

島上観測データによる台風地上風速場の推測*

石 島 英**

要 旨

南西諸島海域において、台風接近時の島上観測データを用いて台風個々の中心域の地上風速場を解析し推測する方法を示した。これは、2助変数指数関数型表現による気圧分布曲線による風速分布を上層(無摩擦)の静止台風の風速場とし、これに摩擦パラメーター k , β による摩擦効果を加味し、更に一般風のベクトルを加算することによって地上風速場を得る方法である。この方法により、8個の台風の地上風構造についてしらべた。また、推測による地上風ベクトルと各観測地点における実測の風ベクトルとの差異を吟味することにより、地点の周辺地形の影響等について定性的に考察した。

1. まえがき

台風域内の地上風速場を正確に表現することは、強風時境界層内の諸物理過程の解明にはもとより、台風域下の住民への風に関する、より精密な情報を提供できるようにする点からも重要なことである。

通常、台風による災害の発生が中心付近に集中することからわかるように、強風域は台風中心付近の眼域を除く中心から100~200 km までの範囲である。しかし、その強風の程度、軸に対する非対称性等について実際のデータにもとづいた研究は少なく、Simpson氏がバース会議で述べている(土屋, 1980)ごとく不明な点が多い。今日、飛行機や人工衛星による観測も行われるようになったとはいえ、やはり地上風の推定に当っては困難な問題があり、必ずしも十分な実績をあげているとはいえない。

こういう事情にかんがみ、台風中心付近の地上風速場を追究するのに海洋上の小孤島の地上観測データを利用する価値が十分認識されよう。しかし、このことに関して最も障害となるのは、観測地点のある島のスケール、地形の影響を除去しなければその地点の観測データは生きてこない(Frank, 1977)ということである。

ここでは、観測地点の中で最も島の存在の影響が小さいと考えられる地点の毎時の時系列データと若干の仮定の上に、台風個々に対し地上風速モデルを作る。また、

観測地点に対して、このモデルによる推測風と実測風を比較し、その地点の実測値に周辺地形の影響が混入している可能性について検討する。

2. 資料及び解析の方法

解析の対象とした台風について、その径路(解析期間の毎時の位置)を第1図に、台風名及び解析期間内の中心気圧、眼の半径、移動速度の平均及びそれらの解析期間内の変動幅を第1表に示す。解析期間は、台風の円形眼の中心が十分な精度(約0.1度)で決定され、また充分な数の地点(2地点以上)が台風域内(3度緯度距離以内)にあり、そのうちの1地点の気圧値 P が

$$P < P_c + (P_\infty - P_c) / 3 \quad (1)$$

を満たす場合に限定する。ここで P_c は台風の中心気圧で気象庁による毎6時間おきの発表値から内挿して得られた値、 P_∞ は台風系(最大円形状閉等圧線を指標とする)とそれを包囲する外部気圧系の境界付近の気圧で、解析期間内及びそれに接近した時刻の気象庁印刷天気図から各方位で読みとった気圧値を平均した値で与える。

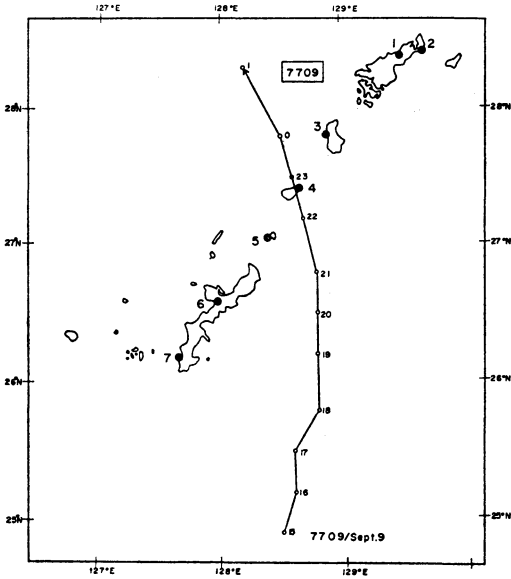
観測資料はほとんどが気象官署提供のものであるが、台風7705号及び7709号については市町村管轄の空港、京都大学防災研究所の旧多良間島台風観測所の資料も含まれている。第2表には、これらの観測地点の位置及びその周辺地形を示すいくつかの要素を示した。気象官署の資料は、地上気象観測日原簿の毎正時の海面更正気圧値、風向風速値及びレーダーによる毎正時ごろのエコー写真図である。空港等の資料は連続日記紙にもとづく毎正時の風向風速値である。いずれの場合も風向は16方位、風

* An observational study on the typhoon surface wind field with island station data

** Suguru Ishijima, 琉球大学短期大学部。

—1980年5月21日受領—

—1982年7月26日受理—



第1図(a) 解析対象台風7709号の径路。

速は10分間平均値である。風速計設置場所の高さは平均19mで3.3~44.1mの高さにばらついているが、ほとんどの地点で10m以上である(第2表)。徳之島と石垣島を除けば風速値に対する高度影響は小さいと考えられ

第1表 台風名, 中心気圧, 眼半径, 移動速度の解析期間内の平均。()内は変動幅。

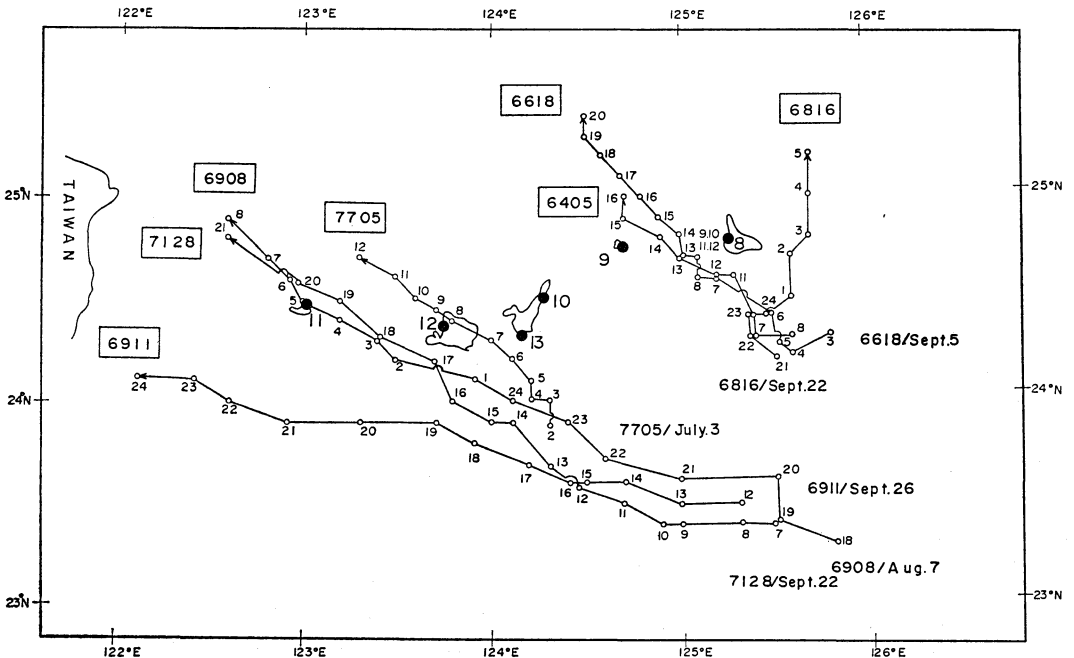
台風名	中心気圧(mb)	眼半径(km)	移動速度(m/s)
6405	974 (±8)	20 (±3)	4.3 (±1.8)
6618	919 (±1)	26 (±1)	3.9 (±2.6)
6816	932 (±1)	38 (±11)	4.6 (±2.3)
6908	964 (±4)	11 (±2)	7.3 (±3.0)
6911	932 (±6)	40 (±10.0)	8.1 (±3.6)
7128	943 (±2)	70 (±28)	7.1 (±2.5)
7705	930 (±5)	19 (±4)	4.0 (±2.4)
7709	918 (±3)	20 (±2)	9.0 (±4.5)

る。ここでは便宜上すべての地点について高度補正を行わないで使用する。

3. 台風中心域地上風の推測方式

3.1. 気圧分布と静止台風の上層風分布

周知のように, 台風の風速分布の大きな特徴は中心からある距離において最大になりその内外に行くにしたがって減衰すること, そしてそれに対応して気圧傾度も風速最大域付近で最大になり, その内外では減衰していくと推測されている。この特徴を記述するために, これまで多くの台風解析またはモデリングでは中心からの距離 r



第1図(b) 解析対象台風6405, 6618, 6816, 6908, 6911, 7128, 7705号の径路。

第2表 観測地点名, 位置, 風速計の高さ等. a: 気象官署, b: 市町村所轄空港, c: 京都大学防災研究所旧多良間島台風観測所. * 目崎茂和(1980)の琉球列島における島の地形的分類とその帯状分布による. ** おおよその目測距離.

