

台風時における気圧場から計算した風速と実測された風速との関係

光田 寧・藤井 健*

*京都産業大学一般教育センター

要 旨

1955～1994年に日本本土に上陸した51個の台風について、Schloemer(1954)の気圧分布式を用いて、以前に著者たちが行った気圧場の解析よりも精度を高めて解析をやり直した。その結果を利用して、傾度風風速を算出し、super-gradientの補正を行って、基本地表風速を求めた。近畿地方の気象官署のうちの6地点について、基本地表風速と実測風速の比の値と傾度風の風上方向の数値化した地形との関係を調べた。その結果、京都、彦根、和歌山では、よい対応を示したが、神戸、大阪、奈良では、対応が悪かった。また、和歌山の風速比について、風向方向に伴う地形の影響の差を除去した残差には、1975年以降の値について有意な減少が見られた。

キーワード 台風、気圧分布、傾度風、基本地表風速、地形、風速計

1. はじめに

本研究は、日本本土における台風による風災害を定量的に予測する手法を確立するための研究の一環である。昨年度の年報(光田・藤井, 1996)においては、台風9119号について気圧場から算出した傾度風風速に簡単な補正を施して求めた風速と木造家屋被害率との間の関係について調べ、これらの間には密接な関係があることを報告した。今回は、気圧場から計算した風速と気象官署で実測された地表風速との間の関係について調べた。

以前に、著者たちが開発した台風域内の気圧場の客観解析法(藤井, 1974)を用いて、1951年から1983年までに日本本土に襲った顕著台風の気圧場について解析を行い、その結果をまとめて日本本土を襲う台風の特性を明らかにした(Mitsuta and Fujii, 1986)。この当時に比べると、計算機の機能も格段と向上したので、数値計算の格子間隔を細かくし、また、定数と変数の精度を高くして、計算をやり直してみた。ただし、1951～1954年の台風については、入手した

データ数が少なく、毎時の解析は不可能な場合がある。そこで、今回はこの期間を除き、1955～1994年の40年間に日本本土に上陸した51個の顕著台風について、気象官署における海面気圧の毎時観測資料を用いて、気圧場の客観解析を試み(Fujii, 1997)、その結果を用いた。

次に、解析により得られた気圧場とバランスする傾度風風速を求め、super-gradientなどの簡単な補正を施して、地表風速に換算した。この風速と気象官署で観測された風速の比の値について、数値化した地形との関係を調べた。

最後に、風向に伴う障害物の影響の差を除去した風速比の残差の経年変化について調べてみた。

2. 気圧場の客観解析

台風が日本本土に上陸する頃は、最盛期を過ぎ、衰弱期に入りかけた段階である。しかし、比較的に強い台風については、上陸後数時間までは気圧分布の変形が小さく、同心円状の等圧線の分布で近似す

ることができる。同心円状の気圧分布をもった台風の半径方向の気圧分布を表すための経験式は、いくつか提出されている。これらを比較検討した結果、Schloemer(1954)の式

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

を採用した (Mitsuta et al., 1979)。この式で、 p は中心からの距離 r における海面気圧、 p_c は中心気圧、 Δp は中心気圧低下量、 x は r/r_m で、 r_m は最大風速半径である。

その後、Holland (1980)は、Schloemerの式にもう一個パラメータ B を増やした式

$$p = p_c + \Delta p \exp(-1/x^B) \quad (2)$$

で、オーストラリア近海のサイクロンの気圧分布を解析した結果、 B の値は1.0より大きく、式(1)では不十分であることを示した。しかし、藤井・光田(1995)は、近年に日本本土に上陸した3個の強い台風について、式(2)の B の値を変化させて気圧場の解析を試み、 $B=1.0$ の式(1)ではほぼ妥当な気圧分布を得ている。そこで、本研究では、Schloemerによる式(1)を用いることにした。ただし、ここでは、著者による以前の解析(Mitsuta and Fujii, 1986)に比べて、中心の緯度と経度および r_m の数値計算のための格子間隔を1/2に小さくして、計算をやり直してみた。

気圧場の客観解析のために用いた台風は、1955年から1994年の40年間に日本本土に上陸した台風のうち、上陸時の中心気圧が980hPa以下の51個の顕著台風である。これらの台風について、中心から250 km以内の気象官署における各種気象要素の毎時の観測値についてデータセットを作成してある。また、この気圧場の客観解析の方法については、光田・藤井(1997)に示してある。

