

## 台風シミュレーションを用いた設計風速の推定

松井正宏  
(技術研究所)  
孟岩  
(技術研究所)  
日比一喜  
(技術研究所)

### §1. はじめに

建築物の高層化に伴い風荷重を適切に評価することが重要となってきた。特に、風荷重評価において、設計風速の設定は、自然風の複雑さ故に、不確定さの大きい項目の一つである。

現在の耐風設計で用いられている設計風速の設定方法<sup>1)</sup>は、主として過去の気象台記録の年最大風速記録を極値分布に当てはめる方法であるが、この方法には、以下のような議論の余地が残されている。

i) 風向特性を考慮した設計風速の設定方法、ii) 観測期間をはるかに越える長い再現期間の風速の設定方法、iii) 観測記録の無い地点の設計風速の設定方法、iv) 高い高度(数100m以上)の風の性質、本論文においては、上記のi), ii)について議論する。

風向特性を考慮した設計風速に関する研究として、松本ら<sup>2)</sup>による、気象台観測記録の風向別風速分布の裾形状に注目したものがある。また、宮田ら<sup>3)</sup>は地形の影響を風向別地形因子により評価し、年最大風速を求める方法を示している。これらの手法では、いずれも観測期間をはるかに越える長い再現期間の風速を求める場合、統計的な再現期間の外挿となってしまう欠点がある。また、宮田らの研究では、観測記録との対応に問題を残している。さらに、台風、季節風あるいは前線など複数の成因による風の母集団を単一の分布関数では表せないとの指摘<sup>4)</sup>もあり、このことは、長い再現期間の風速を求める際、強風の要因として台風が支配的な場合には、台風を対象に強風の確率分布を考察する必要があることを示している。

一方、長い再現期間の風速の値をハリケーン気圧場モデルの変数の確率分布を与えて求める手法がL. R. Russell<sup>5)</sup>によって提案され、B. V. Tryggvasonら<sup>6)</sup>によって改良されている。日本では光田、藤井ら<sup>7)</sup>、<sup>8)</sup>が標準計画台風として、気圧場の特性につ

いて詳細に調査している。この手法では台風の特性に関するパラメータ(台風の発生頻度、発生位置、中心気圧、最大旋行風速半径、移動速度)の確率分布を統計的に求め、この分布に基づく台風をランダムに計算機上で再現し、対象地点の風速を計算する。この操作を充分大きな回数繰り返すことにより、対象地点における台風による強風の確率分布が計算できることとなる(モンテカルロ・シミュレーション)。

この方法によれば、台風による強風は台風の気圧場から計算できるので、長い再現期間の風速値に対しても、その風速を生じさせる台風の気圧場の物理的イメージが明らかであり、その風速の妥当性が吟味できる。ただし、P. N. Georgiouら<sup>9)</sup>が述べたように、この手法の成否は、気圧場モデルの変数の確率分布の妥当性と、気圧場から地上風を予測する方法の精度に大きく関わってくる。

従来、これらの台風シミュレーションにおける地上風の予測方法は、気圧場から予測される傾度風と地上風との経験式を用いる方法で、これら経験式には風向変化による地表面の影響の変化が考慮されていない。

一般に、地上風は、上記の地形因子を用いた検討結果などから分かるように、観測地点周囲の地表面粗度や地形の影響を受ける。特に、強風の要因として台風が支配的な地域は、海洋に面した地域や、島嶼であることが多く、これらの地域では、方位によって地表面粗度や、地形が急変する。さらに台風は季節風と異なり、移動に伴って風向が大きく変化する。地上風を予測する場合には、これらのことを充分吟味する必要がある。

近年、孟ら<sup>10)</sup>は、大気境界層に対する物理的な考察から、解析的に地上風を予測する方法を示した。さらに、地上100mにおける台風の観測記録<sup>11)</sup>にこのモデルを適用し、対象地点の相当粗度長を風向毎に決定することにより、対象地点における台風の風

向・風速をシミュレートできることを示した。

本研究では、孟らのモデルを用い、過去に観測された台風をシミュレートし、風向・風速の観測記録と比較することにより、モデルの適用性を検討した。その結果、大阪における観測記録との比較において、台風時の強風場は比較的大きな地形の影響を受けており、大阪平野を取り囲む地形の影響を示唆する結果となった。さらに、この地形の影響を考慮し、前述の台風をランダムに発生させる手法を用いて、長い再現期間の風速を予測し、過去の観測記録と比較した。

