

関東地方の降雪にかかわる気温急降下

—1999年2月11日の事例解析—

富山 芳幸*

要旨

関東地方の降雪は南岸低気圧によって起こることが多い。このとき、気温の急降下をとまなうために、思わぬ雪となることがしばしばある。1999年2月11日の事例についてこの気温急降下の仕組みを調べた。

この事例では、気温の急降下は総観的寒気移流によってもたらされたものではなかった。地域によっては、寒気移流が気温降下に無関係だったわけではないが、降水相を雪とするほどの急激な気温降下をもたらした寒気移流は局地的なものであった。その寒気はもとからあったものではなく、上空からの降水粒子の蒸発によって短時間の間に形成されたものであった。降水粒子の蒸発によって急激に冷却された地域には局地高気圧が形成され、地上風は弱かった。

このような気温の急降下が起こるための条件となったのは、温暖前線面の下に乾燥した寒気塊が滞留していたことである。上空からの降水粒子がこの気層中で蒸発して、この気層を急冷却したことが気温の急降下をもたらしたのである。

1. はじめに

関東地方の降雪は南岸低気圧によって起こることが多いが、強い寒気によって起こる日本海側の降雪とは様相が異なる。日本海側では上空850 hPaの気温が -6°C でも平野部では雪にならないことが少なくないのに対して、南岸低気圧による関東地方の降雪は、850 hPaの気温が -3°C より高い場合さえめずらしくない。ここで調べる1999年2月11日の事例では、東京で雪を観測したのとほぼ同じ時刻に、館野上空850 hPaの気温は -0.5°C であった。このような場合、地上気温は初め高いが、降水の始まりとともに急降下する。

この気温急降下については、これまで寒気移流と降水の蒸発による冷却の2つの説明があった。寒気移流による説明は、「北部や西部の山間部、あるいは北東からの寒気移流によって平野部の気温が降下した」、というものである。内山ほか(1993)は、降雪時の北ない

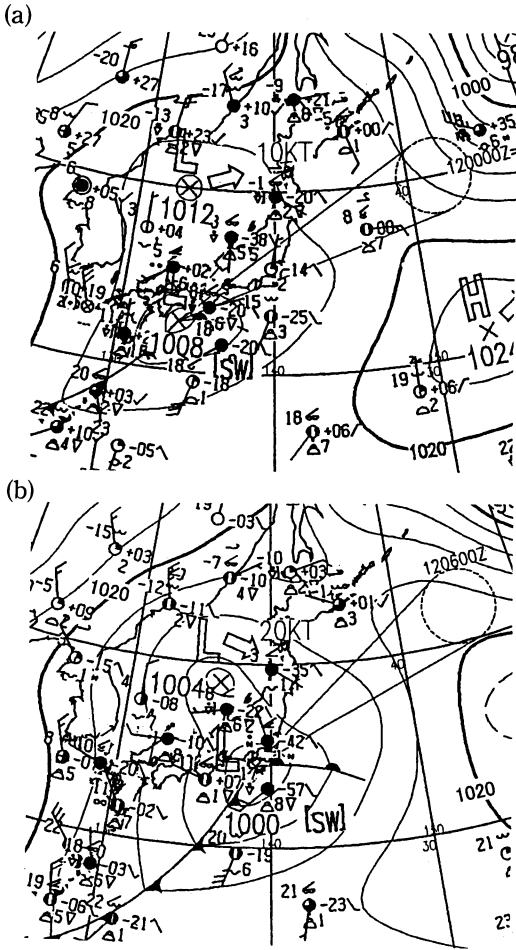
し北西の風に注目している。東京付近の北ないし北西の風については今回とりあげた事例とも一致するが、内山ほかではそれが、「三国峠や関東山地方からの寒気移流」とされている。山本(1984)も宇都宮、水戸の降水相が雪に変化したことに関して、「この雪の区域は北部山岳から流出する寒気に対応するもの」として同様の見方を示している。

岡本(1989)はこれらとは基本的に異なる考え方をとっている。岡本は、仙台で4月の中旬に起こった降雪の事例を調べて、この降雪をもたらした気温の急降下が、乾燥空气中を落下する降水粒子の蒸発によって起こったものと結論づけている。その際、岡本は気温の急降下が降水の始まりとほぼ同時に起こったことに注目している。気温降下が起こったときに、その中心は無風域であり、そのまわりにかけては発散域であった。気温降下域の中心が下降流の場であったことが示唆されている。東京航空地方気象台(1991)で田崎允一は関東地方の降雪事例について、やはり降水の始まりとともに気温が降下したことに注目して、寒気は関東内陸部の上空でできて下降したものであるとしている。先

