

由波浪压力记录计算表面波谱*

隋世峰

(中国科学院南海海洋研究所)

一、引言

对目前仍广为使用的压力测波仪来说,如何通过波浪在某深度处的压力信息来推算海面的波浪状况呢?根据深水小振幅简单波动的经典理论,关系式 $H_0 = H_z \exp[kz]$ 成立,式中 H_0 、 H_z 分别表示海面和水深 z 处的波高。将这一关系式应用于实际资料,则由波浪压力记录可以求出 H_z 、 T_z (或 λ_z),再由记录的深度 z 就可以求出 H_0 。但是人们发现这样计算出的 H_0 和同时在海面观测到的 H_0 之间有着系统性的偏差,这就产生了使用补偿系数 n 的问题,即 $H_0 = nH_z \times \exp[kz]$ 。对于水深为 d 的浅水则有 $H_0 = nH_z \times \text{ch } kd / \text{ch } k(d - z)$ 。

前人就如何确定补偿系数 n 做了很多工作,例如 Folsom (1947) 由规则波的水槽实验对单个波得到 $n = 1.08$ 。Gerhardt 等 (1955) 在旧金山沿岸进行对比观测,对单个波得 $n = 1.3 - 1.9$ 。日本的吉沪 (1965) 在须磨海岸外 260 米处用标杆摄影和压力仪进行对比观测,对单个波得 $n = 1.7$ 。Gerhardt 等人还对有效波进行了深度换算,得到 $n = 1.12 - 1.52$ 。而藤田兼吉等则把 n 看作水深和波长的函数,对有效波进行了研究,其结果当然不会好。

进一步的作法是对压力记录进行调和分析,对每个频率的组成波分别进行深度换算。如菱田耕造 (1969) 应用同一观测点不同深度上的压力同步记录,求得的结果如图 1 所示,在低频部分 n 值比较稳定,平均为 1.07,和 Folsom 的规则波水槽实验值一致,而高频部分, n 值则急剧地减小。Esteve 和 Harris (1970) 由谱分析求得的 n 值在 0.98—1.04 之间,并认为当 $\exp[2\omega^2 z/g]$ 的值大于 25 后,由

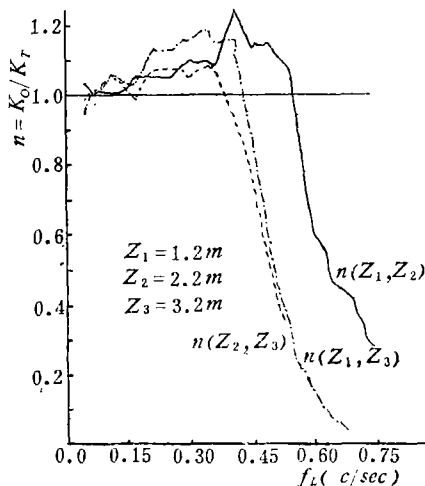


图1 不同深度差所对应的补偿系数 n 随组成波的频率 f_L 的分布
(菱田耕造, 1969)

本文 1978 年 11 月 27 日收到。

* 本文是在山东海洋学院余宙文副教授的具体指导下写成的,并得到了本所陈俊昌、兰昌华同志的大力协助,蔡清贵同志提出了宝贵意见,贾淑芬同志参加了资料整理工作,作者特此表示衷心感谢。

于失真, 换算工作就不能进行了。

显然, 对波浪压力记录作谱分析, 相对于组成波进行深度换算的方法是比较好的, 但又出现了高频部分换算失真的问题。为了解决这个问题, Kim 和 Simons(1974), Глуховский (1966) 等人采取了将海面波谱模式化的方法。他们都认为海面波浪符合某一模式谱, 从这个模式谱出发, 通过深度换算出深度 z 处的波谱, 并使它和那里的实验波谱相等, 这样就可以确定观测期间海面模式谱中参数的具体值。用这种方法建立起来的表面波谱和深度 z 处的波谱之间的关系, 避免了深度换算中高频失真的问题, 这是该方法的可取之处。但由于选定了模式谱, 则不能反映海面波浪的特殊规律, 而且在双峰和宽谱的情况下, 该方法的应用也是困难的。针对这一不足之处, 本文提出了在低频段按小振幅简单波动的理论对组成波进行换算, 而在高频段则根据平衡范围理论采用将波浪谱加以模式化的换算方法。

