 + \psi_2}{2}. \quad (5)$$

Среднеквадратическая погрешность σ_{ψ} определяется с учетом (5) как

$$\sigma_{\psi} = 0,5 \sqrt{\sigma_{\psi_1}^2 + \sigma_{\psi_2}^2}.$$

Учитывая малость второй производной $\Lambda''(\psi)$, при $\Delta\psi > 20^{\circ}$, среднеквадратическое значение погрешности измерения углов ψ_1 и ψ_2 можем представить в виде

$$\sigma_{\psi_1} = \frac{\sigma_{\Lambda}(\psi_1)}{\Lambda'(\psi_1)}; \quad \sigma_{\psi_2} = \frac{\sigma_{\Lambda}(\psi_2)}{\Lambda'(\psi_2)}.$$

При симметричном расположении углов ψ_1 и ψ_2 относительно ψ_{max} , справедливо соотношение

$$\sigma_{\psi_{\epsilon}} = \sigma_{\psi} = \frac{\sigma_{\psi_1}}{\sqrt{2}} = \frac{\sigma_{\psi_2}}{\sqrt{2}} = \sigma_{OTH}(\bar{\Lambda}) \sqrt{2} \frac{1 - \frac{m}{m+1} \sin^2\left(\frac{\pi}{2} + \Delta\psi\right)}{\frac{m}{m+1} |\sin(2\Delta\psi + \pi)|}. \quad (6)$$

Из анализа выражения (6) следует, что минимальное значение погрешности σ_{ψ} имеет место при $\Delta\psi = 30^{\circ}$.

Использование для определения направления распространения волн метода вилки позволяет при $\Delta\psi = 30^{\circ}$, $\sigma_{OTH}(\bar{\Lambda})=0,1$ и $m=3$ снизить погрешность измерения до $\sigma_{\psi_{\epsilon}} \approx 6^{\circ}$. По мере уменьшения m , погрешность растет, достигая величины

$\sigma_{\psi_e} = 12^\circ$ при $m=1$. Дальнейшее уменьшение погрешности измерения σ_ψ достигается путем оценки среднеарифметического значения углового положения двух максимумов $\psi_{\max 1}$ и $\psi_{\max 2}$. При этом ошибка σ_{ψ_e} уменьшается в $\sqrt{2}$ раз.

Дискретный характер отсчетов угла ψ_e также приводит к появлению ошибки дискретности, которую можно уменьшить, увеличив радиус полета и уменьшив скорость полета. Уменьшение времени измерения (усреднения) T_y снижает ошибку дискретности σ_{ψ_0} , но одновременно увеличивает относительную погрешность измерения средней длины волны и, как следствие, увеличивает суммарную погрешность σ_ψ .

Учитывая все составляющие погрешности измерения направления распространения морских волн, величину суммарной среднеквадратической погрешности в условиях типичных параметров траектории полета ($V=100$ м/с, $R=5$ км, $T_y=20$ с), в наихудших условиях измерения ($\bar{\Lambda} = 100$ м, $m=1$), удается ограничить на уровне $\sigma_{\psi_e} = 10^\circ$. Такие результаты оценки суммарной среднеквадратической погрешности измерения углового положения максимума диаграммы анизотропности волнения хорошо согласуются с приведенными выше результатами эксперимента.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Крылов Ю.М. Спектральные методы исследования и расчета ветровых волн. – Л.: Гидрометеиздат, 1966. – 254 с.
2. Гарнакерьян А.А., Лобач В.Т. и др. Радиоокеанографическое, навигационное и информационное обеспечение гидроавиации. – Таганрог: Изд-во ТРТУ, 1997. – 258 с.
3. Давидан И.Н., Лопатухин Л.И., Рожков В.А. Ветровое волнение в Мировом океане. – Л.: Гидрометеиздат, 1958. – 256 с.
4. Лобач В.Т. Радиолокационное измерение углового спектра и степени анизотропности морского волнения // Известия ТРТУ. – 2006. – № 5 (60). – С. 109-114.

Статью рекомендовал к опубликованию д.т.н., профессор А.О. Касьянов.

Лобач Владимир Тихонович – Федеральное государственное автономное образовательное учреждение высшего профессионального образования «Южный федеральный университет»; e-mail: rts@tti.sfedu.ru; 347928, г. Таганрог, пер. Некрасовский, 44; тел.: 88634371637, 88634360865; кафедра радиотехнических и телекоммуникационных систем; зав. кафедрой.

Lobach Vladimir Tixonovich – Federal State-Owned Autonomy Educational Establishment of Higher Vocational Education “Southern Federal University”; e-mail: rts@tti.sfedu.ru; 44, Nekrasovsky, Taganrog, 347928, Russia; phones: +78634371637, +78634360865; the department of radio engineering and telecommunication systems; head the department.