晩秋に日本海で急発達した低気圧の構造

北 畠 尚 子*・三 井 清**

要 旨

1995年11月7日から8日にかけて日本海で急発達した低気圧について,総観~メソαスケールの前線の構造を中心に解析を行った.日本付近にはもともと南北2組のジェット・前線系があり,低気圧は北側のジェット・前線系に発生したもので,最盛期には南の前線系の雲とともに1つの閉塞した低気圧の雲パターンになった instant occlusion であった.実際には、地上低気圧に伴う(北の系の)下層前線は最盛期にもかなりの温度傾度を持ち、閉塞はしておらず frontal fracture もなかった.閉塞前線の雲のように見えたのは実は上空の寒冷前線(UCF)の雲で、南の系の前線の遷移層から北上・上昇した高 θ_e 空気と,dry intrusion とによって生じたものである.この新たな高 θ_e 気流とそれに伴う雲の発達が、低気圧・前線系全体の発達に寄与したことが考えられる.

1. はじめに

温帯低気圧は、日本ではノルウェー学派の低気圧モ デルや傾圧不安定理論によって画一的に説明されてき たが、実際には事例によって発生や発達・衰弱の過程 が大きく異なる.欧米では最近20年ほどの間に、温帯 低気圧の総観~メソαスケール構造や発達過程に違 いがあることが示されてきた.北畠・三井(1998)は、 日本付近の低気圧の構造についても、上空の流れと関 係して違いが生じている事例を示した.これらの低気 圧はそれぞれ、上空の一本のジェット気流と、下層の 一連の前線帯とに関連したものと考えられ、比較的単 純な構造を持った事例であった.しかし、日本付近は 中緯度の他の地域と同様、複数のジェット・前線系が 複雑に関係するため、低気圧の構造や発達は事例ごと の違いが大きいはずである.

ここでは、2組のジェット・前線系が関連する事例 として、1995年11月7日から9日にかけて日本近海を 通過した低気圧について解析を行った.この低気圧は、 日本海で急速に発達し(第1図)、最低気圧はサハリン

* 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).

-1998年4月10日受領--1998年8月14日受理-

© 1998 日本気象学会

1998 年 11 月

近海で8日21時に946 hPa に達した. このため稚内の 8日の最大瞬間風速が44.9 m/s となるなど,北日本を 中心に広い範囲で強い風が吹いた. 発達率は7日09時 から8日09時(日本標準時. 以後同じ)までで44 hPa/ 24 h であり, Sanders and Gyakum (1980)の定義に よる"bomb"(爆弾低気圧)に当てはまる.

この低気圧自体は1組の前線(F_N)を伴っていたが, その南にも別の前線(Fs)が存在した(第1図) これ らは地上天気図では離れていて、衛星画像(第2図) でも7日09時にはそれぞれの前線に対応した雲(C_N Cs) が存在し、北と南の雲域が離れていた。しかし7 日21時にはそれらの中間に活発な雲(C_M)が発生し、 8日09時にはこれらの雲が1組の閉塞した低気圧の雲 のパターンのようになって、複数の前線系が一連の現 象となったように見える。地上の2組の前線系それぞ れに伴う雲が1つの閉塞した低気圧の雲のように変化 するという点ではこれは instant occlusion の1つの 形である(例えば McGinnigle et al., 1988). 一方, 北側の前線の傾圧性が大きく、その上の低気圧が主と して発達したという点では例えば Takayabu (1991) の「カップリング発達」とは異なる。この低気圧の構 造とその変化について、気象庁の現業の観測データを 用いて解析を行う.

晩秋に日本海で急発達した低気圧の構造



第1図 1995年11月7日09時~8日09時の地上天 気図.実線は等圧線(4hPaごと).詳細 は本文参照.(a)7日09時,(b)7日21時, (c)8日09時.

2. 総観場の変化

この事例について見るために、まず、12時間毎の850 hPa 面 (対流圏下層) と300 hPa 面 (対流圏上層)の変



 第2図 第1図と同時刻の静止気象衛星の赤 外画像. 図中の記号は本文を参照.
(a)7日09時,(b)7日21時,(c)8日09時.

- 化を, 雲の分布(第2図)と対応させて見る.
 - 2.1 850 hPa 面
 - 第1図・第2図と同じ時刻の850hPa面の天気図を,

第3図に示す.7日09時(第3図a)には、大陸から 強い寒気が南下しており、3°Cの等温線にほぼ対応す る位置で風のシアーも明瞭で、下層寒気の先端として の前線となっている.これは第2図の C_N の南端にほぼ 相当し、第1図の F_N に対応する.この前線は日本海北 部から北海道の北で水平温度傾度と暖気移流の大きい 顕著な温暖前線となっている。

この前線とは別に、水平温度傾度の大きい領域がも う1か所、おおむね9°Cから15°Cの等温線の付近に見 られ、そこには第2図の C_s が位置する.したがって、 この前線帯(遷移帯)の南端は別の前線(F_s)である と考えられる.地上天気図(第1図)の $F_N \cdot F_s$ は、前 線面の傾斜が1/50~1/200程度とされていることから、 850 hPa 面の前線から暖気側へ100~数百 km 程度離 れた位置を目安に、地上(船舶)気象観測データを参 照して決めたものである.

