104(温帯低気圧;寒冷前線)

スプリットフロントを伴った温帯低気圧の総観解析

北 畠 尚 子*•三 井 清**

要旨

冬季に日本付近を通過した低気圧の総観スケールの構造について、主に気象官署の現業ルーチンの高層気象観測 データを用いて事例解析を行った。1996年1月14日に日本付近を通過した低気圧は寒冷前線から前方に離れた位置 に対流性レインバンドを伴い、スプリットフロントの構造を持っていたと考えられる。この低気圧は上空の「分流 のトラフ」の下に位置し、また中部対流圏より上では前面が低温、後面が高温となっていて、古典的低気圧モデル や傾圧不安定により説明される温帯低気圧像とは異なった特徴を持っていた。この低気圧はあまり発達することな く東海上で衰弱したが、その翌日には別の低気圧が発達しながら日本付近を通過した。後者はアナ型寒冷前線を伴 い、上空の「合流のトラフ」の前方に位置するなど、古典的な低気圧モデルに合う構造を持っていた。

1. はじめに

近年,日本では,レインバンドの微細構造に関連す る研究が観測的研究・数値的研究ともに数多く行われ ている。しかし,それらの研究では、メソスケール現 象の発生・発達に強く影響するはずの総観場について はあまり議論されず,天気図に表現された低気圧・前 線の位置に Bjerknes and Solberg(1921)のいわゆる 「ノルウェー学派の低気圧モデル」の構造を持った現象 が存在するという前提の下に議論が進められることが 多い.そして,後面に寒気が存在するためにトラフの 軸は上空ほど西に傾くとされている(以後,このよう な低気圧について「古典的低気圧モデル」とする).

低気圧周辺でも特に活発な対流雲が発生しやすいと される寒冷前線については,Bergeron (1937) や Sansom (1951) が気団の相対運動によってアナフロントと カタフロントに分類した.相対的な寒気の上方を湿潤 暖気が上昇するのがアナフロントで,前線の通過に伴 う現象としては,明瞭な気温の低下,時計回りの風向 変化,活発な対流雲を含むレインバンドの存在で特徴

* 気象大学校(現:気象研究所台風研究部).

** 気象大学校(現:下関地方気象台).

-1997年11月4日受領--1998年3月10日受理-

© 1998 日本気象学会

1998年6月

づけられる.一方,カタフロントでは,前線面の上方 の暖気が下降する構造が当てはめられた.この構造で は,前線の通過に伴って相対湿度は低下するが,気温 の低下はほとんど見られず,また地上の寒冷前線付近 に明瞭なレインバンドが存在しないこともある.従っ て,カタフロントの解析にはしばしば,アナフロント の解析よりも困難を伴うとされる.

上述の寒冷前線モデルでは、地上前線付近の気象要 素の変化のみに着目している。一方、レーダーや衛星 の観測により、地上寒冷前線の位置ではなくその前方 に離れた位置(暖域内)にしばしば雲頂高度の高い対 流雲列が発生することが認められた。これらは主に低 気圧・前線との位置関係により「暖域内のレインバン ド | (warm sector rainband;例えば Nozumi and Arakawa, 1968)や「前駆寒冷前線レインバンド」 (prefrontal cold surge rainband;例えば Kreitzberg and Brown, 1970) などと呼ばれた. Browning and Monk (1982) はこのうち、中部・上部対流圏のみの対 流によるレインバンドと、カタフロントの概念を結び 付け、スプリットフロントモデルを提案した(第1図). それによれば、寒冷前線後方の低湿球温位(θ_w)空気 が下降し、一部は地上寒冷前線を超えて暖域上空に進 入して,下層暖気(高 θw空気)の上に乗り上げる(第 1図a) すると、そこでは対流不安定成層となり(第

1図 c),それが温暖前線面の上方を滑昇すると不安定 が顕在化して対流が生じる(第1図 b).その対流雲列 は地上の前線とは一致しないが上空では θ_w 分布で見 た寒冷前線と一致するという意味で,Browning and Monk は upper cold front (UCF)と呼んだ.この場 合,地上寒冷前線の後面の寒気は θ_w は低いが下降運動 のため温度は必ずしも低くはなく,また地上前線近傍 の強制上昇・対流も下降運動のため発達を抑制される. その結果,地上寒冷前線は不明瞭となり,またその前 方の UCF の顕著なレインバンドのため,しばしば前 線の誤解析が生じることが指摘されている.