3. 基本地表風速

Schloemerの式で近似した気圧分布を用いて、これとバランスする傾度風風速 V_{gr} を算出した。

$$\frac{V_{gr}^2}{r_1} + fV_{gr} = \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dr} \quad (3)$$

この式で、 ρ は空気の密度である。また、 r_1 は流跡線の曲率半径で、次のBlatonの式 (Holmboe, 1945)を用いて流線の曲率半径すなわち等圧線の曲率半径 r で置き換えることにする。

$$\frac{1}{r_1} = \frac{1}{r} \left[1 - \frac{C}{V_{gr}} \sin \theta \right] \quad (4)$$

この式で、 C は台風の中心（気圧場）の進行速度、

θ は進行方向から時計回りに測った角である。

式(4)を式(3)に代入して、傾度風風速を求めると、進行方向の右側では流跡線の曲率半径が大きく、左側では小さくなる。その結果、得られた風速は進行方向の右側で大きく、左側で小さいという非対称性が生じ、移動速度を考慮した傾度風風速が得られる。

大気境界層では、地表面の摩擦のため、等圧線を横切って内に向かう流れが生じる。このため、境界層では、傾度風風速が最大となる半径（ほぼ r_m に等しい）を越えて内側へ流入する。このとき、角運動量をほぼ保存しているとする、風速は傾度風風速を超えて、いわゆるsuper-gradientな風となることが知られている(Gray and Shea, 1973; Mitsuta et al., 1988)。そこで、過去の台風についての調査に基づいて作成した次の式により補正を行うことにした。すなわち、傾度風風速に対する地表風速の比 $Q(x)$ を x の関数として、

$$Q(x) = Q(\infty) + \{Q(0.5) - Q(\infty)\}(2x)^{1.5} \exp\{0.6(1-2x)^{2.5}\} \quad (5)$$

で与えることにした(藤井・光田, 1986)。

この式で、 $Q(\infty)$ は外域における $Q(x)$ の値で、ここでは陸上の風を対象とするので、この値を0.5とした。また、 $Q(0.5)$ は $x=0.5$ における $Q(x)$ の値で、これは、 Δp (単位はhPa) の関数として次の式で与えることにした。

$$Q(0.5) = Q(\infty)(1 + 10^{0.0231\Delta p + 1.96}) \quad (6)$$

この式によると、地表風速は中心からの距離がより外側では傾度風風速の1/2程度であり、その内側ではこの値は大きくなり、 r_m の1/2の半径付近で最大となる。この式によると、 Δp が85hPaより大きい台風では $Q(0.5)$ の値が1.0を超え、いわゆるsuper-gradientな風となる。

式(3)および(4)により求めた V_{gr} の値に $Q(x)$ の補正を施して得られる風速 V_{bs}

$$V_{bs} = Q(x) V_{gr} \quad (7)$$

を、ここでは基本地表風速と呼ぶことにする。

4. 風上方向の地形の数値化

陸上の風は、山岳、地表面の粗度、および建造物など、その場所周辺のさまざまなスケールの障害物の影響を受けている。地表風に及ぼす地形の影響については、ここでは、地表面の起伏を考え、各方向の起伏の程度をその方向の距離30km以内の標高の標準偏差 σ_h でもって数値化することにした (藤井・光田, 1987)。ただし、一般には、地点に近い標高ほどその場所の地表風速には大きい影響を及ぼす

ので、標高にはFig.1に示すような重み w_h を掛けて、近くの標高ほど重視することにした(藤井・劉, 1992)。すなわち、5 km離れた場所の起伏は10 km離れた場所の起伏に比べて2.5倍重視し、20 km離れた場所の起伏に比べて約10倍重視していることになる。

