

- Equatorial sea level response during the 1982-83 El-Nino, *J. Geophys. Res.*, **89**, 10425-10430.
- Lorentz, E.N., 1967: The nature and theory of the general circulation of the atmosphere, WMO-No. 218.
- 村上多喜雄, 1988: ENSO と西風バースト, *天気*, **35**, 673-686.
- Murakami, T., T. Nakazawa, and J. He, 1984: On the 40-50 day oscillations during the 1979 Northern Hemisphere Summer, *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 440-484.
- Nakazawa, T., 1986: Intraseasonal Variations of OLR in the tropics during the FGGE year, *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**: 17-34.
- , 1988: Tropical super clusters within intraseasonal variations over the western Pacific, *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 823-839.
- Nitta, Ts. and T. Motoki, 1987: Abrupt enhancement of convective activity and low-level westerly burst during the onset phase of the 1982-83 El-Nino, *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 497-506.
- Riehl, H., 1979: *Climate and Weather in the Tropics*, Academic Press.
- Ramage, C.S., 1986: El Nino, *Scientific American*, **254**, 6, 55-61.
- Sumi, A., 1986: On the movement of the Convection Center from summer to winter season in the northern hemisphere, *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 605-611.
- 住 明正, 山形俊男, 竹内謙介, 安成哲三, 1989: 西太平洋大気海洋相互作用研究計画, 昭和63年度科研費総合(B)報告書
- 山形俊男, 1988: ENSO 現象の発生の予測について, *グロースベッター*, **26**, 98-105.

1071: 4011 (台風; レインバンド; 数値予報モデル)

## 2. 台風の構造

(発生, 発達シミュレーション, 台風数値予報モデルを含む)\*

山 岬 正 紀\*\*

私に与えられた話題提供の上記テーマについて, 数値モデルをやっているものの立場から述べてみたい。

台風の構造の特徴といえば, 中心気圧が低いこと, 風が強いこと等のほかに, warm core(温暖核)即ち台風の中心付近の上空の温度が高いことがあげられる。warm core は台風のメカニズムを考えるうえで重要な特徴である。低い中心気圧と warm core とは静力学平衡の関係で密接に結びついている。warm core は対流雲による熱によってつくられ, 対流雲は, 海面からの潜熱, 顕熱の供給によって大気が条件付不安定(潜在不安定)であることと密接に関係している。海面からの潜熱, 顕熱の供給は非常に重要で, 熱帯大気の成層状態からみて, もし海面からの供給がなければ1000 mb以下の台風ができないであろうことはずいぶん昔からいわれてきたことである。

warm core の特徴として Hawkins and Rubsam(1968)の第9図: ハリケーンの観測例 (以下図の引用略)。中

心付近の上空には大きな正の温度偏差がある。300~250 mb (高さ10 km 位) の所で最大である。下層では温度傾度の大きい所があって, これは目の壁雲の位置に対応している。同じ論文の第10図: 風速分布。風速の最大は中心から少しはなれた所にある。どの位はなれているかは台風によって違い発達時期によっても違う。発達期では一般に中心の方へ近づき, それ以後は中心から遠ざかるのが普通である。最大風速の位置は目の壁雲の位置と密接に関係している。強い風は上空のかなり高い所まで及んでいるのも特徴である。

風についてのメカニズムの基礎的なことをまとめてみると, 下層の気圧傾度が下層での吹きこみ, 鉛直循環をつくり, 絶対角運動量が輸送されて風の回転成分の場をつくる。風の回転成分の場と気圧場とは, 境界層を除けば傾度風平衡をある程度満たしている。風の回転成分が強い台風では地表摩擦による吹きこみが顕著にみられ, これも鉛直循環に寄与する。これは台風のメカニズムを考えるうえで非常に重要である。

ここまでは台風を巨視的にみたとときの構造の特徴とメカニズムであるが, よく知られているように, 台風内の対流は目の壁雲 (eyewall) やらせん状降雨帯 (spiral

\* The Structure of tropical cyclones (and simulation of formation and development and numerical prediction model).

