

## 関東地方における気温の高度分布と降水形態の関係

安 田 朝 明\*・遠 峰 菊 郎\*

### 要 旨

飛行場における降雪の短時間予報のため、地上観測、東京タワーでの観測、筑波山の観測を用いて、関東地方の地上気温の分布、その時間変化、及び大気下層の気温の鉛直分布と降水形態の変化を調べた。その結果、地上と大気下層において雨と雪の混在する気温幅がほぼ一致することが認められた。

さらに、事例解析から、地上で比較的に高温、低湿で降雪が始まることが多い場合(タイプ1)と、低温、高湿にならないれば降雪が始まらない場合(タイプ2)に分類した。タイプ1では地上気温が2°Cになるとほとんどの降水は雪に変わるが、タイプ2では地上気温が2°Cでは雨が残ることも多く、地上気温が1°Cにならないと降水の大部分が雪に変わりにくい。タイプ1の場合は、アメダスによる地上気温の高度分布によれば気温が0°C付近の高度幅の厚さが薄く、タイプ2の場合は降水量が多く、地上気温が0°C程度の高度幅の厚さが厚いことが確認できた。

### 1. はじめに

関東地方では冬季に南岸を通過する低気圧の影響で一冬で数回程度降雪が観測される(山本, 1984)。これは、冷たい空気塊の流入もしくは形成により雪片が融解する前に地上へ達するからである。

冬の降水時における地上での雨か雪かの判別については地上気温で2°C、850 hPaの気温で-4°C(気象庁予報部, 1976)を指標としており、気温と降水形態の対応は大気下層程良いといわれている(中沢・能登, 1971)。地上気温に対する雨と雪の区別については田村(1990)、長谷美(1991)等により詳しく調査されており、気象庁予報部(1991)では雨と雪を判別するための指標となる地上気温の地理的分布を設定してある。関東地方におけるこの判別温度は、沿岸部で3°C、内陸部で2°Cである。

また、これまでの寒気の移動と関東地方の降水形態の変化に関する調査によれば、南岸低気圧による海上からの北東風が関東平野に滞留する寒気層に乗り上げる効果(山本, 1984)や東北地方南部の高圧部から流

出する寒気による降雪の事例(小泉, 1995)に関する研究がある。

ここで、降水形態の変化については接地層内の気温、湿度の鉛直分布が重要であり、筑波山の風、気温の利用率が高いと言われているが(山本, 1984)、データが少ないため、大気下層の温度、湿度を考慮した降水形態の変化に関する研究は少ない。また飛行場の短時間予報では、雨、雪の区別は重要である。そこで本研究では東京タワーにおける気温の鉛直分布、及びアメダスによる地上気温の高度分布と関東地方における降水形態の変化の関係を明らかにするため事例解析を行う。

### 2. 対象期間と資料

#### 1.2 対象期間

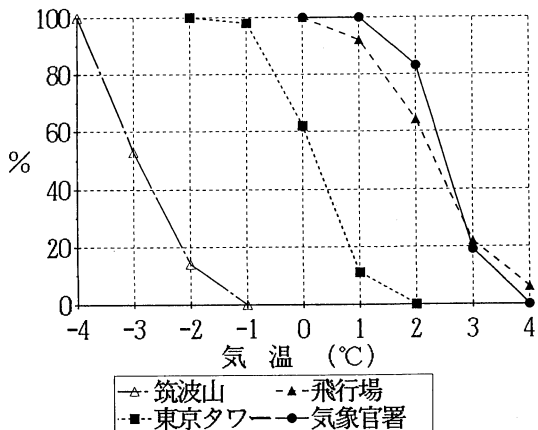
比較的に長時間継続する降雪が多く観測された1995年と1996年の1月及び2月の内、関東地方に継続的に3時間以上降水が観測された期間は次のア〜クの8つであり、この8期間について統計的な調査を行う。対象地域を関東地方に限定した理由としては、この地方では気象資料が豊富なためである。この8期間の内アについては、関東地方南部に温暖前線が停滞して地上では比較的気温が高い状態であった。その他イ、ウ、エ、オ、カ、クについては南岸低気圧によるものであ

\* 防衛大学校地球科学科。

—1996年10月31日受領—

—1997年11月18日受理—





第2図 観測地点別の気温に対する雪の頻度。縦軸はパーセント、横軸は気温を示す。△に一点鎖線は筑波山(868 m)の気温と百里の降水、■に点線は東京タワー(250 m)と羽田の降水、▲に破線は飛行場の気温と降水、●に実線は気象官署の気温と降水を示す。

第1表 雨、雪が混在している際の気温域

観測地点	気温域	気温幅	サンプル数
気象官署	+2~+3°C	2°C	95
飛行場	+1~+4°C	4°C	932
東京タワー	0~+1°C	2°C	129
筑波山	-3~-2°C	2°C	138

飛行場において地上気温と地上の降水形態の関係を調べると、第2図により地上気温が0°C以下では雪、地上気温1°C~4°Cの範囲で雨と雪が混在していた。4°Cという比較的高い気温での降雪時の湿度を調べると60%から70%と低湿度であり、雪片の融解、蒸発による冷却効果(Matsuo *et al.*, 1981)が影響しているものと考えられる。気象官署における地上気温と地上の降水形態の関係を調べると、1°C以下では雪、4°C以上では雨となっており、2°C~3°Cの間で雨と雪が混在していた。

ダーエコーの時間変化を参照するために、東京レーダーを用いた。

### 2.3 地上気象観測地点

地上の気象観測地点は第1図に示すとおりで、14か所の飛行場では毎時間観測しており定時航空実況気象報を通報している。8か所の気象官署では毎時間観測しており地上実況気象報を通報している。筑波山のアメダス観測地点は海拔868 mの地点にあり1時間間隔で気温を通報している。筑波の気象研究所にある気象観測用鉄塔は高度10, 25, 50, 100, 150, 200及び213 mの風向風速及び気温を1分間隔で測定しており、東京タワーでは高度4, 64, 103, 169, 205及び250 mの風向風速及び気温を1時間間隔で測定している。

### 3. 統計的調査

地上の気温と降水の関係については、14地点の飛行場で降水が観測された932例と8地点の気象官署で降水が観測された95例について調べた。上空の気温と降水の関係は百里飛行場で降水が観測された138例とその時の筑波山の高度868 mの気温、羽田飛行場で降水が観測された129例とその時の東京タワーの高度250 mの気温を調べた。第2図はそれぞれの気温に対する雪の頻度を示した。気象官署、筑波山、東京タワーの気温は0.1°C単位で測定されており、1°C単位で測定されている飛行場と同一化するため四捨五入して1°C単位とした。また、みぞれは雪として分類した。

次に筑波山の気温と地上の降水形態の関係を調べた。筑波山の気温と東京の降水形態の関係については山本(1984)により述べられているが、ここ2年間の資料をもとに上空の気温と降水形態について調査をした。筑波山と百里飛行場を選択した理由としては、山本(1984)も述べているように筑波山と東京では距離が離れすぎていると考えられるからである。筑波山から百里飛行場の距離は約30 kmである。百里飛行場で降水が観測された138例での筑波山の気温を調べると(第2図)、筑波山の気温が-4°C以下では雪、-1°C以上では雨となっている。-2°C~-3°Cの間で雪と雨が混在しており、山本(1984)の結果と一致した。

地上の雨雪と大気下層の温度の関係を明らかにするため羽田飛行場において降水が観測された時の129例で、羽田飛行場の降水形態と東京タワーの高度250 mの気温を調べた(第2図)。東京タワーから羽田飛行場の距離は約12 kmである。高度250 mの気温が-1°C以下では雪、2°C以上では全て雨となり、0°C~1°Cの間で雨と雪が混在していた。

気象官署、飛行場、東京タワー及び筑波山の資料を統計調査した結果、雨と雪が混在している気温幅は第1表のとおりである。飛行場のデータを用いた気温幅は4°Cと他の観測地点に比べ気温幅が広いが、これはサンプル数が多いことが影響しているものと推測される。飛行場の1°Cでの雨と4°Cでの雪の頻度はそれぞれ10%未満で、ほとんどが気象官署のデータを用いた気温幅と同じ2°Cで雨と雪が混在しているとみなすこ

