



# 天 気

1983年2月  
Vol. 30, No. 2

105 (雷雨)

## 雲をつかむ話現代版\*

—昭和57年秋季大会特別講演—

小 倉 義 光\*\*

### 1. はじめに

私は2年ほど前に日本気象学会から、偉大な気象学者藤原咲平先生を記念する藤原賞をいただいた。その際同年の春期大会で受賞講演をするようお誘いを受けたが、いろいろの事情で帰国することが出来なかった。今回イリノイ大学から有給休暇をとり、9か月余り日本に滞在するに当たって、そのときの講演の代わりに本年の秋期大会で何かの形でお話することができないだろうかと岸保理事長にお願いした。幸いにも理事長はじめ理事会の方々が快く承認して下さい、こうして会員皆様にお話できるのを、たいへんうれしく、また光榮に思っている。

私が学生であった第2次世界大戦の頃、藤原先生は気象庁の前身である中央気象台の台長であり、また当時の東京帝国大学理学部物理学科の兼任教授として気象学講座を擔任されていた。藤原先生については、いろいろの思い出があるが、私の見る所では昔話というものは、それを一番楽しんでいるのは話をしている当人であり、それを聴く若い人はとかくしらけムードという傾向がある。それで今日は昔話は一切止め、ただ私の今日の講演の題名を「雲をつかむ話現代版」としたわけだけを述べたい。「雲をつかむ話」というのは藤原先生の著書の一つ

の題名である。同書は大正15年に岩波書店から発行され、好評のため以後版を重ね、昭和25年には第8版改訂増補版が刊行されている。当時は「雲をつかむような」という言葉は、不確かな、あてにならない、という形容詞と同義語に使われていた。中央気象台にあって昭和16年までの18年間、実地の天気予報業務に従事されていた藤原先生にとって、これは当然おもしろくないことであった。「雲をつかむような予報業務」も着実に進歩しつつあるのだということを世の人に知らせるべく、「雲をつかむ話」を書かれたわけである。

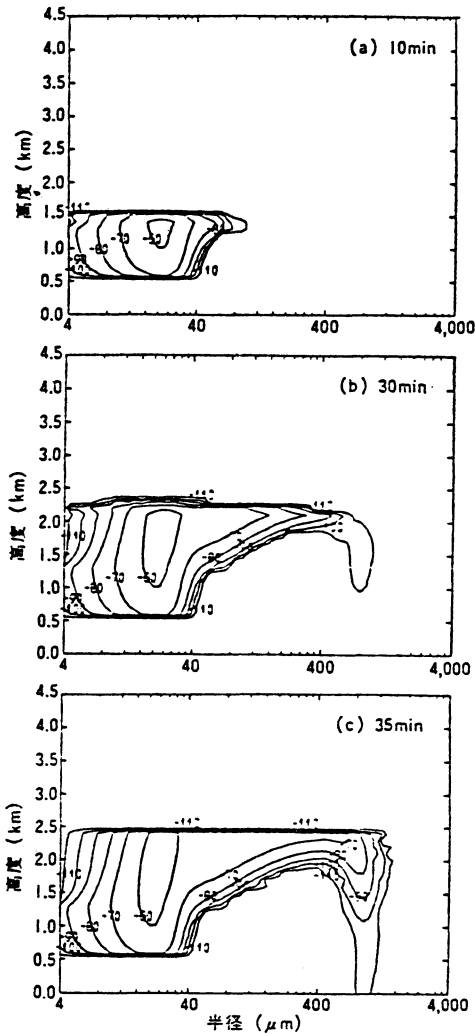
藤原先生の「雲をつかむ話」の雲は広く天気から長期予報までを含んでいた。私の今日の話では雲を文字通り雲、それも対流性の積雲や積乱雲に限り、1980年代初めの現在、私達がどの程度「雲をつかむ」ことに成功したかを述べたい。話を対流性の雲に限っても、その研究は広い範囲に及ぶ。ここでは私共のイリノイ大学大気科学教室における研究を中心としてお話ししたいと思います。その研究は次のように大別できるだろう。

I. severe storm の研究、特にトルネードをとともうようなスーパーセル (supercell) やマルチ・セル (multi-cell) (Marwitz, 1972) の構造、およびその構造が周りの大規模な風・気温・湿度などの鉛直分布によって、どのように影響されるか。

II. メソ対流系の研究。積乱雲はしばしばメソスケ-

\* To grab clouds-latest edition.

\*\* Yoshimitsu Ogura, 米国イリノイ大学大気科学教室.



第1図 各大きさの水滴の数濃度分布. 等値線は  $10^{-1} \text{ cm}^{-2} \text{ g}^{-1}$  ごとに描かれている (Ogura and Takahashi, 1973).

ルに組織される。それが線状に組織されれば熱帯および中緯度帯のスコール・ラインや降雨バンドとなる。さもないければ雲のクラスター (cluster), あるいは Maddox (1980) の定義した中緯度帯の mesoscale convective complex として, 気象衛星写真や気象レーダー写真に現われる。もちろん, このメソ対流系にもなって severe storm が起こることもある。メソ対流系の研究は, さらに次のように細別できるだろう。

II a. 引き金作用。積乱雲が発達するためには, 大気は条件不安定な成層をしていなければならない。しかし

シノプティック・スケールの場合が大気の成層をうまく条件不安定にしても, 対流を起こすには不充分である。たとえば下層に温度の逆転層があれば, 条件不安定を解消させて対流を起こすためには, まず逆転層を解消させなければならない。多くの研究によれば, メソ対流系が発生する以前に下層にメソスケールの収束 (したがって上昇運動) があり, これがメソ対流系を発生させる引き金の役をしている。この, いわゆる triggering のメカニズムとしては, これまでいろいろのものが考えられている。たとえば, 中緯度帯のメソ対流系については, (1) 前線帯における上昇運動 (Ogura and Portis, 1982), (2) いわゆる上層の short wave にともなる上昇運動, (3) 下層ジェット (Matsumoto, 1973), 特に上層の jet streak との関連において (Uccellini and Johnson, 1979), (4) dryline (McCarthy and Koch, 1982), (5) 鉛直シアのある平均流の不安定性, たとえば慣性不安定 (Benettis and Hoskins, 1979; Emanuel, 1979; Ogura *et al.*, 1982; Raymond, 1978), (6) 海陸風 (Pielke, 1974), (7) 内陸海陸風 (Sun and Ogura, 1979), (8) 重力波 (Uccellini, 1975) など。これに関連して, 何故対流雲がしばしばメソスケールに組織化されるかということも重要な問題である。

II b. メソ対流系の構造と, その一生 (発生期, 発達期, 成熟期, 減衰期など)。

II c. メソ対流系から大規模な場へのフィード・バックの作用。いったんメソ対流系が発達すると, 水蒸気の凝結, 水滴や氷粒からの蒸発, 雲による熱・水蒸気・運動量・渦度などの鉛直輸送により, 周囲のより大きい規模の場が変化する。数値予報における積雲のパラメタリゼーションを改良するためには, 雲がどのような大規模な場で発生・発達するか, そしてどのように大規模な場を変化させるか, もっとよく知る必要がある。

このように広い範囲の研究を45分間の講演で述べることは不可能なので, ここでは I の severe storm, 特にスーパーセル (孤立した巨大雷雨) に限って話をするにしよう。

## 2. 3次元雲モデルの開発

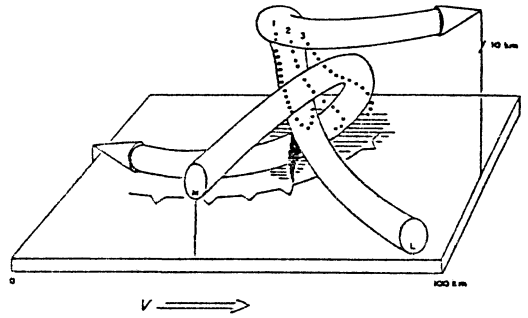
1960年代の初めに私は J. Charney や N. Phillips と共に非弾性 (anelastic) 方程式系を導出し, それに基づいて湿った雲のシミュレーションを1963年に行った。その後東大の海洋研究所に移ってから, この問題とは遠ざかっていた。十余年前にイリノイ大学に移ってから, 再