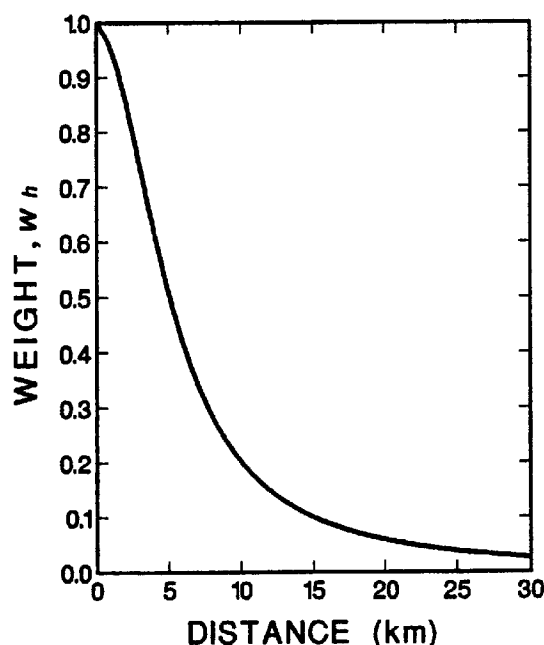


Fig.1 Change of the weighting value, w_h , with distance from a station

このような重みを掛けると、各方位の σ_h の値は次の式で与えられる。

$$\sigma_h = \sqrt{\frac{\sum w_h (h - \bar{h})^2}{\sum w_h}} \quad (8)$$

この式で、 h は地点からの距離 η における標高で、 $\bar{h}$ はその方位の h の重み付きの平均値である。なお、 h の値としては、建設省国土地理院が作成した『国土数値情報』の約250mの間隔で与えられている高度データを使用した。

このようにして求めた σ_h の値は方位によって変化するが、これを平滑化するために調和解析を行い、波数8以下のFourier級数の和として表した。

ただ、観測点の位置が高所にあり、風上方向が観測点よりかなり低い場合には、観測点付近の傾斜が影響し、起伏が小さい地形でも σ_h の値が大きくなる場合があることに注意する必要がある。

5. 基本地表風速と実測地表風速の比の値と地形との関係

Schloemer(1954)の式による気圧場の客観解析の結果から各気象官署における傾度風風速を求め、式(5)~(7)により補正を施して、基本地表風速を算出した。

ここでは、全風向にわたって資料が得られる近畿地方中央部の6地点について、基本地表風速に対する実測地表風速 V_{obs} の比の値 V_{obs}/V_{bs} と地形との間の関係を調べることにした。この風速比について、傾度風風向に伴う変化を示すとFig.2のようになる。

風速比について、傾度風風向に伴う変化の特徴をより明確にするために、調和解析を行い、波数4以下のFourier級数の和として表した。これは、図に実線で示してある。

さらに、この図では、各地点の風速比の分布の下に、同地点の前節で定義した σ_h の値の分布を示してある。

図に示した近畿地方の6地点について、調和解析により、Fourier級数の和で近似した風速比と σ_h の分布の特徴は、次のとおりである。

(a) 京都

風速比は傾度風風向が南東と西のときに0.7とやや大きく、北北東と南西のときにやや小さく0.6である。しかし、風向に伴う変化はあまり顕著ではない。 σ_h の値は南で最小で、北で最大となっている。

(b) 彦根

風速比については、傾度風風向が北東から南東にかけては小さく、0.8程度である。一方、南から西を通して北にかけては大きく、1.0を超えている。 σ_h は東から南東にかけて大きく、200m程度であり、南~南西方向では0mに近い。風速比と σ_h とは、明らかに逆の相関があり、 σ_h が大きい東方の山岳方向から吹いてくるときには、風速比は大きく、 σ_h が小さい琵琶湖の方向から吹いてくる場合には、風速比は大きくなっている。

(c) 神戸

風向による風速比の変化は、0.9~1.2と小さい。これに対して、 σ_h の値は東から南西にかけては小さく、西から北東にかけては大きく、風速比との対応はほとんど見られない。

(d) 大阪

大阪管区气象台は、1968年8月1日に移転したので、それ以降の観測資料のみを用いた。風速比は南西で小さく、西方で大きい。大阪湾の方向である南西方向で小さくなっているが、その理由については不明である。この方向の観測資料が少ないことも原因しているのかも知れない。 σ_h の値は、東方と西北西方向で大きく、大阪湾の方向の南西方向で小さい。

