



論

文



台風に伴う強風場を求めるための解析モデルの提案

An analytical model on the simulation of the wind field in a typhoon
boundary layer

孟 岩^{*1} 松井正宏^{*2} 日比一喜^{*3}

Yan MENG, Masahiro MATSUI, Kazuki HIBI

SUMMARY

An analytical model has been developed for calculating the velocity field in a moving typhoon boundary layer. The present model has an upper inviscid region of cyclostrophic balance and a lower friction region controlled by surface drag coefficient and eddy viscosity. The velocity in the inviscid region is first described using an assumption that wind field moves with translation velocity of typhoon. A perturbation analysis is then performed to obtain the tangential and radial boundary layer velocity in the friction region. Validation of the model is carried out by comparing observed wind speed and direction records obtained from three typhoons in 1991 to those predicted by the model itself. The wind velocity and direction predicted are in good agreement with those observed at a one-hundred metre tall tower. Rapid variation of the wind velocity depends on the surface roughness and topography around the tower. Finally, a case study is conducted to examine the characteristics of the ratio of surface to gradient wind speeds $G(r)$ and the inflow angle γ in the typhoon boundary. Previous typhoon observations data in coastal regions are well explained by this model.

1. はじめに

近年、構造物の巨大化、高層化と共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性を予

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

*1 清水建設(株)技術研究所 研究員 工博
Researcher, DR. ENG., Institute of Technology, SHIMIZU CORPORATION.

*2 清水建設(株)技術研究所 研究員
Researcher, Institute of Technology, SHIMIZU CORPORATION.

*3 清水建設(株)技術研究所 主任研究員 工博
Senior Researcher, DR. ENG., Institute of Technology, SHIMIZU CORPORATION.

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言わざるを得ない¹⁾

一方、Russell (1971)²⁾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トすることにより、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年~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。ハリケーンや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、台風の特性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する。第二ステップは、発生し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から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、シミュレート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、いままで幾つか提案されてきた。例えば、Terada, Kondo (1972)⁸⁾は沖縄付近を通過した台風の観測データをもとに実験式を作成した。また、光田ら(1982)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い地表風予測式を作成した。Georgiouら(1983)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った傾度風速で表し、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(1986)は更に $G(r)$ を関数で表し、関数の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。Yoshizumi (1968)¹¹⁾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の場合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Rosenthal (1962)¹²⁾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。斉藤(1959)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(1984)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為の多重回帰式を作成した。また、白石ら(1986)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えず、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)をシミュレートし、新しい台風モデルの妥当性を検討する。更に、地表付近の風速と周辺地形の関係を明かにした上、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

移動する台風域内の等圧線が台風の中心に対して近似的に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。

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

$B = 1$ の時には、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。

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

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、鉛直移流項は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仮定する。

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 $\vec{v}_g$ (FFW: Friction Free Wind) と地表面の摩擦による成分 $\vec{v}'$ との和で表す。すなわち、

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

とする。また、気圧傾度の分布が自由大気中と境界層内で変わらないと仮定すると、運動方程式 (2) は次のような二つの式に分けられる。

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

$$\frac{\partial \vec{v}'}{\partial t} + \vec{v}' \cdot \nabla \vec{v}' + \vec{v}' \cdot \nabla \vec{v}_g + \vec{v}_g \cdot \nabla \vec{v}' = -f \vec{k} \times \vec{v}' + \vec{F} \quad (5)$$

ここで、(4) 式は、自由大気中の風速 $\vec{v}_g$ を記述する方

程式となり、(5) 式は地表面の摩擦によって作られた成分 $\vec{v}'$ を表す式となる。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 $\vec{v}_g$ のパターンが保存されたまま台風の進行速度 $\vec{c}$ で移動すると仮定する。従って、

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

となる。また、地表面の摩擦による成分 $\vec{v}'$ については、(5) 式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にする。すなわち、

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

とする。従って、運動方程式 (4)、(5) は次のようになる。

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

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

式 (9) についての境界条件は、次のように考える。上空では

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

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。

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

ここで、 $\vec{v}_0$ は地表 ($z=0$) での風速を表し、 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 Fig. 1 に示す。 z は鉛直軸を表し、 $z=0$ 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

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

となる。ここで、 κ は Karman 定数、 $d (=0.75h)$ ¹⁹⁾ は零面

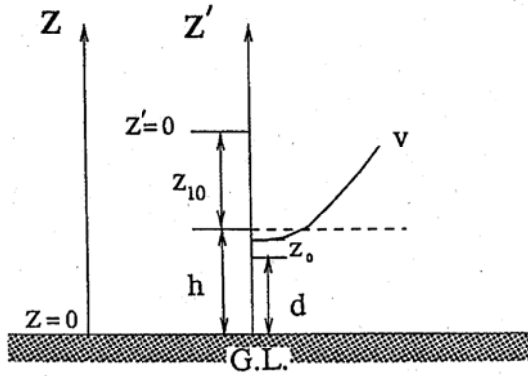


Fig. 1 鉛直座標系
(Coordinate system in vertical direction)

