

1-3. 温帯低気圧の雲と降水

村上 正 隆*

1. はじめに

温帯低気圧は私たちの日々の天気を左右するとともに、降水をもたらす主要な気象擾乱の一つでもあり、古くから関心が払われてきた。Bjerknes and Solberg (1922) が提案した概念モデルがノルウェー学派モデルとして現在でも知られている。Browning (1986) 等によるノルウェー学派モデルに対する一部修正や追加の動きや Shapiro and Keyser (1990) による新しい概念モデルの提案もあったが、温帯低気圧の構造や時間発展にも多様性があり、どのモデルが正しいとは言えないようである。

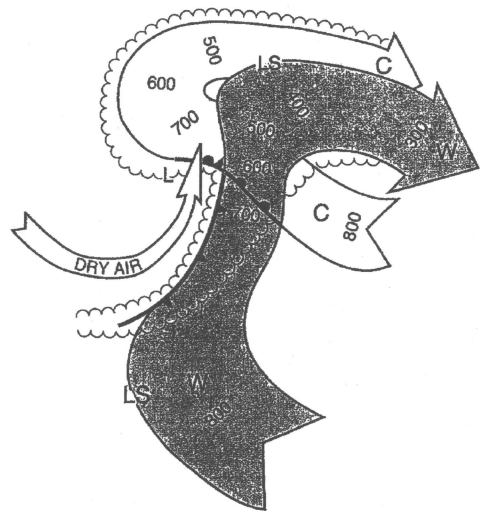
1970年代には米国やイギリスなどで、気象衛星、レーダ、高層観測、地上観測網、航空機などを駆使して温帯低気圧の気流、熱力学構造と雲や降水の分布をメソスケールあるいはマイクロスケールの観点から詳細に調べられるようになった (Browning, 1990; 北畠, 1995; 北畠, 1997)。しかし、我が国においては、一部、気象衛星や数値モデルを用いた研究があるものの、温帯低気圧に伴う雲と降水に関する観測的研究は少ない。

本講演では、まず、欧米における研究成果をもとに、温帯低気圧周辺の雲・降水の水平分布、メソ・マイクロスケールの構造やそのなかで働く主要な降水機構に関してレビューする。つぎに、我が国における研究成果を紹介する。

2. 温帯低気圧の気流構造と雲・降水分布

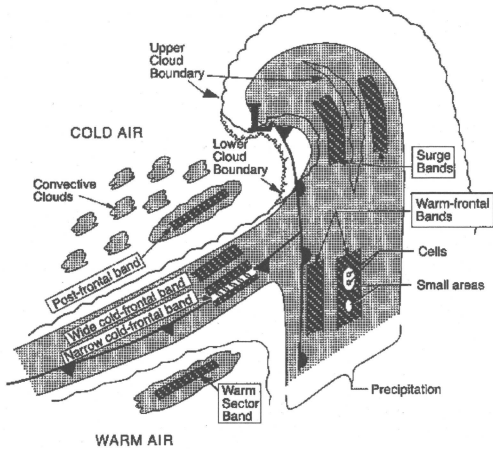
第1, 2図に、閉塞期における温帯低気圧周辺の典型的な気流構造と雲・降水分布を示す。第1図は移動する温帯低気圧に相対的な気流構造を示す。寒冷前線に沿って南側から暖気が北上し、温暖前線面を滑昇し

ながら中部・上部対流圏で偏西風に流され向きを変え東進する。この気流が warm conveyor belt (WCB) と呼ばれ、深い層状雲を形成する。地上の温暖前線の北側の下層寒気は、地上低気圧に相対的に低気圧中心に向かって西進し、低気圧中心付近で上昇し、その後中部・上部対流圏で向きを変えて東進する。この気流が cold conveyor belt (CCB) と呼ばれる。CCBに伴う雲は、低気圧中心の直ぐ北側では下・中層に形成され、その後上昇して偏西風に流される頃には WCB の



第1図 成熟期の温帯低気圧における warm conveyor belt (WCB) と cold conveyor belt (CCB) のモデル (Bader *et al.*, 1995)。図中の W-W は WCB, C-C は CCB を示す。広い矢印上の数字は、コンベアベルトの高度 (hPa) を示す。LS は “limiting streamline”, L は地上低気圧である。WCB が北上するにつれて上昇し、その下方で CCB が西進したあと低気圧中心で上昇している。これらの上昇流で雲が形成される (波線)。

* 気象研究所物理気象研究部,
mamuraka@mri-jma.go.jp
© 2005 日本気象学会



第2図 成熟期の温帯低気圧に伴う雲と降水の概念図 (Houze, 1993).