さらに Browning (1985) は, 前線の構造や衛星の雲 画像に現れる違いを説明するために、コンベヤーベル トの概念を整理した。それによれば、温帯低気圧暖域 の下層から温暖・寒冷前線面に沿って斜めに上昇しな がら北上する湿潤暖気流を「暖かいコンベヤーベルト| とし(第1図b参照),それが低気圧中心の前方に向か うか後方に向かうかの違いで 「前方傾斜上昇型」 (warm convever belt with forward sloping ascent) と「後方傾斜上昇型」(warm conveyer belt with backward sloping ascent)とに分類した。「後方傾斜 上昇型 は寒冷前線の位置で湿潤暖気が上昇するので、 アナ型寒冷前線となり、また衛星画像では主として低 気圧中心の北側から寒冷前線後面に雲が分布すること になる。一方、「前方傾斜上昇型」は主に温暖前線の位 置で暖気の上昇が生じるので、衛星画像では主として 低気圧中心の前面に雲が分布する。しかし寒冷前線の 位置では暖気の上昇はあまり強くなく、むしろ寒冷前 線を追い越すように上空の寒気が下降してスプリット フロントが生じるとされる。

これに対して、日本では、過去には前線の構造をア ナフロント・カタフロントに区別した解析が行われて いた(例えば中山、1968).しかし近年では、低気圧に ついて古典的モデルで考えるのと同様、寒冷前線につ いても天気図に寒冷前線記号があればそこにはアナ型 寒冷前線が存在するはずだ(寒冷前線近傍で気温や風 の急変・強雨が生じるはずだ)という機械的な当ては めが行われることが少なくないようにも思われる.

ここでは、気象庁の天気図に解析された低気圧・前 線系と実際の構造について、1996年1月14日21時(日 本標準時,以下同じ)に日本海を通過した低気圧を例 に、その翌日に日本付近を通過した同じ前線上の低気 圧と比較して検討する。





第1図 Browning and Monk (1982) のスプリットフロントモデル. (a) は平面図, (b) と
(c) は鉛直断面図. (a) と (b) で幅の広い点彩の矢印は「暖かいコンベヤーベルト」
(高 6, 空気の流れ)で,移動する低気圧システムに相対的に考えると地上寒冷前線の前方に向かって流れ,地上温暖前線の位置で上昇している. 図の左方からの矢印は,上部対流圏ジェット気流の寒気側から下降してきた乾燥気流(低 6, v)で,「暖かいコンベヤーベルト」の上に乗り上げている. この乾燥気流の先端では対流が生じており,「上空の寒冷前線」((a) の U-U) に沿ってレインバンドが生成している.

2. データ

本論文中で参照した天気図は、基本的には気象庁印 刷天気図に掲載されているものである.また、地上・ 高層気象観測データも、朝鮮半島のものも含め、気象 庁印刷天気図に掲載されている電報形式のデータを参 照した.なお、高層気象観測データの解析に際しては、

"天気" 45. 6.





欧米の研究で頻繁に用いられる湿球温位(θ_w)のかわりに、日本でよく使用される相当温位(θ_e)を採用した.

457

雲の分布は、Monthly Report of Meteorological Satellite Center (気象衛星センター発行)に掲載され ている雲解析情報図によった。

3. 1996年1月14日の低気圧と寒冷前線の構造

1996年1月14日21時の総観場について,気象庁印刷 天気図の地上解析(第2図)によれば,本州中部を閉 塞前線・寒冷前線が横断しており,同じ時刻のレーダー エコー強度分布(第3図)ではそれにほぼ沿った位置 に比較的強いエコーが見られる.

地上風(第4図)を見ると,印刷天気図の閉塞前線・ 寒冷前線の付近(すなわち第3図のレインバンド付近) には明瞭な収束が見られる.ただし,その前面では南 よりの風がやや強いが,後面では必ずしも西より〜北



第3図 1996年1月14日21時のレーダーエコー合成図.



