

名古屋レーダーによる台風エコーの現われ方および 台 6517 号の冷水塊による衰弱について*

安 田 清 美**

要旨： 中型レーダーにより、接近しつつある台風の特性をできるだけはやく、しかも詳しく知るための基礎調査として、名古屋レーダーで中心域が長時間観測された中・小型の夏台風3個をえらび、台風特性にもとづくエコーの現われ方の相違を調べた。

台風中心が 200km 以内に近づけば、エコーパターンや眼の壁のエコー頂の高さなどから台風特性の相違を判別できることがわかった。

これら3つの台風のうち、台6517号だけは遠州灘沖合で急に衰弱をはじめたが、富士山レーダーの資料からこの衰弱の妥当性を確認することができた。

このような海上における衰弱原因の一つとして冷水塊の影響を強調したい。

1. 台風エコーの現われ方

(1) エコーの現われ方の比較

台風にもなうコエーパーターンの特徴を調べるために

- イ. 前線や寒気の影響のない夏台風であること
- ロ. 規模、強さがなるべく似ていること
- ハ. 中心域が長時間観測されていること
- ニ. でき得れば、経路が似ていること

などを考慮して、台6214号 (Thelma. 小型)、台6311号 (Della. ごく小型)、台6517号 (Lucy. 中型) の3つをえらび、エコーの現われ方を比較することにより、台風特性を示す情報を得ようとした。

これら3つの台風がレーダーサイトからいずれも 165 km に近づいた時の天気図パターンおよび台風規模と経路が第1図に示されている。

エコーの現われ方の特徴を比較するにはなるべく条件を同じにするほうがよいので、位置については第1表に

示すようにほぼ同距離のものをえらんだ。

これらのうち、250km 前後と 165km の場合のスケッチ図*** を第2図を示した。

第1表に眼、エコー域と量、スパイラルバンドについて現われ方の特徴を箇条書に示しておいた。

これによると、このような中・小型の台風では200km より遠いところでは眼やエコーパターンの特徴を十分に捕捉することは困難であるが、200km以内では台風特性を完全に知ることができる。

このことは後にのべるように、眼の壁の強さ(エコー頂の高さ)についてもいえる。

(2) レーダー中心に相対的なエコー高度分布

測定された比較的高いエコー高度のレーダー中心に相対的な分布を作り、それから求めた距離平均エコー高度が第2表ならびに第3図に示されている。

台風により域内 (150km 以内) の平均エコー高度に

* Characteristic Features of Radar Echoes in Typhoon as revealed by Nagoya Radar and Decaying Process of Typhoon 6517 "Lucy" of August 1965 in relation to Cold Water Mass.

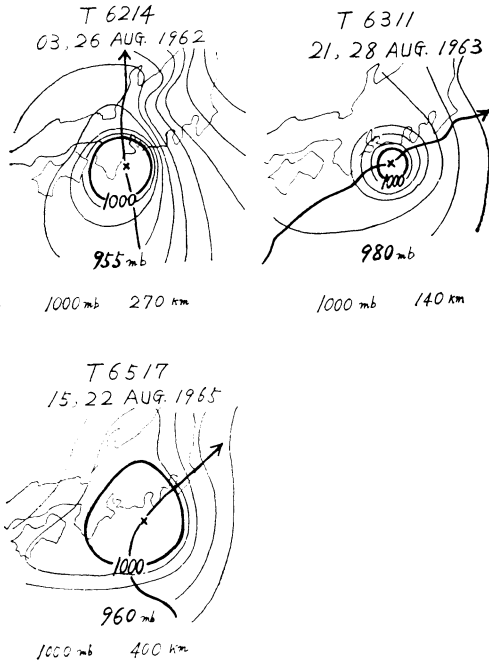
** Kiyomi Yasuda: 名古屋地方気象台.

*** エコー強度については、昭和40年6月1日から Probert-Jones J.R. (1962) のレーダー方程式を採用し、あわせて雨量強度階級の幅(従来の MDT は 3mm/hr 以上、現在は 4mm/hr 以上)のとり方を少しかえたので、スケッチ上の同じ雨量強度階級でもその範囲に含まれる反射強度の基準が違う。

新しいほうがおよそ 8dB 基準が高いので、スケッチ上の並または強の区域が今までよりもせまくあらわれる。

このため、台6517号と他の2つのスケッチをそのまま比較することは適当でないが、この場合には測定された反射強度から推定して新旧の差を考慮してもエコー域の強さや量の相対的な相違を判別することができる。

—1967年1月7日受理, 1967年4月14日改稿受理—



第1図 台風の大きさ(1000mb等圧線)と経路。いずれも名古屋から165kmの距離にある

差が認められるが、この差は強さに比例しているとみてよいだろう。

また、距離による高度分布の傾向が台風により違っているようだが、それぞれ違った特性を示しているものといえよう。

台6214号は125km(100~150km)に資料数不足が原因とみられる小さな値がでていますが、大勢として小型ではあるが、全域に高いエコーを含んだ活動性の強い台風と解釈される。