雲と同程度の雲頂高度となり、これらの雲の境界は不明瞭になる。低気圧に伴う雲システムの後方から寒冷な乾燥空気が侵入してくる。この寒冷空気が対流圏上部あるいは成層圏下部から下降してくるため、非常に乾燥しており dry intrusion と呼ばれる。dry intrusion 自身は雲を形成する気流ではないが、隣接する雲を蒸発させ輪郭をシャープにしたり、下層で WCB とぶつかる場所に寒冷前線を形成したり、下層の暖湿空気塊の上に乗上げて成層を不安定化し対流を引き起こしたりすることで、低気圧発生やそれに伴う雲・降水分布の変化にも大きな役割を果たしている。

次に閉塞期の温帯低気圧に伴う典型的な雲と降水分布を第2図に示す。波線が雲域の輪郭、薄い陰影部が地上降水域、濃い陰影部が比較的強い降水域を示す。比較的強い降水帯として典型的なものは、地上の温暖前線の前方に出現する warm-frontal rainband、地上の寒冷前線に対応する narrow cold-frontal rainband、その後方の wide-cold-frontal rainband、閉塞前線の前方に出現する surge band などがある。こ

れらは、温帯低気圧とそれから延びる前線に伴う降水域内に見られるものである。その他に暖域内に出現する warm sector rainband や寒冷前線後方の寒気内に出現する post-cold-frontal rainband 等が知られている。

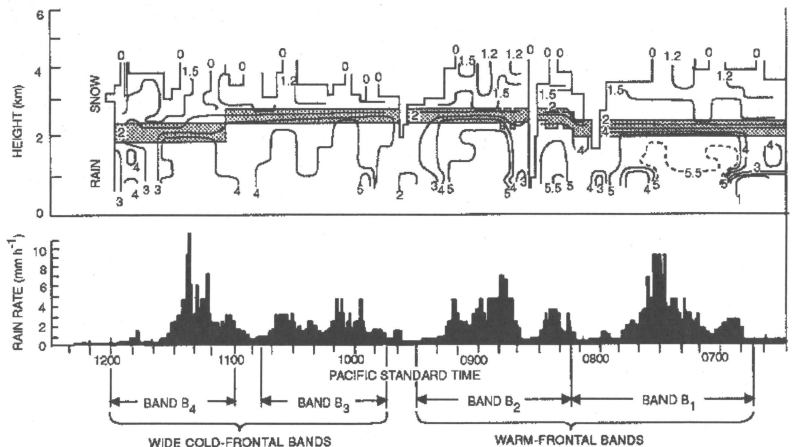
第3図は、第2図に示したような温帯低気圧が通過する際に鉛直上向きのドップラーレーダで観測した降水粒子のドップラー速度と地上の降水強度の時間変化を示す。約6時間に warm-frontal rainband が2本、cold-frontal rainband が2本通過している。降水粒子の落下速度の鉛直傾度で定義される融解層がこの期間を通じて存在することからも、温帯低気圧とそれから伸びる前線帯に伴う降水域に見られるこれらの rainband は、強い対流が線上に並んだ narrow cold-frontal rainband (ここでは観測されていない) を除くと、本質的には層状性降水が強化されたものと見なすことができる。

次に、気象衛星や高層観測に加えて、ドップラーレーダ観測、航空機観測から得られたデータに基づいて雲・降水のメソ・マイクロスケール構造を詳しく見てみる。

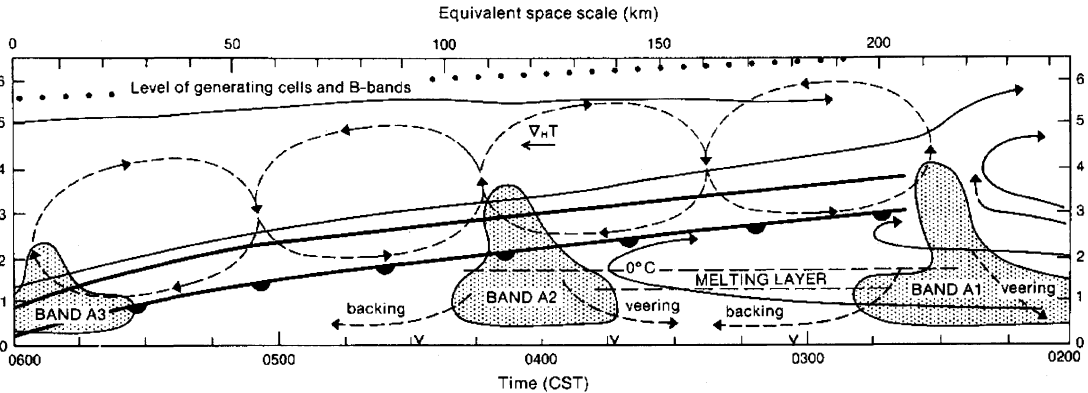
3. 温帯低気圧に伴う雲・降水のメソ・マイクロスケール構造

3.1 温暖前線に伴う雲・降水

2台のドップラーレーダによる観測から求められ



第3図 温帯低気圧がワシントン州シアトル上空を通過中の鉛直上向きのドップラーレーダデータの時間高度断面図と雨量計データ (Houze, 1993). レーダデータは10分間平均の降水粒子の落下速度 (ms^{-1}). 陰影部は落下速度の鉛直傾度の大きいところで定義した融解層。レーダで検出された降水域の境界を数値ゼロの等値線で示す。



第4図 時空変換により求めた3つの warm-frontal rainband (A1, A2, A3) を含む温暖前線の断面図 (Heymfield, 1979). 温暖前線帯の上面と底面を太い実線で示す. 前線に相対的な大規模な流れは細い実線の流線で, rainband (軸はこの図の面に直角) に伴う2次的な循環は破線の流線で示す.

