# Shapiro の新しい前線・低気圧モデル

中村 尚\*•高薮 出\*\*

1. はじめに——Bjerknes の古典モデル

地上天気図に見られる低気圧の一生を記述するモデ ルとして70年以上も前に「ノルウエー学派」により提 示されたのが、「前線波動モデル (frontal-cyclone model)」であった (例えば Bjerknes and Solberg, 1922). これは、下層の前線上に発生した波動擾乱が東 に移動しつつ低気圧として発達していくが、寒冷前線 が動きの遅い温暖前線に追いつき閉塞前線が形成され た段階で、低気圧は衰弱に向かうというシナリオであ る(第1図).また、降水は前線に伴って起こること、 そして寒冷前線に沿っては対流性の降水が活発で、幅 の狭い雲域が形成されるのに対し、温暖前線に沿って はその極側の寒気層の上を暖気が緩やかな傾斜で上昇 するため、層雲系の幅広い雲域が形成されることも示 されている。今世紀初頭の限られたデータから Bjerknesの卓抜な洞察力にて構築されたこのモデル(以下 Nモデルと呼ぶ)は、気象学の教科書にもしばしば登 場するので(例えば, Palmèn and Newton, 1969;山 本, 1976;浅井ほか, 1981;小倉, 1968, 1994;松本, 1987; Carlson, 1991), 気象を勉強された方なら一度 はお目にかかったことがあるものであろう<sup>11</sup>.

その後上層観測が充実するにつれ,低気圧に伴って, 地上だけでなく上層にも顕著な前線が存在することが 明らかになった(Reed and Danielsen, 1959; Keyser and Shapiro, 1986).更に,Nモデルが低気圧の発生・ 発達を気団の境界にあたる前線の不安定に帰着させた 部分は否定され,強い南北温度傾度を伴う上空の ジェットの力学的不安定を扱う『傾圧不安定理論』に

\* 東京大学理学部地球惑星物理学教室.

\*\* 気象研究所応用気象研究部.

-1996年3月21日受領--1996年12月4日受理-

© 1997 日本気象学会

1997年2月

取って代わられた (Charney, 1947; Eady, 1949). 即 ち、前線は低気圧の発達に本質的なものではなく、寧 ろそれに付随して形成されるものと認識されるように なったのである (Hoskins and Bretherton, 1972; Hoskins, 1982). しかしながら, 傾圧不安定理論を渦 位の観点から見れば、ある程度強い南北温度傾度が地 表の初期場に存在し、それが上空とは逆符号の渦位勾 配を作り出すことが不可欠であり (Hoskins et al., 1985), この部分に関してはNモデルと矛盾するもので はない. このようにNモデルは、少なくとも地表付近 の温帯低気圧・前線の構造とその時間発展を記述する 概念モデルとしては大勢の支持を得、大幅な修正が加 えられることもなく現在に至っている、今日我々が日 常生活、あるいは研究・教育活動に利用している地上 天気図上の前線や温帯低気圧も、Nモデルにおいて初 めて導入された概念(温暖・寒冷・閉塞の各前線、暖 域)に基づいて描かれているのである.

#### 2. 衛星雲画像との対比

大幅な修正こそ蒙らなかったが,Nモデルに疑問を 呈した研究者は少なくなかった.地表データと限られ た上層データのみによったモデルだけに<sup>12</sup>,後年気象 衛星の雲画像上で低気圧の全体像が捉えられるように なると,現実との矛盾点がまた少しずつ浮き彫りにさ れるようになった.

Boucher and Newcomb (1962) や Widger (1964) は、低気圧の時間発展に伴って衛星から見える雲分布

3

<sup>&</sup>lt;sup>\*1</sup> Bjerknes らがNモデルを打ち立てるに至った時代背 景については小倉 (1968) や松本 (1987) を参照され たい.尚,「Nモデル」や後に紹介する「Sモデル」な る呼称は一般的なものではなく, 小論で便宜上使用す るものである.

<sup>&</sup>lt;sup>12</sup> 発達中の低気圧の位相が高さとともに西に傾くこと は巻雲の観測などからわかっていた。



第1図 Bjerknes らによる地表の温帯低気圧・前線系の時間発展を表したモデル。矢印は風系,破線は前線,陰影部は降水域。下は AA'に沿う 断面図。

がどのように変化するかに注目した.彼等の解析によ れば、初めは温暖・寒冷前線に沿って、地上低気圧の 近傍に東西対称に分布していた雲域も、低気圧の発達 とともにその中心から西側に巻き込むように拡がって いく.それに伴い、その南側から寒域の晴天域が、低 気圧中心方向に取り込まれていく(clear dry slot また は dry intrusion).そして最終的には巻き込んだ雲域 の先端が地上低気圧中心付近で小さく渦を巻いてい く.こうした雲域の時間発展はNモデルから示唆され るものではない.更に、彼らは地上低気圧が閉塞後も しばらくは発達を続けることにも気付いていた.一方、 岡林(1972)は日本付近の低気圧について、雲分布と 地上の温暖前線との位置関係が明確でないこと、そし て閉塞段階を思わせる『まが玉型』の雲分布の時が地 上低気圧の最盛期に相当することを指摘している.

## 3. 閉塞前線にまつわる議論

4

閉塞過程はNモデルを特徴づける重要な概念の1つ である.寒冷前線が温暖前線に追いつくことで,その 間にあった暖域の空気が上層に押しやられ,下層で2 つの前線が接触する部分に閉塞前線が形成される.こ の際,温暖前線の前方にある下層の空気が寒冷前線の 背後にある下層の空気よりも冷たければ,前傾した閉 塞前線面がそのまま上空の温暖前線面に連なる(温暖 型閉塞).反対に,寒冷前線の背後により強い寒気があ れば,上空の西傾した寒冷前線面がそのまま閉塞前線 面に連なる(寒冷型閉塞).いずれの場合も,閉塞前線 は水平面上で温度傾度の極大を示す曲線ではなく,等 温線の峰(即ち,温度の極大)として認識される.

Schultz and Mass (1993) のレビューによれば、N

モデルが提唱された直後から、閉塞過程に関しては疑 問や批判が投げ掛けられ続けてきたようだ.また、N モデルを掲載している教科書にも、閉塞前線の記述で は批判的となるものが少なくない.例えば、Wallace and Hobbs (1977)は、現実大気中では、Nモデルの 示唆する様に寒冷前線が温暖前線に追い付いて閉塞前 線が形成されることは滅多に無く、寧ろ発達中の低気 圧の中心が2つの前線の接続点から極側に離れてゆく 際に新しい前線として形成される場合がほとんどだと 述べている.更に彼らは、Nモデルで示される様な閉 塞前線の立体構造がそのまま観測されることは稀であ るとも述べている.

