

应用“跨零-能量”法估算海洋波浪再生能源*

尤再进^{1, 2} 尹宝树^{3, 4, 5, 6} 石洪源¹

(1. 鲁东大学港口与海岸研究中心 烟台 264025; 2. Coastal Research Centre, University of Queensland, Brisbane QLD 4072, Australia; 3. 中国科学院海洋环流与波动重点实验室 青岛 266071; 4. 中国科学院海洋研究所 青岛 266071; 5. 青岛海洋科学与技术国家实验室 青岛 266237; 6. 中国科学院大学 北京 100049)

摘要 海洋波浪能是一种可持续和零污染的再生能源, 随着自然能源日渐匮乏和全球气候变化, 人类对波浪能的开发利用显得尤其重要。本文应用“跨零-能量”波浪分析的新方法, 首次推导了不规则波浪的波能流垂向分布及其理论计算公式。本文研究发现, 浅水波能流具有均匀的垂向分布, 深水波能流集中于海表层的水体中, 过渡区波能流的垂向分布介于浅水和深水波能的分布之间。研究还发现, 目前海洋波能流的估算方法和现今波浪发电装置的波能采集深度缺少相关性, 过高估算了海洋波浪的可发电资源。

关键词 波浪能; 波能流; 规则波; 不规则波浪

中图分类号 P731 **doi:** 10.11693/hyhz20170500110

海洋波能量如此巨大, 覆盖面广, 可持续。海洋波能的可发电资源通常用波能流密度来定量描述, 目前常用的波能流经验公式是 $P \approx 0.5 H_s^2 T$, 其中, P 是波能流密度(kW/m), H_s 是有效波高(m), T 是波浪周期(s)。该公式是由深水线性波浪理论推导而来, 计算每米波峰宽度方向从海平面到海底面整个水体蕴蓄的波功率(万勇等, 2014; 江兴杰等, 2015)。有限水深的波能流估算为 $P = C_g E$, 其中 E 是波浪能, C_g 是波群传播速度(王绿卿等, 2014; Bernardino *et al.*, 2017)。但是, 现有波能流的估算方法存在几大缺陷: 第一, 估算的波能流与驱动波浪发电装置发电的波能流几乎毫无相关。比如, 离岸漂浮式的波浪发电装置主要是利用海平面附近水体内的波浪能量来驱动电机发电, 而现有估算公式是计算从海平面到海底面整个水体蕴藏的波能流。所以, 目前波能流的估算方法过高估算了可以利用的海洋波能资源。除非新一代离岸漂浮式波浪发电装置是充分庞大, 能够采集从海平面到海底整个水体的波浪能量。第二, 有限水深的波能流计算公式是水深的函数, 但是离岸漂浮式的波浪发电装置只与海表面附近水体内的波能量有关, 与整个

水深储存的总波浪能几乎无关(Cornejo-Bueno *et al.*, 2016)。第三, 应用线性波浪理论推导的深水波能流公式来估算有限水深下的不规则波能流可能会导致比较大的计算误差(Wan *et al.*, 2015), 尤其在风浪成长的情况下。第四, 现有两种波浪分析方法, 时域的跨零法和频域的波谱法, 通常给出不同计算结果的波能(白志刚等, 2014; Liang *et al.*, 2014)。

本文将介绍一种“跨零-能量”波浪分析的新方法, 推导有限水深条件下的不规则波浪的波能和波能流的计算公式, 讨论波能流估算方法和当前产业化的波浪发电装置的相关性。

1 规则波浪的波能和波能流计算

1.1 波能的垂向分布

波浪能是在单位波峰线宽度内和沿波浪传播方向一个波长的从海平面到海底面水体范围内所储存的波浪势能 E_p 和波浪动能 E_k 两部分之和, 其中波浪能的高程参考面是海平面。波浪势能是因水质点偏离它的平衡位置而产生, 而波浪动能是由于水质点的运动而生成的能量(Dean *et al.*, 1991)。相对于高程海

* 山东省自然科学基金重大基础研究项目, ZR2017ZA0202 号; 国家海洋局海洋能专项项目, GHME2014ZC01 号; 泰山学者创新人才工程项目, TSHW201502050 号。尤再进, 特聘教授, Email: b.you@ldu.edu.cn

