

台風による風災害の予測について

光田 寧

要 旨

京都大学防災研究所暴風雨災害部門において文部省科学研究費自然災害特別研究などの補助を得て約30年間にわたって行ってきた台風とその風災害に関する研究の成果に基づいて、台風の風災害を予測する方策をまとめた結果である。台風の進路予報については気象庁を中心に大規模な研究が行われてきたが、それに伴う災害予測までを行う手段についての研究は従来行われていなかった。台風をモデル化しその進路その他パラメータの性質を明らかにし、それを利用して実際の台風が南方洋上にある間にその台風によって生じるであろう災害を定量的に予測する手法を提案するものである。

キーワード： 台風、台風中心気圧低下量、最大風速半径、台風進路、風災害、ランキン渦

1. はじめに

台風による風災害の予測を必要とする目的にはある地点における台風による風災害の期待すべき最大値を知りたいという場合とある特定の台風が近づきつつある時その地点で生じるであろう風災害を予測しその対策を考える必要がある場合の2種類のものが考えられる。これらは自然災害の予測において共通した問題であるが、前者の場合は何時ということ特定せずある期間内に発生するであろう最大値を予測する統計的な問題に帰せられるもので、後者は特定の台風について論じる解析的な問題である。いずれにしても台風に関する知識が充分あることが前提となる。

統計的な問題については既にその方策について述べた(Mitsuta and Fujii, 1986a)ので、ここでは特定の台風の風災害を予測する方法について、その基礎となる台風に関する知識と共に説明することにする。これについても科学研究費で行った研究の報告として別にまとめている(光田, 藤井, 1997)のでここではその概要を述べることにする。

2. 台風のモデル

台風について定量的に論じるためには、台風の性状を出来るだけ簡単な形で統一的に記述する必要がある。台風(Typhoon)は北西太平洋に存在する発達した熱帯低気圧の地方名である。熱帯低気圧は気温分布などが均一な熱帯に発生する低気圧であるところから方向性がなく点対称な水平構造を持ち、発達したものは中心付近に剛体回転で近似できる眼を持つことがその特徴である。これを抽象化したものがRankine渦で、内域が渦度一定、外域が渦度零で、最大風速半径においてその極大風速値を持つ円形渦であるとされている。

しかし、現実の気象現象としては内域と外域の境界で不連続が生じるのは不自然であるということから、次式のような気圧分布型を持つ渦をモデルとしてBjerknes(1921)が提案している。

$$p = p_{\infty} - \frac{\Delta p}{1 + x^2} \quad (1)$$

ここで p は中心から距離 r の点の気圧、 p_{∞} は周辺の域外の気圧、 Δp は中心気圧 p_0 と p_{∞} との差、 r_m は最大風速半径で、 $x = r/r_m$ と定義する。

これに対して Fujita (1952) はより現実的な式として

$$p = p_{\infty} - \frac{\Delta p}{\sqrt{1+x^2}} \quad (2)$$

を提案し、実際の台風の解析に用いている。

一方、米国工兵隊ではフロリダ州 Okeechobee 湖の防潮堤を設計するに当たって、ハリケーンの気圧分布の一般式を、湖上および周辺に配置した観測点での実測値から決定することを考え、米国水理気象部に依頼して調査を行った。そして観測された 9 個のハリケーンの気圧分布について中心が最低で、周辺に向かって増大していく、Table 1 に示したような 10 種の関数型を当てはめてみて、最も誤差の小さい簡単な式として指数関数型の次の式を採用した (Schloemer, 1954)

$$p = p_c + \Delta p \exp\left(-\frac{1}{x}\right) \quad (3)$$

著者らは日本付近の台風の気圧分布を示す式として、1951 年から 1984 年までに日本に上陸した中心気圧 980hPa 以下の台風 49 個について台風中心から 200km 以内にある気象庁の観測点での 1 時間毎の海面改正気圧値に上記 3 つの式を適合させてみて最も合理的なものとして Eq.(3) の指数関数型の式を選定し (Mitsuta and Fujii, 1986b)、台風災害のシミュレーションに用いた (Mitsuta and Fujii, 1986a)。

一方 Holland(1980)はさらに精度を上げるためにパラメータの数を 1 つ増した次の式を提案した。

$$p = p_c + \Delta p \exp\left(-\frac{1}{x^B}\right) \quad (4)$$

ここで B は新しいパラメータである。Hubbert et al.(1991)や Flather(1991)はこの式をオーストラリアやバングラデシュでのサイクロンのモデルとして用いており、日本でも石島(1982)は沖縄の台風の解析にこの式を用いている。しかし、最近の調査 (藤井, 光田, 1995) では B の値が 1 からはずれるのは台風の最大風速半径が小さい場合においてのみであり、 r_m が小さくて強烈な台風がほとんど見られない日本の九州、四国、本州などでは B=1 とした Eq.(3)を用いるので十分であ

るとの結果が得られている。

また、台風が最も発達した状態においては台風の最大風速半径付近が不安定となり小さな 2 次渦ができて中心の廻りを公転するという場合が生じ、円対象の仮定が成立しなくなることが報告されている (Mitsuta and Yoshizumi, 1973) が、中緯度まで台風が進んだ場合にはこのような現象は見られないと思われる。

このように日本の主要 4 島付近での台風を考える時は Eq.(3)に示した気圧分布式を用いるので十分であると考えられる。そして、その表現に必要なパラメータは、先に気圧場の検証の時に用いたのと同じ実測値から最小自乗法を用いた客観解析による方法 (藤井, 1974) によって求めた結果が発表されている (Mitsuta et al., 1994, Mitsuta and Fujii, 1986b, Fujii, 1997)。1951 年から 1994 年までに日本の主要 4 島に上陸した、上陸時の中心気圧 980hPa 以下の 62 個の台風について上陸時の各パラメータを Table 2 に示す。このような値は陸上通過中で中心気圧が 990hPa 以上になるまでの毎時について求められている。

3. 台風の気圧場と地表風速との関係

上に述べたように台風のモデルは気圧の場 (Eq.(3)) によって与えることができるが、このような台風が移動している時、地表付近の風速を求める手法としてはこの気圧場にバランスする

Table 1 Pressure profile formulae (after Schloemer, 1954) (Here n , i and j are experimental constants.)

$\frac{P-P_0}{P_n-P_0} = 1 - e^{-nr^i}$	$\frac{P-P_0}{P_n-P_0} = \frac{2}{\pi} \arctan \frac{1}{nr^i}$
$\frac{P-P_0}{P_n-P_0} = e^{-\frac{n}{r^i}}$	$\frac{P-P_0}{P_n-P_0} = \frac{2}{\pi} \operatorname{ar cot} \frac{1}{nr^i}$
$\frac{P-P_0}{P_n-P_0} = \frac{1}{1 + \frac{1}{nr^i}}$	$\frac{P-P_0}{P_n-P_0} = \frac{2}{\pi} \operatorname{arc sec} \left(1 + nr^i\right)$
$\frac{P-P_0}{P_n-P_0} = \frac{1}{\left(1 + \frac{1}{nr}\right)^j}$	$\frac{P-P_0}{P_n-P_0} = \frac{2}{\pi} \operatorname{arc sec} \left(1 + \frac{1}{nr^i}\right)$
$\frac{P-P_0}{P_n-P_0} = \frac{1}{\left(1 + \frac{1}{nr^i}\right)^j}$	$\frac{P-P_0}{P_n-P_0} = \tanh nr^i$

