

お天気の見方・楽しみ方 (3)

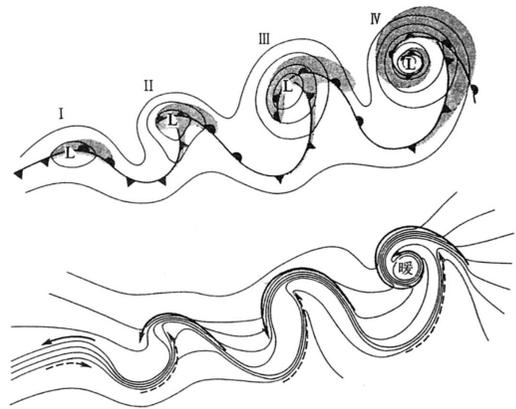
シャピロ・カイザーの低気圧モデルと日本海低気圧

小倉 義光*・西村 修司**・隈部 良司***

1. はじめに

1920年代に、ノルウェー学派のピヤークネスが世界で始めて温帯低気圧の構造と生涯についてのモデルを提出した。これについては殆ど総ての一般向け気象解説書が述べている。それから長い年月の間に、そのモデルの不備な点が指摘され、シャピロとカイザーという二人のアメリカ気象学者が、温帯低気圧の新しいモデルを提案したのは、もう15年ほど前のことである。このシャピロ・カイザーの低気圧モデルについては、中村・高藪 (1993) や小倉 (2000) が詳しい解説をしている。今回と次回で、日本海の温帯低気圧について述べる予定であるが、そこではシャピロ・カイザーのモデルをしばしば引用するので、ここでごく簡単に、第1図のモデル図を示す程度に復習しておきたい。

第1図のIは低気圧の生涯を4段階に分けたときの最初の段階である。幅約400 kmの幅広い連続した前線(寒帯前線や停滞前線)があり、その中に誕生後間もない低気圧がある。IIでは、低気圧が発達するにつれ、連続してい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。これを前線の断裂という。IIIが発達の中間で、温暖前線が低気圧の中心を通過してから、南西の方向に延びている。これを後屈温暖前線という。あるいは単に後屈前線という。この前線に向かって、低気圧の中心より東に進んだ寒冷前線がほぼ直角に延びている。このように2つの前線がT字型をしているものを、前線のTボーン模様という。この寒冷前線の東側には相当温位の高い空気、西側には低い空気と



第1図 低気圧の発達経過のシャピロ・カイザー・モデル (Shapiro and Keyser, 1990). I: 幼年期, II: 前線の断裂, III 後屈温暖前線と前線のTボーン・パターン, IV: 暖気核の隔離. 上段は海面気圧(細い実線)と前線(太い実線), 下段は温度(実線), 寒気と暖気の流れ(実線と破線の矢印).

いうように、性質が違った空気が存在している。IVが最盛期を表す。低気圧の中心付近では、温暖前線の西端が強く巻き込んで、そこに暖域から隔離された比較的温度が高い核が形成される。これが温暖核の隔離である。以上の生涯を通じて、ノルウェー学派のモデルとの一番大きな違いは、閉塞前線という言葉が1度も出てこなかったことである。

2. 前線の形成

気象学で前線が重要視されているのは、ノルウェー学派が「前線は天気運び屋」と呼んだほど、前線で

* Yoshimitsu OGURA, 東京大学海洋研究所.

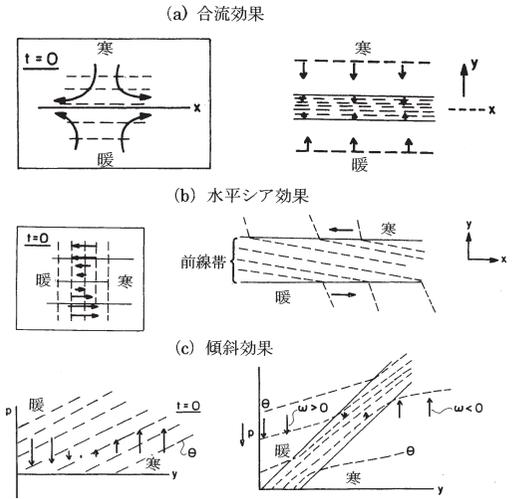
** 気象庁気象衛星センター. *** 函館海洋気象台.