びこの問題にとりかかるとした。その際研究の方向として二つを考えた。

一つは雲の力学の中にいろいろの雲物理過程を取り入れることであった。これは後に述べるように、米国中西部や欧州によく発生するストームの一生にとって、下降気流 (downdraft) は大きな役割を果たす。そして下降気流は雨滴を含んだための余分の重みと、水滴からの蒸発にともなう冷却作用による負の浮力によって起こる。したがって雲の中のどこでいつ水蒸気が凝結して小さい雲粒ができるか、その雲粒から併合作用によって大きな雨滴ができ、上昇気流にさかかって落下し始めるかが重要な問題である。このように雲の力学と雲物理過程の間に強い相互作用があることは、今日では常識であるが、当時は未だほとんど研究されていなかった。

私は雲物理学の方はあまり得意でなかったので、イリノイ大学に高橋 勣さんをお招きし、協同研究を行った (Ogura and Takahashi, 1971, 1973)。水蒸気が凝結して出来る初期の雲粒径分布を仮定し、一次元雲モデルを時間を追って積分し、雲の中の鉛直速度の発達と共に、雲の中の各高度で雲粒径分布が時間と共にどう変化するか計算したわけである。第1図はその結果の一部を示す。 $t$  (積分時間) = 10分では雲頂は約 1.5 km の高さに達しているが、雲粒の大部分の半径は 40  $\mu\text{m}$  より小さい (第1図 a)。時間がたつにつれ、雲の中の浮力の増大と共に上昇気流も強くなり、雲粒も上方に運ばれる (すなわち雲頂高度が増す)。そして雲頂近くにたまった水滴群の中で併合過程が始まり、大きな水滴が形成される。大きな水滴の落下速度は大きいから、第1図 b に示すように、半径が 0.5 mm 程度の水滴は上昇気流にうちかかって落下し始める。その落下の途中で、絶えず下方から供給される雲粒を併合することによって成長を続けた後、この数値実験では  $t=35$  分には最初の雨粒が地表に到達する (第1図 c)。おや、雨が降ってきたよと私達が空を仰ぐのが、この瞬間である。このように雲の中に上昇気流があっても、気象レーダーで検出できるような大きな雨粒ができるまでには、ある程度の時間がかかるということが、以下述べる 3 次元雲モデルの実験結果を理解する上に留意すべきことである。

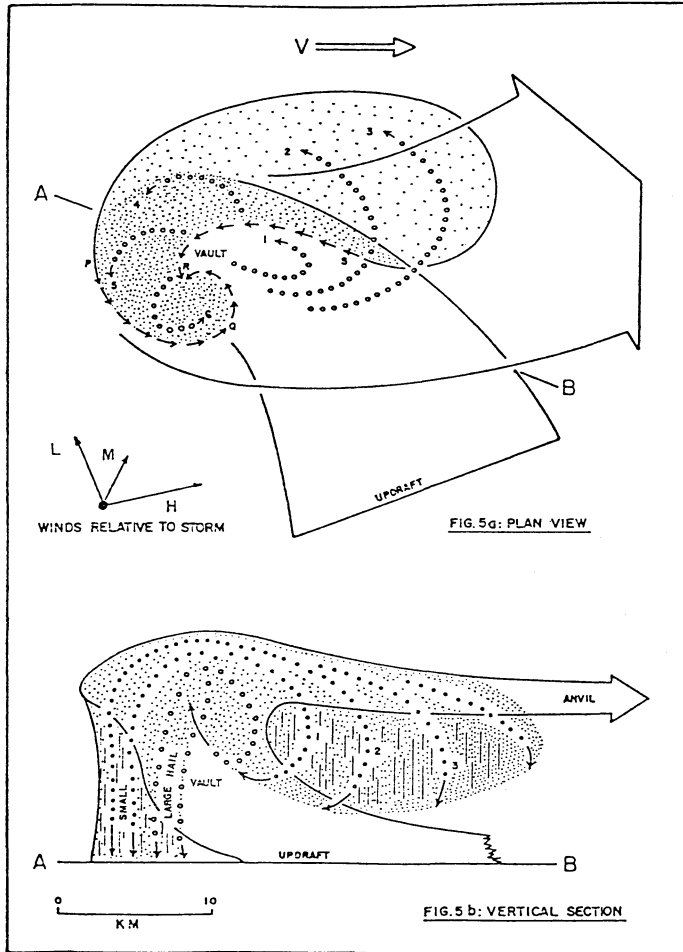
その後高橋さんはハワイ大学に移り、そこで氷相を含めた雲物理過程の研究を、室内実験・野外測定・数値実験の 3 方面から精力的に進められている。私達の方ではストームの力学の方に研究の重点があり、Kessler (1969) の暖かい雨のパラメタリゼーションを主に使っている。



第2図 スーパーセル型のストームについて、移動しつつあるストームに相対的な3次元の空気の流れの模式図。記号 L (low) と M (middle) は、それぞれ下層および中層の空気が上昇気流と下降気流を形成していることを示す。点線は雨滴あるいはひょうの軌跡を、横の実線は地表面における降雨域を表わす。地表面における陣風線の位置、および (もし起こるとすれば) トルネードの位置も示してある (Browning, 1964)。

すなわち雲粒径分布としては、雲粒と雨粒という、ただ二つのカテゴリーを考える。雲粒は小さいので周りの空気と共に動き、雨粒は混合比に応じた落下速度で落下するものとする。そして与えられた併合過程を表わす式に従って、雲粒は雨粒に変換される。

研究の第2の方向は3次元雲モデルの開発であった。これは私達が研究の対象としたようなストームの大部分は、鉛直方向に強い風のシアを持つ場で起こっていること、そのシアも単に風速が高さと共に増すだけでなく、下層では風向も高さと共に変わっていること、したがってスーパーセルの構造も著しく3次元の様相を示していることが、他の研究者の観測データの解析から判っていたからであった。第2図と第3図は、多くのストームを解析して Browning (1964) が作ったモデルである。第4図は、このようなストームが起こっているときの典型的な風の hodograph である。すなわち地表に相対的な風は、下層では南風、中層では南西風、上層では西風である。多くのストームは中層の風に対して、やや右寄りの方向に進むから、移動しつつあるストームに相対的な風は第4図の右図に示すようになる。したがって第2図に示したように、ストームの進行方向に向かって右前方から下層の相当温位の高い空気がストームに流入し、強い上昇気流 (updraft) となる。この上昇気流は圏界面近くに達すると四方に発散するが、そこで卓越している西風のため東に流れる金床雲 (anvil) となる。一方中層の



第3図 第2図に対応して速度  $V$  で移動しているストームの平面図 (上図) と、平均風の鉛直シアの方向に平行な  $AB$  線に沿った鉛直図 (下図)。小さい白丸はストーム内の各部分における雨滴およびひょうの軌跡を示す。平面図内の濃淡はそれぞれ地表面近くでのひょうおよび雨の区域 (Browning, 1964)。

相当温位が低い空気がストームの右側面から流入し、上昇気流の東側をまわって下降気流 (downdraft) となる。もともとこの空気は乾いているが、上から落下してくる雨粒による余分の重みと雨粒からの蒸発冷却のため、下降気流となるものである。この冷たい下降気流は地表面に接近するにつれ水平に発散するが、特に右前方から流入してくる温暖な空気と衝突する部分で、いわゆる陣風線 (gust front) を形成する。

第2図で示した構造を平面図および鉛直断面図で示したのが第3図である。ここで最も特徴的なことは、いわ

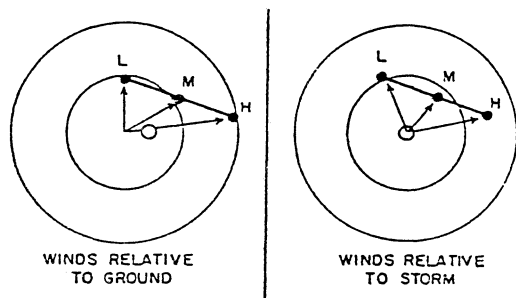
ゆる vault とよばれる弱いレーダー・エコーの領域である。ここは強い上昇気流がある場所であるが、レーダー電波を強く反射させるような大きな雨滴が生成されていないのである。この vault およびその付近では下層の流れは低気圧性に回転しており、いわゆるフックエコーを形成する。第3図平面図の小さい矢印はこの回転の方向を示している。トルネードは、もし起こるとすれば、このフックエコーの leading edge で起こるということは、よく知られている。また大きなひょうは vault をかこむ強いエコーの部分で降り、強い雨は下流に向かってスト