收稿日期: 2017-05-04, 收修改稿日期: 2017-06-01

平面位置($z=0$), 波势能和静止水体的总势能 E_{p1} 估算为(邹志利, 2009)

$$E_{p1} = \frac{1}{L} \int_0^L \int_{-h}^{\eta} \rho g z dx dz, \quad (1)$$

其中 L 是波长, $\eta(t)$ 为相对于海平面的波表面高程, h 为平均水深, $dx dz$ 单位宽微元水体的体积, $\rho g dx dz$ 是该微元水体的重量, ρ 为海水密度, g 为重力加速度, x 为微元水体的水平距离, z 为微元水体的位置高程, $\rho g z dx dz$ 为微元水体的势能。在没有波浪时, 相对于海平面位置的静止水体势能 E_{p2} 是

$$E_{p2} = \frac{1}{L} \int_0^L \int_{-h}^0 \rho g z dx dz. \quad (2)$$

根据式(1)–(2), 波浪引起的单宽波峰线长度的一个波长范围内的平均波势能, 也就是由于波浪引起的水体总势能增加量为

$$E_p = E_{p1} - E_{p2} = \frac{1}{L} \int_0^L \int_0^{\eta} \rho g z dx dz = \frac{1}{L} \int_0^L \frac{1}{2} \rho g \eta^2 dx = \frac{1}{2} \rho g \sigma_{\eta}^2. \quad (3)$$

其中 σ_{η}^2 是波面高程数据 $\eta(t)$ 的方差值, 式(3)没有涉及任何假设, 波面的形状可以是不规则的。由式(3)可知, 波浪势能 E_p 是由波浪面水体高于海平面而产生, 主要蕴蓄在海平面以上的水体内($0 \leq z \leq \eta$)。假设波面方程是简单的规则波, $\eta = \frac{H}{2} \cos(kx - \sigma t)$, 式(3)可进一步简化为

$$E_p = \frac{1}{16} \rho g H^2, \quad (4)$$

其中假设了波面形状是简单的规则波, 而式(3)的波浪势能计算公式是精确解。

波动能 E_K 是由于水体质点运动而产生, 单位宽度的微元水体的体积为 $dx dz$, 其动能表达式为 $\frac{1}{2} \rho (u^2 + w^2) dx dz$ 。从波表面 η 沿水深积分到水下任意一个水深 z , 波浪平均动能 $E_K(z)$ 可以估算为

$$E_K(z) = \frac{1}{L} \int_0^L \int_z^{\eta} \frac{1}{2} \rho (u^2 + w^2) dx dz. \quad (5)$$

当式(5)中水质点速度(u, w)由线性波浪理论来计算时, $E_K(z)$ 可以表达为

$$E_K(z) = \frac{1}{16} \rho g H^2 \left\{ \frac{1}{\sinh 2kh} [\sinh 2kh - \sinh 2k(z+h)] \right\}. \quad (6)$$

当 $z = -h$ 时, 式(6)中整个水体内包含的波动能 E_K 表达为

$$E_K = E_p = \frac{1}{16} \rho g H^2. \quad (7)$$

所以, 储蓄在海平面到海底面的整个水体内的波浪势能 E_p 和动能 E_K 之和是

$$E = E_p + E_K = \frac{1}{8} \rho g H^2 = \rho g \sigma_{\eta}^2. \quad (8)$$

上式中的波能由波高 H 或者波面的方差 σ_{η}^2 来计算。

图 1 给出了波动能 E_K 沿水深的垂直分布。在浅水区($kh \leq \pi/10$), 波动能沿水深的分布是线性的; 在过渡区($\pi/10 < kh < \pi$), 随水深增大, 60%以上的波动能集中于上层水体内($z/h > -0.5$); 在深水区($kh \geq \pi$), 70%以上的波动能集中于靠近海表面的水体内($z/h > -0.2$)。为了避免迭代波浪色散方法来求解有限水深的波浪数 k , You(2009)应用深水波浪数 k_0 直接定义三个水深区域: 浅水区($k_0 h \leq 0.1$), 过渡区($0.1 < k_0 h < \pi$), 深水区($k_0 h \geq \pi$)。

