

В. В. СОЧЕЛЬНИКОВ, А. Я. ГОЛЬШТОК, В. С. МОГИЛАТОВ

ВЛИЯНИЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ И ВНУТРЕННИХ ВОЛН НА РЕЗУЛЬТАТЫ МОРСКОЙ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ

При морских электромагнитных исследованиях необходимо считаться с наличием специфических помех, обязанных гидродинамическим процессам, протекающим в толще водного слоя и на его поверхности: течения, поверхностные и внутренние волны, приливно-отливные явления и т. д. Эти помехи могут воздействовать на измерительный элемент как механически, так и за счет обусловленного ими электромагнитного поля. Если от механического влияния гидродинамических процессов в принципе можно избавиться путем демпфирования, соответствующего ограждения измерительной станции и т. д., то борьба с электромагнитной помехой более трудна.

В предлагаемой статье рассматривается частный вид помехи — электромагнитное поле, индуцируемое как внутренними, так и поверхностными морскими волнами.

В работах [1–3] подробно изложена постановка задачи расчета электромагнитного поля гидродинамических волн, дан вывод основных уравнений, приведено описание математической модели поверхностных и внутренних волн и обоснованы приближения, допущенные при расчетах. Поскольку в настоящей работе ставятся конкретные вопросы методики морской электроразведки, авторы сочли возможным привести лишь окончательные формулы, причем в той степени, в какой они необходимы при исследовании влияния электромагнитного поля волн на результаты различных электроразведочных методов в море.

В случае двумерной волны, распространяющейся по поверхности моря или по границе между слоями воды с различной плотностью (по термоклинну), механизм возникновения переменного электромагнитного поля можно объяснить движением линейных проводников (двумерных «частиц» воды) в постоянном магнитном поле Земли. Отсюда следует, что в воде индуцируются токи, текущие только вдоль гребня волны. Магнитное поле этих токов имеет лишь составляющие в плоскости, перпендикулярной гребню. Ввиду отсутствия токов в этой плоскости электрическое поле здесь определяется величиной $[\mathbf{v} \times \mathbf{B}]$.

Из выражения для скорости жидкости при внутренней волне [1] следует, что выше и ниже термоклина «частицы» воды движутся по одинаково ориентированным траекториям. Поэтому в точках, симметричных относительно плоскости термоклина, горизонтальные составляющие скорости будут иметь противоположные направления. В связи с этим составляющие электромагнитного поля, индуцируемые токами, расположенными над и под термоклинном, будут ослабляться ниже термоклина по сравнению с составляющими поля, обусловленного токами, текущими только ниже этой границы. (Этот эффект отмечен и объяснен в работе [2].) Отсюда ясно, что даже при одинаковых скоростях движения воды значения составляющих поля, индуцированного поверхностными волнами, по амплитуде будут превосходить значения составляющих поля внутренних волн. Если же учесть, что скорость движения жидкости во внутренних волнах значительно меньше скорости воды в поверхностных волнах (на одинаковых расстояниях от термоклина и поверхности моря), можно заключить, что индуцированное поле поверхностных волн будет существенно интенсивней, чем поле внутренних волн. Этот качественный вывод подтверждается численными расчетами, результаты которых приведены в работе [3].

Кроме того, необходимо учесть, что в методах искусственных полей длительность единичного измерения существенно короче периода внутренних волн, изменяющегося от нескольких минут до нескольких часов. Период же поверхностных волн не превосходит 35 сек.

Таким образом, можно ограничиться рассмотрением искажающего влияния поля поверхностных волн.

Двумерная поверхностная гидродинамическая волна распространяется вдоль оси x декартовой системы координат, начало которой располагается на средней уровневой поверхности моря, а ось Z направлена вниз.

Пусть море имеет глубину d . Проводимость морской воды обозначим γ_1 , проводимость среды ниже дна — γ_2 .