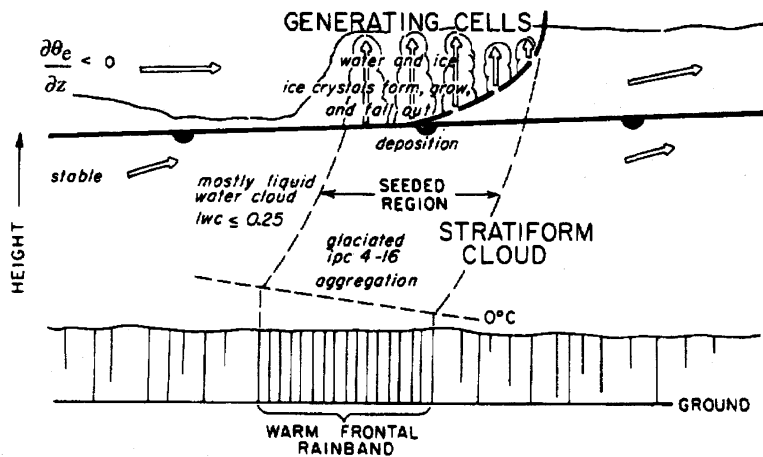
た, 温暖前線に伴う降水域の時間高度断面を第4図に示す. 約100 km 間隔で warm-frontal rainband が存在し, その走向は地上の温暖前線にほぼ平行であった. rainband 内の上昇流域は前線帯の上の WCB 内に位置し, 最大で $40\sim 50 \text{ cm s}^{-1}$ であった. 高度 $5\sim 6 \text{ km}$ 以上には generating cell も観測された. 前線帯の下方には降雪粒子の融解冷却に起因すると思われる別の循環も見られる.

第5図にもう少し細かなスケールの雲・降水の鉛直構造と降水機構を示す. 上空の generating cell から比較的高濃度の氷晶が降ってくる領域では, 過冷却雲粒は存在せず, 昇華凝結により降雪粒子が成長しているが, それ以外の部分では過冷却雲粒が存在し, 降雪粒子の雲粒捕捉成長や雲粒同士の衝突併合により生成された雨滴の雲粒捕捉成長が卓越している. 温暖前線に伴う降水域 (rainband) がすべてここに示したように比較的背の低いものではなく, 背の高い降水域の場合は, 4節で日本の温暖前線雲の例で示すように, 過冷却雲粒はほとんど存在せず昇華凝結による成長が卓

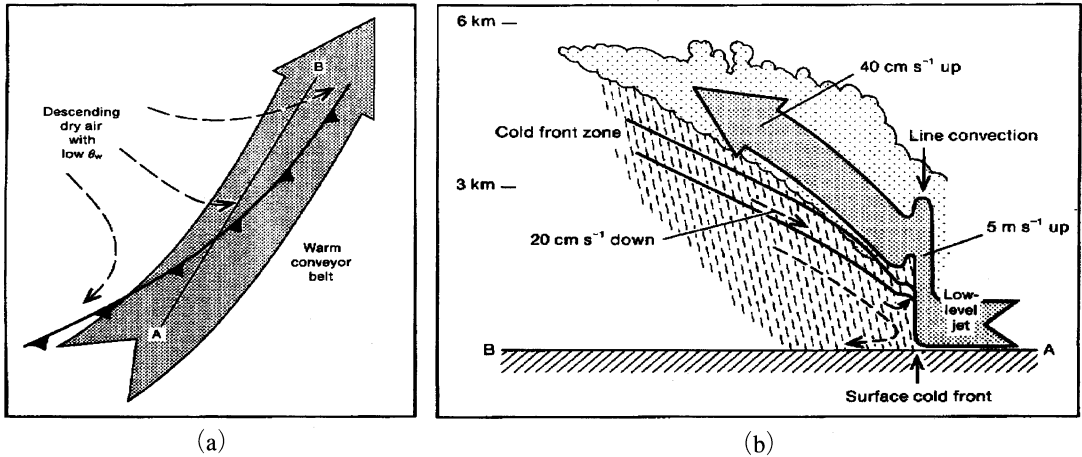
越している. generating cell の成因として, 対称不安定や安定成層をした WCB 内の重力波の伝播などが考えられている.

3.2 寒冷前線に伴う雲・降水

寒冷前線に伴う rainband は一般的に地上の前線に対応する幅数 km の narrow cold-frontal rainband とその後方に現れる幅数10 km の wide cold-frontal rainband からなることが多い. このような rainband の分布は第6図に示すアナ型寒冷前線によってもたら