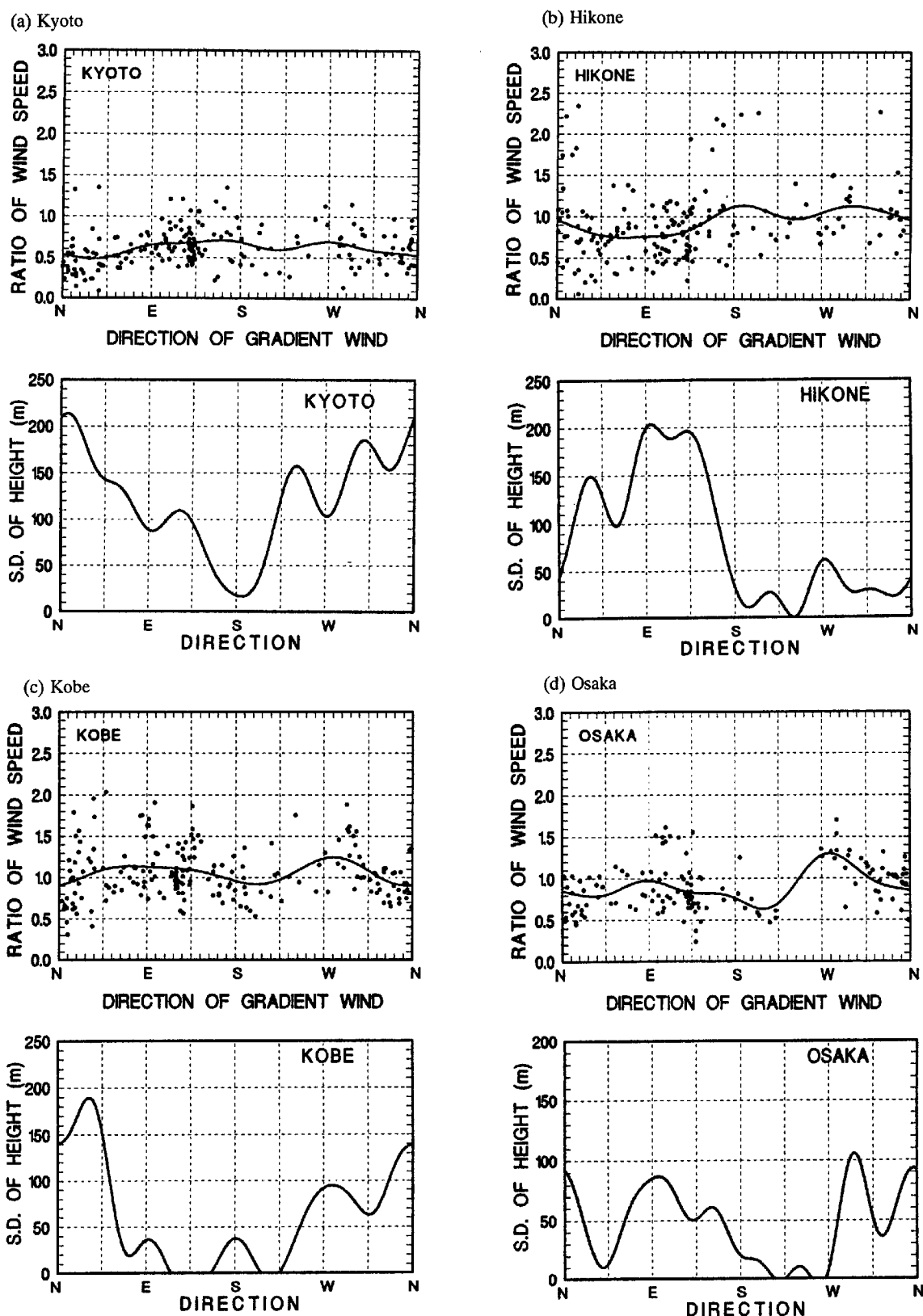
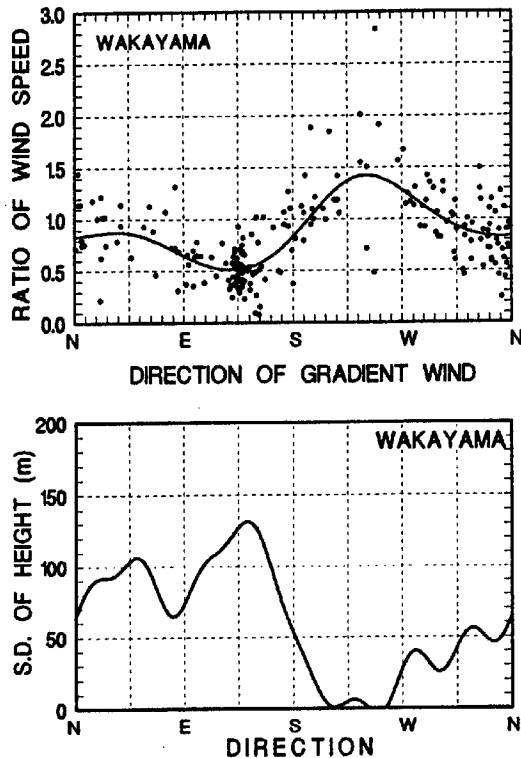