二、由波浪压力记录求表面波谱

(一) 所用的资料及其谱分析

1977年5月底, 我们在北部湾我国海区 A 点 (图2) 获取了7组不同深度上同步波浪压力记录曲线和两组波浪压力与表面波的同步记录曲线, 图3是同步压力记录曲线的一段。 A 点的水深是76米, 在离海面40米高度处, 观测期间的10分钟平均风速为10米/秒左右。

对所获得的连续波浪记录均用 Blackman—Tukey 方法在 DJS—21 机上进行了谱分析。分析时使用的参数为: N 在 1240—1980 之间, m 在 50—70 之间, $\Delta t = 0.634$ 秒。所得到的谱密度分布曲线和有关谱参数分别由图4以及表1给出。

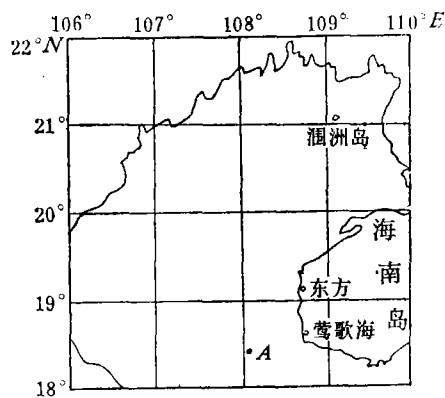


图2 本文所用实测资料的海区位置

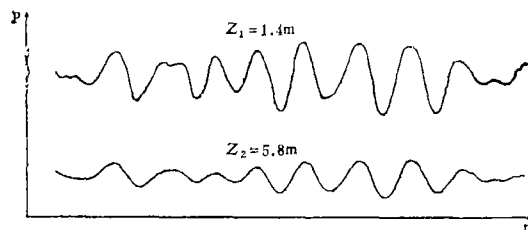


图3 不同深度上波浪压力的同步记录的示例

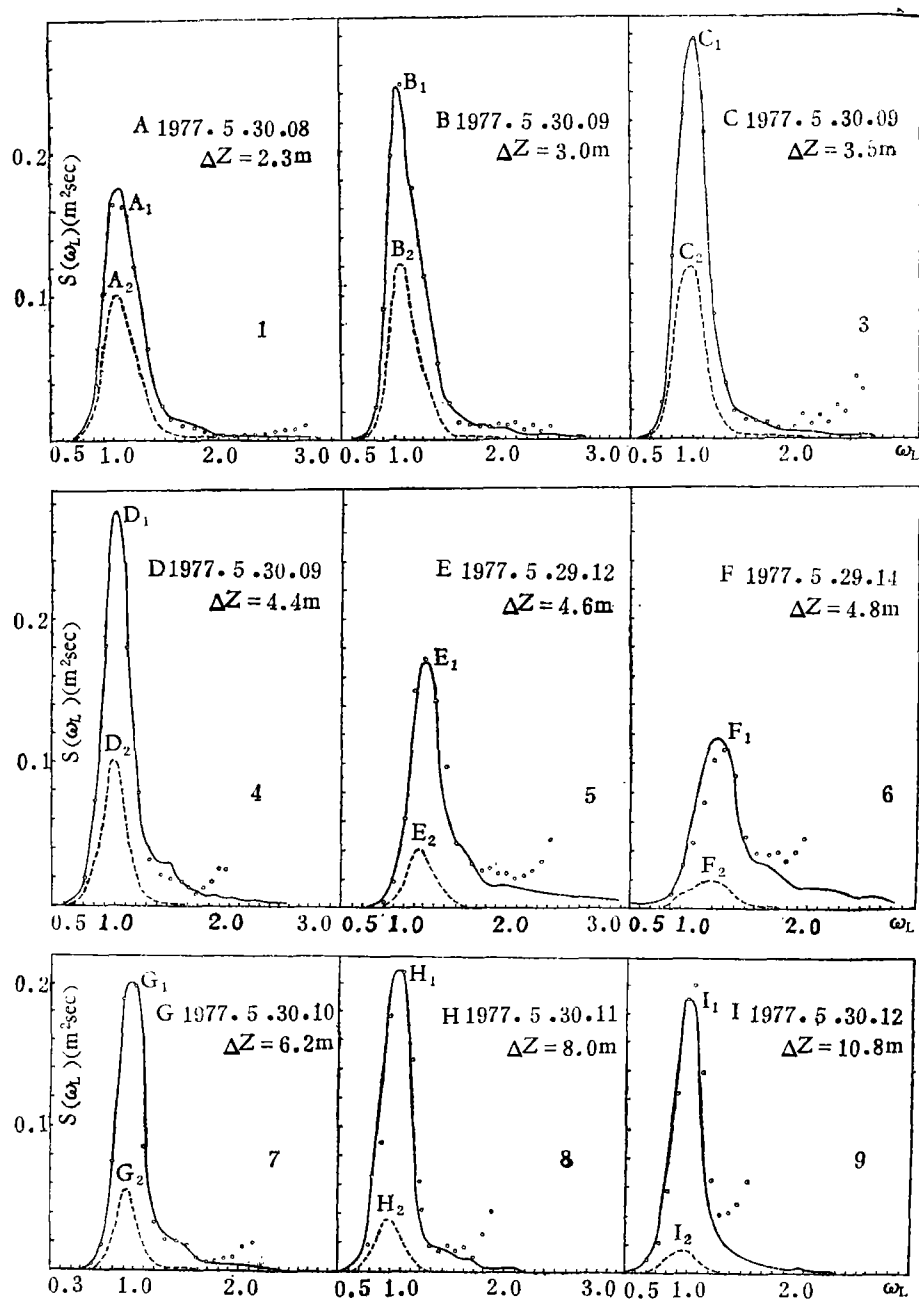


图 4

- 上层的实测波浪谱密度曲线;
- - - 下层的实测波浪谱密度曲线;
- 用 $S_{z_1}(\omega_L) = S_{z_2}(\omega_L) \exp[2\omega_L^2 \Delta Z/g]$ 将频率 ω_L 处下层的谱密度值;
- 换算到上层所得的谱密度值;
- ΔZ 上下两层同步对比观测记录的深度差。

表 1

资料组别		m_0	m_2	m_4	ε	$\bar{H}(m)$	$\bar{T}(sec)$
A	A_1	0.0831	0.1411	0.4443	0.6784	0.7215	4.8206
	A_2	0.0442	0.0662	0.1860	0.6829	0.5263	5.1330
B	B_1	0.0993	0.1511	0.4384	0.6898	0.7889	5.0949
	B_2	0.0445	0.0567	0.1113	0.5936	0.5283	5.5708
C	C_1	0.1081	0.1545	0.3737	0.6394	0.8229	5.2549
	C_2	0.0449	0.0588	0.1686	0.7375	0.5304	5.4927
D	D_1	0.0999	0.1528	0.4221	0.6677	0.7911	5.0795
