

台風に伴う強風場を求めるための解析モデルの導出

孟 岩 嶋 田 健 司
(技術研究所) (技術研究所)
松 井 正 宏 日 比 一 喜
(技術研究所) (技術研究所)

§ 1. はじめに

近年、構造物の巨大化、高層化とともに合理的な風荷重評価の重要性が益々大きくなった。風荷重を合理的に評価するためには、建設地点における自然風の特徴を予め把握し、構造物の重要度と耐用年数に応じて設計基準風速を推定する必要がある。特に、日本は台風の進路上にあり、多くの地点での年最大風速は台風によってもたらされているため、台風による強風を積極的に設計に反映する必要があると考えられる。しかし、建設地点あるいはその周辺で数十年に亘るような長期間の風観測記録がある場合は少なく、また来襲頻度の少ない大型台風に伴う強風が観測されている確率は更に低くなる。そのため、従来の極値分布を用いた確率統計解析手法により、年最大風速の再現期間や再現期待値を精度よく評価することはかなり難しいといわざるを得ない¹⁾。

一方、Russell²⁾はハリケーンを対象にしたモンテカルロシミュレーション手法を提案した。この方法の最大の利点は、台風を人工的に発生させ、それをシミュレーションすることにより来襲頻度の少ない大型台風に伴う強風のデータを増やすことができ、最終的に再現期間の長い(500~1000年)重要構造物の風荷重の評価精度が上げられるというところにある。台風のモンテカルロシミュレーションについてはその後、多くの研究論文³⁾⁻⁷⁾が発表され、幾つかの改良点が見られたが、基本的な考え方とシミュレーション手法はほぼ同じであり、その手順としては主に二つのステップに分けられる。その第一ステップは、台風の特徴に関するパラメータ(台風の年間上陸数、経路、中心気圧低下量、上陸後の減衰率、移動速度、最大旋衡風速半径など)の確率分布を統計データから求め、そしてこれらの確率分布を用いて台風を発生させる。第二ステップは、発生させた個々の台風に伴う強風場を推定する。すなわち、与えられた台風パラメータ(経路、気圧場、移動速度、最大旋衡風速半径)から任意地点での風速・風向を求める。最後に、これらの

シミュレーションで得られた年最大風速の分布関数から、年最大風速の再現期間と再現期待値を推定する。ここで、一つの問題が残されている。すなわち、シミュレーションした台風が実際の台風を忠実に反映しているかどうかを、観測データとの比較により検証する必要がある。特に、台風に伴う強風場の推定(ステップ2)はシミュレーション結果への影響が大きく、精度のよい推定法の開発が望まれている。

台風に伴う強風場を推定する経験式は、今まで幾つか提案されてきた。例えば、Terada・Kondo⁸⁾は沖縄付近を通過した台風の観測データを基に実験式を作成した。また、光田⁹⁾は台風の中心がその場所から200km以内に存在する毎正時の観測資料を用いて、場所ごとに重回帰分析を行ない地表風予測式を作成した。Georgiouらは地表風と上空風速との間の関係を観測データから同定する方法を提案した。この方法では、上空風速を気圧場の移動の補正を行なった傾度風速で表わし、地表風と上空風速との比 $G(r)$ を観測データから求めている。その後、藤井・光田は更に $G(r)$ を関数で表わし、関数中のパラメータは南西諸島での台風T7705とT7709の観測資料から同定している。しかし、対象地点周辺の地形の影響を考慮せず、これらの経験式を用いて同定したパラメータを他の地域の風の推定に使う場合には、大きい誤差が生じる可能性がある¹⁰⁾。

台風に伴う強風場の推定法としては、観測データの統計資料から経験式を作成する方法以外に、物理方程式からモデルを作ることも考えられる。Yoshizumi¹¹⁾は台風の中心とともに移動していく座標系を考え、そこにおいて定常な気圧場と風場が傾度風バランスをしている状態を想定し、上空風速分布を求めた。地表風についてはRosenthal¹²⁾の近似解を用いている。しかし、このモデルを用いて計算した結果は、台風の右側の風速は過大評価され、また左側の風速は過小評価される傾向がある。特に、台風の移動速度が大きい場合、台風の左側の風速は不合理な分布となり、観測データと合わなくなる。

台風に伴う強風を推定する際に、もう一つ残されている問題は地形効果の評価方法である。それについては、共軸図法による方法と多重回帰式を用いる方法がよく用いられている。齊藤¹³⁾は Russler-Spreen の共軸図法により4つの地形因子と地形区分を用いて、風速の図式相関解析を行なった。この方法では、観測データの少ない強風に対して相関図を画くことができないという短所がある。それを改善するために、宮田ら¹⁴⁾は8つの地形因子を用いて、風速の再現期待値を求めるための多重回帰式を作成した。また、白石ら¹⁵⁾は地形因子以外の台風に関する因子を加え、多重回帰式を作った。しかし、そこで用いられている地形因子の物理的意味は必ずしも明確とは言い難く、また再現期間を推定する場合には独立変数が多過ぎるのも不便であるとの指摘がある。

以上述べたことを踏まえて、本研究は移動する台風に伴う強風場を推定するための新しい解析モデルを作成することにした。そこで、まず移動する台風に伴う強風場についての新しいモデルを提案し、運動方程式から強風場についての近似解を導出する。そして、この近似解を用いて台風 T9109, T9117, T9119 の観測データ(風速, 風向)をシミュレーションし、新しい台風モデルの妥当性を検討する。さらに、地表付近の風速と周辺地形の関係を明らかにしたうえで、その評価方法を提案する。また、台風モデルの比較計算を行ない、従来の風速の推定方法の問題点を明らかにする。最後に、本解析解を用いて自由大気中の風速場と地表風の空間分布を調べ、風速比 $G(r)$ と Inflow 角度 γ についての特性を明らかにする。

§ 2. 台風に伴う強風場の近似解の導出

2.1 台風に伴う強風場についてのモデリング

移動する台風に伴う気圧場の等圧線が、台風の中心に対して同心円状に分布していることが観測からよく知られており、この気圧分布を近似するための式としては Holland¹⁶⁾が提案した式(1)がある。

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

$B=1$ のときには、この式は Schloemer¹⁷⁾の実験式となり、現在よく用いられている。ここで、 p_c は台風の中心気圧、 Δp は台風の周囲の気圧と台風中心気圧との差を表わしている。 r_m は旋衡風速が最大となる半径である。

一方、台風に伴う強風場を支配する運動方程式¹⁸⁾は、強風時の大気境界層が中立にあると仮定し、次のようになる。

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla \vec{v} = -\frac{1}{\rho} \nabla p - f \vec{k} \times \vec{v} + \vec{F} \quad \dots\dots(2)$$