地点番号	観測地点名	所轄官庁	位置		風速計の高さ (m) (海面より)	海岸への最短 距離** (km)	地点のある島 の面積* (km ²)
			緯度	経度			
1	名瀬	a	28.40	129.50	20.2	0.5	719
2	奄美空港	b	29.41	129.67	25.0	0.1	719
3	徳之島	b	27.80	128.90	3.3	0.1	248
4	沖永良部島	a	27.40	128.70	11.0	0.1	95
5	与論島	b	27.00	128.40	15.5	0.1	21
6	名護	a	26.60	128.00	12.5	1.0	1,183
7	沖繩(那覇)	a	26.20	127.70	18.1	0.5	1,183
8	宮古島	a	24.80	125.28	39.2	1.0	159
9	多良間島	c	24.70	124.70	15.0	0.5	20
10	伊原間	a	24.50	124.30	21.5	0.1	223
11	与那国島	a	24.45	123.00	44.1	0.5	28
12	西表島	a	24.40	123.70	13.0	1.0	288
13	石垣島	a	24.30	124.30	6.0	0.5	223

に関する気圧分布を1助変数(台風のスケールパラメーター) r_0 を用いて表現する方式がとられた. これによると, 傾度風または旋風変換によって得られる風速分布は, 与えられた気圧深度 $P_\infty - P_c$ に対して最大風速とその出現地点が一義的に決まる結果を導く. しかし, 気圧深度が同じでも最大風速やその出現位置が違うことは十分予想される. この点を考慮して, ここでは2助変数を用いた気圧分布曲線による解析を行う. このために藤田(1952)の冪乗型及び Graham and Hudson (1958) や Holland (1980) の指数関数型表現が試みられているが, ここでは取扱いの簡単な指数関数型表現の式を採用する.

気圧 P の台風中心からの距離 r との関係性を2助変数 r_0, a を用いて,

$$\frac{P - P_c}{P_\infty - P_c} = e^{-\left(\frac{r_0}{r}\right)^a} \quad (2)$$

で与える. この気圧分布による旋風の速さ V_s は,

$$V_s = V_{SO} \left[\left(\frac{r_0}{r}\right)^a e^{-\left(\frac{r_0}{r}\right)^{a+1}} \right]^{1/2} \quad (3)$$

となり, $r = r_0$ (最大風速半径) において最大風速 V_{SO} ,

$$V_{SO} = \left[\frac{a(P_\infty - P_c)}{e\rho} \right]^{1/2} \quad (4)$$

を与える. $a=1$ のとき, 1助変数表現の Scholomer の式になる. (3) 式を静止台風の無摩擦の風速分布, すな

わち上層風の大きさとする.

3.2. 移動台風の地上風速分布

移動台風の地上風速場 V は, 静止台風の上層風 V_s に地上の摩擦効果を加味して得られた静止台風の地上風 V_f に一般流の速度 C を加算する方式,

$$V = V_f + C \quad (5)$$

$$V_f = kV_s \quad (6)$$

で与えられるとする. k は静止台風の風速 V_s に対する地衡風抵抗である. ここで移動台風の風速 V に対して k を定義しなかった理由は, 一般流の速度 C が (2) 式の気圧場の一部から得られるのではなく別に存在する ((2) 式の中には含まれていない) 解析困難な気圧場からひきおこされるものであり, しかも既に地上の摩擦の効果が加味されたもの (後述するように実際の台風の移動速度と置き換えられるもの) であるという考え方に立っているからである. 台風中心を原点とし一般風の吹いていく方向 α_0 (北から時計廻りにとる) を基線とする極形式の座標系における任意の地点 (r, α) の風向 γ , 風速 V を第2図を参照して与えると

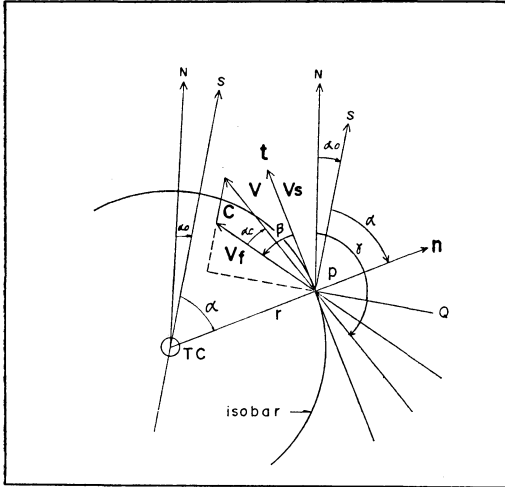
$$\gamma = \alpha_0 + \alpha + \alpha_i + 90^\circ \quad (7)$$

$$V^2 = k^2 V_s^2 + 2k V_s C \sin(\alpha - \beta) + C^2 \quad (8)$$

ここで,

$$\alpha_i = \alpha_c - \beta \quad (9)$$

$$\alpha_c = \cos^{-1} \{ (V^2 + V_s^2 - C^2) / 2VV_s \} \quad (10)$$



第2図 台風中心(TC)を原点とする地点P(r, α)における風向γ及び風速vを求める概念図。N: 北の方向, S: 一般風の吹いていく方向, V_s , V_f : 静止台風の上層風(無摩擦)及び地上風ベクトル, C : 一般風ベクトル, isobar: 台風域内における任意の円形等圧線, t : isobarの接線方向, n : その法線方向。

β は V_f が円形等圧線を横切る角(等圧線の内側へプラス), α_c は V_f と V のなす角(V_f の右側へプラス)である。

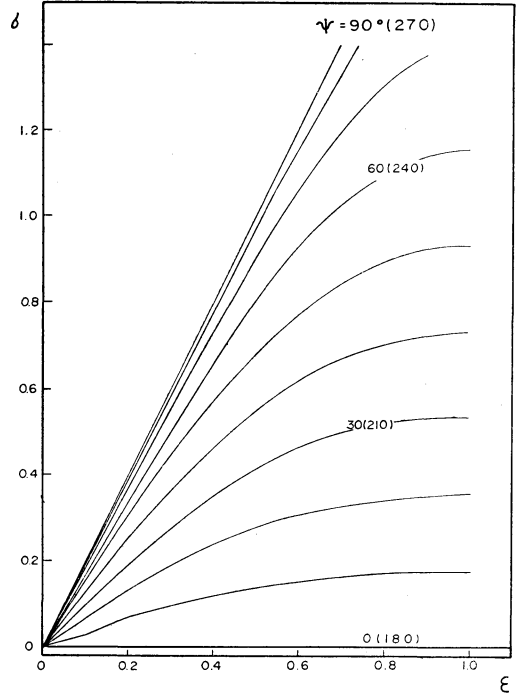
一般風の吹いていく方向 α_0 は台風が移動する方向と一致するとし, その大きさ C は台風の移動径路から求めた移動速度 C_0 をもとに非対称パラメーター ϵ ($=C/V_f$, と定義する) が次のように仮定した動径分布,

$$\left. \begin{aligned} \epsilon &= \frac{C_0}{V_f}, \quad r \leq r_0 \\ \epsilon &= \frac{C}{V_f} = \epsilon_0 e^{-\mu(r-r_0)}, \quad r_0 < r < r_b \end{aligned} \right\} \quad (11)$$

を満たすように決定する。ここで $\mu = \ln(\epsilon_0/\epsilon_b)/(r_b - r_0)$, $\epsilon_0 = (C/V_f)_{r=r_0} = C_0/(V_f)_{r=r_0}$, C_0 は解析時刻前後2時間の台風の平均移動速度とする。 μ の決定に必要な r_b 及び ϵ_b は, すべての台風に通じてそれぞれ便宜的に解析範囲の限界(台風の中心から2度緯度距離)及び ϵ_0 の10分の1とする。したがって(8)式の一般風の風速は