とができると考えられる。これは石原(1994)による雨雪の変化時の地上気温分布と良く一致している。

これらの結果から、次のことが明らかになった。

ア 地上気温による雨と雪の混在域の幅と下層大気  
の気温による混在域の幅はほぼ一致した。

イ 地上気温が $1^{\circ}\text{C}$ 以下なら地上の降水はほとんど  
雪である。

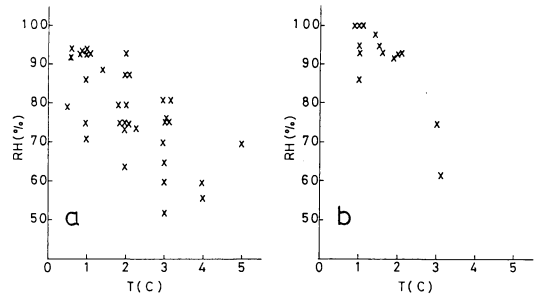
ウ 筑波山の気温が $-4^{\circ}\text{C}$ 以下なら百里飛行場の降  
水は雪である。

エ 東京タワーの250 m 高度の気温が $-1^{\circ}\text{C}$ 以下な  
らば羽田飛行場の降水は雪である。

#### 4. 事例解析

今回研究した8例の対象期間の中でアは雨とみぞれの事例、イとエは雨のみの事例であるので除外した。それ以外の降雪が観測された5事例について、各地点で降雪が始まる時刻の地上気温と湿度を調べた。このような寒気の移動と降雪領域の拡張について山本(1984)により報告されているが、ここでは、比較的に高温、低湿で降雪が始まる地点が多い事例(1996年2月16日, 1995年2月5日, 1996年1月19日)と、低温、多湿で降雪が始まる地点が多い事例(1995年2月26日, 1996年2月25日)に分けた。これらの事例を、今後、事例1, 2, 3, 4, 5と呼び、また、この2つの降雪の型を今後タイプ1, 2と呼び、降雪が始まる際の各地点の地上気温と湿度の散布図を第3図に示す。この図により、事例1, 2, 3(タイプ1)では高温、低湿で降雪が始まる地点が多く、事例4, 5(タイプ2)では低温、多湿で始まる地点が多いことが確認できる。また、第3図aに示されているように、湿度が低い場合に高温で降雪が始まり易いことは、蒸発熱による影響としてすでに石原(1994)により報告されている。また、比較的に低温、多湿で降雪が始まる地点が多い場合でも、気温 $3^{\circ}\text{C}$ 、湿度75%以下で降雪が始まった地点が2か所含まれている(第3図b)。

これら2つのタイプの降雪について、東京タワーによる気温の鉛直分布とアメダスによる地上気温の高度分布について特に注目した。第4, 5図にこれらの5事例の地上天気図と館野の高層気象観測による気温と風の鉛直分布を示す。事例1では前述したように、降雪当初は関東南岸における気圧の谷による降雪であったが、その後この気圧の谷が発達し、停滞前線が形成され、降雪は18日21時まで続いた。事例2, 3, 4では、南岸低気圧は東経 $140^{\circ}$ で北緯 $31^{\circ}$ から $32^{\circ}$ の間



第3図 (a) タイプ1, (b) タイプ2の降雪開始時刻における各地点の地上気温と湿度の散布図。

を通過しており、これは宇都宮で降雪が期待できる位置である。また、事例5においては、東経 $136^{\circ}$ 、北緯 $33^{\circ}$ 付近を通過しており、宇都宮で降雪が観測される際の南岸低気圧通過位置の北限付近である(大矢・小池, 1993)。

まずタイプ1の事例について紹介する。

##### 4.1 1996年2月16日の事例

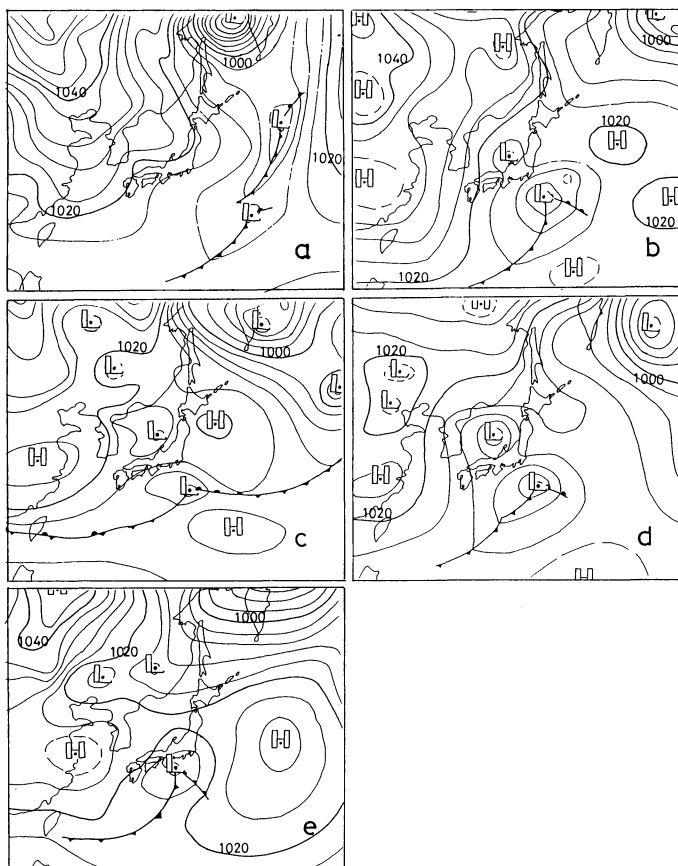
###### 4.1.1 総観場

1996年2月15日の09時には低気圧が東海地方の南海上にあり東北東に進み、21時には日本の東海上へ達した。大陸からは高気圧が張り出してきて日本付近は冬型の気圧配置になった。16日の09時も引き続き冬型の気圧配置ではあるが関東地方の北に高気圧が張り出し南海上には低圧部が残っており(第4図a)、関東地方には雨雲が広がっていた。その時の館野の気温の鉛直分布を見ると、850 hPaの気温が $-8^{\circ}\text{C}$ と低く、関東地方における降雪の可能性が高いことを示している(第5図a)。

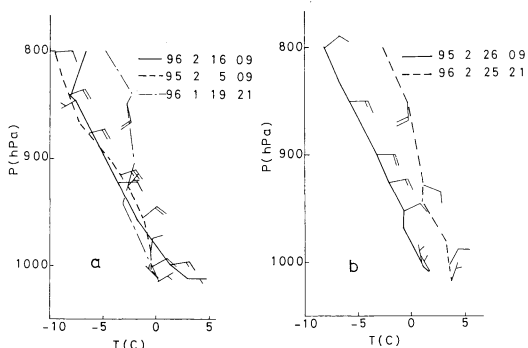
###### 4.1.2 地上気温の分布と降水形態

1996年2月16日の地上気温、風、雨、雪の分布を第6図に示した。雨と雪の境目は地上気温で $2^{\circ}\text{C}$ とされているので、ここでは $2^{\circ}\text{C}$ の等温線に着目する。この等温線はアメダスデータからの内挿値より求めており、これに伴う平均操作のために、各観測点における観測値と若干異なる場合がある。

16日06時に関東地方の北東部に出現した $2^{\circ}\text{C}$ の等温線(第6図a)は南西進して09時に筑波山付近に(第6図c)、10時には下総飛行場付近に(第6図d)、11時には羽田飛行場付近へ達した(第6図e)。この $2^{\circ}\text{C}$ の等温線の移動と地上風の関係を見ると、この等温線と共に北東風が侵入しており、この等温線の移動方向と風向が良く一致していた。この $2^{\circ}\text{C}$ の等温線の移動に伴