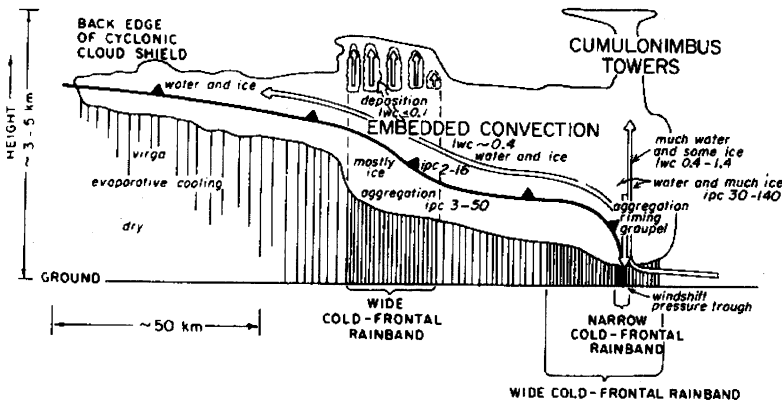
第5図 ワシントン州上空を通過した前線性低気圧の航空機およびレーウィンゾンデ観測から得られた warm-frontal rainband の雲・降水・熱力学構造の模式図 (Matejka et al., 1980). 雲底下の縦縞は降水を表し, その間隔は降水強度を意味する. 温暖前線から分岐している太い破線は, 対流不安定な成層をしている乾燥空気侵入の先端部を示す. このなかで generating cell が形成される. 氷晶・雪粒子の数濃度 (ipc) は1リッターあたりの個数, 雲水量 (lwc) は gm^{-3} の単位で示す. rainband の移動は左から右方向へ. 白抜き矢印は気流を示す.



第6図 アナ型寒冷前線における流れの模式図(Browning, 1990). 流れは移動する前線系に相対的に表されている. 太い矢印は, 寒冷前線帯で後方傾斜している warm conveyor belt を示す. その下方を破線で示した寒気が降下している. (a) は平面図, (b) は (a) の A-B に沿った鉛直断面図.

される. アナ型寒冷前線では, 前線前方に位置する WCB の一部またはすべてが, 進入してくる寒気の上を後方に向かって上昇する. WCB と後方から進入する寒気との間の下層収束により狭い範囲に数 m/s の上昇流を持つ強い対流が起り, ときには小さな雹や霰を伴う数 10 mmhr⁻¹ の強い降水をもたらすことがある. その後方では WCB が楔状に進入してくる寒気の上面を上昇流数 10 cm s⁻¹ で滑昇し, 比較的幅の広い降

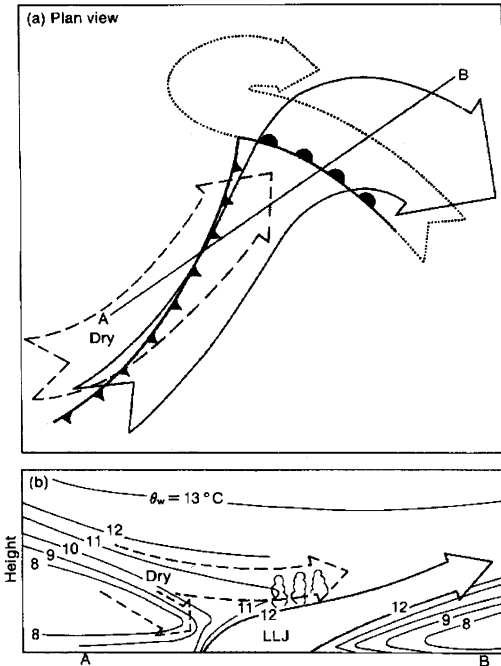
雨域を形成する. 第7図に示すように地上の寒冷前線に対応する narrow cold-frontal rainband では強い上昇流により 1 gm⁻³ を超える雲水が生成される. 温度領域によっては, 雨滴あるいは降雪粒子の雲粒捕捉成長により時には数 10 mmhr⁻¹ の強い降水がもたらされ, 小さな雹や霰を伴うこともある. narrow cold-frontal rainband を形成する対流の深さは WCB の成層に依存し, 安定な成層のときに浅くシャープな rainband となり, 不安定なとき深く少し幅の広い rainband となる. 後方の降雨域は氷晶と過冷却雲粒の混ざった混合雲からなっており, 所々に存在する上部の対流セル (generating cell) から高濃度の氷晶が降ってくる



第7図 航空機, レーダ, その他の地上測器で観測されたワシントン州上空を通過した寒冷前線の雲の内部構造, 気流構造, 降水メカニズム (Matejka *et al.*, 1980). 雲底下の縦縞は降水を表し, その間隔は降水強度を意味する. 白抜き矢印は前線に相対的な気流を示す: 地上の前線上の強い対流性の上昇・下降流, 上空の寒冷前線上の幅の広い上昇流. 氷晶・雪粒子の数濃度 (ipc) は 1 リッターあたりの個数, 雲水量 (lwc) は gm⁻³ の単位で示す. rainband の移動は左から右方向へ. 水平・鉛直スケールは目安であるが, 航空機観測やレーダ観測の典型的な結果を示す.

と降ってくる. seeder-feeder メカニズムで過冷却雲粒のほとんどを消費して降水が強化されている. generating cell の成因として条件付き対称不安定 (Knight and Hobbs, 1988) や前線面の勾配の増加などが考えられる.