\*\* Masanori Yamasaki, 気象研究所台風研究部。

rainband) 等の形で組織化されており、風の場や温度場等もメソスケールの構造をもっている。このことは、台風のメカニズムの理解、数値モデルの開発のうえで非常に重要である。メソスケールの構造についての観測からの結果を次にみてみたい。

古い論文 Simpson (1954) の第4図：レインバンド (以下 RB とかく) の台風中心側にメソスケールの低い気圧中心があり、台風の日を思わせるような RB のまきこみが見られる。この特徴にも興味はあるが、ここでは RB の比較的一般的な特徴として、RB の外側 (台風中心から遠い側の縁のあたり) で気圧が低く、RB に伴う “pressure dip” とよばれているものについてみていきたい。

Ligda (1955) の第2図：地上での微気圧計の変化に pressure dip に対応する気圧降下が見られる。第3図：等圧線と RB の関係の模式図では Simpson (1954) の場合と同様に RB の外縁付近で気圧が低い。第4図：Wexler (1947) からの引用。このハリケーンの例では pressure dip のほかに pressure jump が見られる。温度は RB の通過前に高くなり RB の所で低くなっている。温度の低い時と pressure jump とが対応する。ハリケーンの RB がしばしばスコールライン的な性質をもっていることは古くからいわれていた。

Ushijima (1958) の第5図、第6図：RB に伴っているいろいろな気象要素に変化が見られる。たとえば RB の通過のときに温度が下がっていて、風の gust や風向の変化をみる事ができる。

立平 (1962) の第8図、第9図：いろいろな観測点での気圧変化をみると pressure dip と pressure jump とが起こっている。また温度上昇と温度降下とがみられる。降雨強度の図では、気圧が上昇しはじめる時間の少し後で降雨強度が最大になるという関係になっている。第11図：各観測点での気象要素の変化を平均してつくった図：RB が近づくと共に温度が上がって気圧が下がり風向がゆっくり反転し、RB の所で急速に順転して温度が下がって気圧が上がるとい特徴である。第12図：pressure jump の isochrone。なお pressure jump と温度降下は別の台風の例 (立平, 1961) では見られなかった。即ち、いつでも見られるというわけではない。あるいは小さく見えにくい。

RB は多くのエコーセルから成り立っている。立平 (1961) の第9図：エコーセルの移動と RB の伝播についての模式図。個々のエコーセルは台風の中心まわりを

反時計まわりに風に流されて移動、やがて消滅し、RB の風上側で新しいセルが発生して、結果として RB は外向きに伝播すると共に台風中心からみてそれほど回転することなく同一象限にとどまる傾向がある。回転することも風に比べて非常にゆっくりである。Senn and Hiser (1959) でも同様のイメージがえがかれている。

これら1940年代から60年代初めにかけての観測からの研究は、台風の理解にとって非常に重要な研究であったと思われるが、その後長い間あまり発展することがなかった。これらの研究のあと、台風における摩擦収束のメカニズムの重要性 (Ooyama, 1964; Charney and Eliassen, 1964) がいわれるようになって多くの人たちの関心はその方向に行くことになった。また、3次元モデルがつくられるようになった1970年代における数値シミュレーションでは、台風の RB を熱によって励起された重力波 (重力波の不安定化) として説明する考え方が出された。しかし台風の RB は重力波のように速い位相速度をもっていないし、構造も重力波とは違っていると思われる。私はモデルをやっているうちに、台風においては対流に伴うダウンドラフトや雨の蒸発冷却が重要ではないかと思うようになり、それは、上で述べた1960年代初め以前における RB の現象論と密接に結びつくことになる (山岬, 1982)。

ダウンドラフトや雨の蒸発が対流の組織化に重要な役割を果たすことを示す模式図 (略)：対流雲の中での水蒸気の凝結によってできた雲水が成長して雨水になり落下し、雲の下の不飽和域で蒸発して、冷たいダウンドラフトの空気が周囲へ吹き出す。一方、外から暖かい湿った空気 (高い相当温位をもった空気) が入ってきて、冷たい空気の上をはい上がり次から次へと雲をつくる、または既にある雲を継続させる。このメカニズムは1950、60年代に中緯度のメソスケールの観測的研究をやっていた人達がいっていたものである。最近ではスコールラインの研究がさかんになって、今ではその面からもよく知られているメカニズムである。台風のスパイラル RB の多くは、この暖かい湿った空気の流入が地表摩擦の力学的効果で強められスコールラインとは違った性質をもつことになる、というように考えられる。もしダウンドラフトの所が飽和に近ければ蒸発冷却は小さく、したがって pressure jump もあまり見られなくなるが、しかしその場合でも僅かの不飽和が重要ではないかと思われる。スパイラル RB が重力波とは違うという立場の研究の方向は1980年代に入ってから、アメリカでの観測 (Barnes

*et al.* 1983その他) や *Ishihara et al.* (1986) によってサポートされるようになっている。なおスパイラル RB の水平面の模式図は立平 (1972) で、また山岬 (1982) ではその引用と数値モデルにおける鉛直構造やメカニズムについて述べている。