7日21時(第3図b)には,西日本で F_s の遷移帯の 北に F_N (850 hPa の3°C線)が達し,その西では温度 場からは2組の前線が一連のものとなったように見え る.このため、「前線帯の南端」としての前線としては, F_N は35°N以南では不明瞭になっている.実際,第2図 bでもそれぞれの前線に対応する雲 $C_N \ge C_s$ が西日本 で接近している.ただし,この時刻には前章で述べた ように新たな雲 C_M が発生しているが,850 hPa 面の温 度場ではそれに対応した新たな前線などは見られな い.

8日09時には、 $F_N \cdot F_s$ 共に東へと進み(第3図c), それらに対応した雲も、 C_M も含めて東〜北東進した (第2図c).その結果、地上低気圧の前面には雲頂高 度の高い雲 C_M が分布しているが、低気圧中心付近の 雲は比較的雲頂が低く、乾燥した空気が流入している ことを示す.従来、このような状態は温帯低気圧の閉 塞期に対応するものと考えられている(例えば岡林、 1972).その場合、地上の閉塞前線は雲頂高度の高い雲 C_M の西端の近くに位置するとされている.

また、7日21時と同様、日本の東海上で F_N の寒冷前 線(3°C線)が F_S の遷移帯に達し、40°N以南では一連 の寒冷前線のようになっている。しかし、40°N以北で は、稚内の西の低気圧中心付近を3°C線が通り、その 西側で温度傾度が大きく、東側は暖域となっている。 ここからは、 F_N の前線系は雲頂の高い雲の分布には関 係なく閉塞していないと言える。また、 F_S の前線系 (15°C線)も日本の東では30~35°Nに存在し、前の時刻 と同様に北海道の東の雲 C_M は850 hPa 面の温度場で



第3図 1995年11月7日09時~8日09時の850 hPa 面天気図. 実線は等高線(60 m ご と),破線は等温線(3°Cごと). ●は 湿数(気温と露点の差)3°C以下の地 点,○は15°C以上の地点.長矢羽根は 10ノット,短矢羽根は5ノット(1ノッ ト=0.51 m/s).(a)7日09時,(b)7日21 時,(c)8日09時.

1998年11月

は説明できないものとなっている.

2.2 300 hPa 面

次に,第1図〜第3図と同じ時刻の300 hPa 面天気 図を第4図に示す.顕著なトラフがシベリアを東進し, その前面にはジェットストリークJ1がある.トラフの 南にも別のジェットストリークJ2があるが,これは6 日21時(図省略)には見られず,シベリアのトラフは もとは顕著な「合流のトラフ」であった.6日21時ま では,トラフの南側の35°N帯は最大風速が120ノット 程度で,明瞭なジェットストリークを持たない比較的 まっすぐな亜熱帯ジェット気流の経路となっていた が,7日09時(第4図a)に急にJ2が最大風速150ノッ ト程度まで強まったものである.このジェットスト リークの強化は,下層寒気の南下(第3図a)に伴っ て生じたように見える.

これらのジェットストリークと地上低気圧の位置関 係は、例えば McCallum and Norris (1990) が'standard textbook' idea として「多くの傾圧性擾乱は ジェットの入り口右側かジェット軸の中で発生し、 ジェットの出口左側で発達期を終える|と述べたのと 同様,7日09時(第4図a,及びそれ以前)にはJ1の 入り口右側に地上低気圧が位置し,それ以後はJ2の出 口左側に位置している。このような地上低気圧中心の 南西側での新たなジェットストリークの強化による "dual jet-streak structure"は、例えば Browning and Roberts (1994) にも見られる。またこの位置関係は, 経験的によく言われている「地上低気圧が初めは上空 のジェット軸の暖気側に発生し、発達するにつれて ジェット軸の寒気側に位置するようになる」というこ と(例えば気象庁予報部, 1973, 第5,88図)にも対応 するものである。

なお、7日09時から21時にかけて地上低気圧が「ト ラフ前面の変曲点、J1の入り口右側、J2の出口左側」 に位置したが、これら3つの条件はそれぞれが地上低 気圧の発達に寄与する条件であり(Uccellini, 1990)、 他の地域(北米大陸東岸など)の発達する低気圧にも これらの条件に合うものがある(例えば Kocin *et al.*, 1996で示された superstorm).