また, Wallace and Hobbs (1977) は, 温暖前線が 特定し難くなる場合が特に閉塞期の低気圧に多いこと を指摘している、これは、近年行なわれるようになっ た温帯低気圧の再現数値実験でもよく観察される現象 である.これらの実験では、多層の高解像度モデルに、 強い南北温度勾配を有する西風ジェットを初期状態と して与え、その傾圧不安定性によって発生する波動擾 乱の時間発展を、セミ地衡風 (semi-geostrophic) 方 程式系 (Hoskins and West, 1979; Schär and Wernli, 1993) やプリミティブ方程式系 (Mudrick, 1974; Takayabu, 1986; Thorncroft et al., 1993) に基づき数 値積分している。地表の前線の形状は下層の東西風の 分布に強く依存する (Hoskins and West, 1979). し かし現実的な風分布を与えた場合、これらの実験のう ちほとんどは顕著な温暖前線の形成を示さなかった また、閉塞期まで積分が行なわれた実験では、温暖前 線が明確化せぬまま、閉塞前線とおぼしき前線が寒冷 前線西側の寒域へと巻き込むように伸びてゆくのが見

"天気"44.2.



第2図 Takayabu (1986)の数値モデルで再現された温帯低気圧の時間発展に伴う
 地表気温の分布(2度毎). 左から,積分開始後4,5,6日.モデルは鉛
 直16層,水平格子間隔100 km.



第3図 Shapiro らによる地表の温帯低気圧・前線系の時間発展を表したモデル(a)等圧線と前線,陰影部は降水域(b)等温線と下層ジェット(矢印).

られた(第2図). こうした前線系の時間発展は、Nモ デルよりは寧ろ衛星雲画像のそれと良い対応を示して いる(Takayabu, 1986). またこれらの実験では、実 際の天気図に見られるように、閉塞期に入った低気圧 がしばらくそのまま著しい発達を続けることが再現さ れており、Nモデルから示唆される閉塞期の低気圧の 様相とはかなりの食い違いを見せている.

### 4. Shapiro の新しいモデル

以上のように、提案後70年を経たNモデルに対する 疑問や批判が様々な側面から投げかけられてきた.し かしながら、それに本質的な修正が加えられることは なかった.それは、いかにNモデルが先見性に富み、 人口に膾炙してきたかの証明に他ならない.反面、修 正の必要性を決定づける観測事実が見いだされないま ま、観測された現象や数値実験の結果を既存の枠組み の上で解釈せざるを得なかったのも事実である.

そうしたなか、大西洋上で急激に発達する低気圧に

関する国際共同研究 (ERICA: Experiment on Rapidly Intensifying Cyclones over the Atlantic) ns 1988/89年冬に実施された (Hadlock and Kreitzberg, 1988). ここで得られた豊富な観測結果,及び前年に実 施された北東太平洋上での低気圧の観測 (ASP: Alanskan Storm Program) の結果を踏まえ, Shapiro らはNモデルに大幅な修正を加えた新しい前線・低気 圧モデルを提案した (Shapiro and Keyser, 1990; Neiman and Shapiro, 1993; Neiman et al., 1993). このモデルでは(第3図),(I)前線上に低気圧が発 現し、(II)それが発達するにつれ、連続であった前線 が低気圧中心付近で温暖前線と寒冷前線とに断裂する (前線断裂; frontal fracture). 低気圧が更に発達する と、(III)温暖前線は寒冷前線の後方(西側)に回り込 むよう伸張し(後屈温暖前線; bent-back warm front),赤道方向に伸びる寒冷前線とともに特徴ある T字型を成す(前線Tボーン模様; frontal T-bone). そして(IV)最盛期の低気圧の中心付近には、温暖前



第4図 米国メーン州沿岸にある強い低気圧に伴う(a)920 hPa 面上の気温(実線, 2℃毎)と等圧面高度 (破線, 40 m 毎)の分布図, 1988年1月27日, 12グリニッジ時辺りの観測に基づく, (b)AA′を結 ぶ点線に沿った鉛直断面における,温位(実線, 2℃K 毎)並びに断面に直交する水平風速(破線, 10 m/s 毎)の分布(Shapiro and Kayser, 1990より引用).

線の西端が強く巻込んで、そこには暖域からは隔離さ れた温暖核が形成される(温暖核の隔離;warm-core seclusion).小倉(1992, 1994)によれば、(III)の前 線配置がTボーン模様と名付けられたのは、その形が、 T字型の骨を挟んでサーロインとヒレ肉が一枚に繋 がった「Tボーン」という種類のビーフステーキを連 想させるからだそうである.

この新しいモデル(以下Sモデルと呼ぶ)を従来の Nモデルと比較してみよう[小倉(1992,1994)も参 照のこと].Nモデルでは,閉塞前線が形成される前も 後も,温暖前線と寒冷前線は(停滞前線も含めて)連 結されており,前線帯の赤道側の暖気と極側の寒気と の境界として東西に連続的に横たわっている.これに 対しSモデルでは,従来の温暖・寒冷両前線の分岐点 に当たる付近で,南北に走る寒冷前線を横切る温度勾 配が弱まり,その極側を東西に走る温暖前線との間で 前線が途切れている(前線断裂).

そして決定的な違いは、Sモデルには閉塞前線がないことである.これに相当するものが後方に屈曲した(bent-back)温暖前線であろう<sup>†3</sup>(第1図IV).前線が 閉塞したとすれば、温暖前線と寒冷前線の間にあった 暖域は上空に押し上げられた形となるので、閉塞前線 を横切る断面上では2つの前線が上空でぶつかってい るはずである.しかし、Shapiro はそれが事実でないこ

6

とを示した.彼は自らも観測用飛行機に乗り込み,幾 つかの発達中の低気圧の真只中を飛行しながら次々と ゾンデを投下してデータ集めた.それを解析すると, 上空には2つの前線が交差する形跡は全く見当たら ず,地表から1本の傾圧帯(前線)が寒気側の上方に 緩やかな傾斜で伸びているだけであった(第4~6 図).発達した低気圧の温暖核の周りの前線についても 同じであった(第6図).従来閉塞前線と見なされてい たのは実は温暖前線だったのである.この"浅い"温 暖前線の構造とは対照的に,寒冷前線は地表から冷気 側にきつい傾斜で伸び,上空の強い極向きジェット付 近の圏界面にまで達する<sup>14</sup>(第4図).尚,低気圧後方 へ伸びる温暖前線は,その極側にある非常に寒冷な空 気と,寒冷前線後方の比較的温暖な空気との境界に位

- \*3 Reed et al. (1994) は、Neiman and Shapiro (1993) が詳細に解析した低気圧を、水蒸気を含まないメソス ケールモデルで再現して、この前線を「温暖型閉塞前 線」と呼んでいる。
- \*\* 第4図bでは、静的安定度の高い成層圏起源の空気 (等温位線が込み合った領域)が、上空西へ延びる寒冷 前線に沿って対流圏中層まで侵入している。これは 「圏界面の折れ込み(tropopause folding)」が起こっ ていることを示すものである。これについては附録を 参照されたい。

#### Shapiro の新しい前線・低気圧モデル





 第5図 北米東岸沖にある強い低気圧に伴う920 hPa面上の気温(実線, 2℃毎)並びに 海面気圧(破線, 4 hPa毎)の分布図. 1989 年1月4日, 17グリニッジ時辺りの観測 に基づく. BB'を結ぶ点線に沿った鉛直 断面における温位(実線, 2℃K毎)並び に断面に直交する水平風速(破線, 10 m/ s毎)の分布を下に示す. Shapiro and Kayser (1990)より引用.

