© И.Б. Нагуслаева, М.Г. Дембелов, Ю.Б. Башкуев, 2008

УДК 538.566

И.Б. Нагуслаева, М.Г. Дембелов, Ю.Б. Башкуев

*МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЗЕМНОЙ ВОЛНЫ НАД СЛОИСТО-НЕОДНОРОДНОЙ СТРУКТУРОЙ «ЛЕД-МОРЕ»**

Введение

Известно, что на акватории Мирового океана льды толщиной от 0,5 м до 5-7 м покрывают площадь свыше 10 млн. км^2. В связи с проблемами Северного морского пути и шельфовых разработок большое значение для России имеет режим морского льда Арктики [1]. Исследования условий распространения радиоволн (функция ослабления W, уровень электромагнитного поля E и фазовая структура земной волны $\varphi_{доп.}$) актуальны при расчетах зон обслуживания контрольно-корректирующих станций спутниковых радионавигационных систем ГЛОНАСС/GPS/ Galileo. В статье обсуждаются результаты моделирования распространения зем-ной волны, создаваемой вертикальным электрическим диполем над слоисто-неоднородной структурой «лед-море».

Электрические свойства и поверхностный импеданс структуры «лед-море»

При расчетах распространения земной волны над морской ледовой поверхностью необходимо знать электрические свойства (электропроводность и диэлектрическую проницаемость) морской воды ($\sigma_в$ и $\varepsilon_в$), льда ($\sigma_л$ и $\varepsilon_л$) и толщину льда $h_л$. По данным [2] для Белого и Баренцева морей $\sigma_в$ изменяется в пределах 2,5÷3,33 См/м, что ниже, чем в средних и южных широтах Тихого, Атлантического и Индийского океанов ($\sigma_в$ = 4÷5 См/м). Диэлектрическая проницаемость воды $\varepsilon_в$ при температуре 1-20 °С изменяется в пределах 87÷80. Электропроводность льда $\sigma_л = 10^{-4}\div10^{-6}$ См/м. Она зависит от температуры, частоты и наличия примесей. Диэлектрическая проницаемость морского льда $\varepsilon_л$ изменяется в пределах 4÷9. Она зависит от плотности, частоты, температуры и давления. Толщина морского льда $h_л$ зависит от его возраста. Для многолетнего пакового льда толщина составляет 3÷5 м. Для однолетнего льда толщина в районе острова Жохова составляет 1,3÷1,7 м.

Рассмотрим поверхностный импеданс слоистой среды «лед-море» для типичных электрических свойств и толщин льда. Приведенный поверхностный импеданс δ определяется как отношение тангенциальных составляющих электрического E_τ и магнитного H_τ полей на границе раздела «воздух - слоистая среда»:

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, гранты 08-02-98007, 08-01-98006, 08-05-98044.

Таблица 1

$h_л$, м	f, кГц							
	300				1000			
	$\lvert\delta\rvert$	$\varphi_\delta°$	$Re\delta$	$Im\delta$	$\lvert\delta\rvert$	$\varphi_\delta°$	$Re\delta$	$Im\delta$
0	0,00258	-45	0,00182	-0,00182	0,00472	-44,9	0,00334	-0,00333
1	0,00832	-77,3	0,00182	-0,0081	0,0245	-82,1	0,00337	-0,0243
2	0,0145	-82,7	0,00184	-0,0144	0,0455	-85,7	0,00341	-0,0453
3	0,0208	-84,9	0,00184	-0,0207	0,0667	-86,9	0,0036	-0,0665
4	0,0271	-86	0,00188	-0,027	0,0881	-87,5	0,00384	-0,088
5	0,0334	-86,7	0,00192	-0,0333	0,11	-87,8	0,00421	-0,110
7	0,046	-87,5	0,002	-0,0459	0,155	-87,8	0,00593	-0,154

$$\delta = \frac{E_\tau}{H_\tau Z_0},$$

где Z_0 = 120π - характеристический импеданс свободного пространства. В СДВ-ДВ-СВ диапазонах радиоволн покрытые льдом акватории морей удовлетворяют импедансным граничным условиям, так как выполняется условие $|\delta|^2 << 1$. Геоэлектрический разрез (ГЭР) определим как двухслойный, состоящий из ледового покрова с $\sigma_л$ = 10^{-4}÷10^{-5} См/м, $\varepsilon_л$ = 4-9 и морской воды с $\sigma_в$ = 2,5-3,33 См/м, $\varepsilon_в$ = 87. Толщину льда будем увеличивать от 1 до 7 м. Изменения модуля $|\delta|$, фазы φ_δ, $Re\delta$ и $Im\delta$ поверхностного импеданса в зависимости от толщины льда на частотах 300 и 1000 кГц представлены в табл. 1.