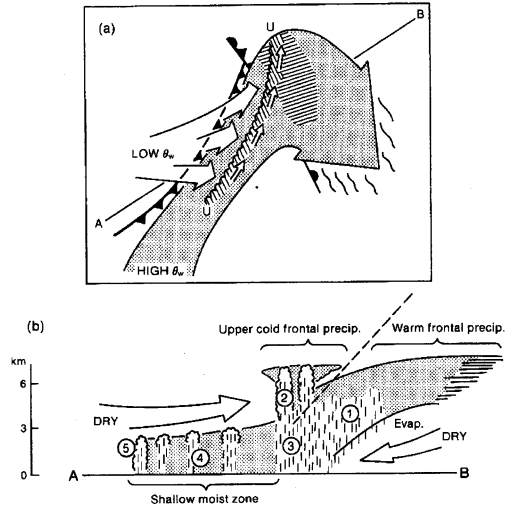
一方, アナ型寒冷前線とは逆に, 第8図に示すよう



第8図 カタ型寒冷前線における流れの模式図 (Browning, 1990). 流れは移動する前線に相対的に表されている. (a) は平面図, (b) は (a) の A-B に沿った鉛直断面図. warm conveyor bely (実線の矢印) が, カタ型寒冷前線の前面で前方傾斜上昇している. さらにその前面では, 温暖前線の前面の寒気の流れ (点線の矢印) の上方を上昇している. 中層の低 θ_w の空気 (破線の矢印) が寒冷前線に乗り上げて WCB の上面で対流不安定をつくりだしている.

に後方の寒気の一部が WCB の上に乗り上げる場合はカタ型寒冷前線と呼ばれる. 対流圏中層から下降してきた低相当温位気塊が, 高相当温位気塊からなる WCB の上に流れ込み, 対流不安定を生成する. WCB の気塊が十分に持ち上げられると不安定が顕在化して対流が発生する. 上空の寒冷前線が地上の前線より先行するためスプリット寒冷前線と呼ばれることもある. このような前線では, 上空および地上の寒冷前線の通過は気温の低下よりも湿度や相当温位の低下として顕著に現れる.

第9図にスプリット寒冷前線に伴う雲・降水の分布を示す. 上空の寒冷前線のすぐ前面には組織化された対流雲があり, 下方の WCB に伴う雲のなかで seeder-feeder メカニズムにより幅の広い rainband を形成する. その後方には背の低い湿潤域があり, 弱



第9図 カタ型寒冷前線における雲・降水 (Browning and Monk, 1982). (a) は平面図, (b) は (a) の A-B に沿った鉛直断面図.

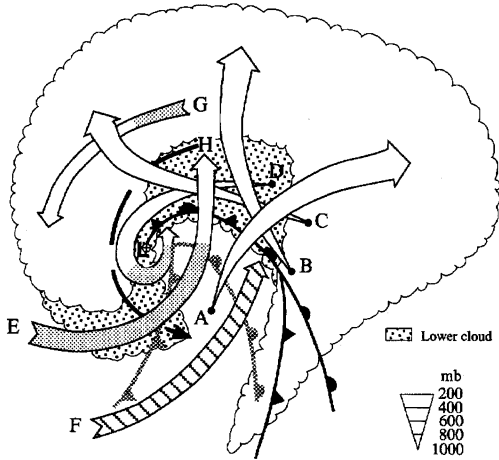
(a) の U-U は上空寒冷前線. 温暖前線前面と U-U に沿った斜影の部分はそれぞれ温暖前線と上空寒冷前線に伴う降水を示している. (b) の図中番号は以下の降水型を意味する.

- ① 温暖前線の降水.
- ② 上空寒冷前線に伴う generating cell からの対流性降水
- ③ 暖気移流域の中を落下する上空寒冷前線からの降水.
- ④ 上空寒冷前線と地上寒冷前線の間の背の低い湿り域 (SMZ). 暖気移流域内に, 主に弱い雨及び霧雨が散在して発生することで特徴づけられる.
- ⑤ 地上寒冷前線本体による背の低い降水.

い対流性の降雨あるいは霧雨域が散在する. さらに後方には地上の寒冷前線に伴う背が低く弱い対流性降水域がある. このようにカタ型寒冷前線では, アナ型寒冷前線と比べ地上の寒冷前線に伴う rainband は遙かに弱いものとなる.

3.3 閉塞前線に伴う雲・降水

古典的な温帯低気圧モデルでは, 閉塞前線は温暖型閉塞と寒冷型閉塞に分類された. しかし, その後, 実際の温帯低気圧では寒冷前線が温暖前線に追いつくという古典的な閉塞は起こっていないのではないかと疑問が投げかけられていたが, 最近ふたたび古典的閉塞過程が支持されるようになってきた. ただし, 温暖型閉塞になるか寒冷型閉塞になるかを決めるのは, 温暖前線前方の寒気と寒冷前線後方の寒気の相対的な温



第10図 閉塞した低気圧内の気流構造を示す模式図 (Kuo *et al.*, 1992). 閉塞前の前線パターンは薄い前線記号で, 閉塞後の前線パターンは濃い前線記号で示す. 矢印で示された流跡線は, 数値モデルから得られたこの間の空気塊の移動を示す. 矢印の幅は右下に示すように高度(気圧)に対応している. 陰影は下降する部分, 白抜きは上昇する部分を示す. 一定高度で移動する部分は斜線で示す. 雲域の境界は波線, 下層雲は点域, 中・上層雲は白抜きで示す.