Table 2 A list of 62 typhoons used for the objective analysis of pressure pattern (landed 1951-1994 with central pressure less than 980 hPa). (The area A means Kyusyu, B Kinki and Shikoku and C Tokai and Kanto Districts)

Year	Typhoon Name	Number	Area of Landfall	At the Time of Landfall		Year	Typhoon Name	Number	Area of Landfall	At the Time of Landfall	
				Δp (hPa)	r_m (km)					Δp (hPa)	r_m (km)
1951	KATE	----	B	30.8	73	1971	OLIVE	7119	A	32.7	45
1951	RUTH	----	A	51.7	85	1971	TRIX	7123	A	44.1	176
1953	TESS	5313	B	42.6	95	1972	TESS	7209	A	21.0	96
1954	GRACE	5405	A	31.8	56	1972	HELEN	7220	B	52.3	76
1954	KATHY	5413	A	41.0	35	1974	POLLY	7416	B	31.5	78
1954	JUNE	5412	A	23.5	114	1975	RITA	7506	B	32.2	95
1954	MARIE	5415	A	25.9	112	1976	FRAN	7617	A	40.3	86
1955	LOUISE	5522	A	83.8	138	1979	OWEN	7916	B	51.9	60
1956	HARRIET	5615	C	52.0	67	1979	TIP	7920	B	44.9	299
1957	BESS	5710	A	49.2	111	1980	ORCHID	8013	A	18.7	105
1958	ALICE	5811	C	28.6	113	1981	OGDEN	8110	A	35.2	51
1958	HELEN	5821	C	53.6	152	1981	THAD	8115	A	36.3	248
1958	IDA	5822	C	45.2	55	1982	CECIL	8210	C	22.0	103
1959	ELLEN	5906	B	25.3	184	1982	ELLIS	8213	A	41.4	89
1959	VERA	5915	B	79.4	78	1982	JUDY	8218	C	28.7	111
1960	DELLA	6016	B	30.5	159	1982	KEN	8219	B	29.1	112
1961	NANCY	6118	B	63.6	60	1983	ABBY	8305	C	19.8	77
1961	VIOLET	6124	C	25.0	94	1985	IRMA	8506	C	31.2	74
1963	BESS	6309	A	30.1	88	1985	PAT	8513	A	55.1	58
1964	KATHY	6414	A	41.3	85	1987	KELLY	8719	B	37.0	115
1964	WILDA	6420	A	83.9	49	1989	ROGER	8917	B	22.7	93
1965	JEAN	6515	A	50.9	26	1990	WINONA	9011	C	26.7	30
1965	LUCY	6517	C	34.7	22	1990	ZOLA	9014	B	28.5	42
1965	SHIRLEY	6523	B	59.3	62	1990	FLO	9019	B	30.7	76
1965	TRIX	6524	C	40.1	94	1990	PAGE	9028	B	37.2	155
1966	IDA	6626	C	43.1	53	1991	KINNA	9117	A	41.9	60
1967	DINAH	6734	B	39.3	55	1991	MIREILLE	9119	A	66.2	80
1968	MARY	6804	B	20.2	218	1992	JANIS	9210	A	45.6	67
1969	CORA	6909	A	45.3	61	1993	YANCY	9313	A	75.2	64
1970	OLGA	7002	B	29.0	69	1994	ORCHID	9426	B	40.6	119
1970	WILDA	7009	A	45.8	56						
1970	ANITA	7010	B	45.5	68						

地表風速を運動方程式に基づいて解くのが望ましいのであるが、境界層の条件に不明な点もあり複雑となるので、ここでは次に述べるような簡便法を考える。

その基本は境界層を考えない Friction Free Wind は傾度風で近似されると考えて、それに対応する地表風は経験的方法で求めるというものである。

傾度風方程式は次のように書ける

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

ここで V_{gr} は傾度風速、 r_t は空気粒子の軌跡の曲率半径で台風が静止しているときは中心からの距離 r と一致する。そして f はコリオリパラメータ、 $\partial p / \partial r$ は気圧勾配を示す。台風が動いている時も、流線は等圧線に一致すると考えると粒子の進行方向 ψ の変化は次のように書ける。

$$d\psi = \frac{\partial \psi}{\partial s} ds + \frac{\partial \psi}{\partial t} dt \quad (6)$$

ここで s は移動する軌道上の長さ、 t は時間を示す。 $d\psi / ds$ は軌道の曲率 ($1/r_t$) であり、 $\partial \psi / \partial s$ は流線の曲率 ($1/r$)、また $ds / dt = v$ は傾度風速 V_{gr} に等しいから、Eq.(6)の両辺を ds で割ると

$$\frac{1}{r_t} = \frac{1}{r} + \frac{1}{V_{gr}} \frac{\partial \psi}{\partial t} \quad (7)$$

という Blaton の公式が得られる (Holmboe et al., 1945, 正野, 1953)。

定常な円形等圧線を持つ台風が速度 C で進行し、その進行方向から時計廻り方向に θ の位置にある空気粒子の軌道については $\partial \psi / \partial t = -C \sin \theta / r$ であるから

$$\frac{1}{r_t} = \frac{1}{r} \left(1 - \frac{C}{V_{gr}} \sin \theta \right) \quad (8)$$

となる。これを Eq.(5) に代入し、 V_{gr} について解くと

$$V_{gr} = \frac{1}{2} \left\{ -(fr - C \sin \theta) + \sqrt{(fr - C \sin \theta)^2 + 4 \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}} \right\} \quad (9)$$

という左右非対称な傾度風速の分布が得られる。進行方向の右側で風速が大きくなり、左側では小さくなる。

中心気圧低下量 50hPa、最大風速半径 50km、北緯 35° で Eq.(3) の気圧分布を持った台風の静止している時と 50km/hr で進行している時の傾度風速の分布を比較したものが Fig.1 a, b である。b 図のように進行している場合には最大風速半径上進行方向直角右側で風速は極大を示す。最大風速半径上の左右での風速差はほぼその進行速度に相当する。

傾度風速を基準として地表面付近の風速を求めることはヨーロッパにおいては既に行われているが、台風のような円形等圧線の場合は 3 次元的效果を考えねばならず一般的な方法は確立されていない。しかし、台風の場合のように風の強い場合には大気の安定度を考えない中立の場合について考えればよく、その面からは問題は簡単である。

台風の外側で曲率を考えなくてもよい範囲では、地衡風バランスを考えた Ekman Spiral で境界層の風を近似することができる。そのような考えに従えば地表面付近での風速 V_s は地衡風 V_g との間に次の関係がある。

$$V_s = V_g (\cos \beta - \sin \beta) \quad (10)$$

ここで β は地表風と地衡風の示す角度である。この角度は中緯度で陸上の平地で約 30°、海上では 15° ぐらいであろうと言われている。この場合 V_s/V_g はほぼ 1/2 と 2/3 になる。

この地表面摩擦によって生じる傾角によって地表付近の風は台風の場合、中心に向かう速度成分を持つ。もし、台風の外域では境界層内で収束がないとすると、連続の条件から

$$2\pi r V_s \sin \beta = \text{const.} \quad (11)$$

でなければならない。台風の外域では Rankin 渦の渦度零という性質が満足されているとすると $r V_{gr} = \text{const}$ であり、 V_s/V_{gr} が一定であれば $\sin \beta = \text{const.}$ でなければならない。これが外縁で地衡風