Fig.2 Variations of the wind speed ratio with the direction of the gradient wind (upper) and the standard deviation of ground height, σ_h , with the azimuth (bottom). A curve indicates a distribution approximated as sum of the Fourier series below wave number four by the harmonic analysis: (a)Kyoto, (b)Hikone, (c)Kobe, (d)Osaka, (e)Wakayama, (f)Nara

(e) Wakayama



(f) Nara

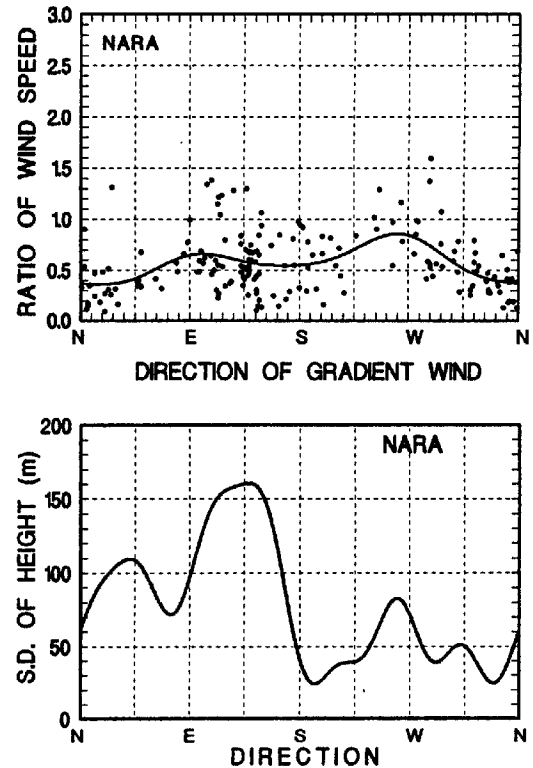


Fig.2 (continued)

(e) 和歌山

今回調査した6地点のうち、傾度風風向による系統的变化が最も明瞭であり、 σ_h との対応もよい。傾度風風向が南東のとき風速比は0.5程度と小さく、この方向の σ_h の値は130mと大きい。一方、風向が南南西のとき、風速比は1.4と大きく、この方向の σ_h はほぼ0mである。

(f) 奈良

風速比は、全般的に小さく、0.9を超えていない。傾度風風向別に見ると、北の場合に小さく、0.4であり、西の場合に大きく0.8である。 σ_h の値については、東方が大きく、西方が小さく、風速比との対応がよくない。

6. 風向別 σ_h の値と風速比の関係

傾度風風向よりも反時計回りにいくらか偏した方向の σ_h の値のほうが、より効果的に地表風速に影響を及ぼすかもしれないが、ここでは、傾度風風向の σ_h の値と比較してみた。

調和解析による σ_h と風速比について、36方位(10° 間隔)で表した各方位ごとの値を比較すると、Fig.3のようになる。

6地点のうち、京都、彦根、和歌山では、かなり

よい逆相関の関係にあり、相関係数は京都が-0.68、彦根が-0.82、和歌山が-0.88である。これに対して、神戸、奈良の2地点では、相関係数がほぼ0で、相関がほとんどなく、大阪は相関係数が0.30で、弱いが正の相関さえを示している。

対応がよい3地点と悪い3地点の風速観測の環境の特徴を比較すると、対応がよい地点は比較的平坦な場所で、風速計高度は20m以下と、あまりに高くない。なお、和歌山は1993年1月1日に風速計高度が18.0mから38.9mに高くなったが、本調査にはほとんど影響していない。

これに対して、対応が悪い3地点については、神戸や奈良のように高台にあたり、大阪のように風速計高度が高い場所である。ただ、これらの関係の強弱に何が最も大きく影響しているのかどうかは、さらに数多くの地点について調査してみないと断定できない。次に、 σ_h の値の増加につれて、風速比は指数的に減少していくと仮定して、回帰曲線を求めて図示した。これによると、和歌山では、海上から吹いてくる風向に相当する σ_h が0mのとき風速比は1.3であるが、 σ_h が50mでは0.9、 σ_h が100mでは0.7、150mでは0.5となる。彦根も、これとよく似た変化を示しているが、京都は、同じ σ_h の値に対して、風速比は小さい値を示している。