## § 2. 台風時の風向風速の計算値と観測記録の比較

### 2.1 台風時の強風場の解析モデルおよび計算方法

台風時の気圧場は台風中心に対して同心円状に分布しているものとして式(1)<sup>12)</sup>により近似する。

$$p = p_c + \Delta p \times \exp\left(-\frac{r_m}{r}\right)^B \quad \dots\dots(1)$$

ここで、 $p_c$ は台風中心気圧、 $\Delta p$ は台風の周囲の気圧と台風中心気圧との差を表している。 $r$ は台風中心からの距離、 $r_m$ は旋衡風速が最大となる半径である。 $B$ は中心付近の収束の度合いを表す形状変数である。

台風時の強風場を求めるための解析モデルは孟らのモデル<sup>10)</sup>を用いる。すなわち、強風時の大気境界層が中立にあると仮定し、円筒座標系( $r, \theta, z$ )で解くと、台風時の大気境界層の風速( $v_r, v_\theta$ )は、以下の様になる。

$$\begin{cases} v_r \\ v_\theta \end{cases} = \begin{cases} v_{rg} \\ v_{\theta g} \end{cases} + \begin{cases} -\xi e^{-\lambda z} [D_2 \cos(\lambda z') - D_1 \sin(\lambda z')] \\ e^{-\lambda z} [D_1 \cos(\lambda z') + D_2 \sin(\lambda z')] \end{cases} \quad \dots\dots(2)$$

( $v_{rg}, v_{\theta g}$ )は、傾度風高さの風で、

$$\begin{cases} v_{rg} \\ v_{\theta g} \end{cases} = \begin{cases} \frac{c_\theta - fr}{2} + \sqrt{\left(\frac{c_\theta - fr}{2}\right)^2 + \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}} \\ 0 \end{cases} \quad \dots\dots(3)$$

で表されるものとする。また、

$$\lambda^2 = \frac{sk}{2k_m}, \quad \xi = \frac{k}{s}, \quad s^2 = \frac{\partial v_{\theta g}}{\partial r} + \frac{v_{\theta g}}{r} + f, \quad k^2 = 2 \frac{v_{\theta g}}{r} + f$$

$$D_1 = -\frac{x(x+1)v_{\theta g} - xv_{rg}/\xi}{[1+(x+1)^2]}$$

$$D_2 = \frac{xv_{\theta g} + x(x+1)v_{rg}/\xi}{[1+(x+1)^2]}, \quad x = \frac{C_d}{k_m} \sqrt{v_r^2 + v_\theta^2}$$

とおいた。

地表面付近では風速の対数分布が成り立つと仮定すると、地表面における境界条件は、粗度長 $z_0$ で決まり、

$$C_d = \kappa^2 / [\ln(z_{10} + h - d)/z_0]^2 \quad \dots\dots(4)$$

が与えられる。最終的に、台風時の気圧場と地表面粗度から地上風速が計算されることになる。 $z' = z - (h + z_{10})$ 、 $h$ は粗度要素の平均高さ、 $z_{10}$ は10mとした。 $\rho$ は空気の密度、 $f$ はCoriolis parameter、 $\kappa$ はカルマン定数、 $d$ はゼロ面変位、 $k_m$ は鉛直動粘性係数である。このモデルでは、観測点近傍の地形の風に対する影響を粗度の影響とみなし、 $z_0$ を地形の影響まで含めた広い意味を持つ相当粗度長として定義した。 $z_0$ は近傍の微地形の影響が無ければ従来の粗度長と等価である。

台風時の気圧と風速の計算は以下の手順に従う。

台風時の気圧場は式(1)でモデル化されると仮定し、モデル式(1)のパラメータ $r_m$ と $B$ は最小二乗法を用いて求める。気圧低下量 $\Delta p$ と台風中心位置は、気象庁が発表した値(あるいはその値を内挿したもの)とする。上空風、地上風を式(2)~(4)に基づき計算する。 $z_0$ の値は、あらかじめ観測地点周辺の状況から同定されたものを用いる。なお、上記手順において、内挿には直線補間を用いた。