ここで x_p は $G(x)$ が最大を示す x の値、 $G(\infty)$ は台風周辺での風速比、 k は形状を示すパラメータで Fig.2 では $x_p=0.5$ 、 $k=2.5$ としてある (Mitsuta and Fujii, 1986b)。

同様の関係はその他の強い台風についても見ることができ、 $G(x_p)$ は中心気圧低下量が多い台風ほど大きくなり、近似的に

$$G(x_p) / G(\infty) = 1 + 10^{(0.0231 \Delta p^{-1.95})} \quad (13)$$

と表すことができる (Mitsuta and Fujii, 1987)。ここで示した結果はまだそれほど多くの台風について調べられたものでなく、表現式も洗練されたものではないので将来さらに改良しなければならない。

このようにして求められた風速比 G を先に求めた傾度風速に掛けたものとして、気圧場に対応する地表風速 V_s を求めることができる。ここで $G(\infty)$ は陸上平地で $1/2$ 、海上では $2/3$ とする。また傾角 β は台風の外域 ($r \geq r_{\max}$) では陸上で 30° 、海上で 15° とする。内域では $r \leq (1/2)r_{\max}$ で傾角 β は零とし、その間 $((1/2)r_{\max} \leq r \leq r_{\max})$ は直線的に内挿する。ここで求めた地表風速は地表面の地形による影響などを考えない仮想的なものであり基本地表風速と呼ぶことにする。

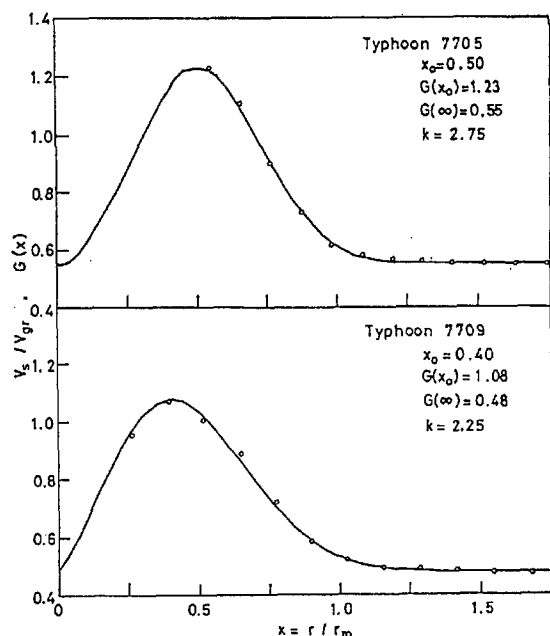


Fig.2 Variation of the ratio $G(=V_s/V_{gr})$ with distance from the center $x(=r/r_{\max})$ for (a) Typhoon 7705 (upper) and (b) Typhoon 7709 (lower).

WMO の基準では地表風速は平坦な開かつ地の地上 10 m の高さの平均風速によって代表すると定義されているが、日本の気象観測点ではこの基準を満足しているものはほとんど無く、市街地の真ん中に観測所があり、しかも建物の屋上で地上 60 m もある所に風速計が設置されている場合もある。従って日本の風の記録を相互比較することは極めて困難な状況にある。台風 9119 号の場合について各気象観測点で測定された最大風速 (10 分間平均) と最大瞬間風速を、各観測点の位置で先の方法によって計算した基本地表風速の最大値とを比較してみると Fig.3 のようになる (光田, 藤井, 1996)。全体としては比例関係にあるが、そのばらつきは非常に大きい。観測点周辺の地物の分布、あるいは風速計高度の差によってこのように大きな差が生じたものと考えられるが、相互の関係についてはさらに多くの台風の場合についての調査を行ったうえでないと結論は出せない。ここに示された場合について平均的に見ると最大風速は最大基本地表風速の約 0.9 倍、最大瞬間風速は約 1.7 倍となる。

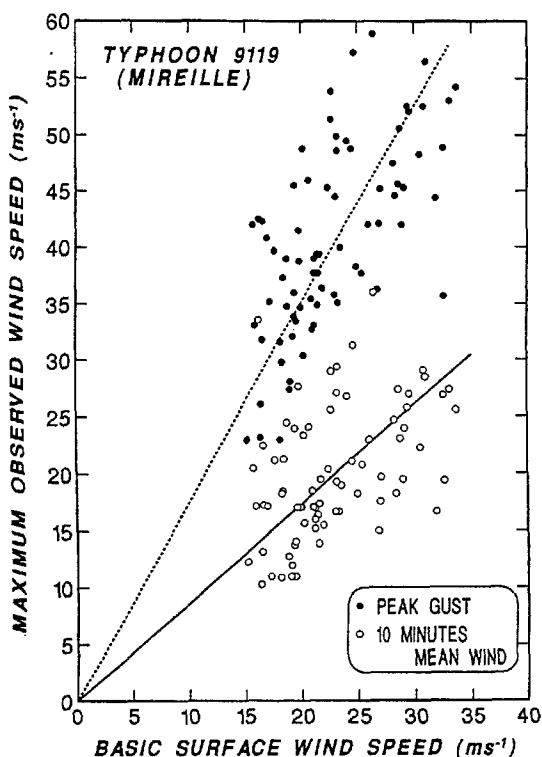


Fig. 3 Comparison of the observed maximum peak gust (black) and maximum (10 minutes mean) wind speed (circle) with the maximum computed basic surface wind speed during Typhoon 9119 passage.

このようにして気圧場から求められた基本地表風速は周辺の地形についての考慮がなされていないので特異な地形の場所についてはその場所の風を正確に表現していないが、市町村単位の家屋の被害を対比させるような場合には、家屋は平らな所に多くあり、その高さも比較的そろっているところから、代表的な風速として考えることができるであろう。

4. 台風の移動とパラメータの変化

北太平洋上の熱赤道付近で発生し西進しながら発達した台風は大陸に近づくとき半分のものが北向きに進路を転向し日本に接近してくる。日本に來襲した強烈な台風の代表的なものの進路を示したものが Fig.4 である。この図でも見られるように、強烈な台風ほど比較的平滑な放物線状の進路を示して日本に近づく。従って、進路について統計的な表現も可能であると考えられる。

Fig.5 に示したような日本付近北緯 23° から 39°、東経 123° から 147° の範囲を考え、その範囲を緯度 2 度、経度 4 度の小区割に分割し、1951 年から 1994 年までの間に台風強度を持って

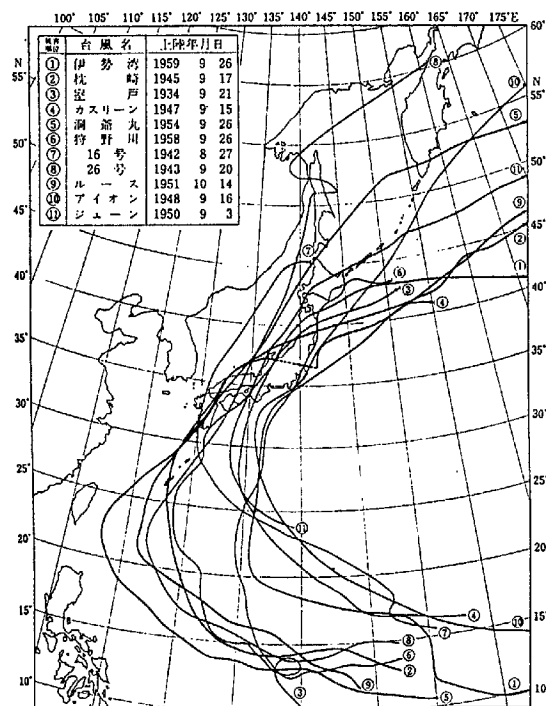


Fig. 4 Typical tracks of severe typhoons hitting Japan, (after Rikanenpyo, 1997).