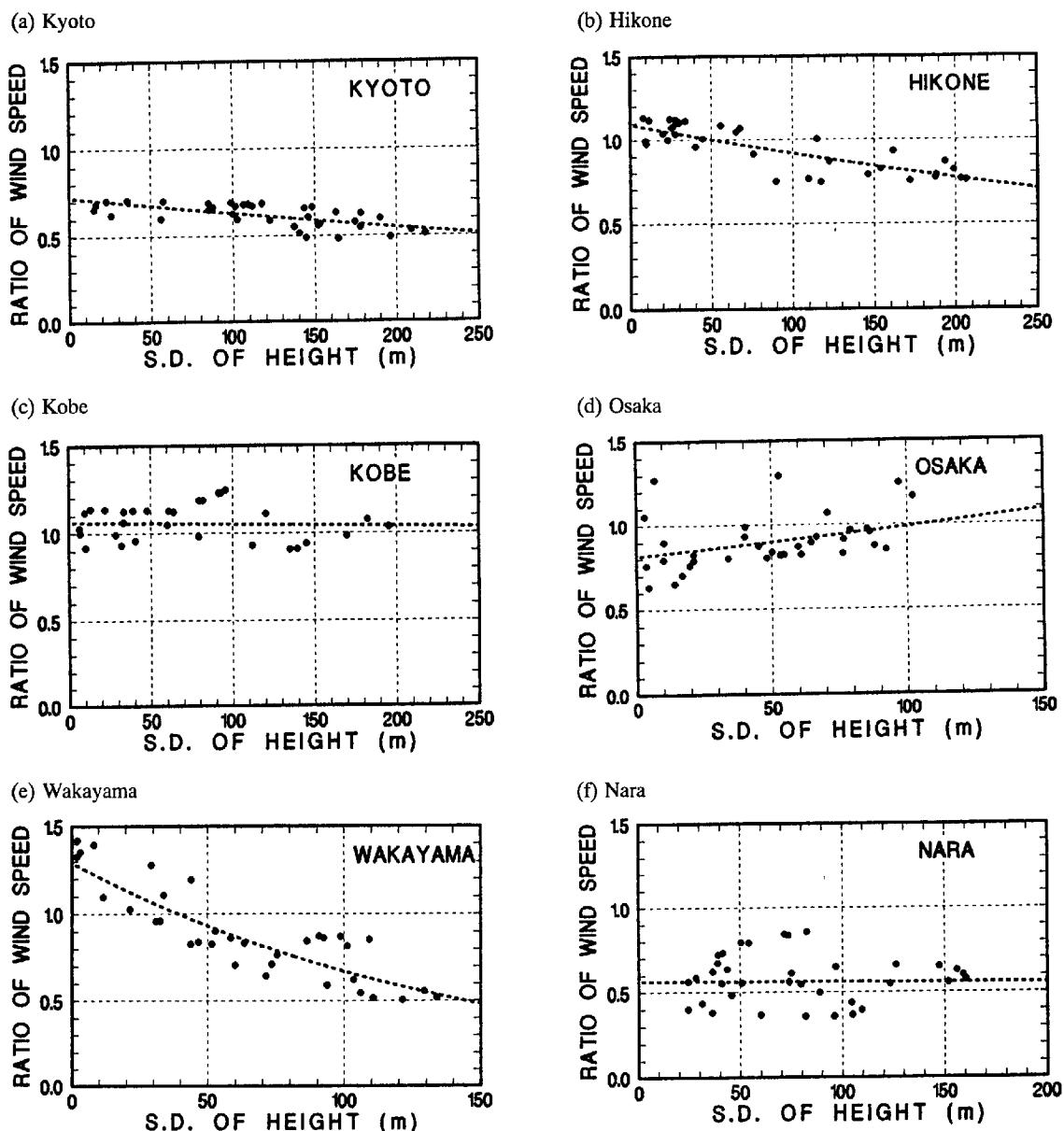


Fig.3 Relation between the value of the standard deviation of ground height, σ_h , and the ratio of the observed surface wind speed to the basic surface wind speed. (a)Kyoto, (b)Hikone, (c)Kobe, (d)Osaka, (e)Wakayama, (f)Nara

