

台風域内の強風と地形との間の統計的關係についての 一考察

藤井 健・光田 寧

A STUDY ON THE STATISTICAL RELATIONSHIP BETWEEN THE SURFACE AND GRADIENT WINDS IN A TYPHOON IN RELATION TO THE SURROUNDING TOPOGRAPHY

By Takeshi FUJII and Yasushi MITSUTA

Synopsis

The statistical relationship between the surface and gradient winds in a typhoon in relation to the surrounding topography is studied. The gradient wind is computed from the pressure profile of the past destructive typhoons, which is represented with the Schloemer's formula. The ratio, R_g , of the surface wind speed, V_s , to the gradient wind speed, V_{gr} , is computed for wind directions and compared with the topography surrounding the weather station. The topography is represented by the standard deviation, σ_h , of altitude, h , of the ground surface in the windward direction, weighted for the distance from the station. It is found that R_g can be approximated as exponentially decreasing with σ_h .

1. 序

各気象官署で開設以来観測された順位10位までの日最大風速（平均風速）は、気象庁の編集による日本気候表¹⁾にまとめられているが、これらの風の原因となった気象現象を調べ、台風によるものの割合を調べてみた。その結果は **Fig. 1** に示すようになるが、関東および信越地方以西では、山陰地方の一部を除いて、順位10位までの激しい風はほとんど台風の通過に伴って発現していて、これらの地域を台風の常襲地帯とみなすことができる。したがって、このような地帯において風速の再現期待値などを求める場合には、台風による強風のみを対象としても、実用上において問題となるような大きな差は生じないであろう。

また、各気象官署開設以来の日最大風速の地理的分布は **Fig. 2** のようになる。この分布は複雑で、隣接した官署の間でも著しい差があるところが少なくない。しかし、**Fig. 1** に示した台風常襲地帯における分布は、東北・北海道地方に比べて一層複雑となっている。これには、観測年数の長短や周囲の地形の相違が多少関係していると考えられるが、台風の中心付近の激しい渦巻きによる強い風の範囲は幅数 10 km 程度にすぎなく、この強風域がある場所を通過する頻度に比べて、数10年から100年という観測期間は短過ぎることによると考えられる。

このように、頻度の少ない台風に伴う強風の予測のためには、過去の風の記録の統計だけを利用するのは不十分であり、台風の気圧分布について確率モデルを作成し、それをある地域内では同一な頻度で発現するとして、対象とする場所における風速の期待値を計算し、単一の場所を襲う台風の頻度の少なさを補う方法が考えられる。このような考えにおいては、台風の気圧モデルから地表の風を推測する方法が重要な問題となる。

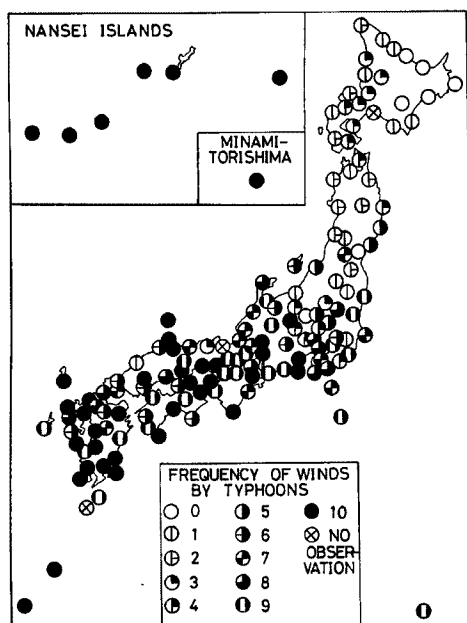


Fig. 1. The geographical distribution of frequency of the winds caused by typhoons in the 10-ranking daily maximum wind speeds. The weather stations, which have the wind records for the shorter periods than 10 years, are excluded.

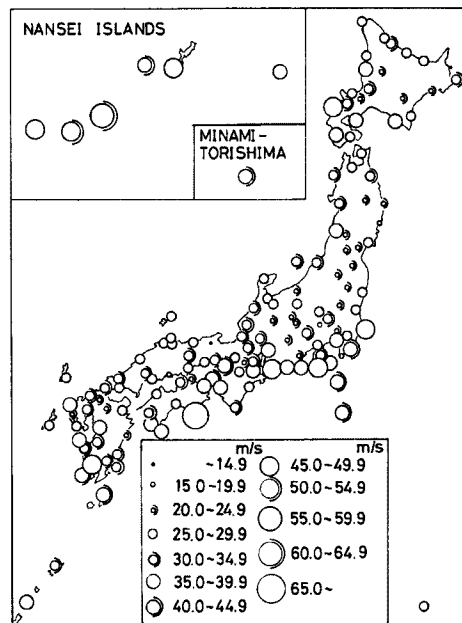


Fig. 2. The geographical distribution of the maximum surface wind observed at the stations shown in Fig. 1. The mountain stations are excluded.