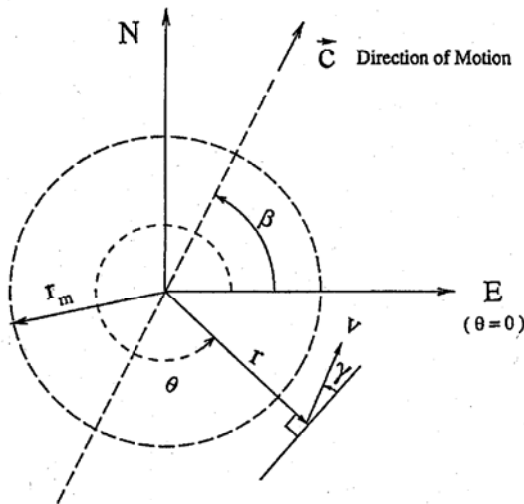


Fig. 2 水平座標系
(Coordinate system in horizontal direction)

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 ($h = a \times z_0^{0.86}$) を用いて表した。 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, 10m 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。

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

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

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 (Fig. 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。

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

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うことの物理的な意味は自由大気中の風速 $\bar{v}_g$ のパターンが保存されたまままで台風の進行速度 $\bar{c}$ で移動するとの仮定で説明される。また, 軸方向の分速度 v_{rg} は連続式から次のように求められるが,

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

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 地表面の摩擦による成分 $\bar{v}$ について

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

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

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

ただし, 本研究では, 速度成分の θ に対する微分量が速度成分そのものに比べ, オーダーが一つ小さいとした。更に,

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

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

とおくと, 式 (17), (18) は次のようになる。

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

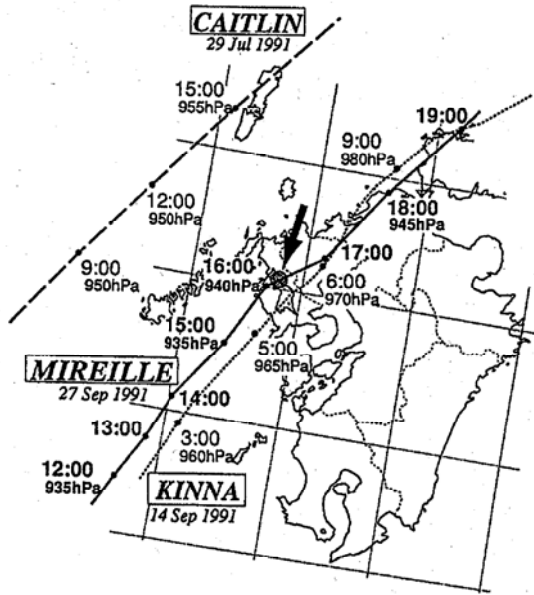


Fig. 3 台風の進路
(The traces of typhoon Caitlin (T9109),
Kinna (T9117), Mirreille (T9119))

$$-2\lambda^2 v_r'' = \frac{\partial^2 v_\theta}{\partial z^2} \quad (20)$$

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。

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

上空での境界条件 (10) を考慮すれば、

$$v' = B \exp[-(1+i)\lambda z] \quad (22)$$

が得られる。ここで、 $B = B_1 + iB_2$ は定数で、地表面での境界条件 (11) から決められる。最終的な解は次のようになる。

$$v_\theta = v_{\theta g} + e^{-\lambda z} [B_1 \cos(\lambda z) + B_2 \sin(\lambda z)] \quad (23)$$

$$v_r = v_{r g} - \xi e^{-\lambda z} [B_2 \cos(\lambda z) - B_1 \sin(\lambda z)] \quad (24)$$

ここで、

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

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

Table 1 台風パラメータの一覧
(Summary of parameters used in three
typhoon simulations)

name	date (J.S.T)	time (J.S.T)	latitude (deg)	longitude (deg)	β (deg)	C (m/s)	p_c (hpa)	Δp (hpa)	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
		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
T9117	91.09.14	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	14.17	980.0	33.0	65.62
		10	34.4	131.30	32.78	19.22	981.7	31.3	73.72
		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
T9119	91.09.27	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

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

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 $v_{\theta g}$ 、 $v_{r g}$ を用い、収束するまで繰り返し計算し、解を求めた。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。風速及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）及び風向計（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。Fig. 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Table 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。

Fig. 4~6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。風速（Fig. 4-b, Fig. 5-b, Fig. 6-b）の値は z_0 に大きく依存していることが分かる。

台風T9109の場合は、12:00以前では $z_0=0.07m$ の計算曲線が観測データに一致するのに対して、13:00以後は $z_0=0.5m$ の計算曲線が観測データに一致する。風向が180度を越えると、風速は急に小さくなっていることがFig. 4から分かる。

台風T9117の場合は、6:00以前では $z_0=0.5m$ の計算曲線が観測データに一致するが、6:00以後では $z_0=6m$ 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時の風向が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、15:30以前に、 $z_0=4m$ を用い