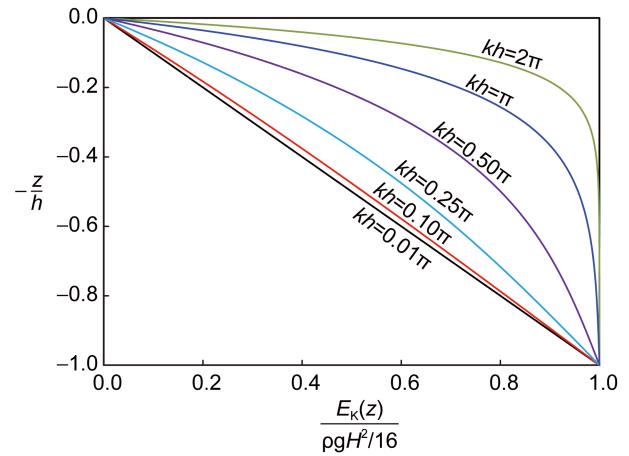


图 1 波动能 E_K 在浅水区($kh \leq \pi/10$)、过渡区($\pi/10 < kh < \pi$)和深水区($kh \geq \pi$)的垂向分布规律

Fig.1 Vertical distribution of kinematic wave energy E_K with water depth in shallow, intermediate and deep waters

1.2 波能流的垂向分布

波能流是描绘波浪传播/输送波能量的能力。在风区内, 因风输入海水体能量, 使得水体产生波浪运动。在风区外, 波浪还能够保持自由运动, 将波能量继续向前传播, 直到波浪破碎, 消耗波浪自身的大量能量, 其余的波能量消耗在波浪的海滩爬高上。应用线性波浪理论, 从波表面到任意水深 z 的波能流可以计算为

$$P(z) = \frac{1}{T} \int_0^T \int_z^0 \rho u p dz dt = C \left(\frac{1}{8} \rho g H^2 \right) \left\{ \frac{1}{2} \left[1 - \frac{\sinh 2k(z+h)}{\sinh 2kh} - \frac{2kz}{\sinh 2kh} \right] \right\}, \quad (9)$$

其中 $C = \frac{gT}{2\pi} \tanh kh$ 是波浪传播速度。当 $z = -h$ 时, 式(9)简化为规则波浪的波能流计算公式

$$P = \left(\frac{\rho g^2}{32\pi} \right) \left[\tanh kh \left(1 + \frac{2kh}{\sinh 2kh} \right) \right] H^2 T = \varphi H^2 T, \quad (10)$$

其中 $\varphi(kh)$ 是相对水深 kh 的函数, 海水密度取 $\rho = 1028.1 \text{ kg/m}^3$, 重力加速度 $g = 9.81 \text{ m/s}^2$, 波高取 m 计算, 波周期取 s 计算, 波能流 P 单位是 W/m 。在深水条件下($kh \geq \pi$), 式(10)进一步简化为

$$P = \left(\frac{\rho g^2}{32\pi} \right) H^2 T = \alpha H^2 T, \quad (11)$$

其中 P 单位是 W/m ($P \approx 1000 H^2 T$), 波高计算的单位是 m , 周期的计算单位是 s 。式(11)只是波高和周期的一个简单函数, 与水深 h 无关, 进一步改写为 $P = H_{\text{rms}}^2 T (\text{kW/m})$ 。

图2中给出了波能流 $P(z)$ 从海平面到任意一个水下高程 z 的垂直分布。由图2可见, 在浅水区 ($kh \leq \pi/10$), 波能流沿水深分布是线性的; 在深水区 ($kh \geq \pi$), 70%以上的波能流集中在海表面附近的水体内 ($z/h > -0.2$); 在过渡区 ($\pi/10 < kh < \pi$), 随着水深 kh 的增加, 波能流由沿水深均匀分布逐渐地集中海表面附近的水体内。值得一提的是, 式(9)是波能流从海表面累积到任意一个水下位置 z 的表达式, 首次定量地描绘了波能流的垂直分布, 从而能够精确地确定波浪发电装置在水下的最佳安装位置。而式(10)是线性波浪从海表面到海底的单宽波峰线断面的总能流表达式。