ここで、 ρ は空気の密度、 f は Coriolis Parameter、 \vec{F} は粘性項で、鉛直方向の変化のみを考慮する。また、台風スケールの運動では、鉛直移流項を他の移流項に比べて小さく、静水圧近似が成り立っていると考える。

式(2)を解析的に解くため、本研究では次のように考えた。まず、台風に伴う風速 \vec{v} を、鉛直方向のせん断力を無視できる自由大気中の風速 \vec{v}_0 (FFW: Friction Free Wind) と地表面の粘性による成分 \vec{v}' との和で表わす。すなわち、

$$\vec{v} = \vec{v}_0 + \vec{v}' \quad \dots\dots(3)$$

とする。したがって、運動方程式(2)は次のような二つの式に分けられる。

$$\frac{\partial \vec{v}_0}{\partial t} + \vec{v}_0 \cdot \nabla \vec{v}_0 = -\frac{1}{\rho} \nabla p - f \vec{k} \times \vec{v}_0 \quad \dots\dots(4)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \vec{v}'}{\partial t} + \vec{v}' \cdot \nabla \vec{v}' + \vec{v}' \cdot \nabla \vec{v}_0 + \vec{v}_0 \cdot \nabla \vec{v}' \\ = -f \vec{k} \times \vec{v}' + \vec{F} \quad \dots\dots(5) \end{aligned}$$

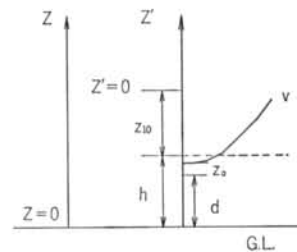
ここで、式(4)は自由大気中の風速 \vec{v}_0 を記述する方程式となり、式(5)は地表面の粘性によって作られた成分 \vec{v}' を表わす式となる。式(4)、(5)の中に非定常項が含まれているため解析的に解けない。非定常項については、何等かの方法でモデリングする必要がある。本研究では、自由大気中の風速 FFW については \vec{v}_0 のパターンが保存されたままに台風の進行速度 \vec{c} で移動すると仮定する。したがって、

$$\frac{\partial \vec{v}_0}{\partial t} = -\vec{c} \cdot \nabla \vec{v}_0 \quad \dots\dots(6)$$

となる。また、粘性による成分 \vec{v}' については、地表面の近くでは式(5)中の非定常項は粘性項と慣性項に比べて小さいと考えられ、 \vec{v}' の時間による変化を無視することができる。すなわち、

$$\frac{\partial \vec{v}'}{\partial t} = 0 \quad \dots\dots(7)$$

とする。したがって、運動方程式(4)、(5)は次のようにな



図一 鉛直座標系

る。

$$(\vec{v}_g - \vec{c}) \cdot \nabla \vec{v}_g = -\frac{1}{\rho} \nabla \rho - f \vec{k} \times \vec{v}_g \quad \dots\dots(8)$$

$$\vec{v}' \cdot \nabla \vec{v}' + \vec{v}' \cdot \nabla \vec{v}_g + \vec{v}_g \cdot \nabla \vec{v}' = -f \vec{k} \times \vec{v}' + \vec{F} \quad \dots\dots(9)$$

式(9)についての境界条件は、次のように考える。上空では

$$\vec{v}'|_{z' \rightarrow \infty} = 0 \quad \dots\dots(10)$$

を与え、地表では drag force と地表面でのせん断力がバランスする条件を用いる。

$$\rho \epsilon \frac{\partial \vec{v}'}{\partial z} |_{z'=0} = \rho C_d |\vec{v}_0| \vec{v}_0 \quad \dots\dots(11)$$

ここで、 \vec{v}_0 は地表での風速を表わし、 ϵ は渦粘性係数、 C_d は抵抗係数である。本研究で用いられている座標系を図-1に示す。 z は鉛直軸を表わし、 $z=0$ を地表面にとる。 z' は計算領域の底面で0となる鉛直軸である。また、地表面近傍では対数分布が成り立つとすると、 C_d と粗度長 z_0 との関係は

$$C_d = \kappa^2 / [\ln((z_{10} + h - d)/z_0)]^2 \quad \dots\dots(12)$$

となる。ここで、 κ は Karman 定数、 $d(=0.75h)^{19)}$ は零面変位、 h は粗度要素の平均高さ、粗度長 z_0 との関係は Lettau²⁰⁾の式 ($h = a \cdot z_0^{0.86}$) を用いて表わした。 a の値は Hellivell²¹⁾、Kondo・Yamazawa²²⁾ の観測結果から同定し、11.4となる。 z_{10} は基準とする高度で、10 m とした。また、 $z'=0$ の高さは $h + z_{10}$ にある。

2.2 自由大気中の風速場 FFW について

移動する台風に伴う気圧場が台風の中心に対して軸対称であるため、円柱座標系を用いるのが便利である。運動方程式(8)は次のようになる。

$$(v_{rg} - c_r) \frac{\partial v_{rg}}{\partial r} + \frac{(v_{\theta g} - c_\theta)}{r} \frac{\partial v_{rg}}{\partial \theta} - \frac{v_{\theta g}^2}{r} + \frac{v_{\theta g} c_\theta}{r} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} + f v_{\theta g} \quad \dots\dots(13)$$

$$(v_{rg} - c_r) \frac{\partial v_{\theta g}}{\partial r} + \frac{(v_{\theta g} - c_\theta)}{r} \frac{\partial v_{\theta g}}{\partial \theta} + \frac{v_{\theta g} v_{rg}}{r} - \frac{v_{rg} c_\theta}{r} = -f v_{rg} \quad \dots\dots(14)$$

ここで、 $(v_{rg}, v_{\theta g})$ は (r, θ) の座標に対する速度成分である。また、 c_r, c_θ は台風の移動速度の (r, θ) 方向の分速度で、 $c_r = c \cos(\theta - \beta)$ 、 $c_\theta = -c \sin(\theta - \beta)$ である。 β は移動方向と座標軸 $r(\theta=0)$ との間の反時計回りを正にとる角度である(図-2)。式(13)の左辺の第1と第2の移流項を無視すると、自由大気中の風速 $v_{\theta g}$ は次のようになる。

$$v_{\theta g} = \frac{c_\theta - fr}{2} + \sqrt{\left(\frac{c_\theta - fr}{2}\right)^2 + \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}} \quad \dots\dots(15)$$