ームの左側で降る。平面図において広い三角形の矢印は上昇気流を示しているが、先に行くにしたがって細くなっているのは、水平収束があり上昇速度が高度と共に増加しているのを表わしている。ストームの右前方からストームに流入した空気は上昇しつつ  $270^\circ$  回転してから（後述参照）ストームの前方に流れだす。

このような構造をもつスーパーセルをモデルで再現するためには、どうしても3次元の雲モデルが必要である。ちょうど私がイリノイ大学に移った頃、情報学科の Robert Wilhelmson という大学院生が、数値計算に興味があるので私の指導の下で博士論文の仕事をしたと云ってきた。私がイリノイ大学に赴任したのは、そこで大気科学教室を創設するためであり、当初は私の他に博士号をとりたての、しかも他の教室と兼任している助教授が一人居るだけだった。気象の講義は何も無かった。Wilhelmson は数学で学士号をとっており、気象学はおろか流体力学の講義も取っていなかった。しかし計算機には強いので、それからは彼に文字通り1対1で気象学を教えると共に、3次元モデルの開発にとりかかったわけである。それから約3年後には彼は首尾よく3次元の雲のシミュレーションで博士号をとった。彼がイリノイ大学における私の最初の博士であった。

その後コロラド州のボルダー市にある NCAR (National Center for Atmospheric Research) に当時世界で最大の計算機の一つである CRAY-1 が入った。3次元雲モデルを実際にあった状況の下で走らせるのには、この計算機を十分に使いこなす必要があり、またその為には NCAR のスタッフと協力するのが最も有効であった。そこで D. Lilly の下にいて山越え気流の数値計算をやっていた Joe Klemp という若い人が雲のシミュレーションに興味があるというので、1975年頃から Wilhelmson と Klemp は密接に協力して仕事をするようになった。

さらにその頃ストームの観測の方でも新しい進展があった。ドップラー・レーダーの実用化である。少なくとも3台のドップラー・レーダーで雲の中の同一部分を同時に観測することによって、とにかく雲の中の風ベクトルの3成分が測れるようになったわけである。これはストームの研究にとっても画期的なことであった。つまり1960年代の初め私が初めて雲のモデル実験を試みたときはもちろんのこと、1970年代の初め3次元モデル実験が初めて行われた時でも、そのモデル実験の結果を検証するのに十分な観測結果が無かった。したがってモデル実



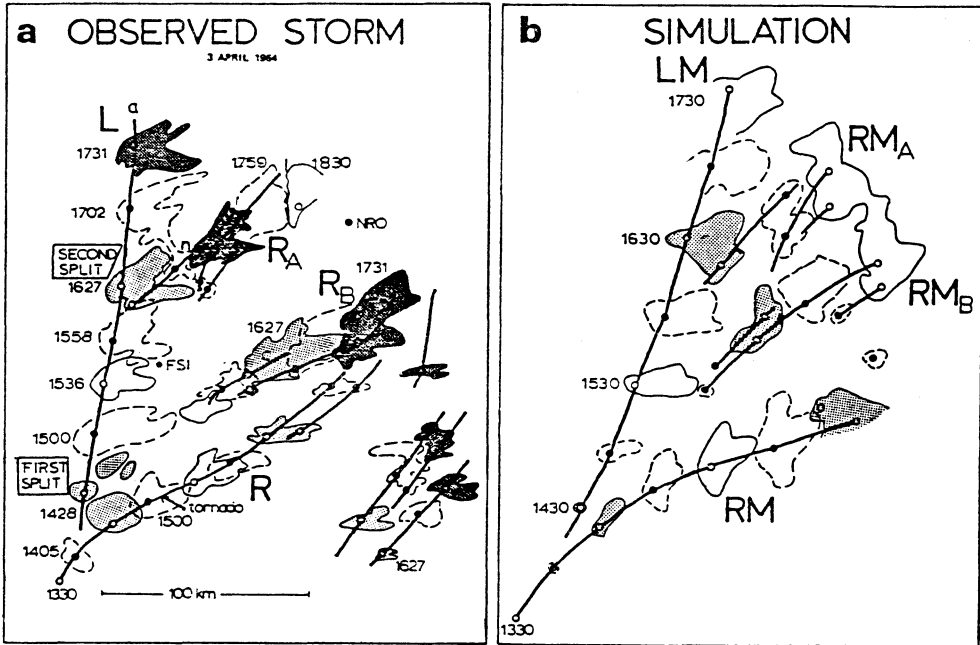
第4図 左図は第2図に示したストームが起こっている時の典型的な大規模な場の風のホドグラフで、白丸がストームの移動速度を、また記号 L, M, H はそれぞれ下層, 中層, 上層を表す。右図は移動しつつあるストームに相対的な大規模な場の風のホドグラフ (Browning, 1964)。

験の結果は一見もっともらしく見えても、それ以上モデルのどこをどう改良すべきかの指針が少なかった。それでモデル実験の結果に基づいてストームの発達や構造を決めるメカニズムを議論しても、それはモデル・ストームについての議論であり、実際のストームはそれとはちがった物理過程やメカニズムに支配されている危険は常にあったわけである。一方数値天気予報や大気大循環のモデル実験では、実験結果と比較すべきデータは豊富にあった。これがストームの数値実験の進歩が、大規模な大気運動のモデル実験のそれに比べておそかった理由の一つであった。

近年、特に米国においてはストームをもっとよく理解し、短期天気予報、とくに降雨量の予報の精度を向上させるために、特別野外観測がしばしば実施されるようになった。そこでは3個以上のドップラー・レーダーを集結し、ストームを観測する。またそのストームを成育維持させる環境をよく知るために臨時レーウィン・ゾンデ観測網を設置する。気象用航空機もできるだけ使用する。上記の Wilhelmson と Klemp は、National Severe Storms Laboratory の所員でレーダーのデータを扱っている Peter Ray という同年輩の人と共同して、彼等のモデル実験の結果と実際に観測された結果とを比較している。以下の2章で主としてこれら3氏が得た結果のうち、2例について述べてみよう。