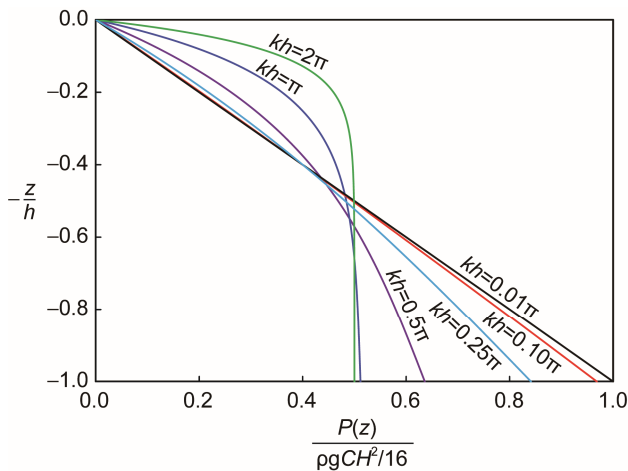


图2 线性波浪的波能流 $P(z)$ 在浅水区 ($kh \leq \pi/10$), 过渡区 ($\pi/10 < kh < \pi$) 和深水区 ($kh \geq \pi$) 的垂向分布

Fig.2 Vertical distribution of wave energy flux with water depth in shallow, intermediate and deep waters

2 海洋波浪的波能和波能流计算

2.1 跨零—波能分析法

海洋波浪具有不规则性, 其波高和周期都是随

$$\sigma_{\zeta}^2 = \frac{1}{D} \int_0^D \zeta^2(t) dt = \frac{1}{D} \left[\int_0^D \zeta^2(t) dt + \int_{T_1}^{T_2+T_1} \zeta^2(t) dt + \int_{\varepsilon_i}^{T_i+\varepsilon_i} \zeta^2(t) dt + \int_{\varepsilon_n}^{T_n+\varepsilon_n} \zeta^2(t) dt \right] \quad (14)$$

$$= \frac{1}{n} \left[\frac{H_1^2}{8} \left(\frac{T_1}{\bar{T}} \right) + \frac{H_2^2}{8} \left(\frac{T_2}{\bar{T}} \right) + \dots + \frac{H_i^2}{8} \left(\frac{T_i}{\bar{T}} \right) + \frac{H_n^2}{8} \left(\frac{T_n}{\bar{T}} \right) \right]$$

式中 $\bar{T} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n T_i = \frac{1}{n} D$ 是波浪平均周期, $\varepsilon_i = \sum_{k=1}^{i-1} T_k$ 是第 i 个波浪的起始时间。式(14)中方差 σ_{ζ}^2 其实等于这 n 个规则波浪的平均波能。另一方面, 根据实测的 n 个不规则波浪的波面高程数据 $\eta(t)$, 我们可以计算这

时间随机变化。对于现场采集的海洋波浪数据 $\eta(t)$, 现有波浪分析方法有两种: 时域的跨零法和频域的波谱法。时域跨零法分析波高和周期的概率分布以及它们的联合分布, 而频域波谱法给出波能随频率的分布。本文介绍最近建立的“跨零—能量”波浪分析法 (You *et al.*, 2013), 将海洋不规则波转换成规则波, 再应用线性波浪理论推导出的相关公式, 最后推导出不规则波浪的波能和波能流计算公式。

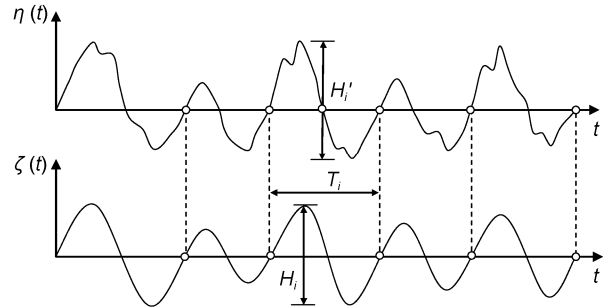


图3 任意 n 个不规则波浪由“跨零—能量”法转换成 n 个规则波

Fig.3 Any n irregular waves transformed into n regular waves (H, T) with zero crossing and energy balance method