この式は Blaton の公式により求められた傾度風速の式と同じ形で、気圧場の移動の補正を行なうことの物理的な意味は、自由大気中の風速 \vec{v}_g のパターンが保存されたままで台風の進行速度 \vec{c} で移動することの仮定で説明される。また、軸方向の分速度 v_{rg} は次のように求められるが、

$$v_{rg} = -\frac{1}{r} \int_0^r \frac{\partial v_{\theta g}}{\partial \theta} dr \quad \dots\dots(16)$$

近似精度のことを考慮して本研究では $v_{rg} = 0$ とした。

2.3 粘性による成分 \vec{v}' について

最後に、 \vec{v}' の高さ方向の分布を求めるために、方程式(9)を円柱座標系に書き換え、そして式の中の2次以上の微量を無視すると、運動方程式は線形化され、次のようになる。

$$-\left(2 \frac{v_{\theta g}}{r} + f\right) v'_\theta = \epsilon \frac{\partial^2 v'_\theta}{\partial z^2} \quad \dots\dots(17)$$

$$\left(\frac{\partial v_{\theta g}}{\partial r} + \frac{v_{\theta g}}{r} + f\right) v'_r = \epsilon \frac{\partial^2 v'_r}{\partial z^2} \quad \dots\dots(18)$$

さらに、

$$s = \left(\frac{\partial v_{\theta g}}{\partial r} + \frac{v_{\theta g}}{r} + f\right)^{1/2}, \quad k = \left(2 \frac{v_{\theta g}}{r} + f\right)^{1/2}$$

$$\xi = \frac{k}{s}, \quad \lambda = \left(\frac{sk}{2\epsilon}\right)^{1/2}, \quad v'_r = -\xi v'_\theta$$

とおくと、式(17)、(18)は次のようになる。

$$2\lambda^2 v'_\theta = \frac{\partial^2 v'_\theta}{\partial z^2} \quad \dots\dots(19)$$

$$-2\lambda^2 v'_r = \frac{\partial^2 v'_r}{\partial z^2} \quad \dots\dots(20)$$

式(19)に虚数単位 i を乗じて式(20)に加えると、次の式が得られる。

$$\frac{\partial^2 \mathbf{v}'}{\partial z^2} - [(1+i)\lambda]^2 \mathbf{v}' = 0 \quad \dots\dots(21)$$

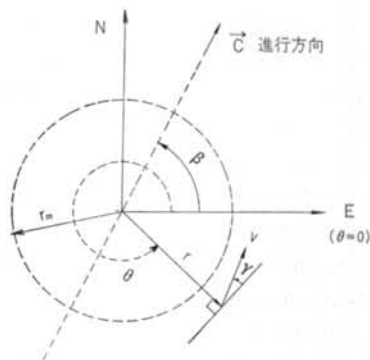


図-2 水平座標系

上空での境界条件式(1)を考慮すれば、

$$v' = B \exp[-(1+i)\lambda z'] \quad \dots\dots(23)$$

が得られる。ここで、 B は定数で、地表面での境界条件式(1)から決められる。最終的な解は次のようになる。

$$v_\theta = v_{\theta 0} + e^{-\lambda z'} [B_1 \cos(\lambda z') + B_2 \sin(\lambda z')] \quad \dots\dots(24)$$

$$v_r = v_{r 0} - \xi e^{-\lambda z'} [B_2 \cos(\lambda z') - B_1 \sin(\lambda z')] \quad \dots\dots(25)$$

ここで、

$$B_1 = -\frac{\chi(\chi+1)v_{\theta 0} - \chi v_{r 0} / \xi}{[1 + (\chi+1)^2]}$$

$$B_2 = \frac{\chi v_{\theta 0} + \chi(\chi+1)v_{r 0} / \xi}{[1 + (\chi+1)^2]}$$

$$\chi = \frac{C_d}{\epsilon \lambda} |\vec{v}_0| = \frac{C_d}{\epsilon \lambda} \sqrt{v_{\theta 0}^2 + v_{r 0}^2}$$

また、 $v_{\theta 0}, v_{r 0}$ は地表での風速を表わしており、 χ の式に含まれているため、繰り返し計算法により v_θ, v_r を求める必要がある。 $v_{\theta 0}, v_{r 0}$ の初期値はFFW風速 $v_{\theta 0}, v_{r 0}$ を用い、繰り返し回数は50とした。渦粘性係数 ϵ はハリケーン観測から得られた値 (Smith²³, Yoshizumi) を参考にして $100 \text{ m}^2/\text{s}$ と定め、 ρ は $1.2 (\text{N} \cdot \text{s}^2/\text{m}^4)$ とした。

§ 3. 台風観測データのシミュレーション

近似解の有効性を確かめるために、1991年長崎 Huis Ten Bosch での台風観測データをシミュレーションの対象とした。観測を行なった建物 Domtoren は Huis Ten Bosch のほぼ中央に位置しており、高さ100mの展望タワーである。風速および風向は建物の最上部(地上高さ100m)に取り付けた三杯型風速計(牧野応用計測器 AF-860)および風向計(牧野応用計測器 VF-216)により計測した。風向計の分解能は22.5度ピッチの16風向である。観測システムについての詳細は参考文献24)を参照されたい。

ここで、解析の対象は1991年の7月から9月にかけて観測された5つの台風の中で、勢力が強かった台風T9109(7月29日)、T9117(9月14日)、T9119(9月27日)とした。その中で特に強かった台風T9119は、9月27日から28日にかけて日本列島のほぼ全域を暴風域に巻き込みながら時速100km近い猛烈な速度で日本海を北上し、西日本や東北地方の日本海側の多くの気象台で最大風速の記録を更新した。図-3は観測された台風の進路を示す。台風T9109は観測点の左側、台風T9117は観測点右側を、台風T9119はほぼ真上を通過している。この3つの台風に関するパラメータを表-1にまとめた。ここで、 r_m 以外のものはすべて気象庁が発表したデータ

