

渤海湾非周期性水位变化 与风和气压的关系*

李坤平 杨克奇

(国家海洋局第一海洋研究所)

风和气压的变化是引起海洋非周期性水位(实测潮位值减去预报潮位值的差值,以下简称水位)变化的主要原因。尽管人们对这种过程之间的关系进行了大量研究,但对这一自然现象的研究至今不衰;这是因为水位变化在渤海这种浅水海区达到很大的值,若恰遇高潮阶段,则往往会使所影响的海域水位暴涨,以至海水内陆溢浸造成灾害。所以人们用各种途径去探讨水位变化与强迫力之间的关系。

引起和影响水位变化的原因中,风应力是主要的强迫力,它基本控制着水位变化的量阶。Hamon, B. V.^[1]在研究澳大利亚沿岸水位变化时发现,水位对大气压力的反映不服从“反气压定律”。根据这个定律,大气压力升高一毫巴,水位下降1厘米。后来在日本海沿岸及美国太平洋沿岸等区域也存在这种情况。为此,本文借助谱分析方法,依据塘沽验潮站资料为代表,去探讨渤海湾水位变化与风和气压关系的内部结构。

一、研究方法

根据随机过程理论^[2],常系数线性系统的动态特征,可以用权函数 $h(\tau)$ 来描述。对任何任意的输入 $x(t)$ 、系统的输出 $Y(t)$ 都可由褶积表示:

$$Y(t) = \int_0^{\infty} h(\tau)x(t-\tau)d\tau \quad (1)$$

权函数 $h(\tau)$ 由频率特征函数的反富里叶变换求得:

$$h(\tau) = \int_0^{\infty} H(f)e^{j2\pi f\tau}df \quad (2)$$

对于双输入系统,以 $x_1(t)$ 代表大气压

力, $x_2(t)$ 代表风应力分量,输出 $Y(t)$ 代表水位,若 $x_1(t)$ 和 $x_2(t)$ (简写1, 2)相关时,则频率特征函数 $H(f)$ 和复凝聚函数 γ^2 以下面公式求得:

$$H_1(f) = \frac{S_{1\nu}\left[1 - \frac{S_{12}(f)S_{2\nu}(f)}{S_{22}(f)S_{1\nu}(f)}\right]}{S_{11}(f)(1 - \gamma_{12}^2(f))} \quad (3)$$

$$H_2(f) = \frac{S_{2\nu}(f)\left[1 - \frac{S_{21}(f)S_{1\nu}(f)}{S_{11}(f)S_{2\nu}(f)}\right]}{S_{22}(f)(1 - \gamma_{12}^2(f))} \quad (4)$$

$$\gamma^2(f) = \frac{H_1(f)S_{\nu 1}(f) + H_2(f)S_{\nu 2}(f)}{S_{\nu\nu}(f)} \quad (5)$$

对于单输入的线性系统,则频率特征函数、常凝聚函数和相角由下面公式求得:

$$H(f) = \frac{S_{1\nu}(f)}{S_{11}(f)} \quad (6)$$

$$\gamma^2(f) = \frac{|S_{1\nu}(f)|^2}{S_{11}(f)S_{22}(f)} \quad (7)$$

$$\theta(f) = \text{tg}^{-1} \frac{C_{1\nu}(f)}{G_{1\nu}(f)} \quad (8)$$

式中 $C_{1\nu}(f)$ 、 $G_{1\nu}(f)$ 为输入和输出互谱密度的实部和虚部。 $S_{11}(f)$ 、 $S_{22}(f)$ 、 $S_{\nu\nu}(f)$ 为输入和输出过程的能量谱密度。 $S_{1\nu}(f)$ 、 $S_{2\nu}(f)$ 、 $S_{12}(f)$ 、 $S_{21}(f)$ 分别为输入与输出,输入和输入之间的互谱密度。

水位、大气压力和风应力分量时间序列的谱和互谱密度借助自相关和互相关函数的富里

* 承铁道部四方机车车辆研究所计算机室协助计算;王海燕同志为本文绘图,在此一并致谢。

叶变换来确定, 最大时间位移按 Герман, В. X. 的建议取 600 小时, 为平滑谱和互谱密度, 应用泊逊滤波器^[3]。对于谱密度的置信区间, 以置信概率的 90%, 运用 χ^2 分布来估计; 在 719 机器上计算。