### 2.2 大阪における計算値と観測記録の比較

上記手法により、大阪管区気象台(付表-1参照)位置における台風時のシミュレーションを行った。気圧記録および計算結果と比較する風向・風速記録は気象庁で公開されている記録(特別値)<sup>13)</sup>を用いた。気象台周囲の地表面状況<sup>14)</sup>から判断して相対粗度長 $z_0$ は風向によらず0.5mを用いた。図-1(a)~(c)に、計算結果を実線で示す。台風7220の場合は観測記録と計算結果が比較的良く対応している。一方、台風6420、台風7506の場合はある区間においてはその対応が悪い、風向の対応が良くない区間において

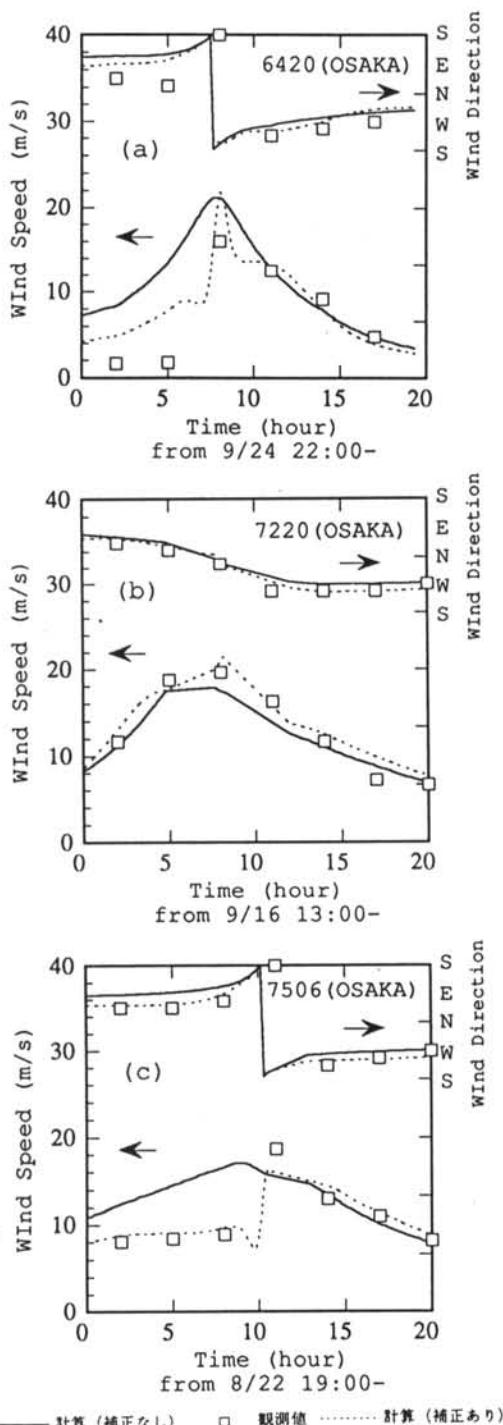


図-1 大阪における台風シミュレーション結果

は風速の対応も良くない傾向がある。

この傾向を詳しく検討するために、観測値  $v_{obs}$  と計算値  $v_{cal}$  を複素数で表し、その比を次に示す複素数  $R (= Re^{i\Phi})$ 、 $R$ : 風速比、 $\Phi$ : 風向偏差で定義する。

$$R = Re^{i\Phi} = \frac{v_{obs}}{v_{cal}} e^{i(\Phi_{obs} - \Phi_{cal})} \quad \dots\dots(5)$$

ここで、複素数  $R$  の絶対値は、観測風速  $v_{obs}$  と計算風速  $v_{cal}$  の比を表し、偏角  $\Phi$  は、観測風向  $\Phi_{obs}$  と計算風向  $\Phi_{cal}$  の差を表す。

計算は1961年から1991年に観測地点から500km以内を中心が通過し、観測地点で10m/s以上の風速を記録した台風についてのみ行った。ただし、台風モデルは強風時の中立と仮定できる大気状態を仮定しているため、計算から求められる傾度風風速が20m/s未満のものは除いた。