一方, 300 hPa 面で J2 の領域では周囲よりも相対的 に気温が高い(第4図の-39°Cの等温線を参照). これ は J2 の最大風速高度がおおむね200~250 hPa 付近で あり, 300 hPa 面では J2 に沿って前線 (水平温度傾度 大)となっているためである. J2 の南側には東西に伸 びるバンド状の雲(第2図の C_s)が位置し,また850



(図 1995年11月 7 日09時~8 日09時 Ø 300 hPa 面天気図. 実線は等高線(120 m ご と),破線は等温線(6°Cごと). 点線は 100ノットと140ノットの等風速線.×は 同時刻の地上低気圧の位置.(a)7日09時, (b)7日21時,(c)8日09時.

hPa の15~9°Cの前線帯でもある. すなわち地上前線 F_sは、J2 を含む圏界面ジェットとの関連が大きい. 一 方、J2 の領域 (すなわち C_sの北側) は衛星の水蒸気画 像 (図略) では暗域となっていることから、圏界面と 成層圏空気の下降が生じていると考えられる. J2 付近 の昇温のため、J2の出口左側(すなわち地上低気圧の 上空)では暖気移流が強くなっている.これは Boyle and Bosart (1986)が発達する低気圧と関連して指摘 した,300 hPa 面の暖気移流が850 hPa 面の暖気移流 の領域の上空に重なり,背の高い上昇運動を生じさせ る構造になっている.

8日09時(第4図c)には、J1 は弱まったが、その 他の低気圧発達の条件は維持されていた.ただし、300 hPa 面の暖気移流の強い領域が7日21時(第4図b) には日本海北部で、地上低気圧中心と一致していたの に対し、8日09時(第4図c)には暖気移流が最も強 いのはむしろ北海道中部〜東部である.この位置の不 一致は地上低気圧の発達率がこのあと小さくなったこ とと整合する.なお、この時刻の暖気移流最大の領域 は、同じ時刻の発達した雲域(第2図cの C_M)とはよ く一致している.

3.7日21時(急発達期)の構造

前章までで,2組の前線系の間に下層の前線(水平 温度傾度)との対応のよくない雲C_Mが発生したこと を述べた.この雲についてさらに検討するために,低 気圧が日本海で急発達の途上にあった7日21時の日本 付近の前線等の詳細な構造について述べる.

第5図a~cに,この時刻の850,700,500 hPa 面の 相当温位(θ_e)の分布を示す.850 hPa と700 hPa では θ_e 傾度の大きい領域が複数見られ,それらの暖気側の 端としては300 K線と316 K線が前線のように見え る.第5図dには,第5図a~cの θ_e =300 K線及び 316 K線を重ね合わせたものを示しておく.さらに, 500 hPa(第5図c)では日本上空は全般に θ_e 傾度が大 きく,その南の332 K線が前線のようになっている.こ れらと前章の前線や雲との関係について以後で検討す る.

なお,第5図a~cには,地上低気圧の移動に相対 的な風の分布も示す.ここで,地上低気圧の移動は低 気圧の6時間毎の位置から東北東へ15m/sとしてい る.

3.1 地上低気圧に伴う温暖前線

まず,第5図の θ_e =300Kに着目する.同じ時刻の 850 hPa 面である第5図aと第3図bを比較すると, この θ_e =300Kはおおむね3°Cに相当し,第1図の F_N に対応すると考えられる.また第5図dからわかるように, θ_e =300K面は上方ほど北西へと傾き,地上低気 圧の東側である41°N以北では,第7図aの鉛直断面で 稚内と札幌の間のごく下層に見られるように、 F_N の温 暖前線の前線面に対応する。そして暖気側の北日本で は、 $\theta_e = 300 \text{ K}$ 線に向かうような風が吹いていて(第5 図 $\mathbf{a} \sim \mathbf{c}$)、この空気は温暖前線面の上を這い上がって いると考えられる。

この気流に相当する第7図aの秋田・札幌の下層の 湿潤暖気の上には、750 hPa を中心として非常に乾燥 した低 θ。空気が存在する. このために, この断面では 北日本では下層から750 hPa 面までが対流不安定成層 となっている,第7図bで示した,高層風の西北西一東 南東成分では、この対流不安定層が前線に向かう成分 を特に大きく持っていることを示している。また、こ の断面より東の根室・三沢・仙台の断面(図は省略) では、同様の乾燥空気層・対流不安定成層は800 hPa 面 より下に見られ、これらの空気層が日本の東海上から 上昇しながら北西進していることが推測される、この 対流不安定層を形成する乾燥空気は東の高気圧の沈降 を起源としたものであり、またその下の湿潤空気は海 面から水蒸気の補給等を受けたものであろう、この対 流不安定な空気がそのまま北西へ進み、低気圧や温暖 前線付近で上昇して活発な対流を生じさせていること が推測される、つまり、北西方向ほど上へと傾斜した 前線面の上を第8図のC_Nの矢印の方向に上昇しなが ら進んでいる.

Browning (1990) のコンベヤーベルトの考え方によ れば, この気流は低気圧の東側から流入してはいるが θ_e =300 K 面に関しては暖気であることから WCB (warm conveyor belt) であり,これが低気圧・前線 の北側の雲 C_Nを形成している.なお,この前線面に関 する CCB (cold conveyor belt) は, θ_e =300 K 面の 下側(寒気側)の西向きの流れである.第2 図 b で雲 C_Nが前線の北側に分布していること,第4 図でトラフ 前面にジェットストリーク J1 が存在(すなわち「合流 のトラフ」である)し、その入り口に地上低気圧が位 置することは、北畠・三井(1998)のアナフロントを 持つ低気圧の事例と共通している.