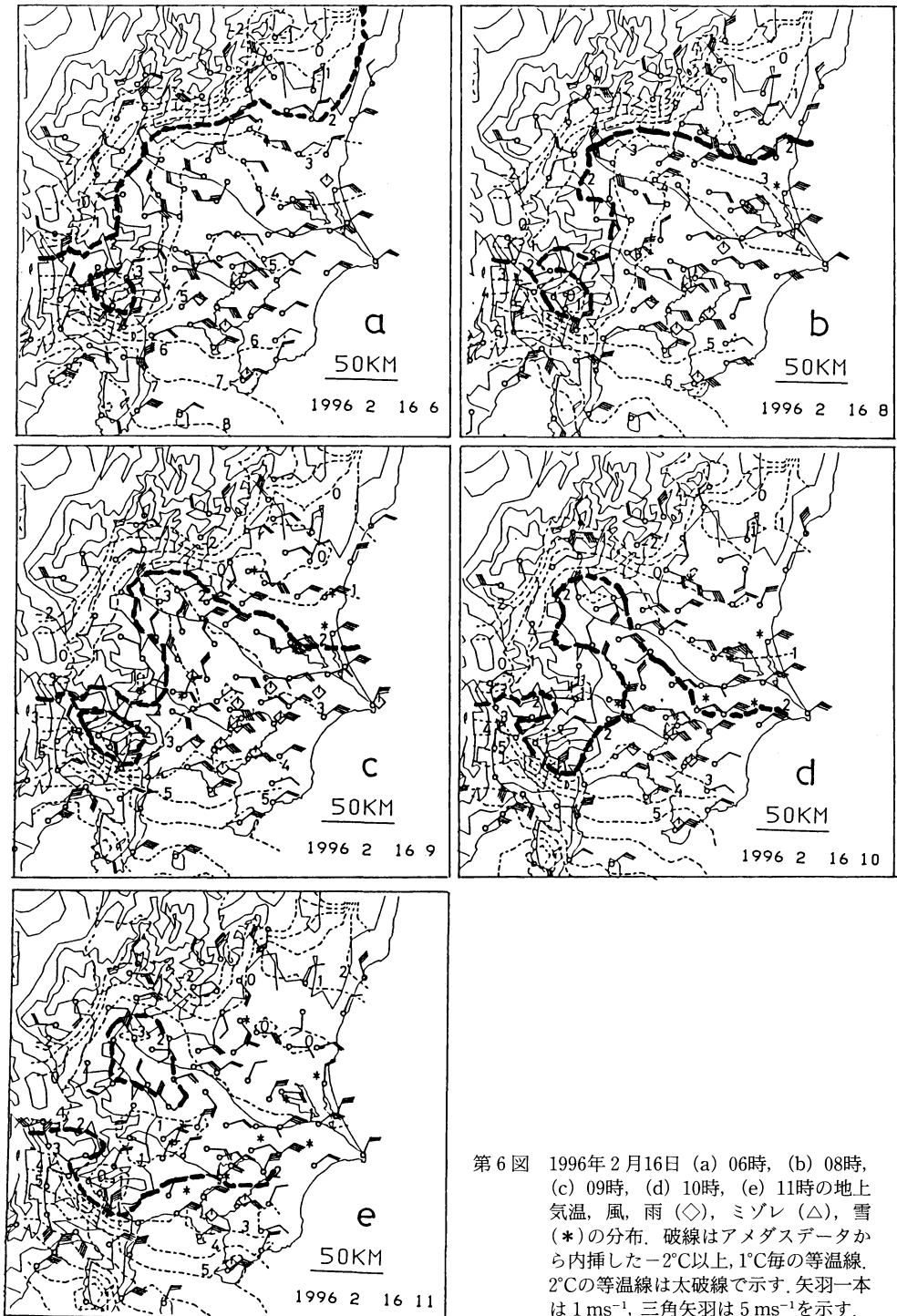


第4図 (a) 1996年2月16日09時, (b) 1995年2月5日09時, (c) 1996年1月19日21時, (d) 1995年2月26日09時, (e) 1996年2月25日21時の地上天気図. 図中の数字は海面更正した気圧を表し, 4 hPa 毎の等圧線を示す.

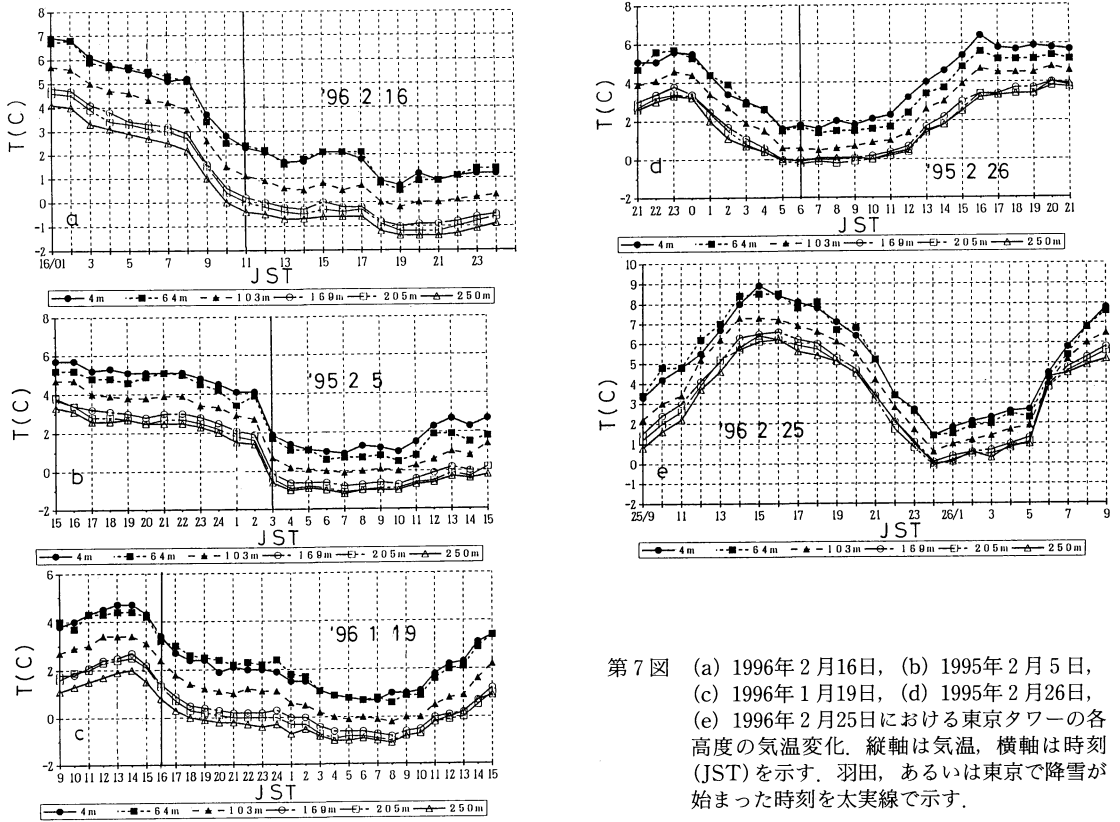


第5図 館野における気温と風の鉛直分布. 縦軸は気圧 ( $P$ ), 横軸は気温 ( $T$ ) を表す. 長矢羽は10 kt, 短矢羽は5 kt を表す.

い地上の観測地点における降水は雨から雪へと変化したが、16日の06時には関東地方の所々で雨となっていたが(第6図 a), 08時に宇都宮飛行場, 百里飛行場が雨から雪に(第6図 b), 09時に霞ヶ浦飛行場が雨から雪に(第6図 c), 10時には入間飛行場, 下総飛行場, 成田飛行場が雨から雪に(第6図 d), 11時には厚木飛行場, 羽田飛行場が雨から雪に降水形態が変化していった(第6図 e). 以上のことから $2^{\circ}\text{C}$ の等温線の到達時刻と降水形態の変化時刻とがおおむね良く一致していることが分かる. また, 地上気温が $2^{\circ}\text{C}$ 以下における降水は全て雪であった. ここで, 08時の百里飛行場, 09時の霞ヶ浦飛行場, 11時の厚木飛行場では気温が $2^{\circ}\text{C}$ になる以前に雨から雪に変化していた. 山本(1984)は関東地方の降雪は関東北東部で始まり易いと述べているが, 本事例はその1つである.



第6図 1996年2月16日 (a) 06時, (b) 08時, (c) 09時, (d) 10時, (e) 11時の地上気温, 風, 雨 (◇), ミズレ (△), 雪 (\*) の分布. 破線はアメダスデータから内挿した $-2^{\circ}\text{C}$ 以上,  $1^{\circ}\text{C}$ 毎の等温線.  $2^{\circ}\text{C}$ の等温線は太破線で示す. 矢羽一本は  $1\text{ms}^{-1}$ , 三角矢羽は  $5\text{ms}^{-1}$ を示す.