台風の気圧分布については、1951~1984年の34年間に日本本土に上陸した中心気圧 980 mb 以下の台風49個について、各地点における毎時の気圧値から最小二乗法により1時間毎に気圧の解析を行った²⁾³⁾⁴⁾。この解析においては、等圧線は同心円状に分布するとし、半径方向の気圧分布は、Schloemer⁵⁾による指数的分布形をしていると考えた。すなわち、中心からの距離 r における海面気圧 p は、

$$p = p_c + \Delta p \exp(-1/x) \dots\dots\dots (1)$$

と表され、この式で、 p_c は中心気圧、 Δp は周辺気圧からの p_c の低下量である。また、 x は r と最大旋衡風速半径、 r_m の比、 r/r_m である。

気圧分布から計算した傾度風と観測された地表風との間の関係を調べたところ、これは場所や風向によって大きく変化していた⁶⁾。したがって、実際に任意の場所で傾度風から地表風を求めようとする場合、その場所の周辺の地形を考慮に入れた傾度風と地表風の比較が必要である。

本研究においては、傾度風速と実際に観測された地表風速との比を求め、その比の大きさと地形との間の関係について調べることにし、地形を表現する方法として風上方向における地表面の標高の標準偏差を用いることにした。以下にその結果について述べる。

2. 地形の資料

日本国土の数値化された詳細な地理的情報については、建設省国土地理院によって国土数値情報として整備され、磁気テープに収められている。本研究においては、この情報の中の傾斜度・高度データファイル KS-124 にある第三次地域区画1/4地域メッシュ（格子間隔約 250 m）の標高データを利用した。

標高データは緯線および経線で構成された格子点上で与えられているが、これを Fig. 3 に示すように、観測点を極とする極座標 (η, θ) で表した格子点に移し変えた。なお、 η は動径座標であり、 θ は偏角座標で北の方向を基準として時計回りに測った角とする。この座標変換において、点 (η, θ) の標高 h は、この点を取り囲む数値情報の座標系における 4 格子点 (i, j) , $(i+1, j)$, $(i, j+1)$ および $(i+1, j+1)$ の標高から内挿により求めた。なお、このさいに、標高値には点 (η, θ) から各格子点までの距離に反比例する重みをつけた。

η 方向の地表面の起伏は、 h の値についての η 方向の標準偏差 σ_h で表すことにする。このとき、観測点からの距離、 η における h の値に対する重みの関数 w を次のような関数形で与えることにする。

$$w = \frac{\eta_0^k + \eta_1^k}{\eta_0^k + \eta^k} \quad \dots\dots\dots (2)$$

この式において、 η_1 は $w = 1$ となる η の値、 η_0 は $\eta = 0$ における w の値の 1/2 を示す η の値である。また、 k は w の η 方向の分布の形を与えるパラメーターである。

このとき標準偏差 σ_h は、

$$\sigma_h = \sqrt{\frac{\sum w(h - h_m)^2}{\sum w}} \quad \dots\dots\dots (3)$$

と表される。ここで、 h_m は h の重み w つきの平均値であり、

$$h_m = \frac{\sum wh}{\sum w} \quad \dots\dots\dots (4)$$

である。

地形について考える領域は、観測点を中心とした半径 30 km 以内とする。また、 η 方向の格子間隔 $\Delta\eta$ は 0.25 km、 θ 方向のそれ $\Delta\theta$ は 1.5° とする。

k と η_0 の値を変えると近くと遠くの格子点に対する w の効果の割合が変化し、数組の k と η_0 , η_1 の値の組み合わせについて σ_h を求めて、これと地表風との間の関係について調べることにする。

3. 傾度風速と地表風速

傾度風速、 V_{gr} は

$$\frac{V_{gr}^2}{r_t} + fV_{gr} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} \quad \dots\dots\dots (5)$$