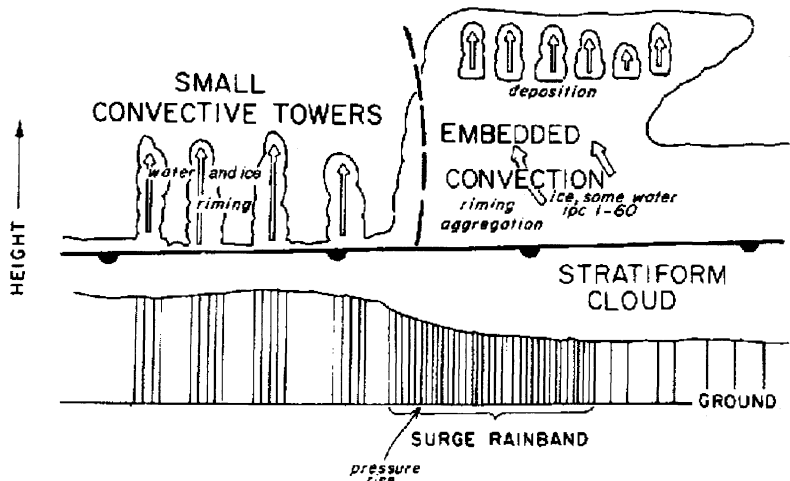
層の雲を示す. 流跡線 E は対流圏上部あるいは成層圏下部から低気圧の西側を下降してくる乾燥空気塊を示す. この乾燥空気塊により低気圧中心から南側に突き出た部分や北東側の一部の雲頂が低く抑え込まれている. この気塊は温暖前線より北側で再びゆっくりと上昇するが, 飽和し雲を生成するまでには至らない. 第10図中の A 点付近を通る南北鉛直断面をみると, 雲・降水の内部構造は第11図のようになる. 温暖前線面上に進入してきた乾燥空気塊の先端付近では雲上部に generating cell が生成し, wide cold-frontal rainband やカタ型寒冷前線に伴う warm sector rainband と同様に, seeder-feeder メカニズムを通して層状性降水が強化される. これが surge rainband とよばれ, 低気圧中心の北東側の背の低い雲域と高い雲域の境界のすぐ前方に形成される. surge rainband 内の主要な降水メカニズムは氷晶の昇華凝結成長であるが, 0.5 gm^{-3} 以下の過冷却雲水も存在することがあり, 雲粒捕捉成長もある程度寄与している.

3.4 暖域内の雲・降水

古典的低気圧モデルでは, 前線から離れた暖域には雲・降水はないと考えられていたが, 今日では衛星やレーダ観測から暖域にも雲・降水が広く分布することがよく知られている. 第2図に示した暖域内の rain-

度差ではなく, これらの寒気内の静的安定度に依存する(安定度の大きな寒気の上に安定度の小さな寒気が乗り上げる)と考えられている. また, 実際の閉塞前線を調べるとほとんどが温暖型閉塞になっていることも報告されている (Stoelinga *et al.*, 2002; 北島, 2003).

数値シミュレーションの結果に基づく閉塞期の低気圧内の空気の流れを第10図に示す. 矢印は閉塞前(灰色の前線記号)と閉塞後(黒色の前線記号)の間の空気塊の流跡を表す. 波線は閉塞後の雲域を示し, 白抜きは中・上層の雲, 点域は下



第11図 surge rainband の鉛直断面(右が北側)を示す模式図 (Matejka *et al.*, 1980). 温暖前線から分岐する太い破線は, 対流不安定な成層をしている乾燥空気侵入の先端部を示す. このなかで浅い対流セルが形成される. 雲の内部構造と主要な降水メカニズムが示されている. 雲低下の縦線は降水を表し, その間隔は降水強度を意味する. 氷晶・雪粒子の数濃度 (ipc) は1リッターあたりの個数で示す. rainband と dry intrusion の移動は左から右方向へ. 白抜きの矢印は空気の運動を示す.

bandの1つは3.2節で説明したカタ型寒冷前線の上空寒冷前線に伴うrainbandである。これは対流圏中・上層に限定された対流によるものであるが、地表付近から対流圏上層まで貫く深い対流にともなうrainbandも暖域内で観測されている (Hobbs *et al.*, 1980, Parsons and Hobbs, 1983)。これらは後方のrainbandで雨の蒸発により生成し流出する冷気が不安定な成層をしたWCB内の空気塊を持ち上げることによって形成されるスコールライン的な線状降水帯と考えられている。またWCBが陸上にかかり、山岳地形を駆け上がる時強い降水をもたらすことはいうまでもない。