第7図 (a) 1996年2月16日, (b) 1995年2月5日, (c) 1996年1月19日, (d) 1995年2月26日, (e) 1996年2月25日における東京タワーの各高度の気温変化。縦軸は気温、横軸は時刻(JST)を示す。羽田、あるいは東京で降雪が始まった時刻を太実線で示す。

4.1.3 下層大気温度の鉛直構造

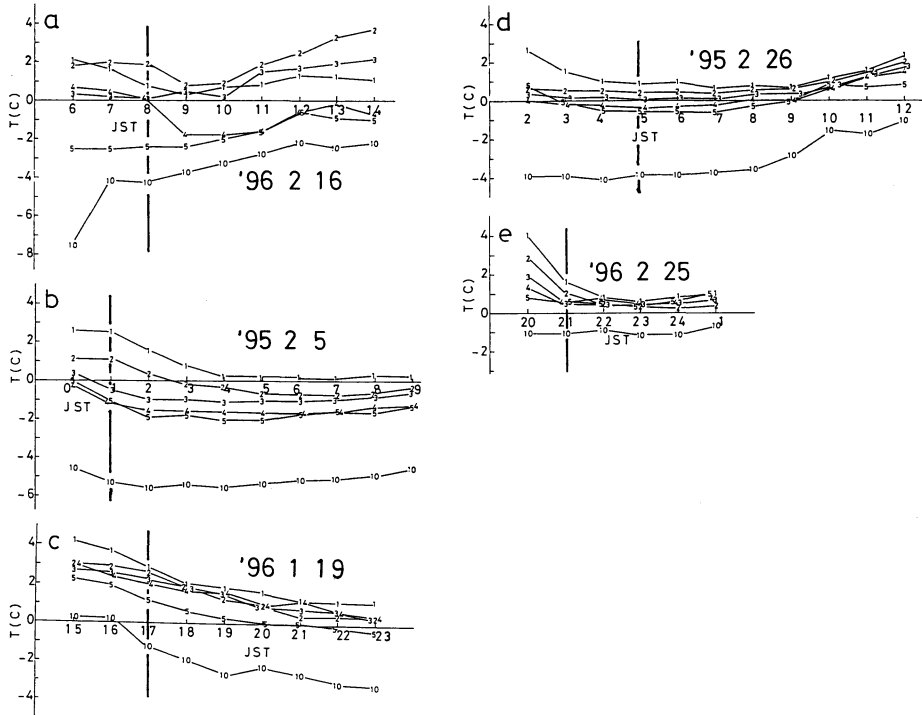
本事例研究で対象となっている5事例における、東京タワーの各高度の気温の時間変化を第7図に示す。1996年2月16日の01時から15時までの間の東京タワーの気温の時間変化を見ると(第7図a), 08時から11時にかけて気温の急激な低下が見られ、寒気層の到達を示唆している。このときの地上観測によると羽田飛行場では11時に雨から雪へと変化している。羽田飛行場で降雪が観測されている11時以降、高度169 m以上の高度の気温は負であり、169 m高度と250 m高度間には0.5°C程度の気温差が維持され、64 m高度と169 m高度間の気温差も2°C程度が維持されているので、雪の融解により形成されることが期待される0°C付近の等温層(山本, 1984)は東京タワーの測定資料からは観測されない。また、ゾンデ観測によっても09時に館野付近に0°C近辺の等温層は存在していないことが確認できる(第5図a)。

4.1.4 地上気温の高度分布

また、比較的到高高度における地上気温に対する降

雪の影響を調べるためにアメダスデータを用いた。この方法は、事例1については関東北東部から始まっているので、宇都宮からの距離が50 km以内に存在しているアメダスデータを高度順に並べ、目的とする高度別に平均し、地上気温の高度分布を求めた。この半径50 kmという円は、高度1 km以上の観測点が円内に入り、かつ、円が大きくなり過ぎないように定めた。事例2から5については、降雪が関東西部から観測されたので、横田の周囲のデータについて同様の処理を行い、地上気温の高度分布を求めた。この方法で高度500 m以上の地上気温を求める際には、使用できるデータが1つ程度しか存在せず、目的とする高度との高度差は100 m以内であるが、この差は6°Ckm<sup>-1</sup>の気温減率を用いて補正した。

アメダスデータより求めた各高度の地上気温の時間変化を第8図に示す。事例1(第8図a)における09時の各高度の地上気温は、高度1000 m, 500 m, 400 mで-3.8°C, -2.4°C, -1.7°Cであり、これをゾンデ観測によるものと比較すると(第5図a), 各高度の温度差は



第8図 (a) 1996年2月16日, (b) 1995年2月5日, (c) 1996年1月19日, (d) 1995年2月26日, (e) 1996年2月25日における, アメダスより求めた各高度の地上気温の時間変化。(a) 図では宇都宮, (b) (c) (d) (e) 図では横田で降雪が始まった時刻を太実線で示す。図中の数字は平均気温が求められた高度を示し, 1 (100 m), 2 (200 m), 3 (300 m), 4 (400m), 5 (500 m), 10 (1000 m) を表す。

0.5°Cから-0.7°Cの範囲内にある。宇都宮では06時から雨, 08時から雪が観測されている。特に注目すべきなのは, 08時以前から高度400 mから300 mにかけての地上気温が0.7°Cから0.2°C間のほぼ等温になっていることである。これは, 地表面付近で降雪が融解することにより地上気温を0°Cよりやや暖かい気温に保っている結果であると考えられる。また, 500 m高度以上の気温は負であり, 降雪が融解し地上気温に大きな影響を与えることは考えにくく, ゾンデ観測による気温とあまり大きな相違のない地上気温になっているものと推察される。

09時には降雪に伴い気温が低下し, 高度300 m以下で0.4°Cから0.8°Cの間の等温領域となっている。この地上気温が等温となっている高度の上限, 300 m高度でゾンデ観測による上空の気温が0°Cになっており, 良く一致している。降雪時には, この等温領域の上限の近傍に上空の気温が0°Cである高度が存在しているとすると, 宇都宮で降雪が始まった当初の06, 07, 08

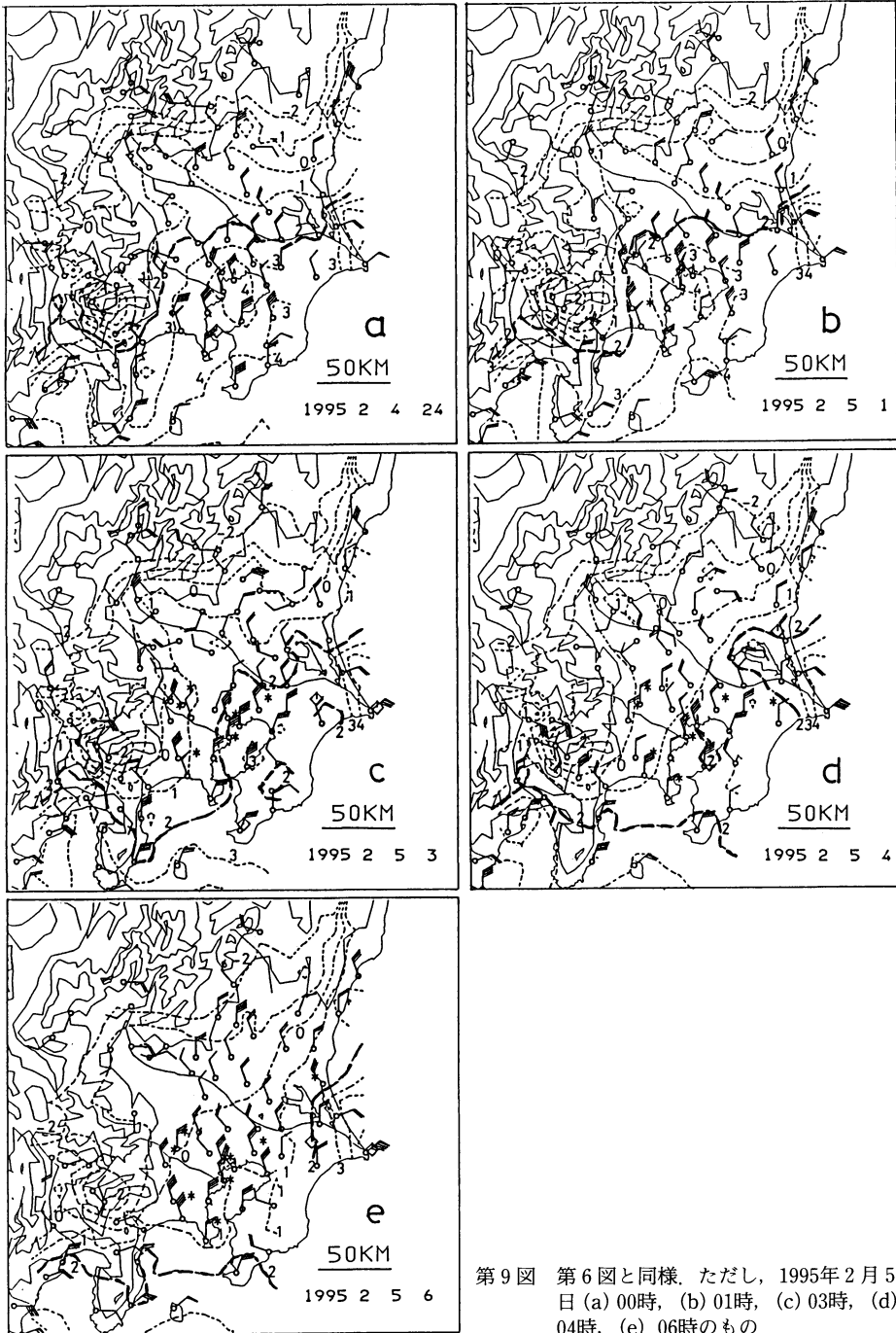
時には高度400 mに0°C高度があり, 高度200 m以下では雪の融解による影響は小さい。また, 09, 10時には気温が0°Cとなる高度は300 mと低下し, 雪の融解による影響は100 m高度までは大きかったと推察される。それ以降, 宇都宮の北北東50 kmの地点周囲に南風がはいる, この影響で地上気温が局地的に上昇し(第6図e), このため第8図aの200 mと300 m高度の気温が11時以降上昇している。この局地的に昇温した領域では雪の融解による地上気温低下の影響は小さいと考えられる。

