

建設技術研究所 正員 北澤聖司
徳島大学工学部 正員 端野道夫
徳島大学大学院 学生員 桑田康雄

1. は し が き

台風性降雨と高潮の同時生起性に関する研究の一環として、台風中心気圧、進行方向、速度の台風3要素についての確率的台風モデルを構築し、モンテカルロ・シミュレーションより得た時々刻々の台風情報を、別途設定された対象地点での降雨、高潮の回帰モデルに用いることにより、台風性降雨と高潮をシミュレートする。対象地点として大阪を考え、北緯28°~40°、東経128°~140°の矩形領域を通過した過去約50年間の台風データ(約150個)をモデルの構築に用いた。

2. 確率的台風モデルの概要¹⁾

台風属性のうち中心気圧 P 、進行方向 θ 、進行速度 C の3要素を東経 x 、北緯 y なる場所の関数とし、これら3要素の空間的平均場を2次元Bスプライン関数(絶対スプライン面 S_p, S_θ, S_c とよぶ)で表現する。次に、台風移動に伴う3要素の1時間あたりの変化量 $\Delta P, \Delta \theta, \Delta C$ に関する空間的平均場を2次元Bスプライン関数(相対スプライン面 $S_{\Delta p}, S_{\Delta \theta}, S_{\Delta c}$)で表現する。さらに、1時間あたりの変化量 $\Delta P, \Delta \theta, \Delta C$ と相対スプライン面 $S_{\Delta p}, S_{\Delta \theta}, S_{\Delta c}$ との差、すなわち残差 z_p, z_θ, z_c を個々の台風より求め、残差 z_i についてMatalasの3次元1次自己回帰モデル: $z_i = A z_{i-1} + B \delta_i$ を適用する。

本確率的台風モデルによる台風3要素のモンテカルロ・シミュレーションの手順を示せば図-1のようである。対象領域への台風進入個数は各月ごとにポアソン分布に従うことから、i)各月でポアソン乱数を発生させる。ii)発生した台風の初期位置 (x_0, y_0) を各月ごとの(別途求めておいた)累積確率分布図より求める。iii)初期位置における台風3要素の平均値を絶対スプライン面より求める。iv)各月ごとの3要素の絶対スプライン面からの残差 $\varepsilon_p, \varepsilon_\theta, \varepsilon_c$ とその(別途求めておいた)累積確率分布図より求め、iii)での値に付加して台風3要素の初期値 P_0, θ_0, C_0 が決まる。v)時刻 i の台風位置 (x_i, y_i) は時刻 $i-1$ の C_{i-1}, θ_{i-1} と x_{i-1}, y_{i-1} より簡単に決まる。vi)時刻 i の位置 (x_i, y_i) における台風3要素は相対スプライン面と3次元1次自己回帰モデルより求める。対象領域内に台風がある間、v), vi)を繰り返す。

なお、ここで用いたMatalasの3次元1次自己回帰モデルのノイズは3要素のいずれも左右対称であるが、正規分布よりもかなり尖り度が高い分布に従うことが解析より明らかとなった。

3. 台風3要素のモンテカルロ・シミュレーション

実測資料の比較的充実している1941~1980年の40年間に対応して、期間を40年とし、大阪に影響のある7~10月の台風を発生させることにした。各月ごとにポアソン乱数を発生させたところ、40年間の発生個数は120個となり前述の実測値716個とほぼ等しい。台風3要素のシミュレーション結果の一例として9月の台風経路図の一部を図-2に示す。大阪を中心とする半径500kmおよび300kmの円形領域を通過した台風の個数は、実測、シミュレーションともほぼ同数であった。また、それらの領域を通過した台風の中心気圧低下量 ΔP_i を大きい方から

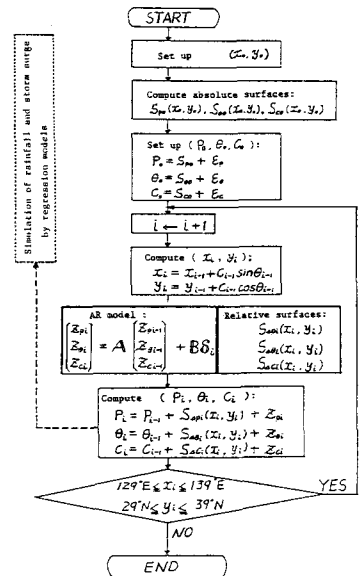


図-1 シミュレーションの計算手順

40個抽出しプロットすれば図-3のようであり、実測とはほぼ一致している。
 このようなシミュレーション結果を総合的に判断して、ほぼ妥当な台風3要素のシミュレーションモデルが得られたといえよう。

4. 台風性降雨と高潮のシミュレーション

図-7に示すように、対象地点における降雨と高潮潮位偏差を台風3要素のモンテカルロ・シミュレーションより得られる、時々刻々の台風情報(P_i , α_i , C_i , X_i , Y_i)との(回帰)モデルを介してシミュレートする。