Из табл. 1 видно, что увеличение толщины льда увеличивает модуль в 3,5÷50 раз и смещает фазу на 32°÷43° в сторону сильноиндуктивных импедансов (до -88°). Изменение электрических параметров льда в пределах $\sigma_л$ = (0,1-1)·10^{-4} См/м и $\varepsilon_л$ = 4-9 слабо влияет на величину импеданса δ, тогда как увеличение толщины льда от 1 до 7 м почти линейно увеличивает $(\delta($ и смещает φ_δ в сильно-сильноиндуктивную область. При рассмотрении зависимостей действительной $Re\delta$ и мнимой $Im\delta$ частей импеданса от толщины льда установлено, что на частотах ниже 1000 кГц при увеличении толщины льда $Re\delta$ остается почти постоянной, а $Im\delta$ увеличивается линейно. При выполнении условия $\sigma_в >> \sigma_л$ справедливо соотношение:

$$\delta(h_л) = \mathrm{Re}\,\delta - i\left(\left|\mathrm{Im}\,\delta\right| + \frac{2\pi h_л}{\lambda}\right),$$

согласно которому и происходит изменение $\delta(h_л)$. Здесь $Re\delta$ и $Im\delta$ относятся к морю без льда, λ – длина волны в свободном пространстве. Следовательно, при прогнозировании распространения радиоволн над ледовыми полями на море необходимо наиболее точно определять толщину слоя льда. Таким образом, частотные зависимости импеданса структуры «лед-море» показывают, что распространение радиоволн над ледовыми полями имеет особенности, характерные для сильноиндуктивных радиотрасс. Поэтому ледовые поля Арктики и Антарктики интересны для практики распространения земных радиоволн [3].

Результаты численных расчетов и их анализ

Вертикальную составляющую напряженности электрического поля E на расстоянии R на сферической поверхности Земли представим виде $E = E_0W$, где

Таблица 2

$h_л$, м	R,км											
	300			600			900			1200		
	|W|	$\varphi_{доп.}$, рад	E, мВ/м	|W|	$\varphi_{доп.}$, рад	E, мВ/м	|W|	$\varphi_{доп.}$, рад	E, мВ/м	|W|	$\varphi_{доп.}$, рад	E, мВ/м
0	0,64	0,57	0,64	0,297	1,277	0,148	0,12	2,012	0,04	0,046	2,74	0,011
1	0,83	0,84	0,83	0,458	1,688	0,229	0,22	2,558	0,073	0,099	3,42	0,024
2	1,08	1,14	1,08	0,698	2,172	0,349	0,396	3,214	0,132	0,212	4,25	0,053
3	1,39	1,48	1,39	1,05	2,733	0,525	0,695	3,987	0,231	0,434	5,24	0,108
4	1,77	1,87	1,77	1,533	3,378	0,766	1,164	4,89	0,388	0,834	0,118	0,208
5	2,23	2,29	2,23	2,168	4,115	1,084	1,846	5,931	0,615	1,484	1,464	0,371
7	3,38	3,28	3,38	3,894	5,881	1,947	3,811	2,188	1,27	3,515	4,778	0,878

E_0 – напряженность вертикального электрического поля диполя, расположенного на плоской бесконечно проводящей поверхности, W – функция ослабления. Модуль $|W|$ учитывает дополнительное (по отношению к множителю $1/R$) убывание амплитуды поля с расстоянием, а дополнительная фаза $\varphi_{доп}$ характеризует отклонение фазы волны от линейности в пространстве. Излучаемую мощ-ность примем равной 1 кВт. Основное внимание уделим анализу распространения радиоволн на частоте 300 кГц, входящей в полосу 283-312 кГц, выделенную для СВ радиомаяков для передачи дифференциальных поправок радионавигационных систем.