3.2 西日本の寒冷前線

次に、 F_N の寒冷前線側について検討する.第5図d では、 θ_e =300K面は西日本〜朝鮮半島でも上空ほど 北西に傾いているが、それらの地域の風は第5図a ~cでは前線を追い越す方向であり、暖気が前線面を 後方へと上昇することを示していない.また、衛星赤 外画像(第2図)でも、雲 C_N は前の時刻から前線 F_N の 後面(北西側)に分布しているものの、40°Nより南で



第5図 1995年11月7日21時の θ_eの分布.(a) 850 hPa 面.θ_e(K)は4度ごと,太線は16度ごと.矢羽根は日本海を移動する低気圧に相対的な風,(b)(a)と同じ.ただし700 hPa 面,(c)(a)と同じ.ただし500 hPa 面,(d) θ_e=300 K (北西側) 及び316 K (南東側,太線)の等値線.実線は850 hPa 面,破線は700 hPa ・ 面,点線は500 hPa 面.

は雲頂高度が低くなり(雲の白さが少なくなり),また 第2.2節で述べたように水蒸気画像では朝鮮半島の南 が暗域となっていて,地上寒冷前線付近に上空の乾燥 空気が沈降していることを示している.この点では, 前節で述べた F_Nの温暖前線とは異なり,寒冷前線側で はアナフロントの特徴が不明瞭である.

しかし、この時刻のレーダー合成図(第9図)では 山陰地方に幅が狭く明瞭なレインバンド(B1)が見ら れ、また衛星画像でも同じ場所にロープ雲が見られる (ただし第2図bでは分解能の関係で見られない).地 上観測でも、このレインバンドの通過時には気温・風 に顕著な変化が生じた。これは第10図 a の米子の 1 時 間ごとのデータの「寒冷前線通過」時前後にも現れて いる。これらはアナ型寒冷前線の特徴である (Browning, 1990).カタ型寒冷前線ならば、地上前線の位置で は局所的な強い上昇流は生じにくく(第11図 a を参 照)、また寒気側の空気が沈降により昇温する傾向があ るので、上述のような前線に伴う変化は不明瞭になる はずである。

ここで、米子測候所(位置は第6図を参照)の地上

10



第6図第7図・第14図の鉛直断面と第10図・第
13図の時系列に示した観測地点の位置。
WAK:稚内, SAP:札幌, NEM:根室,
SUT:寿都, AKI:秋田, WAJ:輪島,
YON:米子, FUK:福岡, CHE:済州。



湿度(30%と70%),(b)実線は止の西北西 風成分(10 m/sごと),破線は負の西北西 風成分(東南東風, 10 m/sごと). 点線は 16度ごとの θ_e(第7図a参照). 斜線部は 対流不安定層(∂θ_e/∂p>0).



第8図
第2図bの雲 C_N, C_M, C_sを形成する湿潤
空気の,移動する地上低気圧に相対的な
流れ(幅の広い矢印).図中の教字はそれ
ぞれの気流の特徴的な θ_e(K).前線記号
は第1図bを参照.

気象観測では、寒冷前線の通過は20時50分とされてい る(第10図 a の寒冷前線記号).したがって、第10図 a の米子の「21時の観測値」は寒冷前線通過「後」のも のである.一方、「21時の高層気象観測」の気球放球は 20時30分であり、第3図b・第5図・第7図の米子の 観測値は同じ「21時」のものではあるが寒冷前線通過 「前」であることに注意が必要である。

第7図bの前線に垂直な成分の風速を詳細に見る と、レインバンド後面の福岡・済州島の下層の風速は、 レインバンドの1時間ごとの動きから算出される移動 速度(東南東へ22 m/s)とほぼ同じで、レインバンド の移動が後面の寒気に支配されていることが示され る. また, 米子では, 900 hPa 面より下層の風はレイン バンドに向かう成分が10m/s以上あることになり、こ れらのことから最下層ではアナ型寒冷前線の性質を持 つことになる、このレインバンドのエコー頂高度は4 km 程度で、米子上空の650 hPa 面より上の風がレイ ンバンドを追い越すような成分を持ち,また低 θ_e・乾 燥の空気(水蒸気画像の暗域を形成するもので, Browning, 1990の dry intrusion に対応) が600 hPa 面より 上に存在することと整合する. すなわち, 第8図のよ うに、相対的に前線に向かう方向に下層から斜めに上 昇する C_Nの気流の上へと乾燥空気が流入していると 考えられる。

このような、最下層ではアナフロントだが上空では



第9図 1995年11月7日21時のレーダーエコー合成図. B1-B1 及び B2-B2 はレイン バンドを表す(詳細は本文を参照).

カタフロントの性質を持つ前線は,Browning (1997) が pure kata-と pure ana-の中間として示したモデル (第11図 b) に相当する.

3.3 中上層の前線と日本の南の下層前線

前の2つの節では、第1図の F_N に着目した.一方、 第2章ではそれとは別の前線にも着目していた.地上 (下層)前線 F_s と、300 hPa 面の前線である.第7図a では、400 hPa より上空で θ_e =332 K が、上側が湿潤な 前線性の安定層として見ることができる.この θ_e = 332 K 線は300 hPa では北日本に位置し,第2.2節の圏 界面ジェット気流に関連する前線に対応する.