© 2006 日本気象学会

いろいろな形の雲ができ、降水があるからである。シャピロ・カイザーの低気圧モデルには、前線のでき方に特徴があるので、前線についても復習しておこう。もともと前線は、やはりノルウェー学派が2つの違った気団の境界線の意味で使ったものである。理論的には前線で温度（あるいは密度）が不連続に変わることになり、前線は幅を持たない幾何学的な線となる。実際には気団の境界で、ある幅を持った遷移帯を経て、温度は隣の気団の温度に変わっていく。地上天気図で見れば、等温線が密集している帯が前線帯である。そして、慣習上、前線帯の南の端に前線の記号を描く。それで、この定義では、理論的に、前線は温度の水平傾度が不連続に変わる線ということになる（微積分の言葉で言えば、温度の水平距離についての1次微分が不連続となる線）。密度の不連続線を前線とすると、理論的には前線は気圧のトラフと一致し、風向風速は不連続に変わるということになるが、前線帯の南側ということになると、前線で気圧はもっと緩やかに変化し、渦度の局地的な最大値およびトラフは前線帯内にあることになる（北島, 2003）。前線帯の厚さが薄いときには、気圧の極小値あるいは渦度の極大値を結んだ線を前線とみなしてもよい。それで今回は、前線の解析をするとき、渦度が解析の有力の補助変数となることを示そう。

もう1つ前線について重要なことは、前線はどのように形成あるいは強化（あるいは弱体化）されるかである。1920年代、温帯低気圧の発生についてのノルウェー学派の寒帯前線波動説では、まず寒帯前線があって、そこで起こった波動の振幅が大きくなって低気圧となると考えた。今日では、前回述べたように、温帯低気圧は傾圧帯という、ある程度の水平温度傾度をもつ大気中で発生・発達すると考える。そして、低気圧の発達と共に、ある場所で等温線が密集して前線として解析される。低気圧のどの場所で、どのくらい早く前線が形成・強化されるかは、低気圧ができる前の環境および低気圧に伴う温度と風の相互位置関係による。

いま、前線を定義する気象要素として、断熱過程では保存される温位を考える。一般的に、現在ある前線に直交する方向に Δs だけ離れた2点での温位の差を $\Delta\theta$ とすると、 $\Delta\theta/\Delta s$ でその前線帯の強さを定義できる。話を簡単にするために、南北方向(y 軸の方向)の温位傾度だけを考える。そうすると、 $\Delta\theta/\Delta y$ が単位時間に増大する割合は、第2図に示した合流効果と水平シア効果と傾斜効果という3つの和に比例することが



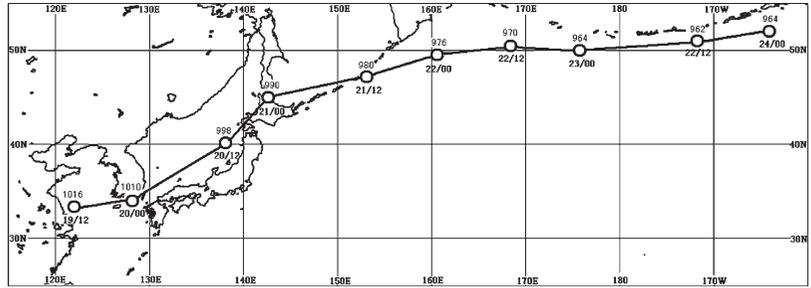
第2図 南北方向(y 方向)の前線形成を起こす3つの効果。(a)合流効果、(b)水平シア効果、(c)傾斜効果。いずれも左欄は初期の状態。右欄はある程度時間が経った状態。太い矢印が流れを表し、細い破線は等温位線。(c)は南北方向の鉛直断面上の状態で、矢印は空気鉛直速度を表す。 p は気圧、 ω は鉛直 p 速度、 θ は温位。

知られている(小倉, 2000)。第2図aでは等温位線が東西方向に走っており、ここに合流する流れがある。すなわち、南からは暖かい空気が南風に乗って x 軸に接近し、北からは冷たい風が x 軸に接近するので、 x 軸に沿って等温位線が密集して前線が発達する。第2図bに示した水平シア効果では、等温位線が南北に走っているとき、東西方向の風にシアがあると、等温位線の形が歪んで、以前には南北方向の温位傾度は0であったものが、ある程度の南北方向の温位傾度を持つようになる。第2図cの左図では、 y 軸に沿った鉛直断面上で、一般的に高度と共に温位は増すことを示している。ここで、仮に高緯度側に上昇流、低緯度側に下降流があると、等温位面は地平面に対して時間と共にますます傾斜するようになる。このときの温位の分布をある等圧面で断ち切って見れば、等温位線の間隔が狭くなったように、すなわち前線が発達したように見える。等温位面の傾きの変化による効果なので、これを傾斜効果という。