Для расчета функции ослабления W над однородными гладкими трассами основополагающим является метод расчета по ряду В.А. Фока [4]:

$$W(x,q)=\sqrt{i\pi x}\sum_{s=1}^{\infty}\frac{e^{ixt_s}}{t_s-q^2}. \qquad (1)$$

Здесь $x=\frac{R}{a}\left(\frac{ka}{2}\right)^{\frac{1}{3}}$, $q=i\delta\left(\frac{ka}{2}\right)^{\frac{1}{3}}$, где a – радиус Земли; $k = 2\pi/\lambda$ – волновое число свободного пространства, R – расстояние от источника до точки приема, отсчитываемое вдоль поверхности Земли; δ – импеданс радиотрассы. Параметры t_s являются корнями (нулями) трансцендентного уравнения:

$$w'(t) - qw(t) = 0, \qquad (2)$$

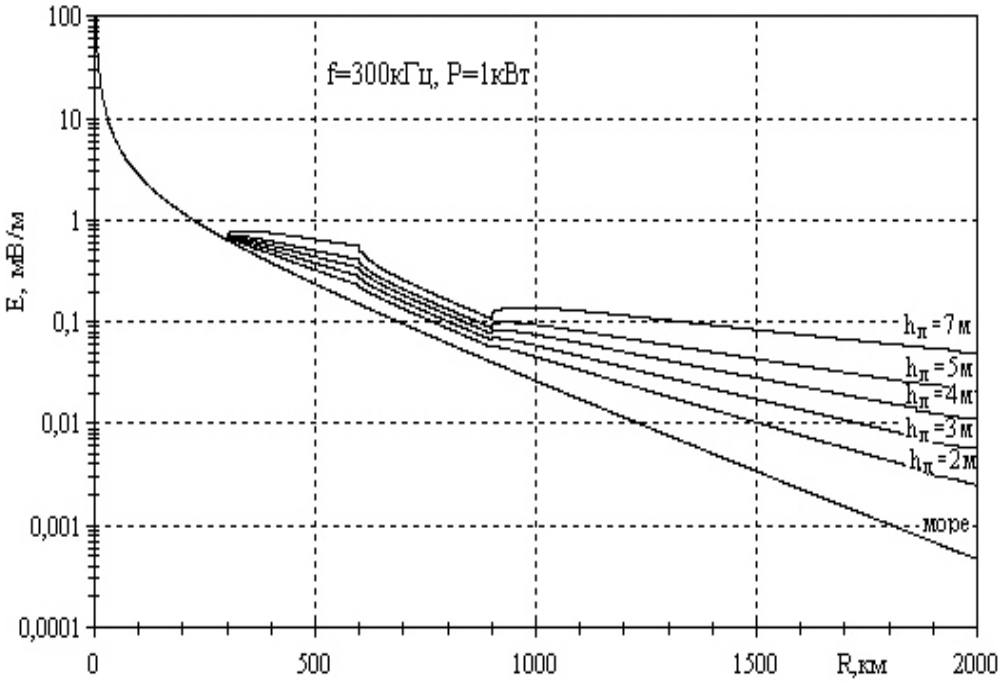
где $w(t)$ и $w'(t)$ – функция Эйри, определяемая уравнением Эйри $w''(t)-tw(t) = 0$, и ее производная соответственно [4].

В табл. 2 приведены расчеты по ряду Фока $|W|$, $\varphi_{доп}$ и уровня поля E на частоте 300 кГц для однородной трассы на расстояниях 300, 600, 900 и 1200 км от источника в зависимости от толщины льда на море.

Сравнение численных данных показало, что условия распространения радиоволн над ледовыми полями всегда более благоприятны, чем над чистым морем. Так, на расстоянии 1200 км при толщине льда 5 м поле почти в 35 раз выше, чем над морем.