В этом случае для составляющих электромагнитного поля поверхностных волн в море имеем выражения:

$$H_x = -\frac{a}{2 \operatorname{sh} nd} \{k_1 (C e^{\bar{k}_1 z} - D e^{-\bar{k}_1 z}) - n [A e^{-n(d-z)} - B e^{n(d-z)}]\} e^{-i\omega t - inx}, \quad (1)$$

$$H_z = \frac{-ian}{2 \operatorname{sh} nd} [C e^{\bar{k}_1 z} + D e^{-\bar{k}_1 z} - A e^{-n(d-z)} - B e^{n(d-z)}] e^{-i\omega t - inx}, \quad (2)$$

$$E_x = -a\omega\mu_0 F_y \frac{\operatorname{sh} n(d-z)}{\operatorname{sh} nd} e^{-i\omega t - inx}, \quad (3)$$

$$E_y = -\frac{\mu_0\omega}{n} H_z, \quad (4)$$

$$E_z = -ia\omega\mu_0 F_y \frac{\operatorname{ch} n(d-z)}{\operatorname{sh} nd} e^{-i\omega t - inx}, \quad (5)$$

где

$$C = \frac{(\bar{k}_1 + n)Q + 2n(\bar{k}_1 - \bar{k}_2)B e^{-(\bar{k}_1 - n)d}}{(\bar{k}_1 + n)(\bar{k}_1 + \bar{k}_2) e^{\bar{k}_1 d} (-\bar{k}_1 - n)(\bar{k}_1 - \bar{k}_2) e^{-\bar{k}_1 d}},$$

$$D = \frac{(\bar{k}_1 - n)Q + 2n(\bar{k}_1 + \bar{k}_2)B e^{(\bar{k}_1 + n)d}}{(\bar{k}_1 + n)(\bar{k}_1 + \bar{k}_2) e^{\bar{k}_1 d} (-\bar{k}_1 - n)(\bar{k}_1 - \bar{k}_2) e^{-\bar{k}_1 d}},$$

$$Q = (\bar{k}_2 + n)A + (\bar{k}_2 - n)B, \quad A = F_z - iF_x, \quad B = F_z + iF_x,$$

$$\bar{k}_1^2 = n^2 + k_1^2 \quad (\operatorname{Re} \bar{k}_1 > 0), \quad (6)$$

$$\bar{k}_2^2 = n^2 + k_2^2 \quad (\operatorname{Re} \bar{k}_2 > 0), \quad (7)$$

$$F_x = F \cos I \cos \theta, \quad k_1^2 = -i\omega\mu_0\gamma_1 \quad (\operatorname{Re} k_1 > 0), \quad k_2^2 = -i\omega\mu_0\gamma_2 \quad (\operatorname{Re} k_2 > 0),$$

$$F_y = -F \cos I \sin \theta, \quad F_z = F \sin I, \quad (8)$$

F — величина постоянного магнитного поля Земли; I — наклонение; θ — угол между направлением распространения волны и магнитным меридианом; $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ гн/м — магнитная проницаемость вакуума; a — амплитуда поверхностной волны.

Значение n определяется из дисперсионного соотношения [1]

$$n \operatorname{th} nd = \omega^2/g, \quad (9)$$

где g — ускорение силы тяжести.

Из формул (3), (5), (8) следует, что E_x и E_z равны нулю, если поверхностная волна распространяется вдоль магнитного меридиана.

Из анализа выражений для составляющих электромагнитного поля поверхностных волн, а также из результатов численных расчетов [3] следует, что амплитуды поля существенно ослабляются на дне по сравнению с их величиной на поверхности. В ряде случаев эти значения являются практически неизмеримыми, а составляющая E_x тождественно равна нулю.

В условиях мелкого моря электромагнитное поле поверхностных волн относительно велико. В связи с этим возникает вопрос: нельзя ли использовать это поле в целях изучения распределения по глубине проводимости в твердой части разреза? Чтобы ответить на этот вопрос, достаточно оценить в формулах (1), (2), (4) вклад членов, зависящих от проводимости пород дна.

