



お天気の見方・楽しみ方 (10)

関東・甲信地方の大雪のお天気診断

小倉 義光*

1. はじめに

本州の日本海側の雪と違って、太平洋側の関東・甲信地方の雪は、低気圧が本州の南岸沿いに東進する低気圧、いわゆる南岸低気圧によってもたらされるということは、よく知られている。60年近く前の一般向け解説書にも、そう書いてある(正野・小倉, 1948, 1951)。このようにお馴染みの現象であるが、わが国の四季を彩る重要な天気系なので、今回は2001年1月27日のケースを用いて、その実態を記述したい。

このケースでは、1月27日未明から雪が降り始め、関東地方沿岸部の一部を除いて日中も降り続き、関東・甲信の各地で大雪となった。甲信地方の多いところで50~80 cm、関東北部の山沿いや埼玉県山間部、東京都多摩地方では30~50 cm、東京など南部平野部でも10~20 cmの積雪となった。埼玉県秩父では、18時までの積雪量が53 cmとなり、73年ぶりに記録を更新した。このため、道路や鉄道、航空などの交通機関に大きな影響が出たし、雪によるスリップ事故や転倒などによる負傷者が300人を越えた。

このケースを選んだ理由は、このケースが気象業務支援センター販売の「雲解析事例集2001・2002の顕著事例」(CD2枚で送料込み¥6330)に収録されていたからである。従って、本稿に含まれている図は、気象庁の天気図を除けば、総てこのCDにあるデータを利用して作ったものである。60年近く前に解説した天気系を今日どう見るか、個人的な楽しみがある。

それに加えて、本シリーズ(2)でも南岸低気圧を扱ったが、それは華中の沿岸近くの海上で発生したも

のであった。今回の低気圧は本州のすぐ近海で発生したので、低気圧はどう発生するものなのか見るのにも興味がある。

2. 低気圧発生時の状況

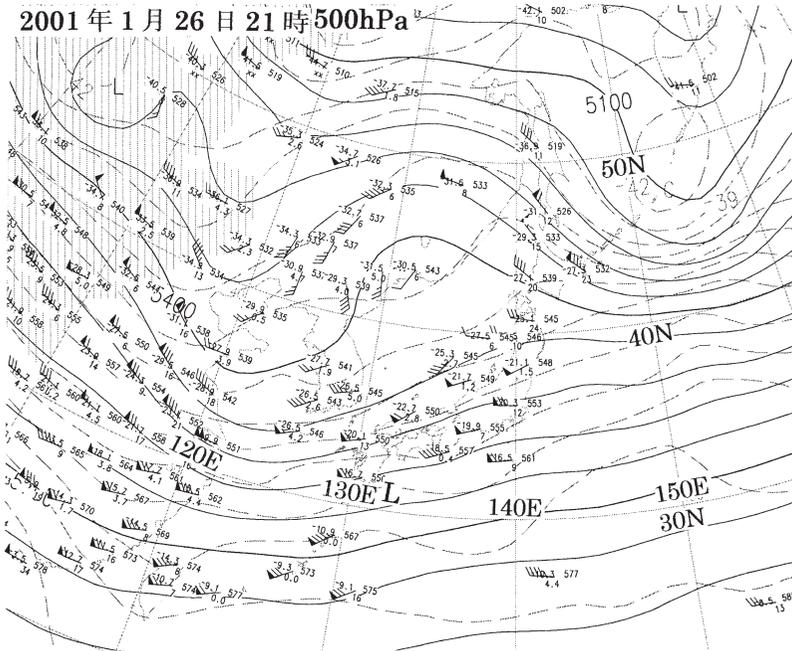
第1図は6時間おきの気象庁地上天気図で始めて低気圧が解析された1月26日21時における500 hPa 高層天気図である。日本海から華北にかけて、振幅が小さい短波のトラフとリッジがある。同時刻の地上低気圧は九州のすぐ東方海上に解析されているから、500 hPaのトラフとはかなり離れているように見えるが、やはりこのトラフは欠かせない。

第2図が同時刻の地上天気図である。この図で最も重要なのが、沿海州から日本海にかけての高気圧である。これは第1図のリッジに対応した背の高い高気圧であり、シベリア高気圧が千切れて移動性高気圧となったものではない。この高気圧と南方にある西太平洋高気圧との間に、東北東から西南西に延びるトラフがある。このトラフの中に先発した低気圧が150°E付近にあり、そこから寒冷前線が本州南方海上に長く延びている。