である。 r_m についてはSchloemerの実験式を用いて最小自乗法で求めた。

図-4~図-6はそれぞれ、台風T9109、T9117、T9119の観測記録を近似解と比較したもので、図中の点線

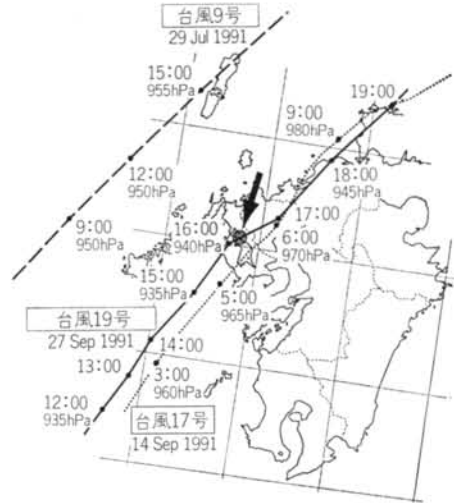


図-3 台風の進路

name	date (J.S.T)	time (J.S.T)	latitude (deg)	longitude (deg)	β (deg)	C (m/s)	P_c (mb)	ΔP (mb)	r_m (km)		
T9109	91.07.29	8	32.8	127.8	55.31	7.51	948.3	64.7	87.88		
		9	33.0	128.0	54.56	7.58	950.0	63.0	83.45		
		10	33.2	128.2	55.43	7.50	950.0	63.0	79.11		
		11	33.4	128.3	55.49	7.49	950.0	63.0	78.79		
		12	33.6	128.5	54.43	8.16	950.0	63.0	79.33		
		13	33.8	128.7	54.80	8.88	951.7	61.3	82.60		
		14	34.1	128.9	54.87	8.87	953.3	59.7	87.79		
		15	34.3	129.1	52.25	9.77	955.0	58.0	88.95		
		16	34.6	129.4	50.60	10.60	956.7	56.3	77.25		
		17	34.8	129.6	50.70	10.58	958.3	54.7	83.69		
		18	35.1	129.9	52.92	10.46	960.0	53.0	91.32		
		T9117	91.09.14	0	30.9	128.70	70.58	10.30	955.0	58.0	43.36
				1	31.2	128.80	71.02	10.92	956.7	56.3	48.26
				2	31.6	129.00	71.08	10.91	958.3	54.7	49.90
				3	31.9	129.10	63.51	12.58	960.0	53.0	55.56
				4	32.3	129.40	57.71	14.61	962.5	50.5	55.36
				5	32.7	129.70	53.74	15.32	965.0	48.0	51.09
				6	33.1	130.10	55.51	13.68	970.0	43.0	56.19
7	33.4			130.30	63.57	11.54	973.3	39.7	57.24		
8	33.8			130.50	63.66	11.53	976.7	36.3	62.30		
9	34.1			130.70	43.98	14.71	980.0	33.0	65.62		
10	34.4	131.30	32.78	19.22	981.7	31.3	73.72				
T9119	91.09.27	10	30.3	127.9	62.33	15.15	935.0	78.0	67.06		
		11	30.8	128.1	62.44	15.13	935.0	78.0	71.78		
		12	31.2	128.4	60.53	15.24	935.0	78.0	75.12		
		13	31.6	128.7	59.66	15.55	935.0	78.0	77.97		
		14	32.1	129.0	59.78	15.54	935.0	78.0	77.20		
		15	32.5	129.3	51.12	14.49	935.0	78.0	77.96		
		16	32.8	129.7	50.09	17.13	940.0	73.0	85.43		
		17	33.4	130.2	55.77	20.55	942.5	70.5	88.65		
		18	33.9	130.6	52.06	21.17	945.0	68.0	89.53		
		19	34.4	131.2	49.10	21.90	945.0	68.0	87.33		
20	35.0	131.7	49.29	21.84	945.0	68.0	88.13				

表-1 台風パラメータの一覧表

と破線は値の異なる粗度長 z_0 を用いて計算した結果である。風向(図-4(a), 図-5(a), 図-6(a))については3つのケースとも z_0 への依存性が小さいのに対して, 風速(図-4(b), 図-5(b), 図-6(b))については z_0 への依存性がかなり大きい。

台風T9109の場合は, 12:00以前では $z_0=0.07\text{m}$ の計算曲線が観測データに一致するのに対して, 13:00以後では $z_0=0.5\text{m}$ の計算曲線が観測データに一致する。また, 風速の急変は風向90度から180度の間に起きていることが図-4(a)から分かる。

台風T9117の場合は, 6:00以前では $z_0=0.5\text{m}$ の計

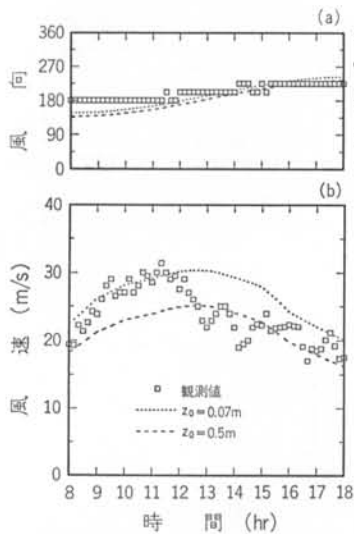


図-4 台風T9109の風速, 風向の時間変化

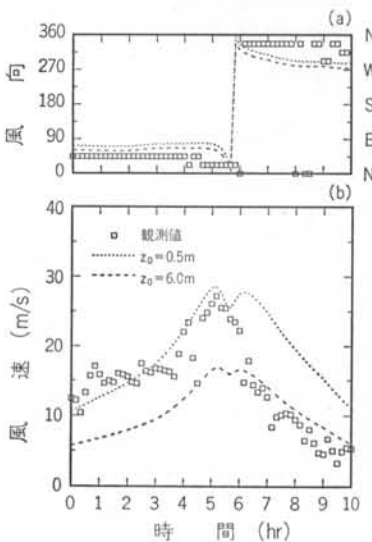


図-5 台風T9117の風速, 風向の時間変化

算曲線が観測データに一致するが, 6:00以後では $z_0=6\text{m}$ の計算曲線が観測データに一致する。また, 風が強く吹いていたときの風向が0度と45度の間にあったことは興味深い。

台風T9119の場合は, $z_0=4\text{m}$ を用いた計算値は殆どの時刻の観測値と一致したにもかかわらず, 15:40から16:20の間の観測データは $z_0=0.07\text{m}$ の計算結果によく一致する。風速の急変は台風T9109の場合と同じで,