台風の数値モデルをつくるうえで重要な対流の組織化のメカニズムについての私の考え方をまとめてみると、ひとつは上で述べたダウンドラフトや雨水の蒸発による冷たい空気の流出と暖かい湿った空気の流入による組織化で、スコールラインが代表的なものであるが、弱い熱帯じょう乱におけるメソスケールの対流もこのようなメカニズムによっていると考えられる。対流活動はじょう乱や渦の形成、発達をひき起こす。スコールラインでは一般流の鉛直シアアが対流に相対的な下層の吹きこみを通して対流に都合のよい条件であるが、じょう乱や渦では、それ自身の風のシアアや下層での吹きこみも対流の組織化に寄与する。対流との相互作用によってじょう乱、渦は発達しうる。

じょう乱や渦が強くなると (あるいは一般流がかなり強い場合には)、下層の風は地表摩擦によって強くコントロールされるようになり、上で述べたように対流の性質も変わってくる。代表的な例はスパイラル RB である。スコールラインがいわゆる *transverse mode* (対流雲の走向と風とが直角に近い) であるのに対して *longitudinal* (平行に近い) 的である。強い熱帯じょう乱や台風の発生期における対流の多くもこのような性質をもっている。*longitudinal* 的な対流では、対流に伴う鉛直循環はコリオリ力を通して対流雲の走向に平行な成分の風を強化し、強い水平シアアをつくっていく。(あるいは、強い水平シアアの場の中では対流は容易に予想されるように *longitudinal* 的となる)。このことは、台風の発生期における風の強まり、渦の強化のメカニズムとしてもとくに重要であると考えられる。

台風の目の壁雲では、よく知られた摩擦収束のメカニズムが重要となる。目の壁雲を伴う発達した台風では、異なった領域でこれら3つのメカニズムが存在しうることになる。いうまでもなく3つのメカニズムは連続的であって明確な境があるわけではない。なお第2のメカニズムでは地表摩擦は重要であるが摩擦収束とは異なる。大規模な風の場合から期待される摩擦発散域でも対流は起る。摩擦収束で対流が組織化されているわけではない。

これらの結果は、対流をパラメタライズしないモデル(2次元)による台風と対流の理解から得られたもので、

このような理解に基づいて対流の *parametrization* を改善し台風モデルの開発を行ってきた (Yamasaki, 1986 等)。数値実験の結果のうちいくつかの図(略)についてみてみたい。初期条件として渦なしの静止大気中に浮力のじょう乱を与えて対流を起こさせた場合、対流活動によって渦をまき始めて台風ができる過程の数値実験: 対流にはいろいろなものがある、*longitudinal* 的なものについても、下層の風が RB の外側から吹きこむもの、内側から吹きこむもの、両方から吹きこむものがある。*transverse* 的で風にさからって伝播するスコールラインの性質をもつものなど、大気中で起こっていると考えられるいろいろなメソスケールの対流をモデルが表現できている。台風発生前における風速分布の図では風の最も強いのは渦の中心の南東側にある。初期条件は海面温度や大気の成層などすべて一様にとっている (一般流もない) が、コリオリ因子の緯度変化のためにこのような非対称が生ずる。この強い風の域は強い対流活動域と共にゆっくり反時計まわりに回転しながら渦の中心の方向にうつって行って台風の発生となる。風速が 20 m/s 近くになると目、目の壁雲が形成される。最大風速は壁雲の所にある。RB の所 (外縁付近) には風速の極大がある。目の壁雲と RB の間には弱い層状性の雨域が存在する。多くの場合、台風中心の東側から南側へ、さらに南西にのびる RB が卓越する。これはコリオリ因子の緯度変化と関係している。この特徴も実際の台風によく観測される。

太平洋高気圧など周囲にじょう乱がない単純化した条件下における熱帯収束帯での台風の発生の数値実験の例: 対流とじょう乱や渦、ハドレー循環とは相互作用をする。太平洋高気圧などの外力がなく実際の熱帯収束帯や台風の発生過程と異なる面はあるが、高い海面水温をもった熱帯域での対流活動を通して、ハドレー循環やじょう乱の活動が維持されている。実際の大気のシミュレーションへのステップとしてモデルはある程度うまく振舞っているようにみえる。コリオリ因子の緯度変化は RB や条件付不安定度の分布に重要な役割を果たしている。この数値実験でもスコールライン的な RB などいろいろな RB が存在する。当然のことながら不安定性は一様ではなく、じょう乱が作り出す不安定度の非一様性や安定域の存在が次に起こるべき対流やじょう乱の振舞いに大きな影響を与えていくことになる。台風の発生メカニズムとして上で述べた第2のメカニズムが重要であるが、実際の大気では台風になろうとする渦と他の渦