第4図
地上(船舶)観測による露点温度(T_d)
と風の分布(1996年1月14日21時).●:
T_d≥14.5°C,▲:9.5°C≤T_d<14.5°C,
△:4.5°C≤T_d<9.5°C,○:-0.5°C≤
T_d<4.5°C,・:T_d<-0.5°C.長矢羽根は10ノット,短矢羽根は5ノット(ただし1ノット=0.51m/s).前線記号は気象庁印刷天気図による地上前線の位置,白抜きの前線記号は再解析による位置.

よりの風にはなっておらず,南西風であるところさえ ある.

一方、地上気温分布は、日射や放射冷却の影響を受 けやすいので、総観場の地上前線の位置を見るには必 ずしも適当ではない。また、前述のようにカタ型寒冷 前線の場合は後面は下降流のためにむしろ気温が上昇 していることもある. ここでは, 気温よりも日変化な どが小さく, θ_wや θ_eと同様に水蒸気量も含めた気団の 分布を見るために, 露点温度の分布を見る(第4図) この事例の場合、閉塞前線・寒冷前線の後面は露点温 度が一様に低くなっていることが期待されるが、実際 には西日本全域の露点が高くなっている。瀬戸内地方 から北陸にかけてはフェーン現象による局所的な露点 の低下が考えられるので、より大きなスケールではこ れほどの差はないと思われるが、それでも寒冷前線後 面で露点が「暖域」と同程度に高いというのはやはり 考えにくい、露点の傾度の大きい領域を前線とするな らば, 第4図では露点10°Cに沿った白抜きの前線記号 の位置の付近にあると考えられる。なお、第4図で朝 鮮半島南東端の釜山と対馬の厳原では露点が約10°Cな ので、上の基準では地上寒冷前線はその南側に考える こともできる. どちらにしても, その位置の周辺に古 典的寒冷前線の存在を示すような風向変化は見られ



第5図 1996年1月14日21時の高層天気図.実線 は等圧面高度(単位は10 m),破線は等温 線(°C).黒丸は湿数(気温と露点の差) が3°C以下,白丸は15°C以上.ペナントは 50ノット,長矢羽根は10ノット,短矢羽 根は5ノットを表す.(a)850 hPa 面.温 度と風の分布から推定されるこの高度の 前線を,古典的前線記号で表した.(b) 500 hPa 面.太二重線はトラフ.

ず,また第3図にも対応するレインバンドは見られな い.

さらに,地形による前線の変形など,地表面の影響 を除いた大規模なスケールでの前線の位置を確認する ため,同じ時刻の850 hPa 面の前線を水平温度傾度と 風の水平シアーから判断する.観測密度が粗いため地 上の前線の位置よりは精度は落ちるが,それによると 日本海中部から対馬海峡付近を通っていると考えられ る(第5図a).前線面の傾斜は一般に1/100程度と言わ れていることを考慮すると,上述の再解析の位置の方 が対応が良い.

ところで、高層天気図における前線の構造は、移動 する地上低気圧に相対的な風と θ_0 分布(第6図)でよ り明瞭となる.ここで、低気圧の移動は6時間毎の低 気圧の位置を平滑化して東北東へ16 m/s としている. 850 hPa 面と700 hPa 面(第6図a, b)では、 θ_e =



第6図 移動する地上低気圧に相対的な風(長矢 羽根は10ノット,短矢羽根は5ノット) と θ_e(K,4度ごと)の分布(1996年1月 14日21時).(a)850 hPa 面,(b)700 hPa 面,(c)500 hPa 面,(d)(a)~(c) の312K線(実線:850 hPa,破線:700 hPa,点線:500 hPa).×は地上低気圧の 位置,太二重線は500 hPa 面のトラフの 位置.

300~312 K線付近で θ_eの水平傾度が大きく,また風向 が変化していることから,その付近が前線となってい ると考えられる.そして低気圧前面で暖気が前線に向 かう成分が明瞭である.これは北ほど上方に傾斜した 等 θ_e面に沿って湿潤空気が上昇することを意味し,ま たそれが低気圧の前方(温暖前線側)で顕著な点では Browning (1985)の「前方傾斜上昇型の暖かいコンベ ヤーベルト」に相当すると考えられる.一方,低気圧 後面(米子以西)では,850 hPa面(第6図 a)では日 本海中部から対馬海峡にかけて θ_eの水平傾度はある ものの,暖気側から前線に向かう成分がほとんどない. また,700 hPa 面(第6 図 b)では前線を追い越す成分 が卓越していることから,この寒冷前線はどちらかと いえばカタ型であるように見える.