小区割内に存在した台風の総数は各区割内に示された数字のようになる。これらの統計には気象庁発行の Typhoon Best Track Data を用いた。これらの台風がどのように移動したかを調べるために、その区割に入る 6 時間前の位置から求めた前移動速度分値 (C_X^-, C_Y^-) (x は東西方向、東向きを正、 y は南北方向、北向きを正) とそれから 6 時間後の位置から求めた後移動速度分値 (C_X^+, C_Y^+) を求め、それから次のような予測式を求めた。

$$\begin{cases} C_X^+ = A_1 C_X^- + B_1 \pm D_1 \\ C_Y^+ = A_2 C_Y^- + B_2 \pm D_2 \end{cases} \quad (14)$$

ここで A_i と B_i は定数で D_i は変動量を示す標準偏差である。

このような関係の代表的なものを示したのが Fig.6 である。図からも明らかなように Eq.(14) のような直線で比較的よく近似できる。全領域について計算した結果は Table 3 に示すとおりで、北緯 35° 付近までは比較的相関係数が大きく変動も小さいが、高緯度になるとバラツキが大きくなる。この表の値を用いれば台風の過去の移動ベクトルから将来の移動ベクトルを推定することができる。

近年では人工衛星による観測が用いられるので台風の中心位置については比較的正確に決定することができる。しかし逆に台風の航空機観測が中止されたため中心気圧や最大風速半径といったパラメータを島や船といった観測点の資

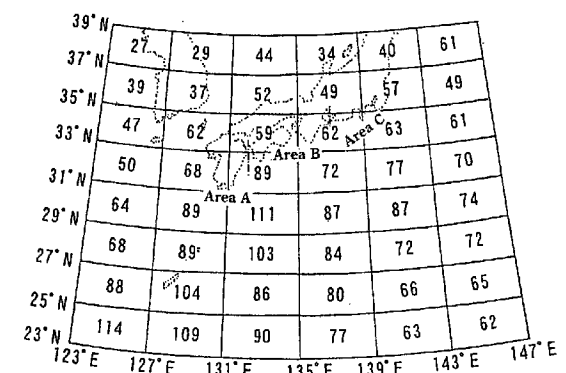


Fig. 5 Sections for typhoon positioning (The numerals in the section is the number of typhoons with central pressure less than 980 hPa in the section for 1951-1994).

Table 3 Statistics of parameters of the typhoon translation predicting equations (Eq. 14) for each section (1951-1994).

lat.	long.	number	C _x				C _y			
φ (N)	λ (E)	of cases	cor. coeff.	A ₁	B ₁ (km/ h)	D ₁ (km/ h)	cor. coeff.	A ₂	B ₂ (km/ h)	D ₂ (km/ h)
23-25	123-127	255	0.90	0.92	1.44	7.10	0.73	0.77	2.92	5.65
	127-131	262	0.93	1.00	1.40	6.41	0.80	0.90	1.96	5.77
	131-135	186	0.91	0.97	1.06	7.08	0.82	0.90	2.31	4.89
	135-139	149	0.92	0.91	1.29	6.74	0.80	0.90	2.78	6.49
	139-143	120	0.91	0.94	0.91	7.35	0.78	0.83	2.78	6.06
	141-147	132	0.92	1.02	0.94	6.34	0.81	0.82	3.25	5.57
25-27	123-127	198	0.85	0.87	0.13	7.94	0.70	0.74	3.47	7.43
	127-131	218	0.93	1.01	1.88	7.31	0.73	0.81	2.75	7.12
	131-135	176	0.92	1.02	1.60	7.49	0.82	0.85	2.45	5.46
	135-139	146	0.91	0.99	1.66	8.65	0.82	0.85	3.52	5.92
	139-143	137	0.94	1.04	1.26	6.55	0.86	0.88	2.48	5.63
	141-147	138	0.95	0.99	0.74	6.34	0.87	0.91	1.54	5.52
27-29	123-127	143	0.88	0.96	2.38	7.47	0.81	0.87	2.18	5.60
	127-131	194	0.90	0.97	2.22	7.18	0.78	0.77	3.37	6.69
	131-135	197	0.93	1.09	2.23	7.71	0.73	0.84	3.11	6.84
	135-139	166	0.92	0.95	1.00	8.66	0.86	0.94	0.99	6.27
	139-143	132	0.94	1.00	2.09	8.52	0.84	0.94	1.58	6.32
	141-147	156	0.91	0.96	0.79	9.25	0.85	1.03	0.08	6.80
29-31	123-127	127	0.91	1.03	2.40	7.52	0.72	0.81	3.66	7.10
	127-131	194	0.87	0.99	2.48	8.53	0.79	0.90	2.23	7.05
	131-135	201	0.92	1.06	2.14	9.01	0.85	0.97	1.69	6.75
	135-139	148	0.93	1.01	2.55	10.00	0.75	0.84	2.53	9.45
	139-143	148	0.93	0.96	1.44	9.05	0.85	0.95	0.86	6.87
	141-147	116	0.93	1.06	2.64	9.39	0.79	0.81	3.70	7.93
31-33	123-127	85	0.93	0.98	2.28	6.33	0.81	0.93	2.34	6.18
	127-131	142	0.91	1.00	1.74	7.12	0.83	0.88	3.02	7.05
	131-135	164	0.87	1.00	3.11	10.89	0.81	0.83	3.78	7.54
	135-139	115	0.91	1.06	3.53	9.60	0.88	0.96	1.38	7.00
	139-143	130	0.89	0.90	5.10	10.43	0.72	0.74	3.94	8.60
	141-147	115	0.86	1.02	4.45	14.64	0.86	1.01	0.39	7.68
33-35	123-127	72	0.88	0.95	3.38	8.94	0.75	0.82	4.08	7.76
	127-131	115	0.87	0.93	4.65	12.50	0.83	0.91	1.65	8.86
	131-135	83	0.82	0.79	4.77	13.71	0.56	0.69	9.84	10.42
	135-139	92	0.86	1.02	2.93	11.22	0.84	0.96	0.78	7.65
	139-143	91	0.88	1.00	3.95	13.35	0.84	0.98	2.18	8.18
	141-147	92	0.92	1.00	5.42	10.90	0.78	0.92	2.39	8.45
35-37	123-127	53	0.94	1.15	4.60	8.30	0.82	1.13	-0.10	8.51
	127-131	46	0.84	0.83	8.98	12.36	0.72	0.83	3.21	12.48
	131-135	73	0.70	0.85	9.94	22.03	0.37	0.37	19.53	20.16
	135-139	55	0.75	0.79	9.87	14.78	0.69	0.97	2.56	12.58
	139-143	75	0.75	0.82	11.15	17.21	0.76	0.80	5.67	10.76
	143-147	70	0.77	0.89	7.91	17.48	0.80	0.83	5.08	10.76
37-39	123-127	42	0.85	0.87	1.87	10.25	0.69	0.71	3.46	9.09
	127-131	35	0.61	0.88	12.14	20.25	0.68	0.72	6.09	10.27
	131-135	59	0.79	0.79	9.56	14.65	0.59	0.69	11.16	12.12
	135-139	40	0.76	0.85	14.83	17.30	0.65	0.76	8.41	14.85
	139-143	45	0.76	1.24	-0.20	23.60	0.78	0.90	6.14	11.63
	143-147	87	0.72	0.69	11.10	17.33	0.71	0.83	3.28	11.88