	D_2	0.0325	0.0503	0.2456	0.8265	0.4511	5.0504
E	E_1	0.0920	0.2950	2.1975	0.7548	0.7594	3.5095
	E_2	0.0156	0.0283	0.0905	0.6586	0.3131	4.6707
F	F_1	0.0866	0.3016	2.5417	0.7660	0.7365	3.3666
	F_2	0.0120	0.0293	0.2164	0.8169	0.2738	4.0114
G	G_1	0.0749	0.1064	0.3018	0.7064	0.6852	5.2718
	G_2	0.0163	0.0188	0.0372	0.6467	0.3199	5.8556
H	H_1	0.0844	0.1341	0.5579	0.7863	0.7271	4.9846
	H_2	0.0122	0.0142	0.0382	0.7507	0.2760	5.8061
I	I_1	0.0743	0.1126	0.3413	0.7068	0.6822	5.1029
	I_2	0.0064	0.0109	0.0752	0.8671	0.2005	4.8111

(二) 换算精度及失真频率的确定

在海洋工程和船舶建造等方面,了解波浪的能量谱是重要的。假定小振幅简单波动的理论结果对有限振幅简单波动也近似正确,则在深水情况下有:

$$H_0(\omega) = Hz(\omega) \exp[\omega^2 z/g] \quad (1)$$

$$S_0(\omega) = Sz(\omega) \exp[2\omega^2 z/g] \quad (2)$$

或

$$Sz_1(\omega) = Sz_2(\omega) \exp[2\omega^2 \Delta z/g] \quad (3)$$

$$z_1 < z_2$$

用(2)式或(3)式对每个组成波都进行深度换算,换算结果如图4中的“o”号所示。从这些附图可以看出,换算值和实测值在低频段和谱的峰值频率附近十分一致,但在高频段换算结果严重失真。关于这个低频段和高频段的分界频率,后面还要讨论,为了叙述方便,这里先把这个频率定义为“失真频率”,用 ω_d 表示。在我们现在的计算中,低频段的换算范围是从谱密度值大于 10^{-3} 米²秒的组成波所对应的频率开始到失真频率 ω_d 为

