

II-50 強制振動としての高潮

大阪大学工学部 正員 空田 明
同 大学院 学生員 岡田 耕

高潮発生の原因として気圧低下、風の吹き寄せ、および風に関する不連続面による擾乱水位などが考えられるが、ここではこれらの効果を強制外力とする高潮波形の生成について概略の計算を行う。

1. 基礎方程式

今、簡単のために、台風進行方向にのみ着目し、1次元問題として計算する。

運動方程式における空間加速度項は省略出来るものとする。(宇野木：高潮の数値実験による二つの結果について：海岸工学講演会 昭和39年)

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau}{\partial z}, \quad \frac{\partial \tau}{\partial z} = -\int_0^h \frac{\partial u}{\partial x} dz$$

上式において、水深 h は一定、 $\eta < h$ とし、 P を次のように仮定する。

$$P = p(x, t) + \rho g(\eta - z), \quad \frac{\partial \tau}{\partial z} = (\tau_s + \tau_b)/h = \tau_s(1+\alpha)/h$$

ここに α は Beta と Bogich が 1953 年に 2 層面の流れを *shear flow* の考えを導入して解析した結果を用いてあり、 $\tau_b = \alpha \tau_s$ となる。 $(\tau_s$: 表面での τ , τ_b : 海底での τ) これらの仮定を使うと、

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} - g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{1}{\rho h} \tau_s(1+\alpha), \quad \frac{\partial \tau}{\partial z} = -h \frac{\partial u}{\partial x}$$

$$= \text{れより} \eta \text{ を消去して, } \frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} - c^2 \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} = \frac{h}{\rho} \frac{\partial^2 p}{\partial x^2} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x} (1+\alpha) \tau_s \quad \dots (1)$$

= れは右辺で与えられる強制外力項を伴った波動方程式で、初期条件を $\eta(x, 0) = \frac{\partial \eta}{\partial t}(x, 0) = 0$ として解く。

2. 気圧降下による水位上昇

$p(x, t) = p(x - vt)$ の関数形は次式によるものとする。(藤田の式)

$$p = -\Delta p / \sqrt{1 + \left(\frac{x - vt}{x_0}\right)^2}$$

(1) 式において右辺第 1 項のみを考えると解は次の如くである。

$$\begin{aligned} \eta_p &= \frac{1}{2(c^2 - v^2)} \left(\frac{h}{\rho} \Delta p x_0 \right) \left\{ \left(1 - \frac{v}{c}\right) F_1(x + ct) + \left(1 + \frac{v}{c}\right) F_1(x - ct) - 2 F_1(x - vt) \right\} \\ &= \text{に} \quad F_1(\xi) = (x_0^2 + \xi^2)^{-\frac{1}{2}} \end{aligned} \quad \dots (2)$$

3. 風による吹き寄せの効果

$\tau_s(x, t) = \tau_s(x - vt)$ については次の近似を行う。風場については Cyclonic の近似、すなわち、 $\vec{v}^2 = \frac{1}{2} \frac{\partial p}{\partial r}$ と、風と等圧線との偏角を 45° 、風による摩擦力を $\tau = \sigma^2 \rho_0 v^2$ 。これらの仮定から τ_s は

$$\tau_s = \cos 45^\circ \sigma^2 \rho_0 v^2 = \frac{1}{\sqrt{2}} \sigma^2 x \frac{\partial p}{\partial x}$$

$x > 0$ にて $\tau_s < 0$, $x < 0$ にて $\tau_s > 0$ となるので

$$\zeta_s = \left(-\frac{\delta^2}{\sqrt{2}}\right) \left|x\right| \frac{\partial p}{\partial x} = -\frac{\delta^2 \Delta p X_0}{\sqrt{2}} \cdot \frac{|x-Tt|(x-Tt)}{\{X_0^2 + (x-Tt)^2\}^{3/2}}$$

(1)式の右辺を第2項のみとしてその解を求めると、

$$\begin{aligned} \zeta_s &= \frac{k}{2(c^2-T^2)} \left\{ \left(1-\frac{T}{c}\right) F_2(x+ct) + \left(1+\frac{T}{c}\right) F_2(x-ct) - 2F_2(x-Tt) \right\} \quad \dots (3) \\ &= k F_2(\xi) = \lg(|\xi| + \sqrt{X_0^2 + \xi^2}) - \frac{|\xi|}{\sqrt{X_0^2 + \xi^2}}, \quad k = (1+\alpha)\delta^2 \Delta p X_0 / \sqrt{2} p \end{aligned}$$

4. 数値計算例.