## 4.2 1995年2月5日の事例

### 4.2.1 総観場

1995年2月4日の21時には前線を伴った低気圧が八丈島の南西海上にあり北東進していた。その後低気圧は1016 hPaから1004 hPaと発達しながら八丈島のやや南を通過し2月5日の09時には関東の南東海上に達した(第4図b)。この低気圧による降水は, 関東地方では5日の00時より観測された。伊藤(1956)によれ

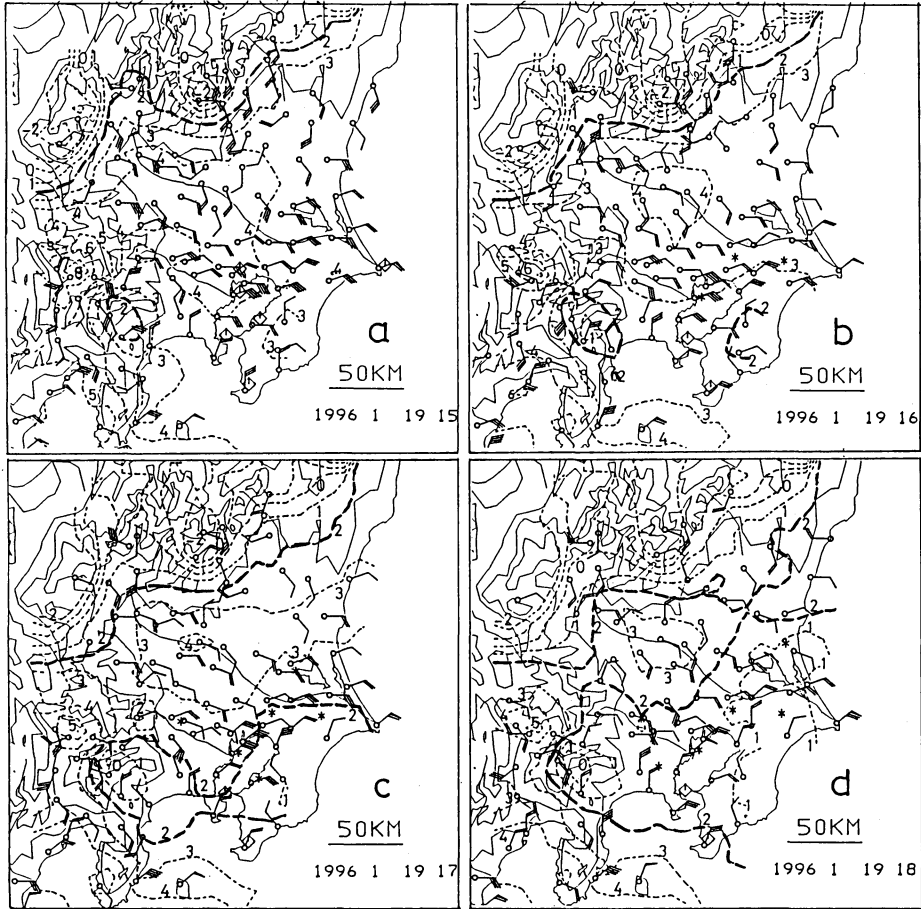




第9図 第6図と同様。ただし、1995年2月5日 (a) 00時, (b) 01時, (c) 03時, (d) 04時, (e) 06時のもの。

ば、低気圧がこのような経路をとる時は関東地方での降水は雪と考えられる。その時の館野の850 hPaの気温を見ると5日の09時には $-7.3^{\circ}\text{C}$ であり、関東地方での降雪の可能性が高いことが認められる。

4.2.2 地上気温の分布と降水形態  
地上気温、風、雨、雪の分布を第9図に示す。低気圧の通過により関東地方では1995年2月4日の24時から横須賀で雨が降り始めた(第9図 a)。5日01時(第



第10図 第6図と同様。ただし、1996年1月19日 (a) 15時, (b) 16時, (c) 17時, (d) 18時のもの。

9図b)に横田飛行場、厚木飛行場で降り始めた雪はその後範囲を南東に広げ、03時には下総、羽田飛行場及び東京に到達した(第9図c)。成田飛行場は03時では雨であったが04時(第9図d)には雪に変化した。百里飛行場はそれよりやや遅れて04時には雨であったが06時(第9図e)に雪に変化した。2月5日の $2^{\circ}\text{C}$ の等温線の移動を見ると、この場合も地上風向に従って移動しており、5日の01時に横田、厚木飛行場付近、03時に羽田飛行場付近、04時には成田飛行場付近に達している。百里飛行場付近では02時から05時までの間寒気が停滞したために雨から雪への降水形態の変化が遅れたが、これは霞ヶ浦の水温が暖かいためであると考えられる。

以上のことから $2^{\circ}\text{C}$ の等温線の到達時刻と降水形態の変化時刻とが良く一致していることが分かる。この

場合も、01時の横田と厚木、03時の下総、東京、羽田における降雪の開始時刻の地上気温は $2^{\circ}\text{C}$ よりも暖かく、地上気温が $2^{\circ}\text{C}$ 以下の地点における降水は04時の百里、05時の成田を除けば全て雪であった。

#### 4.2.3 下層大気温度の鉛直構造

1995年2月4日15時から5日15時までの間の、東京タワーの各高度の気温の時間変化を見ると(第7図b)、羽田で降雪が始まった03時以降、169 m高度と205 m高度間の気温差は $0.3^{\circ}\text{C}$ を維持しており、気温減率が特に小さいとは考えられない。また、205 m高度以上では気温 $-1^{\circ}\text{C}$ 程度の等温層が存在している可能性があるが、明瞭でない。05時以降、気温が $0^{\circ}\text{C}$ となる高度は103 mと低い。館野の09時の観測によれば(第5図a)、1000 hPa から980 hPa 間に気温 $-0.5^{\circ}\text{C}$ の等温層が見られる。これが上述している等温層に対応してお

り、降雪の融解熱により等温が保たれている領域であると考えられる。

#### 4.2.4 地上気温の高度分布

アメダスデータより求めた各高度の地上気温の時間変化(第8図b)を見ると、09時の各高度の地上気温は、高度1000 m, 500 m, 400 m で $-4.5^{\circ}\text{C}$ ,  $-1.3^{\circ}\text{C}$ ,  $-1.2^{\circ}\text{C}$ であり、これをゾンデ観測によるものと比較すると(第5図a), 各高度の温度差は $-0.5^{\circ}\text{C}$ から $-0.3^{\circ}\text{C}$ の範囲内にある。また、300 m 高度以下の気温は $-0.6^{\circ}\text{C}$ から $0.3^{\circ}\text{C}$ の範囲内にあり、東京タワーや館野の上層観測により確認されている等温層に対応している。

横田で降雪が始まった01時前後の地上気温の高度分布によれば、0時には高度500 m から300 m の間の気温は $0^{\circ}\text{C}$ 付近であるが、200 m 高度以下の地上気温は暖かい。また、02時には300 m 高度で $-1^{\circ}\text{C}$ と気温が低下し、雪の融解の影響によると推察される、地上気温が $0^{\circ}\text{C}$ 付近の等温となる領域は存在しなくなった。