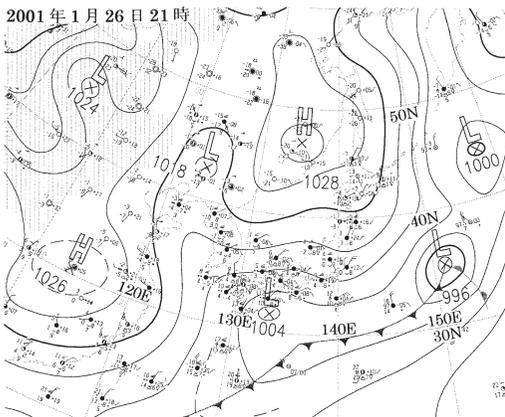
さらに上記の高気圧と華南の高気圧の間には、もう1本のトラフ(逆向きトラフ)が渤海湾から南東に延びて九州に達している。この逆向きトラフが第1図の上層トラフに対応するもので、低気圧はこの逆向きトラフの根元で発生した。時間を遡って925 hPaの渦度と風の分布を見ると(図省略)、この時刻以前に、逆向きトラフの根元には $50 \times 10^{-6}/s$ 程度の渦度の塊が九州西方の海上にあり、これがゆっくり東進して来て、この時刻に地上低気圧として姿を現した。この誕生したばかりの低気圧は、既存の寒冷前線からは離れ

* Yoshimitsu OGURA, 東京大学海洋研究所。

© 2007 日本気象学会



第1図 2001年1月26日21時の500 hPa 高層天気図 (気象庁), Lは地上低気圧の位置。



第2図 1月26日21時の地上天気図 (気象庁)。

て存在し、温暖前線も寒冷前線も備えていない。結局、この発生時の状況は本シリーズ(2)で述べた南岸低気圧の場合とそっくりである。ちなみに、日本海の高気圧と違い、第2図の華南の高気圧は背の低い高気圧で、850 hPaの高層天気図ですでに認められない(図省略)。

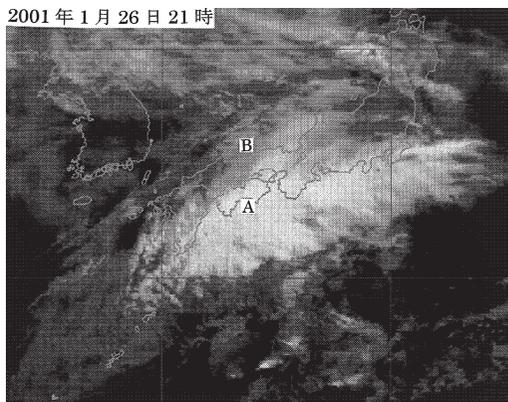
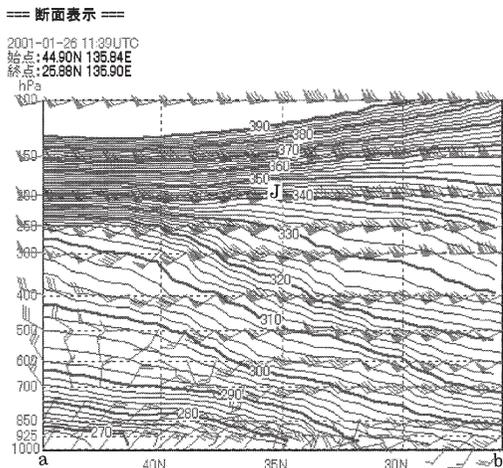
今回は大雪の話であるから、第2図と同時刻の26日

21時において、レーダー・エコー図に850 hPaにおける風と温位と地上気圧の分布を重ねて第3図a(576頁)に示す。関西地方ではすでに降雨が始まっている(第8図に見るように、この時刻における降水は総て雨である)。高気圧から流れ出る冷たい北東風と南方の暖かい空気間に強い傾圧帯がある。この降雨域付近をよく見ると、西日本とその太平洋側の海上の南よりの風は等温位線と大きな角度をして吹いているのが分かる。すなわち、下層の暖気移流が大きく、これが上昇流を起し、雲域を作っていると思われる。ショワルター安定度指数の分布を見ると、この降水域