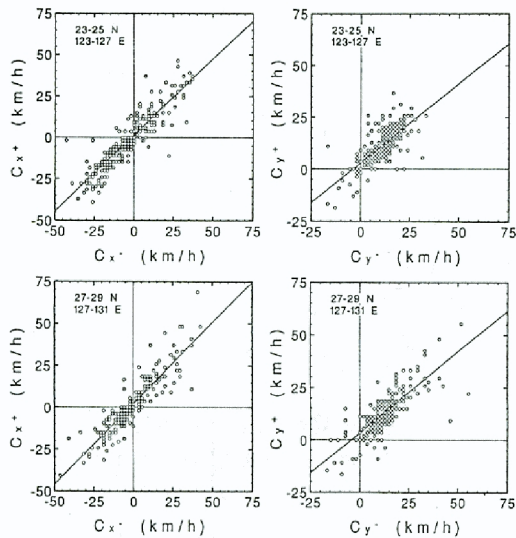


Fig. 6 Samples of correlations of typhoon translation velocity components within 6 hours before and after the typhoon entrance into the sections (N23-25, 123-127E, upper and N27-29, 127-131E, lower).

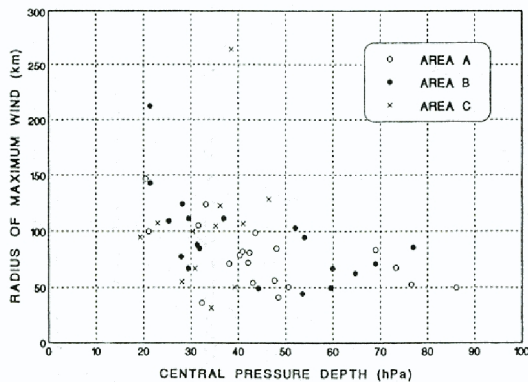


Fig. 7 Variation of the radius of maximum wind ($r_{\max}$) and the central pressure deficit (Δp) at the time of typhoon landing (1951-1994).

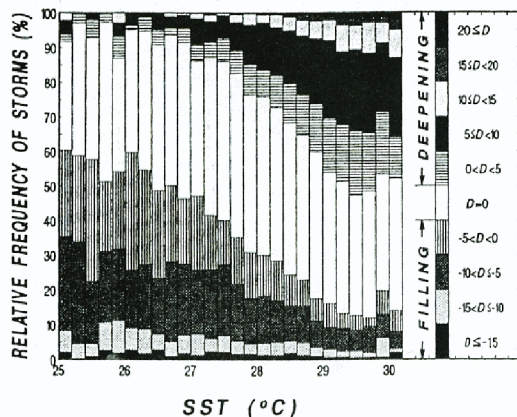


Fig. 8 The typhoon central pressure deepening/filling rate changes with the surrounding sea surface temperature, SST (1951-1994).

料無しで推定することは困難となった。気象庁の発表する洋上での中心気圧についても精度は良くない。従って洋上から日本に近づいてくる台風のパラメータを予測することは非常に困難である。この場合は中心気圧は気象庁の発表する値を用いる他なく、また最大風速半径については人工衛星の画像から推定するか Fig. 7 (Fujii, 1997) に示したような上陸時の中心気圧低下量と最大風速半径との関係を用いて中心気圧低下量から推定する以外にない。周辺での気圧は天気図から推定し時間的に外挿または内挿することができる。

もし台風が沖縄の周辺を通過した場合には、各島の観測値を台風の毎時の移動ベクトルだけずらしたものを合成した気圧分布図から中心気圧と最大風速半径を先に述べた客観解析法で解析し、それを保持したまま日本に接近してくると考えることができる。

台風が洋上にある時には海面水温が高いと発達して中心気圧が低下し、水温が低いと衰弱することが知られている。台風周辺の海面水温と台風の発達率との間には Fig. 8 (Fujii, 1997) のような関係が求められているので、統計的な分散を含めて予測に利用することができる。

いったん台風が陸地に接近すれば気象庁の観測点で行う臨時の毎時観測の結果が通報されるのでこれを用いて客観解析法で中心気圧低下量および最大風速半径を1時間毎に求めることができる。

台風が陸上にある時は水蒸気の供給が停止するので、台風は衰弱を開始し上陸以後 t 時間の中心気圧低下量の変化の様子は次のような式で示される (Mitsuta and Fujii, 1986a)

$$\Delta p = \Delta p_0 \exp(-at) \quad (15)$$

ここで Δp_0 は上陸時の中心気圧低下量で、 a は定数で、平均的に A (九州) で 0.04, B (四国, 近畿) で 0.08, そして C (東海, 関東) で 0.17 の値をとる。これに伴って最大風速半径も増大しその増加率はほぼ 7%/hr で、 Δp が 30hPa 以下になると 100km 以上に達する。

5. 台風の風速と被害との関係

台風に伴う強風のために生じる家屋の被害については、市町村単位に全壊、半壊、損害の3種類に分類した件数の統計が行われている。これら

はその家屋の時価に対して損害額が各々70%以上、70~30%、30%以下に相当する場合と定義されている。多くの場合、存在する家屋の棟数は、はっきりした数字がわからないので、世帯数で代用し損害家屋数と世帯数との比を損害率として台風の被害調査に用いることが多かった。しかし、これらの数は申告数であり、特に一部損の数についての取り扱いが地方によって不統一で、あまり信頼できるものではなかった。

しかし、最近になって市町村単位の木造家屋の保険支払件数(免責額20万円)と同地域内の保険契約件数についての値が台風9119号について入手できたので両者の比を損害率として定義し、これと台風場の客観解析結果から計算した基本地表風速の市町村別の最大値と比較してみると、従来の方法によるものを用いるよりもずっとよい相関を持つ関係が得られた。その結果はFig. 9に示すとおりで、両者の対数がプロットしてあるがこれらの相関係数は0.91となる。これらの関係は平均的に

$$R_W = 1.18 \times 10^{-10} \times V_s^{7.5} \quad (16)$$

という形で書ける。 R_W は木造家屋の被害率(%)で V_s は基本地表風速(m/s)である。

Fig.9によれば、風速十数mから0.01%程度の

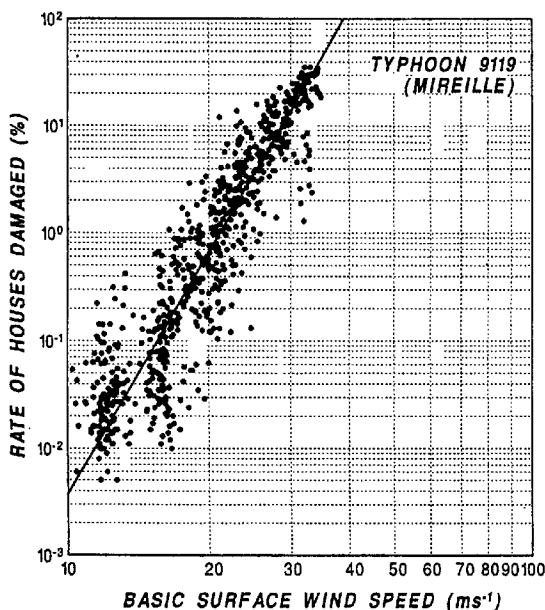


Fig. 9 The relation of the experienced house wind damage rate to the maximum basic surface wind speed at each city and town during Typhoon 9119 passage.