为了使读者更好地了解“跨零—能量”分析法, You 等(2013)的方法简单介绍如下。设 $\eta(t)$ 是 n 个不规则波浪的观测波面高程数据(图3), 观测时间段为 D , 假设海况在观测时间内是稳定的。图3中的任意一个不规则波浪都可以变换成具有同周期的规则波

$$\zeta_i(t) = 0.5 H_i \sin[\omega_i(t - \varepsilon_i)], \quad (12)$$

其中 $\zeta_i(t)$ 是第 i 个规则波的波面高程, H_i 为波高, ω_i 为角频率, $\varepsilon_i = \sum_{k=1}^{i-1} T_k$ 起始时间, T_k 为第 k 个周期。由式(12)推导出下面恒等式

$$\frac{1}{T_i} \int_{\varepsilon_i}^{T_i+\varepsilon_i} \zeta_i^2(t) dt = \frac{1}{T_i} \int_0^{T_i} \zeta_i^2(t') dt' = \frac{1}{8} H_i^2 \quad (13)$$

其中 $t' = t - \varepsilon_i$ 是一个新时间变量。根据式(12), 这 n 个规则波浪的波面高程方差 σ_{ζ}^2 可以写成

组数据的方差

$$\sigma_{\eta}^2 = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \eta_j^2 = \frac{1}{N} \left[\sum_1^{m_1} \eta_1^2 + \sum_1^{m_2} \eta_2^2 + \dots + \sum_1^{m_i} \eta_i^2 + \dots + \sum_1^{m_n} \eta_n^2 \right] \quad (15)$$

$$= \frac{1}{N} \left[\frac{T_1}{m_1 \Delta t} \sum_1^{m_1} \eta_1^2 + \frac{T_2}{m_2 \Delta t} \sum_1^{m_2} \eta_2^2 + \dots + \frac{T_i}{m_i \Delta t} \sum_1^{m_i} \eta_i^2 + \dots + \frac{T_n}{m_n \Delta t} \sum_1^{m_n} \eta_n^2 \right]$$

$$= \frac{1}{N} \left[\sigma_{\eta_1}^2 \left(\frac{T_1}{\bar{T}} \right) + \sigma_{\eta_2}^2 \left(\frac{T_2}{\bar{T}} \right) + \dots + \sigma_{\eta_i}^2 \left(\frac{T_i}{\bar{T}} \right) + \dots + \sigma_{\eta_n}^2 \left(\frac{T_n}{\bar{T}} \right) \right]$$

其中 $T_i = m_i \times \Delta t$, $N\Delta t = n\bar{T}$, N 是采集的 n 个不规则波的数据点数, m_i 是第 i 个不规则波的波面数据点数, $\sigma_{\eta_i}^2$ 是第 i 个不规则波数据的方差。假设任意一个不规则波和相应转换后的规则波的波能相等(见图 3),

$$\left(\frac{H^2}{8} \frac{T}{\bar{T}}\right)_i = \left(\sigma_{\eta}^2 \frac{T}{\bar{T}}\right)_i, \quad (16)$$

上式中的第 i 个规则波高 H_i 确定为

$$H_i^2 = 8\sigma_{\eta_i}^2, \quad H_i = 2\sqrt{2}\sigma_{\eta_i}. \quad (17)$$

将式(15)代入式(14)中, 最后我们推导了一个 n 个不规则波浪和转换后的 n 个规则波浪的转换守恒方程

$$\bar{T}\sigma_{\eta}^2 = \frac{1}{n} \left[\frac{1}{8} H_1^2 T_1 + \dots + \frac{1}{8} H_i^2 T_i + \dots + \frac{1}{8} H_n^2 T_n \right]. \quad (18)$$

其中 σ_{η}^2 是 n 个不规则波浪的波面数据的方差值, (H_i , T_i) 是第 i 个不规则波浪转换后的规则波浪的波高和周期, 每个规则波(H_i , T_i)的波能和波能流可用线性波浪理论来计算。

式(18)就是“跨零-能量”波浪分析法, 它和傅里叶转换方法或者波谱方法有类似点。波谱方法是假设实际海面 $\eta(t)$ 有许多振幅不等、频率不同的余/正弦线性叠加而成来近似模拟海面 $\eta(t)$, 而式(18)是假设实际海面 $\eta(t)$ 的 n 个不规则波可以由 n 个振幅不等但周期相同的规则波来代替, 每个不规则波浪可以转换成一个规则波, 而且它们拥有相同的波能量和周期。式(18)首次将频域的波谱法 σ_{η}^2 和时域的跨零法(H_i , T_i)在理论上统一起来。