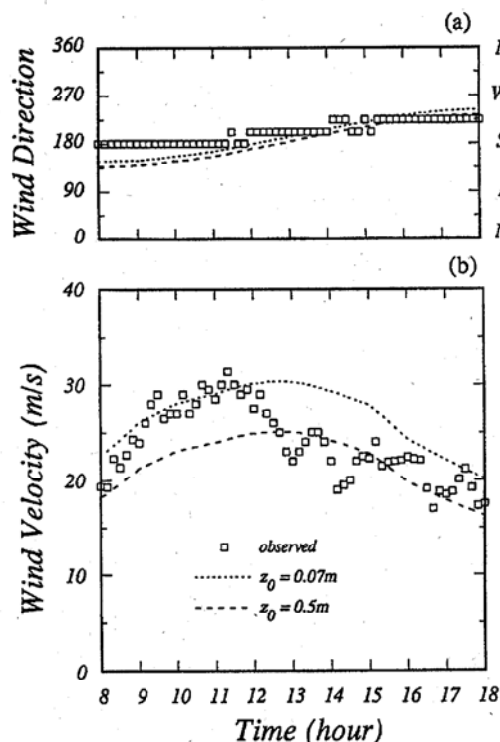


Fig. 4 台風T9109の風速、風向の時間変化
(Time variation of the computed and observed wind velocity and direction for typhoon Caitlin (T9109); short dashed line ($z_0=0.5m$); dotted line ($z_0=0.07m$); square, observed data)

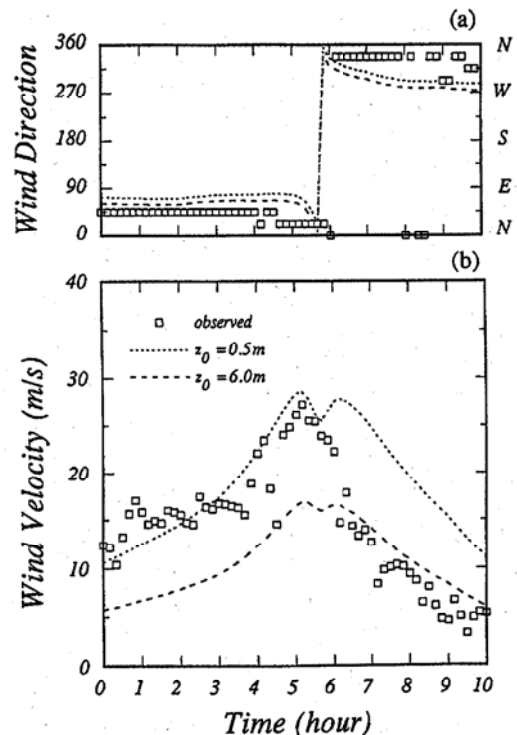


Fig. 5 台風T9117の風速、風向の時間変化
(Time variation of the computed and observed wind velocity and direction for typhoon Kinna (T9117); short dashed line ($z_0=6m$); dotted line ($z_0=0.5m$); square, observed data)

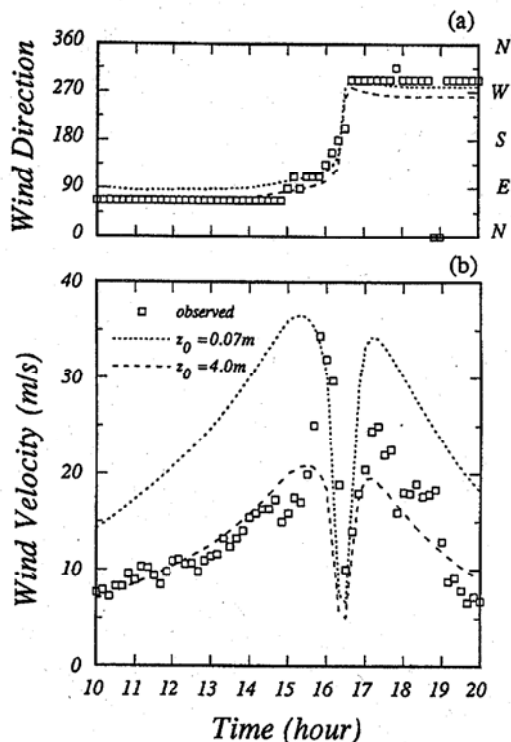


Fig. 6 台風 T9119 の風速, 風向の時間変化
(Time variation of the computed and observed wind velocity and direction for typhoon Mireille (T9119); short dashed line ($z_0 = 4m$); dotted line ($z_0 = 0.07m$); square, observed data)

た計算値は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 $z_0 = 0.07m$ の計算結果によく一致する。風速の急変は, 風向が 90 度を越えた時点で起きていることが Fig. 6 から分かる。

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。Fig. 7 は観測点周辺の地形 (陰の領域は 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, 北東及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, この二方向における粗度長は比較的大きい値 ($z_0 = 4m \sim 6m$) をとることも説明される。更に, 北東と北西の丘の間は谷間となっており, この方向 (0 度 ~ 45 度, $z_0 = 0.5m$) から吹いてくる風が強かったのもこの地形 (Fig. 7) 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

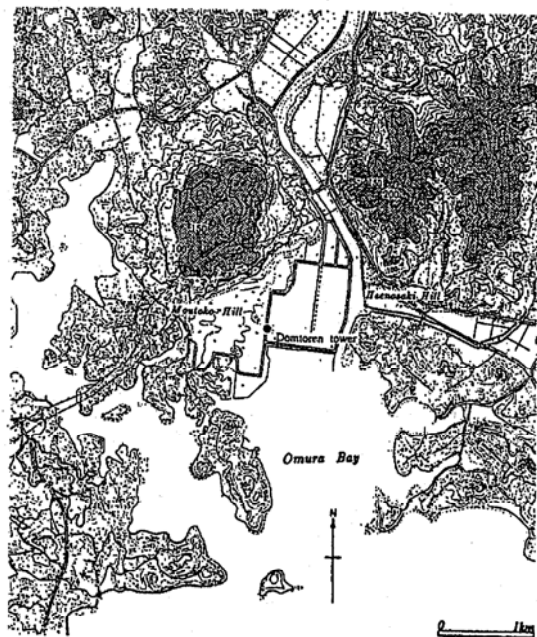


Fig. 7 観測点周辺の地形
(Topography of the Huis Ten Bosch. Areas higher than 100m are presented in shadows)