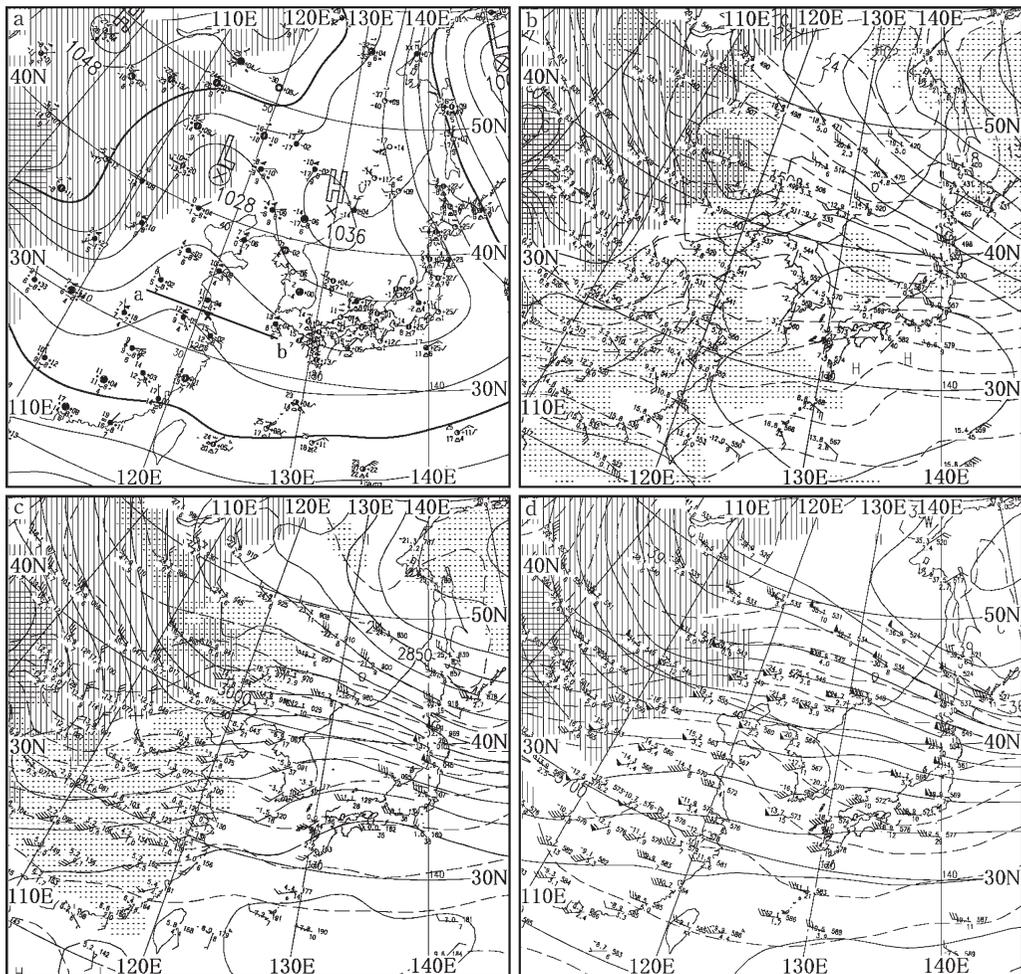
3. 実例—日本海低気圧

復習はこれくらいにして、早速ある日本海低気圧を

例として、どのように前線が形成されるか見よう。地上天気図によれば、今回問題とする低気圧が発生した時刻は2000年11月19日06 UTCであり、発生場所は中国の上海付近である(〜120°E, 32°N)。第3図は低気圧の中心位置と中心気圧の時間変化を示す。発生後低気圧は北東に進み、日



第3図 12時間毎の低気圧中心の位置と中心気圧 (hPa)。



第4図 2000年11月19日00 UTC, 低気圧発生前の(a) 地上, (b) 850 hPa, (c) 700 hPa, (d) 500 hPa の天気図(気象庁)。ドット域は湿数<math> < 3^\circ\text{C}</math>, 縦線の領域は<math> 1000\text{ m} < \text{海拔高度} \le 3000\text{ m}</math>, 格子縞の領域は海拔高度$\ge 3000\text{ m}$の領域を表す。図(a)で上海付近の×は6時間後の06 UTCに発生した低気圧中心の位置, 東西方向の線分 a-b は第5図の鉛直断面図の位置を示す。