### 3. 分裂するストーム

1964年4月3日午後オクラホマ州で発達したストームはユニークな様相を示した。第5図aに示したように、



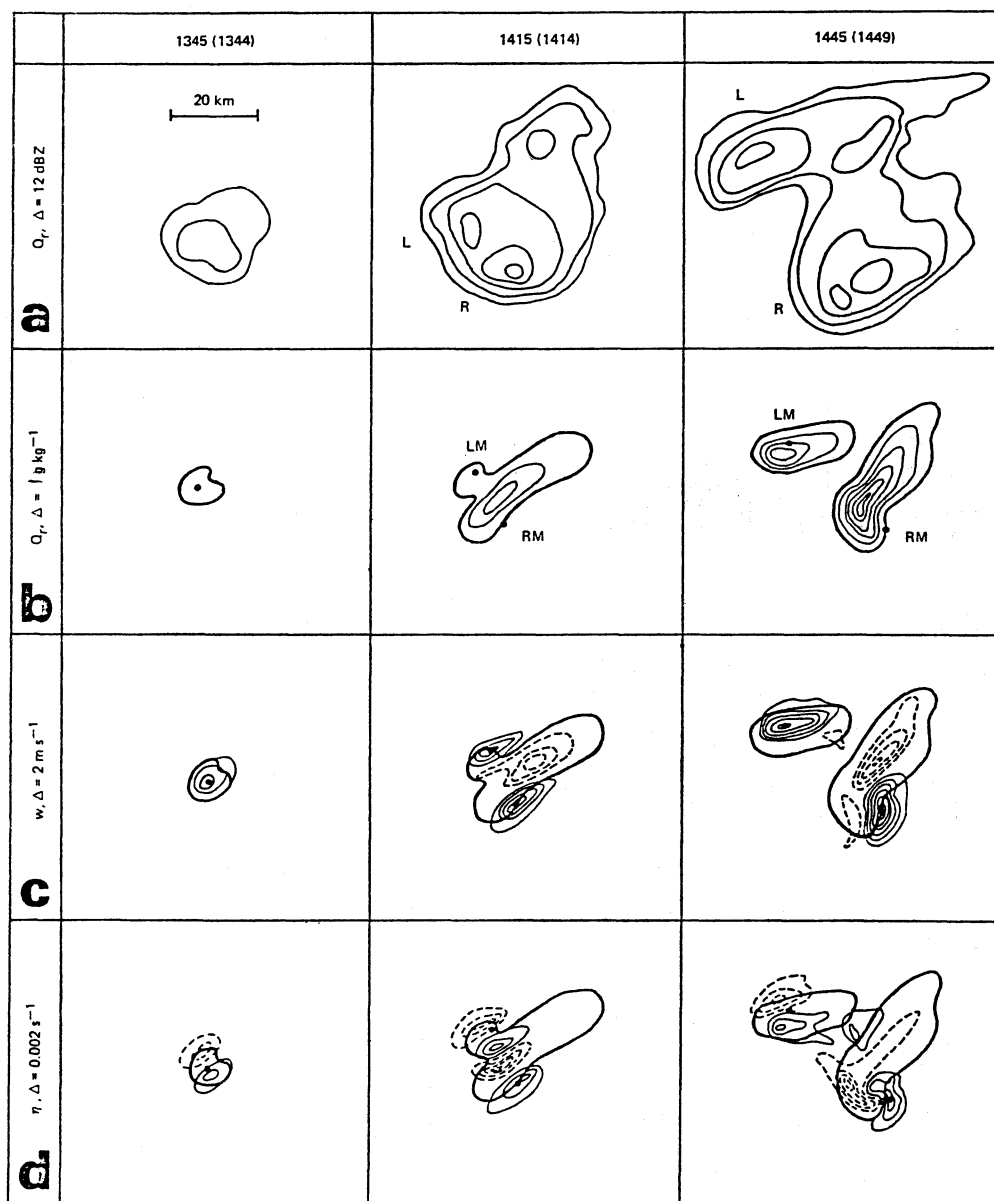
第5図 1964年4月3日オクラホマ州で発達したストームの観測結果 (a 図) とシミュレーションの結果 (b 図)。観測によるレーダー反射強度が 12 dBZ より大きい区域, および数値実験によるストームで高度 0.4 km における雨滴の混合比が  $0.5 \text{ g kg}^{-1}$  より大きい区域が, ほぼ 30分間おきに交互に実線および破線で示されている。ストーム・セルの移動をさらに見易くするために, 濃淡で塗ったセルもある。セルにつけた記号については本文参照。b 図の記号 M は, モデル実験によるストームであることを示す (Wilhelmson and Klemp, 1981)。

最初のレーダーエコーは 1330 (以下時刻は地方時で示す) に出現したが, 1400 までにはこのエコーは細長く伸び, 1428 までには二つに分裂したのである。その後各々のセルは違った方向に移動した。第5図 a において, 高度 7 km 以下の層の平均風向から見て左の方向に移動するストームには L の記号を, 右の方向に移動するものには R の記号をつける。この分裂の際にはストーム R の方がストーム L より強く, その後ストーム R は直径 8.4 cm におよぶひょうを降らせ, トルネードも発生した。このトルネードのため死者 7 名, 負傷者 111 名がでている。1588 以後はストーム L と R の間に新しいセル ( $R_B$ ) が発生している。ストーム L は北向きに移動を続け, 1630 には第 2 の分裂を起した。

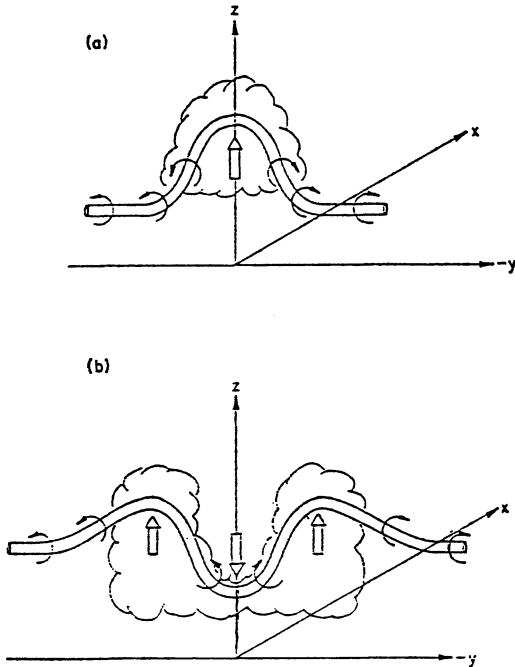
Wilhelmson と Klemp (1981) は, この一群のストームのシミュレーションを試みた。用いた 3 次元雲モデルは Klemp と Wilhelmson (1978) が開発したもので, そのシミュレーションの結果が第5図 b に示してある。モデルの積分領域は  $80 \text{ km} \times 160 \text{ km} \times 16.5 \text{ km}$  で, 水

平格子間隔は 2 km, 鉛直格子間隔は 0.75 km である。初期の大規模な場としてはストームの近くで観測されたレーウィン・ゾンデの結果を採る。ただしモデルのストームがなるべく積分領域内にとどまっているように, 数値積分の際には地表に対してある一定の速度で動く座標系を用いる。第5図 b は第5図 a の観測結果との比較を容易にするために, もとの座標系に引き戻して結果を描いている。雲を発生させるために, 初期に大気下層に大きなサーマル (thermal) を与える。その水平半径は 12.4 km, 鉛直半径は 2.25 km で, サーマル内の最大温度差は  $4^\circ \text{C}$  である。

数値積分は約 4 時間にわたって行われた。第5図でみるように, 第 1 と第 2 の分裂のタイミング, 分裂後の各々のセルの移動の様子など, 観測結果と実験結果は驚くほどよく似ている。第6図はさらに詳しく最初のストームの分裂を調べたものである。まず第6図 a に示した実測のレーダー反射強度をみると, 1344 では 12 dBZ の等値線は南西から北東の方向に対して, ほぼ対称である。



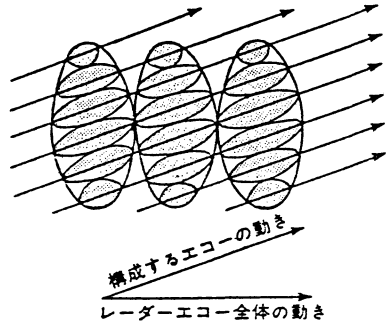
第6図 (a) 観測されたレーダーの反射強度。等値線は0dBZ からはじまって12 dBZ おき。観測時刻は上のらんの括弧内に地方時で示してある。(b) 以下はモデル実験の結果。(b)は高度1.9 km で時刻が1345, 1415, 1445における雨滴の混合比,  $1 \text{ g kg}^{-1}$  おき。特に太い実線は  $0 \text{ g kg}^{-1}$  を示す。(c)は  $2 \text{ m s}^{-1}$  ごとに引いた上昇速度。実線が上昇速度, 破線が下降速度。ただしゼロ線は引いていない。(d)は  $0.002 \text{ s}^{-1}$  おきにひいた渦度の鉛直成分。実線が正で破線が負の渦度。(b), (c), (d)におけるドットは上昇気流の中心を示す (Wilhelmson and Klemp, 1981)。



第7図 大規模な場の風の鉛直シアによる渦管が雲にもなう鉛直運動によって軸の方向をまげられることを示す模式図。(a)雲の発達初期の状態、雲の中央部だけに上昇気流がある場合。(b)雲の発達後期で、下降気流のため下層の上昇気流域が2つに分裂した場合 (Rotunno, 1981).

30分後の1415には明瞭な極大値が二つ出現し、やがて1445までには右方向に動くストームRと左方向に動くストームLに分裂する。

第6図bにみるように、数値実験の結果によれば1345では高度1.9kmでの雨域は極めて狭い。しかし30分後には雨域はかなりの広がりを持ち、かつ北西側に少しふくらむ。このふくらみは次第に成長し、やがて、もとのストームRMから分離し始める。この過程を第6図cで示した鉛直速度分布でみる。まず1345では、上昇域と雨域とはほぼ一致している。1350ごろから下層で下降気流が発達し始め、1415までには細長く伸びた下降気流の両側に上昇気流域があるという形になる。この時点では、第6図bに示した雨域のふくらみLMに対応する上昇気流は、RMのそれより面積も狭く、(図は示していないが)高さも低い。たとえばRMに対応する上昇気流は高さ6.3kmで最大17m/秒もあるが、この高さではLMに対応する上昇気流はほとんど無い。つまり



第8図 レーダーエコー全体の動きと構成する小エコーの動き (Browning and Ludlam, 1962).