7. 風速比の経年変化

6地点のうち、風速比と地形との対応が最もよかった和歌山について、Fig.2で実線で示した調和解析による風速比の値との差を求めた。これは、周辺の障害物の影響について風向による差を差し引いた残差に相当し、その経年変化はFig.4のようになる。

この風速比の残差の経年変化では、明らかに減少の傾向が見られる。この原因については、周辺のビルなどの障害物の増加による粗度の変化、風速計高度の変更、風観測の計器の変更などが考えられる。この中で、風速計高度の大幅な変更は、前述のよう

に1993年1月であり、この経年変化には、ほとんど影響がないと考えられる。また、粗度の変化も大都市ほど顕著ではないであろう。

これに対して、風速観測の計器については、気象官署における平均風速の測定については、1961年に四杯風速計から三杯風速計に変更され、1975年1月1日からは三杯風速計から風車型風速計に変更された（藤谷、1990）。これらの2回の変更により、平均風速は小さく評価されるようになったと言われている（気象庁観測統計課、1979）。

三杯型から風車型への切り替えの1975年1月1日で前後に二分して、この残差の平均値を求めると、四

杯型および三杯型の期間では0.09であり、風車型の期間では-0.06で三杯型の期間よりも0.15（15%）だけ小さくなっている。この計器変更後の風速の評価の減少については、気象庁の調査によると約10%であり（気象庁観測統計課，1979），それよりも少し大きい。

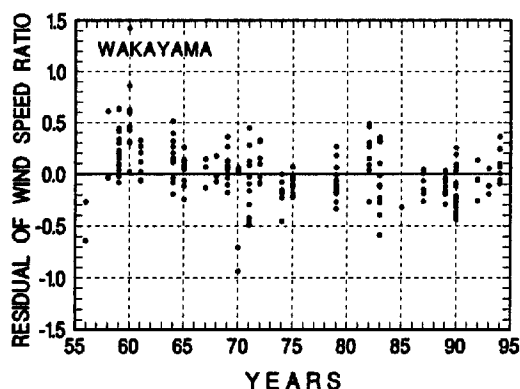


Fig.4 Interannual variation of residual of the wind speed ratio from the value approximated by sum of the Fourier Series at the Wakayama Meteorological Observatory

この残差の平均値の差の有意性についてt-testを試みた。その結果、平均値が等しいという仮説は99.9%の信頼度で棄却され、有意な差が認められた。

その後、1981年に風車型風向風速計は発電式から光電式への変更があった。観測部管理課統計室（1984）によると、光電式への変更に伴って、記録器の追従性による遅れが小さくなり、最大瞬間風速は大きく評価されるようになった。しかし、平均風速の差は、ごく弱い風を除いて、0.3m/s程度にすぎない。したがって、この変更は、平均風速を対象としている本調査における風速比の経年変化には、ほとんど影響していないものと考えられる。

8. おわりに

1955～1994年に本土に上陸した51個の顕著台風について、精度を高くして気圧場の客観解析をやり直してみた。この気圧場とバランスする風として求めた傾度風速にsuper-gradientの補正を行い、基本地表風速を算出した。解析の対象とした近畿地方の6地点のうち、京都、彦根、和歌山では、基本地表風速と実測地表風速の比の値は、地表面の起伏度を表す σ_0 とよい関係にある。しかし、神戸、大阪、奈良のように、ほとんど関係がない場所もある。これらの差異が、何に依存するのかについては、今後、数多くの地点の解析結果に基づいて検討することに

する。

今後、関東地方以西の全地点について、基本地表風速と実測風速の間の関係を調べ、基本地表風速から地表風速を推算し、家屋被害率を予測する方法も確立する。さらに、これらをまとめ上げて、任意の場所で、強風による家屋の被害の状況を予測する方法を確立する予定である。この予測法は、台風が来襲した場合に、real timeで気圧場の客観解析を行い、基本地表風速を算出し、これから家屋の被害率を予測できるような方法にまとめる上げる予定である。

最後に、風速比について、風向による地形の影響の差を除去した残差の経年変化について調べてみた。その結果、三杯風速計から風車型風向風速計へ平均風速の観測方法の変更があった1975年以前に比べて、残差は15%減少した。

なお、風観測の計器の変更の影響については、突風率の経年変化から検討されている（桑形,1993；山岸,1996）。しかし、気圧場から求めた風速は風の計器の変更の影響を受けていないので、ここで紹介したように、気圧場から求めた風速を基準として、風の計器の変更などに伴う風速の評価の変化を推定することも可能である。今後、各地の風速比の経年変化から計器の変更の影響を調べる予定である。