#### 置する.

Sモデルで示される前線の時間発展は、低気圧に 伴って衛星写真に見られる雲の分布状態と良く対応す る.Tボーン模様の前線配置の時には、温暖前線に伴 う広大な雲域の南側に突き刺さるように、細長く南北 に連なった雲の帯が見られる.これは寒冷前線に沿う 対流性の雲列である.北側の広大な雲域は温暖前線が 緩やかな傾斜で寒域上空に伸びていることと矛盾しな い.そして低気圧が更に発達すると、温暖前線に伴う 雲域の先端が中心付近の温暖核を巻込むよう細い螺旋 状になる[第7図,及び浅井ら(1981)209頁の衛星写 真].Shapiroらの観測において(第6図bの下),低気 圧中心付近の温暖核に伴って等温位面が幅50~100



km にわたって周囲より低下しているのは,700 hPa 面より下に限られている。このことからこの温暖核は 下層のみで顕著な浅いメソスケールのものであること

り引用.

~50 dBZ). Neimann et al. (1993) よ

7



第7図 気象衛星で捉えられた(a) 雲分布(赤外画像)と(b) 水蒸気分布.(a) は第5図の1時間後.(b)
 は更に3時間後の観測で、地上低気圧の最盛期(推定中心示度約928hPa) にあたる(Neiman and Shapiro, 1993より引用).

がわかる<sup>†5</sup>. また, レーダー観測からは(第6図c), 温暖核とそのすぐ周辺では対流活動が活発であること もわかる、Nモデルの温暖核(70年前に既に存在が暗 示されている!) は暖域の空気が閉じ込められたもの として描かれている。一方,低気圧予報実験のデータ を用いた流跡線解析によれば (Kuo et al., 1991; Reed et al., 1994), Sモデルの温暖核内の空気の起源 は、初期に温暖前線のすぐ北にあったものである。そ の比較的温暖な空気が、その更に北側にあった遙かに 寒湿な空気と共に巻き込んで閉じ込められたのであ る。第7図に示す例でも、一緒に巻き込んできた流れ はより冷たく湿っており、その先端には2次的な寒冷 前線すら解析されている<sup>\*6</sup>. Kurz (1982) は欧州大陸 上の『閉塞した』低気圧を解析して、中心付近の温暖 核では上昇流が存在すること、そして温暖核が暖気移 流によって維持されていることを示している。彼が指 摘するように、『閉塞期』の低気圧後面では各種の激し い現象がしばしば観測される。それらは後屈温暖前線

- \*5 第3図bでは温暖核が誇大に描かれている.実際は直径100km程度.
- \*6 この2次前線の背後では、暖かい湾流の上を吹く寒冷な風により対流性の雲列が発達することから、実際には2次前線の西半分が図よりもやや南に位置するものと考えられる。また、地上低気圧東方の(主)寒冷前線に伴う雲域が地上の前線からやや東にずれているが、これは上空の気流が強い東向き速度をもつことによるのかも知れない(第9図参照)。

に沿う強い気圧傾度や温暖核付近の対流活動などに伴 うものであろう.注意すべきは、前出の流跡線解析の 結果にも示されるように、温暖核の下層で上昇流が存 在することである.これは、発達した温帯低気圧の温 暖核が、熱力学的には下降流に伴う断熱加熱で維持さ れる台風の眼とは本質的に異なることを意味している (Kuo *et al.*, 1991).

Sモデルが掲げる前線の時間発展は,温暖前線付近 から極側に拡がる顕著な降水域とともに,水平格子間 隔40 km以下という高解像度の領域モデルを用いた 予報実験において見事に再現されている (Shapiro and Kayser, 1990; Kuo *et al.*, 1991).良く似た前線 の時間発展は水蒸気を含まない数値モデルでも再現さ れている (Hoskins and West, 1979; Takayabu, 1986; Schär and Wernli, 1993; Thorncroft *et al.*, 1993). どうやら,Sモデルで示される前線の時間発展 にとって本質的なのは降水過程からの寄与ではなく, 発達する傾圧性擾乱に伴う水平循環場の変形や収束, それに付随する鉛直運動という,前線形成に於ける基 本的な断熱力学過程らしい<sup>†7</sup>.これらの数値実験では, 地上の東西風の分布にあまり依らずに後屈温暖前線が 再現されている事実を強調しておきたい,これに対し,

<sup>\*7</sup> 水蒸気の凝結効果を含まない Reed et al. (1994)の予報実験では,前線断裂が観測されたほど明瞭でなく, 後屈温暖前線の部分も従来の温暖型閉塞前線にやや 似た構造を示した.

数値実験でNモデルに対応する温暖前線を再現しよう とすれば,傾圧帯の北側に強い下層の東風を与える必 要がある (Hoskins and West, 1979; Thorncroft *et al.*, 1993).

ところでNモデルでは閉塞前線に沿う気流がほとん ど強調されていないが、Sモデルの温暖前線は後屈部 分を含め、その寒気側に沿って寒冷な東寄りの強い下 層の気流を伴う(第5,6図)。この流れは海面からの 水蒸気補給や降水の蒸発により湿潤化し、cold convever belt (CCB) と呼ばれる (Carlson, 1980, 1991; Browning, 1990). 前述の数値実験の解析から は、温暖前線近傍で生成される低気圧性渦度が、下層 の東寄りの気流によって、西方にある低気圧の中心付 近に輸送されていく様子が窺える (Takayabu, 1986 ; Schär and Wernli, 1993). Reed et al. (1994) は、水蒸気をトレーサーとして扱い、凝結熱の力学的 効果を含まないメソスケールモデルを用いて, Shapiroらの解析した低気圧の予報実験を行なった。その結 果からも CCB に対応する流跡線が明瞭に見て取れ る\*\*(第8図),勿論,現実大気では,前線を挟んでの 水蒸気量の多寡が雲の形成や降水を促し、前線に沿っ て渦度の生成が更に活発になり、その結果低気圧の発 達や前線形成が促進されている.

ここでもう一度2つのモデルを比較して頂きたい. Sモデルでは(IV)のステージが低気圧の最盛期に当 たるのに対し,Nモデルでは前線が閉塞した低気圧は 次第に衰弱してゆくとされている.これは,閉塞によっ て静的安定度が増し,鉛直運動が抑制されるためと解 釈できるだろう.しかし,前述のように,実際の天気 図では『閉塞前線』が描かれた低気圧がどんどん強く なっていくのにしばしばお目にかかる.『爆弾低気圧 (explosive cyclone)』と呼ばれ,1日で中心示度が24 hPa<sup>to</sup>も低下するような急激に発達する低気圧も例外 Constrained of the second seco

第8図 強い低気圧に相対的な主な流跡線(A ~H)を示す概念図.矢印は太いほど上 空(高度は右上のスケール参照),白抜き は上昇,塗りつぶしは下降.陰影で雲域 を,太実線は前線を表す.Reed *et al.* (1994)の予報実験の結果に基づく.但し, 水蒸気はトレーサーとして扱われてい る.