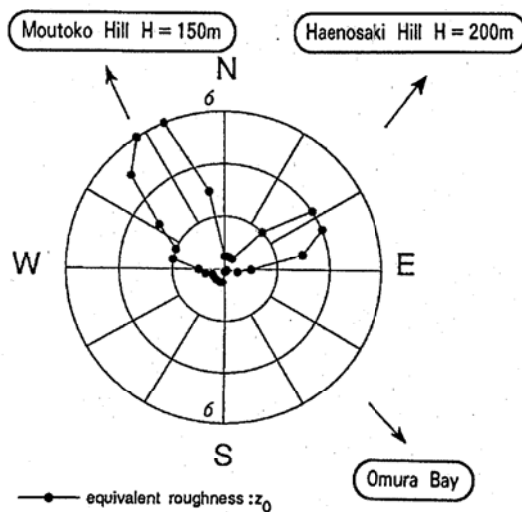


Fig. 8 相当粗度長 z_0 の風向別分布
(Polar diagram of equivalent roughness z_0 at the Huis Ten Bosch)

を一つのパラメータ z_0 で表した。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 (観測あるいは風洞実験から), 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。Fig. 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わかる。 z_0 と地表の被覆条件との関係についてはいま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Table 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、台風観測データの無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。

Fig. 9~12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。Fig. 12, Fig. 13は本モデルによる計算値と観測値を比較したもので、風速及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。

Table 2 既往の風荷重評価指針における粗度長 $z_0(m)$
(Roughness length $z_0(m)$ in previous proposals and loading codes)

Terrain Category	Davenport 1963	Counihan 1975	Wieringa 1986	ECCS 1987	Choi, Kanda 1990
I	0.0002 } 0.004	0.0004 } 0.02	0.002 } 0.006	0.005	0.0005 } 0.04
II	0.01 } 0.06	0.01 } 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 } 5.0	1.0 } 4.0	1.12	1.0	0.4 } 2.0
V			1.6	2.5	1.5 } 4.0

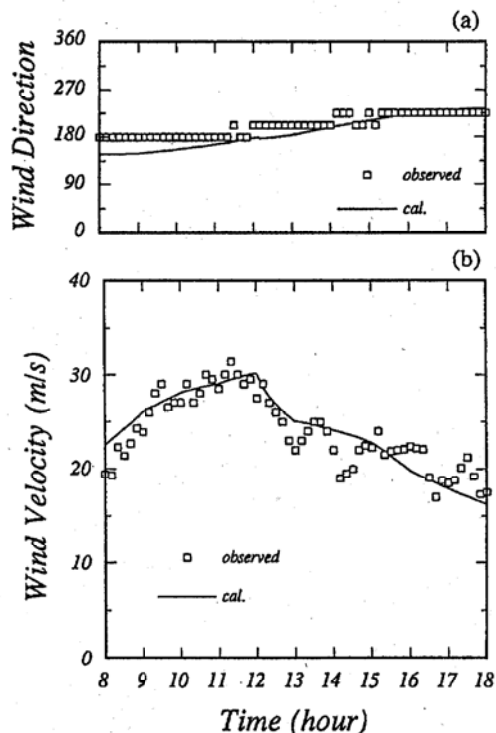


Fig. 9 台風T9109の風速、風向の計算値と観測値の時間変化
(Time variation of the computed by using calibrated equivalent roughness z_0 and observed wind velocity and direction for typhoon Caitlin (T9109); solid line, computed; square, observed)

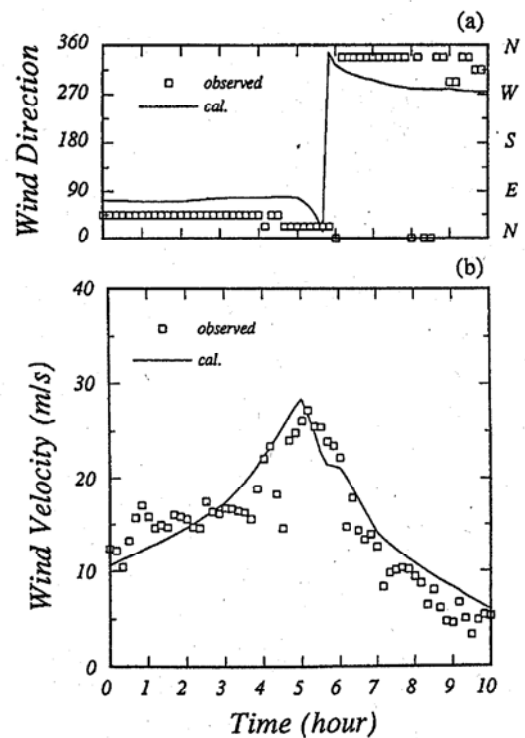


Fig. 10 台風T9117の風速、風向の計算値と観測値の時間変化
(Time variation of the computed by using calibrated equivalent roughness z_0 and observed wind velocity and direction for typhoon kinna (T9117); solid line, computed; square, observed)