同じ θ_e = 332 K 線が, 500 hPa 面 (第5図 c) では日本の南岸に位置している. これは第4図 b の水平温度 傾度から考えられる300 hPa 面の前線とほぼ平行で, その500 km ほど南に位置することになり,少なくとも 対流圏上層から中層までは一連の前線面となっている と考えられる.

一方,この中上層の前線は,第2.2節で述べたように



下層の前線 F_s の位置とも対応し,両者は一連のもので あることが推測される.ただし下層では潮岬の θ_e が約 332 K となっていて(第5 図 a, b),温度場で見た下 層の前線(850 hPa 面については第3 図 b の15°C線を 参照)よりも数百 km 北まで高 θ_e 空気が存在してい る.すなわち θ_e =332 K 面は下層では必ずしも温度場 で見た前線面と一致していない.

3.4 東日本の *θ*e前線

この章のはじめに述べたように,第5図a, b及び 第7図aでは,第3.1節及び第3.2節の $F_N(\theta_e=300 \text{ K})$ と第3.3節の $\theta_e=332 \text{ K}$ の中間で, $\theta_e=316 \text{ K}$ が前線の ような形で東日本に見られる(以後, F_M とする).前節 までで取り上げた前線はすべて,水平温度傾度が大き い領域の暖気側の端に位置していた.これに対してこ の $\theta_e=316 \text{ K}$ 線の前線(F_M)は,同じ850 hPa 面であ



第11図 寒冷前線の断面を、「(a) 純粋なカタフロ ント」から「(c) 純粋なアナフロント」ま でに分類した概念図(Browning, 1997). 矢印は前線に相対的な風の流れを表す。

る第5図aと第3図bを比較すると、9°C線の位置で あり、F_sの遷移帯の中~北端付近に相当する(南端は F_sそのものである).別の言い方をすれば、F_Mは前線 (F_s)の遷移帯の中に生じた「湿度前線」である(第3 図の湿数に注意).地上でも、露点温度と風から、南岸 に前線が解析できる(第1図の太破線).寒気と暖気の 密度差(浮力)による上昇運動と雲の発生を考えれば、 この付近で最も雲が発生しやすい地域は、最も気温の 高い地域でもある $\theta_e \geq 332$ Kの領域のはずである.し かし実際は、316 K $\leq \theta_e < 332$ Kの領域に活発な雲 C_M (第2図b)が位置している.この雲は第1章で述べた ように新たに発生したもので、何らかの駆動力を考え る必要がある.

この F_M の暖気側の気流,すなわち F_s の遷移帯の中 で生じた本州中部の316 K $\leq \theta_e < 332$ K の強い北向き 気流 (第5図a,第7図a及び第8図の C_M)は,第5 図a では Browning (1990)の前方傾斜上昇型の WCB の特徴が見られる(なお,第2.1節で述べた F_N に関する WCB (第8図の C_N)が, F_M に関しては前線の寒気側 を西向きに進む CCB としての位置関係にある.この ように,WCB や CCB は呼称も含めて相対的なもので ある).これはもともと存在した F_N の暖気側ではある が前の時刻には顕著でなかったことから,低気圧・前 線系全体の発達と構造の変化に伴う副次的なものであ る.その点では,Browning and Roberts (1994)が指 摘した「主たる WCB の底から peel off (剝離)したも の|(2次的な WCB)との類似が考えられる.ここで は、雲 C_s を形成した $\theta_a \ge 332$ K の空気が、もともと存 在したという意味で上の引用の「主たる WCB」に相当 する. C_Mの起源と考えられる本州中部の316 K≦ θ_e < 332 Kの領域は上述のようにFsの遷移帯の内部に位 置するが、水平面で見て「(前線の)寒気側の遷移帯」 というのは鉛直方向で見ると「前線面の下側の遷移層」 なので、Fsの暖気側の WCB の「底」が CMの起源であ ると考えると、上記の引用と矛盾はない、つまり、第 8 図で C_Mは C_sの下から這い出してきたということで ある. ただし, Browning and Roberts (1994) の例で は主たる WCB と peel off した気流との湿球温位の差 がごく小さかったのに対して、この論文の事例では容 易に別の気流と認識できるほど性質の違いが大きい が、二次的な WCB の発達段階の違いが関係している かもしれない。Browning and Roberts(1994)は、peel off して寒気側への暖気の流れが生じる原因として, ジェットストリークの出口に生じる非地衡風循環 (Uccellini and Johnson, 1979) と、地表面摩擦をあ げている. この事例の場合もジェットストリーク J2の 出口にあたる(第4図b).