ではない (Roebber, 1984;小倉, 1990 a, 1990 b, 1994). Shapiro らが解析した低気圧は全てこの類のも のである. この『閉塞前線』がSモデルの示すように 温暖前線であれば,それに沿う活発な渦度生成とその 移流により,低気圧が急激な発達を続けるのも納得で きる.

# 5. 海洋上の低気圧モデルとしての課題

以上のように、Shapiroらの提案した新しい温帯低 気圧・前線モデルは、観測用航空機、レーダー、人工 衛星からの雲画像、高解像度の数値モデルといった現 代の気象学に必須の研究手段を駆使した結果誕生した ものである。そしてそれはNモデルに対し投げかけら れてきた疑問・批判の多くに見事に応えるものである。 特に、Nモデルに於ては最も重要な概念の一つであり、 かつ疑問視されていた閉塞過程を、航空機観測に基づ いて明確に否定したことで、Sモデルが今後Nモデル に代わる存在になる潜在的可能性を強く印象づけた。

<sup>\*8</sup> 但し, Reed et al. (1994) や Kuo et al. (1991) は, 温暖前線前面の CCB と暖域からその上層へ這い上 る流れ(WCB, 第5節参照)とを異質の気流としては 区別できないと主張している.しかし,各々に対応す る流跡線の起源は,温暖前線で隔てられた温度や水蒸 気量の明らかに異なる2つの領域にある(第8図).彼 らが指摘するように,CCB や WCB の気塊がその近 隣のものとは不連続的に異なる性質や流れ方を示す という考えは誤りだろうが,温暖前線を挟んで全く異 なる起源を持った流跡線を,暖域内の同質のものとす る彼らの主張も強引である.

<sup>&</sup>lt;sup>\*9</sup> これは60°Nでの指標である。任意の緯度 φ における 指標を求めるには、地衡風近似に基づく | sin 60°N/ sin φ | なる因子を乗ずればよい。例えば、30°Nでは 1 日当たり 14 hPa の気圧低下で「爆弾低気圧」と呼ばれ ることになる。

もっとも, Shapiro 自身が認めている様に, この概念 モデルは寒候期に北大西洋・太平洋上で発達する低気 圧を基に構築されたものであり、大陸上に現われる低 気圧・前線系に果たしてどの程度適用可能なのか定か ではない、これについては後に改めて議論するが、寒 候期に海洋上で発達する低気圧・前線系の一生を記述 する新しい標準モデルとして根付くまでにも、少なく とも2つの重要な点に関して今後更なる研究が必要だ と筆者らは考えている。その1つは、低気圧に伴う雲 や降水の分布に関する従来からの観測結果と、それに ついて1つの解釈を与え得る気流系という概念につい て、その妥当性まで含めて、Sモデルで示される新し い枠組みに基づき再解釈を試みることである。Reed や Kuo らによる一連の流跡線解析も、恐らくこの問題 を意識してのものと思われる (Kuo et al., 1991; Reed et al., 1994). もう1つの問題は、現実の低気圧 の発達は『不安定型』と『初期値型』という力学的に 異なる2つタイプに分けれらるが、それをSモデルに どう取り込むかである (Mass, 1991).

まず、Sモデルと気流系についてであるが、低気圧 に伴う雲域・降水域の形成には、対流圏下層から中層 にかけての2つの湿潤な気流が関与する可能性が既に 指摘されている. 即ち, CCB と WCB (warm conveyer belt) である (Carlson, 1980, 1991; Browning, 1990). WCB は暖かく湿った下層の流れで、寒冷前線に沿っ てそのすぐ東側を北上する。これが寒気と接する寒冷 前線に沿っては強い対流活動が起こる(第9図)。そし て,更に北上した WCB は高気圧性の曲線を描きつつ, 温暖前線の緩やかな斜面を上昇し、層雲系の広範な降 水域を形成する. 低気圧の発達につれ, この雲域は大 きく極側に拡張し CCB も次第に強まる。この CCB は 温暖前線の降雨域を通過するうちに、降水の蒸発や海 面からの水蒸気供給によって湿潤化する、これは特に、 低気圧の中心に近い後屈温暖前線付近で顕著である (Neiman and Shapiro, 1993). こうして湿潤化した CCB がゆっくり上昇するにつれ、やはり層雲系の降水 域が低気圧の前面に形成される. CCB は WCB の下を 流れてくるので、CCB に伴う雲の高度は WCB のそれ よりも低い(低気圧中心付近を除く).

Browning のモデルでは、WCB の西側境界は(上空 でも) 概ね寒冷前線に対応している。そして良く見る と、旧来の閉塞前線の前面に沿っても、一部 WCB が 這い昇るよう模式化されている(第10図). もし、この 部分(後屈温暖前線の東端付近上空に相当する)にお



第9図 発達中の温帯低気圧の雲域形成に与る主な気流の概念図.WCB(実線矢印),CCB(点線矢印),並びにDryintrusion(またはclear dry slot:破線矢印).下はABに沿った断面に於ける各気流と偽相当温位の分布図.上空の寒冷前線に伴う対流活動も描かれている.但し、これはWCBやその上空の乾燥した気流が大きな東向き速度を有する場合に見られる「前方傾斜した(forward-sloping)」WCBに相当する.(Browning,1990による).

いても,WCBの西側境界が寒冷前線に対応している なら,そこでは閉塞前線に近い構造を持つことになる (第10図).実際,衛星雲画像やReed et al. (1994)の 数値実験からも推測されるように,後屈温暖前線の後 側には上空の乾いた空気が侵入しているようだ<sup>†10</sup>.し かしながら,Shapiroらの観測では温度や風に上空の 寒冷前線に相当するような不連続は見当たらない.

また,Browning (1990) がモデル化した様に,従来 の温暖前線に伴う雲域形成にWCB,CCB双方が絡 み,従来の閉塞前線に伴ってはCCBのみが直接関 わっていると考えてみよう(第10図).これをSモデル にあてはめようとすると,雲域形成の機構が一本の温

<sup>\*10</sup> これも「圏界面の折れ込み (tropopause folding)」に 伴うものであろう (附録参照).



に沿う断面図.(Browning, 1990に よる). 暖前線に沿って大きく異なってしまう.果たして雲域 形成について,後屈温暖前線を従来からのものと区別

して考える必要があるのだろうか?Shapiroらが後屈 温暖前線をも従来の温暖前線と同一の記号で描いたの は、2つの前線(部分)が滑らかに連続しており、それ らの空間構造が互いに類似していたことによるもので あろう.今後、後屈部分を含めた温暖前線に伴う水蒸 気分布や雲域形成過程を、移動する低気圧から見た気 塊の運動(気流系)と絡めて吟味してゆく必要があろ う.その結果として、後屈部分がその構造だけでなく、 "機能"の面からも従来の温暖前線と同質と見なしてよ いものかがわかるであろう.