$$C = \epsilon V_f = \epsilon k V_s \quad (12)$$

で与えられる。一般風, すなわち移動の速度に(12)式のように動径分布を仮定したのは明らかな物理的な根拠からではなく, 一般に台風の中心に関する風速場の非対



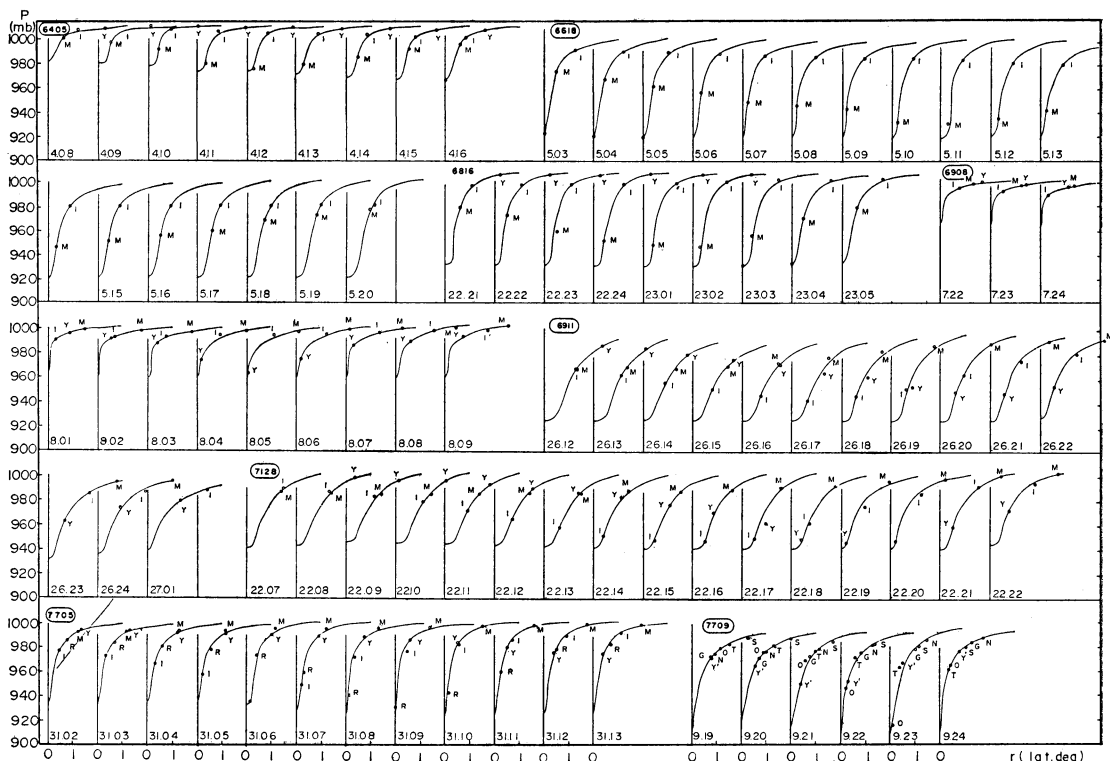
第3図 $\Psi = \alpha - \beta$ の値でパラメタライズされた非対称パラメーター ϵ と非対称度 σ の関係。

称性が中心付近に限られるという経験的事実を表現するためである。台風の中心に関して点対称な2点($r, \alpha - \beta$)と($r, \alpha - \beta + \pi$)の風速差の両地点平均風速に対する比を風速場の非対称度 σ と定義すると, これは(11)式の非対称パラメーター ϵ の関数として与えられる。すなわち(8)式を用いて,

$$\sigma = \frac{(\sqrt{1 + \epsilon^2 + 2\epsilon|\sin\phi|} - \sqrt{1 + \epsilon^2 - 2\epsilon|\sin\phi|})^2}{2\epsilon|\sin\phi|} \quad (13)$$

ここで, $\phi = \alpha - \beta$. (13)式による ϵ と σ の関係を ϕ をパラメーターとして図示すると, 第3図のようになる。図から, 台風中心に関する非対称度は台風一般風軸(移動軸)方向と右廻りへ β 傾いた方向($\phi = 0, 180^\circ$)で最小で, それに直角な方向($\phi = 90^\circ, 270^\circ$)で最大となることがわかる。また, 1つの ϕ の値に対して, σ は ϵ とともに大きくなる。したがって, (11)式の ϵ_0 及び μ の値により非対称性は決定されることになる。

次に, k と β の値の決定方法について述べる。地形の影響がもっとも小さく海面状態に近いと考えられる観測地点(基準地点と呼ぶことにする)を選び, この地点における実測風ベクトル(7)と(8)式から k と β が与えられた場合に算定できる推測風速ベクトルの差ベクトル



第4図 毎時の海面気圧の実測値とそれらを表わす分布曲線, M: 宮古島, I: 石垣島, Y: 与那国島, R: 西表島, O: 沖永良部島, Y': 与論島, N: 那覇, G: 名護, T: 徳之島, S: 名瀬. 縦軸: 気圧, 横軸: 台風中心からの距離(緯度距離).

を考える. この差ベクトルの絶対値のデータ数による平均値 δ が最小になるように, (8) 式中の k と β を同時に決める. k と β は一般に台風域内である分布をもつものと考えられるが, ここでは風速場の解析対象範囲 ($r \leq r_0$) で一定の値をとるものとして決める.

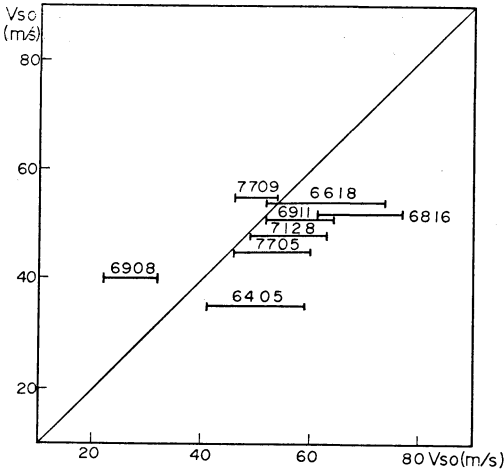
4. 結果と考察

4.1. 気圧分布

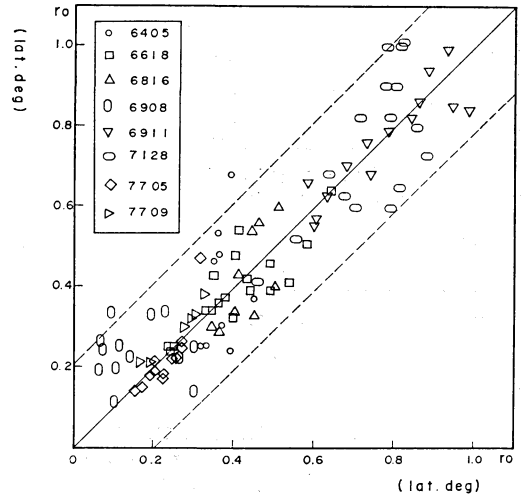
島上観測地点の台風中心からの距離(横軸)とその観測地点における海面気圧値(縦軸)との関係を第4図に示す. 図には(2)式にもとづいて r_0 及び a を未知数とした最小自乗法処理により求めた気圧分布曲線も示してある. 最小自乗法処理にあずかったデータは2~6個であるが, 求められた曲線は全般的にデータの分布傾向をよく表わしている.

通常, 気象関係機関による中心気圧の決定の精度は ± 5 mb であることを考慮すると, 解析期間中の中心気圧の変化は, 6405, 6911, 7705号については比較的に大

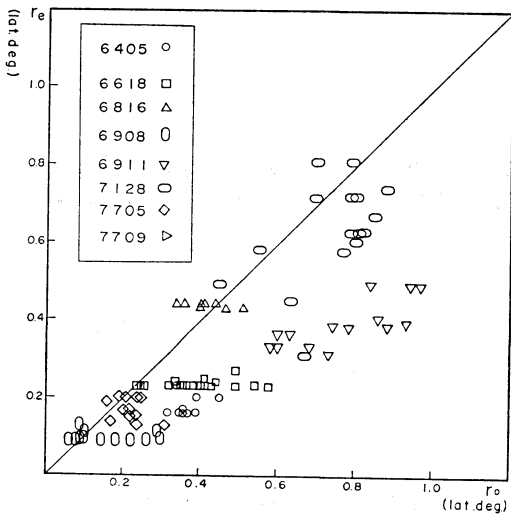
きいが, 全般的にすべてについてほとんど無視できる程度である. 同程度の $P_{\infty} - P_c$ の値に対しても r_0 と a の値にはかなりの変動があり, 気圧分布の構造が微妙に解析時刻ごとに変っていることがわかる. $r_0 = 0.1 \sim 1.0$ 度緯度距離, $a = 0.3 \sim 3.1$ の範囲で変化している. (4)式から明らかなように, 最大風速は a の値によって変化する. ここで, 第5図において $a = 1$ とした一助変数解析((2)~(4)式において $a = 1$ とする)による結果と, ここでの $a = 1$ でない2助変数解析で得られた静止台風の上層風の最大風速 V_{50} とその出現する半径 r_0 を比較してみる. $a < 1$ となった6908号及び7709号をのぞく6個の台風については, 1助変数解析による V_{50} を15~40%過大評価している(第5図(a)). また, 個々の台風別にみると, 2助変数解析による結果は解析区間内で10~20 m/s の変動幅を示している. r_0 については, 第5図(b)にみるように, 平均的には両解析による結果はほぼ一致しているが, ばらつきは大きく0.15度緯度距離に至っている. また, 個々の台風別にみたとき, 6405号を除



第5図(a) 2助変数気圧分布曲線にもとづく静止台風上層風の最大風速 V_{so} (横軸) と1助変数気圧分布曲線によるそれ V_{sg} (縦軸) との比較.



第5図(b) 最大風速半径 r_0 を除けば第5図(a)と同じ.



第6図 最大風速半径 r_0 とレーダー眼半径 r_e の比較.

いてはいずれの台風でも解析区間内のばらつきの変動幅はほぼ同じで0.2~0.4度緯度距離である.