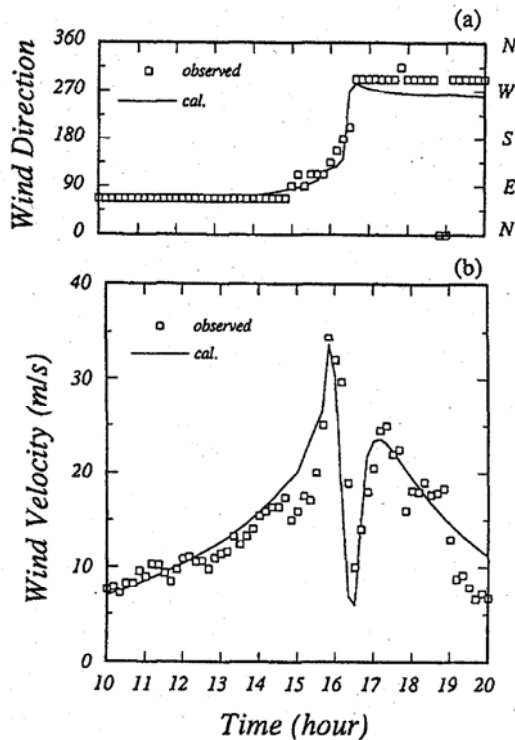


Fig. 11 台風T9119の風速、風向の計算値と観測値の時間変化
(Time variation of the computed by using calibrated equivalent roughness z_0 and observed wind velocity direction for typhoon Mireille (T9119); solid line, computed; square, observed)

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うことにした。比較の対象としたのはGeorgiouら(1983)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、次の関数形で表すことにした。

$$G(x)=G(\infty)+[G(x_p)-G(\infty)]\left(\frac{x}{x_p}\right)^{k-1}\exp\left[\left(1-\frac{1}{k}\right)\left(1-\left(\frac{x}{x_p}\right)^k\right)\right] \quad (25)$$

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

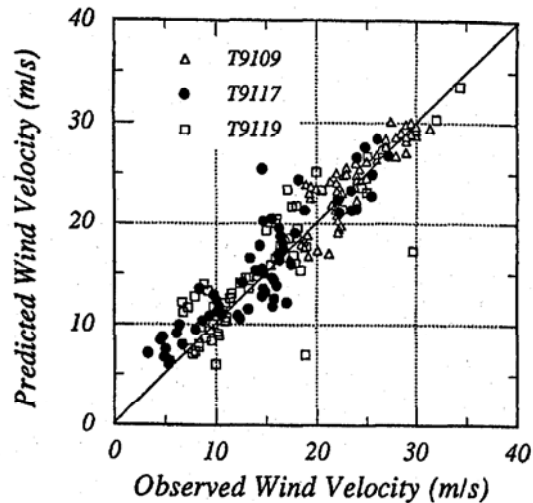


Fig. 12 風速の計算値と観測値との比較
(Comparison of wind velocities computed by using present model and observed data)

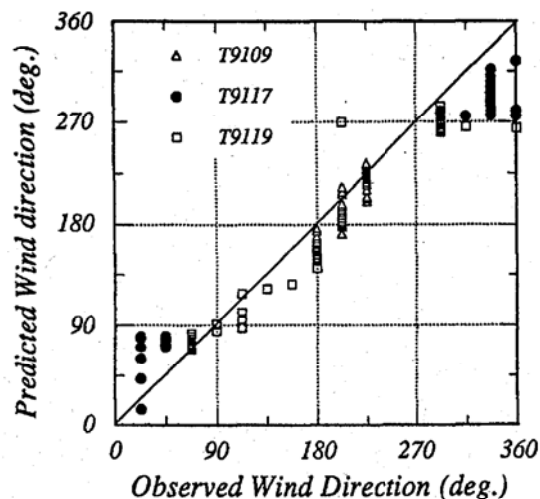


Fig. 13 風向の計算値と観測値との比較
(Comparison of wind directions computed by using present model and observed data)

詳しい説明は文献7を参照されたい。以下、このモデルをモデル1(model-1)と呼び、本研究で得られた近似解法をモデル2(model-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Table. 1に示す。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

$$v(z)=E^{IV}(z)/E^I(10)v_S \quad (26)$$

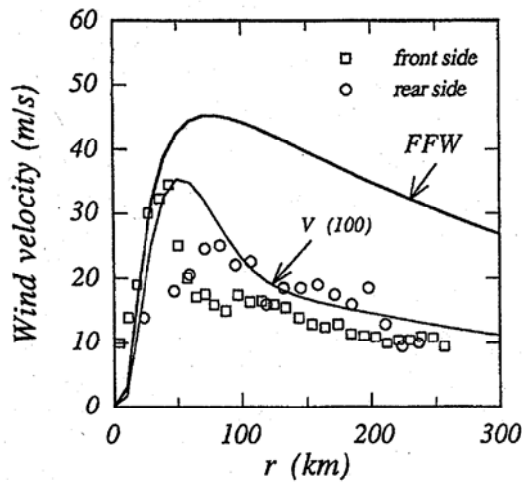


Fig. 14 台風T9119の風速の半径方向の分布
(The radial distribution of wind speed for the typhoon Mireille (T9119); symbol, observed; solid line, simulated using model-1)