(2), (3)式の $\Delta p, X_0$ の値をジェーン台風正例にとって $\Delta p = 48 \text{ mb}$, $X_0 = 60 \text{ km}$ とし、 δ^2 は $\pi > 6.6^\circ/\text{sec}$ と考えて $2.6 \cdot 10^{-3}$, α は乱流のとき α の値0.43を採用する。また本源を約30米として $c = \sqrt{gH} = 10 \text{ km}/\text{min}$ とする。移動速度 T としては $0.8 \text{ km}/\text{min}$, $1.2 \text{ km}/\text{min}$ の2通りにつき数値計算すると、図(1)~(6)が得られる。気圧による最高波高は時間と共に増大し極限において 119 cm ($T=1.2$), 132 cm ($T=0.8$)に達する。一才風の吹き寄せによる最高波高もまた増大し、遂には無限大となる。そしていずれの場合にも高潮peakは台風の移動中心より遅れて生じている。

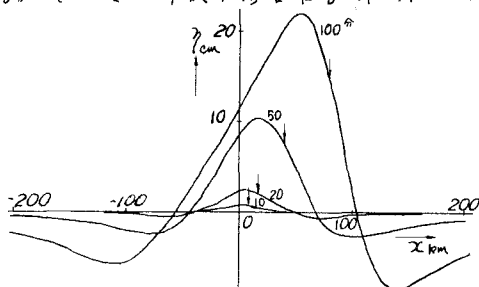


図-1 気圧効果 ($T=0.8 \text{ km}/\text{min}$)

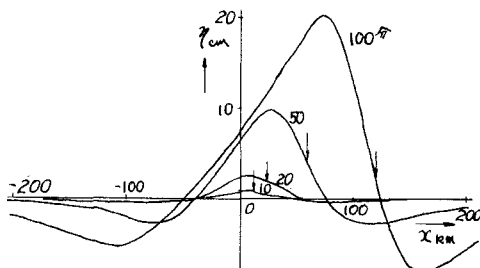


図-4 気圧効果 ($T=1.2 \text{ km}/\text{min}$)

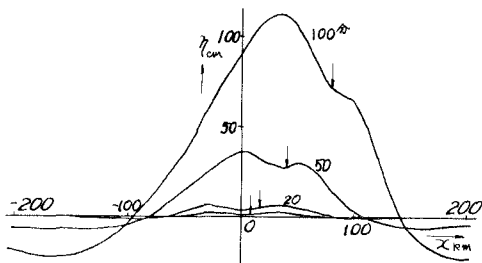


図-2 風の効果 ($T=0.8 \text{ km}/\text{min}$)

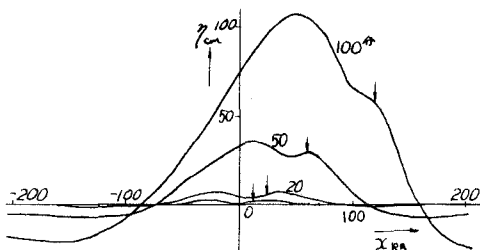


図-5 風の効果 ($T=1.2 \text{ km}/\text{min}$)

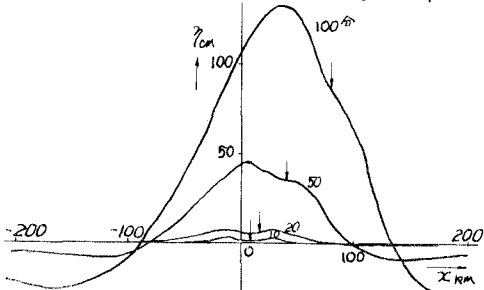


図-3 気圧と風の効果 ($T=0.8 \text{ km}/\text{min}$)

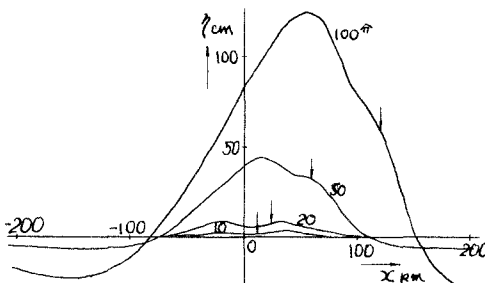


図-6 気圧と風の効果 ($T=1.2 \text{ km}/\text{min}$)