二、原始资料

选取塘沽站有关 1969 年水位、大气压力和风的全年资料, 并对水位取离散间隔 6 小时的值, 以便与气象 6 小时的观测值对应起来。把观测的风分解为法向和切向两个分量, 按下面公式计算风应力分量:

$$\tau_x = r^2 w_x (w_x + w_y)^{1/2} \quad (9)$$

$$\tau_y = r^2 w_y (w_x + w_y)^{1/2} \quad (10)$$

式中, τ_x 和 τ_y 相应于法向和切向风应力分量, w_x 和 w_y 相应于法向和切向风速。风应力摩擦系数 r^2 选取是: 当 $w \geq 6-7$ 米/秒, $r^2 = 3.2 \times 10^{-6}$; 当 $w < 6-7$ 米/秒时, $r^2 = 1.0 \times 10^{-6}$ 。

三、结果和讨论

从塘沽站水位、大气压力和风应力分量的能量谱密度 (见图 1), 看出水位能量谱密度有二个明显的峰值, 其频率为 1/120 周/时 ($T \approx 5$ 日), 1/67 周/时 ($T \approx 3$ 日), 谱峰值的高度依次下降。风应力分量能量谱密度和水位能量谱密度形状相类似, 尤其是法向风应力能量谱密度相似性更好些。它们的极值频率和水位也大致相同。这说明作为主要强迫力的风应力控制着水位变化的主要轮廓。大气压力过程的主要能量集中在低频段, 到频率 1/60 周/时时, 能量已经很弱了。所以, 大气压力对水位变化的贡献, 主要在低频段才较显著。

大气压力和风应力分量分别与水位作出频率特征函数的模 (见图 2)。风应力分量在能量谱密度极值频率处都具有较大的值, 特别是切向风应力的模值最大。这说明风应力, 特别是切向风应力传递给水位变化是最有效的频率; 且两分量对水位变化的贡献都很大。大气压力也只在低频处把能量传递给水。所以, 水位变化是由于风应力和压力把能量传递给水

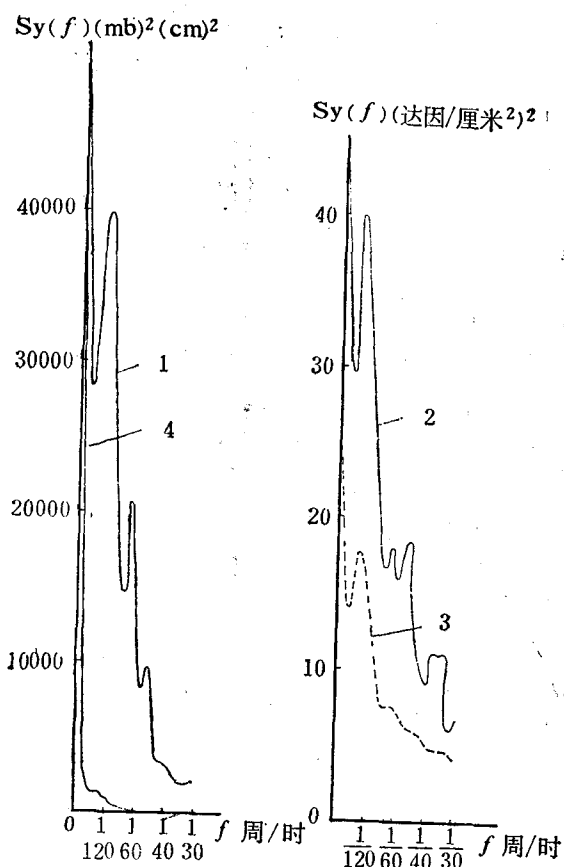


图 1 系统输入输出过程的谱密度
1. 塘沽站水位能量谱密度。2. 风应力东分量能量谱密度。3. 风应力北分量能量谱密度。4. 大气压力能量谱密度。
(置信的上下界限是 $1.53\hat{S}(f)$ 和 $0.77\hat{S}(f)$)