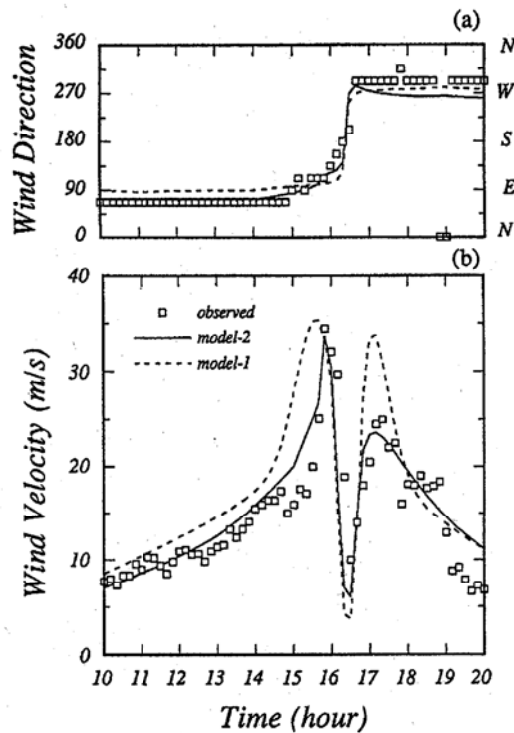


Fig. 15 台風T9119の風速、風向の時間変化についてのモデル計算の比較
(Comparison of time variation of the wind velocity and direction computed by model-1 and the present model)

求める。ここで、 v_s は海上10mの高さでの風速を表し、 E^{IV} 、 E^I は変換係数で、それぞれ1.43、1.2の値をとる。Fig. 14は台風T9119のモデル1による計算結果を示し

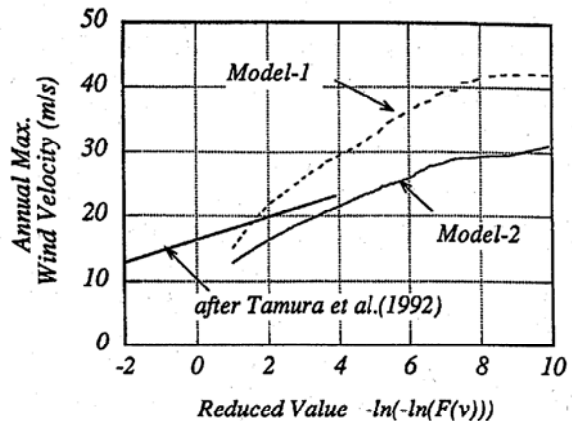


Fig. 16 台風シミュレーションにより求めた東京での年最大風速
(Simulated annual maximum wind velocity in Tokyo)

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、台風の中心付近の風速の変化は地形の影響が含まれていることはすでに前節に説明した。しかし、モデル1ではこのような地形の変化を考慮せずに、Fitting Parameterを決めてしまうことには問題がある。Fig. 15には両モデルの計算結果を観測データとともに示す。風向きについては両モデルとも大きな差はないが、風速についてはモデル1を用いた計算結果は、16時以降の風速を過大評価していることが分かる。

Fig. 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5m/s～10m/sとなっている。この違いは上空風(FFW)を地上風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

台風の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),7)}。また、inflow 角度は30度に近い値をとると言われている⁷⁾。これらの観測結果についての理論的な

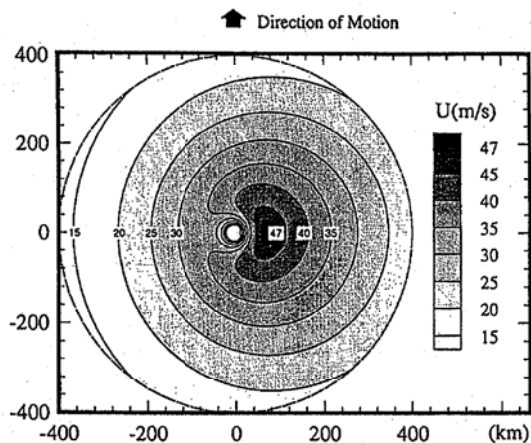


Fig. 17 FFWのコンター図
(Contours of gradient height wind field
calculated using the present model)

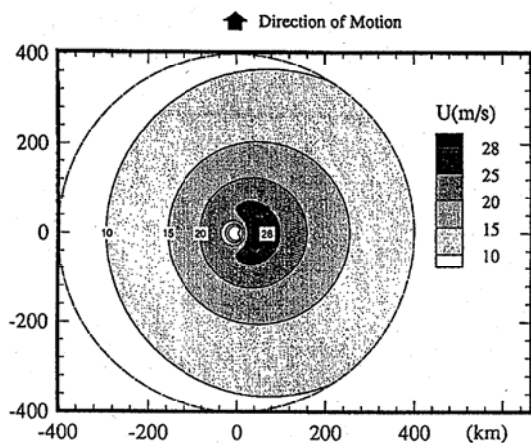


Fig. 18 地表風のコンター図
(Contours of surface wind velocity
calculated using the present model)