図-2(a),(b)には  $R$  と  $\Phi$  の関係を計算風向  $\Phi_{cal}$  との関係で示した。図-2(b)の計算風向  $45^\circ \sim 70^\circ$  付近では観測風向と計算風向がほぼ同じであり、図-2(a)から、この計算風向の風速比は大きい。また、図-2(b)中の右下がりの太線で示した部分では、計算風向が約  $45^\circ$  から  $135^\circ$  の範囲では実際に観測される風向はほとんどの場合  $45^\circ$  付近の風向であることを意味する。また、この区間の風速比を見ると風向偏差の絶対値が大きくなるにつれて風速比が小さくなる。言い換えれば、風向が計算風向から大きくずれるほど、実際の風速が弱くなる傾向がある。

風速比と風向偏差を大阪平野周囲の比較的大きな地形との対応で検討する。図-3に大阪平野における気象台位置と周辺の地形との位置関係を示す。同図中のA B Cの記号は図-2(a),(b)と対応している。計算風向範囲A ( $-180^\circ \sim -67.5^\circ$ ) は大阪湾の方角である。風速比は(風速比1.0と比較して、以下同じ)大きい。計算風向が、この風向の場合、実際の風向は  $-180^\circ \sim -112.5^\circ$  となる。特に、計算風向  $-90^\circ \sim -67.5^\circ$  の範囲は六甲山地からの風向であるが、この範囲の観測風向は  $+112.5^\circ$  つまり大阪湾からの風向であることを表している。

計算風向B ( $-67.5^\circ \sim 0^\circ \sim 40^\circ$ ) は六甲山地、丹波山地の方角である。風速比は、1前後を変動する。風向偏差は小さい。

計算風向C ( $40^\circ \sim 180^\circ$ ) は京都へ続く地溝帯、生駒山地、金剛山地、和泉山脈の方角である。風速比は地溝帯の方角と計算風向が一致する場合は1.2程度

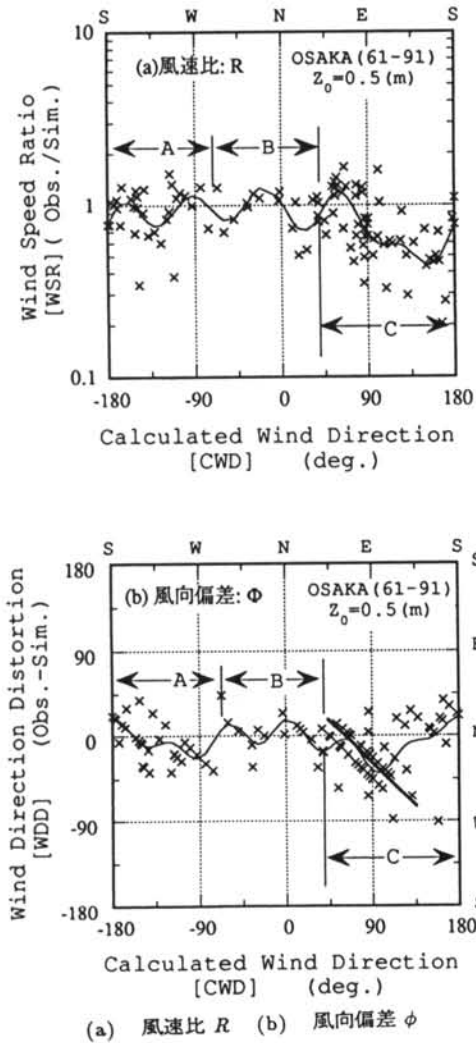


図-2 風速比, 風向偏差の分布

と大きい。また、この場合は風向の偏りも小さい。計算風向が $67.5^\circ \sim 90^\circ \sim 112.5^\circ$ の範囲の場合、観測風向は地溝帯からの風向となり、風速比は風向偏差の絶対値が大きくなるほど小さくなる。風は、あたかもこの風向範囲に障害物があり、地溝帯方向から回り込む振る舞いをする。事実この風向には生駒山地、金剛山地さらには紀伊半島の2000m級の山地が控えている。

このように、観測値と計算値の差は周辺の大きな地形と強い相関を持っている。風向や風速は、観測地点近傍の建物や地形に影響されるが、大阪気象台は、1968年8月1日に移転しており、この移転の前で上述した特徴が一致することから、図-2(a),