Представим формулы (6), (7) в виде

$$\bar{k}_1^2 = n^2(1 + \alpha), \quad \bar{k}_2^2 = n^2(1 + \alpha(\gamma_2/\gamma_1)), \quad (\alpha = k_1^2/n^2).$$

Нетрудно убедиться, что при $\alpha \leq 300$ м и $T \leq 35$ сек, т. е. в мелком море, имеем $|\alpha| \ll 1$ и, с погрешностью не более 0,5%,

$$\bar{k}_1 = n(1 + 1/2\alpha), \quad \bar{k}_2 = n(1 + 1/2\alpha(\gamma_2/\gamma_1)),$$

$$\exp(\pm \bar{k}_1 d) = (1 \pm 1/2\alpha nd) \exp(\pm nd).$$

Тогда формулы (1), (2) можно переписать следующим образом:

$$H_x = \left[S_x^{(1)} + S_x^{(2)} + \frac{\gamma_2}{\gamma_1} S_x^{(3)} \right] e^{-i\omega t - inx},$$

$$H_z = \left[S_z^{(1)} + S_z^{(2)} + \frac{\gamma_2}{\gamma_1} S_z^{(3)} \right] e^{-i\omega t - inx}, \quad (10)$$

где

$$S_x^{(1)} = \alpha \cdot R(n) \{ (1-2nz) B e^{n(d-z)} - B e^{-n(d-z)} - [1-2n(d-z) - e^{-2nz}] A e^{-n(d-z)} \}, \quad (11)$$

$$S_x^{(2)} = -1/4 \alpha^2 R(n) (1-4nd+2nz) B e^{-n(d-z)}, \quad (12)$$

$$S_x^{(3)} = 1/4 \alpha^2 R(n) (1+2nd - e^{-2nz}) B e^{-n(d-z)}, \quad (13)$$

$$S_z^{(1)} = i\alpha R(n) \{ (1+2nz) B e^{n(d-z)} - B e^{-n(d-z)} + [1+2n(d-z) - e^{-2nz}] A e^{-n(d-z)} \}, \quad (14)$$

$$S_z^{(2)} = 1/4 i\alpha^2 R(n) (1+4nd-2nz) B e^{-n(d-z)}, \quad (15)$$

$$S_z^{(3)} = -1/4 i\alpha^2 R(n) (1+2nd + e^{-2nz}) B e^{-n(d-z)}, \quad (16)$$

$$R(n) = an/8 \operatorname{sh} nd.$$

Из формул (11)–(16) следует, что величины $S_x^{(2)} + S_x^{(3)}$, $S_z^{(2)} + S_z^{(3)}$ малы по сравнению с величинами $S_x^{(1)}$ и $S_z^{(1)}$ соответственно. Следовательно, в условиях мелкого моря электромагнитное поле поверхностных волн практически не зависит от проводимости дна. Пренебрегая в выражениях (9), (10) членами, пропорциональными α^2 , окончательно получаем

$$H_x = S_x^{(1)} e^{-i\omega t - inx}; \quad H_z = S_z^{(1)} e^{-i\omega t - inx};$$

$$E_y = -\frac{\omega \mu_0}{n} S_z^{(1)} e^{-i\omega t - inx}.$$

В глубоком море заметная зависимость от проводимости дна имеет место при расположении точки наблюдения вблизи дна ($z \approx d$). Однако в этом случае амплитуды составляющих поля ничтожно малы.

Электромагнитное поле внутренних волн не зависит от проводимости дна при любой глубине моря [3].

Таким образом, использовать электромагнитное поле гидродинамических волн для зондирования твердой части разреза невозможно.

Оценим влияние помехи, создаваемой электромагнитным полем поверхностных волн, на различные методы морской электроразведки.

1. МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИЕ ЗОНДИРОВАНИЯ

Результаты расчетов [3] показывают, что на поверхности моря составляющие E_x , E_y , H_x , H_z могут значительно превосходить соответствующие составляющие магнитотеллурического поля [4]. При расположении магнитотеллурической станции на дне искажающий эффект поверхностных волн невелик, особенно в условиях глубоководных акваторий. Это позволяет утверждать, что донная установка А. Н. Тихонова – Л. Каньяра является предпочтительной, кроме случая зондирования со льда.

2. МЕТОДЫ ПОСТОЯННОГО ТОКА И ЕСТЕСТВЕННОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ

В методах постоянного тока (непрерывное дипольно-осевое зондирование (НДОЗ), непрерывное профилирование и др.), а также при изучении постоянного естественного электрического поля измерительная линия с неполяризуемыми электродами на концах буксируется судном и может располагаться либо на дне моря, либо в толще водного слоя и на его поверхности. Величина помехи зависит от направления движения измерительной линии относительно направления распространения поверхностной волны.

Расчеты показывают, что величина (E_y) как на дне, так и на поверхности сравнительно мелкого моря не превосходит при $T \leq 10-15$ сек значения $10 \div 30$ мкв/км на метр амплитуды волны. Величина полезного сигнала, измеряемого на практике в методах постоянного тока и естественного электрического поля, превышает, как правило, $100 \div 200$ мкв/км. Следовательно, помеха за счет поля E_y невелика и ее действие можно не учитывать. Иначе обстоит дело с составляющей E_x .

Поскольку зависимость E_x от x гармоническая, разность потенциалов ΔU_x на любом уровне внутри водного слоя будет существенно меняться при изменении длины измерительной линии. Если длина измерительной линии равна полуволновому числу пространственных длин волн $2\pi/n$, значение ΔU_x будет максимальным. Наибольшую величину $|E_x|$ имеет при $z=0$. Выражение для $|E_x(0)|$ в этом случае принимает вид

$$|E_x(0)| = a\omega\mu_0 F |\sin \theta \cdot \cos l|.$$

Для $\theta = \pi/2$ и $l = \pi/3$ (средние широты) приводим рассчитанные значения $|E_x(0)/a|$ при различных периодах поверхностной волны:

$T, \text{сек}$	1	5	10	20	40
$ E_x(0)/a , \text{мкв/км}\cdot\text{м}$	157	31,4	15,7	7,85	3,92

Отсюда следует, что $|E_x(0)|$ может во много раз превосходить измеряемые в морской электроразведке величины электрического поля.

Таким образом, при производстве работ методами постоянного тока и естественного электрического поля измерительные линии следует располагать на дне моря.

3. СТАНОВЛЕНИЕ МАГНИТНОГО ПОЛЯ

Рассмотрим э.д.с., индуцируемую переменным магнитным полем H_z в расположенном на дне горизонтальном замкнутом контуре,

$$\mathcal{E} = - \frac{d\Phi}{dt} = i\omega\mu_0 S_z^{(1)}(d) e^{-i\omega t} \iint_S e^{-inx} dS, \quad (17)$$

где S — площадь контура.

Учитывая, что в практике морской электроразведки используется либо круговая, либо квадратная петля, рассчитаем э.д.с. для каждого из этих контуров.

а. Круговая петля. Если R — радиус петли, то из (17) следует

$$\mathcal{E} = 4i\omega\mu_0 R^2 S_z^{(1)}(d) e^{-i\omega t} \int_0^1 \sqrt{1-x^2} \cos nRx dx. \quad (18)$$

Используя известное выражение [5] для интеграла в формуле (18), получаем

$$|\mathcal{E}| = \frac{2\pi\omega\mu_0 R |J_1(nR)|}{n} |S_z^{(1)}(d)|, \quad (19)$$

где $J_1(x)$ — функция Бесселя.

Из уравнения (9) следует, что $n \geq \omega^2/g$. Принимая $R=500$ м и $T \leq 20$ сек, имеем $nR \geq 5$.