止(包括 ω_d 在内), 将这个范围用 Ω 代表, 则在 Ω 范围内, 由换算的谱计算的总能量相对于实测总能量的相对误差为:

$$\frac{\Delta m_{0\Omega}}{m_{0\Omega}} = \frac{\sum_{\Omega} [S_{z_2}(\omega_L) \exp [2\omega_L^2 \Delta z/g] - S_{z_1}(\omega_L)] \Delta \omega}{\sum_{\Omega} S_{z_1}(\omega_L) \Delta \omega} \quad (4)$$

其中 ω_L 为谱分析中组成波的频率。对各组资料的计算结果见表 2。

表2 在 Ω 频率范围内深度换算引起的谱总能量的相对误差

资料组别	A	B	C	D	E	F	G	H	I
$\Delta m_{0\Omega}/m_{0\Omega}$	3.3%	0.7%	1.5%	1.7%	7.3%	-6.7%	-0.3%	-1.1%	0.2%

表3 在 Ω 频率范围内, 补偿系数 n 相对于组成波的平均值

资料组别	A	B	C	D	E	F	G	H	I
\bar{n}	0.98	0.99	1.00	1.01	1.02	1.07	1.05	1.05	1.07

表 2 中数值的均方平均值为 3.6%。这些计算说明, 从失真频率往低频侧按小振幅简单波动的理论进行深度换算是可行的。补偿系数 n 随 ω_L 的分布如图 5, 在 Ω 频率范围内, 补偿系数相对于组成波的算术平均值 \bar{n} 求出如表 3, 再次总平均得 $\bar{n} = 1.03$ 。就是说在直到失真频率的低频范围内, 补偿系数 n 相当接近于 1.0, 在谱的深度换算中取 $n = 1.0$ 所造成的总能量相对误差小于 $\pm 10\%$, 而对波高来说, 所引起的相对误差则小于 $\pm 5\%$ 。

现在说明一下“失真频率”的确定问题。对不同频率的组成波进行谱密度值的深度换算所引起的相对误差:

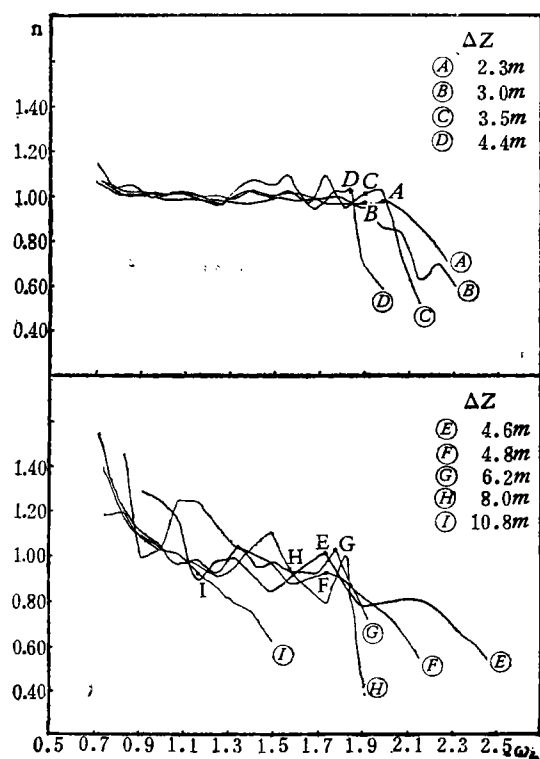


图5 补偿系数 n 随 ω_L 的分布

$$\frac{\Delta S(\omega_L)}{S_{z_1}(\omega_L)} = \frac{S_{z_2}(\omega_L) \exp[2\omega_L^2 \Delta z/g] - S_{z_1}(\omega_L)}{S_{z_1}(\omega_L)} \quad (5)$$