### 4.3 1996年1月19日の事例

#### 4.3.1 総観場

1996年1月19日の21時には東北の東海上に高気圧の中心が達し、関東の南海上には低気圧が東進していた(第4図c)。同時刻の館野の状態曲線によると、900 hPa から940 hPa 間に気温逆転層があり、それより下層では東北東風であり(第5図a)、この風による寒気の移流が認められた。850 hPa の気温は $-3^{\circ}\text{C}$ であり、降雪を期待するためには暖か過ぎた。

#### 4.3.2 地上気温の分布と降水形態

地上気温、風、雨、雪の分布を第10図に示す。低気圧の通過により関東地方では1996年1月19日の12時から館山で雨が降り始めた。14時には横須賀、木更津、羽田飛行場で雨、15時には銚子、東京でも雨となった(第10図a)。16時から成田、下総、羽田飛行場で雪に変わり(第10図b)その範囲は17時に霞ヶ浦、木更津、横田飛行場に(第10図c)、18時には百里、厚木飛行場まで広がった(第10図d)。この時の $2^{\circ}\text{C}$ の等温線の移動について見ると、房総半島に19日16時から現れた $2^{\circ}\text{C}$ の等温線は17時に木更津飛行場に、18時には百里から厚木飛行場付近まで達している。関東地方は低気圧の北にあたるため925 hPa 高度以下では北東風が卓越しており(第5図a)、この風の影響で寒気が千葉県から西方へ移動したのと考えられる。下総、霞ヶ浦、横田飛行場は気温が $2^{\circ}\text{C}$ となる時刻より1時間早く雪に変化した。これは気温が $4^{\circ}\text{C}$ 、湿度60~70%と高

温低湿度での降雪であった(Matsuo *et al.*, 1981)。17時と18時の横須賀を除いて、地上気温が $2^{\circ}\text{C}$ 以下となる地点の降水は全て雪であった。

#### 4.3.3 下層大気温度の鉛直構造

1996年1月19日9時から20日15時までの間の東京タワーの各高度の気温の時間変化を見ると(第7図c)、羽田で降雪が観測された16時以降も気温は下がり続け、19時以降気温が $0^{\circ}\text{C}$ となる高度は205 m 付近であり、低い。また、169 m 高度と250 m 高度間の気温差は $0.5^{\circ}\text{C}$ を維持し、 $0^{\circ}\text{C}$ 付近の等温層の存在は確認できない。21時の高層観測によれば、地上から940 hPa 高度間の気温減率はほぼ一定であり、ここでも雪の融解の影響であると推察される等温層は存在していない(第5図a)。

#### 4.3.4 地上気温の高度分布

各高度の地上気温の時間変化を見ると(第8図c)、21時の高度1000 m の地上気温は $-2.6^{\circ}\text{C}$ と館野の上空1000 m 気温と良く一致しているが(第5図a)、500 m 以下では地上気温は $0^{\circ}\text{C}$ から $1.3^{\circ}\text{C}$ とゾンデ観測による気温よりも高く、正であり、雪の融解が生じていると推察される。横田で降雪が観測された当初の17時前後を見ると、16時、17時で500 m 高度の地上気温はそれぞれ $2^{\circ}\text{C}$ 、及び $1.2^{\circ}\text{C}$ であり、雪の融解により地上気温を $0^{\circ}\text{C}$ 付近に保とうとする効果は小さいと推察される。

次にタイプ2の事例について紹介する。

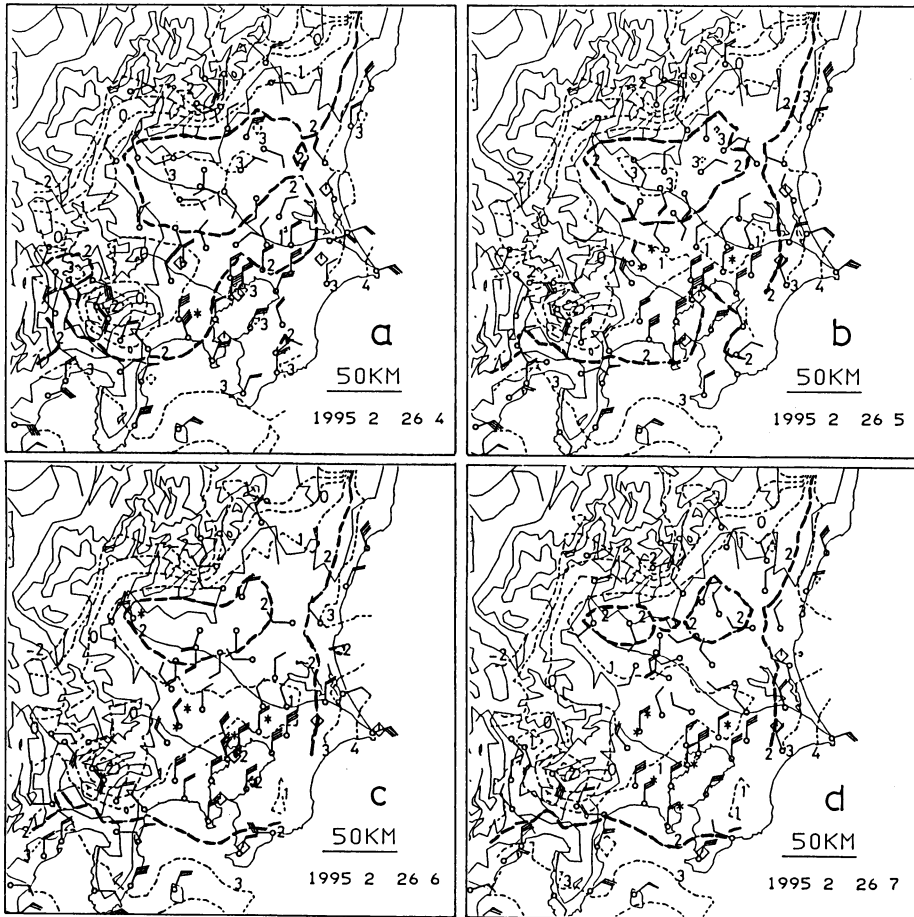
### 4.4 1995年2月26日の事例

#### 4.4.1 総観場

1995年2月25日の21時には前線を伴った低気圧が日本の南海上にあり東北東進しており、北海道に中心を持つ高気圧が関東地方に張り出していた。2月26日の09時(第4図d)には低気圧は八丈島の南東海上に達し日本海にも別の低気圧があり、いわゆる二つ玉低気圧の気圧配置となった。

#### 4.4.2 地上気温の分布と降水形態

地上気温、風、雨、雪の分布を第11図に示す。低気圧の通過により大島では25日11時から雨が降り出し13時に館山で雨、16時には横須賀、羽田飛行場でも雨が降り始めた。26日03時に雨の範囲は百里飛行場や水戸付近まで広がり関東地方はほぼ全域雨となった。この雨が26日04時(第11図a)から、まず厚木飛行場で雪に変わり、05時(第11図b)には入間、横田、下総飛行場で雪に変化した。その後、06時(第11図c)に東京、07時(第11図d)に羽田飛行場、横須賀が雪になり関東の



第11図 第6図と同様。ただし、1995年2月26日 (a) 04時、(b) 05時、(c) 06時、(d) 07時のもの。

西部を中心に午前中雪となった。地上気温が $2^{\circ}\text{C}$ である等温線を見ると、26日04時に関東南部にあらわれた気温 $2^{\circ}\text{C}$ 以下の寒気は範囲を南北に広げるものの移動は見られなかった。寒気と地上風の関係をみると、この寒気を中心としてその南部で北風、北部で南風となっており、発散域である。このような発散域で降雪が観測され易いことは山本(1984)により報告されている。この寒気の広がりや降水形態の変化との対応を考えると、地上気温が $2^{\circ}\text{C}$ あるいはそれ以下にならないと雨から雪に変化せず、 $2^{\circ}\text{C}$ 以上の比較的に高温で雨から雪に変化している地点が存在していない。