謝 辞

本研究は文部省科学研究費基盤A(07408009, 研究代表者光田寧)の補助を受けた。また、地形の数値化には、建設省国土地理院作成の『国土数値情報』の高度データを使用した。ここに、謝意を表す。

参考文献

- 気象庁観測部管理課統計室（1984）：JMA-80型地上気象観測装置の導入に伴う比較観測の結果について。測候時報，51巻，pp.347-366.
- 気象庁観測部統計課．（1979）：風の測器変更に伴う統計の接続問題について。測候時報，46巻，pp.23-26.
- 桑形恒男(1993)：大型台風にもなった気象官署の突風率の長期変化。天気，40巻，pp.91-97.
- 藤井 健（1974）：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，自然科学系列第4号，pp.77-90.
- 藤井 健・光田 寧(1986)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，第28号，pp.1-12.
- 藤井 健・光田 寧(1987)：台風域内の強風と地

- 形との間の統計的關係について. 京都大学防災研究所年報, 第30号, B-1, pp.279-285.
- 藤井 健・光田 寧(1995): 台風の気圧分布形について. 京都大学防災研究所年報, 第38号, B-1, pp.101-116.
- 藤井 健・劉 迎(1992): 台風9019号の地表風と地形との間の統計的關係. 京都産業大学論集, 第22巻第1号, 自然科学系列第21号, pp.124-148.
- 藤谷徳之助 (1990): 構造工学における風観測資料の利用について—気象庁観測資料を中心に—. 日本風工学誌, No.44, pp.85-97.
- 光田 寧・藤井 健 (1996): 台風の風速と被害との關係について. 京都大学防災研究所年報, 第39号B-1, pp.129-134.
- 光田 寧・藤井 健 (1997): 台風による風災害の予測. 日本風工学会誌, (印刷中).
- 山岸米二郎 (1996): 風速計の変更と突風率の変化. 天気, 43巻9号, pp.623-626.
- Fujii, T. (1997): Statistical analysis of the characteristics of severe typhoons hitting the Japanese main Islands. (to be published).
- Gray, W.M and Shea, D.J. (1973): The hurricane's inner core region, II. J. Atmos. Sci., Vol.30, pp.1565-1576.
- Holland, G.J., (1980): An analytic model of the wind and pressure profiles in hurricanes, Mon. Wea. Rev., Vol.108, pp.112-1218.
- Holmboe, J., Forsythe, G.E. and Gustin, W. (1945): Dynamic meteorology. John Willy and Sons, Inc., pp.207-209.
- Mitsuta, Y., Fujii, T. and Kawahira, K. (1979): Analysis of typhoon pressure patterns over Japanese Islands. Natural Disaster Science, Vol.1, No.1, pp.3-19.
- Mitsuta, Y. and Fujii, T. (1986): Analysis of typhoon pressure patterns over Japanese Islands (II). Natural Disaster Science, Vol.8, No.2, pp.19-28.
- Mitsuta, Y., Suenobu, T. and Fujii, T. (1988): Supergradient surface wind in the eye of a typhoon. J. Meteor. Soc. Japan, Vol.66, pp.505-508.
- Schloemer, R.W., (1954): Analysis and synthesis of hurricane wind patterns over Lake Okeechobee, Florida. Hydrometeorological Report, USWB, No.31, 1954, 49pp.

A relation between the wind speeds computed from the pressure field and recorded at the weather stations in typhoons

Yasushi MITSUTA and Takeshi FUJII*

*General Education and Research Center, Kyoto Sangyo University

Synopsis

The radial pressure profiles of 51 severe typhoons making landfall for the period of 1955-1994 were approximated by the formula presented by Schloemer (1954). The gradient wind was computed from the analyzed pressure pattern, and the basic surface wind was estimated after a super-gradient correction. The ratio of the observed surface wind speed to the basic surface wind speed has a good correlation to a numerized topography in the upwind direction in Kyoto, Hikone and Wakayama. However, in Kobe, Osaka and Nara, this relation is not good. In Wakayama, the residuals of the wind speed ratio from the distribution represented as sum of the Fourier Series have a significant decrease after 1975, when the anemometer for the 10-minute mean wind speed measurement changed.

Keywords: typhoon; pressure profile; gradient wind; basic surface wind; topography; anemometer