位而导致的结果。

从压力、风应力分量与水位的常凝聚函数 (见图 3) 看出, 在频率 1/120 周/时, 法向风应力与水位变化的相关性最好, 相关值仅 0.46; 而压力与水位的相关性最差。说明在此频率, 压力对水位的贡献是不大的。但在频率 1/67 周/时, 压力与水位的相关性最好, 其值为 0.50。说明在此频率, 水位变化在很大程度上依赖于大气压力的变化; 大气压力的变化超前于水位变化, 其变化值不是 180° , 而是 277° (见图 4)。这种迟后, 在海洋水位变化过程中可能是浅水效应的结果。法向风应力和水位变化的相角, 在两个主要极值频率处, 基本在零度附近变化; 在频率 1/120 周/时, 相角变化

约为十几度(约4个多小时)。说明水位变化的极值落后于风应力极值约4个多小时;而在频率1/67周/时,水位变化落后于风应力的时间较小些。这与山东海洋学院风暴潮小组研究渤海湾风暴潮所得的预见期较为接近。切向风应力与水位的相角变化更大些,迟后时间更长些。说明系统输入与输出之间的相角变化是允许选取各种统计预报指标中最重要的指标的。

仅从风应力北分量、压力与水位的复凝聚函数(见图5),看出强迫力与水位的相关性很好,最高值达0.80。说明用风应力和大气压力对水位变化作出预报是可能的,同时也证明用线性去研究系统输入与输出之间的关系是正确的。

为进一步说明水位变化与大气压力和风应力的密切关系,可用大气压力和风应力作为输入函数而得到的输出谱密度(简称“恢复谱”),并用实际水位变化的能量谱密度的拟合程度分

析,若输入的压力和风应力不相关时,则输出的谱密度估计为:

$$\hat{S}_y(f) = \sum_{i=1}^3 |H_i(f)|^2 S_i(f) \quad (11)$$

式中, $i=1,2,3$, 代表大气压力和风应力两个分量。若压力和风应力相关时,则输出的谱密度估计为:

$$\begin{aligned} \hat{S}_y(f) = & |H_1(f)|^2 S_{11}(f) + \\ & + H_1^*(f) H_2(f) S_{12}(f) + \\ & + H_2^*(f) H_1(f) S_{21}(f) + \\ & + |H_2(f)|^2 S_{22}(f) \end{aligned} \quad (12)$$

式中, $H_1^*(f)$, $H_2^*(f)$ 为 $H_1(f)$ 和 $H_2(f)$ 的复共轭。

由上述两式作出的谱估计和用实际水位资料作出的谱密度比较(见图6),可明显的看出,两者不但极值频率处的峰值趋势一致,而且用(11)式作出的谱估计和实际的水位谱密度非常吻合。就整个频率范围来看,趋势也是