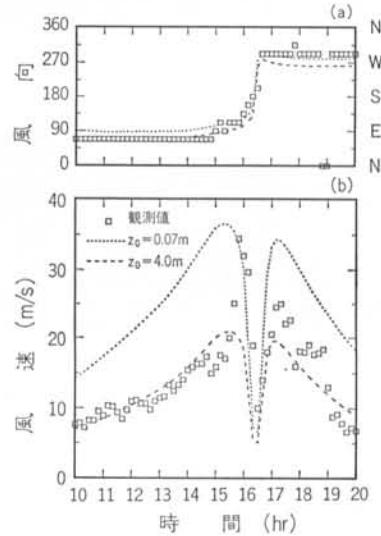


図-6 台風T9119の風速, 風向の時間変化

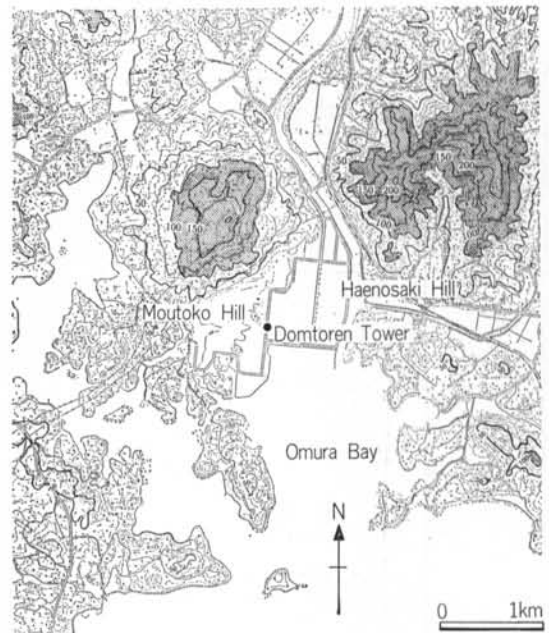
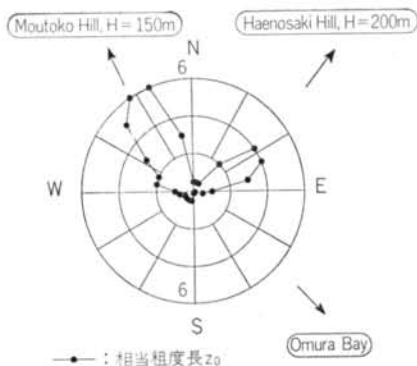


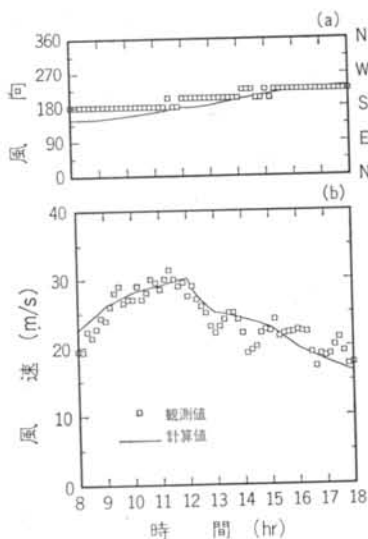
図-7 観測点周辺の地形



図—8 相当粗度長 z_0 の風向別分布

粗度区分	Davenport (1963)	Counihan (1975)	Wieringa (1986)	ECCS (1987)	Choi-Kanda (1990)
I	0.0002 ↓ 0.004	0.0004 ↓ 0.02	0.0002 ↓ 0.006	0.005	0.0005 ↓ 0.04
II	0.01 ↓ 0.06	0.001 ↓ 0.2	0.03 ↓ 0.17	0.07	0.003 ↓ 0.2
III	0.2 ↓ 0.9	1.0 ↓ 1.5	0.24 ↓ 0.75	0.3	0.1 ↓ 1.0
IV	1.0 ↓	1.0 ↓	1.12	1.0	0.4 ↓ 2.0
V	5.0	4.0	1.6	2.5	1.5 ↓ 4.0

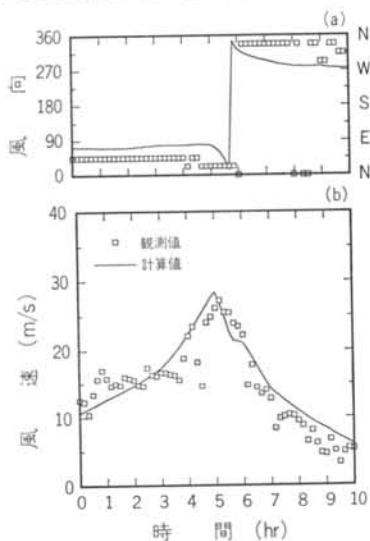
表—2 既往の風荷重評価指針における粗度長 z_0



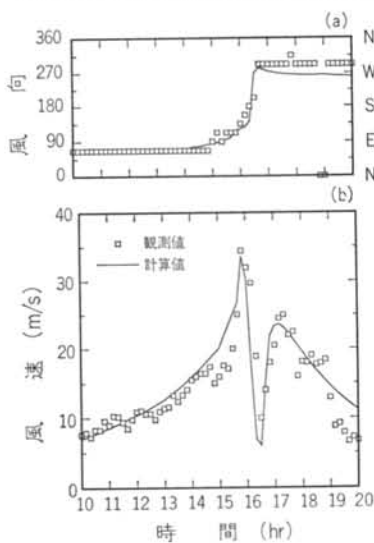
図—9 台風T9109の風速、風向の計算値と観測値の時間変化

風向 90度 から 180度 の間に起きている (図—6(a)).

以上の3つのケースから、Huis Ten Bosch での風速観測結果は風向にかなり依存していることが分かる。図—7は観測点周辺の地形(陰の領域は標高100mを越えた所を示す)を示す。観測点は南東を大村湾に面し、北東および北西側は丘陵に囲まれている。すなわち、観測地点の南東側の粗度は小さく、北東と北西側は大きい。また、北東側と北西側の丘陵の高さはそれぞれ150m、200mとなっており、この2方向における粗度長は比較的大きい値($z_0=4\sim 6$ m)をとることも説明される。さらに、北東と北西の丘の間は谷間となっており、この



図—10 台風T9117の風速、風向の計算値と観測値の時間変化



図—11 台風T9119の風速、風向の計算値と観測値の時間変化

方向(0~45度)から吹いてくる風が強かったのもこの地形の影響によるものである。

本研究では地形効果を地表粗度に見なし、二つの効果の一つのパラメータ z_0 で表わした。粗度長の従来の定義を拡大した意味で、ここでの z_0 を相当粗度長と呼ぶことにする。そして、すべての風向における z_0 を同定すれば、地形効果を考慮した台風シミュレーションが可能になる。図-8は観測データから同定した z_0 の風向別分布を示し、その大きさは周囲の地形と深く関係していることが分かる。 z_0 と地表の被覆条件との関係については今まで多くの研究論文が発表されており、その代表的な例^{25)~29)}を表-2に示す。ここで得られた z_0 の値は、北東と北西方向の丘陵の影響で大きくなっているが、他の方向では従来の研究結果と一致している。すなわち、局所地形の影響を強く受ける地点(山の頂上や背後)を除けば、台風観測データのない対象地点周辺の地表被覆条件から対象地点における z_0 の風向別分布が求