本海を通過して、22日00 UTCにはカムチャッカ半島の南端近くに達している。中心気圧は20日00 UTCから21日00 UTCの24時間に20 hPa 降下しているから、日本付近の緯度では、爆弾低気圧と呼ばれる資格をもつ。

低気圧発生前の気象状況を見るために、まず19日00 UTCの地上天気図を第4図aに示す。シベリアから南東に延びるリッジの先端として、日本海及び本州は高気圧に覆われている。第4図aで最も重要な状況は中国大陸上で、ほぼ118°Eに沿って、赤道低気圧帯から北方に延びる逆向きトラフである。このトラフの中、華北(～117°E, 43°N)に中心気圧1028 hPaの低気圧がある。今回、問題とする低気圧は6時間後にトラフの軸近く、図のa-b線上×の位置に、1016 hPaの中心気圧を持って発生する。第4図aと同時刻における850 hPaの高層天気図を第4図bに示す。地上天気図の逆向きトラフは2つの高気圧に挟まれた低圧部となっており、湿数は小さく、傾圧性は高い。一方、西日本から日本海・沿海州にかけてはリッジとなっている。700 hPaでは(第4図c)、中国大陸上ほぼ114°Eに沿って、高緯度側に開いた比較的深いトラフが南北に伸び、トラフ軸周辺では湿数が低い。ここで重要なことは、トラフ軸の東側にある華南と東シナ海上においては、下層では南ないし南東の風であったのに反して、700 hPaでは南西ないし西南西風が卓越していることである。今回の前線/低気圧系の生涯に互って、700 hPaより下の層と上の層では風向・風速に大きな違いがあること、すなわち、下層の傾圧性が強いことが目立つ。500 hPaでは(第4図d)、ほぼ110°E線に沿ってトラフが伸び、日本海にはリッジがある。地上低気圧と上層トラフの軸は高度とともに西に傾いているから、傾圧不安定で擾乱が発達する態勢となっている。

ここで興味ある問題は、前述のように、第4図aにおいて既に華北に地上低気圧があるのに、何故これが発達しないで、それより約1100 kmも南の～120°E, 32°N(上海付近)で低気圧が発生したかである。このときの状況は前回で述べた南岸低気圧の発生のとときと極めてよく似ている。すなわち、北方の地上低気圧は、上層の総観規模トラフの反映であり、成長が遅い。これに反して、華南の逆向きトラフに沿って $1.0\sim 1.5\times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 程度の正渦度の区域が広がっており、しかもこの区域のショワルター安定度指数は小さく、相当温位は高い(図は総て省略)。従って、今回問題とされる低気圧は、華南の逆向きトラフの中で、水蒸気凝結の加

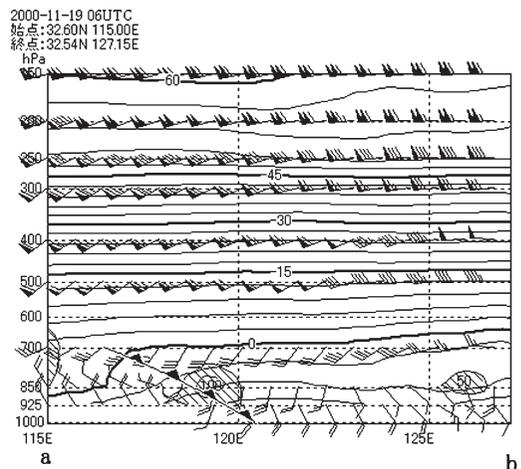
熱に伴う渦度のストレッチ効果によって発生したと推測される。

さらに、この逆向きトラフの構造を見るために、19日06 UTCにおいて、トラフに直交する方向の東西鉛直断面(第4図aのa-b線)が第5図である。風向及び気温から寒冷前線面はかなり明瞭に解析できるし、前線帯の中に渦度の極値がある。しかし、寒気の厚さは700 hPa以下と薄く、700 hPaから300 hPaの層では南西風が卓越している。