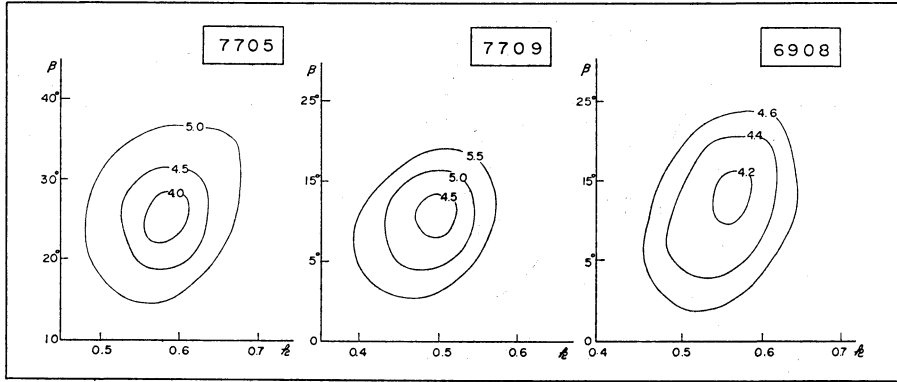
第6図に台風眼の半径(中心付近の雲のない円形状域の半径) r_e と r_0 との関係を示す. 一般的に r_0 は r_e より大きく, また r_e が大きいほどその差は開く傾向がある. 一般に最大風速が眼壁雲帯内部にあると言われているので, $r_0 > r_e$ となる傾向は正しいであろう. ハリケーンの飛行機観測データ解析による Shea and Gray(1973)

の結果 (Fig. 17) も同じ傾向を示している.

4.2. k, β の値

7705号台風については多良間島, 7709号については沖永良部島及び奄美空港の地点, その他の台風については宮古島を基準地点として, k, β の値を決定した. 台風7705号, 7709号, 6908号の場合について, 実測風ベクトルと推測風ベクトル(7), (8)式による)の差ベクトルの絶対値 δ が k と β によってどう変わるかを第7図に示す. δ が最小になる ($\delta = \delta_{min}$) ときの推測風が実測風を最も忠実に表現するとして k と β を決定した. 結果は第3表に示してある.

解析に用いた基準地点の違いにより, δ_{min} に大きな開きがみられる. 宮古島を基準地点とした場合には台風6908号をのぞいてすべての場合について δ_{min} や β は大きい. これは, 宮古島が多良間島や沖永良部島に比べてより島の地形等の影響があつて宮古島における実測風は変動性に富み, 推測風に一致させるように調節することが困難であるからと考えられる. 特に, 強烈台風6618号の場合には, その台風が宮古島に最接近する前から後にかけて, 解析区間の宮古島の風速の実測値には接近前の数時間と, 停滞し遠去かり始める2, 3時間の間に顕著な変化があり, 平均的にいって前者の約45 m/sから後者の約35 m/sに弱まっている. さらに光田と吉住(1973)が報告しているように, 約1時間の周期及び約5 m/s程度の振幅の周期的変動が重なつて変動性を強化している. それで解析区間全体のこれらの実測データをみたとす



第7図 実測風ベクトルと推測風ベクトルとの差ベクトルの絶対値 δ と k , β 値。7705号は多良間島, 7709号は沖永良部島+奄美, 6908号は宮古島が基準地点。

に1定値の k と β を決めるのに δ_{min} が大きくなっていると思われる。

k , β の性質については Ekman 境界層の分野で多くの人々によって調べられている。その結果、一般に k も β もそれぞれ地表の粗度粘性係数, 大気の安定度, 緯度, 傾圧性その他に依存するものと考えられている。ここではほぼ同じ地域を通過した台風の中心付近の強風に関するデータを用いて k , β を決定したのであるから, 安定性, 傾圧性, 緯度の効果は無視することができよう。したがって, 上で決定された k , β 値は島の地形, 摩擦の効果を主に示すものと考えられる。Haltiner and Martin (1957) の Table 14-2 によれば, 緯度 20°N の中立大気の観測結果として, 海面から粗い陸地の面に対して $\beta = 30^\circ \sim 50^\circ$ を与えている。これは, ここでの第3表の結果にみる β の変動の幅を支持するものとして興味深い。また Hasse and Wagner (1971) や Kondo (1977) は, Geostrophic Drag 係数は $10 \sim 40 \text{ m/s}$ の風速域においてほとんど変化なく $0.5 \sim 0.6$ の値を与えている。ここでの k の値も 6816号の場合をのぞいてはほぼ同じ範囲の値を与えており, 解析結果の妥当性が支持されている。6816号について $k = 0.72$ という大きな値が得られたことについては, 解析に使用されたデータが台風の左半円のものに限られたことや気象関係機関による中心気圧の過大評価の可能性等との関連が考えられる。

台風中心域内への収束 airflow を接線速度成分に対する摩擦との関連において理論的に考察した結果, 中心側への吹きこみ角 β (静止台風の場合) は外縁部から眼域へ行くにしたがって減少することが知られている (Rosenthal, 1962)。これは Ekman の境界層の取扱い (Haltiner and

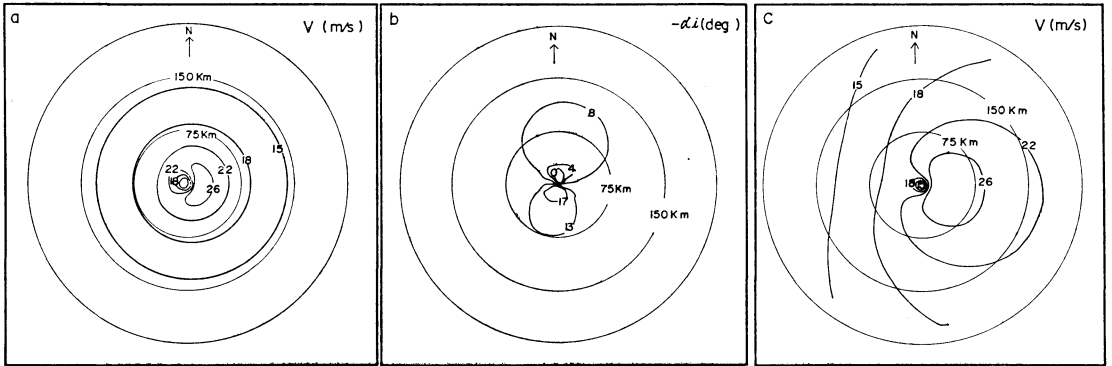
Martin (1957) の (14-41) 式) に準ずれば k は外縁部で小さく, 中心に近くなるにしたがって増大することを暗示する。すなわち, 風の弱い台風外縁部で β は大きく k は小さく, また中心付近の強風域では β は小さく, k は大きくなることが予想される。しかし, たとえば光田他(1978)の7705号の解析によると k も β も中心に向かって大きくなる傾向を示し, 上の Ekman 境界層の考え方どおりにはならないことを指摘している。このように, k , β の分布についてはそのおおまかな傾向についてすら疑問が残る。ここでは, これを踏まえて k と β は一定として取扱っているので, その分布傾向について言及することはできない。

4.3. 基準地上風モデルの特徴

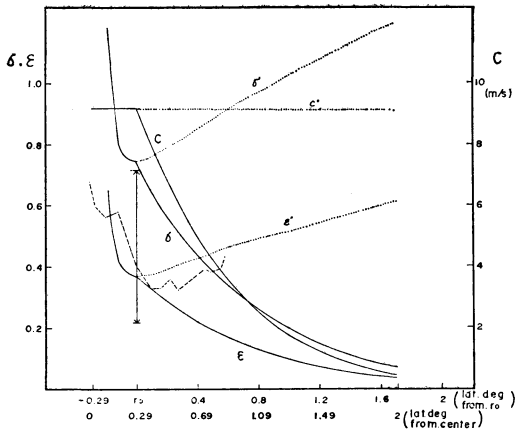
3.2 節にしたがって, 前節で決定された k , β を用いて (7), (8) 式から, 一般風の方向は台風移動の方向と一致し, その速さは (12) 式による分布をもつという前提のもとに得られた移動台風の地上風速場を, 基準地上風モデル (SSM) と呼ぶことにする。このモデルによって得られる移動台風の等風速線分布及び (9) 式による吹き込み角 ($-\alpha_i$) を, 第8図 (a) 及び (b) に示す。これは 7709号が北進中の9月9日20時の例で, $P_\infty = 1003 \text{ mb}$, $P_c = 915 \text{ mb}$, $r_0 = 0.3$ 緯度距離, $a = 0.841$, $k = 0.50$, $\beta = 10^\circ$, $C_0 = 9.26 \text{ m/s}$, $\epsilon_0 = 0.37$ である。

この例では, β が小さく C_0 が大きいので, 吹き込み角は小さく, 非対称性は強い。また, C_0 が大きいので台風の前方で吹き込み角は小さいが, 吹き込み域は広くなり, 後方では吹き込み角は大きいとその域は狭くなっている。

また, 第8図 (a) に見られるように風速の非対称性



第8図 7709号の9月9日20時について SSM による (a) 等風速線図, (b) 等圧線の中心側に吹き込む角, (c) 一般風を一定としたときの等風速線図.



第9図 7709号の9月9日20時の場合の SSM による非対称パラメーター ϵ , $\psi=(90^\circ, 270^\circ)$ での非対称度 σ 及び一般風の風速 C の動径分布 (実線). 各台風毎の平均の $r=r_0$, $\psi=(90^\circ, 270^\circ)$ の非対称度 σ の範囲を \downarrow で示す. Shea and Gray (1973) の飛行機観測値解析による非対称度を破線で示す. 一般風が一定のときのそれぞれの量 (ϵ' , δ' , c') を点線で示す.