められ、そこでの風速を推定することができることを示唆している。

図-9~図-11は、同定した z_0 を用いて台風T9109, T9117, T9119を再度計算したもので、風速、風向とも観測データとよく一致している。図-12, 図-13は本モデルによる計算値と観測値を比較したもので、風速および風向の相関係数はそれぞれ0.93, 0.98となり、本モデルの有効性が確かめられた。

§ 4. 台風モデルの比較

従来のモデルの問題点を明らかにするために、台風モデルの比較計算を行なうことにした。比較の対象としたのは Georgiou らが提案したモデルで、地表風と FFW 風速の比 $G(r)$ は藤井・光田が提案した式を用いた。ここで、風速比 $G(x) = v_s/v_g$ の値は $x=r/r_m$ とともに変化するとして、次の関数形で表わすことにした。

$$G(x) = G(\infty) + [G(x_p) - G(\infty)] \left(\frac{x}{x_p}\right)^{k-1} \cdot \exp\left[\left(1 - \frac{1}{k}\right)\left(1 - \left(\frac{x}{x_p}\right)^k\right)\right] \quad \dots\dots(2)$$

ここで、 $G(\infty)$, x_p , k , $G(x_p)$ は Fitting Parameter である。また、FFW と地上風との風向の傾角(Inflow 角度 γ) については30度としている。モデルについての詳しい説明は参考文献7)を参照されたい。以下、このモデルをモデル1と呼び、本研究で得られた近似解法をモデル2とする。比較計算の対象は台風T9119の観測データとした。計算に用いた台風パラメータは表-1に示した。任意高さでの風速 $v(z)$ と海上風との関係は、日本建築学会が提案した次の式³⁰⁾から

$$v(z) = E^{IV}(z)/E^I(10) \cdot v_s \quad \dots\dots(3)$$

求める。ここで、 v_s は海上10mの高さでの風速を表わし、 $E^{IV}(100)$, $E^I(10)$ は変換係数で、それぞれ1.43, 1.2の値をとる。図-14は台風T9119のモデル1による計算結果を示しており、観測データに合うように $G(\infty) = 0.5$, $x_p = 0.5$, $k = 2.5$, $G(x_p) = 1.0$ とした。図中の四角と丸はそれぞれ、台風の中心が観測点を通過する前後のデータを示しており、台風の中心付近の大きい風速は地形効果によるものであることは既に前節に説明した。しかし、モデル1ではこの地形効果を考慮せずに、Fitting Parameter を決めてしまうことには問題がある。図-15には両モデルの計算結果を観測データとともに示す。風向については両モデルとも殆ど差がないが、風速についてはモデル1を用いた計算結果は、16時以後の風

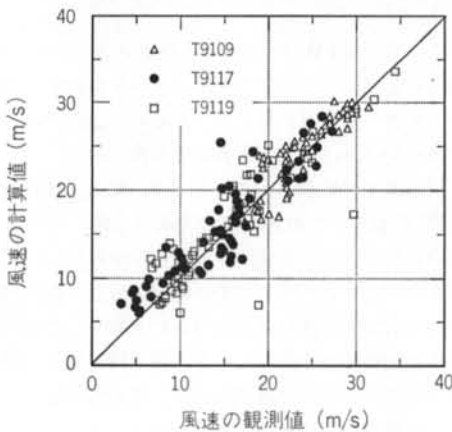


図-12 風速の計算値と観測値との比較

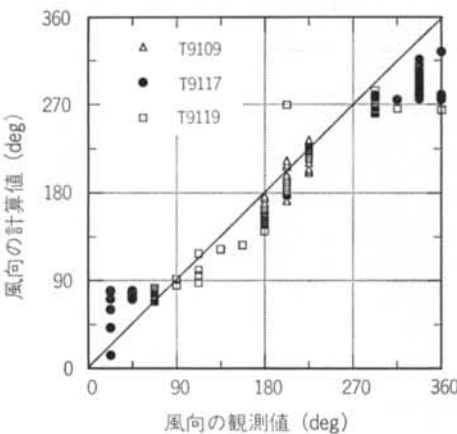


図-13 風向の計算値と観測値との比較

速を過大評価していることが分かる。

図-16は、著者ら³¹⁾が両モデルにより求めた東京での年最大風速の期待値を示しており、両モデルの差は5~10m/sとなっている。この違いは、上空風 (FFW) を地

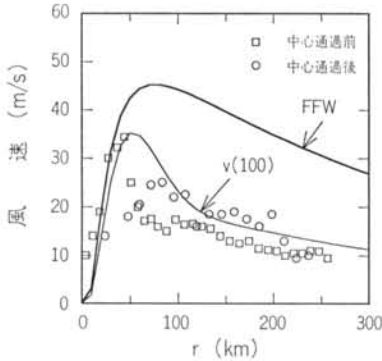


図-14 台風T9119の風速の半径方向の分布

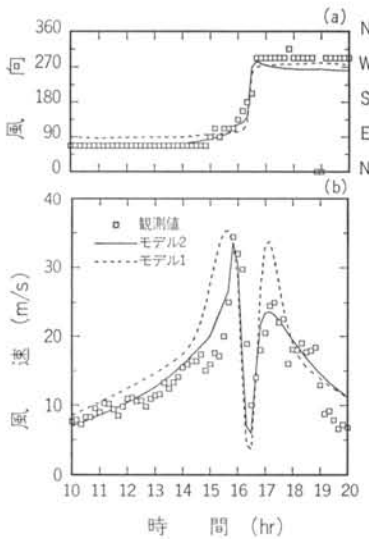


図-15 台風T9119の風速、風向の時間変化についてのモデル計算の比較

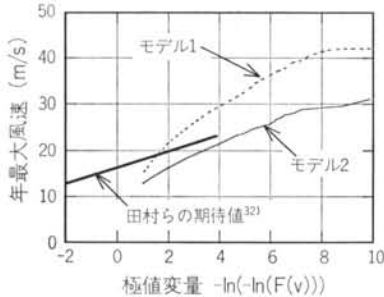


図-16 台風シミュレーションにより求めた東京での年最大風速

上空に変換する際に生じたもので、島々あるいは沿海地域での台風観測データから得られた Fitting Parameter をそのまま内陸あるいは粗度区分の異なる地域に用いる場合、このような問題が起こる。また、図中の太線は田村ら³²⁾が粗度区分の経年変化を考慮して求めた年最大風速の期待値で、本モデルの結果に近い値を示している。

§ 5. 風速比 $G(r)$ と Inflow 角度 γ について

台風を中心からある程度離れると風速比 $G(r)$ がほぼ一定の値をとることは、沿海域での台風観測から知られており、その値は0.45~0.67の間にあると報告されている⁴⁾。また、Inflow 角度は30度に近い値をとるといわれている⁷⁾。これらの観測結果についての理論的な解釈は殆どなされていない。そこで、本研究では解析解を用いて、風速比 $G(r)$ と Inflow 角度 γ についての特性を調べた。