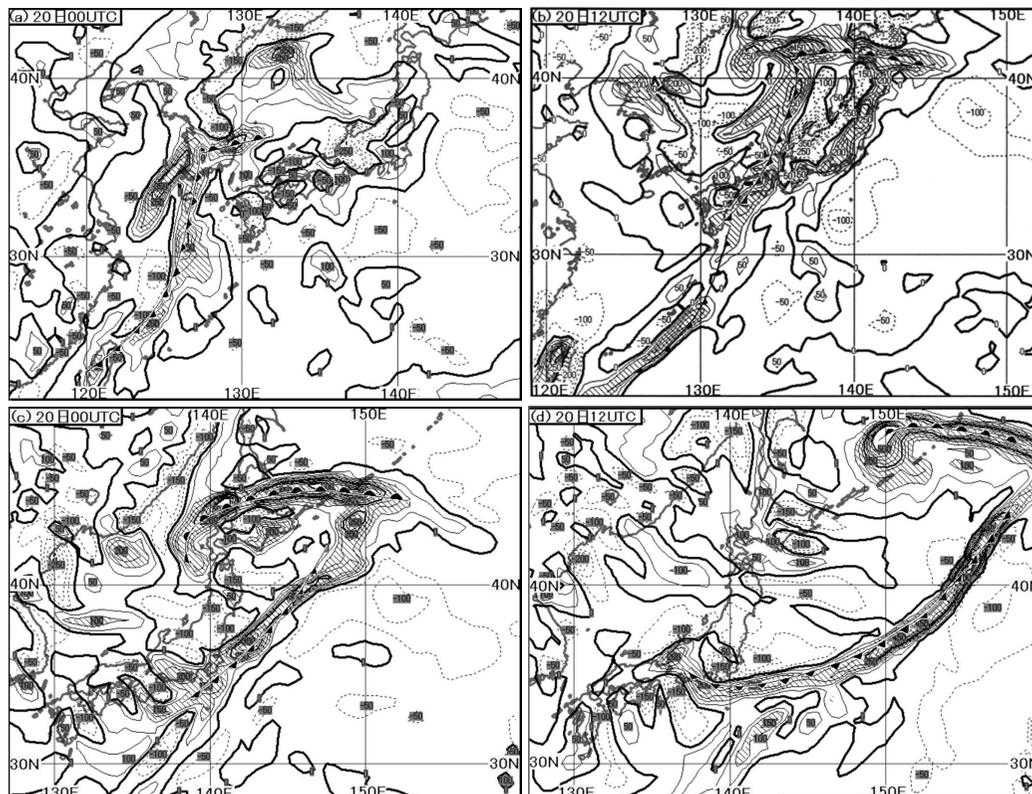
4. 低気圧/前線系の発達

今回は前線の形成に興味があり、また渦度は前線の位置を解析するのに便利なので、第6図に、2000年11月20日00 UTCから12時間おきに、925 hPaにおける渦度の分布と、温度や風などから解析した925 hPaにおける温暖前線と寒冷前線の位置を示した。また、第7図ではGMS-5の赤外雲画像に重ねて、地上気圧と925 hPaの風と相当温位の分布図を示した。これから第6図と第7図に基づいて、この低気圧の生涯を追っていく。

第6図aと第7図aが発生後間もない20日00 UTCにおける低気圧の姿を描く。この時刻低気圧の中心は1012 hPaの気圧を持って、朝鮮半島の南端近くに位置している。図のように温暖前線と寒冷前線を解析でき



第5図 2000年11月19日06 UTC. 第4図aの東西方向の線分a-bに沿った鉛直断面内の温度(3°C毎)と風の分布. 風の短い矢羽は 2.5 ms^{-1} , 長い矢羽は 5 ms^{-1} . ペナントは 25 ms^{-1} . 渦度 $> 50 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ の領域に陰影.