被害が生じ始め、20m/s で約0.7%、30m/s で十数%の被害が生じる。このままで外挿すると40m/s 弱のところで100%の被害が生じることになるが、この台風ではそこまでの強風が生じていないのでこの曲線がどこかで曲がるのかどうかは確認できていない。また、強風が見られなかったことで家屋の全半壊の数は少なく、これについては信頼できる関係は得られなかった。それでもこの関係を用いてある程度の被害の推定ができるであろう。

なお、この台風の場合について過去に行っていたように、実際に観測された最大風速または最大瞬間風速と、その観測点の存在する市町村での申告による被害率との間に同様の相関を作ってみると相関係数は0.6ぐらいの結果しか得ることはできなかった。これは先に述べたように風速観測値および被害申告値の両方の信頼性が低いことによると考えられる。

しかし、この台風9119号についての申告による被害率を20年ほど前に得られた申告による被害率と比較してみると、約1桁近く台風9119号の場合の方が小さくなっている。これは近年の木造家屋が材料および工法の改良により強くなっていることと同時に棟数を世帯数で代用した場合、コンクリート造りのような家屋に住む世帯数が増加したために大きな誤差を生じることなどが影響しているのではないかと考えられる。今後の台風による被害の調査によってさらに詳しいことを調べてみる必要がある。

また風の被害としては木造家屋以外に各種のものが考えられる。しかし、農作物などの場合に

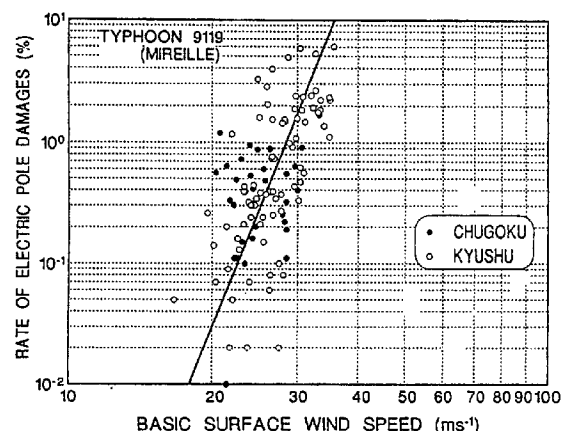


Fig. 10 The damage rate of electric poles in Kyusyu and Chugoku Districts during the passage of Typhoon 9119.

は強風発生季節によって作物の生育に差があり、被害発生機構に差が生じ問題が複雑になってしまう。比較的是っきり風速と被害の関係が求められるものに配電柱がある。台風9119号について九州および中国電力の各営業所別の配電柱の被害数と在籍数との比を被害率として、その場所の最大基本地表風速と対比したものが Fig.10 である(藤井, 光田, 1996)。この図からも明らかのように、風速が 30m/s ぐらいともなれば約 2% の配電柱が倒れて広範囲な停電が生じ、復旧に何日もの時間が必要となる。

このような直接的な破壊でなく、風によって大きな社会的影響を受けるものに交通機関の運行中止がある。走行中の列車や自動車は住家に全く被害が生じないような風速でも脱線転倒する危険があり(光田他, 1995)、現地の最大瞬間風速が 20m/s ぐらいでも危険防止のため運行を中止することがある。したがって、このようなことが生じる可能性を知るだけでも大きな意味がある場合がある。

6. 台風による風災害の予測の具体的手法について

これまでに述べた内容を組み合わせることによって台風による風災害を定量的に予測することができる。この手法については Mitsuta et al.(1996)にも示したが、その概要は次のとおりである。しかし、そのなかには大胆な仮定のもとに議論が進められていたり、被害率の計算が極端な強風下での裏付けがないものであるなど問題点は多く、今後いろいろな場合について実際に経験した事実によって改良していかなければならない面が多く残っている。

予測は先に示した Fig.5 範囲について行うこととし、台風情報および台風時毎時地上観測結果は情報として入手出来るものとする。進路については平均進路か気象庁予報進路を用いる他に、変動を考慮に入れた複数の予想進路を求め各々について風速および被害を求め確率的な被害予測を行うことも出来る。しかしその手法は基本的には同じである。各段階毎に以下に述べる。

1) 初期値の決定

予測範囲内にある予測の起点における台風の位置およびパラメータをまず決定せねばならない。位置は気象庁の情報を受信して過去のものを

記憶しておいて、現在位置および過去の移動ベクトルから Eq.(14)を用いて将来の位置を推定することができる。この場合、統計的手法により乱数と標準偏差を用いて任意の数の進路のバラエティを作ることが出来る。その各々について、以下に述べる被害の推算までを必要とする地点について行えば確率的な被害の期待値を求めることが出来る。また変動を考えないならば Eq.(14)で $D_t=0$ とするか、気象庁の予想進路あるいは過去の類似台風の進路を用いることが出来る。

中心気圧低下量 ΔP は中心気圧の通報値と各時刻の天気図から求めた外縁での気圧 $p(\infty)$ を用いれば推定できる。最大風速半径については人工衛星の眼の直径で代用するか Fig. 7 の関係を用いて ΔP から推算する。

台風が次の予測点は進むまでが外洋の上であれば周囲の海面水温によって中心気圧が変化することがあり得る。これを考えるのであれば、海況図から海面水温を読み取って Fig.8 の関係で ΔP の発達減衰量を推定する。

また台風がそれ以前に沖縄本島付近を通過していたら先に第4章で述べたような方法で中心気圧低下量と最大風速半径を求めその値を保持したまま台風予測範囲まで進んで来たものと考えて推算を行う。

台風9612号の場合について1996年8月13日の15時を初期値とした場合の12時間後の予想位

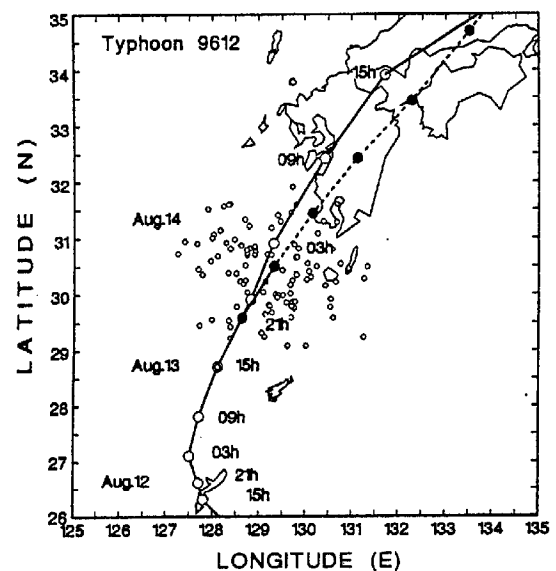


Fig. 11 The path of Typhoon 9612 and the prediction of six hourly position from Aug. 13 15 JST (black circles) with scatter of 12 hour statistically predicted 100 points (small circle) starting from 15 JST.