ここで、まず FFW の風速場と地表風速 ($z'=0$ m) の空間分布を調べてみる。台風パラメータの選定は §3. で解析した3つの台風を参考にして定め、 $\Delta p=60$ mb, $r_m=80$ km, $c=15$ m/s, $z_0=0.1$ m とした。

図-17には FFW のコンターを示す。最大風速は $r=r_m$ の位置に現われており、進行方向の右側と左側の最大風速の差は台風の移動速度 C の値にほぼ等しい。図-18には地表風のコンターを示す。地表面付近では風速の最大値は最大旋衡半径の内側に現われており、台風時の地表風の観測結果と一致している。図-19は風速のベクトル図である。図中の実線は流線で、地表面付近にはかなり強い収束流が存在することが分かる。

図-20, 図-21は、それぞれ風速比 $G(r)$, Inflow 角

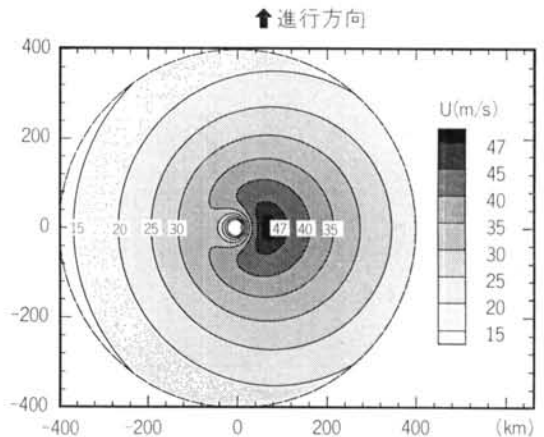


図-17 FFW のコンター図

γ 度の方位別軸方向の変化を示している。風速比 $G(r)$ については台風中心から r_m の3倍以上離れると、方位によらず一定の値となる。大きさは方位によって多少変化しているものの、その変動幅はかなり小さい。また、 $G(r)$ の値は地表風の大きい右側で小さく、地表風の小さい左側で大きくなる。これは、地表面での境界条件の非線形性によるものと考えられる。Inflow 角度 γ については、台風の中心近く ($r < r_m$) を除けば、30度に近い値をとり、その大きさは方位によってそれほど変化しないことが分かる。

最後に、同じ台風パラメータを用いて風速比 $G(r)$ 、Inflow 角度 γ の粗度長 z_0 による変化を調べる。図-22 は、すべての方位を平均した風速比を示し、図中の曲線はそれぞれ $z_0 = 0.01, 0.05, 0.1, 0.15 \text{ m}$ を用いて計算した結果である。風速比 $G(r)$ の大きさは、 z_0 の値が大きくなるにつれて小さくなっていることが分かる。これ

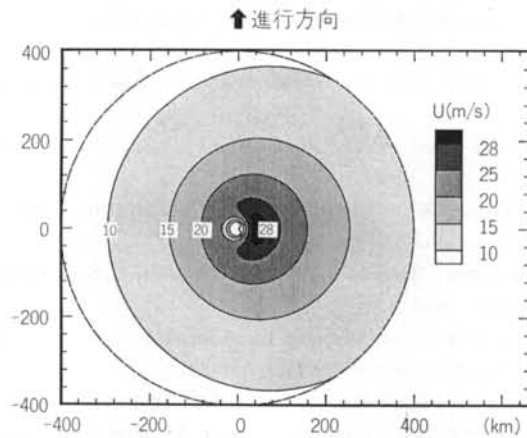


図-18 地表風のコンター図

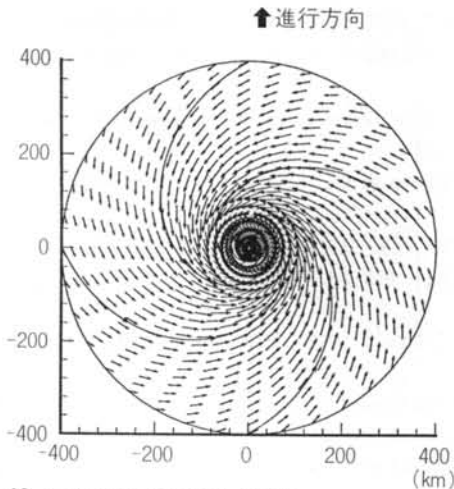


図-19 地表風の風速ベクトルの分布

は、従来の沿海域での風速比についての観測結果とよく一致し、観測データのばらつきは表面粗度の変化によるものであると考えられる。図-23は Inflow 角度の方位平均値の軸方向の変化を示す。Inflow 角度の大きさは、 z_0 の値が小さいとき小さく、 z_0 の値が大きくなると大き

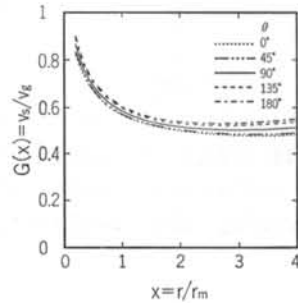


図-20 方位別風速比 $G(r)$ の分布

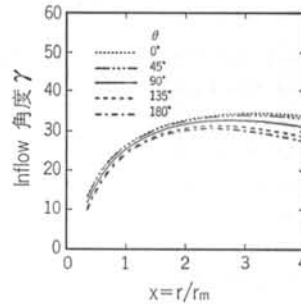


図-21 方位別 Inflow 角度 γ の分布

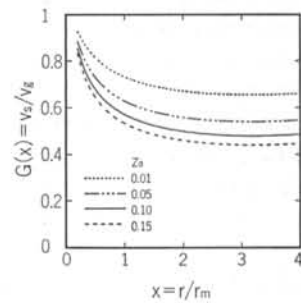


図-22 平均風速比 $G(r)$ の z_0 による変化

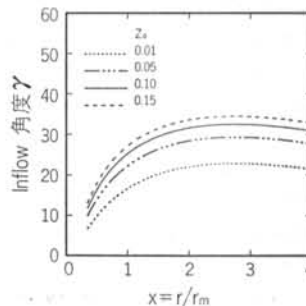


図-23 平均 Inflow 角度 γ の z_0 による変化

くなる。また、台風を中心近くを除けば、その値は30度に近い値をとる。この結果は、Inflow 角度についての従来の台風観測データを良く説明していると思われる。

§ 6. 結 論

本研究の結果、次のことが明らかになった。

(1) 移動する台風に伴う強風場についての新しい解析モデルを提案し、運動方程式からその近似解を導出した。

(2) 近似解を用いた台風T9109, T9117, T9119のシミュレーション結果(風速と風向)は観測データとよく一

致し、新しい台風モデルの有効性が確かめられた。

(3) また、本研究では相当粗度長 z_0 という概念を導入し、風向別相当粗度長を同定することにより、地形効果を考慮した台風シミュレーションを可能にした。

(4) 台風モデルの比較計算を行ない、従来のモデルの問題点を明らかにし、地形効果を考慮しないこれらの方法から推定した風速には、大きい誤差が生じていることを示した。