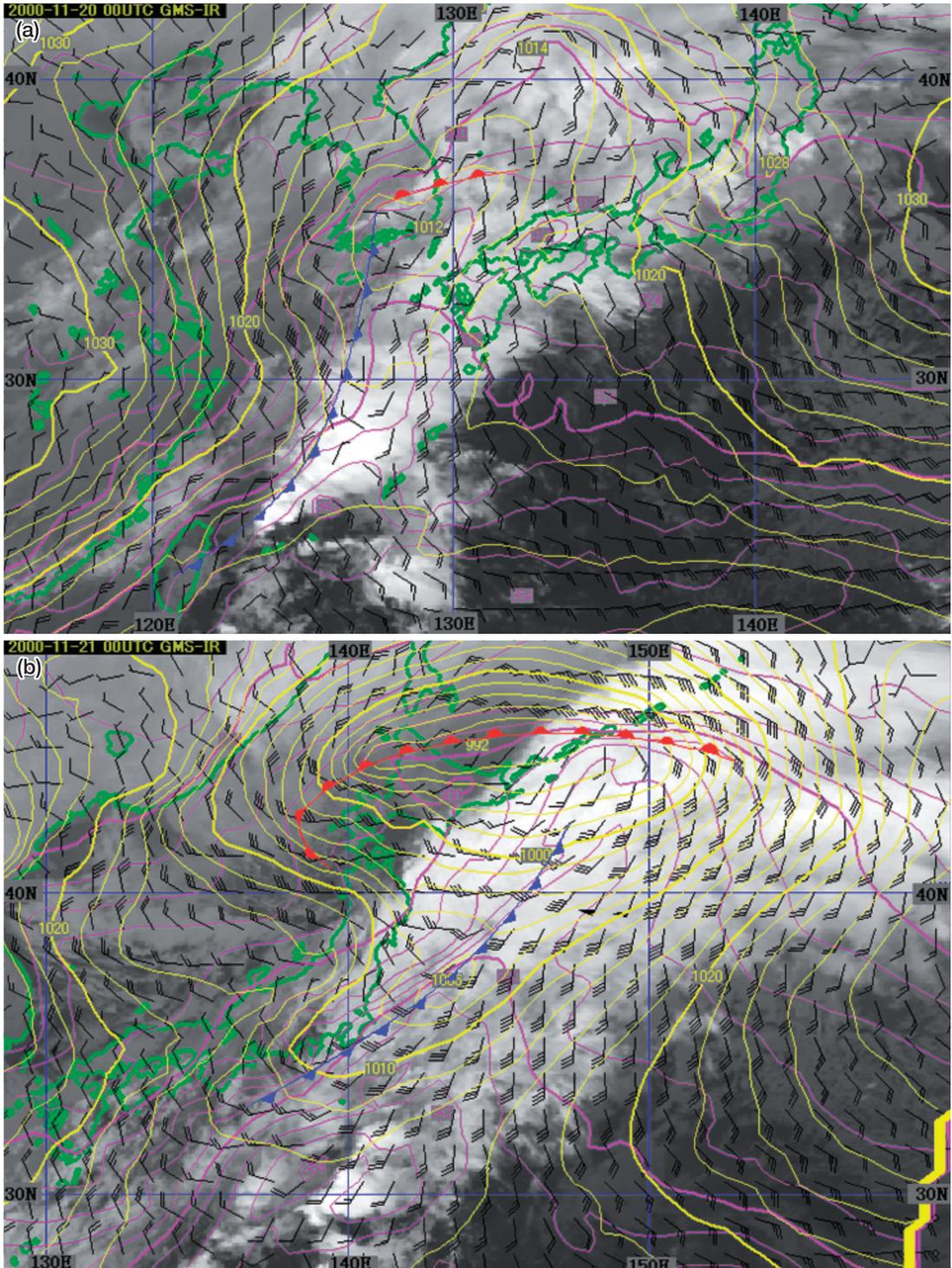
第6図 12時間毎の925 hPaにおける渦度の分布図(等値線は $50 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 毎). 実線は正の渦度で、破線は負の渦度、 $100 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 以上の領域にハッチ. (a) 2000年11月20日00 UTC, (b) 20日12 UTC, (c) 21日00 UTC, (d) 21日12 UTC.

るが、寒冷前線に比べて、温暖前線は短い、水平温度傾度も弱い。これと対照的に、以前示した低気圧の例では、寒冷前線はほとんど解析できなかった(小倉, 2003)。今回の寒冷前線が長い理由は、第5図で示したように、もともとこの低気圧は南北に長い逆向きトラフの中で生まれ、トラフの西側には中国大陸上の冷たい北よりの風が吹いていたからである。

この寒冷前線の東側では強い南風が東シナ海から九州、四国を経て日本海に吹いている。その日本海の北部、北部朝鮮半島の東方海上に最大渦度 $3 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ を持つ渦巻きがある。第7図aの風の分布でも明瞭に認められる。この渦巻きの正体はまだよく調べてないが、直径は約400 km、海上から600 hPa くらいの高度まで認められ、位置はあまり動かない。北朝鮮の Hamgyong Mountain Range と Mt. Changbai (白頭山) の風下低気圧 (lee cyclone) である可能性もあるが、著者の知る限り、これについての文献はない。どなた