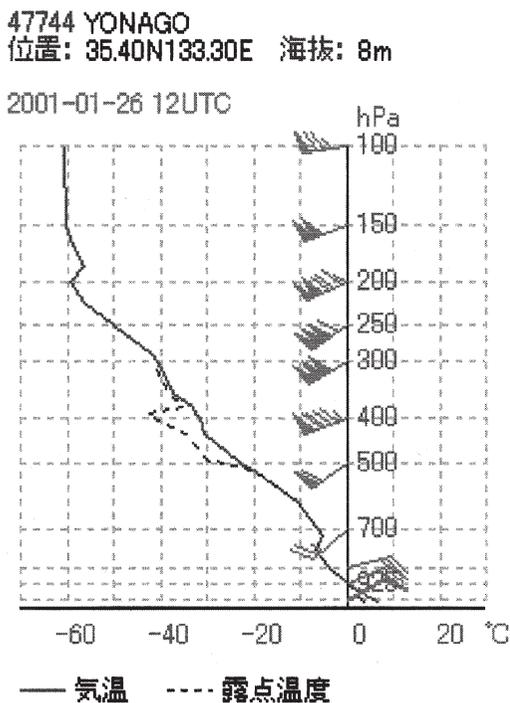
では $+4^{\circ}\text{C}$ 以上なので(図省略)、対流雲は発生しそうもない。ところがそうでないことは、後で述べるとおりである。

第3図によると、例のごとく、逆向きトラフ内の温度は周囲より高く、トラフの西側には冷たい西ないし北西の風が吹いている。この北西風が南西諸島に沿って寒冷前線を作り、そこに帯状の降雨域が見られる。しかし、これから6時間以内に、乾燥空気の侵入により、この部分の降雨帯は消滅する。

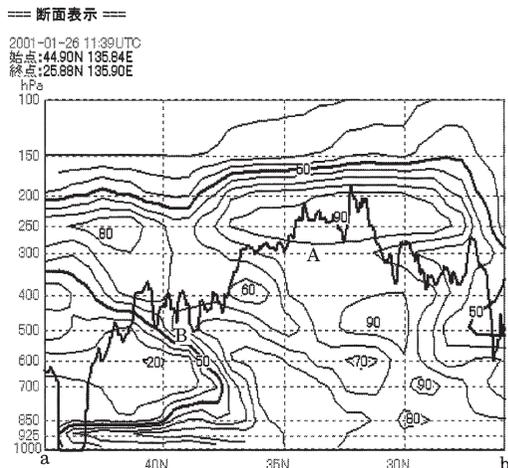
このように重要な役割をしている日本海の高気圧の構造を見るために、第3図aの線分a-bに沿った鉛直断面上の風と温位の分布を示したのが第4図である。面白いことに、約 33°N より高緯度側の下層、温位 $=290\text{ K}$ の等温位面を境として、その下に非常に安定した成層を持つ冷気が楔状に存在し、これが本州に冷気を送り込んでいる。このことは第5図に示した米子におけるゾンデ観測結果に現れている。すなわち、ほぼ750 hPaの高度に明瞭な移流性逆転層あるいは等温層があり、卓越する南西風がここで東風の冷氣層の上を吹き渡っている。500 hPaから350 hPaの層を除くと、対流圏のほぼ全域で大気は飽和している。