と定義される。この式で、 ρ は空気密度、 f はコリオリ因子、 r_t は流跡線の曲率半径である。この r_t は台風のように気圧が移動している場合には、流線すなわち等圧線の曲率半径 r_i とは一致していない。しかし、Blaton の公式を用いると、 r_t を r_i で置き換えることができる、すなわち

$$\frac{1}{r_t} = \frac{1}{r_i} \left(1 - \frac{C}{V_{gr}} \sin \alpha \right) \quad \dots\dots\dots (6)$$

この式で、 C は台風の気圧場の移動速度、 α は台風の中心と観測点を結ぶ方向が移動方向に対してなす角で時計回りの向きを正とする。

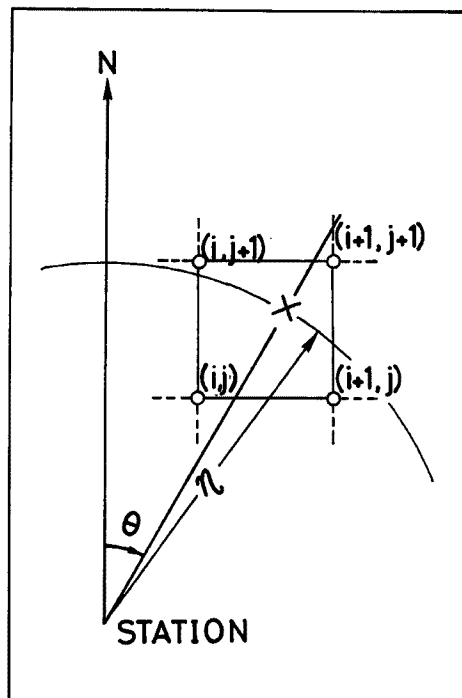


Fig. 3. The distribution of the grid points. $\circ$ denotes the grid points of 1/4 mesh in the third degree area of the Japanese Land Numerical Information constructed by the Geographical Survey Institute, and $\times$ the grid points on the polar coordinates (η, θ) used in the present study.

台風が観測点より 200 km 以内にある場合について、Schloemer の式で表した気圧分布とバランスする傾度風速を求め、実測された地表風速 V_s との間の比、 $R_V (=V_s/V_{gr})$ と風上方向の地表面の起伏をしめす標高の標準偏差、 σ_h との関係について調べた。

なお、地表風の測定高度は官署によって異なっているが、風速の高度変化についてはっきりしていないこともあるので、高度の補正を行わないで、風速の測定値をそのまま用いた。

風速が弱い場合をも含めると、 σ_h と R_V の関係があいまいになることも考えられる。そこで、ここでは、風が強い場合のみについて調べることにし、統計の対象は傾度風速が 10m/s 以上の場合とした。

また、著者らの調査⁷⁾⁸⁾によると、南西諸島を襲った 2 個の猛烈な台風 7705 号と 7709 号においては、 R_V の値は最大風速半径の内側で 1 を超えていて、地表風速はいわゆる supergradient の風になっている領域があった。したがって、最大風速半径の内側、すなわち、 $x < 1$ においては、 R_V の値は中心からの距離とともに変化することが考えられるが、これについては別に調べることにして、ここでは、 R_V の半径方向の変化が小さいと考えられる $x > 1.0$ の領域のみを対象とする。

さらに、風速の資料が少ない場合には、 R_V の値の信頼性に問題があるので、5 個以上の資料が得られた傾度風向のみを統計の対象とする。

4. 地表面の起伏と風速比の関係

地表面の標準偏差、 σ_h と風速比、 R_V の統計的関係の調査のために対象とした地域は四国、近畿、中国地方である。ただし、このうち、日本海測と山口県の地域を除外する。また、大阪については、1968 年に官署が移転し、その前後で風速計の地上高度が 19.2 m から 53.0 m と著しく高くなったために除外し、調査の対象としたのは 22 地点である。

地点ごとの R_V の値について、8 方位で表した傾度風の風向ごとに R_V の平均値 $\overline{R_V}$ を求めた。一方、 σ_h については、傾度風向と地表風向の間の地形が R_V の値と最も関係が深いと考えられるので、風速比の平均をとった範囲よりも 22.5° だけ反時計回りにずらせた範囲の σ_h の平均値 $\overline{\sigma_h}$ を求めて $\overline{R_V}$ と比較することにする。たとえば、傾度風向が北東の $\overline{R_V}$ (θ が 22.5° と 67.5° の間の平均値) に対して、 θ が 0° から 45° の間の平均値 $\overline{\sigma_h}$ と比較することにする。ここで η_1 は 5 km とした。

地形を $\overline{\sigma_h}$ で表し、 $\overline{R_V}$ との間の統計的関係を調べる場合に、海岸近くの断崖上にある観測点において海上の方向から吹いてくる風の場合のように、観測点の風速計の位置よりも風上方向の地表面が低く、 h_m と観測点の海拔高度 h_o との差 $h_m - h_o$ の値が負となる場合には、地形を σ_h だけで表わすことには問題があると考えられる。そこで、ここでは、 $h_m - h_o > 0$ の風向のみを対象とした。

Table 1. The parameters of the weighting function (Eq 2), and the coefficients for Eq (7) representing the relation between σ_h and R_V , and the r.m.s. error of R_V for 22 stations in Japan, η_1 being 5 km.