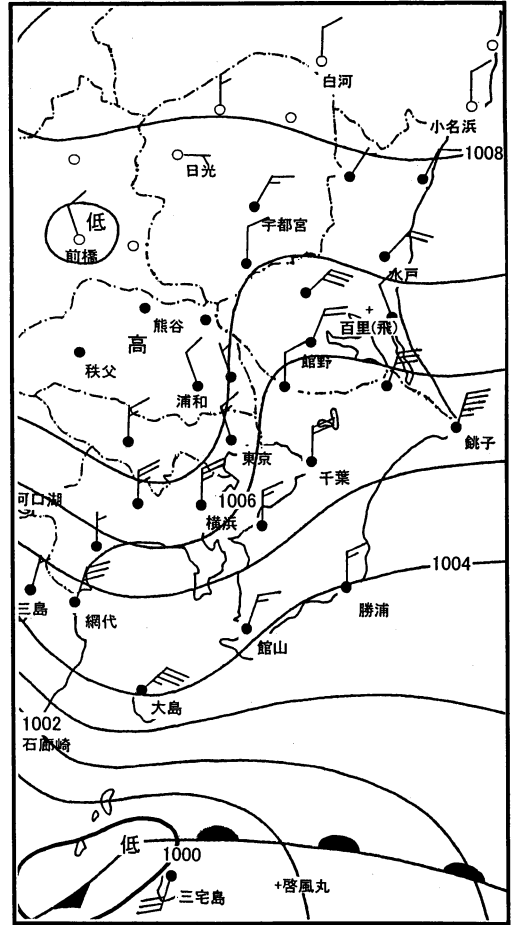
* (株)ウエザーニュース。

—2000年6月13日受領—

—2001年8月16日受理—



第1図 1999年2月11日の地上天気図。(a) 9時、(b) 15時 (気象庁提供)。



第2図 1999年2月11日15時の関東地方の局地天気図 (資料は気象庁提供)。等圧線は1 hPa 間隔。+印で百里飛行場および啓風丸の位置を示した。図にはあわせて、アメダスによる風と降水の有無を表してある。風速を表す矢羽は短矢羽が1 m/s, 長矢羽が2 m/s。降水の有無については、前1時間に0.5 mm 以上の降水が観測されている場合に●, それ以外は○とした。

に紹介した山本も、移流とならんで、「上空から降水とともに非断熱的に下降する気塊」について述べている。山本もまた、比較的乾燥した残留気塊の存在が、雨からみぞれ、雪への降水相の変化にかかわっていること、地上発散域の中心が降雪域の中心と重なっていることを指摘している。

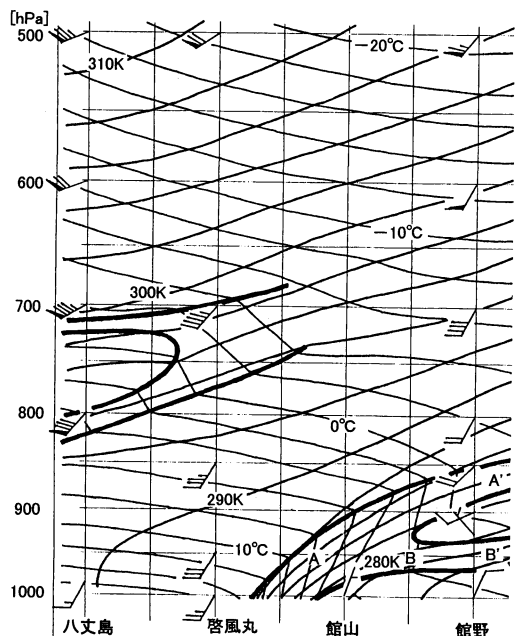
これらの見解を踏まえながら、南岸低気圧型の関東地方の降雪時に気温の急降下が起こるのはどのような仕組みによってなのか、1999年2月11日の事例について調べてみた。