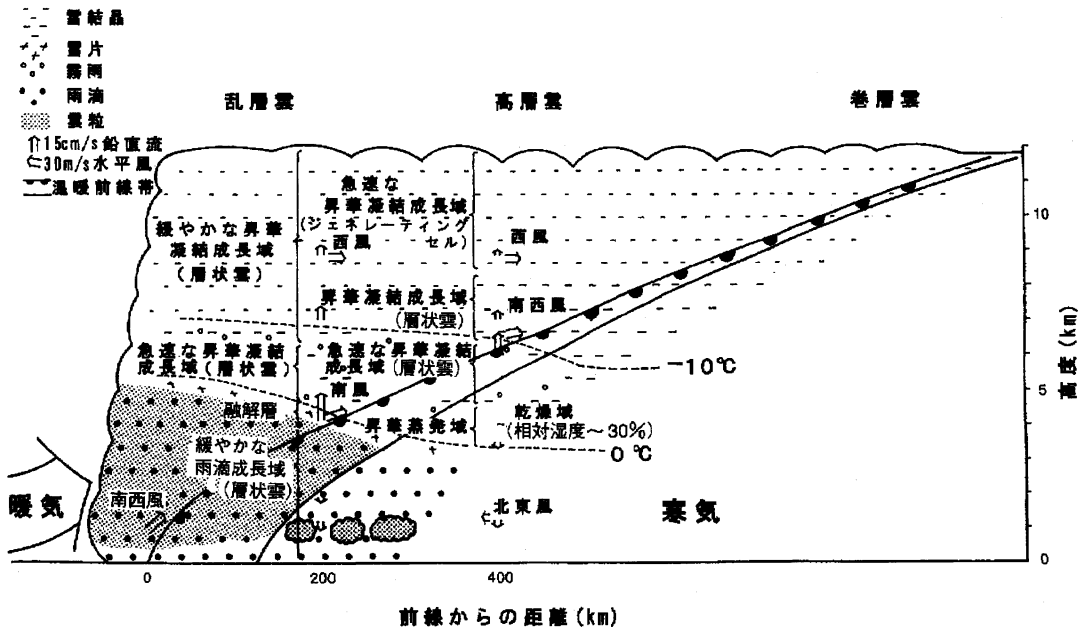
3.5 寒気内の雲・降水

寒冷前線の後面の寒気内に現れる post-frontal rainband は、一般的には寒冷前線を形成している第一陣の寒気とそれよりも寒冷で風速の大きな第二陣の寒気との収束によって形成される。post-frontal rainband 形成に重要なのは温度差ではなく風速差による収束であり、顕著な温度降下が見られない場合もある。そのような収束域が形成されない場合でも、低気圧が暖かい海面上を移動してくるとき、気団変質により対流圏下層の対流混合層内の平均風向に平行な（寒冷前線にほぼ直交する）筋状対流雲や孤立型対流雲が散在することが多い。

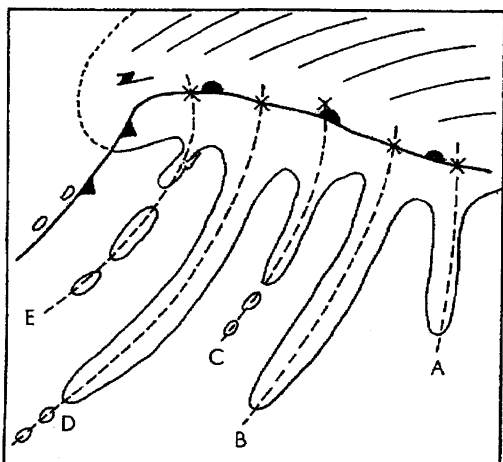
4. 極東（あるいは日本）における温帯低気圧の雲・降水

最初に述べたように日本における温帯低気圧の雲・降水のメソ・マイクロスケール構造に関する観測的研究は、欧米と比べるときわめて少なく、ほかの地域との詳細な比較は難しいといわざるを得ない。ここでは、比較的観測例の多い温暖前線に伴う層状性降水雲の内部構造とレーダ観測の結果から古くから知られていた暖域内の線状降水雲について紹介する。

第12図は、雲粒子ゾンデやドップラーレーダ観測などの結果にもとづく温暖前線に伴う層状性降水雲の内部構造を示す。温暖前線に伴う雲の高度は12 km 以上に達し、雲頂温度も -40°C 以下となっている。温暖前線帯の傾きは1/100程度で、前線帯は地上の前線に近づくにつれて幅広になり不鮮明になる。前線帯の直上では所により 30 cm s^{-1} を超える上昇流がありWCB全層がゆっくりと滑昇している。地上の前線から前方に300 km 以上離れたところでは、WCB内で生成された降水は、前線帯の下方の乾燥空気中で（昇華）蒸発し、地上までは到達しない。300 km 以内に近づくと、地上でも降水を観測できるようになる。層状性降水であるが、時には降水強度が 10 mm hr^{-1} 程度になることもある。雲内で観測される粒子は、氷に対して比較的過飽和



第12図 雲粒子ゾンデ、ドップラーレーダ等による観測結果に基づく関東上空を通過する温暖前線の内部構造と降水機構の概念図 (Murakami *et al.*, 1990)。



第13図 A型低気圧エコーモデル (Nozumi and Arakawa, 1968).

度の条件下で成長した角柱・角板などの雪結晶で、過冷却雲粒はほとんど観測されない。これらの降雪粒子は 0°C 高度の直上で付着併合過程により雪片を形成し急速に粒径を増大するが、その後融解層で融けて雨滴となる。この際、融解の潜熱で大気が冷却され、厚さ数100 mの 0°C 等温層が形成される。等温層直下では成層が不安定になり、浅い対流によるパッチ状の水雲が形成されることもある。地上に到達する降水の約90%は降雪粒子の昇華凝結成長によるもので、降雪粒子や雨滴の雲粒捕捉成長による寄与は小さい。

暖域のrainbandに関しては、日本でも1960年代にすでにレーダ観測にもとづく低気圧モデルが示されていたことが北畠(1997)によって紹介されている。Nozumi and Arakawa (1968)は種子島レーダによる観測結果をもとに、暖域内にスコールラインを伴っているか否かで低気圧を分類した。彼らの結果は、第13図に示すように暖域にスコールラインが存在し地上の寒冷前線に対応する線状エコーは弱いか全く存在しない低気圧が、全体の約8割を占めることを示した。欧米の研究でも暖域内のスコールライン的rainbandの存在は指摘されているが、これが暖域に頻繁に出現するのは暖候期に西日本を通過する低気圧の特徴といえるかもしれない。