2.2 海洋波浪能的估算

海洋波浪的波面 $\eta(t)$ 是不规则波面组成(见图 3)。如果假设海洋波谱是窄谱或者不规则波的跨零周期几乎相等($T_i \approx \bar{T}$), 在式(18)的方程两边同时乘以同一项 ρg , 同时再除以 $\bar{T}$, 这样不规则波浪的波面方差值 σ_{η}^2 和转换后的 n 个规则波高之间的特征关系由式(8)和式(18)导出

$$E = \rho g \sigma_{\eta}^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\frac{1}{8} \rho g H_i^2 \right) = \frac{1}{8} \rho g H_{\text{rms}}^2 = \frac{1}{16} \rho g H_s^2, \quad (19)$$

其中 $H_s^2 = 2H_{\text{rms}}^2$, $T_i \approx \bar{T}$, E 是转换后的 n 个规则波浪的线性叠加波能的平均值, σ_{η}^2 是 n 个不规则波浪的波面方差值。

在实际的海况下, 每个不规则波的跨零周期一般是不相等, 也称为有限宽波谱, 通常符合正态分布(You, 2009a)。根据大量的现场数据, You 等(2001)推导了几个特征波浪周期之间的关系

$$T_{\text{max}} \approx T_{1/10} \approx T_{1/3} = 1.05T_{\text{rms}} = 1.09\bar{T}, \quad (20)$$

其中 $\bar{T}$ 是平均周期。根据式(18), 小于平均周期 $\bar{T}$ 的波浪周期 T 和平均周期 $\bar{T}$ 的比值总满足 $T < \bar{T}$, 式(18)中的小于平均周期的项应该满足不等式 $H_i^2(T_i/\bar{T}) < H_i^2$ 。根据式(20), 大于平均周期的波浪周期 T 和平均周期 $\bar{T}$ 的比值可以近似为 $T \approx \bar{T}$, 式(18)中的大于平均周期的项可以近似写成 $H_i^2(T_i/\bar{T}) \approx H_i^2$ 。在实际海况下, 不规则波能由式(18)估算为

$$E = \rho g \sigma_{\eta}^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\frac{1}{8} \rho g H_i^2 \frac{T_i}{\bar{T}} \right) < \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\frac{1}{8} \rho g H_i^2 \right) = \frac{1}{8} \rho g H_{\text{rms}}^2. \quad (21)$$

由上式推出以下两个重要结论

$$E = \rho g \sigma_{\eta}^2 < \frac{1}{8} \rho g H_{\text{rms}}^2, \quad H_{\text{rms}} > 2\sqrt{2}\sigma_{\eta}. \quad (22)$$

根据式(22)可知, 窄波谱假设在一般情况下都是高估了海洋波浪能; 应用计算特征波高 H_{rms} 的关系式, $H_{\text{rms}} = 2\sqrt{2}\sigma_{\eta}$, 通常低估 H_{rms} , 但误差一般比较小, 基本满足工程的要求。

根据式(19)和(22), 海洋波浪能的统一表达是

$$E = \rho g \sigma_{\eta}^2, \quad (23)$$

其中 σ_{η}^2 可以从实测或者数模的波面高程数据而获得。

2.3 海洋波浪的波能流估算

海洋深水波浪($kh \geq \pi$)和过渡区波浪($\frac{\pi}{10} < kh \leq \pi$)的波能流也应用式(18)来推导。根据式(10)的波能流表达式, 假设海洋波浪具有窄波谱分布 $T_i \approx \bar{T}$, 在式(18)方程的两边同时乘以 $\phi(kh)$, 深水和过渡区波浪的波能流均可以估算为

$$P = 8\phi\sigma_{\eta}^2\bar{T} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\phi H_i^2 T_i) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P)_i. \quad (24)$$

其中 $T_i = \bar{T}$, $(P)_i$ 是第 i 个不规则波浪转换成规则波的波能流, $\bar{T} = \frac{D}{n}$ 是波浪的平均周期, D 是采集 n 个不规则波浪 $\eta(t)$ 的时间段, σ_{η}^2 是采集的波面数据 $\eta(t)$ 的方差值。由式(24)可知, 这 n 个不规则海洋波浪的平均波能流等于转换后的 n 个规则波浪的平均波能流。在深水波的情况下, 式(24)进一步简化为

$$P = 8\alpha\sigma_{\eta}^2\bar{T} = \frac{\rho g^2}{32\pi} (H_{\text{rms}}^2 \bar{T}) = \frac{1}{2} \alpha H_s^2 \bar{T}. \quad (25)$$