Case	k	η_0 (km)	Number of data	a ($\times 10^{-3} \text{m}^{-1}$)	b	r.m.s. error
1	3.0	2.5	28	2.44	0.494	0.138
2	2.0	2.5	43	2.20	0.511	0.115
3	2.0	5.0	51	2.06	0.520	0.112
4	2.0	10.0	55	2.02	0.535	0.115
5	2.0	15.0	57	2.00	0.538	0.113
6	No weight		62	2.41	0.588	0.116

式(2)で表した重みの関数のパラメーター k と η_0 の値として5ケースを選び、これを **Table 1** に示す。また、各ケースにおける w の分布を **Fig. 4** に示す。これらの分布において、観測点に近い地形を最も重視するのはケース1である、ケース6は重みを全く掛けない場合である。
 $\bar{\sigma}_h$ と $\bar{R}_V$ の風向にともなう変化の例として、高知および徳島について **Figs. 5(a)~(b)** に示す。これらの地点のすぐ近辺は地形の起伏が小さく、近くの地形をより重視したケースほど $\bar{\sigma}_h$ が小さくなる傾向がある。

高知においては、**Fig. 5(a)** に示したように、北の方向で $\bar{R}_V$ は極小であり、これは北北西方向の $\bar{\sigma}_h$ の極大と対応している。

徳島においては、**Fig. 5(b)** に示したように、西の方向で $\bar{R}_V$ は極小であり、これは西北西方向の $\bar{\sigma}_h$ の極大と対応している。

このように、 $\bar{\sigma}_h$ の極大と $\bar{R}_V$ の極小、あるいは逆に $\bar{\sigma}_h$ の極小と $\bar{R}_V$ の極大と対応している場合は少なくない。そこで、対象とした22地点で資料が5個以上ある風向について、ケースごとに $\bar{\sigma}_h$ と $\bar{R}_V$ の間の関係を調べてみた。これを **Figs. 6(a)~(f)** に示す。いずれのケースにおいても、 $\bar{\sigma}_h$ が大きくなるにつれて、 $\bar{R}_V$ は減少していく傾向がある。すなわち、地表面の起伏が大きくなるにつれて、地表風速の傾度風速に対する比が小さくなる。この減少の傾向は指数関数的であるので、 $\bar{\sigma}_h$ と $\bar{R}_V$ の関係を

$$\bar{R}_V = a \exp(-b \bar{\sigma}_h) \dots\dots\dots (7)$$

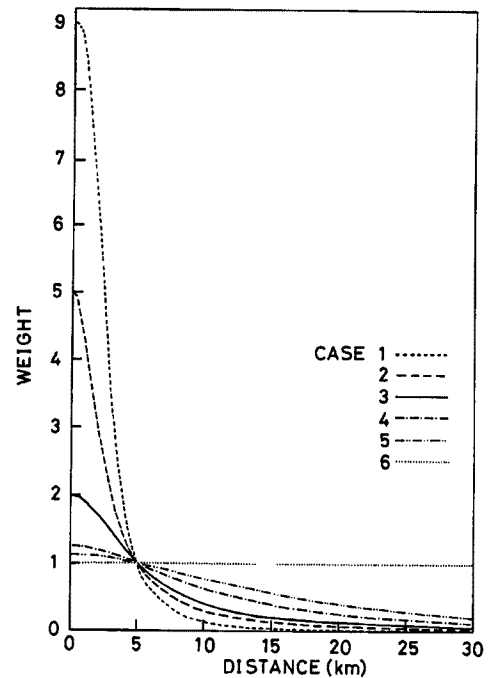


Fig. 4. Change of weight with the distance from the station. The values of parameters k and η_0 are shown in Table 1.