相对于因子 $\exp[2\omega_L^2 \Delta z/g]$ 的分布如图 6 所示。由图看出, 在低频段, 当 $\exp[2\omega_L^2 \Delta z/g]$ 的值小的时候, 相对误差 $\Delta S(\omega_L)/S_{z_1}(\omega_L)$ 的值在 ± 0.20 之间波动, 随着 ω_L 值的增大, 在某个组成波所对应的 $\exp[2\omega_L^2 \Delta z/g]$ 值之后, $\Delta S(\omega_L)/S_{z_1}(\omega_L)$ 的值超出 0.02 并单调急剧增大, 这个 $\exp[2\omega_L^2 \Delta z/g]$ 所对应的 ω_L 就是所谓“失真频率”, 用 ω_d 表示, 如图 6 中的 A、B、C、D……各点所对应的频率, 而 A、B、C、D……各点对应地称作“失真点”。

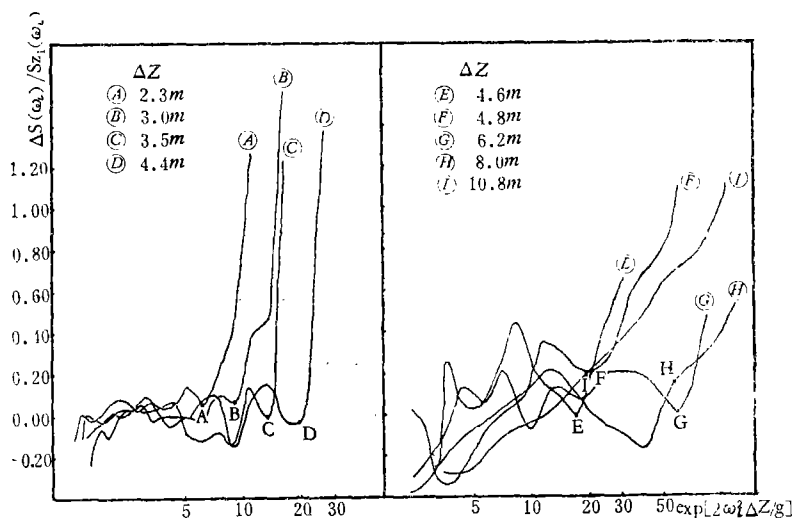


图6 深度换算所引起的组成波谱密度值的相对误差 $(\Delta S_{\omega_L})/S_{z_1}(\omega_L)$ 相对于因子 $\exp[2\omega_L^2 \Delta z/g]$ 的分布

由上述分析可知, 在失真频率的低频侧, 按小振幅简单波动的理论进行深度换算, 可保证组成波谱密度的相对误差小于 $\pm 20\%$ 。

假定失真频率 ω_d 只和压力记录的观测深度 z 及由压力记录求出的深度 z 处的波浪平均周期 T_z 有关, 用 T_z 将 ω_d 和 z 无量纲化为:

$$\tilde{\omega}_d = \frac{\omega_d}{\omega_z} = \frac{T_z \omega_d}{2\pi} \quad (6)$$

$$\tilde{Z} = \frac{Z}{\lambda_z} = \frac{2\pi Z}{g T_z^2} \quad (7)$$

将图 5 中的失真点标到 $\tilde{\omega}_d - \tilde{Z}$ 坐标图上得到图 6, 其线性回归关系式为:

$$\tilde{Z} = 0.498 - 0.25634 \tilde{\omega}_d \quad (8)$$

如图中直线 I 所示, 均方误差为 0.025。如果失真频率取值偏高, 换算工作可能出现较大的误差, 所以将直线 I 向下平移 0.025 的距离, 得直线 II, 其关系式为:

$$\tilde{Z} = 0.473 - 0.25634 \tilde{\omega}_{\Delta} \quad (9)$$

这样, 只要知道了波浪压力记录的观测深度 z 和压力记录的平均周期 T_z , 就可以从图 7 或式 (9) 求出失真频率。但是, 当压力记录的观测深度 z 超过 10 米时, 应对 (9) 式进行验证。