其中 $\alpha = \frac{\rho g^2}{32\pi} \approx 1000$, $H_s^2 = 2H_{\text{rms}}^2$, P 波能流单位是 W/m, 波高计算的单位是 m, 周期的计算单位是 s。式(25)就是现今通用的深水波能流的计算公式。

对于非窄波谱分布的深水区波浪($T_i \neq \bar{T}$), 根据深

水规则波的波能流表达式(11), 在式(18)的两边同时乘以一个常数 α , 非窄波谱的深水波浪的波能流可以估算为

$$P=8\alpha\sigma_{\eta}^2\bar{T}=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^n(\alpha H^2 T)_i. \quad (26)$$

根据式(25)和式(26), 非窄波谱和窄波谱分布的深海波能流均可计算为

$$P=8\alpha\sigma_{\eta}^2\bar{T}, \quad (27)$$

其中 P 的单位是 W/m 。

对于非窄波谱分布的过渡区波浪, 根据过渡区规则波的波能流表达式(11), 在式(18)方程的两边同时乘以一个常数 $\bar{\varphi}$, 平均波能流 P 可以估算为

$$P=8\bar{\varphi}\sigma_{\eta}^2\bar{T}=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^n\left[\left(\frac{\bar{\varphi}}{\varphi}\right)(\varphi H^2 T)\right]_i \approx \frac{1}{n}\sum_{i=1}^n[\varphi H^2 T]_i, \quad (28)$$

其中

$$\bar{\varphi}=\frac{\rho g^2}{32\pi}\tanh\bar{k}h\left(1+\frac{2\bar{k}h}{\sinh 2\bar{k}h}\right), \quad (29)$$

其中 $\bar{k}$ 是平均波浪数, 取平均波浪周期 $\bar{T}$ 来计算平均波浪数。在式(28)的推导中, 应用了波浪周期变化范围小的事实($\bar{\varphi}/\varphi \approx 1$), You 等(2013)通过分析大量的现场波浪数据发现, 过渡区的波浪周期变化范围是 $T=(0.5-1.5)\bar{T}$, 式(20)给出了几个波周期特征值之间的关系。

3 波浪发电装置的波能流估算

目前波浪发电装置可以划分为两大类: 岸边固定式和离岸漂浮式。岸边固定式的波浪发电装置一般安装在岩石海岸边, 采集整个水深的波能量, 它的发电功率是破碎波高 H_b 、波周期 T 的函数, 但破碎波高由当地水深决定, 如 $H_b=\gamma \times h$, γ 是一个常数, h 是当地平均水深。在波浪破碎区, 线性波浪理论不再适用。岸边固定式的波浪发电机的输出功率 W_g 要远小于破碎区外的有限水深波能流 P , 具体的 W_g 和 P 的关系需要由具体的发电装置来确定。

现有大部分波浪发电装置属于离岸漂浮式。这些装置漂浮在海表面, 采集海表面附近水体内的波能量, 与海平面以下水体中蕴蓄的波能流无关。所以离岸漂浮式的输出功率 W_p 远远小于式(27)或者(28)中估算的波能流 P 。如果只考虑海平面附近的波势能, 离岸漂浮式的输出功率近似为由式(27)计算波能流 P 的一半, $P \approx 4\alpha\sigma_{\eta}^2\bar{T}$ (W/m)。这种 W_p 和 P 的近似关系需要通过具体的发电装置来验证。

4 结论

本文应用“跨零-能量”波浪分析的新方法, 成功

地将海洋不规则波浪 $\eta(t)$ 转换成规则波浪 $\zeta(t)$, 再应用线性波浪理论来计算波能和波能流。基于这种“跨零-能量”波浪分析方法, 现有两种传统的波浪分析法, 跨零法和波谱法, 通过式(18)首次定量地统一起来, 推导了有限水深的海洋波能为 $E=\rho g\sigma_{\eta}^2$, 波能流为 $P=8\bar{\varphi}\sigma_{\eta}^2\bar{T}$, 以及它们的垂向分布规律。本研究发现, 浅水波能流具有均匀的垂向分布, 而深水波能流集中于海表层附近的水体中, 过渡区波能流的垂向分布介于浅水和深水分布的之间, 计算公式适合于非破碎波浪的任何水深的波能流计算。本文还发现, 目前海洋波能流的估算方法和当今波浪发电装置的波能采集深度缺少相关性, 过高估算了海洋波浪的可发电资源。