台6311号は中心に近づくにつれてエコー高度が増す傾向が見られるが、これはごく小型ではあるが中心域のしっかりした台風であることを示している。

台6517号は全域ともほぼ一様に比較的低いエコー高度しかないので、中型でありながら相対的に活動性のよい台風であるとみなされよう。

(3) 眼の壁のエコー高度のレーダーサイトからの距離による変化

第4図によれば、台風中心がレーダーサイトに近づくにつれて、台6214号と台6311号のエコー高度は次第に高くなり、とくに台6214号の変化は著しいが台6517号はほとんど変わっていない。

第1表 エコーの現われ方の特徴の比較

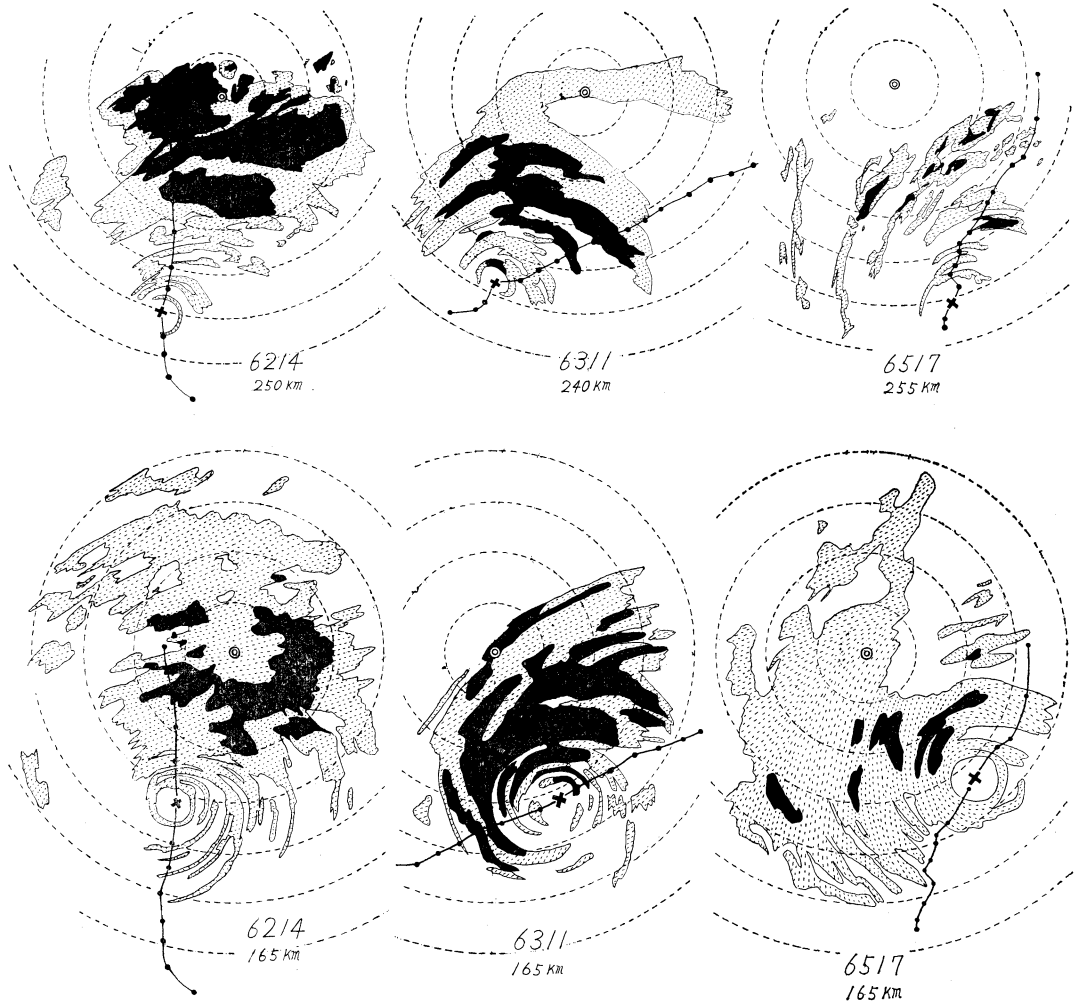
台風	6214(小型)	6311(ごく小型)	6517(中型)
項目			
距離(中心気圧)	275km (950mb)	—	280 (950)
眼	全体みえる		前面1/3だけみえる
エコー域、量			14号に比べ全体に弱い、アウターとインナーエリアの間隔大
バンド	バンド間隔はアウター、インナーエリアともにはほぼ等間隔		
距離(中心気圧)	250 (950)	240 (980)	255 (950)
眼	2/3みえる	2/3みえる	1/2みえる
エコー域、量	3つの中で最大	14号より小さい	域、量ともに小さい
バンド	明瞭、強い	明瞭、強い	貧弱で、弱いバンド間隔大
距離(中心気圧)	200 (950)	210 (980)	200 (955)
眼	全体みえる、完全	全体みえる、不完全	ほぼ全体みえる、不完全
エコー域、量	域、量ともに大	域一番小さいが量が多い	域は14号と同じだが量は少ない
バンド	中心より遠方よわくみえる	中心より遠方よわくみえる	バンド多いが弱く、遠方見えない
距離(中心気圧)	165 (955)	165 (980)	165 (960)
眼	全体みえる、完全	全体みえる、不完全	全体みえる、完全
エコー域、量	域、量ともに大	量は多いが域は小	域大、量多くなる
バンド	明瞭、強い	明瞭、強い	不明瞭、層状となる