やじょう乱、対流が複雑な相互作用をして台風になれないことが多いのであろう。

数値実験の第3の例は実際の台風についてのもので、気象庁予報部数値予報課でつくっている全球客観解析のデータを初期条件として用いている。図で示した例は1987年7月に沖縄付近を通過した5号台風である。初期条件は客観解析のデータをそのまま用いているので、実際の台風の構造、とくに観測されたメソスケールの対流の分布などとの比較を目的としていないが、台風の目の壁雲、スパイラル状の inner band や outer band、風速の非対称など台風の一般的特徴をシミュレートできている。72時間までの移動の観測された特徴（西進後北進）はかなりよく予測されている。

次に台風の数値予報モデルについてまず気象庁の台風予報用モデルの概要（数値予報解説資料(21)の表1.6.1）について。モデルは局地スペクトルモデルで、水平分解能は変換格子間隔で50 km、予報領域は4000 km 四方（現在は5400 km 四方）で側面境界値は63（現在はT106）の全球モデルからもらう。鉛直には8層モデルで、対流の parameterization は基本的には Kuo のものを用いている。この予報モデルからの結果については次の話題提供の村松氏が述べることになっている。日本以外では台風予報のために ECMWF の T106 の全球モデル、アメリカの NMC のモデル等がある。研究用モデルとしてはフロリダ大学では同じく T106（T170なども）の全球モデル、GFDL では多重格子モデル等を用いている。

今後の方向のひとつとして、全球スペクトルモデルで分解能をあげて台風を予測する方向にいくと思われる。一方、私がとくに興味をもっているのは、多重格子全球モデルによる台風の研究で、実際の台風の長時間先までの振舞いやメカニズムを調べることで、また台風の発生、移動の気候学的性質のシミュレーションやメカニズムを明らかにすること等である。もうひとつの興味は、広い領域で対流を扱える多重格子対流モデルによる研究である。これまでの、対流を parameterize しない2次元モデルや、対流を parameterize した3次元モデルからの知識をもとに、対流3次元モデルによる研究を行って台風と対流の理解を深め、現在の台風モデルとくに対流の parameterization を改善していくことが必要である。また場合によっては対流を parameterize したモデルとしないモデルをネストしたモデルが考えられてもよい。大きな場の中での組織化された対流の数値モデルによる研究、観測との比較は、台風に限らず多くの現象と共通す

る重要な問題である。

以上はシンポジウムにおける話の内容である。図は紙面の制約のためここでは省略した。図がなくてもおよその話の内容はわかっていたらと思う。詳しくは参考文献をみていただきたい。なおシンポジウム要旨集ではここでの内容と少し違ったかき方になっている。数値モデルによる台風のシミュレーションと予測という立場から、本稿とあわせ読んでいただければ幸いである。近年における数値モデルに関連する参考文献ものせてあるので本稿では省略したい。

シンポジウムでは時間の制約もあって本テーマに関する他の重要な多くの問題について述べることができなかつた。たとえば村松（1985）による台風の構造に関する解析、ドップラーレーダ等の観測からの台風内の対流の構造（Ishihara *et al.*, 1986等）、台風の発生に対してしばしば重要な熱帯対流圏上部の大規模じょう乱の役割（Sadler, 1976, 78 ; Shimamura, 1981等）、近年注目されている季節内変動との関連での台風の発生（Nakazawa, 1986）その他多くの問題がある。今回あまりとりあげることができなかった問題がいくつか議論されることを望んでいる。

#### 参考文献

- Barnes, G.M., E.J. Zipser, D. Jorgensen and F. Marks, J.R., 1983: Mesoscale and convective structure of a hurricane rainband. *J. Atmos. Sci.*, 40, 2125-2137.
- Hawkins, H.F. and D.T. Rubsam, 1968: Hurricane Hilda, 1964, II. Structure and budgets of the hurricane on October 1, 1964. *Mon. Wea. Rev.*, 96, 617-636.
- Ishihara, M., Z. Yanagisawa, H. Sakakibara, K. Matsuura and J. Aoyagi, 1986: Structure of a typhoon rainband observed by two Doppler radars. *J. Meteor. Soc. Japan*, 64, 923-939.
- Ligda, M.G.H., 1955: Hurricane squall lines. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 36, 340-342.
- 村松照男, 1985: 台風の構造の変化と移動に関する研究—台風7916の一生—, 気象研究所技術報告第14号, 117 pp
- Nakazawa, T., 1986: Intraseasonal variations of OLR in the tropics during the FGGE year. *J. Meteor. Soc. Japan*, 64, 17-34.
- Sadler, J.C., 1978: Mid-season typhoon development and intensity changes and the tropical upper tropospheric trough. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 1137-1152.