は特に中心付近に集中している。これは非対称パラメーター ϵ , 非対称度 σ , 一般風の風速 C を (11)~(13) 式のように与えたからである。一般風の方向に直角な方向から、時計廻りに β 度回転した方向 ($\psi=\alpha-\beta=90^\circ$ と 270°) について $C_0=9.26 \text{ m/s}$ を用いて得られた ϵ , σ , C を第9図に示す。この図には、台風個々についてもとめた解析期間平均の非対称度のばらつき の範囲も $r=r_0$ の値について矢印で示した。さらに、Shea and

Gray (1973) によるハリケーン多数例の飛行機観測結果 (方向に関係なく中心から同一距離での最大・最小風速の差の平均風速に対する比) の分布傾向も破線で示した。この非対称度から本研究での定義に基づいて、移動速度 (彼らの解析には示されていない) を逆算すると $5 \sim 6 \text{ m/s}$ になる。これは、ここでの解析対象台風についての平均的な値であり、彼等の得た非対称度が移動速度から説明できる可能性を暗示している。また参考までに、移動速度が動径分布をもたない ($C=C_0$ —一定) という前提に基づいた等風速線分布 (第8図 (c)) は、非対称性が中心の左右に強く広い範囲に生じ非現実的であることを示す。

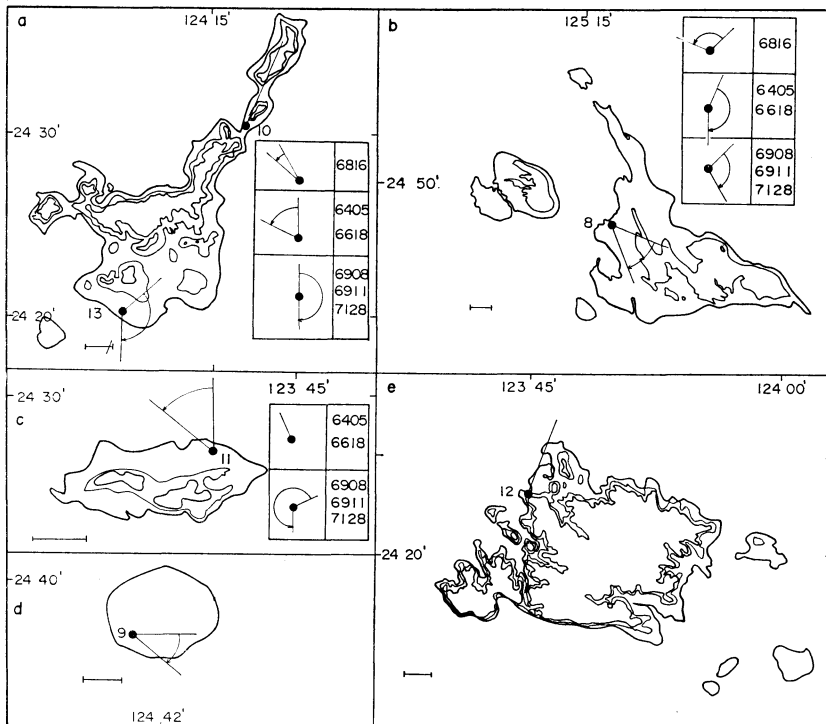
4.4. 実測値と推測値の比較

ここでは、島上の各地点について前節で述べた SSM による推測風と実測風との比較を行なう。予想される両者間の主な差異の1つは地点周辺地域の影響、他の1つは SSM の欠陥によるものと考えられる。後者の1例については (d) でとりあげることにし、(a), (b), (c) では地形の影響について第10図を参考にみていく。

(a) 台風7705号について

7705号の場合について各観測点に関する実測値 (横軸) と推測値 (縦軸) の比較を第11図に示す。基準地点 (多良間島) のデータは黒塗りしてある。多良間島の実測値を基準に SSM は作られたので、それなりに多良間島については実測値と推測値の対応は良い。

石垣島は台風7705号の最接近時の31日5~8時には眼壁雲内に入っている。その間、風速の実測値は推測値をはるかに上まわっている。その他の解析時刻は風速、風向両方について両者の一致は良い。最接近時に異常に強



第10図(a) 宮古, 石垣島地方の観測島の地勢図(50 m, 100 m の等高線を示す)。a. 石垣島, b. 宮古島, c. 与那国島, d. 多良間島, e. 西表島, 線分 l-l' は 2km. 観測地点における矢印間の角度範囲は, 7705 号台風が接近通過する際に生じた風向変化の範囲を示す。宮古島, 石垣島, 与那国については当地方のその他の台風を 3つのグループに分けて風向変化の範囲を示した。

い風が観測された原因として, 石垣島観測地点北方のパンナ岳やおもと山岳の効果, すなわち北東~東からの強風が北東~南西に走るおもと山岳峰(第10図(a))に沿って左側(南側)斜面を吹走する際の風速強化が考えられる。

西表島では, 接近時の北東風について実測値がわずかに大きくなる傾向があるが, その他の時間帯については全般的に実測値と推測値の一致は良い。なお西表島では最接近時に測風塔の倒壊があり, 台風の後面のデータはとられていない。

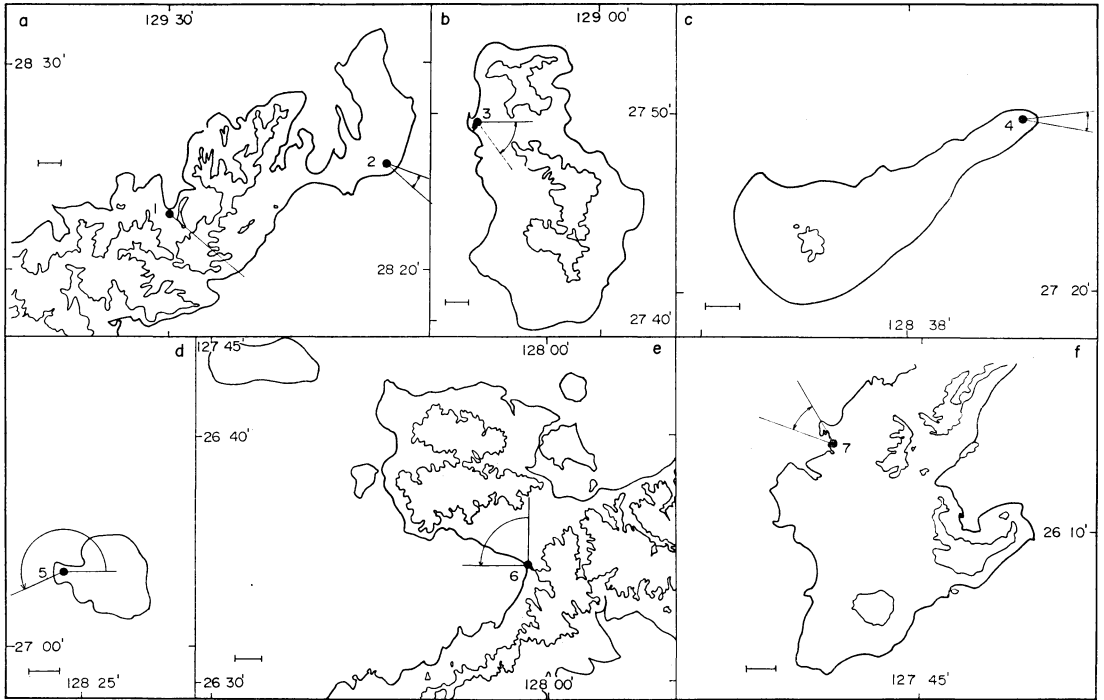
伊原間及び宮古島においては全般的に実測値は推測値より小さいが, これは1つには多良間島にくらべればこれらの地点の周辺地形, 摩擦が大きいかを意味するであろう。しかし, 同時に実測値は相対的に石垣島と多良間島で強く, 伊原間と宮古島で弱いことを考えると, 台風中心から動径方向に波状的に出現している台風自身の風の強弱に帰因しているとも考えられる。

与那国島についても風速の実測値は推測値より僅かに小さい。これも多良間島に比べて与那国島の地形, 摩擦の効果が僅かに大きいことを暗示している。また, 解析期間の北~北西の風が与那国島の地形効果により僅かに風向が北寄りになるものと考えられる(第11図の右図)。

(b) 台風7709号について

台風7709号接近の際の実測と推測による風速, 風向の比較を第12図に示す。この場合の基準地点は沖永良部島と奄美空港である。奄美空港を基準点に加えたのは, 沖永良部島のデータ数が少ない(最接近時に風速塔の倒壊により台風後面のデータはとれていない)という欠点を補うためである。第12図の左図からわかるように, 沖永良部島の風速塔倒壊直前の実測値は推測値の28%増しになっている以外は風向, 風速いずれについても実測値と推測値の一致性は良い。

名瀬測候所では, 風速の実測値は推測値の30~60%であり, 風向についても推測値が103~137度の範囲にわた



第10図(b) 奄美諸島，沖縄本島付近の観測島の 100 m の等高線による地勢図。 a. 奄美大島北部， b. 徳之島， c. 沖永良部島， d. 与論島， e. 沖縄本島本部半島， f. 沖縄本島南部。線分 1—1 は 2 km。7709 号台風が接近通過する際に生じた風向の変化範囲を矢印間の角度範囲によって示す。