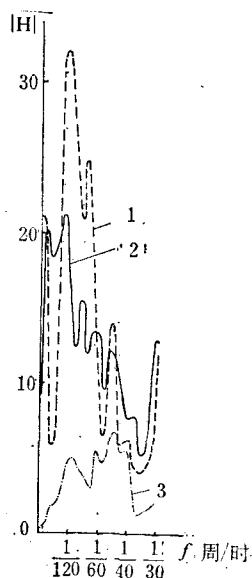


图2 系统输入与输出的频率特征函数的模
1. 风应力东分量与水位。2. 风应力北分量与水位。3. 大气压力与水位。

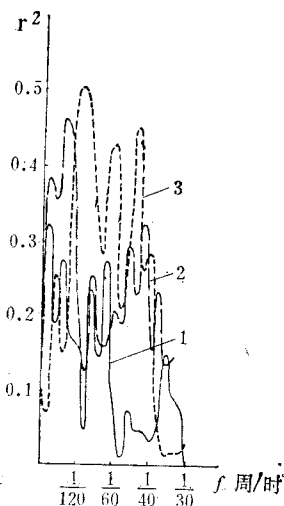


图3 系统输入与输出的常凝聚函数
1. 风应力东分量与水位。2. 风应力北分量与水位。3. 大气压力与水位。

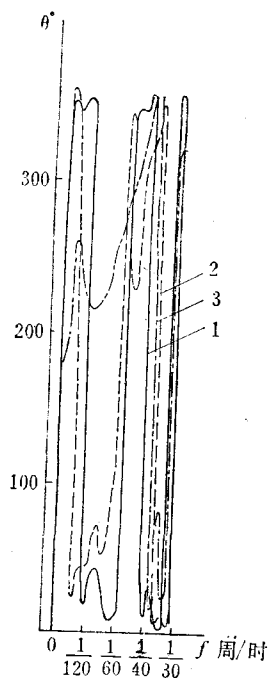


图4 系统输入与输出的相角变化
1. 风应力东分量与水位。2. 风应力北分量与水位。3. 大气压力与水位。

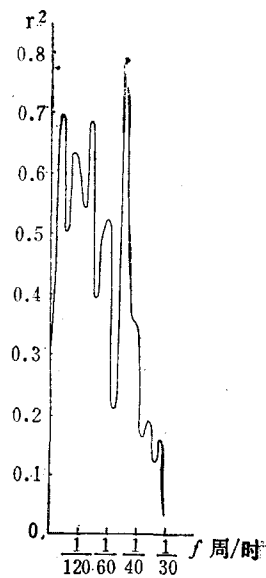


图5 风应力北分量、压力与水位的复凝聚函数

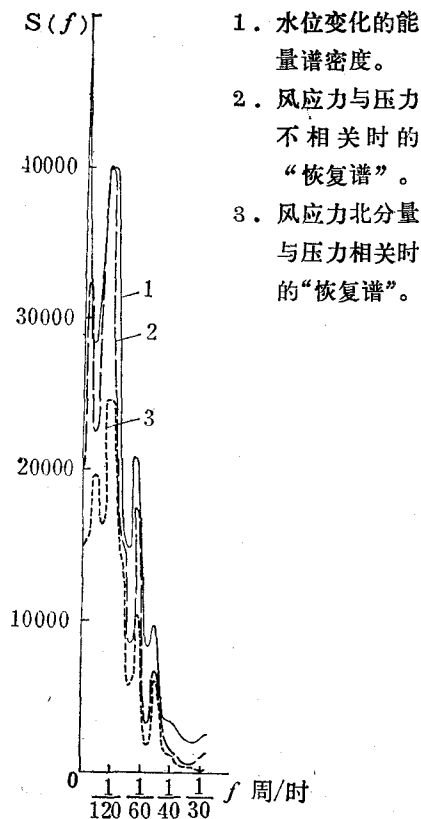


图6 水位的实际的谱和“恢复谱”的比较

一致的。这说明复凝聚函数的高数，必将得出观测水位谱密度和“恢复谱”很好的一致，同时也证明这个系统是线性系统。

综上所述，我们有以下认识：

1. 海洋水位变化的能量谱密度和风应力分量的能量谱密度在1/120周/时和1/67周/时都有极值，而且两者的图形基本类似。

2. 在主要极值频率处，风应力最有效地把能量传递给水位，而在频率1/67周/时，除风应力外，大气压力也是水位变化的重要原因之一。

3. 用大气压力和风应力作出的“恢复谱”和用水位资料作出的实际谱基本吻合。

参 考 文 献

- [1] 贝达特, J.S. 和 皮尔索, A.G., 1971. 随机数据分析方法 (凌福根译), 1976. 国防工业出版社, 158—192页。
- [2] Hamon, B.V., 1962. *Journal of Geoph. Res.* 90 (8): 331—341.
- [3] Герман, В.Х., 1974. *Тр. ГИИ.* 121: 13—21.

THE NON-PERIODIC SEA LEVEL VARIATION IN RELATION TO WIND AND PRESSURE AT THE BOHAI BAY

Li Kunping and Yang Keqi

(The First Institute of Oceanography, National Bureau of Oceanography)

Abstract

Stochastic process theory is used to make a spectral analysis of the sea level, wind stress and air pressure at the Bohai Bay. It is found that the sea level has two spectrum peak frequencies at 1/120 and 1/67 cph., and the sea level is closely dependent on the force of wind stress in dominant. Coherence function, multiple coherence function, characteristic function of frequency and phase variation are employed to analyze and discuss the relationship between the sea level and wind force.