かご教示いただければ幸いです。

次の12時間に低気圧は北東に進行しながら急速に発達する。中心気圧は12 hPa も下降し(第3図)、低気圧中心における渦度も $2.5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ から $4 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ に増大する。それと共に低気圧の構造にも大きな変化が見られる。第6図bによると、寒冷前線が2本解析されている。南西諸島に沿う寒冷前線は第6図aに示した寒冷前線の名残であるが、北方の寒冷前線は低気圧の急速な発達に伴って、低気圧中心の周りに新たに形成されたものである。それに伴い、温暖前線も急速に強化されている。しかし、この12時間で最も顕著な変化は、寒冷前線に沿って存在する正渦度の大きい帯の東方に、もう1本正渦度の大きい帯が出現したことである(第6図b)。風の分布図をみると、寒冷前線に沿った下層ジェットのほか、その東方に143°Eを中心として、850 hPaの 35 m s^{-1} を軸とする南風下層ジェットが出現している(図省略)。2本の強い正渦度の帯は、



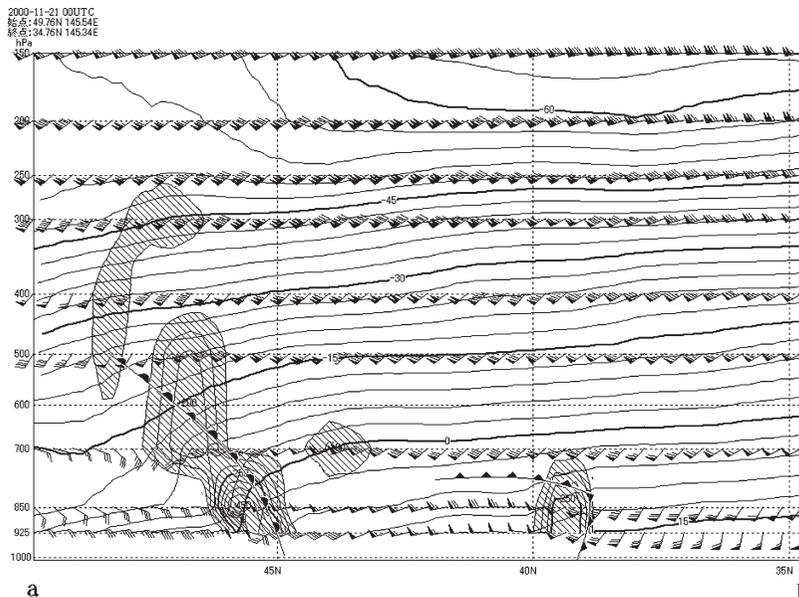
第7図 GMS-5の赤外雲画像に重ねた地上気圧(黄色, 2 hPa 毎), 925 hPa における相当温位(ピンク色, 6K 毎). 風の記号は長い矢羽が10ノット, 短い矢羽が5ノット. (a) 2000年11月20日00 UTC, (b) 21日00 UTC.

この2重ジェットの影響である。そしてこの強い南風とその北にある東風の間、合流効果によって、強い温暖前線が形成されている。ただし、東側の南風下層ジェットには、寒冷前線と呼ぶほど強い温度傾度は伴われていない。おそらくこの下層ジェットは、低気圧東方の高気圧は亜熱帯高気圧の西端であり、低気圧に比べると東進速度が遅いので、低気圧と高気圧の間の気圧差が増大した結果だと思われる。

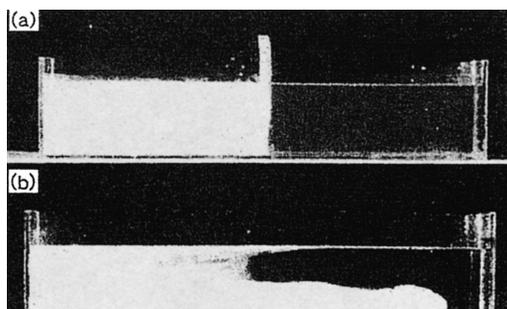
その後、寒冷前線は背後の強い西風に押し流されて、低気圧の中心に相対的に東に移動する。12時間後の21日00 UTCの状態が第