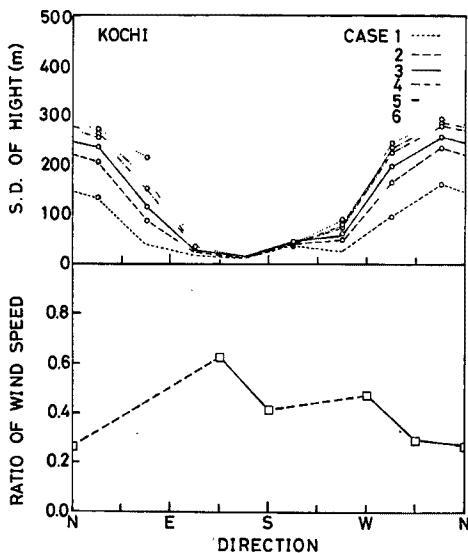


Fig. 5(a). The distribution of $\bar{\sigma}_h$ and $\bar{R}_V$ at Kochi. $\circ$ shows $\bar{\sigma}_h$ for $h_m > h_0$.

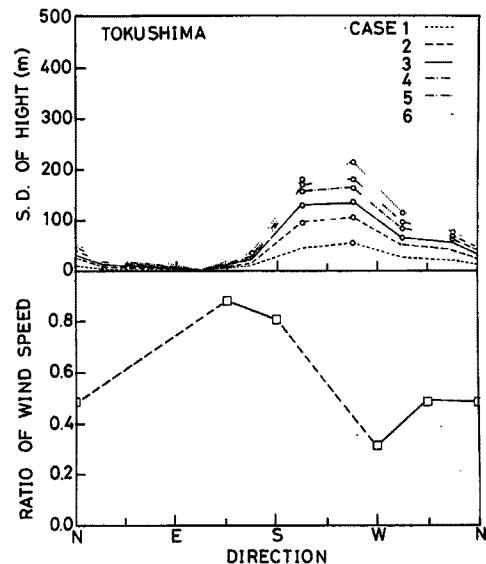


Fig. 5(b). Same as in Fig. 5(a), except for Tokushima.

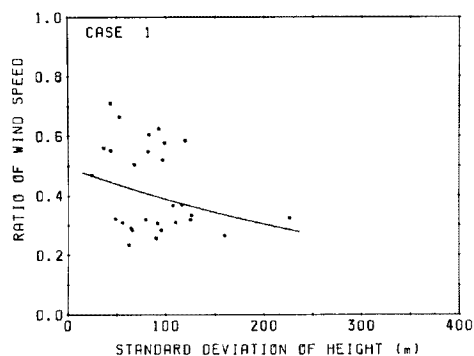


Fig. 6(a) The relation between $\bar{\sigma}_h$ and R_V for Case 1.

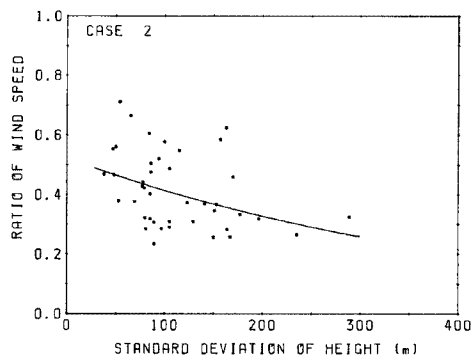


Fig. 6(b) Same as in Fig. 6(a), except for Case 2.

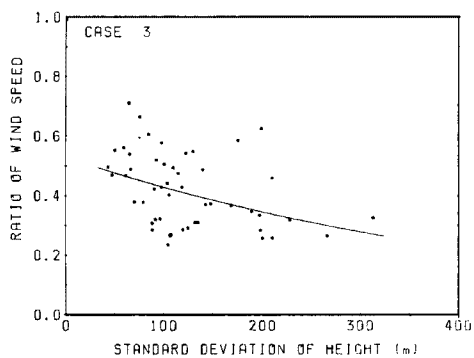


Fig. 6(c) Same as in Fig. 6(a), except for Case 3.

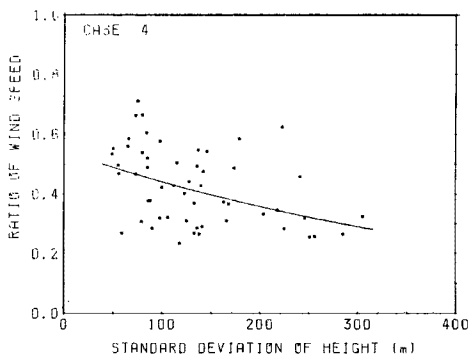


Fig. 6(d) Same as in Fig. 6(a), except for case 4.