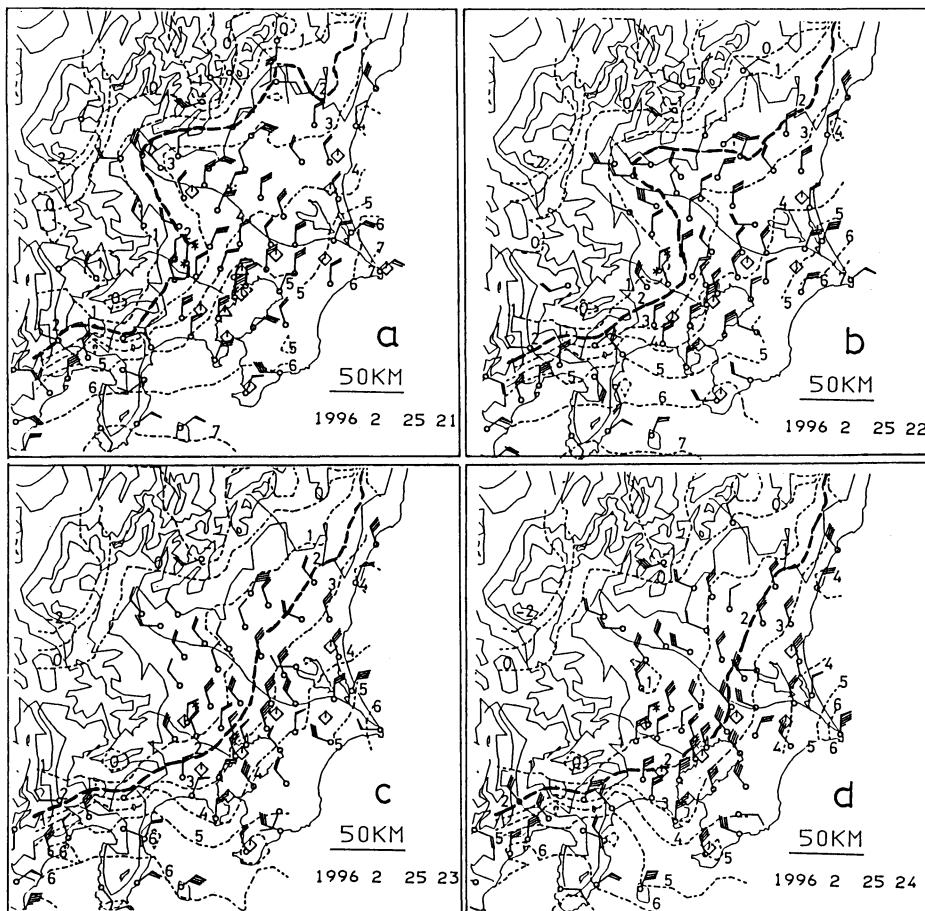
#### 4.4.3 下層大気温度の鉛直構造

1995年2月25日21時から26日21時までの間の、東京タワーの各高度の気温の時間変化を見ると(第7図d)、東京で降雪が観測された06時以前、05時から169 m

高度と250 m 高度間は $0^{\circ}\text{C}$ 付近の等温層となり、これは東京周辺で降雪から降雨に変わる12時まで続いた。26日09時の高層観測によれば(第5図b)、950から970 hPaまで $-0.6^{\circ}\text{C}$ 程度の等温層が見られるが、この等温層が上述している等温層に対応していると考えられる。また、降雪が持続している間も250 m 高度の気温が $0^{\circ}\text{C}$ 付近にあることが特徴的である。

#### 4.4.4 地上気温の高度分布

地上気温の高度分布の時間変化を見ると(第8図d)、09時には500 m 高度以下の地上気温は $0^{\circ}\text{C}$ から $0.7^{\circ}\text{C}$ の範囲内にあり、ゾンデ観測による上空の気温との差も $0.5^{\circ}\text{C}$ 以内であり、雪の融解により気温を $0^{\circ}\text{C}$ 付近に保とうとする影響が顕著である。横田で降雪が始まる05時以前における高度分布によれば、高度500 m から200 m における地上気温は、横田で降雨時である



第12図 第6図と同様。ただし、1996年2月25日 (a) 21時、(b) 22時、(c) 23時、(d) 24時のもの。

02時にすでに0°Cから1°Cの範囲内にあり、雪が融解している影響を表しているものと推察できる。

#### 4.5 1996年2月25日の事例

##### 4.5.1 総観場

前述したように、1996年2月25日の21時(第4図e)には本州に近い紀伊半島の南東海上に低気圧があり、太平洋沿岸を東北東進し26日の09時には関東の東海上に達した。25日21時の館野の状態曲線を見ると(第5図b)820 hPaと高高度で0°Cとなっており、低気圧が本州に近づき過ぎているために大気下層が暖かく、この気温では関東地方での降水は雨だと予測される。事実、館野ではこの時刻に降雪は記録されておらず、関東地方における降雪の有無を館野における12時間間隔の上層観測のみで議論することが困難であることを示している。

##### 4.5.2 地上気温の分布と降水形態

地上気温、風、雨、雪の分布を第12図に示す。2月25日15時から館山で雨が降り始め18時には銚子、東京、羽田飛行場など関東南部に雨が広がり、20時に百里、入間、横田飛行場も雨になった。21時(第12図a)に入間、横田飛行場では雨から雪に、東京、横浜でミソレに変化した。その後入間飛行場では26日00時まで雪が続き01時以降は雨となった。04時に百里、成田飛行場で観測されている雨を最後として降水は終了した。この間、関東北部の熊谷、秩父、宇都宮では降水は見られなかった。又、調布では夜間観測は行われていなかった。このときの地上気温の分布を見ると、25日21時(第12図a)に入間、横田飛行場付近で雨から雪に変化し、この時の入間と横田における地上気温は2.2°Cと1.2°Cであった。2°Cの等温線は北西風とともに南東進し、

24時には筑波山の西から東京タワーあたりに達しその後同じ地域で停滞した(第12図d)。この日は入間と横田でしか降雪は観測されなかったが、23時、24時における横田では気温 $1^{\circ}\text{C}$ で雨を観測した。

#### 4.5.3 下層大気温度の鉛直構造

1996年2月25日09時から26日09時までの間の、東京タワーの各高度の気温の時間変化を見ると(第7図e)、15時から24時にかけて急速に気温が低下したが東京で21時にミゾレが観測されたのみで降雪は観測されなかった。最も低温が観測された24時以前、20時から169 m 高度と250 m 高度間は等温層となり、24時には一時的に $0^{\circ}\text{C}$ 付近の等温層となり、その後すぐに気温が上昇した。羽田ではこの間雨が観測されていたが、雨から雪には変化しなかった。東京でミゾレが観測された21時における250 m 高度の気温は $3.4^{\circ}\text{C}$ であり、気温 $0^{\circ}\text{C}$ となる高度はさらに上空にあった。

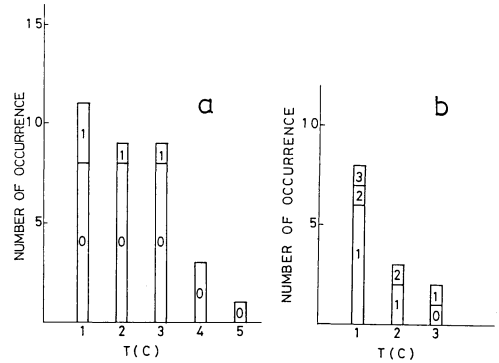
#### 4.5.4 地上気温の高度分布

地上気温の高度分布の時間変化を見ると(第8図e)、21時における高度1000 m の地上気温は $-1.1^{\circ}\text{C}$ であり、館野における910 hPa の気温 $0.9^{\circ}\text{C}$ との間の差は大きい。この理由は、この日の寒気は北西方向から侵入しており横田付近では既に降雪が観測されているのに対して(第12図a)、館野の850 hPa 高度ではまだ南風であり(第5図b)、暖気の影響下にあるためである。横田で降雪が始まった21時以前には地上気温が等温となる高度領域は見られないが、21時には500 m から200 m までが、22時には500 m 以下では $0^{\circ}\text{C}$ 付近の等温な領域になっていた。

### 5. 議論

本論文では降雪が始まる際の各地点における地上気温と湿度により、高温、低湿で降雪が始まる地点が多いタイプ1と低温、多湿で始まる地点が多いタイプ2とに降雪を分類した。この両者の相違が発生する理由を調べるために、各地点における降雪開始時の降水量を見ると(第13図)、タイプ1では降水量が少なく(第13図a)、ほとんどの地点で $1\text{ mm hr}^{-1}$ 以下であるが、タイプ2では $1\text{ mm hr}^{-1}$ 以上の降水量が観測されることが多い(第13図b)。特に事例5で21時にミゾレが観測された東京と横浜では、両者とも気温は $5^{\circ}\text{C}$ 以上、降水量は $3\text{ mm hr}^{-1}$ 以上観測されたので、降水量が多く、地上気温が高い時はミゾレが発現しやすいものと考えている。