同じ第6図 a, b で, 暖気の北上が顕著なのは概ね $\theta_e > 312 \text{ K}$ の領域であるように見える.そこで第6図 $a \sim c 0 312 \text{ K}$ 線を比較すると(第6図 d), 暖域の前面 (温暖前線側),後面(寒冷前線側)共に上空ほど東に 位置している.これは312 K 等 θ_e 面が東で上,西で下に なるように傾斜していることを意味する.ただしこの



場合は,温暖前線側では等 θ。面の下方が低 θ。,上方が 高 θ。という安定成層だが,寒冷前線側では等 θ。面の下 方が高 θ。,上方が低 θ。となっており,対流不安定成層 である.

前段のことを確認するために,第2図のWAK(稚 内) — CHE (済州島)の鉛直断面の θ_e と相対湿度の分 布を第7図に示す.この図でも温暖前線は θ_e =300 K, (下層)寒冷前線は θ_e =312 K に対応すると考えてよさ そうである.すると,地上寒冷前線は福岡付近または その西方に,また地上温暖前線は輪島と秋田の間に位 置すると考えられ,第4図の再解析と一致する.一方, 下層で「暖域」である米子・輪島上空の対流圏中層に は,相当温位が相対的に低く(θ_e <312 K)風向も異な る空気が流入しており,その上方は乾燥空気,下方~前 方は湿潤空気となっている.この分布は第1図のスプ リットフロントの構造と一致する.

西日本の中層の低 θ_e (<312 K) 空気は,第7図及び 第5図bで乾燥していることと,第6図cで北風成分 を持つことから,極側の上部対流圏から下降してきた 履歴を持つものと考えられる.

第3図の本州中部の雨域はエコー頂高度が6km程 度であり、また山陰沖のエコーはエコー頂高度が4km 以下であった. これは第7図の相対湿度分布と合って いる. また、本州中部の雨域の先端がかかっている秋 田の上空(第7図)では、 θ_e =約300Kの温暖前線面の 上方は θ_e =308~312Kでほぼ一定であり、対流により よく混合されていることを示している.

従って、本州中部のレインバンドは地上寒冷前線に

伴うものではなく,地上寒冷前線前方の離れた位置で, 暖域の高 & 空気の上方に寒冷前線後面から流入した 低 & 空気が乗り上げ対流不安定成層が生じ,それが持 ち上げられたことによって対流性降水が生じたと考え られる.この結果,古典的低気圧モデルで寒冷前線・ 温暖前線と関連付けて説明される雲分布とはかなり異 なっている.

ただし,対流不安定成層の空気を持ち上げる要素と して,Browning and Monk (1982)は「温暖前線面 に沿って上昇する」ことをあげていて,今回の事例で も第3図の新潟沖のエコーはそれで説明できるが,そ の他の強雨域はそれでは説明できない.例えば東海地 方~南岸のエコーに関係づけられるものとしては,地 形性上昇も考えられる.しかし九州の南のエコーにつ いては地形性上昇も考えられないので,別のメカニズ ムを考える必要がある.これについては本稿ではこれ 以上議論しない.

ところで,第2図のAKI(秋田)-CHE(済州島) の各指定面の平均気温からの偏差(第8図)では,ほ ぼ700 hPa 面より下では古典的低気圧モデルと同様の 温度分布となっているが,600 hPa より上では東側で 低温,西側で高温になっている.このことは第5図 b の-18℃線がトラフ後面で北上していることにも現れ ている.そして,西日本上空の600 hPa 付近に見られる 顕著な逆転層は,その上側で非常に乾燥していること から,前線性逆転層ではなく沈降性逆転層であり(逆 に北日本の下層に見られる逆転層はその上側が湿潤で あることから前線性である),前に述べた上部対流圏か らの下降流の断熱昇温で生じたと思われる.