図-3 大阪平野における観測点(気象台)位置と周囲の地形の関係

(b)に示した風速比, 風向偏差は、観測地点近傍からの影響である可能性は低いと判断される。

### 2.3 風向, 風速推定方法の定式化と推定精度

観測点周辺の比較的大きな地形の影響を考慮した台風時の強風 $v_b$ の推定式として次式の様に変式化できるものと仮定する。

$$v_b = v_e e^{i\Phi_e} = \bar{R}(\theta) v_{ca1} \quad \dots\dots(6)$$

ここで、 $\bar{R}(\theta) (= \bar{R}(\theta) e^{i\Phi(\theta)})$ は、式(5)の風速比, 風向偏差をフーリエ級数で近似した曲線を計算風向 $\theta$ の関数としたもので、次式で示される。

$$\bar{R}(\theta) = E_0 + \sum_{j=1}^n (E_j \cos j\theta + E'_j \sin j\theta) \quad \dots\dots(7)$$

$$\bar{\Phi}(\theta) = F_0 + \sum_{j=1}^n (F_j \cos j\theta + F'_j \sin j\theta) \quad \dots\dots(8)$$

各項の係数は、観測記録から最小二乗法で求める。また級数の打ち切り項数 $n$ は次式で示される情報基準量<sup>19)</sup>AICを基に決定する。

$$\begin{aligned} AIC(n) &= -2(\text{最大対数尤度}) + 2(\text{パラメータ数}) \\ &= N \log \sigma_e^2 + 2(2n+1) + \text{const.} \quad \dots\dots(9) \end{aligned}$$

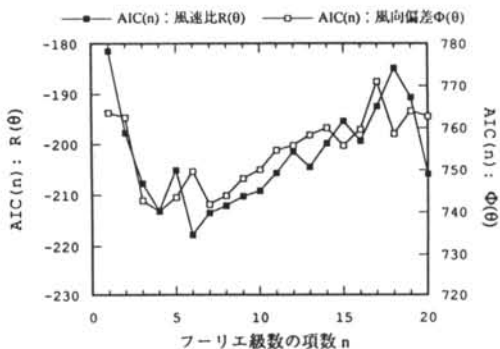


図-4 フーリエ級数の項数nとAICの変化

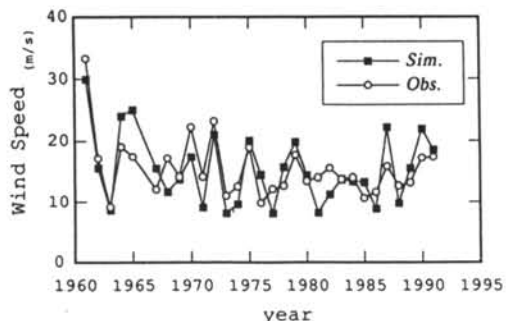


図-5 台風による年最大風速 (時系列)

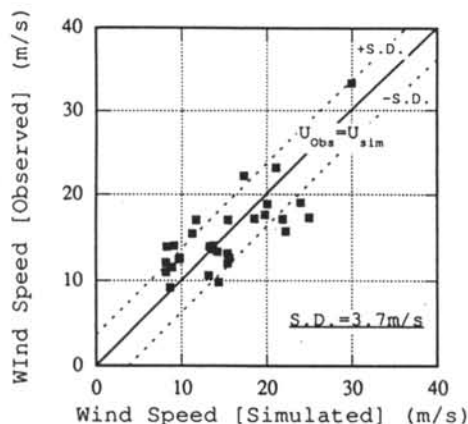


図-6 台風による年最大風速 (観測値と計算値の比較)

ここで、 $N$ ：観測記録数、 $\sigma_e$ ：誤差の標準偏差であり、近似式からの誤差は正規分布に従うと仮定した。

風速比、風向偏差についてAICの変化を図-4に示す。ただし、式(8)における定数項は省略した。風速比、風向偏差とも $n=4\sim 7$ でAICが最小値をとることがわかる。ここでは、風速比、風向偏差とも