すでに(1)(2)項でのべたように、中心域の台風活動の強さは 6214>6311>6517 の順と考えられるが、200km以内のエコー高度とその変化はやはりこの特性を示しているといえよう。

230km以上では台6214号が一番低く、全く反対の傾向を示しているが、このような遠距離ではレーダーの探知能力やエコー高度の測定精度からみて必ずしも実状をあらわしているとはいえないので、台風特性の判別は困難である。

(4) 眼の壁のエコー高度と中心気圧の変化

第5図に両者の関係が図示されている。

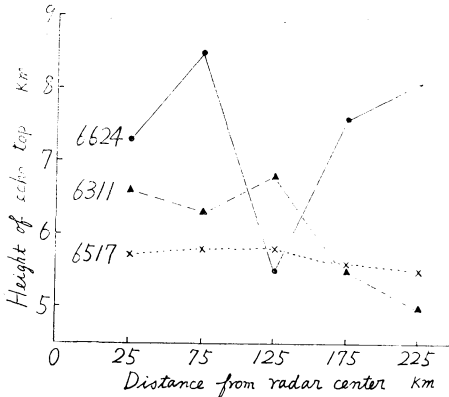


第2図 エコースケッチ図による特徴の比較
 点線のハッチ域は WK, 黒の区域は MDT 以上, 台6517号がかなり違うことに注意。

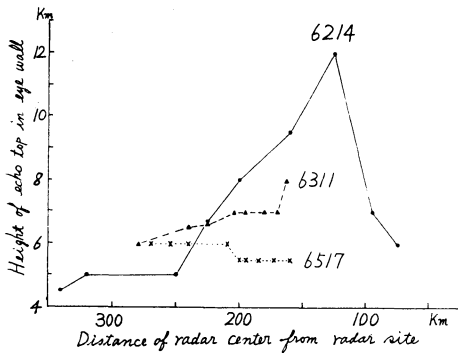
第2表 象限別, 距離平均エコー高度 (km)

台 風		6214 (小型) Thelma			6311 (ごく小型) Della			6517 (中型) Lucy		
観測時間		9			15			16		
象 限		1	2	4	2	3	1	2	3	
中心 から の 距 離 (km	0~50	7.3 (8)	6 (1)		6.6(16)		5.8 (3)	5.7 (8)	5.5 (2)	
	50~100	8.5 (2)			6.3 (8)	6.3 (3)		5.8 (5)	5.0 (2)	
	100~150	5.5 (3)		6.5 (1)	6.8(13)	6.3 (3)	5.8 (3)	5.8 (9)	5.7 (3)	
	150~200	7.6 (4)			5.5 (6)			5.6 (7)	5.7 (2)	
	200~250	8.1 (3)			5.0 (2)			5.5 (4)	5.5 (2)	
平 均		7.4(20)			6.0(45)			5.7(33) 5.5(11)		