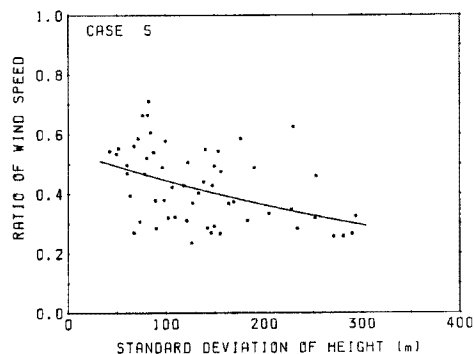


Fig. 6(e) Same as in Fig. 6(a), except for Case 5.

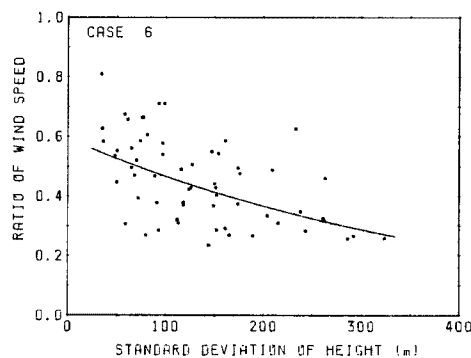


Fig. 6(f). Same as in Fig. 6(a), except for Case 6.

と表されると仮定して、最小二乗法で a と b の値を求め、この式で表したときの r. m. s. 誤差とともに **Table 1** に示した。ケース 1 においては、この誤差は少し大きく、回帰曲線からのばらつきが大きいのが、他の 5 ケースの間では近くの地形を重視する度合いはかなり異なっているにもかかわらず誤差にはほとんど差が現れなかった。

5. 結 語

風上方向の標高の標準偏差でもって地表風の起伏の度合いを表し、台風に伴う強風について、地表風速の

傾度風速に対する比の風上方向の地表面の標高の標準偏差と比較的によい関係があることが判った。しかし今回の調査においては、周囲の地表面が観測点の風速計の位置より高い場合に限ったり、また、台風を中心付近を除いた。したがって、今回の結果を実用的な目的で適用しようとする場合には適用範囲がかなり限定される。また、今回、調査しなかった地表風向の推定方法をも確立する必要がある。さらに、山間部の谷間や岬の先端など局地的に強い風が吹く特殊な地形の場所における地表風の予測方法については本研究における方法とは別の方法を考える必要があると思われる。

今後、今回の調査を基礎として、さまざまな地形における傾度風と地表風の間関係について調べ、台風の気圧場の解析により地表風を推定する方法を確立する予定である。

最後に、本研究における地形の解析の資料として、国土地理院が作成した「国土数値情報」を利用させていただいた。また、この情報の利用に当たって、京都大学防災研究所附属防災科学資料センターの野田均技官にお世話になった。厚く感謝の意を表します。

参 考 文 献

- 1) 気象庁(編)：日本気候表(その3)，おもな気象要素についての極値と順位(観測開始から1980年まで)，日本気象協会，1982，pp. 96-157.
- 2) 藤井 健：台風域内の気圧場の客観解析法，京都産業大学論集，第4巻，第1号，1974，pp. 77-90.
- 3) 藤井 健・塚本 修・光田 寧：日本本土に來襲する台風の統計的性質について，京都大学防災研究所年報，第28号B-1，1985，pp. 463-473.
- 4) Mitsuta, Y., and T. Fujii: Analysis of Typhoon Pressure Patterns over Japanese Islands (II). Journ. Natural Disaster Science, Vol. 8, No. 2, 1986, pp. 19-28.
- 5) Schloemer, R. W.: Analysis and Synthesis of Hurricane Wind Patterns over Lake Okeechobee, Florida. Hydrometeorological Report, No. 31, 1954, 49pp.
- 6) 光田 寧・藤井 健・川平浩二：移動する台風の気圧場から求めた傾度風と実測風との比較，京都大学防災研究所年報，第23号B-1，1980，pp. 271-279.
- 7) 光田 寧・文字信貴・塚本 修・浅井東洋：八重山群島を襲った台風5号(7705)の気象学的特性について，京都大学防災研究所年報，第21号B-1，1978，pp. 405-415.
- 8) 山元龍三郎・光田 寧・文字信貴・塚本 修・末延龍雄：沖永良部群島を襲った台風9号(7709)の気象学的特性について，京都大学防災研究所年報，第21号B-1，1978，pp. 416-425.