このようにこの低気圧・前線系の上空では後面が高 温となっているため,寒冷前線・トラフはむしろ「上 空で東に傾く」形になり(第5図aの前線とbのトラ フの位置関係に注意),この点でも古典的温帯低気圧モ デルとは異なった構造になっている。

なお, Bader *et al.* (1995, p156) はスプリットフ ロントがジェットの出口左側の「分流のトラフ」の下 に位置する傾向があることを指摘している.ここで, 「分流のトラフ (diffluent trough)」とは,等圧面天気 図で見てトラフの東側よりも西側で風速が大きいトラ フである (例えば Bluestein, 1993, 117—118). 別の表 現では, トラフがジェットストリーク (ジェットの特 に強い部分)の出口 (下流側)に位置した場合である. 上空のジェット気流の風速変化 (すなわちジェットス トリークの入り口・出口) と,上空のジェット気流の



風向変化(すなわちトラフ・リッジ)は、鉛直運動及 び cyclogenesis に異なる形で寄与するため、トラフと ジェットストリークの位置関係によって、下層で生じ る現象が異なる(例えば Keyser and Shapiro(1986) や Uccellini(1990)6.3.1節を参照). そこでは、渦度 はトラフ・リッジ(風向シアー)と関連して計算され るだけでなく、ジェットストリーク(風速シアー)と 関連しても計算されることを考慮している.すなわち、 ジェットストリークの左側は強い正渦度、右側は負渦 度が分布するので、その下流である出口左側は正渦度 移流、出口右側は負渦度移流となる(Uccellini(1990) Fig. 6.6を参照).

この事例の場合,日本海の地上低気圧の位置は第5 図 b の「分流のトラフ」の真下でもあるが,朝鮮半島 北部〜黄海北部に位置するジェットストリークの出口 左側でもあり,渦度移流は正である(渦度の分布は省 略).一方その南側(西日本)はジェットストリークの 出口右側にあたり,さらに東シナ海の弱いリッジの前 面でもあるため,負の渦度移流のため下降流となる. このことは前に θ_e ・気温・相対湿度の分布から推測さ れた鉛直運動の分布と整合する.

4. 1996年1月15日の低気圧の特徴

前章で取り上げた低気圧・前線システムについて, 1月14日09時から12時間毎の地上天気図と雲分布を第 9図に示す。



第9図 (a)~(e) 1996年1月14日09時~16日09時の12時間毎の地上天気図(再解析). 点彩域は組織的な雲域で、その中で縦線を重ねた部分は活発な対流雲域.L1は本文中の「低気圧1」,L2は「低気圧2」を表す.

前章の低気圧(低気圧1とする)は,前面(東側) に発達した雲を伴って日本付近を通過したが,雲域(す なわち上昇流域)との対応は悪く,あまり発達するこ となく東海上で衰弱した。

一方,15日09時に東シナ海で前線上に波動が解析されるようになり,21時には低気圧(低気圧2とする) として本州を通過した.この低気圧2は、baroclinic leaf(発達初期の温帯低気圧にしばしば見られる木の 葉状の雲)を伴い,その後日本の東海上で急速に発達 した. なお,第9図は基本的には気象庁印刷天気図の解析 に基づくが,低気圧1に関連する前線は前章の議論を 踏まえて解析したものである.また,低気圧の位置も, 印刷天気図では比較的小規模のものが解析されている ことがあるが,ここでは総観規模で再解析を行い,海 面気圧の局所的な極小は無視して低気圧の位置を決定 した.

その上で,前章と同様に低気圧2の構造を見ながら, 低気圧1との違いをあげ,それにより低気圧1の特徴 を明らかにする.



第10図 第5図と同じ.ただし1月15日21時. (a) 850 hPa 面,(b) 500 hPa 面.

まず第9図で,低気圧1は発達した雲域を低気圧・ 寒冷前線の前面(東側)に伴っていた(第9図 a, b) のに対して,低気圧2は発達した雲域を主として低気 圧・寒冷前線の真上から後面(北〜西側)に伴ってい た(第9図 c, d).このことから,低気圧2の周辺の気 流は,低気圧1とはかなり異なっていることが推測さ れる.