もう1つの重要な点は、現実の低気圧の発達は『不 安定型』のAタイプと『初期値型』のBタイプとに分 類し得ることが以前から指摘されているにも拘わらず (Petterssen and Smebye, 1971), Sモデルで (Nモデ ルでも)その区別に注意が払われていないことである. 理論研究から見れば、前者は Charney (1947) や Eady (1949),後者は Farrell (1984, 1985), Rotunio and Fantini (1989), Thorncroft and Hoskins (1990)等 に対応する.実際、Sモデルの基となった低気圧は、 初期にその上層に強い低気圧性渦を伴っていたことが 報告されている。日本付近でも、北西上空に低気圧性 の渦が進んでくると、下層の前線帯に低気圧が発生、 それが上層の渦と結合して急激に発達する場合がある (Takayabu, 1991) また,海洋上で発達した低気圧の 後面にある上空の寒気渦が、その低気圧に伴う寒冷前 線に背後から接近し、相互作用の結果、前線上に新た に発生した低気圧が急激に発達する場合も少なくない (Browning and Hill, 1985; McGinnigle et al., 1988). この上空の寒気内低気圧 (polar low) は通常 コンマ型の雲域を伴う(Reed, 1979). これが新たに発 生した低気圧の雲域と合体すると、あたかも閉塞した 低気圧の雲分布のようになり(第11図),「瞬間閉塞 (instant occlusion)」と呼ばれる (Anderson et al., 1969). 合体した後の雲分布や循環の様相は、Sモデル の発達した低気圧に伴うものとも良く似ているが、果 たしてコンマ型の雲は温暖前線に伴うものなのだろう か?上記の発達過程をSモデルの枠組みで記述する試 みが必要であろう。既に小花(1982)は、Petterssenの A, B両タイプを併記した雲域時間発展モデルを提案 している(第12図). Sモデルのような前線・低気圧の 概念モデルもこれにならって、必要に応じて2つの型 を併記するほうが望ましい.

93

#### 6. 大陸上の低気圧モデルとしての課題

更に、Shapiro 自身も認めているように、Sモデルが 大陸上で発達する低気圧に対してどの程度適用可能な のか定かではない (Mass, 1991). Sモデルを特徴づけ る後屈温暖前線の存在は、その前方の気温より寒冷前 線のすぐ背後の気温より高いことを示唆する. 寒冷前 線の背後に吹く下層の西寄りの風は、メキシコ湾流や 黒潮の流れる暖かい海面から 500 Wm<sup>-2</sup>を上回る大量 の潜熱・顕熱の供給を受けることが観測されている (Reed *et al.*, 1993; Neiman and Shapiro, 1993; Takayabu *et al.*, 1997). 寒冷前線西側における暖流 から大気への熱供給や、温暖前線北側にある冷たい海 面による大気の冷却効果は、Tボーン型の前線配置を より明瞭にさせるセンスにある.

これに対して、摩擦の大きさや熱的な効果が海洋上 とは大きく異なる大陸上では、低気圧や前線の振舞が 海洋上とはかなり違ったものになることが予想され る. Hines and Mechoso (1993)の数値実験によれば、 Tボーン模様の前線配置や温暖核の隔離,前線断裂と いうSモデルの特徴は、海上のように地表摩擦が弱い 場合にのみ明瞭に現われ,地表摩擦を強くすると不明 瞭になる<sup>†11</sup>.第13図を見ると,地表摩擦が大きい場合, 低気圧北側の気圧傾度が弱く,温暖前線の形成・強化 に深く関与する下層の東風ジェット(CCB)が発達し ないことがわかる.これに対応して温暖前線自体(即 ち,温度傾度)も弱い.

実際, Mass and Schultz (1993), Schultz and Mass (1993)は, 1987年12月に北米大陸上で発達した低気圧 を詳細に解析し,その時間発展がSモデルの示唆する ものとはかなり異なることを示している.それによれ ば,動きの遅い温暖前線に寒冷前線が追い付き,暖域 の空気が上方に押し上げられて,温暖型閉塞が起きた ようである(第14図a,b).前線配置はTボーン模様 にはならず,前線断裂も見られず,また発達した低気 圧の中心付近には顕著な温暖核は観測されなかった. 彼らの解析結果は, Hines and Mechoso の数値実験と かなりよく対応する.

Hines and Mechoso は陸上の摩擦効果のみに着目 したが、山岳の効果も大変重要である.彼らの数値実 験の結果からは、Mass and Schultz が解析したような 明瞭な温暖前線の存在は説明できない.現実には、ア パラチア山脈の所で暖気の北上・東進が妨げられるた め、山脈に沿って強い温暖前線が形成される.こうし て温暖前線の移動が著しく遅らされることが、閉塞前 線の形成に大きく寄与している.また、冬の大陸上で は放射冷却によって下層の寒気が涵養され易いことも 忘れてはなるまい.ロッキー山脈の東斜面を急速に南 下するコールド・サージに伴って寒冷前線背後の寒気 も強められ、前線断裂や温暖前線の後屈を起こりにく くしているに違いない.これらの要因は、冬の大陸上 で低気圧がSモデルの示唆するような発達をするのを 妨げるよう働いている<sup>112</sup>.

だからと言って、冬の大陸上の前線・低気圧の時間 発展がNモデルで矛盾なく説明できるわけではない. 例えば、Mass and Schultz 自身も指摘するように、第 14図の低気圧では背後の寒気の方が強く、Nモデルに

- <sup>\*11</sup> 筆者の1人が Takayabu (1986) に付随して行った数 値実験でも,モデルに境界層を組み入れることによっ て, Sモデルの特徴が不明瞭になることが確認されて いる.
- <sup>112</sup>小倉(1994,図9.3)がトルネード襲来時の例として掲 げている1974年4月4日の北米大陸の地上天気図に は,見事なTボーン模様の前線を伴う低気圧が描かれ ている。



の2日後.(a)地表の前線, 雲域, 並び に下層の偽相当温位分布(破線).(b) 地表の前線, 雲域, 及びその形成に関わ る主な気流の分布.(McGinnigle *et al.*, 1988による).

従えば寒冷型閉塞となるべきところだが、実際の断面 図では温暖型閉塞の性格が強い.更に図を良く見ると、 Nモデルにおいては閉塞前線上端から西方上空へ伸び るべき寒冷前線が実際には非常に弱く、上空ではむし ろSモデルの後屈温暖前線に類似する.ただし、下層 では背後の寒気が強く前線に沿って気温が極大となる ことから、そこでは閉塞前線と呼ぶほうが適切だろう.