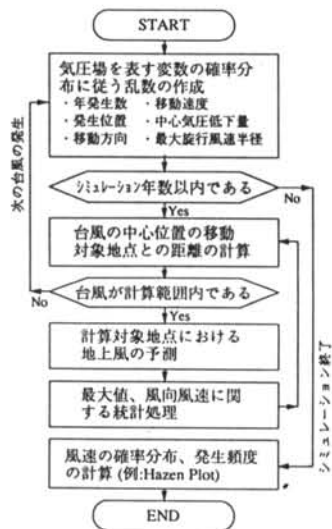


図-7 台風モデルを用いたモンテカルロ・シミュレーションの計算フロー

$n=7$ を採用した、図-2(a),(b)には求められた $\bar{R}(\theta)$ 、 $\bar{\Phi}(\theta)$ を実線で示した。

図-1(a)~(c)中に式(6)により計算された値を破線で示す。計算値を $\bar{R}(\theta)$ で補正したものは観測値と良く対応しており、台風の観測値と計算値から地形効果を求める手法として有効であると考えられる。次に、大阪气象台における1961年から1991年の台風による年最大風速を観測記録から検索し、当該台風の強風を予測式(6)でシミュレートし、最大風速を求めた。図-5に台風による年最大風速観測値と推定値の比較を時系列で示した。また、図-6に台風による年最大風速の観測値と推定値の関係を示す。年最大風速の予測誤差は標準偏差3.7m/sであり、観測記録を良く説明している。

### §3. 台風時の強風のモンテカルロ・シミュレーション

#### 3.1 シミュレーションの概要

大阪の年最大風速の確率分布を求めるために、モデル化された台風気圧場の特徴を決定する確率変数を乱数で与えて風速の確率分布を求める。計算の流れを図-7に示す。ここでの確率変数は、気圧場を表す式(1)の気圧低下量 $\Delta p$ 、最大旋行風速半径 $r_m$ および台風発生位置、傾度、移動速度(速さ、方向)の6種類である。日本におけるこれらの値の確

率分布については、藤井・光田らにより詳細に調べられている<sup>8)</sup>。ここでは、文献<sup>8)</sup>に従い台風を発生させ、前章で検討した大阪地上風の予測式(6)を用い、風向、風速を求める。計算回数は10000回(1年分のシミュレーションを1回と数える)とする。

### 3.2 年最大風速の分布

計算結果を図-8に示す。図中の観測記録は1961年から1991年の31年間の台風による年最大風速の経験的非超過確率で、Hazenの方法により評価した。観測記録は、均質化として測定高度、計器特性、粗度の経年変化の補正を施している(付録参照)。台風による年最大風速は、藤井、光田らの条件に合わせて、本州上陸時に中心気圧が980hPa以下で、かつ台風中心と観測点の距離が500km以内の場合に生じた風速の年最大値として求めた。図中太実線はモンテカルロシミュレーション結果、細線は31年間の観測記録から求積法により求めたGumbel分布である。横軸は規準化変数 $y(=-\ln -\ln F(v))$ 、 $F(v)$ は非超過確率)で表した。

また、点線は31年間の観測値が99%の確率で存在する範囲で、中間値分布に関する次式から $F_{Y_{m,k}}(v)=0.005, 0.995$ となる $v$ の値として求められる。

$$F_{Y_{m,k}}(v) = \int_{-\infty}^v f_{Y_{m,k}}(v) dv \quad \dots\dots(10)$$

$$= \sum_{i=1}^k {}_m C_{i-1} [F_X(v)]^{m-(i-1)} [1 - F_X(v)]^{i-1} \quad \dots\dots(11)$$

ただし、 $f_{Y_{m,k}}(v)$ は、 $F_{Y_{m,k}}(v)$ の確率密度関数で、次式で示される<sup>18)</sup>。

$$f_{Y_{m,k}}(v) = {}_m C_k \cdot [F_X(v)]^{m-k} \cdot f_X(v) \quad \dots\dots(12)$$

ここで、 $m$ は観測年数(=31)、 $k$ は大きいものから並べた場合の順位( $1 \leq k \leq 31$ )、 $v$ は風速(m/s)である。また、 $F_X(v), f_X(v)$ は母集団の累積分布関数、確率密度関数で、ここでは、上述したように31年間の観測記録から求積法により求めたGumbel分布とした。