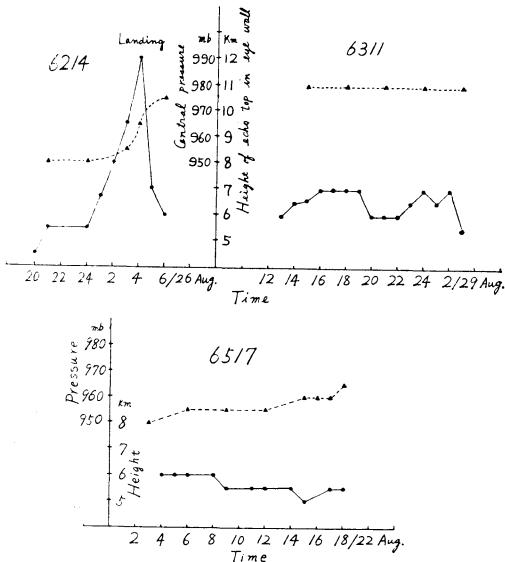
() は資料数



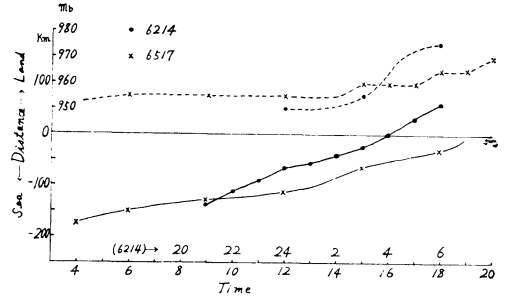
第3図 距離平均エコー高度分布



第4図 レーダーサイトへの接近距離による眼の壁のエコー高度の変化



第5図 眼の壁のエコー高度(実線)と中心気圧(点線)の変化



第6図 レーダー中心の陸地への接近距離(実線)と中心気圧(点線)の変化

台6214号の場合、エコー高度の急上昇に対応する気圧下降はなく、むしろ上陸のために下層から始まった眼の埋積による気圧上昇のすぐあとで高度が急に低くなっている。

台6311号はエコー高度に多少の変化があるが、気圧変化はない。

台6517号の場合はエコー高度の低下傾向と気圧上昇との間に対応性がありそうだが、それほど明瞭ではない。

いずれにしても、この3つの台風から眼の壁のエコー高度の変化と中心気圧の間には組織的な関係は見いだせない。

(5) 陸地への接近距離と中心気圧の変化

台6311号は太平洋岸ぞいに進み、接近距離に大きな変化がなかったため、第6図には台6214号と台6517号の2つを示した。

台6214号は強い台風であったせい、とくに接近距離に対応した変化はなく、上陸と同時に急に衰弱を示した。

台6517号は中心が100kmに近づいた頃から中心気圧の上昇がはじまり、上陸後はさらに衰弱した。

つまり、小型のわりには勢力が強く、しかも移動速度のはやかった台6214号は陸地への接近過程においてほとんど変化をうけていないが、台6214号と同じ中心気圧を示していたにもかかわらず、移動速度のおそかった6517号はある程度の影響を受けているようにみえる。

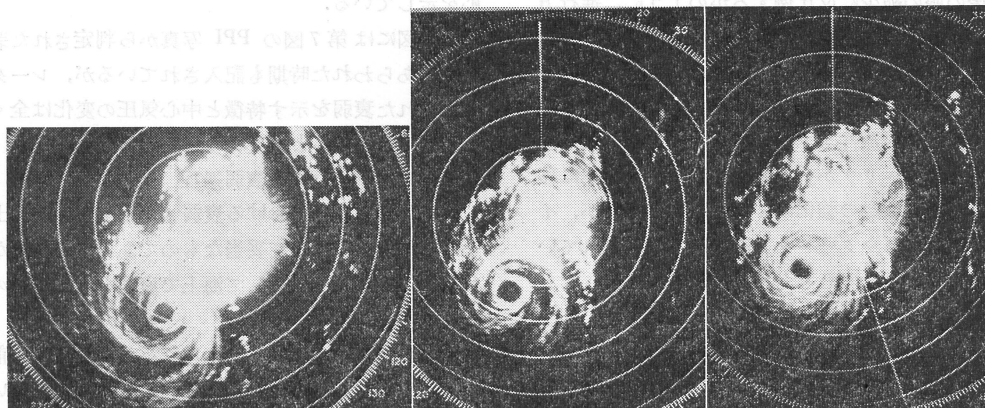
2. 台6517号の冷水塊による衰弱

(1) 富士山レーダーによる衰弱過程

イ PPI 写真にあらわれた衰弱過程の特徴

第7図は衰弱過程を示すためのPPI写真である。名古屋レーダーでも同じような特徴が観測されているが、探知範囲がせまいので富士山レーダーにより説明する。

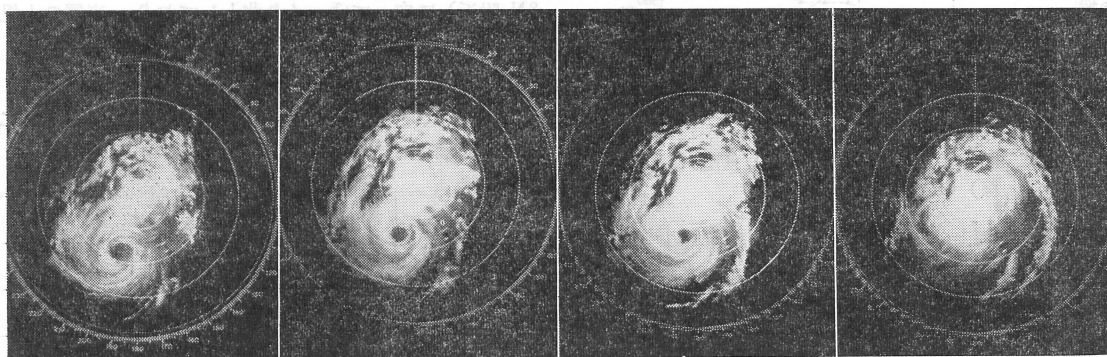
第1表にのべたように、この台風は台6214号や台6311



(A) 05h52m

(B) 10h02m

(C) 10h49m



(D) 13h48m

(E) 14h58m

(F) 15h59m

(G) 19h54m

第7図 台6517号の富士山レーダーによるPPI写真

- (1) (B)と(C)の間でインナーエリアに著しい変化が現われている。インナーエリア内の対流活動がよわまり、全般的に層状エコーにおわれ始めたことに注意。
- (2) (D)と(E)の間で眼が縮少し始め、(G)ではわずかに痕跡が残る程度に埋積している。
- (3) この間にインナーエリア内のエコーの層状化はさらに進むが、反対に進行方右側に巨大なアウターバンドが現われていることに注意。