Senn, H.V. and H.W. Hiser, 1959: On the origin of hurricane spiral rain bands. *J. Meteor.*, 16, 419-426.  
 Shimamura, M.: The upper-tropospheric cold lows in the northwestern Pacific as revealed in the GMS satellite data, *Geophys. Mag.*, 39, 119-156.  
 Simpson, R.H., 1954: Structure of an immature hurricane. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 35, 335-350.

立平良三, 1961: 台風降雨帯の解析 (5821号の場合), *研究時報*, 13, 264-279.  
 立平良三, 1962: 台風5907号の降雨帯の解析, *研究時報*, 14, 621-630.  
 ———, 1972: エコーパターンの気象系, *気象研究ノート*第112号, 335-354.  
 Ushijima, T., 1958: Outer rain bands of typhoons. *J. Meteor. Soc. Japan*. 36, 1-10.  
 山岬正紀, 1982: 台風, *気象学のプロムナード*10, 東京堂出版, 206 pp.

1071 (台風)

### 3. 台風の移動と予測

(襲来頻度の統計的な考察を含む)\*

村松 照 男\*\*

#### 1. 1989年の台風の特徴

今年の台風の特徴は発生数の多さと発生位置の北偏, 加えて日本への上陸数の多さである。発生数は32個と平年より5個多く, エルニーニョ現象が終了して2年目にあたり最も発生数の多い年であるという統計結果(AOKI, 1985)によく合っていた。

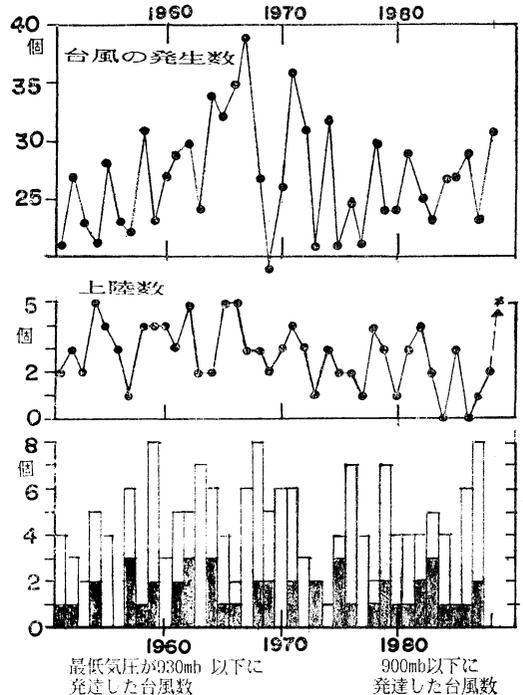
また経路では台風シーズンの前半の8月中旬の14号までは, 亜熱帯(太平洋)高気圧が北偏し日本付近への張り出しが弱く, 台風の発生位置も北緯20度付近に集中し例年よりやや北偏していた。移動経路も北上後, 北偏した亜熱帯高気圧の東より流れて経路を北西または北北西に転向するという異常コースが続いた。

一方, 台風シーズン後半の8月下旬以降は太平洋高気圧が後退し偏西風帯で転向後加速しながら日本付近を通過もしくは上陸する経路をとった。このため年間を通して日本への上陸数が5個と多く, 1951年以来の最多上陸数とタイ記録, この5年間の年間の上陸数の平均が1.4であったことを考えれば近年になく多かったと云える。

#### 2. 強い台風の襲来頻度はどう変遷したか

##### 2.1 台風災害の質的な変化

1950年から1959年の十年間は, 洞爺丸台風(1954年)狩野川台風(1958年)伊勢湾台風(1959年)等, 千人以上の死者行方不明をだした台風が相次いで日本列島に上



第1図 台風の発生数, 日本への上陸数, 最低気圧が930 mb 以下に発達した数(白棒グラフ)および900 mb 以下に発達した台風数(黒棒グラフ)等の経年変化

陸したが, 1960年代に入っては台風第24号による死者行方不明318人が最高で, 70年代に至っては死者は百人以

「天気」37. 5.

\* Including statistical studies of landing frequency.

\*\* Teruo Muramats, 気象庁予報課(現, 札幌管区気象台予報課).