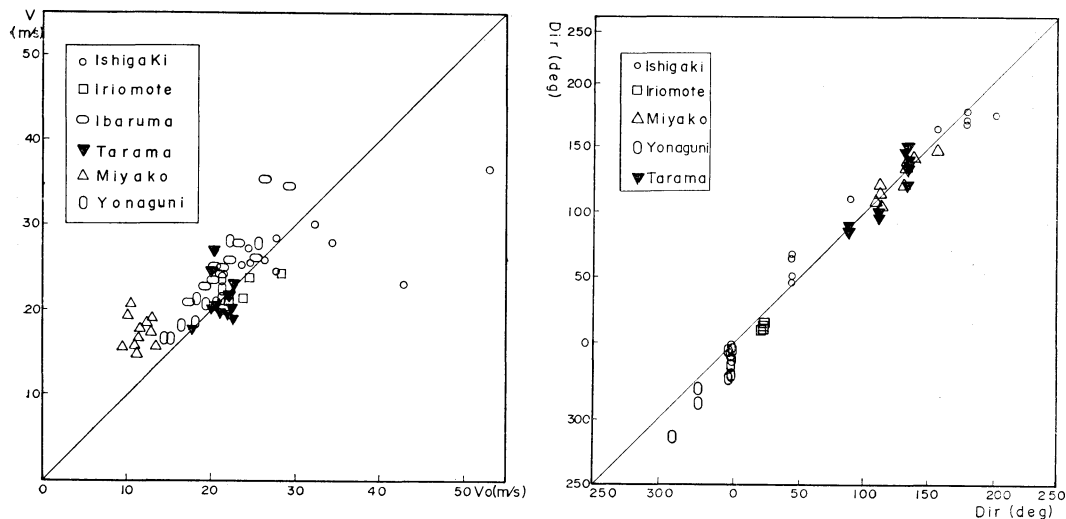
って方向変化しているのに対し，実測値は一定してほぼ 135 度，すなわち南東の風となっている。これは名瀬地点の風上に長い距離にわたった陸地があり，しかも屈曲に富んだ山岳地になっていて，特定の方向から風を誘導しやすい地形を周辺にもつからだと考えられる。徳之島空港は島の風下側にあるが奄美北部の名瀬周辺と比べれば地形の起伏状況は非常におだやかであり，したがって実測値と推測値の一致性は全般的に良い。しかし，南東風のときには空港の南東方向には長い陸地のフェッチがあり，同時に 645m の井之川岳から北西にのびる丘陵でさえぎられるため，実測値は推測値より小さく (20%程度) なると考えられる。

与論島については風速データのバラツキは極端に大きい。台風が与論に最接近した 21~22 時実測値と推測値の差は特に大きい。とりわけ 22 時においては実測値は推測値の約 2 倍に近い。推測値が小さいのは台風の移動方向の左側の地点に対する，一般風による静止台風風速場の相殺効果によるものではないことは明らかである。22 時の風速の推測値は仮りに移動速度の相殺効果がゼロであ

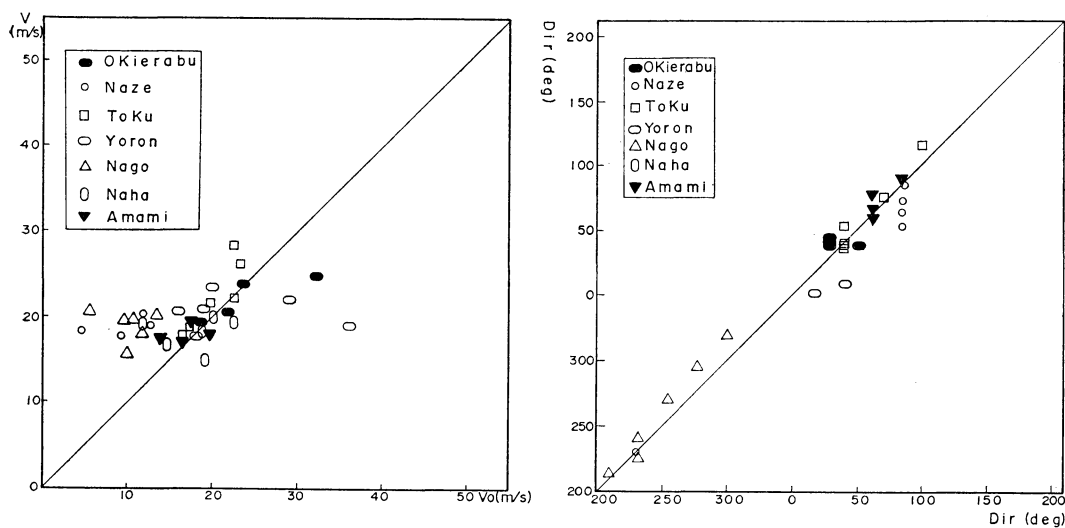
っても 23 m/s にしかならず，実測値の 36 m/s よりはるかに小さいからである。風向風速の自記紙と地勢図を参考に，与論島の地勢と風向風速の変動傾向をしらべた。与論島の南南東沖 70 km に台風が接近した 9 日 20 時頃北東の風で 20m/s を記録し，以後 24 時までそれ以上の風で風向は北→北西→西へと変わっている。最も接近した 22 時頃風速は最大となり，このとき風は西方へ突出した亀の頭首状の小半島地形に対しやや北よりから吹いている (第 10 図 (b))。

測風塔はこの半島の南側海岸に面した地点にある。与論島における強風の原因の 1 つとして，観測地点周辺地形の小規模ではあるが特異な地形の効果を考えてみる必要がある。

名護測候所は風上側の本部半島の山岳とそれにほぼ直角に走る風下側の沖縄本島を縦断する連峰とでできる南側の凹地にあり，風の吹きぬけが悪く，これが弱風化をひきおこしている。北～北西の風が吹き測候所が本部半島山岳の背後に位置した時間帯には，実測値は推算値の 30~50% に減少している。風向が北西から西へ変わり名



第11図 7705号についての風速(左図)風向(右図)に関する実測値と推測値の比較. 横軸:実測値, 縦軸:推測値. 黒点は基準地点に関するもの.



第12図 7709号を除いて第11図と同じ.

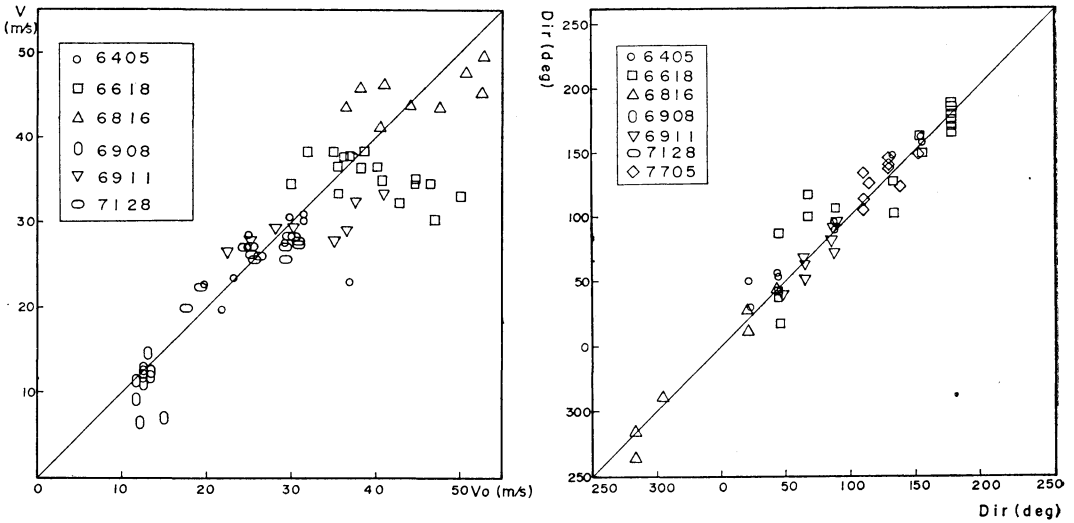
護湾に向って吹いた海面フェッチの長かった時間帯には, 実測値の推測値に対する比率は高くなっている. 風向については, この解析期間, 一貫して実測値が推測値より小さくなっている(第12図右). レーダーエコー写真のバンドの状態を視察することにより, 本部半島の地形効果により気流が台風中心側へより大きく吹き込み, 北西の風が西よりの風になることがわかる.