第6図 1月26日21時におけるGMS-5「ひまわり」の赤外画像, AとBの記号は本文参照。



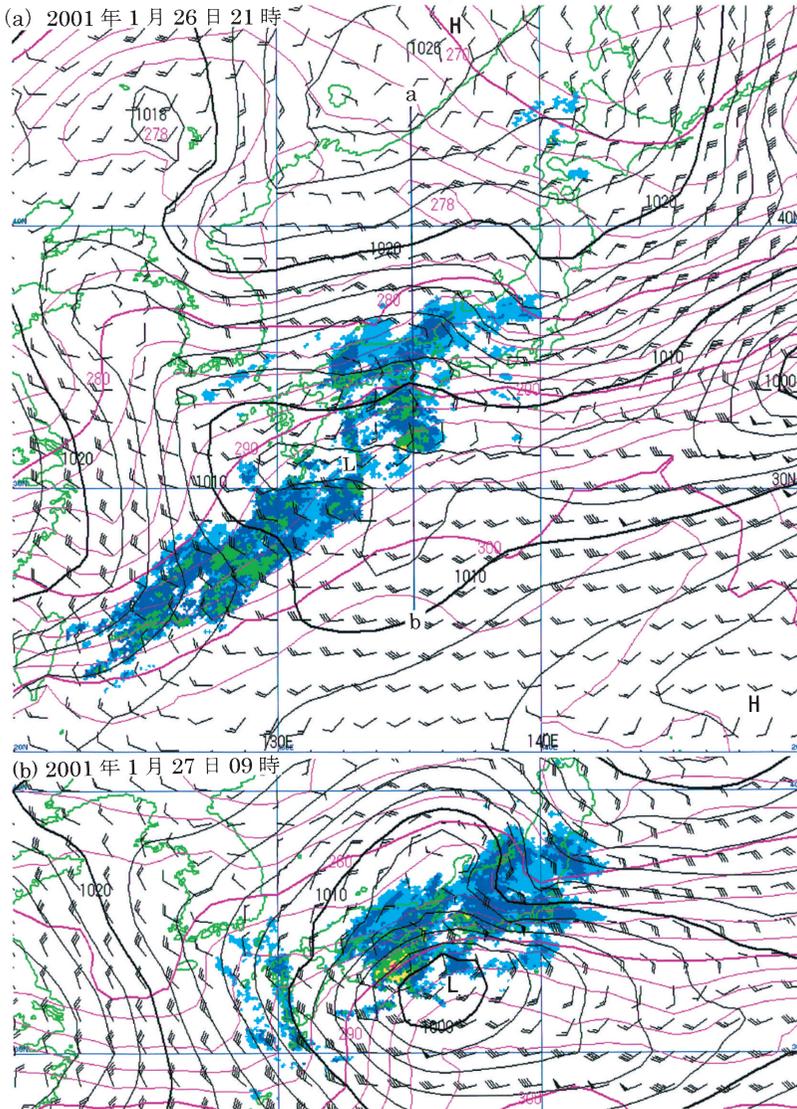
第5図 1月26日21時, 米子における気温・露点・風の高度分布, 移流性逆転層の例。



り広い。殊に本州太平洋岸沿いの地域には雲頂高度が高い雲域(記号A)があるのに対して, 本州およびそれに連なる日本海南部には雲頂高度が低い雲があるようだ。このことを確かめるために, 第4図と同じ位置の鉛直断面上の雲頂高度の分布を第7図に示す。確かに, 雲域Aの雲頂高度は250 hPaに達するのに対し, 雲域Bのそれは約400 hPaしかない。私自身は衛星画像から雲形を同定するには慣れていないので, 第8図に各地の地上気象観測記録を示す。当然のことながら, 雲域Aで降雨のある地点では乱層雲と報告さ

3. 衛星雲画像に見る雲の型

さて, 第6図が同時刻における赤外画像である。第3図のレーダー図が示す降雨域より雲域の面積はかな



第3図 レーダー・エコー分布図に重ねた850 hPaにおける温位(赤色, 2K毎)と風(長い矢羽が10ノット)と地上気圧(黒色, 2hPa毎). (a) 1月26日21時, 線分 a-b は第4図の鉛直断面の位置, (b) 27日09時.