この時点では下層の上昇域は二つに分裂したが、上層では未だ分裂していないわけである。そしてLMがRMから少しおいて発達し始めたことは第6図cの1445でも明らかである。すなわち、この時点で上昇気流域の分裂は進行中であるが、LMの雨域は上昇気流域とほぼ一致し、また下降気流も未だ発達していない。一方RMでは雨域に結びついた強い下降気流が既に発達しており、次章で述べる成熟期にあるスーパーセルに似た構造を持っている。

第6図dの渦度の鉛直成分の水平分布で最も特徴的なことは、初期、すなわち下層の上昇気流が中央部に集中している段階では、正負の渦度がペアになって現われるが、時間が経って二つのセルに分裂した段階では、正負の渦度のペアが二つ現われることである。この現象の説明は比較的容易である。第7図aにおいて、対流セルが発達する前にはx方向の平均流は鉛直シアをもつので、y軸の方向に軸を持つ渦管があった。上昇気流が発達すると、この渦管が図のように曲げられ、上昇気流の右側に正の鉛直渦度が、左側に負の鉛直渦度が現われる。次の発達段階に入り下降気流が発達して下層の上昇気流域が二つに分裂すると、各々の上昇気流の右左に正負の渦度が現われ、結局二つの渦度のペアが現われるわけである。さらに発達の段階が進むと、後の第9図aに示すように、下層の上昇気流域では低気圧性の回転が卓越する。これは鉛直渦管が鉛直方向に伸びたためである。

このような渦度の変化は、第7図に示したRotunno (1981)の説明を待つまでもなく、60年も前にわが国の藤原先生がある程度指摘されたことである。すなわち大正11年(1922年)5月10日発行の「気象集誌」第41巻第



5号に「渦動に関する第3報：ヘッセルベルグの公式と其変形」と題する論文がある（この論文のことは海洋研の木村さんに教えていただいた）。そこで藤原先生は、ヘッセルベルグの導いた「式は差し当たり自分にとっては少し使い悪いから変形して次の式を得た」

$$\frac{d\zeta}{dt} = \left( \xi \frac{\partial w}{\partial x} + \eta \frac{\partial w}{\partial y} \right) - (f + \zeta) \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$$

上の式の形は原文のままであるが、便宜上記号だけは現在私達の使いなれているものに直してある。すなわち $(\xi, \eta, \zeta)$ が渦度ベクトルの3成分であり、 $(u, v, w)$ が速度ベクトルの3成分である。さらに原文から引用を続けると、この式の「第一項の作用は水平渦が垂直渦に変ずるものであって、今迄何人もまだ注意しなかった所のものである。」しかし藤原先生は少しはしゃぎ過ぎて、台風でも温帯低気圧でも、このいわゆる立ち上がりの項が最も重要であるとしている。渦管の伸張の項、すなわち第2項については正しく、「雷雲の生成の時などは始めは積雲ができるだけであるが、発達するにつれて積乱雲となり回転運動が目につくようになる」。

さて時間の関係上、第5図に示したストームの第2の分裂について詳細に述べることはしない。しかし第2の分裂は最初の分裂とは少し様子がちがう。すなわちここでは北方に移動しているストームLからの下降気流が地表面に達して、冷たい空気が四方に流れだす。そして下層の平均流の風向との関係で、もとのストームLの南東側に新しいセル $(R_A)$ が発生する。もとのストームLは新しいセルの発生に影響されず、そのまま北に移動しつつける。一方新しいセル $R_A$ は、それ自身の進行方向と速度で移動する。こうしてみかけ上セルLからセル $R_A$ が分裂で発生したようにみえるわけである。

このことはいわゆるマルチ・セル (multi-cell) の移動と関係がある。このマルチ・セルというものは第8図に示したように、いくつかの活発な (active) セルが集まって一つの対流系を成しているものである。ここで重要なことは、個々のセルの動きとマルチセル全体としての動きとは違うことである。第8図についていえば、個々のセルは中層あるいは下層の平均流と共に東北東の方向に移動しているが、マルチセルの南側に次々と新しいセルが発生すると共に、北端のセルが次々と減衰し、結果としてマルチセル全体としては東に（つまり平均流の右寄りに）移動しているわけである。

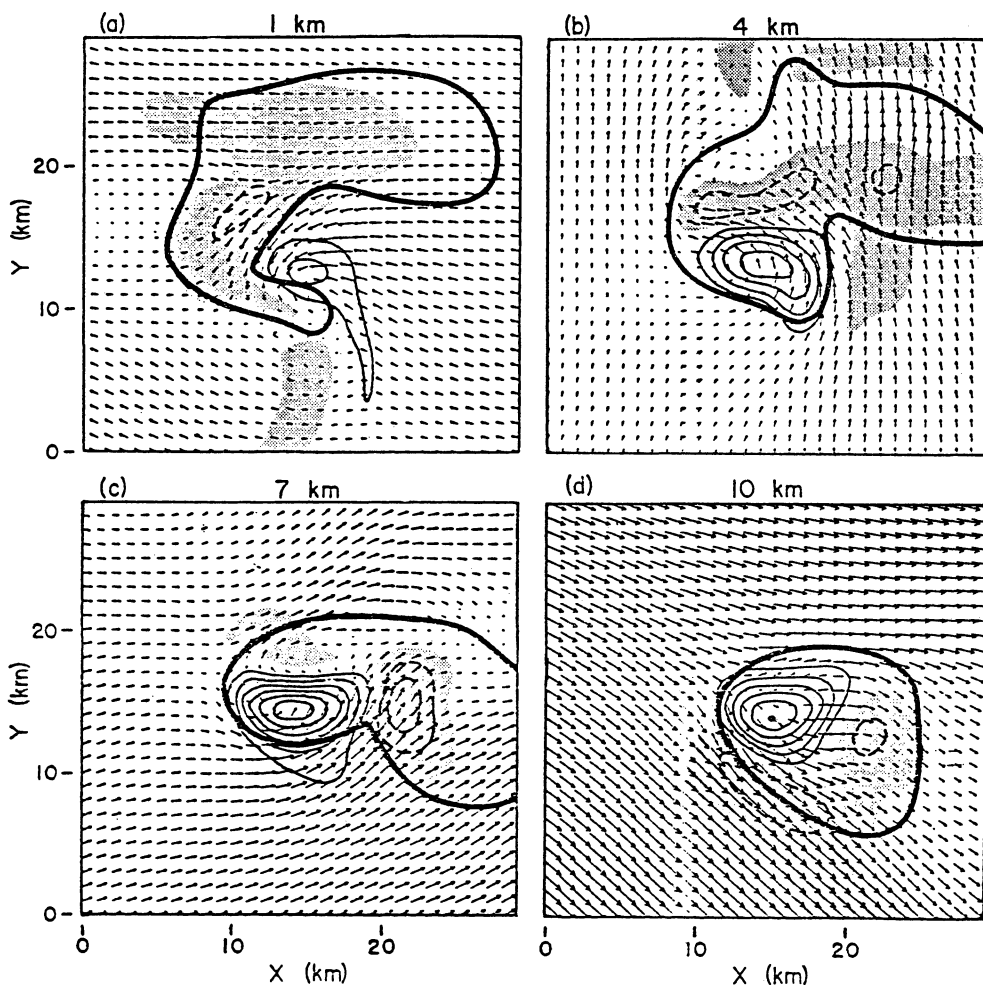
#### 4. スーパーセルの構造

1977年オクラホマ州にある国立雷雨研究所 (National Severe Storms Laboratory) は春期特別雷雨観測の一部として、他の2機関の協力を得て4台のレーダー（内3台がドップラー・レーダー）から成る観測網を展開した。5月20日の午後、よく発達したスーパーセル型のストーム（後に Del City storm と呼ばれる）がこのレーダー観測網を通過した。Ray *et al.* (1981) はこのストームについて得られたデータを詳しく解析し、単にレーダー反射強度の分布の時間的変化のみならず、ストーム内の風ベクトルの3成分の3次元分布を決めた。同時に Klemp, Wilhelmson と Ray (1981) は3次元雲モデルを使って、このストームのシミュレーションを行い、実測結果と比較した。その結果の一部を次に述べよう。