θe = 316 K線は, 第5図dと第7図aで見ると, 東日 本では温暖前線状の構造を持ち、中部地方(寒冷前線 側)では下層よりも中層の方が東側に位置するという, 北畠・三井(1998)のスプリットフロントの事例と類 似した分布をしている。同時刻のレーダー合成図(第 9図)では、北陸から紀伊半島に活発な対流雲を含む 幅の広いレインバンド(B2)が広がっており,また東 北地方南部には東西方向に伸びるレインバンドもあ る。これらのエコー頂高度は高いところで8km 程度 である. この高度は, 第7図 a で400 hPa 面より上空に 見られる θ_e=332 K 付近の安定層に対応し,その高度 が対流の上限であることを意味する、これらのことか ら, 中部地方のレインバンドと θe=316 K の前線は, は じめに存在した中上層の前線そのものではなく, F_Nと の間に, スプリットフロント化しつつある F_Nの前方の 「上空の寒冷前線(UCF)」として生じたものと考えら れる. 第7図 a で福岡・米子の500 hPa 付近から輪島の 400 hPa へと指向する乾燥・低 6.空気が,いったん下降 した後に上昇する dry intrusion に相当する.上述の下 層の強い北向き気流には, UCF 前面の対流混合による 上空の運動量の下向き輸送も寄与しているであろう (第7図aの輪島の風向が850hPaから300hPaまで ほぼ一様であることに注意). 東北地方南部のレインバ ンドは同じ $\theta_{e} = 316 \text{ K}$ の前線 (F_{M}) の温暖前線側 (第 7図aの輪島と秋田の間の & 傾度の大きい部分)に関 連していると考えることができる.

第9図で幅の広いレインバンドB2が通過中の輪島 では、その後に気温・露点が上昇し南南西の風がやや 強まり(第10図bのWF_M),その状態が地上寒冷前線 通過まで2時間ほど続いている.このことから、レイ ンバンド B2 は顕著であるが地上寒冷前線とは関係な いことが示される(ただしこの時刻の気象庁印刷天気 図には、B2の位置に地上寒冷前線が解析されている). このむしろ温暖前線通過のような変化は、上述の強い 北向き気流に対応するもので、平面的に見ればF_Mの 暖域の空気が流入したものと考えることができる. す なわち, UCF 前面の強い北向き気流により, 高 θ。空気 を北側の Fxの暖域に送り込んでいることになる、この ことが低気圧の発達に寄与していることは容易に推測 できる。また、この低気圧(・前線系)に関連する降 水エコーのほとんどが、本来の定義による前線である F_{N} (•F_s) でなく,その中間の F_{M} に関連しているよう に見えることも顕著な特徴である.

4.8日09時(最盛期)の低気圧中心付近の構造

この時刻には、地上低気圧中心は稚内付近にまで進み(第1図 c)、いまだ発達中であった。第2.1節で述べたように、この時刻には雲画像(第2図 c)では低気圧は閉塞したように見えるが、850 hPa 面(第3図 c)の温度場では低気圧は閉塞せず、第1図 c のように F_N の寒冷前線が北海道を通過中であるように見える。この章ではその段階の構造について述べる.

この時刻の気象官署の地上気象観測(第12図)によ り詳細に見ると、北海道の南西側では気温・露点が低 く、逆に稚内を含む北東側では露点が10°C前後あるこ とから、図のように地上寒冷前線が北海道を北西〜南 東へと伸び、温暖前線は北海道の北にあると考えられ る。低気圧中心に近い稚内では、第13図 b の気温・露 点と風向の時計回りの変化から、あまり顕著ではない が温暖前線・寒冷前線がそれぞれ WF_N・CF_Nの時刻の ころに通過したと考えられる。このうち寒冷前線は、 通過のタイミングと気温・露点から、7日夜から8日 早朝にかけて日本海側の各気象官署で観測された寒冷 前線(第10図の米子・輪島と第13図 a の寿都の寒冷前 線通過も含む)と一連の現象と考えられる。ここから、 F_Nは低気圧中心付近でもかなりの水平温度傾度を 持っていたと言える。

さらに、この時刻について第7図aと同様の鉛直断



第12図 1995年11月8日09時の地上気象観測.各 地点の左上の数字は気温,左下の数字は 露点(共に℃).実線は等圧線(4hPaごと),波線は雲頂高度の高い雲の西端(第 2図cを参照).

面図を第14図に示す.輪島・秋田では地上から500 hPa 面まで寒気ドームとなっており,その上空は暖気と なっている.この暖気はジェットストリークJ2(第4 図 c)に関連したものである(第2.2節参照).一方, 寒気ドームの下層寒気は札幌上空に流入し始めてい る.すなわちその下層寒気の先端が前線 F_Nとなってい ることになる.この時刻の札幌上空で最も寒気移流が 強いのは,鉛直シアーから700~500 hPa の間の高度で ある.これは θ_e =300 K に対応し,7日21時の F_N(第 3.1節)に一致する.同様の下層寒気は8日09時の時点 で稚内上空に流入しておらず,この図からもこの時刻 の稚内は F_Nに対して暖域であることになる.

さらに、札幌の中層には顕著な沈降性逆転層(図は 省略)と、その上に乾燥した空気が存在している(第 14図の600 hPaより上).同様の乾燥空気は稚内上空を もおおっている.低気圧中心付近に雲頂高度の高い雲 が少なくなっているのはこの乾燥空気に対応してい る.同様の乾燥空気の一部はさらに根室上空にも達し ている.この乾燥空気は低 & (300~316 K)で、第3.4 節の dry intrusion と同様のものである.そしてその下 層が湿潤・高 & であることから、スプリットフロント の形となっていて、UCF が根室付近に達している.