(5) 風速比 $G(r)$ や Inflow 角度 γ と z_0 との関係を示すために、従来の台風観測から得られた結果が本解析解によって統一的に説明された。

<参考文献>

- 1) L. Gomes & B. J. Vickery: "On the Prediction of Extreme Wind Speeds from the Parent Distribution" J. of Industrial Aerodynamics, Vol. 2, No. 1 (1976) pp. 21~36
- 2) L. R. Russell: "Probability Distributions for Hurricane Effects" J. of Waterways, Harbor & Coastal Engineering Div., ASCE, Vol. 97, No. WW 1 (1971) pp. 139~154
- 3) B. V. Tryggvason, D. Surry & A. G. Davenport: "Predicting Wind Induced Response in Hurricane Zones" J. of Structural Div., ASCE, Vol. 102, No. ST 12 (1976) pp. 2333~2350
- 4) P. N. Georgiou, A. G. Davenport & B. J. Vickery: "Design Wind Speeds in Regions Dominated by Tropical Cyclones" J. of Wind Engineering & Industrial Aerodynamics, Vol. 13 (1983) pp. 139~1952
- 5) M. E. Bats, M. R. Cordes, L. R. Russell, J. R. Shaver & E. Simiu: "Hurricane Wind Speeds in the U. S. A. (NBS Building Science Series, 124)" National Bureau of Standards (1980)
- 6) G. S. Martin: "Probability Distributions for Hurricane Wind Gust Speeds on the Australian Coast" Proc. of I. E. Australian Conf. on Applied Probability Theory to Structural Design (1974)
- 7) 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 (1986年) pp. 1~12
- 8) K. Terada & J. Kondo: "Trajectory of Air Parcel and Energy Supply from the Ocean in Typhoon Area" 海と空 Vol. 48, No. 1 (1972年) pp. 1~14
- 9) 光田, 藤井, 塚本: "台風域内における地表風のシミュレーション" 京大防災研年報 Vol. 25B-1 (1982年) pp. 273~282
- 10) 孟, 松井, 日比: "Super-gradient wind と地形効果について" 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造 I (1993年) pp. 1057~1058
- 11) S. Yoshizumi: "On the Asymmetry of Wind Distribution in the Lower Layer in Typhoon" J. of Meteorological Society, Japan, Vol. 46, No. 3 (1968) pp. 153~159
- 12) S. L. Rosenthal: "A Theoretical Analysis of the Field of Motion in the Hurricane Boundary Layer" National Hurricane Research Project Report, No. 56 (1962)
- 13) 齊藤, 井上, 壇上: "暴風値の図式相関解析(日本の強風の研究IV)" 気象庁研究時報 Vol. 11, No. 9 (1959年) pp. 775~780
- 14) 宮田, 谷: "成別強風の地形因子解析とモデル台風による要因解析" 第8回風工学シンポジウム論文集(1984年) pp. 55~60
- 15) 白石, 松本, 白土, 油谷, 長田: "日本各地の自然強風特性に関する2, 3の考察" 第10回風工学シンポジウム論文集(1986年) pp. 43~48
- 16) G. J. Holland: "An Analytic Model of the Wind and Pressure Profiles in Hurricanes" Monthly Weather Review, Vol. 108, No. 8 (1980) pp. 1212~1218
- 17) R. W. Schloemer: "Analysis and Synthesis of Hurricane Wind Patterns over Okeechobee, Florida" Hydrometeorological Report, No. 31 (1954)

- 18) 孟, 松井, 日比: “台風に伴う強風場についての理論解析” 平成5年度日本風工学会年次研究発表会梗概集(1993年) pp. 7~8
- 19) E. Simiu: “Equivalent Statics Wind Load for Tall Building Design” Proc. of 4th Inter. Conf. on Wind Engineering (1977) pp. 721~733
- 20) H. H. Lettau: “Physical and Meteorological Basis for Mathematical Models of Urban Diffusion Processes” Proc. of Symposium on Multiple-Source Urban Diffusion Models (1970) pp. 2.1~2.26
- 21) N. C. Helliwell: “Wind over London” Proc. of Wind Effects on Buildings & Structures (1971) pp. 23~32
- 22) J. Kondo & H. Yamazawa: “Aerodynamic Roughness over an Inhomogeneous Ground Surface” Boundary-Layer Meteorology, Vol. 35 (1986) pp. 331~348
- 23) R. K. Smith: “The Surface Boundary Layer of a Hurricane” Tellus, Vol. 20 (1968) pp. 473~484
- 24) Y. Tamura, K. Shimada & K. Hibi: “Wind Response of a Tower (Typhoon Observation at the Nagasaki Huis Ten Bosch)” Proc. of 2nd Bluff Body Aerodynamics and Its Applications (1992)
- 25) A. G. Davenport: “The Relationship of Wind Structure to Wind Loading” Proc. of Symposium on Wind Effects on Building & Structures (1965) pp. 54~102
- 26) J. Counihan: “Adiabatic Atmospheric Boundary Layers; A Review and Analyses of Data from the Period 1880-1972” Atmospheric Environment, Vol. 9 (1975) pp. 871~905
- 27) J. Wieringa: “Roughness-dependence Geographical Interpolation of Surface Wind Averages” Quarterly J. of Royal Meteorological, Vol. 112 (1986) pp. 867~889
- 28) ECCS: “Recommendations for Calculating the Effects of Wind on Constructions (2nd Edition)” Technical Committee 12, No. 52 (1987)
- 29) 崔, 神田: “風荷重評価のための平均風速と乱れの強さの鉛直分布特性” 日本風工学会誌 No. 45 (1990年) pp. 23~43
- 30) 日本建築学会編: “建築物荷重指針・同解説” 日本建築学会 (1981年) p. 17
- 31) 松井, 孟, 日比: “台風シミュレーションによる設計基準風速の評価” 日本建築学会大会学術講演梗概集, 構造 I (1993年) pp. 1059~1060
- 32) 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論文集 (1992年) pp. 43~48