号に比べて、各バンド間のエコーのない区域が広がった。

また、スパイラルバンド自身も幅がせまいうえに強い感じはなく、台風の活動性はあまり強くないものと思われる。

それでも10時頃までは、スパイラルバンドも眼もはっきりしていた。(写真A, B)

しかし、10～11時の間から今まではっきりしていたスパイラルバンドがよわまり、急に層状化してきた。

それと同時に、バンド間のエコーのなかった区域がたくさん細い層状バンドで埋められている。(写真C)

まだ、眼の大きさには変化はない。

つまり、眼の壁を含む中心部では今までと変りないが、わずかの時間の間にその周囲にいちじるしい変化(インナーエリア内の対流活動の衰弱)が起きていることに注意すべきである。

その後、14時頃(写真D)まではエコーの性質には大きな変化はない。なおエコー量の多い区域が早朝には進行方向右側であったものが午後には左側に変っている。

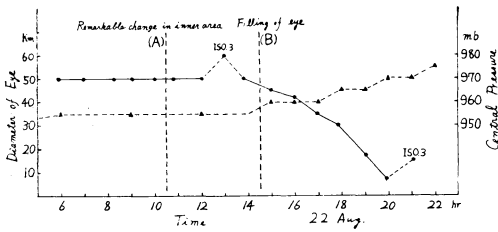
(写真A→D参照、この変化に対応して、進路が北から次第に北東変った)

14～15時の間について眼の埋積のはじまる。(写真

E) その後の眼の縮小に反比例するかのように、進行方向右側に残っていた小さな対流性のアウターバンドが強さも面積もともに強化され、巨大なものに成長していく。(写真E, F, G)

以上の経過は、対流性エコーの層状化による台風活動の衰弱がインナーエリアから始まって次第に中心部に移るとともに、対流活動の強化による台風の活動性が、インナーエリアからアウターエリアに移って維持されていく過程を示しているものと考えられる。

□ 眼の大きさの変化と中心気圧の変化
両者の関係が第8図に示されている。



第8図 眼の大きさ(実線)と中心気圧(点線)の変化

台風がまだ海上にある14時すぎから眼は縮小をはじめ、上陸直後の21時頃には完全に埋積してしまった。

13時と21時の眼の直径が前後にくらべて大きいのは等エコーレベル(MDT以上)で写したためであるので、実質的には前後とほとんど変わっていないとみてよい。

眼が埋積をはじめると同時に中心気圧が高まりはじめ、両者の変化はそのタイミングも割合も非常によい対

応を示している。

第8図には第7図のPPI写真から判定された著しい特徴のあらわれた時期も記入されているが、レーダーから得られた衰弱を示す特徴と中心気圧の変化は全くよい一致を示しているといえよう。

(2) 冷水塊の存在と衰弱過程

15時以後の海上における衰弱(気圧上昇)は富士山レーダーの資料によって妥当なものであることが確かめられたが、それではどうして海上で衰弱をはじめたのであるうか。

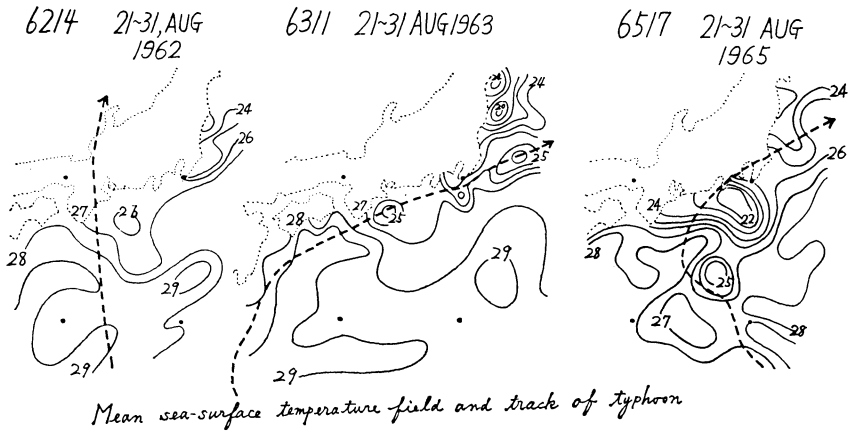
衰弱の原因はいろいろ考えられるが、夏台風で前線や寒気はなかったので、この影響は考えなくてもよい。