ところで,この章のはじめに述べたように,この時 刻の衛星画像(第2図c)ではC_Mは「閉塞前線(の前 面)の雲」と考えられる分布となっている.実際,こ の時刻の気象庁印刷天気図では C_M のほぼ後端の位置 に閉塞前線が解析されている.しかしこの雲はそれ以 前の時間変化を連続して見ると、12時間前にスプリッ トフロント (θ_e =316 K)の UCF に対応して東日本に 発生していた第2図bの C_M が移動していったもので ある.従って、第2図cの C_M が閉塞前線の雲でなくス プリットフロントの雲であると考えるのはごく自然で ある.この雲頂高度の高い雲に対応する湿潤域が、第 14図の根室上空で400~300 hPaの高度に見られるが、 これは θ_e =320 K に対応しており、12時間前の θ_e = 316 K の前線 (F_M)と同じものであると考えられる(第 12図の雲の後端にも注意).

このように、少なくともこの時刻までは、地上低気 圧中心付近では下層でかなり明瞭な温暖前線・寒冷前 線を持つ古典的な構造を持ち、一方中上層では乾燥し た空気が広く流入していた.北米大陸東岸の bomb(爆 弾低気圧)として知られる"Presidents' Day snowstorm"(Bosart, 1981)や"QE II storm"(Gyakum, 1983;1991)では、急発達開始期に低気圧中心付近で 対流雲が発生し、また低気圧急発達期には暖気核構造 を持ち低気圧中心に眼が見られるという熱帯低気圧に 似た構造を持っていたことが指摘されており、また発 達する低気圧では寒冷前線の fracture が生じる傾向 がある(Shapiro and Keyser, 1990)とされているが、 今回の事例はそれらとは異なる特徴を持つと言える.

5. instant occlusion に関する考察

第1章で触れたように、2組の(低気圧・)前線系 の雲が接近して1つの閉塞した低気圧のような雲パ ターンになることは、instant occlusion と呼ばれてい る.ここでは、 $C_N \ge C_S$ の間に C_M が発生することで、 少なくとも見かけは一連の現象となった.この C_M は 日本海の地上低気圧の本来の前線系である F_N の暖気 内の流れだが、 F_S の遷移層を起源とするという意味 で、南の F_S とも関連している.そして C_M での潜熱の放 出が低気圧の発達に寄与しているであろう.

言い換えると、この低気圧は、本来は前線帯 F_N に関 連して雲 C_N を伴い発生・発達してきたもので、これだ けなら「合流のトラフ」前面の低気圧(北畠・三井、 1998)の典型的な形として発達したかもしれない。し かし、その南に別のジェット・前線(F_s)系が存在し た(すなわちさらに高温・湿潤な気団が存在した)た めに、それとの中間に活発な雲 C_M が発生・発達して、 低気圧・前線系全体の発達を強めたことが考えられる. Evans et al. (1994) は北西大西洋の事例を中心に, 急発達した低気圧を4つのカテゴリーに分類し,その うち1つを instant occlusion としており,また前章の 最後に触れた "Presidents' Day snowstorm"や "QE II storm"をそれぞれ別のカテゴリーに含めている.こ のことから,今回のような instant occlusion は低気圧 の急発達に関係しやすいが,低気圧の急発達には様々 な過程がありうるということも認識すべきである.

一方, Bader et al. (1995) 第5.2節でも, 低気圧の 発達過程の分類を異なる基準で行っていて、そのうち の1つを "instant occlusion cyclogenesis" としてい る。そしてそのケースについて、「下層の前線の上空に 別の前線が現れるのでスプリットフロントと間違えや すい」としている これに対して、今回の事例は、 "instant occlusion cyclogenesis" であり、なおかつス プリットフロントも生じたという複雑な構造となって いる しかし、McGinnigle et al. (1988) をもとにし た Bader et al. (1995) の instant occlusion cyclogenesisの概念モデルでも、2組の前線系の間に乾燥空気が 流入することが2つの雲域を一連のものにすることに 寄与することは指摘されているので、そこにスプリッ トフロントが生じても不思議はない. すると, Browning and Monk (1982) や北畠・三井 (1998) で UCF が地上前線として解析されていたのと同様, instant occlusion の場合でも UCF が地上寒冷前線や地上閉 寒前線として解析され、本来の寒冷前線が2次前線と 見なされることは、今回の事例に限らずありそうであ 3.

なお、instant occlusion は、雲パターンは閉塞した 低気圧とされているのと同様の形になるが、閉塞前線 が解析されるとは限らない。例えば McGinnigle *et al*. (1988)のモデルでは通常とは逆向きの閉塞前線が解析 されている。また Bader *et al*. (1995)のモデルでは 極側の前線は成熟期まで閉塞しないままである。従っ て、今回の事例も、閉塞していないから instant occlusion ではないとは言えない。

6. まとめ

1995年11月7日から8日にかけて日本海で急発達した低気圧について,総観〜メソαスケールの前線の構造を中心に解析を行った.