Для расчета функции ослабления W над гладкими многокусочными трассами использована формула Калинина-Фейнберга [5, 6]. Для трех импедансных участков формула запишется следующим образом:

$$W(\theta_0)=\sqrt{i\pi M\theta_0}\left[q_1-q_2\right]\left[q_2-q_3\right]\times$$
$$\times\sum_{k,l,m=1}^{\infty}\frac{\exp\left\{iM\left[\theta_1 t_k(q_1)+\theta_2 t_l(q_2)+\theta_3 t_m(q_3)\right]\right\}}{\left[t_k(q_1)-q_1^2\right]\left[t_l(q_2)-q_2^2\right]\left[t_m(q_3)-q_3^2\right]\times}\,,$$
$$\times\left[t_k(q_1)-t_l(q_2)\right]\left[t_l(q_2)-t_m(q_3)\right] \qquad (3)$$



Графики уровня поля земной волны E над четырехкусочной радиотрассой «море-лед-море-лед»

здесь θ - угловое расстояние ($\theta_0=\theta_1+\theta_2+\theta_3$); параметры q_1, q_2, q_3 определяют электрические свойства каждого из трех участков; $t_k(q_1)$, $t_l(q_2)$, $t_m(q_3)$ – являются нулями трансцендентного уравнения (2) для каждого из импедансных участков. Параметр q_i связан с поверхностным импедансом δ_i соотношением $q_i = i\left(\frac{ka}{2}\right)^{\frac{1}{3}}\delta_i$. Формула (3) аналогично записывается и для 4,5…N-кусочных трасс. На рисунке приведены расчеты E для четырехкусочной трассы с чередованием участков: море (300 км) – лед (300 км) – море (300 км) – лед (1100 км). Из рисунка видно, что условия распространения радиоволн над ледовыми участками более благоприятны, чем над морем. Так, на расстоянии 1000 км уровень поля при толщине льда 5 м составляет 94 мкВ/м, что в 5 раз превышает уровень поля над открытым морем.

Заключение

В результате моделирования распространения земной волны для радиотрасс длиной до 2000 км с различным чередованием сред «лед-море»:

1. Установлено, что слой льда существенно увеличивает модуль поверхностного импеданса слоистой среды «лед-море» и смещает фазу в сильно-сильноиндуктивную область (до -88°). При увеличении толщины льда действительная часть импеданса $Re\delta$ на частотах ниже 1000 кГц остается почти постоянной, а мнимая часть $Im\delta$ увеличивается линейно с ростом толщины льда.

2. Показано, что условия распространения над ледовыми полями на частотах

до 1000 кГц из-за сильно-сильноиндуктивного импеданса всегда более благоприятны, чем над морем. Отмечено, что увеличение толщины льда на море ведет к увеличению уровня поля на всем протяжении трассы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Мохов И.И., Хон В.Ч., Рекнер Э.* Изменения ледовитости Арктического бассейна в XX1 веке по модельным расчетам: оценка перспектив Северного морского пути. //ДАН, 2007, том 414, N 6,с. 814-818.
2. *Звягольский А.А.* Структура поля УЭС воды Белого моря // Геофизические методы изучения шельфа и континентального склона. Л.,МГ СССР, НПО Севморгеология, 1990, с. 80-85.
3. *Макаров Г.И., Новиков В.В., Рыбачек С.Т.* Распространение электромагнитных волн над земной поверхностью. - М.: Наука, 1991, - 196 с.
4. Фок В.А. Проблемы дифракции и распространения электромагнитных волн. М.: Сов. радио, 1970, 517 с.
5. *Фейнберг Е.Л.* Распространение радиоволн вдоль земной поверхности. М., изд-во Физматлит, 1999, 496 с.
6. *Дембелов М.Г.* Свидетельство об официальной регистрации программы для ЭВМ № 2006610095. Расчет функции ослабления поля земной волны по методу Калинина-Фейнберга. – М.: РОСПАТЕНТ, 10.01.2006.

ГИАБ

Коротко об авторах

Нагуслаева И.Б. – ст. научный сотрудник,
Дембелов М.Г. – кандидат физико-математических наук,
Башкуев Ю.Б. – доктор технических наук, профессор, зав. лабораторией,
Отдел физических проблем Бурятского научного центра СО РАН.

Рецензент д-р ф.-м. наук, проф. *Н.Н. Климов.*

Д И С С Е Р Т А Ц И И

ТЕКУЩАЯ ИНФОРМАЦИЯ О ЗАЩИТАХ ДИССЕРТАЦИЙ ПО ГОРНОМУ ДЕЛУ И СМЕЖНЫМ ВОПРОСАМ

Автор	*Название работы*	*Специальность*	*Ученая степень*
БАЙКАЛЬСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ ЭКОНОМИКИ И ПРАВА			
ДАНИЛОВ Сергей Геннадьевич	Управление процессом формирования амортизационного фонда в промышленности	08.00.05	к.э.н.