力学的なものは量的に推定困難であるが、台風はひきつづき亜熱帯高気圧域内を偏西風帯(南辺は140°Eで40°N附近)に向かってゆっくり北上しており、高層の大規模パターンは殆んど変わっていない。

たとへば、台風じゅん環にともなう850mb(1450m)や500mb(5,850m)の特定等高度線の直径の時間変化はつぎのようになっている。

等圧面 mb (特定高度 m)	時 刻		
	9	15	21
850 (1,450)	600~700km	600~700	500
500 (5,850)	800	800	600

すなわち、台風域内のエコー状況に著しい変化(第8図の(A))のあらわれる直前の9時と眼が埋積を始め、



第9図 台風通過時の旬平均表面海水温分布(°C)の比較。台6517号の場合は非常に低温であることに注意。

中心気圧が上昇し始めた(第8図の(B))15時とでは少なくとも上層では殆んど変化が見られない。

21時には等高線は小さくなったが、この頃には台風はすでに上陸しており、眼は完全に埋積してしまっている(第8図)。

したがって、昼前から昼すぎにかけてあらわれ始めた衰弱過程に対して、力学的なものを特に強調するほどではないだろう。

陸地の影響は第6図に示すように、中心気圧の衰弱が接近距離との間に比例関係を示しているが、台6214号の場合にはそのような関係が全然認められないので、衰弱原因の一つではあるが、やはり特に強調すべきものとはいきれない。

そこで、ここでは冷水塊の存在に着目し、これが海上における衰弱に大きく寄与していることを強調したい。

前節でエコーパターンの比較に用いた3つの台風はいずれも夏台風(8月)であるが、台6517号だけが海上で衰弱を始めた。

第9図は台風通過日を含む旬平均表面海水温分布図(気象庁、全国海況旬報より)であるが、台6517号の場合だけは東海道から関東の沖合にかけて冷水塊があり、他の2つの場合に比べて表面海水温が著しく低い。

すなわち、冷水塊(低温域)の有無と海上における衰弱(中心気圧の変化)の有無は非常に一致を示しているといえよう。

一般に、台風が通過すると湧昇流により表面海水温が低下するといわれている。

したがって、第9図は相対的な関係を論ずるにはさしつかえないが、たとえ定性的にしても海水温と台風衰弱との関係を論ずるには難点があるかもしれない。

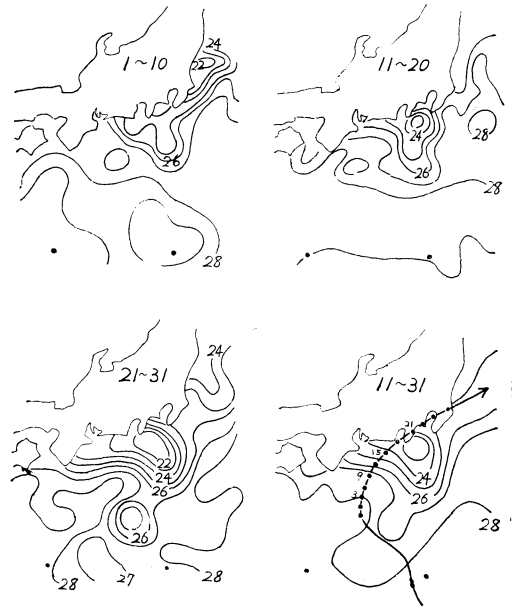
そこで、一般には湧昇流の影響をのぞくためや、現業面の利用を考えて、台風襲来の前旬の分布図が使われることが多い。

この台風の場合も第10図に示すように、下旬の著しい低温は湧昇流の影響を大きく受けているためと思われるが、この月のこの海域は各旬とも25°C以下の低温がつづいているのでともともと台風襲来前から冷水塊のあったことは間違いない。

しかし、表面海水温は台風通過中にすでに湧昇流の影響を受けていると考えられるので、こゝではもっともらしい示数として、台風襲来の旬とその前旬との平均値を用いて論ずることとした。

第10図の右下段にはその分布図も示されている。

1967年8月



第10図 海水温度分布と台6517の経路
1965年8月の上,中,下各旬平均表面海水温分布(°C)。右下段は中,下旬の平均分布。

台風の発生、発達には海水温が気温より高いほうが都合よく、台風最盛期の急発達の表面海水温の臨界温度は28°Cであるという報告もある。

この例では全く反対の立場に立って、両者の関係をみようとするわけである。

このため、台風中心附近の気温(T_a)や顕熱輸送量(Q_s)、潜熱輸送量(Q_L)をつぎの方法によって求め、第11図にこれらと中心気圧との関係を図示した。

残念ながら海上における台風中心附近の気温(T_a)の実測値はないので、やむを得ず、鳥島(中心から200km内外の距離)や中心域に入った静岡県内の気象官署および台風通過後の少数の船の実測値から9時までは、25°C12時以降は24°Cと推定した(台風域内に入った気象官署の実測値は殆んど時間変化がなかった)。