那覇(沖縄気象台)については, 明らかに測風塔付近の高層ビルの影響が現われていることが, 自記紙と周辺

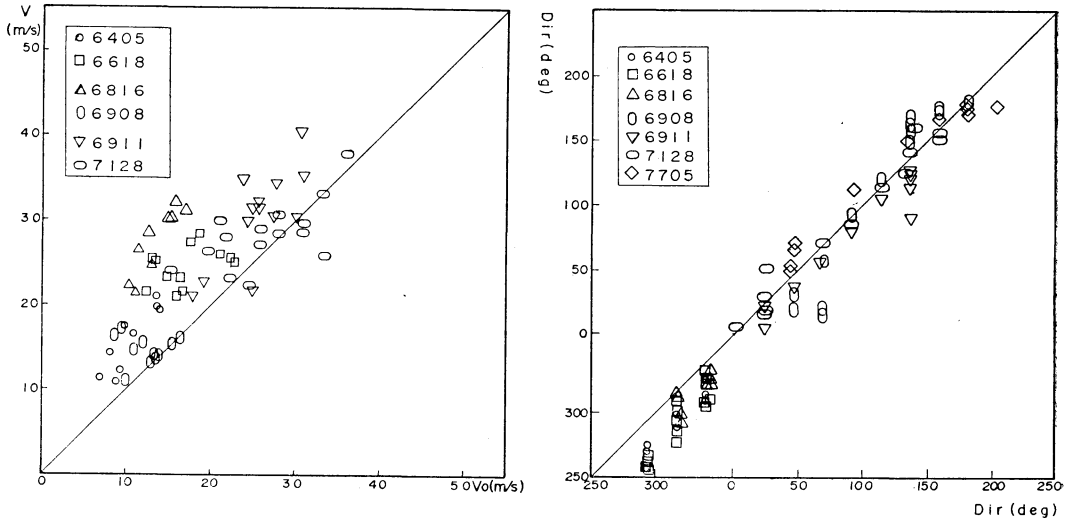
のビルの配置からわかった. 最接近時刻がほぼ北の風向で, その後遠去かるにつれて北西~西と変わっているが, 風速変化にはほぼ一時間毎に風の強弱が生じている.

(c) その他の台風について

7705号, 7709号以外の台風については, 宮古島を基準地点として採用した. これらの解析に関与した数少ない観測地点の中では宮古島が最も地形の影響が少ないと考えられたからである. ここでは単に石垣島, 与那国島の地形のもつ効果について宮古島を基準にしらべる.



第13図 宮古島について、6405、6618、6816、6908、6911、7128号に関する風速（左）、風向（右）の実測値と推測値の比較。



第14図 石垣島について、6405、6618、6816、6908、6911、7128号に関する、風速（左）、風向（右）の実測値と推測値の比較。

宮古島を基準地点として決定した k 、 β 値（第3表 (b)）を用いた宮古島、石垣島、与那国島に対する推測風とこれらの地点における実測風との比較を、第13図、第14図に示す（与那国島については図を省略）。

宮古島の風速、風向の実測値との差が最小になるように推測風は調節されているにもかかわらず、実際に実測値と推測値を宮古島について比較してみる（第13図）

と、2、3の台風について、解析区間における実測値と推測値の間に大きな偏奇があるのが目立っている。特に6618号の場合、風速の実測値が推測値を大きく上廻っている（第13図左）データポイントがあり、またそれらの一部のデータの風向について、推測では東～東南東となるべきところが実測では北東～東北東になっている（第13図右）。

第3表 基準地点における実測風と推測風の差ベクトルの絶対値が最小になるように決定した k , β 及びそれらを用いたときの各観測地点の差ベクトルの絶対値の平均 δ .

(a)

基準地点		沖永良部+奄美空港		基準地点		多良間島	
台風名		7709		台風名		7705	
番号	地点名	k, β		番号	地点名	k, β	
		0.5	10°			0.59	27°
1	名瀬		10.9	8	宮古島		6.5
2	奄美空港		4.2	9	多良間島		4.0
3	徳之島		4.4	10	伊原間		—
4	沖永良部島		4.5	11	与那国島		6.0
5	与論島		9.4	12	西表島		4.7
6	名護		9.7	13	石垣島		9.3
7	沖縄		4.0				

(b)

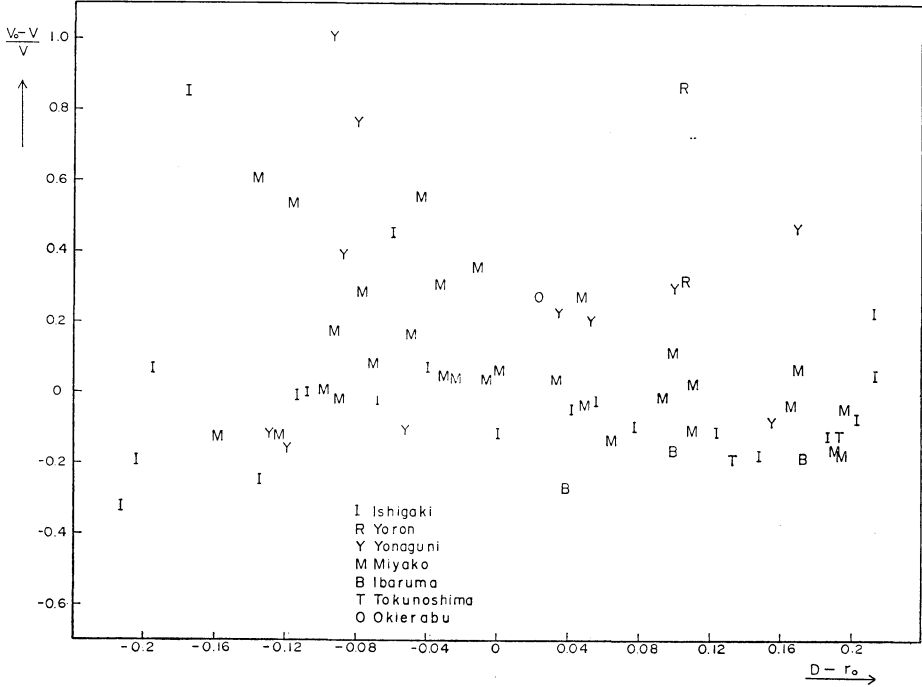
基準地点		宮古島											
台風名		6405		6618		6816		6908		6911		7128	
番号	地点名	k, β											
		0.56	31°	0.57	30°	0.72	33°	0.56	23°	0.53	50°	0.53	40°
8	宮古島		6.1		13.3		7.5		4.2		5.9		5.2
11	与那国島		5.1		—		—		8.3		11.3		7.9
12	石垣島		7.6		12.3		14.9		4.5		9.9		6.2

上述の実測値が大きくなっているデータは台風が宮古島に最接近しつつあった5日7~10時に対応するもので、この時間帯には本節(2)でのべたように風速の強化が目立っている。この原因は、東よりの風に対して宮古島の南東部(観測地点の風下側)にひろがる丘陵がもたらす地形効果(第10図(a))と考えられる。すなわち、観測地点の南東方の野原岳(109m)一帯の地形が摩擦収束を強化し、東よりの風を北よりの風へ変え、台風中心側への吹き込み角を大きくすると、同時に観測地点東方海岸の湾形と周辺地形が観測地点への東よりの風の吹きぬけをよくするための強風化であると考えられる。当台風(第2宮古島台風)は史上最強の最大瞬間風速(85.3m/s)をこの時間帯に記録している。このガストも地形性の影響を示唆しているように思われる。

石垣島についてみると、風速の実測値は全般的に一樣に推測値を下廻っている(第14図左)。宮古島については、 k, β で調節されたので、バラツキは大きかったが、全般的には実測値と推測値は一致していることに立って考えると、石垣島の弱風化(6~7m/s)はその地

形・摩擦の効果が宮古島と比べて一段と大きいこと(石垣島気象台の測風計の設置高度が低い(第1表参照)ことによる効果も含めて)によるものと考えられる。また、石垣島の東~北東側を通過した台風(6405, 6618, 6816号)についての風向(第14図右)をみると、実測値は推測値が西~北西の風を示すのに対し、それより北よりの北西~北の風となっている。これは、石垣島の西北西へ突き出た半島に於て茂登山(526m)から延びる山岳地形が西~北西風を山脈の右側風下に位置する石垣島観測地点付近で北西~北の北よりの風に変える働きと関係しているように思われる。

与那国島についてみると、6908, 7128号の通過の際、測候所が眼域内に入った時点に対応するデータ集団については、実測値と推測値の一致性は悪い。また、最大風速出現位置近傍にあたった時間帯に対応するデータについては、風速の実測値が推測値をはるかに上廻っている場合が見られる(図省略)。また6618, 6908, 6911, 7705号の場合に、推測風の北西風をより北よりに、北風を東よりにした実測風が吹く傾向が見られる。これに与那国



第15図 すべての台風についての、最大風速半径近傍（横軸， $\pm 0.22 \text{ lat, deg}$ の範囲， D は中心からの距離）における推測値に対する風速の実測値と推測値との差（縦軸）の割合。

島の中央部を走る山岳地形のみが関与しているか、あるいは台湾島を含めたもっと広域の地形や気圧場の变形が関与しているのか疑問は残るが、前者の効果は否定できないように思われる。

以上の (a), (b), (c) では、推測値を基準にして観測地点周辺地形との関連でその地点の実測値に対する影響をみてきた。ここでこの影響度を示す指標として実測値の推測値からの偏りを示す量 δ をまとめて第3表に示す。 δ 値の序列から、第1グループに名瀬、名護、第2グループに与論島、石垣島、第3グループに宮古島、与那国島、第4グループにその他（西表島、沖永良部島、徳之島、奄美空港那覇、多良間島）とグループ化することができる。この δ 値の序列は全般的には地形の影響度の大小を示すものと考えてよいように思われるが、例外的にこの序列の中に奇異に感じられることがある。たとえば、島のサイズも小さく標高も 50 m に足りない全般的におだやかな起伏の与論島が上位のグループに入ることである。島の大きさ、起伏度等による摩擦や地形効果のほかには δ を大きくする原因として、モデルの欠陥（モデルが実際の台風の特性を十分に表現していない点）