解釈はほとんどなされていない。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 ($z'=0m$) の空間分布を調べてみる。台風パラメータの選定は第3節に解析した3つの台風を参考にして定め、 $\Delta p=60hPa$ と、 $r_m=80km$ 、 $c=15m/s$ 、 $z_0=0.1m$ とした。

Fig. 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 の値にはほぼ等しい。Fig. 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れており、台風時の地表風の観測結果と一致している。Fig. 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

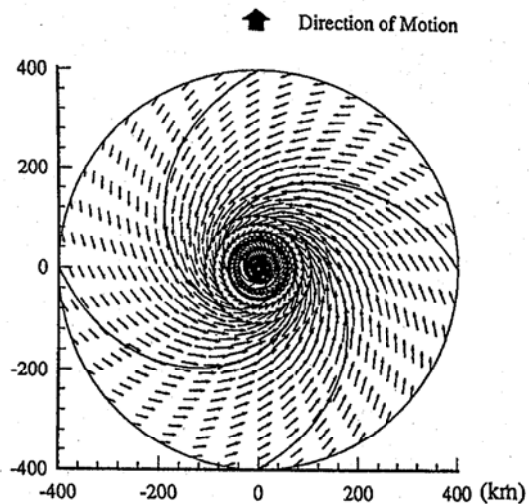


Fig. 19 地表風の風速ベクトルの分布
(Velocity v_θ , v_r vectors on the surface
calculated using the present model.
Streamlines are also presented)

り強い収束流が存在することが分かる。

Fig. 20, Fig. 21はそれぞれ風速比 $G(r)$ 、inflow 角度 γ 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2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。Fig. 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 $z_0 = 0.01m, 0.05m, 0.1m, 0.15m$ 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ることが分かる。これは、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地表面粗度の変化によるものであると考えられる。Fig. 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 の値が小さい時、小さく、 z_0 の値が大きくなると、大きくなる。また、台風の中心近くを除けば、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よく説明していると思われる。

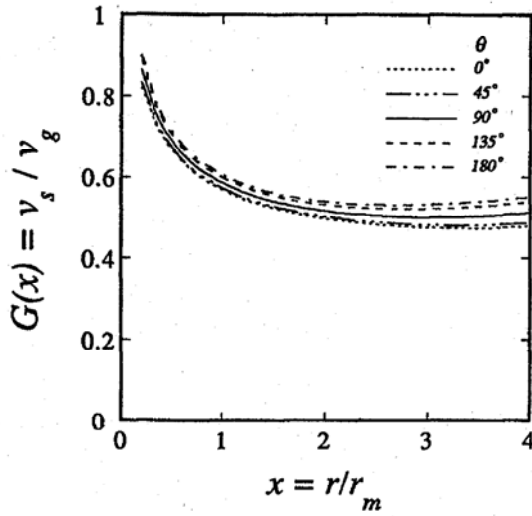


Fig. 20 方位別風速比 $G(r)$ の分布
(Ratio of surface to gradient wind speeds in various orientations calculated using the present model)

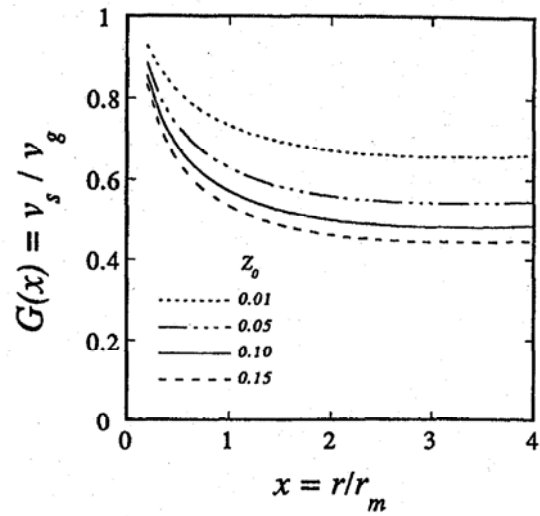


Fig. 22 平均風速比 $G(r)$ の z_0 による変化
(Averaged ratio of surface to gradient wind speeds calculated using various z_0)

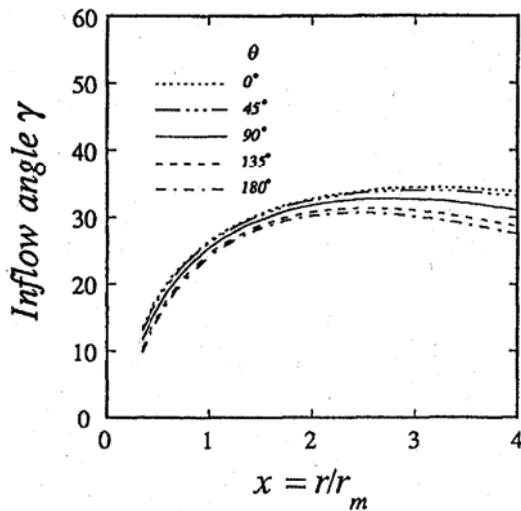


Fig. 21 方位別inflow角度 γ の分布
(Inflow angle γ of surface wind in various orientations calculated using the present model)