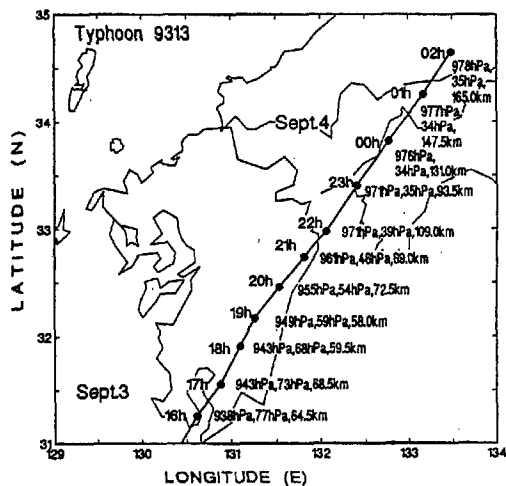


Fig. 12 The objectively analyzed path of Typhoon 9313, Sept. 4, 1993 and P_c , Δp and r_{max} at each observation.

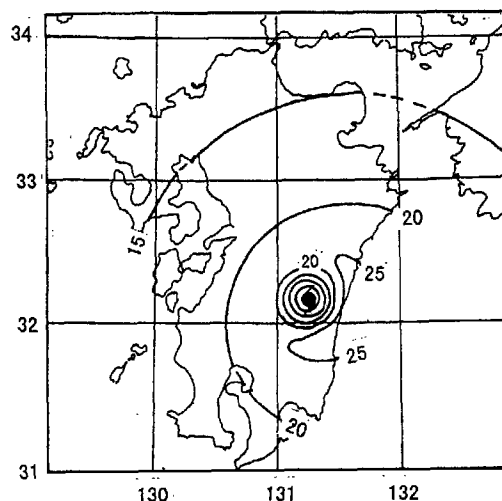


Fig. 15 The same as Fig. 13 but the basic surface wind speed (m/s) over the land.

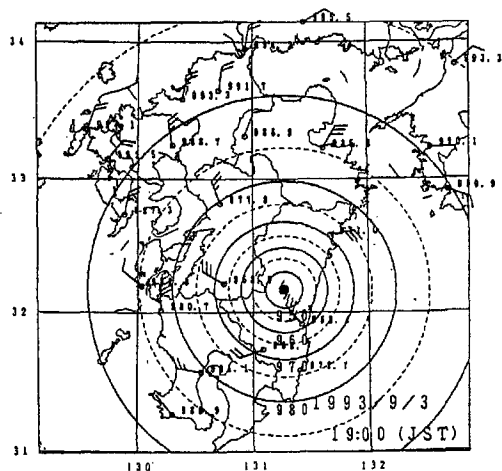


Fig. 13 An example (at 19JST of Sept. 3, 1993) of surface observations and fitted pressure profile of Eq. (3).

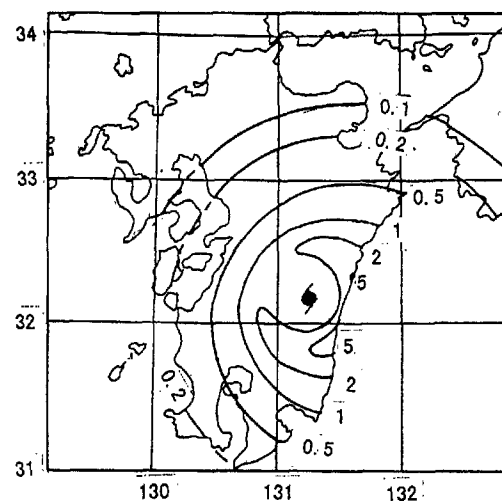


Fig. 16 The same as Fig. 13 but the estimated house damage rate(%).

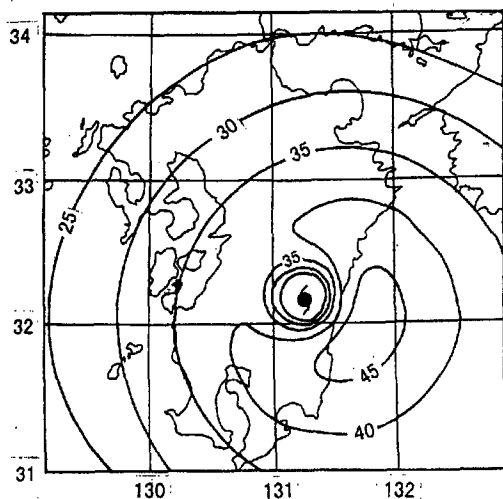


Fig. 14 The same as Fig. 13 but the computed gradient wind speed (m/s).

置は Fig. 11 (小白丸) のようになる。この場合予測位置は案外分散しているが、統計的に処理しているのでこの程度になってしまう。6時間ごとの平均的な予測位置はこの図に黒丸で示しておりであるが、実際の経路(白丸)に比して少し遅れている。各々の点で上に述べた方法で初期値より推定した ΔP および r_{max} を用いて風速を計算し、被害まで求めて行くことになる。しかし実際の被害の計算にはこのように6時間というような大きな時間差ではなく20分ないし1時間単位に計算しないと平滑な最大風速分布を求めることは出来ない。

2) 陸地に接近した場合

台風が陸地に接近し毎時観測を行っている観測点が台風中心から 200km 以内にある程度以上 (6 ヶ以上) の数が存在する場合には藤井 (1974) の提案した方法によって客観的に最小自乗法によって Eq.(3) を適合させ中心位置を決定し、 ΔP および r_{max} などのパラメータを決定することができる。

Fig. 12 に示すような経路で九州を横断した台風 9313 号について 9 月 3 日 19 時における各地での気象観測値をプロットしたものが Fig. 13 で、ここに示された海面更正気圧値を用いて藤井の最小自乗法を用いた客観解析法で Eq.(3) を適合させた結果は同心円で示した等圧線のとおりである。この場合中心は宮崎県中部にあり、 ΔP は 59hPa、 r_{max} は 58.0km であった。

3) 風および被害の計算

上に示した台風 9313 号の 9 月 3 日 19 時時点で台風の移動を考慮に入れた傾度風速の分布は Fig. 14 に示すようになる。この場合最大風速は日向灘の上にある。そしてこれに対応する第 3 章に示した方法で計算した基本地表風速の分布は Fig. 15 のようになる。この場合陸上の値を想定しているの海上の値は示していないが海上では陸上の 4/3 倍ぐらいの風速となる。この図で見ると宮崎県の日向灘の海岸で 25m/s あるいはそれ以上となっている。

このような基本地表風速から Eq.(16) の関係を用いて家屋被害率を求めてみると Fig. 16 のようになり、海岸地域では 5% ぐらいの家屋が被害を受けていると推定することが出来る。しかし宮崎県以外では 1% 以下の被害しかない。このような計算を短時間間隔で繰り返し行い重ねればこの台風による被害を推定することができる。

以上のような計算を新たな毎時観測値が入信する毎に実行して被害の現況の推定と将来予測を繰り返して行けば良いことになる。計算の回数は多いが最近の速度の速い計算機を用いれば数十分で完了することができ、1 時間毎に次々と予測を行って行くことができる。