前章で述べたのと同じく、ストームの近くで観測されたレーウィン・ゾンデのデータを、数値実験における初期の大規模な場とする。大きなサーマルを初期に与えて雲を発生させる。積分領域は  $48 \text{ km} \times 48 \text{ km} \times 16 \text{ km}$  で、水平および鉛直方向の格子間隔は、それぞれ  $1 \text{ km}$  および  $0.5 \text{ km}$  である。実験の結果は前章の場合と似て、 $t=30$  分後には降雨に伴う下降気流のため、下層の上昇気流領域は二つに分裂する。しかし、この日に観測された大規模な風の場に対応して、右方向に動くモデル・ストームがより強く発達する。 $t=1$  時間では最大上昇速度は  $30 \text{ m/秒}$  に達した。一方この時刻に左方向に動くストーム内での最大上昇速度は  $10 \text{ m/秒}$  に過ぎず、しかも以後次第に衰弱していく。 $t=$  約1.5時間では、右方向に動くストームは近似的に定常状態に達し、 $t=2$  時間から減衰し始める。

$t=2$  時間における数値計算の結果が第9図に示されている。ただし観測結果との比較を容易にするために、積分領域の中心部の  $29 \text{ km} \times 29 \text{ km}$  の部分だけが示してある。前章で述べた数値実験と同じく、できるだけモデル・ストームを積分領域にとどめておくために、実測された大規模な風の場から一定の風を引いたものが数値実験で用いられている。その結果、モデル・ストームは積分領域であまり移動しなかったため、第9図に示した水平風ベクトルは、移動しつつあるストームに相対的な風と見てよい。

第9図は成熟期にあるモデル・ストームの構造を示しているわけであるが、その特徴は次の通りである。第9図aでは下層でフックエコーに相当する降雨域があり、フックの東側に強い上昇気流領域がある。下層の相当温位

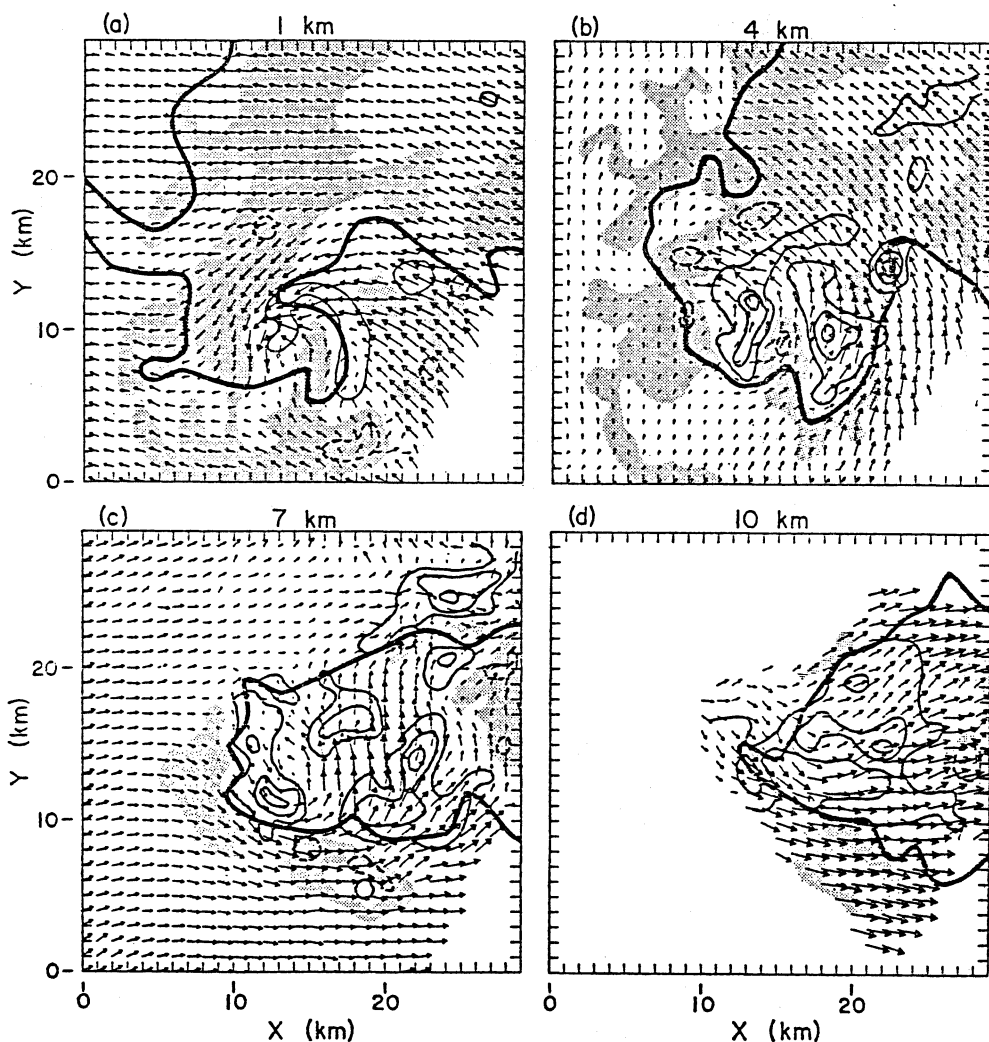


第9図 数値実験開始後2時間、高度 (a) 1 km, (b) 4 km, (c) 7 km, (d) 10 km の平面上のストームの構造。実線および破線は  $2 \text{ ms}^{-1}$  おきに描いた上昇および下降速度。下降速度が  $1 \text{ ms}^{-1}$  より小さい地域はうすく塗ってある。太い実線は雨滴の混合比が  $0.5 \text{ gkg}^{-1}$  より大きい区域を示す。水平の風ベクトルは一格子間隔が  $20 \text{ ms}^{-1}$  に相当する (Klemp, Wilhelmson and Ray, 1981)。

の高い東ないし南東よりの風が、この上昇気流を養っている。上昇気流の北西側に下降気流の中心部があり、ここから主に南から西に向かって冷たい空気が流れ出している。この気流は南東からストームに流入する空気と出逢い、陣風線および強い収束帯を作る。この収束帯の上部に下層の上昇気流領域があるわけである。この上昇気流領域では雨が降っていないことに注意してほしい。すなわちここが第3図の vault に相当する。フックエコーのまわりの風は強い低気圧性の回転をもつ。これは前章で述べたように、まず立ち上がり項の作用で正負の渦度が出

来た後で、下層の収束にとまらぬ渦管の伸張のため正の渦度が增大したのである。

第9図bによると、中層(高さ4 km)では、南風としてストームに流入してくる相当温位の低い空気は、上昇気流領域の東側をう回しつつ、下降気流となり上昇気流領域の北側に雨を降らせる。高さ7 kmでは(第9図c)、上昇気流領域は下層(第9図a)の下降気流領域の上に位置して、上昇気流領域の軸が鉛直方向に傾いていることを明瞭に示している。第9図dに示した上層においては、ストームが一般流に対して固体の障壁物に似た作用をして



第10図 地方時1844における観測されたストームの構造。鉛直速度は  $10 \text{ ms}^{-1}$  おき。太い実線は30 dBZ のレーダーエコーの輪郭 (Klemp, Wilhelmson and Ray, 1981).

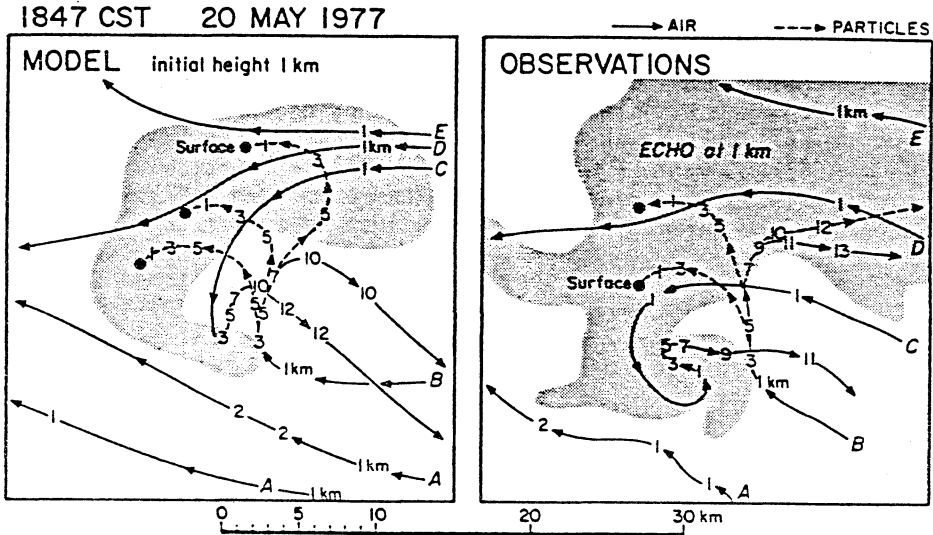
いることがわかる。

上に述べたモデル・ストームの構造が第2図および第3図の Browning (1964) のストームのモデルの特徴をよく再現していることは明らかである。もっと定量的な比較をするために、第10図にレーダー観測網で実測した結果を示す。一見してモデル・ストームより実測の方がより細かい構造をしていることが目につく。しかし全体としての構造は極めてよく一致している。