2. 気温降下と寒気移流

2.1 1999年2月11日の降雪と気温降下

この日の午前中、東京の気温は6℃以上あった。午

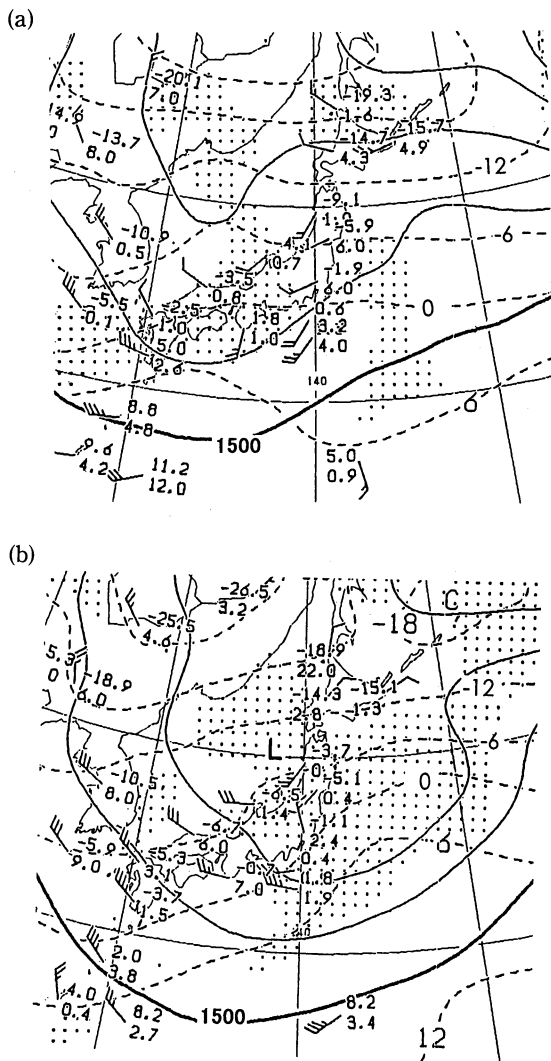
後には気温が急降下して、降りだした雨が15時すぎになって一時雪となった。第1図は当日の天気図である。9時に四国沖にあった低気圧が発達しながら本州の南岸沿いを東北東進して、15時には関東の南海上に達している。この間、関東地方は、この低気圧から伸びる温暖前線の寒気側にあった。第2図は15時の関東地方の局地天気図である。関東地方は、低気圧に向けた北東からの寒気移流の場であるが、内陸には局地高気圧とそれに伴う別の風系がある。



第3図 1999年2月11日15時の館野～八丈島の鉛直断面図(資料は気象庁提供)。啓風丸の位置は三宅島の東約40 kmの北緯34.1度, 東経140.0度。短矢羽が5 kt, 長矢羽が10 kt, ペナントが50 kt。細実線は等温線で2°C間隔, 太い実線は等温位線で2 K間隔, 特に太い実線は安定層を表す。

当日は, 15時に館野, 八丈島で, 局地前線及び南岸低気圧の解明を目的とする高層気象の特別観測が行われている。さらに, 三宅島付近で啓風丸も観測を行っていた。啓風丸の位置は第2図に示してある。第3図は啓風丸をはさんだ館野～八丈島間の15時の断面図である。これを見ると, 関東地方の上空には温暖前線の安定層 A-A'があり, これは啓風丸と館山の間, すなわち三宅島と館山の間で地上に達している。関東地方の上空には, 温暖前線の安定層の下にもうひとつ別の安定層 B-B'が解析される。

第4図によると, 雪になる目安とされる850 hPa 高度の-6°C線は, 9時に東北南部にあり, 21時にかけて, 北上して関東地方からさらに遠ざかっている。0°C線は9時から21時にかけて南北位置をあまり変えずに関東地方の南岸にあった。つまり, 地上では気温が急降下して雨が雪になったのだが, 上空の気温はかえって上昇していたのである。これはしかし, 南岸に低気圧が接近したのであるから, 当然のことである。館野では850 hPaの気温が9時に-1.8°C, 15時に-0.5°C,