予測式(6)を用いたモンテカルロシミュレーション結果は、観測記録から精度良く求められる再現期間2~5年の範囲で観測値と一致しており、本手法の有効性が検証された。また、観測期間と同程度の再現期間の観測記録のばらつきは非常に大きいもので

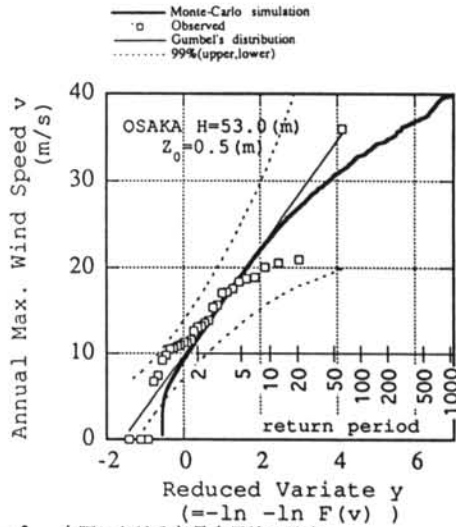


図-8 大阪における年最大風速の分布

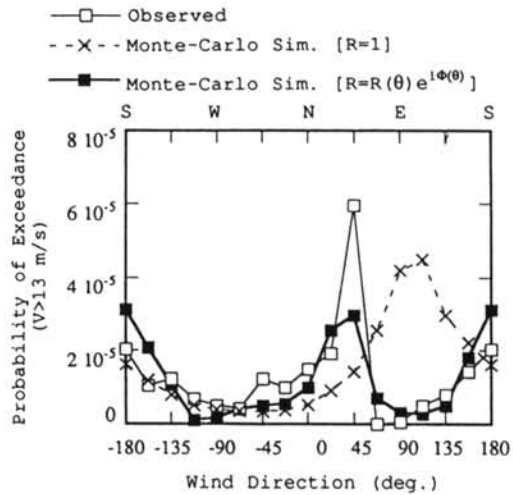


図-9 大阪における風向別超過確率

あることから、数10年の観測記録のみから、さらに長い再現期間の風速を機械的に外挿して求めるのは困難であり、ここで示した台風シミュレーションを用いた評価の重要性が認識される。

### 3.3 風向別超過確率の比較

図-9に台風時の風速13m/sの風向別超過確率を示す。超過確率は、モンテカルロ・シミュレーションでは、母集団の数を10000(year)×365.25(day/year)×24(hour/day)×6(time/hour)とし、10分間隔に計算された台風時の風速の割合とした。また、



観測記録では、1961年から1990年までは3時間間隔、1991年は1時間間隔の10分間平均風速を母集団とし、上陸時の中心気圧が980hPa以下の台風が観測点から500km以内を通過した場合を対象としている。点線は、 $\bar{R}(\theta)$ による補正を行わないもの( $\bar{R}(\theta) = 1$ ,  $\bar{\Phi}(\theta) = 0$ とした場合)、実線は $\bar{R}(\theta)$ を考慮したものである。図中には、観測資料から求めた風向別超過確率を併記した。補正を施さないケースは風向90°から112.5°の確率が大きい単調な分布であるが、補正を施したケースは風向45°および風向180°の確率が大きくなり、 $\bar{R}(\theta)$ を反映した結果となっている。この結果は、観測記録との対応が良いことが分かる。

#### § 4. まとめ

孟らの台風モデルを大阪における気象台観測値と比較し適用性について検討した。その結果

(1)台風時の風には観測点近傍の粗度、微地形のみならず数10km離れた大きな地形の影響を受けている可能性があり、風速比、風向の偏角にその影響が見

られた。

(2)大きな地形の影響を考慮した台風時の強風の予測手法を定式化し、過去の台風による強風がシミュレートできることを示した。

(3)定式化された予測手法を用いたモンテカルロ・シミュレーションを行い、年最大風速の分布の検討を行った。年最大風速の計算結果は、観測記録から精度良く求められる再現期間およそ2~5年の範囲の風速で良い対応を示すことが明らかとなった。モンテカルロ・シミュレーションによる風向別の強風の超過確率は観測記録と良い対応を示すことが分かった。