6図cと第7図bに示してある。この状態では、後屈温暖前線と断裂した寒冷前線があり、シャピロ・カイザーの低気圧モデルとよく似た形となる。第8図は、第7図bの145°Eの南北線に沿った、すなわち後屈前線を横断する方向の鉛直断面内の構造を示す。約700 hPaまでの下層に、極めてシャープな温暖前線面がある。850 hPaの高度で温度の水平傾度は最大で約9°C(100 km)⁻¹と極めて大きい。また、最大で5×10⁻⁴ s⁻¹の大きさを持つ渦度が水平幅約120 kmに集中し、僅かに高緯度側に傾斜している。第8図に示した温暖前線の構造は、Neiman and Shapiro (1993)の航空機による観測結果と多くの共通点を持つ。そして何よりも重要なことは、閉塞前線の構造は明らかに認められないことである(閉塞前線の構造については、後の回で述べたい)。さらに、第7図bで目立つのは、低気圧中心は北東-南西方向に延びる暖かいコンペアベルトの雲帯から完全に外れていることで、この点はシャピロ・カイザーのモデルに示された雲域の分布とは違う。

第8図でもう1つ面白いのは、温暖前線の南方、39°Nあたりにある寒冷前線だ。前線面はほぼ鉛直に立ち、その後方にはほぼ一様な厚さ(2.5 kmくらい)の寒気が広がるという形をしている。これは、普通の初等的な気象解説書にあるような、寒気が楔状に暖気に流



第8図 2000年11月21日00 UTC, 第7図(b)の145°E南北線に沿った鉛直断面内の温度(3°C毎)と風の分布。渦度 $>100 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ の領域はハッチ。



第9図 重力流の説明図(日本気象学会編,1998)。

入して寒冷前線面が高度と共に西方に傾くというイメージとは、全く違う。今回の寒冷前線は、いわゆる重力流あるいは密度流といわれている流れによく似ている。蛇足となるが、重力流という術語に一言説明したい。第9図aに示したように、水槽の中に仕切りをして、片側に液体、片側にそれより密度の小さい(軽い)液体を入れる。仕切りを少し上げると、その隙間から重い液体が、軽い液体の中流れ込んでいく(第9図b)。そうなる理由は、底面における圧力を見ると、重力により重い液体がある部分のほうが、軽い液体だけの部分より大きいので、その圧力傾度により、重い

液体は軽い液体の中へ動かされるからである。こうして密度が大きい液体は密度が小さい液体の中を、先端部はふくらんでいるが、その後ろはある一定の厚さを保ったまま進行していく。この流れを重力流あるいは密度流という。実際に、多くの寒冷前線の先端が重力流に似た振る舞いをすることはよく知られている(Simpson, 1987)。

さらに12時間後の21日12 UTCにおける状態が第6図 d である。低気圧の中心気圧は976 hPa まで降下したが、後屈温暖前線と断崖寒冷前線のフロント構造は依然として維持されている。

ちなみに、わが国付近を通過する低気圧にシャピロ・カイザーの低気圧モデルに似た構造を持つものがあることは、Takano (2002), 津村・山崎 (2005) が報告している。殊に、津村・山崎 (2005) は上に述べた前線形成における3つの効果の相対的な重要性の議論をしているので、参照していただきたい。

謝 辞

有益なコメントをいただいた査読者に謝意を表したい。

参 考 文 献

- 北嶋尚子, 2003: 関東地方の反転型北東気流の再検討—前方傾斜型寒冷前線との比較, 天気, 50, 787-793.
- 中村 尚, 高藪 出, 1997: Shapiro の新しい前線・低気圧モデル, 天気, 46, 453-459.
- 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.
- 日本気象学会編, 1998: 新教養の気象学, 朝倉書店, 144 pp.
- 小倉義光, 2003: 「雲解析事例集」と秋雨前線に伴う小低気圧の事例, 天気, 50, 367-373.
- 小倉義光, 2000: 総観気象学入門, 東京大学出版会, 289 pp.
- Shapiro, M. A. and D. Keyser, 1990: Fronts, jet streams and the tropopause, Extratropical Cyclone: The Erik Palmén Memorial Volume, C. W. Newton and E. O. Holopainen, Eds., Amer. Meteor. Soc., 167-191.
- Simpson, J. E., 1987: Gravity Currents in the Environment and the Laboratory, John Wiley & Sons, 244 pp.
- Takano, I., 2002: Analysis of an intense winter extratropical cyclone that advanced along the south coast of Japan, J. Meteor. Soc. Japan, 80, 669-695.
- 津村知彦, 山崎孝治, 2005: 日本付近で発達した Shapiro タイプの温帯低気圧—前線形成の視点から見た事例解析, 天気, 52, 93-104.