これまで述べてきた東京タワーの各高度の気温の時



第13図 (a) タイプ1, (b) タイプ2の降雪開始時刻における各地上気温 ( $T$ ) 毎の降水量の頻度分布。図中の数字は1時間当たり降水量を表す。

間変化を見ると(第6図)、羽田、あるいは東京で降雪が始まる時、事例1、2においては気温が $0^{\circ}\text{C}$ となる高度は低く、205 m 以下であり、事例3では降雪開始時の $0^{\circ}\text{C}$ 高度は250 m よりも高いが、2時間後に250 m になり、その後さらに低下している。これに対し事例4では気温がほぼ $0^{\circ}\text{C}$ である等温層が169 m と250 m 高度間に存在しており、この等温層の頂部は250 m 以上である可能性がある。事例5では気温が $0^{\circ}\text{C}$ となる高度は250 m 以上であり、横田で降雪が始まった21時以降は169 m と250 m 高度間に等温層が存在している。

アメダスによる地上気温の高度分布(第8図)によれば、事例1で宇都宮で降雪が始まった08時、事例2、3で横田で降雪が始まった01時と17時には、降雪の融解により気温が $0^{\circ}\text{C}$ 付近に保たれていると考えられる地上気温が等しい高度領域が、事例1では狭く、事例2、3では存在していない。これに対して事例4と5において横田で降雪が始まった時刻、05時と21時には500 m 高度と100 m 高度間の気温差が小さく、降雪が融解することにより地上気温がほぼ一定に保たれていると推察される。

これまで述べてきたタイプ1と2の降雪を区別することが可能ならば、タイプ2の場合は降雪が始まる際の地上気温は $2^{\circ}\text{C}$ 以下であることが多く、飛行場における降雪の短時間予報のために、降雪のタイプを認識することは有意義であるように思われる。タイプ2では、降水量が多く、気温が $0^{\circ}\text{C}$ となる高度が比較的に高く、大気下層で気温が $0^{\circ}\text{C}$ 付近にある等温層が存在し、地上気温も $0^{\circ}\text{C}$ 付近である高度幅が大きいことか

ら、雪の融解による冷却がこのような状態をもたらしているものと考えられる。このため地上付近では湿度が高く、降水は地上気温が $2^{\circ}\text{C}$ となってもなかなか雪に変わらず、地上気温が $1^{\circ}\text{C}$ になるとほとんど雪に変わる。これに対しタイプ1では降水量が少ないため、雪が融解しても大気冷却は少なく、等温層は形成されず、高温、低湿の降雪が現れていると考えられる。このため、降水は地上気温が $2^{\circ}\text{C}$ になるとほとんど雪に変わる。

降水量と下層大気温度、湿度成層が分かれば、この2つのタイプを区別することは可能であると予想される。しかし、この両者を区分する降水量は $1\text{ mm hr}^{-1}$ 程度であろうと第13図から推察でき、この程度の降水量に対する雨量計の精度は良くないので、雨量から両者を区分することは困難な場合がある。また、大気下層の温度、湿度成層は高層ゾンデにより観測可能であるが、12時間毎のルーチン観測では降雪開始時にこの区分をする事はできない。これに対し、タイプ2の際に東京タワーで観測される等温層とアメダスによる地上気温が等温となる厚い高度幅は、降雪により形成される等温層を直接反映しており、各時刻毎に観測可能なので、両タイプの降雪を区別するために有効であることが分かった。

なお本事例研究では、最初から気温が低く、多雨である場合の降雪を含んでいないが、この場合は雪は融解せず、大気冷却効果は小さいので、低温、低湿度の降雪が予想される。

## 6. まとめ

1995年、1996年の1月及び2月において、降雪が観測された5事例について寒気の分布及び移動と降水形態の変化について解析した結果をまとめると次のようになった。

(1) 飛行場における降雪の短時間予報のため、地上観測、東京タワーでの観測、筑波山の観測を用いて、関東地方の地上気温の分布、その時間変化、及び大気下層の気温の鉛直分布と降水形態の変化を調べた。その結果、地上と大気下層において雨と雪の混在する気温幅がほぼ一致することが認められた。

(2) 降雪には2つのタイプがあり、雨量が少なく、降雪の融解による大気冷却効果が小さいため、高温、低湿で降雪が始まる地点が多い場合(タイプ1)と、この冷却効果が大きく、低温、多湿で降雪が始まる地点が多い場合(タイプ2)に区分できる。

(3) タイプ1における降水は地上気温が $2^{\circ}\text{C}$ になるとほとんど雪に変わるが、タイプ2における降水は地上気温が $2^{\circ}\text{C}$ となってもなかなか雪に変わらず、地上気温が $1^{\circ}\text{C}$ になるとほとんど雪に変わる。

(4) この両者のタイプは、東京タワーによる等温層の有無、アメダスによる地上気温が等温である高度幅により区分できる。

## 謝 辞

本研究にあたり、地上解析記録は航空自衛隊航空気象群気象業務隊より提供して頂いた。東京タワー測定資料は東京都環境保全局大気保全部より提供して頂いた。東京レーダー画像は気象庁東京管区気象台より、筑波観測用鉄塔観測資料は気象庁気象研究所より提供して頂いた。

ここに厚く御礼申し上げます。

## 参 考 文 献

- 長谷美達夫, 1991: 冬季降水における降雪の発生割合と地上気温の関係(1)—発生割合の地域性と雨雪判別の的中率について—, 雪氷, **53**, 33-43.
- 石原昭史, 1994: 南岸低気圧による長野県の雨雪判別予想, 研究時報, **46**, 145-163.
- 伊藤彊自, 1956: 東京の雪, 雪氷, **18**, 25-27.
- 河村 武, 1977: 全国地上風分布図, 気象庁技術報告, (91), 21-24.
- 気象庁予報部, 1976: 天気予報指針実用編, 207-212.
- 気象庁予報部, 1991: 雪確率について, 天気予報ガイドの解説, 予報課技術資料, (41), 49-56.
- 気象庁予報部, 1995: メソ量的予報技術の確立について(第5年度)—平成6年度全国予報技術検討会報告一, 研究時報, **47**, 99-129.
- 小泉正之, 1995: 埼玉県の平野部の降雪, 研究時報, **46** 別冊, 70-71.
- Matsuo, T., Y. Sasyo and Y. Sato, 1981: Relationship between types of precipitation on the ground and surface meteorological elements, J. Meteor. Soc. Japan, **59**, 462-476.
- 中沢全一, 能登正之, 1971: 判別解析による降水形態の予測, 研究時報, **23**, 79-86.
- 大矢正克, 小池義雄, 1993: 南岸低気圧と雨雪判別, 研究時報, **44**別冊, 60-61.
- 田村盛彰, 1990: 長岡における気温と降水種出現頻度・降雪量の関係について, 雪氷, **52**, 251-257.
- 山本 晃, 1984: 関東平野の雪—雨と雪の境目—, 研究時報, **36**, 131-149.

## Relations between Types of Precipitation and Temperature Profiles over Kanto Area

Tomoaki Yasuda\* and Kikuro Tomine\*\*

\* (Corresponding author) Department of Geoscience, National Defense Academy,  
Yokosuka 239-0811, Japan.

\*\* Department of Geoscience, National Defense Academy.

(Received 31 October 1996 ; Accepted 18 November 1997)



### 第17回日本自然災害学会学術講演会の開催について

第17回日本自然災害学会学術講演会を下記のように開催しますので、多数ご参加下さいますようご案内いたします。

#### 記

期 日：1998年10月15日(木)、16日(金) 9時～17時  
場 所：金沢大学工学部秀峯会館  
金沢市小立野2-40-20  
TEL：076-234-4656

#### 講演の募集

1. 申込方法：日本自然災害学会ホームページ掲載の申込用紙に記入の上、下記までご送付下さい。不明な点は実行委員会までお問い合わせ下さい。日本自然災害学会ホームページ：  
<http://wwwsoc.nacsis.ac.jp/jsnds/index.html>
2. 申込先：〒920-8667 金沢市小立野2-40-20

金沢大学工学部土木建設工学科

第17回日本自然災害学会学術講演会実行委員会  
宮島昌克

TEL：076-234-4656, 4654

FAX：076-234-4644, 4657

#### 3. 申込締切：1998年7月10日(金)

申込者は執筆要領にしたがって講演要旨を作成し、オフセット印刷可能な原稿を期日までに上記の申込先までお送り下さい。なお、講演申込者には、執筆要領を別途お送りいたします。

#### 4. 原稿締切：1998年8月21日(金) 必着

参加費：3,000円(講演要旨代を含む)

懇親会：自然災害科学総合シンポジウムと共催

交通・宿泊：参加申込者には宿泊予約申込書をお送りいたします。