興味深いのは、Mass and Schultz が計算した流れに よる前線形成の強さの分布である(第14図 c). この大 陸上の低気圧の場合,温暖前線に沿う極大と寒冷前線 に沿う極大とに分離して現われる. この傾向は低気圧 の発達に連れ顕著になり、閉塞直後には、閉塞前線付 近の最大のピークと南に伸びる寒冷前線中央部のピー クとの間に明瞭なギャップが現われている. このこと は、大陸上の低気圧についても、その流れの場自体は 前線断裂を引き起こそうと働くことを示唆している. 大陸上で涵養される下層の寒気の存在や地表摩擦の効 果が、実際に断裂が起こるのを妨げているものと推察 される.



第12図 小花 (1982) の雲域時間発展モデル. 左上は instant occlusion に対応する.



第13図 Hines and Mechoso (1993) のプリミティブ方程式モデルで再現された温帯低気圧の時間発展に伴う
 地表気圧 (実線:10 hPa 毎)と最下層 (σ=0.936)の温位分布 (破線:3 K 毎). 積分開始後2.5日(a)
 と3.5日(b). 左から,地表摩擦がない場合,弱い場合(海上に相当;抵抗係数:0.56×10<sup>-3</sup>),強い
 場合(陸上に相当;抵抗係数:2.0×10<sup>-3</sup>). モデルは鉛直21層,水平格子間隔130 km.

## 7.おわりに

言うまでもなく, Sモデルが新時代の標準的なモデ ルとして定着するまでにはまだまだ多くの課題を抱え ている.しかしながら,温帯低気圧・前線系の時間発 展の全体像を,Nモデルで包括的に説明することの限 界は今や明白である.今日我々に求められているのは, Nモデルの有する先見性とそれが我々に与えてくれた 豊富な知見を客観的に評価しつつ,それに代わる新時 代の概念モデルを提示することである.それは,傾圧 不安定を含めた低気圧発達の理論やセミ地衡風に基づ く前線形成理論を踏まえて過去の知見を包括し,豊富 で多角的な最新の観測事実に基づいて流れや雲域,降 水域の分布を説明し,かつ高解像度の数値モデルの結 果も説明し得るモデルでなくてはならない.また,そ れは地表の前線・低気圧の時間発展だけでなく,低気 圧・前線系の立体構造まで含むものでなければならな い.必要があれば,海洋上の低気圧と大陸上の低気圧 に別々のモデルを作ることも考慮されよう.まだまだ 解決すべき課題は多いものの,Sモデルがその叩き台 となることは間違いなかろう.より合理的な新時代の



第14図 1987年12月に北米大陸で発達した温帯低気圧の予報実験データ(初期値:グリニッジ時同月14日0時)に基づく,(a)地表温度分布(1℃毎),(b)上図太線A-B-Cに沿う鉛直気温断面図(2.5℃毎;太線は水平温度傾度の不連続線:破線はその2次的なもの;地形は図下端の細線),(c)対応する地表の前線形成関数[地表温度傾度のラグランジュ微分:2℃(100 km)<sup>-1</sup>/3 h 毎;実線は前線形成を促進;細線は前線形成を抑制;太線は地表の前線). 左,右は各々積分開始後18,30時間(a, b),及び18,27時間(c).(Mass and Schultz, 1993; Schultz and Mass, 1993から引用).

概念モデルが一日も早く教科書に登場するよう,また, 近い将来天気図上の前線がそれに基づいて描かれるよ う期待したい.

最後に,何故 Shapiro らが従来から広く流布されて いたNモデルに捕われずに、新しい前線・低気圧モデ ルを提案できたのかについて若干の議論をしておきた い、理想化されているとは言え、高解像度のモデルを 使った数値実験では既に十数年前からNモデルとは異 なった構造を持つ低気圧がシミュレートされていたに も拘わらず (Hoskins and West, 1979; Takayabu, 1986), それに基く新しい低気圧モデルが提案されるに は至らなかった. それに対し, Shapiro らが新しい概念 モデルを提示し得たのは, ERICA, ASP という的を得 た特別観測に負うところが大きい。特に ERICA は、航 空機・レーダー観測によりメソγスケールの解像度を 保ちつつ、衛星データや最新の数値予報モデルに基づ く客観解析データに依って総観規模低気圧の全体像を 捉えることを目的とした総合観測であった。得られた データを用いて予報実験やメソ数値モデルを使ったシ ミュレーションも行なわれた (Shapiro and Kayser, 1990; Reed et al., 1993, 1994). これら特別観測で得 られた豊富なマルチ・スケールのデータがあればこそ Shapiro らは独自の概念モデルが提唱できたのであ る。例えば、前線断裂や温暖核、後屈温暖前線の立体 構造など、航空機やレーダーのデータ無くして提示し 得るものではない. また, これらメソスケールのデー タを衛星データや客観解析データと照合することによ り、低気圧に伴う総観規模の循環・温度構造や雲域形 成と前線との相互関係が明確化されたのである。一方, 上記の数値実験の結果を踏まえずに果たして Shapiro らが新しいモデルを提案し得たかも疑問である<sup>†13</sup>.彼 らは数値モデルで再現された低気圧を目のあたりにし てNモデルに疑問を感じ、かつ特別観測で新たに明ら かにされた現象の普遍性を確信したのではないだろう か?また、これらの数値実験の結果や特別観測のデー タを解釈し、新しいモデルを構築する上で、過去30年 余りにわたり発展にしてきた前線形成理論が不可欠 だったことは言うまでもない (Hoskins, 1982). Shapiro の新モデルは、現代気象学における3大要素 である理論・観測・数値実験が有機的に結合した産物

1997年2月

の典型例と呼ぶことができよう.

# 附 録

Shapiro の新しい前線低気圧モデルも, 究極的には 温帯低気圧の立体構造と絡めて理解されなければなら ない. その際には上空のジェットに伴う前線構造を考 慮に入れる必要がある(Keyser and Shapiro, 1986; Keyser et al., 1986). その一つの典型的な現れが「圏 界面の折れ込み(tropopause folding)」で, 強い地上 低気圧のすぐ背後の上空でしばしば観測されるもので ある. これに伴っては, 対流圏の空気に比べて渦位が 高く, オゾンに富み, かつ雲の凝結核や二酸化炭素が 希薄な空気の存在が観測からも確認されており, 力学 的にも化学的にも, この空気の起源が成層圏にあるこ とは明らかである(例えば Shapiro et al., 1980; Buzzi et al., 1984; Tanaka et al., 1988).

この現象は前線形成理論により概説できる.南北に 走る下層の寒冷前線があれば,それに伴う東西温度傾 度に対応して,上空ほど強い南風が吹いているはずで ある.その温度傾度が地衡風成分により強化される状 況下では,温度風平衡を保つために,南風を下層で弱 め上層で強めるような非地衡的2次循環が生ずる.そ れは,前線の暖域側で上昇し寒域側で下降する「直接 循環」でなくてはならない.