を考察する必要があることは勿論のことである。

(d) 眼壁雲付近の強風化

第11図、第12図、第13図において指摘した最接近時の強風を生じたデータポイントについて、最大風速出現位置からの距離に対する風速強化の割合 $((V_0 - V)/V, V_0$; 実測値, V ; 推測値) の分布を第15図に示す。ここで最大風速半径の内・外側 24 km 範囲のデータに限ってある。このバンドの外では極端な強風化は生じていないからである。第15図から弱風化の傾向にくらべて強風化のそれがはっきりしている。扱ったデータ数が少ないので断定はできないが、眼壁雲のある最大風速半径の近くでは、本研究の方法も含めて通常用いられている方法による推定風速をはるかに上廻る風が吹くといえる。

Gray and Shea (1973b) はハリケーンの飛行機観測データの解析により、同じく最大風速半径（特にその直ちに中心側）付近における風速強化を指摘している。特に移動方向の右側では非常に顕著で、傾度風の40~50%増しになると述べている。扱われた飛行機のデータが上層(900~525 mb)のものであるから、本研究での結果と直ちに比較できない。しかし仮りに飛行機観測データに

よる上の結果を地上レベルにおきなおして“摩擦を含めた平衡による風の40~50%増し”と読みかえたならば、ここでの第15図にみる $(V_0 - V)/V > 0.4$ のデータポイントには、前節(a)~(c)で述べた地形の効果のみでなく、Gray and Sheaのsuper gradient機構の効果も関係していると考えられる。また、6618号の場合には光田と吉住(1973)の周期的変動に伴う風速強化も関係している。

5. まとめ

気象関係機関提供による中心気圧の推定値は正しいという前提で、移動台風中心に関する2助変数指数関数型の気圧分布曲線を得た。1助変数型表現方式によるものと比べると、これらの気圧分布曲線から得られる最大風速は、台風6908, 7709号を除いて22~50%程度過大評価する傾向を示し、またその出現半径は、平均的には1助変数型によるものとはほぼ一致したが、個々の場合の不一致の程度は大きく、 ± 17 kmであった。このことは、気圧分布の解析評価のしかたによって、台風中心に相対的なある地点の風速の推測に大きな差異をもたらしうることを意味する。

最大風速出現半径はレーダー眼半径を目安として与えることができるが、眼半径が大きくなるにつれて眼半径より次第に大きくなる傾向がある。

静止台風の上層風から地上風を推測するために導入した摩擦パラメーター k , β は、台風によって0.5~0.72, 10~50度の範囲にバラツキしている。このバラツキには、 k , β の決定に選んだ基準地点の地形、地表粗度、中心に関する相対位置等の差異が多少関係していると考えられる。

移動速度の大きい6908, 7709号(第1表参照)については非対称度は大きく、残りのものについては小さい。非対称パラメーターを(11)式で与えた結果、非対称度は最大風速半径近傍に顕著に現われている。台風の渦の場に一般風が重じょうされる結果、特に移動速度の大きい台風例については、移動台風についての吹き込みの角(9)式による $-\alpha_i$ は静止台風の吹き込み角 β に比べて台風中心の前方で小さく、後方で大きいが、気流の流入域($-\alpha_i > 0$)は前方で広く、後方では狭くなっている。

このような特徴をもつ基準地上風速モデル(SSM)は、気圧分布 k , β の分布、非対称性の分布等に関するいくつかの仮定または前提のうえにできている。将来これらについての知見の増加と並行してモデルは改善されるべ

きものである。したがって、SSMに準拠してみた実測値の挙動に関する以下にまとめる結果は、あくまでも暫定的なものである。

実測風をSSMによる推測風と対比してしらべた結果、次のことがわかった。

(a) 島上観測の風速値は島の地形、摩擦の影響を受けて、次の(b)の場合を除いて、一般に弱められる。名瀬、名護地点の実測値は30~60%も弱められる。また、石垣島の実測風は宮古のそれより6~7 m/s程度、減殺される。

(b) 最大風速半径付近の風速の実測値が推測値を40%も上廻る場合がかなりの頻度で発生している。台風7705号について石垣島、7709号について、沖永良部島、与論島、台風6618号について宮古島、6908, 6911, 7128号について与那国島において、この種類の強風化が目立っている。この強風化の原因には、各島の地点周辺地形の効果やその他まだ十分知られていない諸々の台風の属性、たとえばsuper gradient windの機構や台風構造の微視的变化をあげることができる。

謝辞

この研究は、文部省科学研究「南西諸島海域に災害をもたらした台風5号及び9号に関する研究」(代表、坂上努)の延長として行われたものである。この研究のためにデータを提供下さった沖縄県内及び鹿児島県奄美大島郡の関係機関各位に謝意を表します。

また、境界層科学の観点からこの研究に関心を示され、御激励下さった東北大学理学部の近藤純正氏及びTexas A & M大学のFranceschini氏に心から感謝します。最後に、コンピューターデータ処理作業に協力補佐してくれた琉球大学短期大学部学生の又吉安一君に感謝する。

文献

- Frank, W.W., 1977: The structure and energetics of the tropical cyclone, 1. Storm structure, Mon. Wea. Rev., 105, 1119-1135.
 Fujita, T., 1952: Pressure distribution within typhoon, Geophys. Mag., 23, 437-451.
 Gray, W.W. and D.J. Shea, 1973: The hurricane inner region, 11. Thermal stability and dynamic characteristics, J. Atmos. Sci., 30, 1565-1576.
 Graham, H.E. and G.N. Hudson, 1960: Surface winds near the center of hurricanes (and other cyclones), N.H.R.P. No. 39, 200pp.
 Haltiner, G.J. and F.L. Martin, 1957: Dynamical

and physical meteorology, McGraw-hill Book Co. Inc., New York.

Hasse, L. and V. Wagner, 1971: On the relationship between geostrophic and surface wind at sea, Mon. Wea. Rev., 99, 255-260.

Holland, G.J., 1980: An analytic model of the wind and pressure profiles in hurricanes, Mon. Wea. Rev., 108, 1212-1218.

光田 寧, 塚本 修, 浅井東洋, 1978: 八重山諸島を襲った台風5号(7709)の気象学的特性について, 第15回自然災害科学総合シンポジウム1978. 10.

Mitsuta, Y. and S. Yoshizumi, 1973; Periodic variations of pressure wind, and rainfall observed at Miyakojima during the Second Miyakojima Typhoon, J. Met. Soc. Japan, 51, 475-485.

Rosenthal, S.L., 1962: A theoretical analysis of the field of motion in the hurricane boundary layer, N.H.R.P., No. 56.

Shea, D.J. and W.W. Gray, 1973: The hurricane inner core region, 1. Symmetric and asymmetric structure, J. Atmos. Sci., 30, 1544-1563.

土屋 喬, 1980: パース国際会議(熱帯低気圧)報告, 天気, 27, 199-202(218).

第21期第6回理事会議事録

日時 昭和57年6月21日(月) 9.45~12.30

場所 東京管区気象台第2会議室

出席者 岸保, 小平, 荒井, 河村, 杉村, 竹内, 二宮, 松本, 増田, 村山

報告

- [庶務] 1. 6月2日, 関西支部から, 1982年度関西支部年会講演予稿集が送られてきた。
2. 6月8日, 気象庁長官から, 国有財産使用許可書がきた(年額376,748円, 昨年より12,609円の値上げ)。
3. 6月18日, 関西支部長から, 昭和57年度関西支部総会, 年会の開催について報告がきた。

[天気] 記念式典の米国への Bulletin 資料および式典の記事は「天気」8月号に掲載したい。

[気象集誌] 3号から定時刊行にもってゆきたい。

[講演企画] 秋季大会のシンポジウムは「気象と海氷」で, 話題提供者は4名である。プログラムの関係で締切を8月5日にしてある。

[教育と普及] 100年史で削除した部分については「天気」に1~2頁掲載したい。

議題

1. 100周年記念事業の予算について
荒井理事から既に執行された各事業の予算額に対

して決算額の説明が行われた。なお, 次の件については了承された。

- (1) ネクタイピンを500個作成したが, 経費は一般会計から支出したい。
- (2) 熱帯気象学に関する地域科学会議を成功させるため, 約30万円を追加支出する。
- (3) 「天気」の著者別総目録の掲載経費の負担額40万円を支出する。
2. 引き継ぎ事項について
- (1) 「学術用語集」印刷は第22期にお願いしたい。
- (2) 講演企画委員会, 申込の分類表が適切でないのので, これを変える案を第22期に申し送りたい。
3. その他
- (1) 米国在住の小倉義光会員から秋季大会の折特別講演の申し出が理事長あてにきているが, これの具体化については講演企画と大会委員との間で決めたい。
- (2) 外国から100周年記念式典におけるメッセージを頂いた処には, 「気象集誌」特別号を送付する(24件)。
- (3) 「天気」の編集委員追加了承。下道正則(高層課)。

承認事項 鈴木勝夫ほか13名の新入会員を承認。