次に3次元的な流線解析を行って、実測結果と数値実験結果をもう一度比較してみよう。  $t=2$  時間におけるモデル・ストームと1833地方時に観測された実際のスト

ーム内の各格子点で、その点における3次元風ベクトルに平行な流線を引く。この時刻においてはストームの時間的な変化はゆるやかであるから、こうして引いた流線は近似的に空気塊の軌跡を示すとみることができよう。さらに雨滴の落下速度を適当にパラメタライズすることによって、雨滴の軌跡を描くこともできる。

このような流線解析の結果が第11図である。ここで面白いことは、第9図や第10図に示したように、オイラー的に見れば下層の風は強い低気圧性(反時計回り)の回転をしているのに、ラグランジュ的にみると上昇する空気塊は高度と共に高気圧性(時計回り)に回転している



第11図 数値実験でシミュレートされたストームと実際に観測されたストームについて、高度1 km のいろいろの場所から出発した空気粒子（実線）の軌跡、その軌跡上にある点から出発した雨滴の軌跡は破線で示す。軌跡に沿った数字は、その粒子の高度 (km)。うすくぬった部分は第9図aと第10図aの太い実線部分に相当する (Klemp, Wilhelmson and Ray, 1981)。

ことである。たとえば第11図でBと記号した空気塊は、はじめに1 kmの高さで東からストームに進入し、陣風線に沿う収束帯上で急速に上昇しつつ、時計回りに回転して北に向かい、上層に達すると南東の方向に向かってストームを離れる。空気塊Bより北方に位置していた空気塊Cは、やはり東からストームに接近するが、上層気流域の北方に位置する弱い降雨域を通過し、反時計回りに回転して下層上昇域の西端部にでるが、ここで急速に上昇すると共に時計回りに回転しつつストームを離脱する。しかも空気塊Cははじめには空気塊Bより北に位置していたのに、上層でストームを離脱するときには空気塊Bより南に位置するという複雑な流れかたをしている。そして第11図は、この複雑な流れもモデルでよく再現されていることを示している。

このように上昇する空気塊が時計回りに回転することは、もちろんストームのまわりの風の場合に関係している。第9図で示したように、まわりの風の場合、下層で東風、中層で南風、上層で西風である。すなわち上昇気流域内の各高度の風はエントレインメントの影響を受けて、その高度におけるまわりの風にある程度支配されているわけである。

最後に第12図は降雨の3次元的分布を示したものである。各々の図の中央、ほら穴のように見える部分が

vault である。フックエコーが反時計回りに回転しながら vault を包みこんでいる様子、下層の vault の上に上層の降雨域がおおいかぶさっている様子 (第3図下) など、モデル・ストームは実際のストームとよい一致を示している。

## 5. おわりに

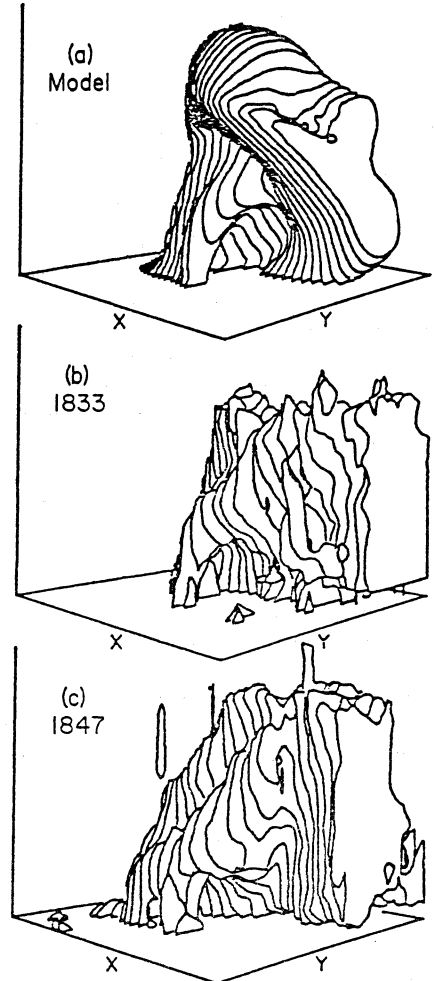
私の話の目的は3次元雲モデルの最近の進歩や、モデル実験で判ってきたスーパーセルの構造を解説することではない。したがって他の研究者による3次元雲モデル (たとえば Clark, 1979; Cotton and Tripoli, 1978; Schlessinger, 1978, 1980; Takahashi, 1981; Yau and Michaud, 1982; Thorpe and Miller, 1978など) については全く述べなかった。前二章で述べたモデルについても今後改良すべき点はたくさんある。むしろ私が強調したかったのは、最近数年の間に雲のモデルリングが非常に進歩したこと、そしてそれを可能にした背景である。その背景は単により大きくより速い計算機が利用できるようになったというだけではない。既に第2章で述べたように、ドップラー・レーダーが実用化されたこと。そしてこれが最も重要なことであるが、米国においては大学と政府機関が密接に協力して、ドップラー・レーダー観測網、レーウィンゾンデ観測網、密な地上観測網、気

象用航空機群などを展開して特別観測を行って、ストームの構造およびそれを生育維持・減衰させる環境についてのデータを得るようになったことである。

ひるがえって日本のストームについて考えると、その構造はこれまで述べてきたスーパーセル型のストームとはかなり違うらしい。それはストームの呼び方にも現われているようだ。米国では severe storm という言葉は極めて普通に使われている。たとえば既に述べたようにオクラホマ州には National Severe Storms Laboratory という国立の大きな研究所がある。アメリカ気象学会が継続して開催している Severe Storm Conference も既に13回を数える。この severe storm はもちろん thunderstorm (雷雨) を含み、それが特に severe weather をもたらしたとき severe thunderstorm あるいは単に severe storm という。この severe weather はもちろん短時間に強い雨が降ることを含むが、さらに大きな被害をもたらすのがひょうおよび強風である。強風といえばトルネードを思い浮かべるが、トルネードでなくても陣風線に伴う突風が粗末な作りのモービル・ホームやスーパーマーケットの屋根を吹きとばすこともある。日本語で severe storm に相当する言葉は巨大雷雨とか集中豪雨とか、どうしても雨が第一義的になるようである。

もちろん米国にも集中豪雨はあるし、日本にも頻度は少ないがつつまきも起こる。それにしても日本のストームはどうしてよく雨を降らせるのに強い風は伴わないのか。これはスーパーセル型のストームがよく起こるのは米国の中西部であり、そこでは下層にメキシコ湾流からの比較的低温で多湿の南風、その上に比較的高温で低湿の西風があり、一方日本では上層まで多湿であるというだけでは理解できない問題である。スーパーセル型のモデルが適用できない以上、たとえば最近の長崎集中豪雨をもたらしたような雨雲がどんな構造をもち、3時間の間に 300 mm 以上の雨を降らせるのか、ぜひ研究する必要がある。

日本でも1963~1968年には北陸地方豪雪の特別観測があり、1968~1972年には梅雨末期集中豪雨の特別観測があった。その後気象庁の業務には三つの大きな進展があった。第一は気象衛星「ひまわり」の実用化である。第二は本秋期大会で気象庁の二宮さんが示されたように、気象庁電計室の fine-mesh limited-area model がかなりの成果をあげていることである。第三は AMeDAS の稼働である。雲のモデルについても、名大の Takeda (1971) の2次元モデル、東大の Yoshizaki (1978) の3



第12図 モデル・ストームと実際に観測されたストームにおける雨滴の3次元分布。(a)雨滴の混合比が  $0.5 \text{ gkg}^{-1}$  である表面、(b)と(c)はそれぞれ地方時1833と1847におけるレーダーエコー 35 dBZ の表面 (Klemp, Wilhelmson and Ray, 1981)。

次元モデルは当時としては世界の第一線級のモデルであった。日本のストーム研究のポテンシャルは高いのである。これに気象用航空機やドップラー・レーダーなどの設備を加え、研究者層をもう少し厚くすれば、日本のストーム研究が飛躍的に進歩することは間違いない。

ここで再び強調したいのは、関係各機関の密接な協力の重要性である。既に述べたようにストーム研究のためには、特別観測をぜひ行わなければならない。その計画の立案、観測の実施、観測後の莫大なデータの解析な

ど、米国の例をみるまでもなく、その規模は一大学、一政府機関の手に余るものである。日本に住む私達の生活に大きな影響を及ぼす集中豪雨や豪雪あるいは台風などを国家的プロジェクト (national project) として強力に推進すべきだというのが私の話の結論である。

### 文献

Bennetts, D.A. and B.J. Hoskins, 1979: Conditional symmetric instability—a possible explanation for frontal rainbands, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **105**, 945-962.