より具体的な議論のため*x*, *y*, *z*軸を各々東, 北, 上向きにとる.前線を横切る場の変化が特に大きいの で,非地衡循環は2次元と近似できる.即ち,流線関 数 $\psi$ 'を用いて $w' = \psi'_x$ ,  $u' = -\psi'_z$ と表される(ここ で添字は偏微分). コリオリ因子を*f*, ブラント・バイ サラ振動数を*N*, 温位場を  $\Theta$ , 東・北向きの地衡流成 分を各々*U*, *V*とすると,  $\omega$  方程式からこの2次循環 は

$$N^2 \psi'_{xx} + f^2 \psi'_{zz} = 2Q = -2g\Theta^{-1} \left[ U_x \Theta_x + V_x \Theta_y \right]$$

として求められる(Hoskins, 1982).右辺Qは前線を 強化しようとする地衡風場の作用を表す.上記のよう な寒冷前線( $\Theta_x > 0$ )に沿った合流場( $U_x < 0$ )では Q > 0,また北ほど冷たい基本的な下層の温度場 ( $\Theta_y < 0$ )を,暖域側で南風,寒域側で北風( $V_x > 0$ ) が吹けば,やはりQ > 0.上式は基本的にポアッソン 方程式であり, $Q \ge \psi$ の符号は逆転するので,Q > 0なる対流圏では直接循環( $\psi' < 0$ )が生ずることにな る.また,上式から循環の鉛直方向への拡がりはNに

15

<sup>\*&</sup>lt;sup>13</sup> この他, 1989年に発表された Schär の博士論文が大 きな影響を与えた(その抜粋が Schär and Wernli, 1993).

反比例することがわかる.Nの大きさは対流圏では成 層圏より1桁小さい.従って,たとえQの強さと水平 スケールが同じであっても,2次循環の鉛直スケール は対流圏の方が1桁大きくなる.このため,成層圏起 源の空気はこの循環に乗って対流圏に深く侵入できる のである.

但し、以上の議論は準地衡風方程式系に基くもので ある。第4図bのように成層圏の空気が傾斜した寒冷前 線面に沿って下降することを示すには、非地衡流によ る水平温度移流を含むセミ地衡風方程式系を用いる必 要がある(Hoskins, 1982). 前線付近で重要なこの効 果を左辺第2項に含めると、上式は

 $N^2 \psi'_{xx} - 2g \Theta^{-1} \Theta_y \psi'_{xz} + f (f - V_x) \psi'_{zz} = 2Q$ 

となる. 左辺各項の係数が全て正,即ちエルテルの渦 位とfが同符号の時にこの方程式は楕円型となり,適 当な境界条件を付与して解ける.楕円型となる条件は, 物理的には前線に伴って対称不安定が起きないことを 意味する.上式から絶対渦度 ( $f-V_x$ )の大きな場所, 即ち地表の寒冷前線付近とその西方上空の南風ジェッ トの西縁で2次循環が強められ,これらを結ぶような 傾斜した循環が形成される(Hoskins, 1982; Keyser and Shapiro, 1986; Keyser *et al.*, 1986).

では、何故「圏界面の折れ込み」が寒冷前線に伴っ てのみ顕著なのだろうか?それは傾圧不安定理論が教 えるように、気圧の谷が上空ほど西に傾く構造と関係 するものと考えられる.つまり、上層の谷と峰の間の 強い南風ジェットが地上の寒冷前線のすぐ背後に位置 することである.一方、南北に延びた擾乱では東西風 偏差は弱いため、東西に延びる温暖前線の上空は西風 シアーが特別に強くはなく、上空の前線形成が顕著に 起こり難いためではないかと推察される.

# 謝 辞

日本気象協会顧問の小倉義光先生からは,新しい用 語の和訳を含め,数々の有益な助言を頂いた。

#### 参考文献

Anderson, R. K., J. P. Ashman, F. Bittner, G. R. Farr, V. J. Oliver and A. H. Smith, 1969 : Application of meteorological satellite data in analysis and forecasting, ESSA Tech. Rep. NESC51, Government Printing Office, Washington D. C., U. S. A. [NTIS AD-697033].

- 浅井冨雄,武田喬男,木村龍治,1981:雲や降水を伴う 大気,大気科学講座2,東京大学出版会,249pp.
- Bjerknes, J. and H. Solberg, 1922: Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation, Geofys. Publ., **3**, 1-18.
- Boucher, R. J. and R. J. Newcomb, 1962 : Synoptic interpretation of some TIROS vortex patterns : A preliminary cyclone model, J. Appl. Meteor., 1, 127 -136.
- Browning, K. A., 1990 : Organization of clouds and precipitation in extratropical cyclones, Extropical Cyclones, The Erik Palmèn Memorial Volume, C.
  W. Newton and E. Holopainen, Eds., Amer. Metor. Soc., 129-153.
- Browning, K. A. and F. F. Hill, 1985 Mesoscale analysis of a polar trough intersecting with a polar front, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 111, 445-462.
- Buzzi, A., G. Giovanelli, T. Nanni and M. Tagliazucca, 1984 : Study of high ozone concentrations in the troposphere associated with lee cyclogenesis during ALPEX. Beitr. Phys. Atmos., 57, 380–391.
- Carlson, T. N., 1980 : Airflow through midlatitude cyclones and the comma cloud pattern, Mon. Wea. Rev., **108**, 1498-1509.
- Carlson, T. N., 1991: Mid-Latitude Weather Systems, Harper Collins, 507 pp.
- Charney, J. G., 1947 : The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current, J. Meteor., 4, 127-136.
- Eady, E. T., 1949: Long waves and cyclone waves, Tellus, 1, 33-52.
- Farrell, B., 1984 : Modal and non-modal baroclinic waves, J. Atmos. Sci., 41, 668-673.
- Farrell, B., 1985 : Transient growth of damped baroclinic waves, J. Atmos. Sci., 42, 2718–2727.
- Hadlock, R. and C. W. Kreitzberg, 1988 : The experiment on rapidly intensifying cyclones over the Atlantic (ERICA) field study—Objectives and plans, Bull. Amer. Meteor. Soc., **69**, 1309–1320.
- Hines, K. M. and C. R. Mechoso, 1993 : Influence of surface drag on the evolution of fronts, Mon. Wea. Rev., 121, 1152-1175.
- Hoskins, B. J., 1982 : The mechanical theory of frontgenesis, Ann. Rev. Fluid Mech., 14, 131-151.
- Hoskins, B. J. and F. P. Bretherton, 1972 : Atmospheric frontgenesis models : mathematical formulation and solution, J. Atmos. Sci., **29**, 11-37.

Hoskins, B. J. and N. V. West, 1979: Baroclinic

waves and frontgenesis. Part II : Uniform potential vorticity jet flows—Cold and warm fronts, J. Atmos. Sci., **36**, 1663-1680.