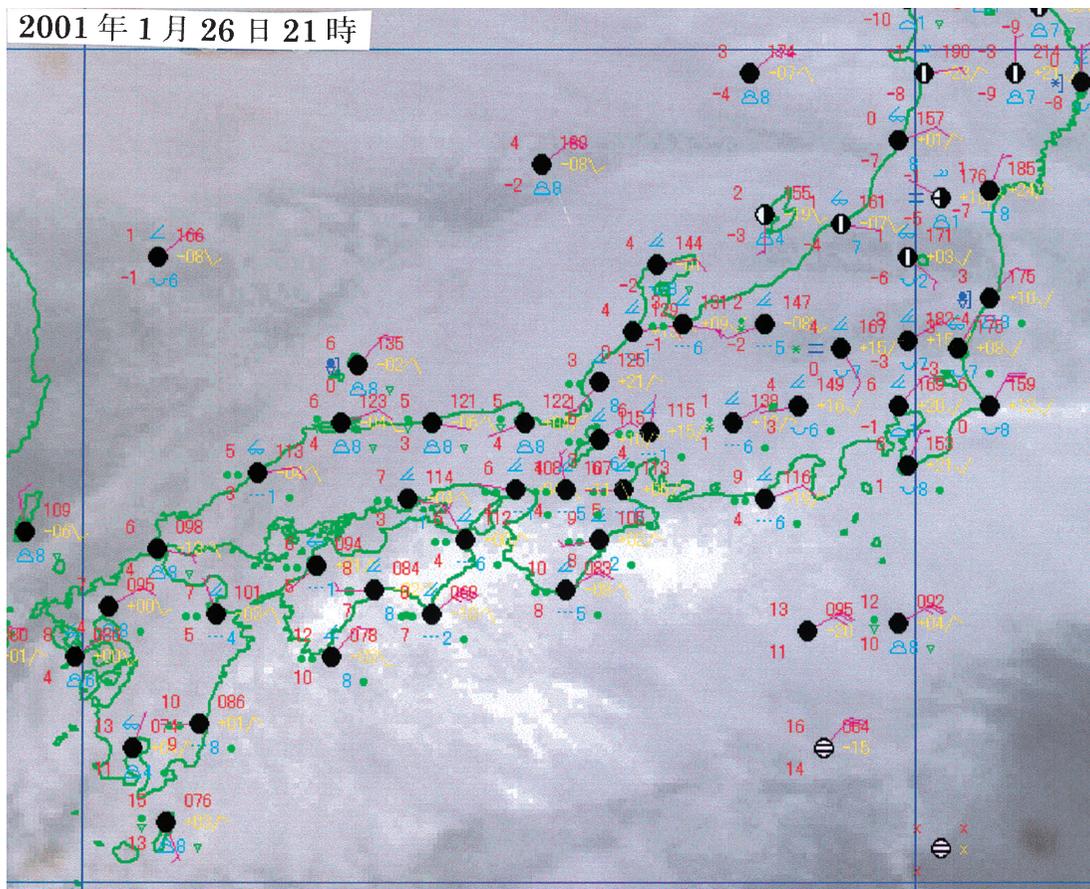
れているが、それ以外の地域では巻積雲・高積雲に加えて層積雲などがある。さらに、雲域 B に覆われた日本海沿岸の多くの地点で、やや発達した積雲が報告されている(佐渡島, 舞鶴, 米子, 隠岐, 下関, 対馬など)。こうした沿岸には黒潮海流から分岐した暖流が流れ、表面水温は通常12~13°Cあるから、関東・甲信越地方に雪を降らすような冷たい北東風が積雲系の雲を発生させても不思議ではない。

しかし、第6図の赤外雲画像でも、第8図の水蒸気画像でも、雲域 B は層状雲としか見えないので、限部良司氏の教を乞うた。それによると、雲域 A と B の両者とも高度250 hPaあたりの巻雲に覆われているのではないかとのことであつた。一般的に、巻雲は赤外域では光学的に薄く半透明であり、巻雲を透過してくる下層の情報が含まれている。このため、巻雲域の輝度温度は巻雲が実際に存在する高度の温度より高い輝度温度を示す。今回の場合、雲域 A のほうが、地上気象観測結果が示すように、その下に存在する中層雲や下層雲が厚いので、第6図ではより明るく見えているのであろう。近年では、大気中で殆ど吸収されない赤外チャネルと、水蒸気で吸収される水蒸気チャネル(6.7 μm)とによる放射輝度を組み合わせて、「巻雲」や積乱雲などの雲型を判別する技術が開発されている。ただし、衛星画像から判別する雲型は、地上観測法でよく知られた10種雲形とは違う。上に述べた「巻雲」というのも、10種雲形で言う巻雲・巻層

雲・巻積雲を区別しない。こうしたことを勉強するには、限部・佐藤(2006)の解説が役にたった。

4. 降雪時の状況

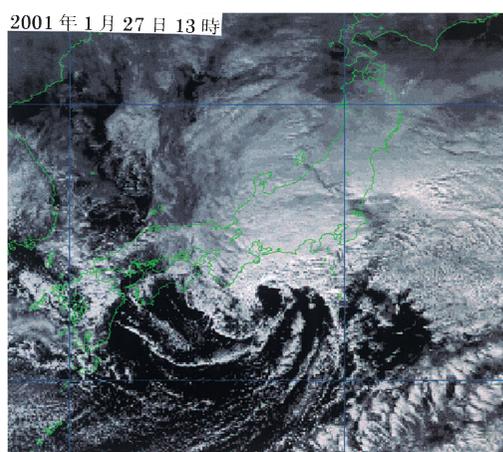
第3図 a から12時間後の27日09時の状況が第3図 b である。低気圧の中心は東海地方沖に移り、降水域はさらに東に拡大して、今や関東・甲信地方に大雪が降っている。しかも、理由は分からないが、北にある