15日21時の850 hPa 面(第10図 a)では、この高度の 前線はやはり0°C線付近と思われる.また、500 hPa 面 (第10図 b)のトラフは後面に強い寒気を伴い、深まり も大きい.そして低気圧 2 の西側に位置しており、「上 空で西に傾く」形になっている.また、トラフはどち らかといえば前面で風速が大きく(等高線の間隔が狭 く)なっている「合流のトラフ(confluent trough)」 である.トラフの前面にあたる本州・日本海は下層の 前線帯の上空の広い範囲で上昇流域となり、アナフロ ントになりやすい環境である.また九州・朝鮮半島付 近はジェットストリークの入り口に伴う直接循環(入 り口右側の正渦度移流に伴う上昇流と、入り口左側の 負渦度移流に伴う下降流)の寄与もあり、さらにアナ 型の傾向が強まる.これらの特徴は前章で述べた低気 圧1の周辺の場とは異なっており、むしろ古典的低気



圧モデルに近い構造である.

ところで、第10図 a では、低気圧前面に下層の暖気 移流があるように見える。しかし移動する低気圧に相 対的な風で見る(第11図,ここで低気圧2の移動は低 気圧1の移動速度と同様の計算で東北東へ22m/sと している)と、低気圧前方への暖気の北上は下層では ほとんど見られない。 第11図 a, b では θ_e>312 K の暖 気が主に低気圧の後方(北西方向)へ向かって運動し ている。また第11図 d から, θ = 312 K の等温位面は基 本的には上方ほど北西へ傾斜しており,低気圧1の場 合のように低 &空気が下層よりも上空で先行してい るということはない、従って低気圧2の後面では、下 層で北西側に位置した低 6。層の上を, 南からの高 6。空 気が斜めに上昇する形となっている. これは Browning (1985)の「後方傾斜上昇型の暖かいコンベヤーベ ルト」に相当し、またアナ型寒冷前線の形である.な お、温暖前線の構造が明瞭でないのは、先行した低気 圧1の後面に流入した乾燥(低 be)空気の影響であろ う.

これらの低気圧について衛星の水蒸気画像(第12図) で見ると、低気圧1、2とも雲域の後方が黒く、上空 で非常に乾燥していることを示している.ただし、低 気圧1に伴う雲の後端は境界が不明瞭(第12図 a)であ るのに対して、低気圧2に伴う雲の後端はシャープな 境界となっている(第12図 b).低気圧1では前に述べ たように,後面から下降してきた上空の乾燥空気が下 層の湿潤空気と共に上昇(・混合)して対流雲を発生 させるため,後端が比較的不明瞭となる.これに対し て,低気圧2では後面で下降してきた乾燥空気(寒気) と,その上方を上昇する湿潤空気(暖気)の混合が生 じていないことが見て取れる.

これらのことから,低気圧2は古典的な温帯低気圧 モデルにほぼ合うと言える.

5. 2種類の低気圧の構造に関する議論

ここで,発達過程と関連して低気圧の構造について 検討する.古典的モデルに近い構造を持つとした低気 圧2の雲の分布は,15日09時(第9図c,低気圧発生前) まではほとんどすべて前線の北側だったのが,16日09 時(第9図e)には低気圧の前面や寒冷前線の南側に位 置するようになっている.低気圧の発達に伴うこのよ うな変化は以前から経験的に知られていて(例えば岡 林,1972),それによれば閉塞期には雲はほぼ完全に低 気圧・閉塞前線の前面のみに分布するとされている.

一方、このような「古典的モデルに近い低気圧」の 発達過程で、Shapiro and Kevser(1990)は古典的閉 寒のかわりに bent-back warm front や frontal fractureの存在を指摘しているが、これについて Browning and Roberts (1994) は,低気圧中心の南西側に新 たなジェットストリークが発生し、それと関連して低 気圧中心の近くの寒冷前線が部分的にスプリットフロ ントの構造になったものだとしている. Browning (1990)がスプリットフロントが特に古典的閉塞に誤解 析されやすいことを指摘しているのはそのためであろ う、さらに閉塞過程の詳細な解析において、Browning et al. (1997) は θw場が上層ほど反時計回り(低気圧性) に回転しているのを示した.本稿のスプリットフロン トを持つ低気圧1の θ。場(第6図d)にも同様の回転が 見られ、その点では低気圧1はある種の低気圧の閉塞 期の構造と類似していると言える. すなわち, 低気圧 1について気象庁印刷天気図で閉塞前線が解析されて いるのは、閉塞前線の定義によっては必ずしも不適切 ではないということになる(ただし、温暖前線の位置 など全体の構造について別途検討が必要である)しか し,低気圧1は発生初期から低気圧前面に雲が分布し ていて(第9図a),古典的低気圧モデルとは発生・発 達のメカニズムそのものが異なる点があることを示唆 している