Browning, K., 1964: Airflow and precipitation trajectories within severe local storms which travel to the right of the winds, *J. Atmos. Sci.*, **21**, 634-639.

Browning, K.A. and F.H. Ludlam, 1962: Airflow in convective storms, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **88**, 117-135.

Clark, T.L., 1979: Numerical simulations with a three-dimensional cloud model; Lateral boundary condition experiments and multi-cellular severe storm simulations, *J. Atmos. Sci.*, **36**, 2191-2215.

Cotton, W.R. and G.J. Tripoli, 1978: Cumulus convection in shear flow, Three-dimensional numerical experiments, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1503-1521.

Emanuel, K.A., 1979: Inertial instability and mesoscale convective systems, *J. Atmos. Sci.*, **36**, 2425-2449.

Kessler, E., 1969: On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations, *Met. Monogr.*, No. 32, Amer. Met. Soc., 84pp.

Klemp, J.B. and R. Wilhelmson, 1978: The simulation of three-dimensional convective storm dynamics, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1070-1096.

————— and P.S. Ray, 1981: Observed and numerically simulated structure of a mature supercell thunderstorm, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1558-1580.

Maddox, R.A., 1980: Mesoscale convective complexes, *Bull. Amer. Met. Soc.*, **61**, 1374-1387.

Marwitz, J.D., 1972: The structure and motion of severe hailstorms, Part II; Multi-cell storm, *J. Appl. Met.*, **11**, 180-188.

Matsumoto, S., 1973: Lower tropospheric wind speed and precipitation activity, *J. Met. Soc. Japan*, **51**, 101-107.

McCarthy, J. and S.E. Koch, 1982: The evolution of an Oklahoma dryline, *J. Atmos. Sci.*, **39**, 225-236, 237-257.

Ogura, Y. and T. Takahashi, 1971: Numerical simulation of the life cycle of a thunderstorm cell, *Mon. Wea. Rev.*, **99**, 895-911.

————— 1973: The development of warm rain in a cumulus model, *J. Atmos. Sci.*, **30**, 262-277.

————— H.-M. Juang, K.S. Zhang and S.-T. Soong, 1982: Possible triggering mechanisms for severe storms in SESAME-AVE IV (9-10 May 1979), *Bull. Amer. Met. Soc.*, **63**, 503-515.

————— and D. Portis, 1982: Structure of a cold front observed in SESAME-AVE III and its comparison with the Hoskins-Bretherton frontogenesis model, *J. Atmos. Sci.*, **39**, (in press).

Pielke, R.A., 1974: A three-dimensional numerical model of the sea breeze over south Florida, *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 115-139.

Ray, P.S., B.C. Johnson, K.W. Johnson, J.S. Bradberrry, J.J. Stephens, K.K. Wagner, R.B. Wilhelmson and J.B. Klemp, 1981: The morphology of several tornadic storms on 20 May 1977, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1643-1663.

Raymond, D.J., 1978: Instability of the low-level jet and severe storm formation, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 2274-2280.

Rotunno, R., 1981: On the evolution of thunderstorm rotation, *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 577-586.

Schlesinger, R.E., 1978: A three-dimensional numerical model of an isolated thunderstorm, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 690-713.

————— 1980: A three-dimensional numerical model of an isolated thunderstorm; Dynamics of updraft splitting and mesovortex evolution, *J. Atmos. Sci.*, **37**, 395-420.

Sun, W.Y. and Y. Ogura, 1979: Boundary layer forcing as a possible trigger to a squall line formation, *J. Atmos. Sci.*, **36**, 235-254.

Takahashi, T., 1981: Warm rain development in a three-dimensional cloud model, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1991-2013.

Takeda, T., 1971: Numerical simulation of a precipitating convective cloud; The formation of a 'long-lasting' cloud, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 350-376.

Thorpe, A.J. and M.J. Miller, 1978: Numerical simulations showing the role of the downdraft in cumulonimbus motion and splitting, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **104**, 873-893.

Uccellini, L.W., 1975: A case study of apparent gravity wave initiation of severe convective storms, *Mon. Wea. Rev.*, **103**, 497-513.

————— and D.R. Johnson, 1979: The coupling of upper and lower tropospheric jet

streaks and implications for the development of severe convective storms, *Mon. Wea. Rev.*, 107, 682-703.

Wilhelmson, R. and J.B. Klemp, 1981: A three-dimensional simulation of splitting severe storms on 3 April 1964, *J. Atmos. Sci.*, 38, 1581-1600.

Yoshizaki, M., 1978: Numerical experiments of a

convective cloud with a high cloud base in shear flows, *J. Met. Soc. Japan*, 56, 387-404.

Yau, M.K. and R. Michaud, 1982: Numerical simulation of a cumulus ensemble in three dimensions, *J. Atmos. Sci.*, 39, 1062-1079.

日本気象学会誌 気象集誌

第II輯 第61巻 第1号 1983年2月

目次

- 余田成男：地形を含む二層準地衡低次モデルにおける非線型相互作用，I．帯状流と強制波の相互作用
- 余田成男：地形を含む二層準地衡低次モデルにおける非線型相互作用，II．帯状流一強制波一自由波間の相互作用
- 岸保勘三郎・工藤 恵：冬期北半球における非軸対称高度場の三次元テレコネクション
- S.E. Masters・E.C. Kung：アリュージョン低気圧域におけるエネルギー解析
- 村上勝人：西太平洋および東南アジア地域における深い積雲対流活動の解析，第1部 日変化
- 村松照男：T<sub>BB</sub> 分布及び眼径に現われた台風の日変化
- 文字信貴・光田 寧：大気中の小規模渦の回転源に関する実験
- 藤田敏夫・根本 茂・竹内清秀・当舍万寿夫：外洋上の風速の鉛直分布
- 蒲生 稔・山本 晋・横山長之・吉門 洋：海岸地域上空に発達する自由対流内部境界層の構造
- 大場良二・中村 茂：山越え温度成層流中のガス拡散に関する数値計算と風洞実験
- 太田盛三：広島県内の日最高オキシダント濃度予報のための統計的予備調査
- T. Husain・M.A. Ukayli・H.U. Khan：カルマン・フィルター評価モデルを用いた気象観測資料シミュレーション
- 大野久雄・三浦信男：8層北半球モデルを使った曇天域予報
- 二宮洗三：豪雨域下流の対流圏で観測された内部重力波にともなる気温・湿度・風速変動

(76頁より続く)

また、大きな研究組織に属する研究者はこれから必要な知識や刺激を得られるであろうが、それ以外の研究者はある種の絶望感におそわれるかも知れない。しかし、Vol. 2の何章かを注意深く読めば、今なお、研究の活路の残されていることに気づくであろう。また Vol. 1 および3の何章かは気象業務、あるいはその計画に参考になろう。

Thunderstorm およびそれに関連する諸問題についての新しい知識・情報を得るためにも、日本の研究計画・

実行・問題意識についての反省を行うためにも、一読をおすすめしたい。なお、これらは

Superintendent of Documents,  
U.S. Government Printing Office,  
Washington, D.C. 20402

より下記により購入できる。

Vol. 1 Stock No. 003-017-00497-0 \$ 8.00  
Vol. 2 Stock No. 003-017-00498-8 \$ 13.00  
Vol. 3 Stock No. 003-017-00499-6 \$ 9.50

(二宮洗三)