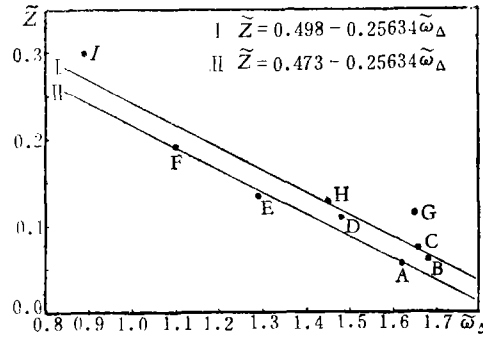


图7 无量纲失真频率 $\tilde{\omega}_{\Delta}$ 和无量纲观测深度 \tilde{Z} 间的相关关系

(三) 高频侧谱的模式化

在失真频率的高频侧, 由于组成波的能量很小, 由观测记录系统的误差、资料离散化处理及计算误差及其他海洋噪声所组成的干扰因素已可与组成波相比, 经过 $\exp[2\omega^2 z/g]$ 放大后则严重失真, 对这个问题的处理办法是采用平衡范围理论将失真频率高频侧的谱模式化。由于高频部分的谱提供的能量很小, 对工程应用不是那么重要, 所以下面只给出具体方法而对这种模式化处理的精度未加讨论。

关于高频部分波浪谱的形状, Phillips (1958) 给出的结果是:

$$S(\omega) = \beta g^2 \omega^{-5} \quad (10)$$

其中 β 是无量纲常数。鸟羽、河合三四郎等人 (1972、1977) 给出的结果是:

$$S(\omega) = \alpha g u_* \omega^{-4} \quad (11)$$

其中 α 是无量纲常数, u_* 是摩擦风速。引用以往的研究成果 $u_* = \sqrt{C_{1.0}} u_{1.0}$,

$$u_{1.0} = u_z \left(1 + \frac{\sqrt{C_{1.0}}}{k} \ln \frac{z}{10} \right)^{-1}, \quad k = 0.4, \sqrt{C_{1.0}} = 0.04, \text{ 取 } z = 40 \text{ 米}, U_{4.0} = 10 \text{ 米/秒},$$

则由实测资料可得出 $\alpha = 0.12$, $\beta = 8.7 \times 10^{-3}$, 这样便得到高频侧海浪谱的形状为:

$$S(\omega) = 8.7 \times 10^{-3} g^2 \omega^{-5} \quad (12)$$

或

$$S(\omega) = 0.12 g u_* \omega^{-4} \quad (13)$$

如图 8 所示。很明显, 鸟羽等人的模式更符合我们的实测资料。这样, 对失真频率高频侧的表面波浪谱, 可根据 (13) 式直接算出。

为了避免深度换算中谱在高频范围的失真问题, Kin 和 Глуховский 等人将整个表面波谱模式化, 而更多的人则只是借助于补偿系数求特征波高, 与此相比, 找出使换算工作难以进行的失真频率, 而只将失真频率高频侧的谱模式化的方法, 似有可取之处。

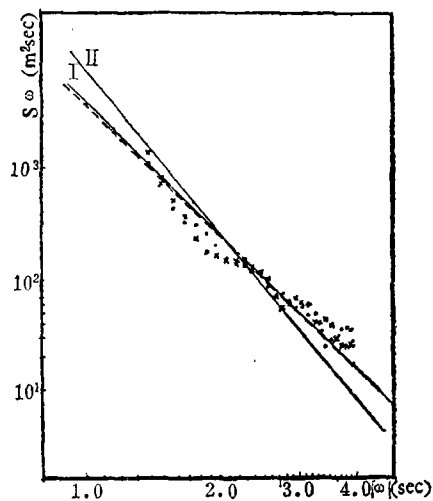


图 8 波浪谱平衡范围模式和实测资料的对比

实线 I: $S(\omega) = 0.12gu_*\omega^{-4}$;
 实线 II: $S(\omega) = 8.7 \times 10^{-3}g^2\omega^{-5}$;
 虚线: 最小二乘法拟合的实测谱曲线。

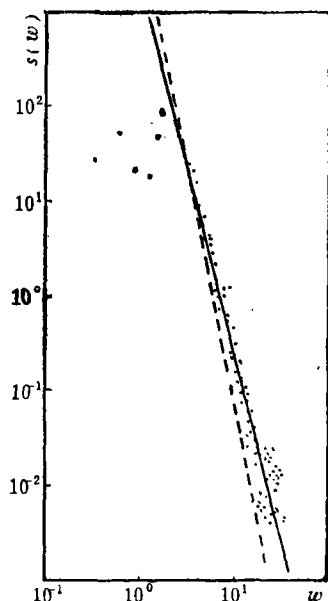


图 9 波浪谱平衡范围模式和实测资料的对比 (河合三四郎等, 1977)

— $S = 0.062gu_*\omega^{-4}$;
 $u_* = 37.2 \text{ cm/S}$;
 --- $S = 0.0074g^2\omega^{-5}$.