Bader et al. (1995) 第5.2節では,温帯低気圧を発

1998年6月





(b)



 第12図 GMS による水蒸気画像.
(a) 1996年1月14日21時,(b) 1996年1月 15日21時.

生・発達過程により7種類に分類しており、そのうちの 1つ(flat trough, diffluent flow cyclogenesis)が、 「分流のトラフ」の下で発生する点や雲の分布などで本 稿の低気圧1と類似している.これが1つのカテゴリー として分類されているということは、このような発達 過程・構造の低気圧はさほど特異なものではない(少 なくともイギリス付近では珍しいものではない)こと を示唆している.それとは独立に、Evans et al.(1994) は合衆国東岸を中心として海上で急発達する低気圧を 4つのカテゴリーに分類したが、"flat trough, diffluent flow cyclogenesis"に対応するものはないとし ている.ここから、このタイプの低気圧は急発達しに くいことが考えられる.ただし、Evans et al.では4 つのカテゴリーのうち3つが「ジェットストリークの 出口」で発達するものとしている. このように、500 hPa (またはそれより上空)の「分 流のトラフ」(すなわちジェットストリークの出口)に 伴う循環が下層の低気圧・前線系と関係しているとい う意味で、低気圧1は単に「背が低いだけでその他の 点はこれまで日本で説明されていたのと同じ古典的低 気圧モデルで説明できるもの」ではなく、本質的に(多 少なりとも)異なったメカニズムによるものと考えら れる。

なお,本稿で見た事例は冬季の低気圧であったが, 二宮(1979)の解析で取り上げられている梅雨前線上 の閉塞した低気圧は、「後面に通常の寒冷前線とは異な る"乾燥した逆転層"とその上部の乾燥高温層があら われる」(p.166)ことが特徴の一つとされている.こ れはまさにスプリットフロントの構造である.日本付 近ではこのような構造を持つ低気圧が季節に関わらず 発生している可能性がある.

6. まとめと問題点

総観スケールで見た温帯低気圧の構造について, 1996年1月14日に日本付近を通過した低気圧の事例を 中心に議論した.その特徴は次の通りであった.

- ・不明瞭な地上寒冷前線の東方に、活発な対流雲列が存在した。これは低気圧の暖域の下層暖気の上方に低の空気が流入し、対流不安定となった空気が持ち上げられたことによる。この寒冷前線はアナ型寒冷前線ではなく、スプリットフロントの構造を持っていたと考えられる。
- ・この低気圧・前線系は下層では古典的低気圧モデル と同様の気団分布であったが、中部対流圏より上で は前面(東側)が低温,後面(西側)が高温となっ ていた。このためトラフの軸は上空で西に傾く形に なっていなかった。
- ・この低気圧・前線系は上空の「分流のトラフ」と関係しているようであった.
- ・この低気圧・前線系(スプリットフロント)は、「古 典的低気圧モデル」と考えられていた低気圧の閉塞 期の構造と類似しており、その点では閉塞前線とし て解析されているのは必ずしも不適切ではないとも 言える。
- ・この低気圧はあまり発達しないまま衰弱したが、その後面に発生した別の低気圧は急速に発達した。後者は古典的低気圧モデルの特徴を多く持っていた。

このような構造の低気圧は,古典的低気圧モデルや 傾圧不安定論に基づき一般的に行われる説明では必ず しも説明しきれないが、日本付近でもしばしば発生している可能性がある.

ただし, Browning and Monk (1982) がイギリス の多様な「誤解析例」を紹介しているように, スプリッ トフロントが常に閉塞前線に解析されるとも限らない ので, 事例一つ一つについて吟味が必要である.