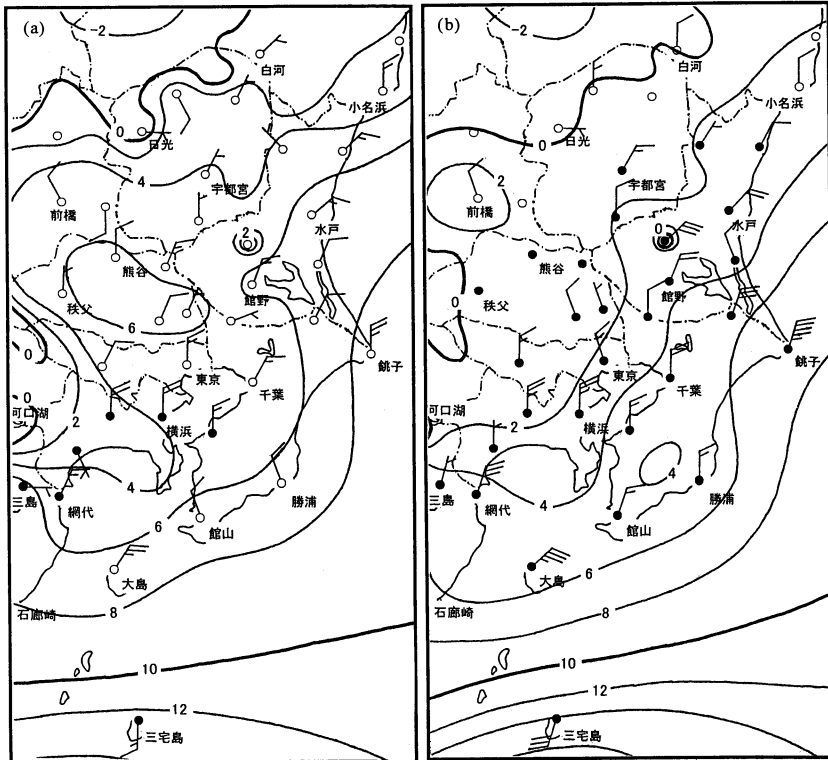


第4図 1999年2月11日の850 hPa 高層天気図(気象庁提供)。(a) 9時, (b) 21時。館野と八丈島間の観測点は啓風丸。実線は等高度線で60 m間隔, 破線は等温線で6°C間隔。点彩域は T-TD < 3°C。

21時に-1.1°Cであった。では, なぜ, 上空の気温が上昇傾向でさえあったのに, 地上気温の急降下が起こったのか。この仕組みの解明がテーマである。

2.2 移流による気温降下の可能性

当日の12時と15時の地上気温の分布を第5図に示した。12時には2°C以下の地域は福島県と関東地方の山間部に限られていた。15時には関東地方の内陸部が2°C以下となった。もっとも著しい気温の急降下が起



第5図 1999年2月11日の関東地方の地上気温分布図(資料は気象庁提供)。(a) 12時, (b) 15時. 等温線は2°C間隔. 山間部についての表現はおおまかである. 第2図同様, あわせて風と降水の有無を表してある.

こった代表的な地点は, 内陸部の熊谷である. 第6図(a)で熊谷の気温の変化の様子を見ることができる. 12時に6.2°Cあった気温が15時には0.5°Cと, 3時間で5.7°Cも下がっている.

この気温降下が移流によって起こったものであるのかどうかを, まず検討する. 第7図に地上の温位の分布を示した. 温位の計算において, 現地気圧 p は

$$p = p_s - 0.03414 p_s z / (273.15 + T) \quad (1)$$

によって求めた. ここで p_s [hPa] は局地天気図から読み取った海面気圧, z [m] は高度, T [°C] は気温である. 12時の日光の温位は, 日光より気温の高い熊谷よりも高い. 12時から15時にかけて, 熊谷から日光にむけては, 温位の正の勾配が増加した. 熊谷や日光は総観場で温暖前線の寒気側に位置しており, 前線面下の気層は安定なので, 高度の高い日光が熊谷より高温位であることは納得できる. 第3図の館野~八丈島間の断面図を見ると, 内陸部の900 hPa前後の高度の温位