В этом случае для функции $J_1(nR)$ можно воспользоваться ее асимптотическим представлением. Окончательно получаем

$$|\mathcal{E}| = \omega\mu_0 \sqrt{\frac{8\pi R}{n^3}} |S_z^{(1)}(d)| \left| \cos \left(nR - \frac{3\pi}{4} \right) \right|.$$

б. Квадратная петля. Если поверхностная волна распространяется вдоль одной из сторон квадрата, имеющей длину L , то из формулы (17) находим

$$|\mathcal{E}| = \frac{2\omega\mu_0 L |\sin nL/2|}{n} |S_z^{(1)}(d)|. \quad (20)$$

В этом случае, когда размеры петли достаточно малы ($R=L/2 \leq 15$ м), из формул (19), (20) следует очевидное выражение

$$|\mathcal{E}| = \omega\mu_0 S |S_z^{(1)}(d)|.$$

Здесь S — также площадь петли (круглой или квадратной).

d, м	T, сек	\mathcal{E}/a , мкв/м		d, м	T, сек	\mathcal{E}/a , мкв/м	
		круговая петля	квадратная петля			круговая петля	квадратная петля
20	~5	0,4	3	50	~5	0,01	0,06
	~7	2	12		~7	0,6	3
	~10	6	20		~10	6	24
	~15	13	40		~15	20	60
	20	18	50		~20	40	90

В таблице для глубин моря 20 и 50 м даются рассчитанные по формулам (19) и (20) значения э.д.с. в микровольтах. При этом принято $R=L/2=500$ м.

В приведенной таблице период T указан приближенно, так как $J_1(nR)$ и $\sin(nL/2)$ осциллируют, и для оценок взяты их экстремальные значения. Величины $|\mathcal{E}/a|$ даются округленными.

Из опыта морских зондирований методом становления магнитного поля в ближней зоне известно, что на больших временах становления, когда проявляются глубоководные геозлектрические горизонты, величина измеряемой в петле э.д.с. имеет порядок первых единиц микровольт.

Таким образом, помеха, обусловленная колебаниями поверхности моря, может быть соизмеряемой с полезным сигналом и даже значительно превосходить его. Поэтому методика работ методом становления должна строиться с учетом искажающего влияния поверхностных волн. В частности, длительность импульсов возбуждения можно выбирать так, чтобы помеха при каждом измерении процесса становления имела различные фазы. Тогда при регистрации с накоплением полезный сигнал можно будет выделять при минимальном числе возбуждений.

Необходимо отметить, что колебания поверхности моря с периодом более $15 \div 20$ сек чрезвычайно редки на акваториях внутренних морей. Что касается периодов $T \approx 10$ сек, то они могут считаться характерными для зыби, обусловленной удаленными штормами. Например, для Черного моря наиболее часта зыбь с периодами $T = 10 \div 12$ сек, редко достигает значений $15 \div 17$ сек. Хотя эти периоды характерны для зыби в глубоководной части моря, можно считать, что эти периоды будут сохраняться и на глубинах $20 \div 50$ м, если амплитуда волны не превышает $1 \div 2$ м.

Научно-исследовательский институт
морской геофизики

Поступила
10 VIII 1973

Литература

1. Филлипс О. Динамика верхнего слоя океана. «Мир», М., 1969.
2. Beal H. T., Weaver J. T. Calculations of Magnetic Variations Induced by Internal Ocean Waves. J. Geophys. Res., 75, № 33, 1970.
3. Сочельников В. В., Гольмшток А. Я., Мозилатов В. С. Теоретическая оценка электромагнитного поля морских течений и волн. Сб. Геомагнитные исследования, 1974.
4. Гольмшток А. Я., Сочельников В. В. О методике морских магнитотеллургических исследований осадочной толщи и поверхности кристаллического фундамента. Прикл. геофизика, № 62, 1971.
5. Градштейн И. С., Рыжик И. М. Таблицы интегралов, сумм, рядов и произведений. Физматгиз., М., 1963.