天気図を利用する際には、このような現状を踏まえ た上で参照するよう、注意が必要であろう.特にメソ 気象の研究の際には、総観場を誤解するとそれより小 さいスケールの現象の解釈もまったく別のものになる 恐れがある.

謝 辞

本研究を行うにあたり、気象庁予報課には各種天気 図を利用する便宜を図っていただき、また予報課の 方々には天気図解析について議論をしていただきまし た.特に、気象庁予報課の杉浦伊織氏(現所属:仙台 管区気象台)にはレーダーエコー合成図の再出力でお 手を煩わせました.さらに、気象衛星センター解析課 の鈴木和史氏には衛星画像の解釈などについてコメン トをいただき、また水蒸気画像を提供していただきま した、これらの方々に深く感謝します.

参考文献

- Bader, M. J., G. S. Forbes, J. R. Grant, R. B. E. Lilley, and A. J. Waters (Eds.), 1995: Images in weather forecasting, Cambridge University Press, 499pp.
- Bergeron, T., 1937 : On the physics of fronts, Bull. Amer. Meteor. Soc., 18, 265-275.
- Bjerknes, J. and H. Solberg, 1921 : Meteorological conditions for the formation of rain, Geofysiske Publikasjoner, Norske Videnkaps-Akad., Oslo, 2, No. 3, 1-60.
- Bluestein, H. B., 1993 : Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes, Volume II : Observations and theory of weather systems. Oxford University Press, 594pp.
- Browning, K. A., 1985 : Conceptual models of precipitation systems, Meteor. Mag., **114**, 293-319.
- Browning, K. A., 1990 : Organization of clouds and precipitation in extratropical cyclones, Extratropical Cyclones : the Eric Palmen Memorial Volume, C.W. Newton and E.O. Holopainen Eds., American Meteorological Society, 129-153.
- Browning, K. A. and G. A. Monk, 1982: A simple model for the synoptic analysis of cold fronts,

Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 108, 435-452.

- Browning, K. A. and N. M. Roberts, 1994 : Structure of a frontal cyclone, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 120, 1535-1557.
- Browning, K. A., S. P. Ballard and C. S. Davitt, 1997 : High-resolution analysis of frontal fracture, Mon. Wea. Rev., **125**, 1212-1230.
- Evans, M. S., D. Keyser, L. F. Bosart, and G. M. Lackmann, 1994 : A satellite-derived classification scheme for rapid maritime cyclogenesis, Mon. Wea. Rev., **122**, 1381-1416.
- 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.
- Kreitzberg, C. W. and H. A. Brown, 1970 : Mesoscale weather systems within an occlusion, J. Appl. Meteor., 9, 417-432.
- 中山 章, 1968:総観的立場から見た雲, 気象研究ノート, (96), 129-243.
- 二宮洸三, 1979: 大規模低気圧に伴う豪雨, 気象研究ノー

ト, (138), 142-170.

- Nozumi, Y. and H. Arakawa, 1968 : Prefrontal rainbands located in the warm sector of subtropical cyclones over the ocean, J. Geophys. Res., **73**, 487-492.
- 岡林俊男,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.
- Sansom, H. W., 1951 : A study of cold fronts over the British Isles, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., **77**, 96–120.
- Shapiro, M. A. and D. Keyser, 1990 Fronts, jet streams and the tropopause, Extratropical Cyclones the Eric Palmen Memorial Volume, C. W. Newton and E. O. Holopainen Eds., American Meteorological Society, 167-191.
- Uccellini, L. W., 1990 : Processes contributing to the rapid development of extratropical cyclones, Extratropical Cyclones : the Eric Palmen Memorial Volume, C. W. Newton and E. O. Holopainen Eds., American Meteorological Society, 81-105.

Synoptic Analysis of Extratropical Cyclones with the Split Front System

Naoko Kitabatake*and Kiyoshi Mitsui**

- * (Corresponding author) Meteorological College (Present affiliation: Typhoon Research Department, Meteorological Research Institute, Tsukuba 305-0052, Japan.)
- ** Meteorological College (Present affiliation: Shimonoseki Local Meteorological Observatory) .

(Received 4 November 1997; Accepted 10 March 1998)