三、讨 论

一谈到由波浪压力记录求表面波浪要素的深度换算, 人们首先想到的就是补偿系数 n 。关于 n 值的取法和取值极不一致。容易明白, 因子 $\exp[\omega^2 z/g]$ 应用于实际海洋的波动现象只能是一种近似, 但其近似的程度并不象人们所认为的那样差。本文认为只要资料可靠, 并对谐波分别进行深度换算, 则在失真频率的低频侧可近似地取 $n = 1.0$, 即不存在补偿问题。

另外, 关于谱在高频侧的形状, 从前面的图 8 可知, 对于我们的对比观测资料如果用 $\beta g^2 \omega^{-6}$ 来拟合, 在对数坐标图中拟合线和由最小二乘法拟合的实测谱曲线间有一夹角, 如果用 $\alpha g u_* \omega^{-4}$ 来拟合, 则这个夹角基本消失。河合三四郎等人也给出了同样的例子, 如图 9。但是目前还是采用 Phillips 结果的人多, 所以关于谱在高频侧的形状到底哪个结果更合理, 还有待进一步探讨。

参 考 文 献

- (1) 文圣常, 海浪原理, 山东人民出版社, 1964.
- (2) 川锅安次, 海浪記録の特性の解析と調査の仕方, 海と空, 41 (1966), 1, 2, 1-26.

- (3) 菱田耕造等, 表面波の深さに伴う減衰につれて, 海と空, 44 (1969), 2, 3, 1-9.
- (4) 藤田兼吉等, 水压式波高計記録の表面波高に換算する時の補正係数につれて, 海と空, 43 (1967), 1, 22-34.
- (5) Blackman, R. B., Tukey J. W., *The measurement of power spectrum from the point of view of communications engineering*, New York, Dover, 1959.
- (6) Esteva, D., Lee Harris, D., Comparison of pressure and staff wave gage records, *Proceedings of the twelfth coastal engineering conference, Washington D.C.*, 1 (1970) 101-116.
- (7) Kim, Y. Y., Simons, L. H., Sea state measurements from pressure records, *Proceedings of the international symposium on ocean wave measurement and analysis*, 1 (1974), 40-53.
- (8) KAWAI Sanshiro, OKADA Kozo and TOBA Yoshiaki, Field data support of three-seconds power law and $g\mu\sigma^{-4}$ -spectral form for growing wind waves, *Journal of the oceanographical society of Japan*, 33 (1977), 137-150.
- (9) Глуховский, Б. X., Исследование Морского ветрового волнения, Ленинград, 1966, 283.

ON ESTIMATION OF WAVE SPECTRUM FROM WAVE PRESSURE RECORDS

Sui Shifeng

(South China Sea Institute of Oceanology, Academia Sinica)

ABSTRACT

The paper deals with an estimation of the frequency spectrum of sea surface displacement from wave pressure records collected at any depth. Previous work on this is briefly reviewed. Based on the records of sea surface displacement and corresponding wave pressure records at a series of depths, measured in Beibu Gulf, surface displacement spectrum is calculated from the records of sea surface displacement, and from the corresponding pressure spectrum recreatively a comparison shows satisfactory agreement in low frequency domain, but a rather large discrepancy domain in the high frequency, thus suggesting that a critical frequency may exist. In view of the fact that at frequencies higher than the critical frequency one cannot succeed in computing the surface displacement spectrum from the corresponding pressure spectrum using the linear wave theory, the critical frequency is named "failure frequency" in this paper. On the basis of this comparison the following technique is proposed:

1. From wave pressure records a pressure spectrum is first calculated by the usual approach.

2. The "failure frequency" is then specified, using a formula given in the paper. The frequency domain is divided into low frequency, and high frequency.

3. In the low frequency domain, the surface displacement spectrum is computed using the linear wave theory from the pressure spectrum, while in the high frequency section it should be obtained only by applying the equilibrium range theory.

The author is of the opinion that proposed method can serve the engineering purpose.