顕熱輸送量(Q_s)は Jacobs (1942) の式

$$Q_s = A (T_s - T_a) V_a \text{ において,}$$

A は気候学的な値として5.5とされているが、電子計算室のルーチンの数値予報では7 (Cal cm⁻² day⁻¹) が用いられているので、こゝではこれに準じて

$$Q_s = 3 \times 10^{-1} (T_s - T_a) V_a \text{ cal cm}^{-2} \text{ hr}^{-1}$$

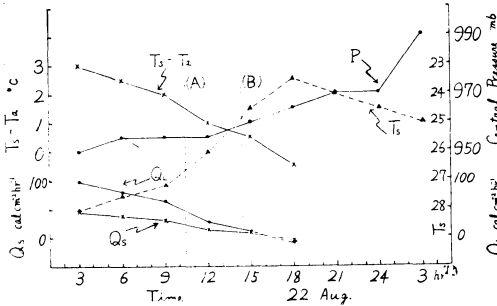
として計算した。

潜熱輸送量 (Q_L) は Sminbank (1959) の式

$$Q_L = 5.28 \times 10^{-3} (e_s - e_a) V_a \text{ Cal cm}^{-2} \text{ min}^{-1}$$

$$= 3.2 \times 10^{-1} (e_s - e_a) V_a \text{ Cal cm}^{-2} \text{ hr}^{-1}$$

をそのまま用いた。 e_s , e_a は水および空気の飽和蒸気圧 (mb) である。



第11図 中心気圧 (P) と中心付近における中、下旬平均表面海水温 (T_s) の変化ならびに水温-気温差 ($T_s - T_a$)、顕熱輸送量 (Q_s)、潜熱輸送量 (Q_L) の変化

さて、第10図と第11図からつぎのことが理解されるであろう。

レーダー観測によるインナーエリア内のエコーの著しい変化のはじまり (10~11時で第11図の (A) 線に該当、この頃は中心気圧はまだ変っていない) は台風中心が冷水塊による水温傾度の大きい区域 (第11図の T_s 曲線を見よ) に入ったところであり、また水温 (T_s) - 気温 (T_a) 差が 2°C 以下になった頃にあたる。

つぎに、眼が埋積をはじめ (14~15時)、気圧が上昇しはじめた (15時、第11図の (B) 線に該当) のは、中心が冷水塊域内部にかなり侵入し、海水温 (T_s) と気温 (T_a) がほとんど同じになった頃に当たっている。

これに対応して、次第に減少していた顕熱輸送量 (Q_s) と潜熱輸送量 (Q_L) はこの頃ほとんど0になっている。

したがって、この台風の海上における衰弱は、台風の移動速度がかなりおそかったことからみても、冷水塊の影響が非常に大きかったためと考えたい。

つぎに、定性的ではあるが、冷水塊の衰弱への影響過程を考えてみよう。

便宜上2つの系統にわけて考えてみる。

1つは、冷水塊のえいきようがまず始めに台風域内の下層大気の安定化作用としてあらわれる。

それは極気団や寒帯気団が暖かい海上を長時間吹走する場合に、下層から不安定化されるのと全く逆の過程により、熱帯気団が安定化されるものとする。

このため、対流活動の減少が起るだろう。

すなわち、台風の移動速度がおそく、長時間にわたる冷水塊の影響により、大きくかつ活動的であった対流性のエコーバンドは次第に沢山の小さなものに分裂、崩壊していく。

台風域内のスパイルバンドにともなる組織化された対流活動が鈍ることは、下層の収束がよわまっていることを意味するだろう。

したがって、渦度方程式 $-\frac{d}{dt}(f+\zeta) = -(f+\zeta)\rho V$ からわかるように、台風にともなる低気圧性渦度を減少させることになり、台風は衰弱するだろう。

つぎは冷水塊のため海水温と気温の差が減少または負になることにより、潜熱輸送が減少するだろう。

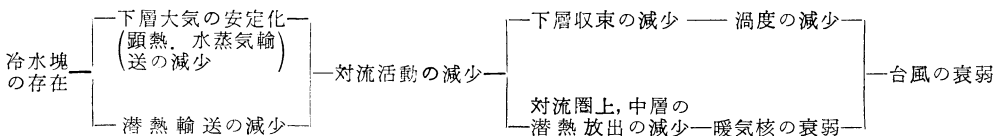
このため、対流活動がよわまるに違いない。組織化されていた対流活動の弱体化は主として対流圏の上・中層における潜熱放出による熱エネルギー補給の減少をもたらすだろう。