第8図 1月26日21時，水蒸気画像に重ねた各気象官署の地上気象報告。

高気圧の端が南に延びて、冷たい空気を関東地方に送り続けている。この時刻に低気圧付近での渦度の極大は925 hPa で $150 \times 10^{-6}/s$ に増大している（図省略）。これにより、渦巻きをめぐる風は強まり、中心の東側の南風が強まり、そこでの暖気移流と水蒸気の移流も強まって、降水域の東側への拡大に寄与している。

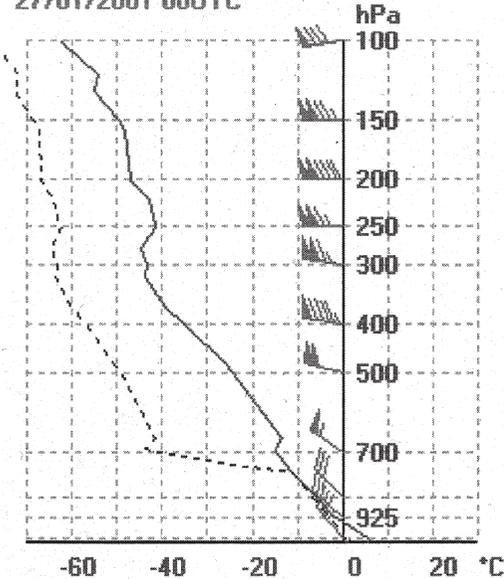
さて第9図が関東地方に雪が降り続けている27日13時の可視雲画像である。私たちが「雪は朝から降っているのに、まだ降っているよ」と恨めしげに見上げる鉛色の雪雲も、上から見れば、このような白く輝く層状の雲である。主に乱層雲であるが、かなり厚い巻雲が覆っているようだ。低気圧の中心から南と西にかけては、下降気流を含む乾燥貫入（dry intrusion）のため、第3図aに示した寒冷前線に伴う雲は既に消え、空は晴れている。低気圧の中心付近ではドライ・スロットと呼ばれる乾燥域が見られるし、背が低い筋状



第9図 1月27日13時，GMS-5「ひまわり」の可視画像。

47185 CHEJU UPPER/RADAR
Pos.: 33.30N126.20E Alt.: 73m

27/01/2001 00UTC

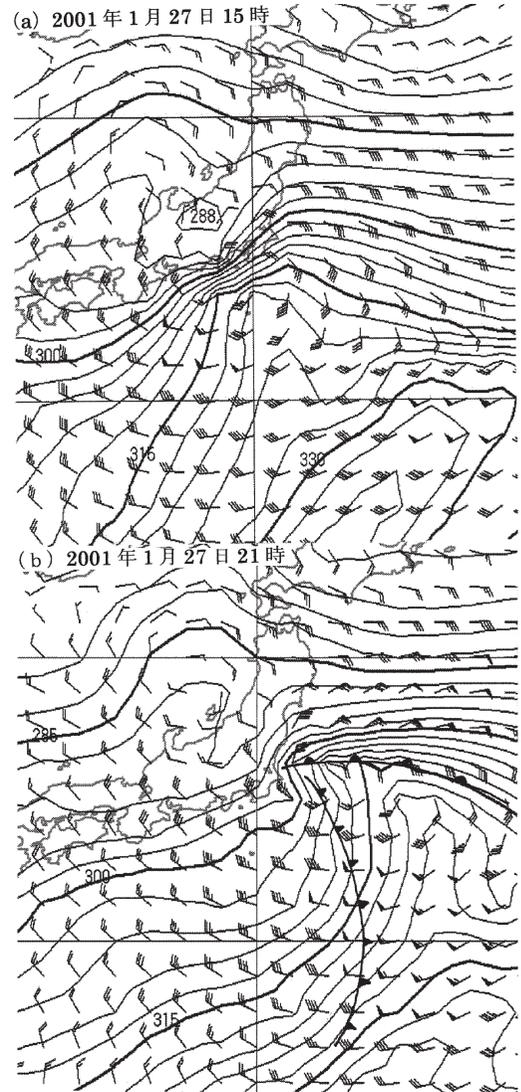


第10図 1月27日09時、済州島における気温、露点、風の高度分布。沈降性逆転層の例。

の雲は螺旋状に渦巻いている。第10図はチェジュ島(済州島)における27日09時のゾンデ観測の結果である。700 hPaの高度に温度の逆転層があり、それより上の層の湿度は低い。沈降性逆転層の好例である。第5図に示した移流性逆転層とは全く違う。