以上より、本手法の有効性が示された。本手法により風向を考慮した長い再現期間の設計風速の設定が可能になると考えられる。ただし、本研究では、大きな地形の影響については統計的な方法で明らかにしたが、物理的解析手法で把握することが重要であり、今後の課題と考えている。

#### 謝辞

本研究において、東京工芸大学の田村幸雄教授には、貴重な御意見を頂きました。ここに、記して深謝の意を表します。

#### <参考文献>

- 1) 日本建築学会：建築物荷重評価指針・同解説，1994。
- 2) 松本，白石，白戸，村上，八木：全国の風向別強風の確率統計評価に関する研究，第11回風工学会シンポジウム，1990。
- 3) 宮田，谷：成因別強風の地形因子解析とモデル台風による要因分析，第8回風工学会シンポジウム，1984。
- 4) Gomes, L., and Vickery, B.J. : On the prediction of extreme wind speeds from the parent distribution, J. Ind. Aerodynamics, 2(1), 1976, pp.21-36.
- 5) Russell, L.R. : Probability distributions for hurricane effects. J. of the Waterways, Harbor and Coastal Engineering Division, ASCE, Vol.97, No. WW1, proc. paper 7886, Feb. 1971, pp.139-154.
- 6) Tryggvason, B.V., Surry, D. and Davenport, A.G. : predicting wind induced response in hurricane zones, J. of the structural div., ASCE, Vol.102, No. ST12, proc. paper 12630, Dec. 1976, pp. 2333-2350.
- 7) 光田，藤井，文字，川平，塚本：改良された標準計画台風，京都大学防災研究所年報，No.21, B-1, pp.393-404, 1978。
- 8) 藤井，光田：台風の確率モデルによる強風のシミュレーション，日本風工学会誌，No.28, pp.1-12, June, 1986。
- 9) Georgiou, P.N., Davenport, A.G., and Vickery, B.J. : Design wind speeds in regions dominated by tropical cyclones, J. Wind Engineering and Industrial Aerodynamics, Vol.13, 1983, pp.139-152.
- 10) 孟，松井，日比：台風に伴う強風場を求めるための解析モデルの提案，日本風工学会誌，No.57, 1993。
- 11) 嶋田，田村，日比：ハウステンボス ドムトルーンの風振動観測，第12回風工学シンポジウム，1992。
- 12) Holland, G.J. : An analytic model of the wind and pressure profiles in Hurricanes. Monthly Weather Review, Vol.108, No.8, August 1980, pp.1212-1218.
- 13) 気象庁：地上気象観測編集データ（時日別），1961~1991
- 14) 気象庁：気象官署観測環境資料集，1992。
- 15) 白石，松本，白戸，油谷，長田：日本各地の自然強風に関する2，3の考察，第9回風工学会シンポジウム，1986。
- 16) 花房，藤谷，加藤，深井：風測器変更に伴う風速値について，日本風工学会誌，No.55, 1993

- 17) 田村, 大竹, 中村, 鈴木: 風速の鉛直分布の年変化を考慮した再現期待値, 第12回風工学シンポジウム, 1992.  
 18) Gumbel, E.J.: Statistics of Extremes, Columbia University Press, 1958  
 19) 坂元, 石黒, 北川: 情報量統計学, 共立出版, 1983.

**付録. 観測記録の均質化**

本文中図-8, 図-9に示した台風による年最大風速は付表-1に示す条件で次のように均質化した.

- ・測器の特性: 文献16)を参考に全て風車型の特性に合わせた.
  - ・測定高度の変更: 測定高度を付表-1に示す.
  - ・都市化の影響: 文献17)から風速の鉛直分布のべき指数を付表-1の様求め, 観測年毎のべき指数で傾度風風速に変換し, 1991年の観測条件に合わせて地上風に変換した.
- その他の条件は文献17)に準じた.

OSAKA (772)					
Date(from)	Location (N,E)		Anemometer	height(m)	$\alpha$
1961 1/1	34.65	135.53	3-cup	18.6	0.15
1965 1/1					0.15
1968 8/1	34.68	135.52		propeller	53.0
1975 1/1			0.20		
1987 1/1			0.20		
1991 1/1			0.23		

付表-1 大管区気象台の観測条件