5. まとめ

3節では欧米における研究成果を中心に、温帯低気圧の雲と降水のメソ・マイクロスケール構造と降水メカニズムを紹介した。低気圧とそれから延びる前線に

伴う雲域(暖域と寒冷前線後面の寒気内は除く)からの降水は、基本的には層状性降水で、雲域内のrainbandからの降水もnarrow cold-frontal bandを除くと層状性降水の強化されたものと見ることが出来る。主要な降水生成メカニズムは雪粒子の昇華凝結成長で、雪粒子や雨滴の雲粒補足成長は副次的であると考えられる。rainband内ではseeder-feederメカニズムにより層状性降水が強化されていた。

4節では日本における研究として温暖前線に伴う層状性降水雲と暖域のスコールライン的rainbandについて触れた。日本周辺における温帯低気圧の雲・降水に関する研究事例が少ないので厳密な比較は難しいが、温暖前線に伴う雲・降水に関しては、緯度の違いから日本周辺の雲のほうが雲頂高度が高い(雲頂温度が低い)ため氷晶数濃度も高く、降水粒子の成長メカニズムでは昇華凝結成長が一層卓越しているようにみえる。また、暖候期に西日本で観測される低気圧ではWCB内の潜在不安定な成層を反映して暖域におけるスコールライン的rainbandの出現頻度が高いのかもれない。

レビューをしていて一つ意外だったのは、低気圧中心付近の雲・降水に関する研究が殆んど見当たらないことである。雷の分類に渦雷(低気圧雷)という用語もあるように、低気圧中心付近では雷を発生させるような対流雲内における霰などの雲粒捕捉成長があってもいいような気がする。この他にも低気圧の雲・降水に関して、まだ未解明の部分が数多くあるように思える。今後、日本でもドップラーレーダ、高層観測、航空機観測、衛星からの各種リモートセンシング技術を駆使し、低気圧全体から雲の微物理構造までカバーする観測が実施され、この分野の研究が進展することを望みたい。

参考文献

- Bader, M. J., G. S. Forbes, J. R. Grant, R. E. B. Lilley and A. J. Waters, 1995: Images in weather forecasting, Cambridge Univ. Press, 499pp.
- Bjerknes, J. and H. Solberg, 1922: Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation, Geophys. Publ., 3 (1), 3-18.
- Browning, K. A., 1986: Conceptual models of precipitation systems, Wea. and Forecast., 1, 23-41.
- Browning, K. A., 1990: Organization of clouds and precipitation in extratropical cyclones. Extratropical cyclones: The Eric Palmen memo-

- rial 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.*, **99**, 215-231.
- Hobbs, P. V., J. Matejka, P. H. Herzegh, J. D. Locatelli and R. A. Houze, Jr., 1980 : The microscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. I : A case study of cold front, *J. Atmos. Sci.*, **37**, 568-596.
- Heymsfield, G. M., 1979 : Doppler Radar Study of a Warm Frontal Region, *J. Atmos. Sci.*, **36**, 2093-2107.
- Houze, R. A., 1993 : *Cloud Dynamics*, Academic Press, 573pp.
- 北島尚子, 金崎厚, 海老原智, 重岡博明, 緒方洋一, 出口一, 上清直隆, 牟田佳史, 鈴木和史, 1995a : Browning : 温帯低気圧—温帯低気圧における雲と降水の構造, *測候時報*, **62**, 1-31.
- 北島尚子, 1997 : 「Browning : 温帯低気圧—温帯低気圧における雲と降水の構造」に関する質問に答える, *測候時報*, **64**, 29-44.
- 北島尚子, 2003 : 温暖型閉塞・寒冷型閉塞・前方傾斜型寒冷前線, *測候時報*, **70**, 9-24.
- Knight, D. J. and P. V. Hobbs, 1988 : The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. Part XV : A numerical modeling study of frontogenesis and cold-frontal rainbands, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 915-930.
- Kuo, J.-H., R. J. Reed and S. Low-Nam, 1992 : Thermal structure and airflow in a model simulation of an occluded marine cyclone, *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 2280-2297.
- Matejka, T. J., R. A. Houze, Jr., and P. V. Hobbs, 1980 : Microphysics and dynamics of clouds associated with mesoscale rainbands in extratropical cyclones, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 29-56.
- Murakami, M., Y. Yamada, T. Matsuo, H. Mizuno and K. Morikawa, 1992 : Microphysical structures of warm-frontal clouds—The 20 June 1987 case study—, *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 877-895.
- Nozumi, Y. and H. Arakawa, 1968 : Prefrontal rain bands located in the warm sector of subtropical cyclones over the ocean, *J. Geophys. Res.*, **73**, 487-492.
- Parson, D. B. and P. V. Hobbs, 1983 : The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. VII : Formation, development, interaction and dissipation of rainbands., *J. Atmos. Sci.*, **40**, 559-579.
- 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.
- Stoelinga, M. T., J. D. Locatelli and P. V. Hobbs, 2002 : Warm occlusions, cold occlusions, and forward tilting cold fronts, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**, 709-721.