このような操作によって作り得るプロダクトには色々な種類のものが考えられるが、台風による事後 2 日ぐらいまでの間の特定の場所の風速の時間変化の予測値を始め、最大風速の予測、確率付きの強風の予測、最大被害の予測、あるいは「80% 以上の確率で生じる家屋被害は 5% 程度」と言うような確率付被害の予測、さらにその面的な分布などや被害の生じる時の風向、被害が

多く発生する最大風速の生じる時刻など、目的に応じて種々のものを考えることができる。

ただここでは強風速の継続時間と被害の関係については考えておらず、最大風速のみによって被害率が決定されると考えるというところに問題があるかもしれないし、風速と被害の関係においてもさらに検討する必要があるだろう。しかし、これによって台風の風被害の目安を定量的に得る手法が得られたことには意義があるであろう。未だこの手法を完全自動で実行するためのコード化は完成しておらず、実際の台風について被害予測を行って見た例は示せないが、台風 9019 号が南近畿を通過した時の実況から各町村別被害を計算し、それを府県単位に集計したものと実際に後日調査した府県別の被害率との対比を行ってみると Fig. 17 のような結果で得られた。この場合もあまり風が強くなかったので強くは言えないが比較的良い結果が得られたと言えるであろう。今後のコード化の完成と実用化試験に待ちたい。

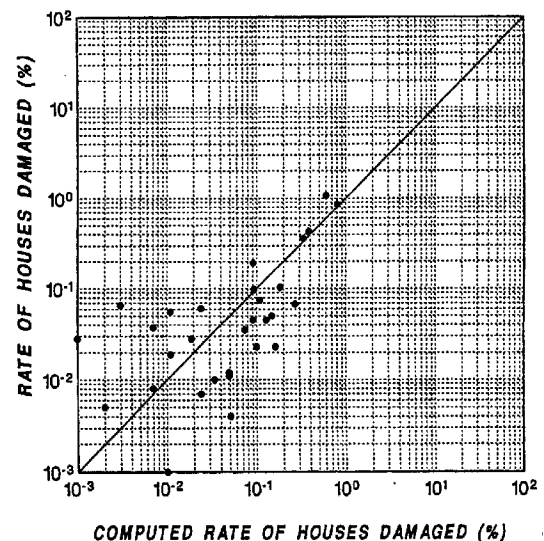


Fig. 17 Comparison of the experienced house damages with those computed from the maximum basic surface wind averaged over prefectures during the passage of Typhoon 9019.

謝 辞

本研究を行うに当たり、その計算の多くを実行して頂いた京都産業大学藤井健教授に心から感謝したい。一連の研究は主に文部省科学研究費自然災害特別研究など、特にこの最後のまとめは基

盤研究 07408008 の補助によって行われた。さらに損害保険料率算定会からは貴重な保険の資料を頂いた上に研究に協力して頂いたことを深く感謝したい。また御協力頂いた各气象台、各大学の方々にも感謝したい。この台風による風災害予測法のコード化実用化は現在京都大学防災研究所と日本気象協会との間の共同研究によって進められている。

参考文献

- 石島英 (1982) ; 島上観測データによる台風地上風速場の推測、天気、Vol. 29, No. 9, pp. 951-966.
- 正野重方 (1953) ; 気象力学序説、岩波書店、428 pp.
- 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、pp.77-90.
- 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.
- 光田 寧・桂順治・松本勝・石川裕彦・林 泰一・杉政和光 (1995) ; 1994 年 2 月 22 日の低気圧による北日本の強風災害について、京都大学防災研究所年報、第 38 号、B-1, pp.143-161.
- 光田 寧・藤井健 (1996) ; 台風の風速と被害との関係について、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、日本風工学学会誌、(印刷中) .
- Bjerknes, V. (1921); On the dynamics of the circular vortex with applications to atmosphere and atmospheric vortex and wave motions, Geophysiske Publikationer, Vol. 2, pp. 1-18.
- Fujii, T. (1997) Statistical analysis of the characteristics of severe typhoon hitting the Japanese Main Islands, Mon. Wea. Rev., (to be published).
- Flather, R.A. (1994); A storm surge prediction model for the northern Bay of Bengal with application to the cyclone disaster in April 1991, J. Phys. Oceanogr., Vol. 24, pp.172-190.
- Fujita, T. (1952); Pressure distribution in typhoon, Rep. Met. Lab., Kyushu Inst. Tech., Vol. 2, No. 1-2.
- Gray, W.M. and D.J. Shea (1973); The hurricane's inner core region, II, Dynamic and thermodynamic characteristics, J. Atmos. Sci., Vol. 30, 1073, pp.1565-1576.
- Holland, G.J. (1980); An analytic model of the wind pressure profiles in hurricanes, Mon. Wea. Rev., Vol.108, 1212-1218.
- Holmboe, J., G.E. Forsythe and W. Gustin (1945); Dynamic Meteorology, John Willy and Sons, pp. 207-209.
- Hubbert, G.D., G.J. Holland, L.M. Lessile and M.J. Manton (1991); A real-time system for forecasting tropical cyclones storm surges, Wea. Forecast, Vol.6, pp. 86-97.
- Malkus, J.S. (1958); On the structure and maintenance of the mature hurricane eye, J. Meteor., Vol.15, pp.337-349.
- Mitsuta, Y. and T. Fujii (1986a); Synthesis of typhoon wind patterns by numerical simulation, Natural Disaster Science, Vol. 9, No. 2, pp.49-61.
- Mitsuta, Y. and T. Fujii (1986b); Analysis of typhoon pressure patterns over Japanese Islands (II), Natural Disaster Science, Vol. 9, No. 2, pp.19-28.
- Mitsuta, Y. and T. Fujii (1987); Analysis and synthesis of typhoon wind pattern over Japan, Bulletin Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Vol. 37, Part 4, No. 329, pp.169-185.
- Mitsuta, Y. T. Fujii and K. Kawahira (1979); Analysis of typhoon pressure patterns over Japanese Islands, Journal of Natural Disaster Science, Vol. 1, No. 1, 1979, pp. 3-19.
- Mitsuta, Y. T. Fujii and I. Nagashima (1996); A predicting method of typhoon wind damages, Proc. of ASCE Specialty Conference on Probabilistic and Structural Reliability, Worcester, 1996, pp.970-973.
- Mitsuta, Y., T. Suenobu and T. Fujii (1988); Super-gradient surface wind in the eye of typhoon, J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 66, No. 3, pp.505-508.
- Mitsuta, Y. and S. Yoshizumi (1973); Periodic variations of pressure, wind and rainfall observed at Miyakojima during the Second Miyakojima Typhoon, J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 51, No. 6, pp.475-485.
- Schloemer, R.W. (1954); Analysis and synthesis of hurricane wind pattern over Lake Okeechobee, Florida. Hydrometeorological Report, No. 31, U.S. Department of Commerce, Weather Bureau, 49pp.

Prediction of typhoon wind damages

by
Yasushi MITSUTA

Synopsis

A new scheme for the prediction of typhoon wind damages in Japanese main islands is proposed. A model typhoon profile was reduced from the results of objective analysis of past severe typhoons hitting Japanese Islands. The surface wind speed is estimated from the gradient wind balancing to the moving circular pressure pattern. Combining these knowledges and the damages to surface wind speed relationship, the new scheme to predict typhoon wind damages was formulated.

Keyword: Typhoon; Typhoon central pressure depth; Radius of maxumum wind speed; Typhoon path;
Wind disaster; Rankin vortex.