高潮については大阪湾長軸方向を基準に東・西通過別に、降雨については大阪を中心とする同心円形領域を設定し、次のような(回帰)モデルを用いた。

高 潮；

$$\text{東側： } \eta = 13.45 \left(\frac{y_h}{y} \right) + 0.02 V_c^2 \cos \alpha + 37.4 + \varepsilon_{PE}$$

$$\text{西側： } \eta = 2.02 \Delta P_0 - 0.04 V_c^2 \cos \alpha + 0.8 V_c^2 \cos \alpha + 24.4 + \varepsilon_{PW}$$

台風性降雨；

$$r = X^{5/4} \cdot \tilde{r}$$

$$0 \leq D < 100 : \tilde{r} = 0.39 r_1 + 2.48 r_2 - 1.58 r_3 + 7.13$$

$$100 \leq D < 200 : \tilde{r} = 1.75 r_1 + 0.56 r_2 + 0.28$$

$$200 \leq D < 300 : \tilde{r} = 2.99 r_1 + 0.38 r_2 + 0.34$$

$$300 \leq D : \tilde{r} = 0.12 \Delta P_0 + 0.002 L_0 + 0.37$$

ここに、 η ：潮位偏差(cm), y_h ：最大旋衡風速半径(=80km), y ：台風中心から大阪までの距離, ΔP_0 ：大阪における気圧低下量, $V_c^2 \cos \alpha$, $V_c^2 \cos \alpha$ ：湾央および大阪における風速2乗値の湾軸平行成分, $\tilde{r}$ ：降雨強度の期待値, r_i ：傾度風の渦度($=\frac{1}{r} \frac{\partial(yV)}{\partial y}$), L_0 ：台風中心から大阪湾長軸までの距離, D ：同心円形領域の半径(km), なお、気圧分布はSchlomer式より求め、風速、風向は傾度風の方角を等圧線より30°内側に向けこの傾度風ベクトルと台風の進行速度ベクトルを合成したものをを用いた。また、高潮のランダム量 ε_{PE} , ε_{PW} は正規分布に従うものとし、台風性降雨のランダム量 X はFreundの指数型分布(自己相関考慮に従うものとする)。

前項での台風3要素のシミュレーションより得られた時々刻々の台風情報を高潮、降雨の回帰モデルに用いた結果の内、最大潮位偏差 η_{max} とピーク雨量 r_p の上限40個のデータをプロットすれば図-4のようである。高潮については、2m以下で、降雨については35mm/hr以上でそれぞれ実測値とよく一致している。前者では2m以上で過大、後者では35mm/hr以下で過小の傾向がみられるが、40年間の一標本の比較だけでは一概に判定することはできなく、何組ものシミュレーション標本あるいは、さらに長期間のシミュレーションが必要であろう。

5. あ と が き

台風3要素のシミュレーションモデル、台風性降雨と高潮の回帰モデルおよびシミュレーションの方法にまだ若干の検討事項が残されているが、基本的にはこのようなシミュレーションモデルにより、台風性降雨と高潮の同時生起性を評価するうえでの有効な情報を与えることができる。

参考文献：1) 堀野道夫・神田 徹：台風による降雨と高潮の同時生起性について、第27回水理講演会論文集、1983

2) 堀野道夫：Marked point processに従う水文二変量の同時確率、第28回水理講演会論文集、1984

3) 堀野道夫・北澤聖司：台風性降雨と高潮の同時生起性に関する基礎的研究、徳島大学工学部研究報告、No.29, pp.31-47, 1984

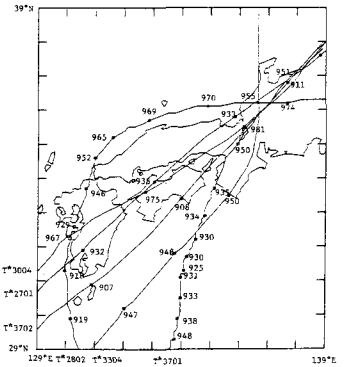


図-2 台風経路

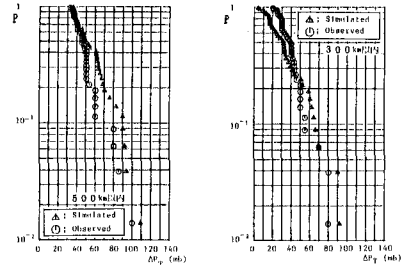


図-3 中心気圧低下量 ΔP_0 の最大値分布

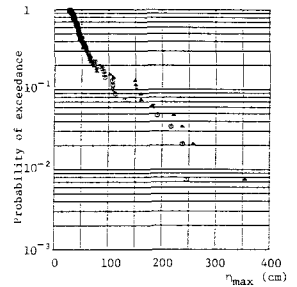


図-4 (a) η_{max} の確率分布

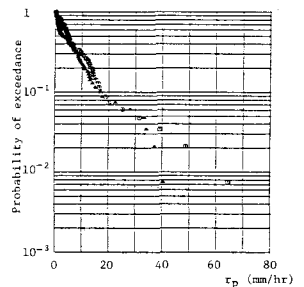


図-4 (b) r_p の確率分布