潜熱放出による熱エネルギー補給の減少は台風の活動性を維持していた暖気核の衰弱となり、それは台風の衰弱を意味する。

以上をまとめると、下記のような過程をへて、冷水塊が台風の衰弱に寄与するものとする。

終りに、この調査に対して有益な批判と助言を頂いた藤井神戸海洋気象台長、西本名古屋地方気象台長ならびに山下仙台管区気象台予報官に、さらに富士山レーダーの写真を中心に提供して頂いた富士山レーダーの関係者に厚く御礼申し上げる。

また、平素何かと激励して頂くとともに討論して頂いた市川予報課長、長井観測課長、深津レーダー係長および予報課、観測課レーダー係の方々には心から御礼申し上げます。



参考文献

- 1) I. Imai, 1963: Filling of Typhoon Eye by Landing, Proc. 10th Wea. RADAR Conf. 214-221.
- 2) H. Ito, 1963: Aspects of Typhoon Development, Techn. Rep. JMA, No. 21, 103-119.
- 3) 山下 洋, 1965: 表面海水温度と熱帯低気圧, 東北技術だより, 第19号, 12-28.
- 4) S. Petterssen, D. L. Bradbury and K. Pedersen, 1962: The Norwegian Cyclone Models in Relation to Heat and Cold Sources (日本語訳), 地球物理学文献抄, 10, 244-261.
- 5) C.B. Pyke, 1965: On the Role of Air-Sea Interaction in the Development of Cyclones, Bull. Amer. Met. Soc., 46, 4-15.

551.525.2: 551.508.2: 551.584.5

赤外放射計による地表面温度の観測*

土屋 清*

シカゴ大学に居たころ, 夏の地表面温度の時間変化を調べる目的で, 気象衛星タイロスの放射データを何度か解析したが, いつも Calibration の問題で悩まされていた. 一度自分で Calibration のチェックをかねて表面温度測定をしたいと思っていたが, 幸にも朝日新聞社から飛行機と測器の借用料の援助を頂き, 7月28日, 快晴時の東京のビル街, 住宅街, 森, 川や郊外の水田, 富士山などの表面温度を日の出前の4時から15時まで測定することができた.

使用した測器は, 気象衛星の放射計を作っているアメリカ Barnes Engineering 社の携帯用赤外放射温度計で, 次のような性能を持っている.

温度範囲 $-12^{\circ}\text{C} \sim 44^{\circ}\text{C}$ 感度 0.2°C

測定距離 $30\text{ cm} \sim \infty$ 応答速度 50 ミリ秒

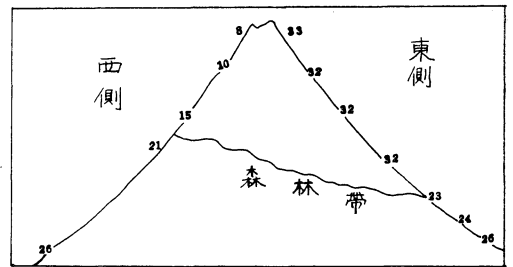
視野角 2° 波長巾 $8 \sim 13\text{ ミクロン}$

気象衛星タイロスに装備された赤外線放射計のチャンネル2 ($8 \sim 12\ \mu$) とほぼ同じもの. 測定範囲の上限は 44°C になってはいるが, それよりも高い温度の測定も可能で, 上限を越すとそこで記録が逆向き, すなわち高温ほど低く記録されるようになっている.

詳しい結果は, 別の機会にする予定であるが興味ある結果を報告する.

1. 富士山の地肌

8時ごろ夏としては珍らしく雲のない富士山をとらえることができた. その概略が上の図で, 東側の太陽の当たっている所では, 森林帯の上から急に温度が上がり, 頂上付近で最高の 33°C を示していた. さらに14時少し前にまた富士山に行ったが, 雲が発生してしまい測定がで



昭和42年7月28日8時すぎの富士山の表面温度(°C)

きなかった.

2. 銀座のビル街

銀座のビル街は, 13時ごろには多分 50°C 以上になるものと思っていたが案外に低かった. これはビルの蔭やほとんどのビルが完全冷房しているためであろう.

3. 東京のスモッグ

Calibration の目的で, 12,000, 10,000, 8,000, 6,000, 4,000, 2,000, 1,000, 500 フィートの高度で, 相模湾, 東京湾, 東京市街地上空 (市街地では500フィートではできなかった) でそれぞれ同一物をねらって温度の測定を試みた. 驚いたことには11時30分すぎの東京上空の4,000フィート以下ではセンサーを水平方向からさらに上の方まで向けても温度は下がらず 30°C ぐらいを示した. これはかなり厚いスモッグの層のあることを示している. 相模湾上では水平近にするといっぺんに温度が下がった. しかし陸地上では煙霧層が全然ないわけではない. 例えば8時ごろ富士山頂上付近の西側の温度が, 4,000フィートから測定した時の方が, 12,000フィートから測定した時よりも高温であった. これは途下にやはりうすい煙霧の層があることを示しているのだろう.

* Surface Temperature Observation by Infrared Radiation Thermometer

** K. Tsuchiya 気象庁予報部