- Hoskins, B. J., M. E. McIntyre and A. W. Robertson, 1985: On the use and significance of isentropic potential-vorticity maps, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 111, 877-946.
- Keyser, D. and M. A. Shapiro, 1986 : A review of the structure and dynamics of upper-level frontal zones, Mon. Wea. Rev., **114**, 452-499.
- Keyser, D., M. J. Pecnick and M. A. Shapiro, 1986 : Diagnostics of the role of vertical deformation in a two-dimensional primitive equation model of upper -level frontgenesis, Mon. Wea. Rev., 114, 452-499.
- Kuo, Y.-H., M. A. Shapiro and E. G. Donall, 1991 : Interaction of baroclinic and diabatic processes in a model simulation of a rapidly developing marine cyclone, Mon. Wea. Rev., 119, 368-384.
- Kurz, M., 1982 : A case study of cyclogenesis in a moving coordinate system, Beitr. Phys. Atmos. 55, 1-17.
- Mass, C. F., 1991 : Synoptic frontal analysis : Time for a reassessment? Bull. Amer. Meteor. Soc., 72, 348-363.
- Mass, C. F. and D. M. Schultz, 1993 : The structure and evolution of a simulated midlatitude cyclone over land, Mon. Wea. Rev., **121**, 889-917.
- 松本誠一,1987:新総観気象学−大気を診断し予測する −,第Ⅱ期気象学のプロムナード6,東京堂出版,192 pp.
- McGinnigle, J. B., M. V. Young and M. J. Bader, 1988: The development of instant occlusions in the North Atlantic, Meteor. Mag., 117, 325-341.
- Mudrick, S. E., 1974: A numerical study of frontgenesis, J. Atmos. Sci., **31**, 869-892.
- Neiman, P. J. and M. A. Shapiro, 1993 : The life cycle of an extratropical marine cyclone. Part I : Frontal cyclone evolution and thermodynamic air-sea interaction, Mon. Wea. Rev., 121, 2153-2176.
- Neiman, P. J., M. A. Shapiro and L. S. Fedor, 1993 : The life cycle of an extratropical marine cyclone. Part II : Mesoscale structure and diagnostics, Mon. Wea. Rev., 121, 2177-2199.
- 小花隆司, 1982:GMS から見た中緯度のじょう乱,気象 研究ノート, 145, 89-132.
- 小倉義光, 1968:大気の科学一新しい気象の考え方一, NHK ブックス**76**, 日本放送出版協会, 221pp.
- 小倉義光, 1990a:冬の海上の「爆弾」低気圧<上>, 気象, **34**(5), 4-6.

- 小倉義光,1990b:冬の海上の「爆弾」低気圧<下>, 気象,**34**(6),8-10.
- 小倉義光,1992:前線のTボーン模様,気象,**36**(6),36 -39.
- 小倉義光,1994:お天気の科学一気象災害から身を守る ために一,森北出版,226pp.
- 岡林俊雄,1972:温帯低気圧・前線系の雲パターン,気 象研究ノート113,37-73.
- Palmèn, E. and C. W. Newton, 1969 : Atmospheric Circulation Systems : Their Structure and Physical Interpretation, Academic Press, 603 pp.
- Reed, R. J., 1979 : Cyclogenesis in polar air streams, Mon. Wea. Rev., 107, 38-52.
- Reed, R. J. and E. F. Danielsen, 1959 : Fronts in the vicinity of the tropopause, Arch. Meteor. Geophys. Bioklim., A 11, 1-17.
- Reed, R. J., G. A. Grell and Y.-H. Kuo, 1993 : The ERICA IOP 5 storm. Part I : Analysis and simulation, Mon. Wea. Rev., 121, 1577-1612.
- Reed, R. J., Y.-H. Kuo and S. Low-Nam, 1994 : An adiabatic simulation of the ERICA IOP 4 storm : An example of quasi-ideal frontal cyclone development, Mon. Wea. Rev., 122, 2688-2708.
- Roebber, P. J., 1984 : Statistical analysis and updated climatology of explosive cyclones, Mon. Wea. Rev., 112, 1577-1589.
- Rotunio, R. and M. Fantini, 1989 : Petterssen's "Type B" cyclogenesis in terms of discrete, neutral Eady modes, J. Atmos. Sci., 46, 3599–3604.
- Schär, C. J. and H. Wernli, 1993 : Structure and evolution of an isolated semi-geostrophic cyclone, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 119, 57-90.
- Schultz, D. M. and C. F. Mass, 1993 : The occlusion process in a midlatitude cyclone over land, Mon. Wea. Rev., 121, 918-940.
- Shapiro, M. A., 1980: Turbulent mixing within tropopause folds as a mechanism for the exchange of chemical constituents between the troposphere and stratosphere, J. Atmos. Sci., 37, 994-1004.
- Shapiro, M. A. and D. Keyser, 1990: Fronts, jet streams, and the tropopause, Extropical Cyclones, The Erik Palmèn Memorial Volume, C. W. Newton and E. Holopainen, Eds., Amer. Meteor. Soc., 167-191.
- Takayabu, I., 1986 : Roles of the horizontal advection on the formation of surface fronts and on the occlusion of a cyclone developing in the baroclinic westerly jet, J. Meteor. Soc. Japan, 64, 329-345.
- Takayabu, I., 1991: "Coupling development": An

efficient mechanism for the development of extratropical cyclones, J. Meteor. Soc. Japan, **69**, 609-628.

- Takayabu, I, H. Niino, M. D. Yamanaka and S. Fukao, 1997: An observational study of cyclogenesis in the lee of the Japanese central mountains, Meteor. Atmos. Phys., in press.
- Tanaka, M., T. Nakazawa, S. Aoki and H. Ohshima, 1988 : Aircraft measurements of tropospheric carbon dioxide over the Japanese islands, Tellus, **40** B, 16-22.

Thorncroft, C. D. and B. J. Hoskins, 1990 : Frontal

cyclogenesis, J. Atmos. Sci., 47, 2317-2336.

- Thorncroft, C. D., B. J. Hoskins and M. E. McIntyre, 1993 : Two paradigms of baroclinic-wave lifecycle behavior, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., **119**, 17 -55.
- Wallace, J. M. and P. B. Hobbs, 1977 : Atmospheric Science, An Introductory Survey, Academic Press, 467 pp.
- Widger, W. K., 1964 : A synthesis of interpretations of extratropical vortex patterns as seen by TIROS, Mon. Wea. Rev., 92, 263-282.
- 山本義一, 1976:新版気象学概論, 朝倉書店, 235pp.

# Shapiro's New Model of Frontal Cyclones.

Hisashi Nakamura\* and Izuru Takayabu\*\*

- \* (Corresponding author) Department of Earth and Planetary Physics, Faculty of Science, University of Tokyo, Tokyo 113, Japan.
- \*\* Applied Meteorology Research Department, Meteorological Research Institute.

(Received 21 March 1996; Accepted 4 December 1996)

# 月例会「第41回山の気象シンポジウム」のお知らせ

**日時**(予定)

平成9年6月21日(土)13時から 場所

専修大学付属高校梅田記念館 (東京都杉並区和泉 4-4-1) 京王線代田橋駅下車北へ約1Km 講演希望の方は演題に200字以内のアブストラクト をつけて4月末までに下記に郵送して下さい。

**〒182**東京都調布市飛田給 2-26-25 小岩清水 気付 山の気象研究会