次の興味は、前線無しの丸裸で誕生した低気圧の卵(第2図)が成長して、いつ前線が出来るのかである。定性的な一般論として、等温度線(あるいは等温位線)が密集しているときには、それを前線帯であるとして、その南側に前線を描くとされている。すなわち温度あるいは温位の水平傾度が急に変化しているところということになる。梅雨前線などでは、温度や温位ではなくて相当温位のほうが、前線を検出しやすいとされている。また前線では風が不連続に吹くから、渦度の局地最大の点を連ねると検出しやすいともいわれている。しかし定量的なことになると、どれくらい温度や温位の水平傾度に空間的な違いあったら前線を引くのか、決まりがあるわけではない。

現実の問題として、第11図aは今回のケースの27日15時において、925 hPaにおける風と相当温位の分布図である。低気圧の中心付近では、冷たい東風とそ



第11図 925 hPaにおける風と相当温位の分布(2 K毎)、(a) 1月27日15時、(b) 1月27日21時。

の南方に位置する南風の間で前線形成作用が強く働いて、前線が強まる傾向にある。その結果、中心付近では等相当温位線が込んでいるが、それ以外では等相当温位線の間隔がどこでもほぼ一様で、どこに前線を解析してよいのか難しい。それからさらに6時間経った第11図bになると、風と相当温位の分布は本シリーズ(3)で述べたシャピロ・カイザーのモデルの段階IIに似てきて、温暖前線は解析するのは容易である。しかし寒冷前線の位置は決めにくい。

5. 結び

結局今回の関東・甲信地方の大雪は、多くのケースがそうであるように、南岸低気圧が本州南岸沿いに東進したときに降ったものであった。ただし、その南岸低気圧は、本シリーズ(2)で述べたような、華中で発生したものではなく、九州近くの近海産であった。しかし、発生場所の違いに拘わらず、上層の短波のトラフに対応した下層の逆向きトラフの根元に低気圧の卵が発生し、それが本シリーズ(2)の場合と同じように、第3図a, bに示した強い降水の際放出された潜熱により加熱され、発達したものである。

ここで低気圧の卵といったのは、incipient cycloneの訳のつもりである。初期の低気圧といってもよいが、それではinitialと間違われる。手元にあるWebster's New World Dictionary (The World Publishing Co., New York, 1968)では、incipientはjust beginning to exist or to come into noticeとかin the first stage of existenceと書いてあるから、卵が適当と思う。incipient cycloneに伴った降水はincipient precipitationと呼ばれている。

本稿では観測データの解析のみについて述べたが、本来ならばBrennan and Lackman (2005, 2006)が行ったように、数値実験をしてもっと厳密にincipient precipitationの役割を検証すべきである。彼らは2000年1月24-25日の米国南西部におけるスノーストームをNCEP (National Centers for Environmental Prediction)の現業数値モデルがうまく予報でき

なかった理由を調べた。その結果、ストームの上流、メキシコ湾沿いにあったincipient precipitationを現業のモデルがよく予報できなかったのも、その後のスノーストームの予報にも失敗したと結論し、incipient precipitationの重要性を強調している。

謝辞

衛星画像の解釈について教示して下さった函館海洋气象台(現気象庁気候情報課)の隈部良司氏、原稿の改良に有益なコメントを下さった編集担当委員別所康太郎氏並びに査読者に謝意を表したい。

参考文献

- Brennan, M. J and G. M. Lackman, 2005: The influence of incipient latent release on the precipitation distribution of the 24-25 January 2000 U. S. coast cyclone, *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 1913-1937.
- Brennan, M. J and G. M. Lackman, 2006: Observational diagnosis and model forecast evaluation of unforecasted incipient precipitation during the 24-25 January 2000 East Coast cyclone, *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2033-2054.
- 隈部良司, 佐藤芳昭, 2006: 水蒸気画像の利用と衛星風, 気象研究ノート, (212), 51-64.
- 正野重方, 小倉義光, 1948: 気象の話, 誠文堂新光社, 224pp.
- 正野重方, 小倉義光, 1951: 気象の四季, 筑摩書房, 205pp.