参 考 文 献

- 万 勇, 张 杰, 孟俊敏, 等, 2014. 基于 ERA-Interim 再分析数据的 OE-W01 区块波浪能资源评估. 资源科学, 36(6): 1278—1287
- 王绿卿, 冯卫兵, 唐筱宁等, 2014. 中国大陆沿岸波浪能分布初步研究. 海洋学报, 36(5): 1—7
- 白志刚, 魏茂兴, 2014. 基于时域模型的一种新的波浪能计算方法. 天津大学学报(自然科学与工程技术版), 47(6): 491—497
- 江兴杰, 杨永增, 王道龙等, 2015. 浅水环境下波浪能流密度计算方法研究. 海洋学报, 2015, 37(9): 1—9
- 邹志利, 2009. 海岸动力学. 4 版. 北京: 北京人民交通出版社
- Bernardino M, Rusu L, Soares C G, 2017. Evaluation of the wave energy resources in the Cape Verde Islands. Renewable Energy, 101: 316—326
- Cornejo-Bueno L, Nieto-Borge J C, Garcia-Diaz P *et al*, 2016. Significant wave height and energy flux prediction for marine energy applications: A grouping genetic algorithm-Extreme Learning Machine approach. Renewable Energy, 97: 380—389
- Dean R G, Dalrymple R A, 1991. Water Wave Mechanics for Engineers & Scientists. Singapore: World Scientific Publishing Company, 353
- Liang B C, Fan F, Liu F S *et al*, 2014. 22-Year wave energy hindcast for the China East Adjacent Seas. Renewable Energy, 71: 200—207
- Wan Y, Zhang J, Meng J M *et al*, 2015. Exploitable wave energy assessment based on ERA—Interim reanalysis data—A case study in the East China Sea and the South China Sea. Acta Oceanologica Sinica, 34(9): 143—155
- You Z J, Hanslow D, 2001. Statistical distribution of nearbed wave orbital velocity under irregular waves. In: Proceedings of the 15th Australasian Coastal and Ocean Engineering Conference, the 8th Australasian Port and Harbour Conference. Barton: Institution of Engineers
- You, Z J, 2009a. Statistical distribution of nearbed wave orbital

- velocity in intermediate coastal water depth. *Coastal Engineering*, 56: 844—852
- You Z J, 2009. A close approximation of wave dispersion relation for direct calculation of wavelength in any coastal water depth. *Applied Ocean Research*, 30: 133—139
- You Z J, Nielsen P, 2013. Extreme coastal waves, ocean surges and wave runup. In: Finkl Charles W, ed. *Coastal Hazards*. Netherlands: Springer

NEW WAVE ANALYSIS METHOD“ZERO CROSSING – ENERGY BALANCE” FOR ESTIMATION OF RENEWABLE OCEAN WAVE ENERGY

YOU Zai-Jin^{1, 2}, YIN Bao-Shu^{3, 4, 5, 6}, SHI Hong-Yuan¹

(1. *Centre for Ports and Coastal Research, Ludong University, Yantai 264025, China*; 2. *Coastal Research Centre, University of Queensland, Brisbane QLD 4072, Australia*; 3. *Key Lab of Ocean Circulation and Waves, Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China*; 4. *Institute of Oceanology, Chinese Academy of Science, Qingdao 266071, China*; 5. *National Oceanographic Centre, Qingdao 266237, China*; 6. *University of Chinese Academy of Science, Beijing 100049, China*)

Abstract Wave energy is continuous, nil-pollution and renewable. With continuous consumption of traditional natural energy resources and global warming in the world, it becomes increasingly important to make use of renewable wave energy. This study has applied a new wave analysis method “zero crossing – energy balance” to derive the vertical distribution of ocean wave energy flux and also theoretical formulas valid for both intermediate and deep water depths. It is found in this study that wave energy flux is uniformly distributed in shallow water, concentrates near the sea surface in deep water, and lies between the distributions in the shallow and deep waters. This study also found that the amount of ocean wave energy flux estimated presently is much less than that absorbed by wave power generation devices.

Key words wave energy; wave energy flux; regular waves; irregular waves