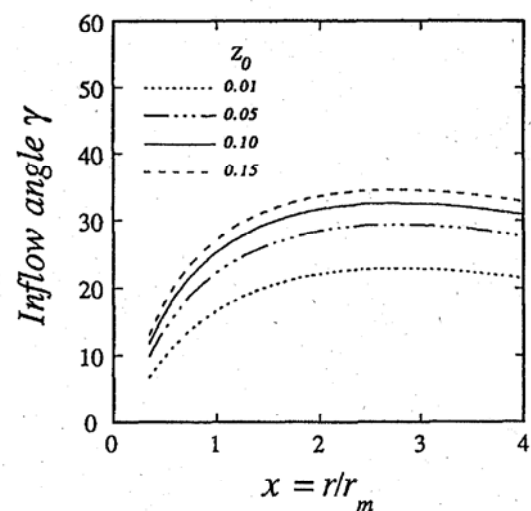


Fig. 23 平均inflow角度 γ の z_0 による変化
(Averaged inflow angle γ of surface wind calculated using various z_0)

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 との関係を明らかにし、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。

謝辞

本研究に当たって、貴重な台風観測データを提供して頂いた東京工芸大学の田村幸雄教授及び清水建設(株)技術研究所嶋田健司研究員に謝意を表します。

参考文献

- 1) 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.
- 2) 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.
- 3) 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.
- 4) 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.
- 5) Batts, M.E., Cordes, M.R., Russell, L.R., Shaver, J.R. and Simiu, E., : Hurricane wind speeds in the U.S.A., NBS Building Science series 124, Nat.Bur. of Standards, Washington, 1980.
- 6) Martin, G.S. : Probability distributions for hurricane wind gust speeds on the Australian Coast, *Proc. I. E. Aust. Conf. On Appl. Probability theory to Structural design*, Melbourne, 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, June, 1986, pp.1 - 12.
- 8) Terada, K. and Kondo, J. : Trajectory of air parcel and energy supply from the ocean in Typhoon area, *海と空*, Vol.48, No.1, 1972, 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. 25B1, 1982, 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, pp.1057 - 1058.
- 11) Yoshizumi, S. : On the asymmetry of wind distribution in the lower layer in typhoon, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol 46, No.3, 1968, pp.153 - 159.
- 12) Rosenthal, S. L. : A theoretical analysis of the field of motion in the hurricane boundary layer, *National Hurricane Research Project Report*, No.56, 1962, 12pp.
- 13) 斉藤, 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, pp.775 - 780.
- 14) 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解析, *第8回風工学シンポジウム論文集*, 1984, 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9回風工学シンポジウム論文集*, 1986, pp.43 - 48.
- 16) 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.
- 17) Schloemer, R.W. : Analysis and synthesis of hurricane wind patterns over Okeechobee, Florida. *Hydrometeorological Report*, No.31, 1954, 49pp.
- 18) 孟, 松井, 日比 : 台風に伴う強風場についての理論解析, *風工学年次講演会*, 1993, pp.7 - 8.
- 19) Simiu, E. : Equivalent statics wind load for tall building design, *Proc. 4th ICWE*, Cambridge Univ. Press, 1977, pp.721 - 733.
- 20) Lettau, H.H. : Physical and meteorological basis for mathematical models of urban diffusion processes. *Proc. Symp. on Multiple - Source Urban Diffusion Models*, U.S. Environ. Protect Agency, Publ. AP - 86 Research Triangle Park, N.C., 1970, pp.2.1 - 2.26.
- 21) Helliwell, N.C. : Wind over London, *Proc Wind effects on Buildings and Structures*, Tokyo, 1971, pp.23 - 32.
- 22) Kondo, J., Yamazawa, H. : Aerodynamic

- roughness over an inhomogeneous ground surface, *Boundary - Layer Meteo.*, Vol.35, 1986, pp.331 - 348.
- 23) Smith, R.K. : The surface boundary layer of a Hurricane, *Tellus*, Vol. 20, Almquist and Wiksells Boktryckeri, Stockholm, 1968, pp. 473 - 484.
- 24) Tamura, Y., Shimada, K., and Hibi, K. : Wind Response of a tower (Typhoon observation at the Nagasaki Huis Ten Bosch) *Proc. of 2nd. Bluff Body Aerodynamics and its Applications*, Austratia, Dec. 1992.
- 25) Davenport, A.G. : The relationship of wind structure to wind loading, *Proc. Symp. No. 16, "Wind effects on building and structures"*, Natl. Phsy. Lab., 1963, H.M.S.O., 1965 pp. 54 - 102.
- 26) Counihan, J. : Adiabatic atmospheric boundary layers. A review and analyses of data from the period 1880 - 1972, *Atmos. Environ.*, Vol.9, 1975, pp.871 - 905.
- 27) Wieringa, J. : Roughness - dependence geographical interpolation of surface wind averages, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, Vol. 112, 1986, pp.867 - 889.
- 28) ECCS : Recommendations for calculating the effects of wind on constructions; 2nd Edition, Technical Committee 12, No. 52, ECCS, 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, Oct., 1990, pp.23 - 43.
- 30) 建築物荷重指針・同解説, 日本建築学会, 1981, pp. 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, 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, pp.43 - 48.