日本付近にはもともと南北2組のジェット・前線系 が存在した。問題の低気圧はそのうち北側のジェット のトラフ前面で、ジェットストリークの入り口右側に

発生したもので、後面に強い下層寒気を伴っていたものである。急発達前には2組の前線系の雲は離れていたが、それらの中間に新たに雲が発生して、最盛期には閉塞期の低気圧の雲パターンになった instant occlusion であった。

実際には地上低気圧に伴う下層の前線は、少なくと も最盛期の8日09時までは閉塞はしていなかった。衛 星画像で閉塞前線の雲のように見えた新たな雲が生じ たのは、低気圧に伴う(北の系の)寒冷前線の上空へ 乾燥空気の流入(dry intrusion)があってスプリット フロント化しつつあり、また南の系の前線の遷移層か ら新たな北向きの湿潤気流が生じて、上空の寒冷前線 (UCF)を形成したことによる.これに伴い,下層でも 南の系の前線の寒気側の遷移帯に 6.前線が生じてい た. これらは, 低気圧の南西側に新たに発生したジェッ トストリークの出口に位置していた。またこの雲の上 空の圏界面付近では暖気移流が強く、背の高い上昇運 動を生じさせる場となっていた.低気圧の本来の暖域 の空気よりも高 θ₆空気の北上・上昇による潜熱解放 が、低気圧の近傍で生じたことになり、系全体の発達 に寄与したことが考えられる.

また,地上低気圧付近の下層の前線は dry intrusion などにより変形されてはいたが,閉塞した低気圧(実 はスプリットフロント)の雲パターンになった最盛期 にも,雲頂高度の高い雲の領域と異なる場所でかなり の水平温度傾度を持ち,寒冷前線の移動も前日から追 跡可能で,発達する低気圧に関して生じるとされる寒 冷前線の fracture は起っていなかった.

地上付近の前線と対流圏中上層の前線は必ずしも一 連の運動をするものではなく,発達した(雲頂高度の 高い)雲は地上の前線の指標とはならない。また発達 する低気圧の構造の変化は常に同じではない。閉塞期 の低気圧の構造については,さらに調査が必要である。

謝 辞

レーダーエコー合成図は,気象庁予報課の杉浦伊織 氏(現仙台管区気象台)に提供していただきました. 日本気象協会気象情報部の黒田雄紀氏には示唆に富む コメントをいただきました.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

1998年11月

forecasting, Cambridge University Press, 499 pp.

- Bosart, L. F, 1981 : The Presidents' Day snowstorm of 18-19 February 1979 : A subsynoptic-scale event, Mon. Wea. Rev., 109, 1542-1566.
- Boyle, J. S. and L. F. Bosart, 1986 : Cyclone—anticyclone couplets over North America. Part II : Analysis of a major cyclone event over the eastern United States, Mon. Wea. Rev., **114**, 2432-2465.
- 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., Amer. Meteor. Soc., 129–153.
- Browning, K. A., 1997: The dry intrusion and its effect on the frontal, cloud and precipitation structure of extratropical cyclones, 気象学会つくば大会'97 特別招待講演「雲過程と陸面過程―21世紀への展望―」要旨集, 3-14.
- 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. A. 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.
- Gyakum, J. R., 1983 : On the evolution of the QE II storm. Part I : Synoptic aspects, Mon. Wea. Rev., 111, 1137-1155.
- Gyakum, J. R., 1991 : Meteorological Precursors to the explosive intensification of the QE II storm, Mon. Wea. Rev., 119, 1105-1131.
- 気象庁予報部, 1973:予報作業指針(基礎編), 222 pp.
- 北畠尚子,三井 清,1998:スプリットフロントを伴う 温帯低気圧の総観解析,天気,**45**,455-465.
- Kocin, P. J., P. N. Schumacher, R. F. Morales Jr. and L. W. Uccellini, 1995 : Overview of the 12-14 March 1993 superstorm, Bull. Amer. Meteor. Soc., 76, 165-182.
- McCallum, E. and W. J. T. Norris, 1990 : The storms of January and February 1990, Meteor. Mag., 119, 201–210.
- McGinnigle, J. B., M. B. Young and M. J. Bader, 1988 : The development of instant occlusions in the

840

North Atlantic, Meteor. Mag., 117, 325-341.

- 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),455-491.
- Sanders, F. and J. R. Gyakum, 1980: Synopticdynamic climatology of the "bomb", Mon. Wea. Rev., 108, 1589-1606.
- 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., Amer. Meteor. Soc., 167-191.
- Takayabu, I, 1991: "Coupling development" : An

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

- 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., Amer. Meteor. Soc., 81-105.
- Uccellini, L. W. 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.

Structure of a Rapidly Intensifying Cyclone over the Sea of Japan in Late Autumn

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 10 April 1998; Accepted 14 August 1998)

1999年度春季大会の講演申込締切日のお知らせ

1999年度春季大会は、4月26日(月)~28日(水)に気象庁とKKRホテル東京で開催されます。会期が例年より約1か月早いため、講演申込の締切日は2月10日(水)となります。詳細は12月号で告示します。

講演企画委員会