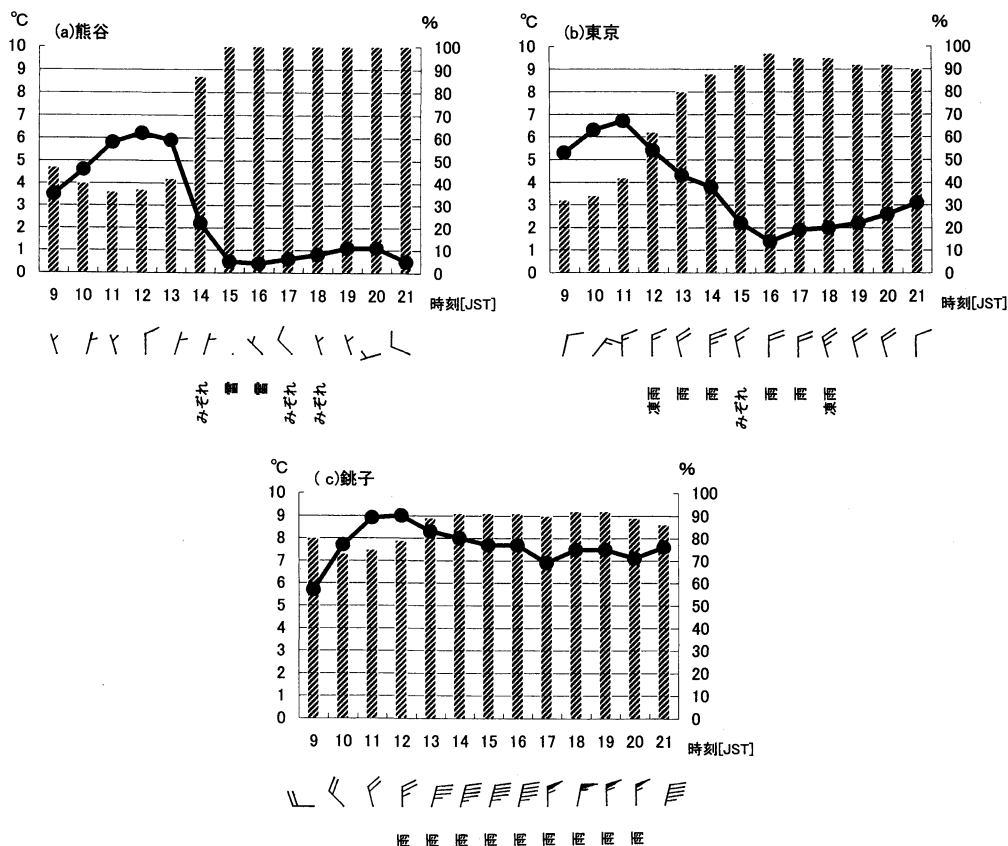
は280 K以上である. したがって, この事例で, 山間部からの移流によって地上気温が降下することはいえな. 解析に温位を用いた理由の1つは, このことを明瞭にするためである.

次に, 福島県の白河方面からの寒気移流の可能性について定量的に検討してみる. ここでも, 上空の等気圧面と違って地上の移流を検討するには, 気温でなく温位を用いる必要がある. 12時と15時の熊谷, 白河の温位は第7図に示してある. 熊谷~白河間の温位勾配と熊谷の温位変化がわかるので, 水平温位移流の式

$$\partial\theta/\partial t = -v \cdot \nabla\theta \quad (2)$$

から, 必要な風の強さを求めてみる. ここで θ [K] は温位, v [m/s] は風のベクトル, t [s] は時間である. 風向が白河→熊谷の向きで持続したとすれば, (2)式から,

$$|v| = |\partial\theta/\partial t| / |\nabla\theta| = (5.5 \text{ K}/3 \text{ Hr}) / (0.45 \text{ K}/120 \text{ km}) \approx 1.4 \times 10^2 \text{ m/s}$$



第6図 1999年2月11日の地上観測点における気温、相対湿度の変化(資料は気象庁提供)。(a)熊谷、(b)東京、(c)銚子。折れ線は気温、棒は相対湿度を表す。あわせて風と降水種別も示してある。降水種別は毎正時のもので、地上気象観測原簿による。矢羽は短矢羽が1 m/s、長矢羽が2 m/s、ペナントが10 m/s。

ここで、熊谷～白河間の温位差0.45 Kは、12時と15時の温位の平均値から求めた。12時の温位差2.7 Kによって計算しても、 $|v| \approx 23 \text{ m/s}$ となるが、第7図に示した12時から15時のいずれの時刻にも、このように強い風は観測されていない。特に、途中の栃木県の風も熊谷の風も3 m/s以下と弱かった。

このように、熊谷の気温降下に関する限り、これを寒気移流によって説明することはできない。第7図(c)を見ると、埼玉県で局所的に温位が低くなっており、これを水平温位移流で説明できないことは、これからも明らかである。

2.3 総観的寒気移流と局地的寒気移流

次に東京の気温降下について調べてみる。第6図(b)によれば、東京の気温は12時から15時の3時間で3.2°C降下した。この間3～5 m/sの北ないし北北西の風が続いた。この気温降下が移流によるものとして定

量的に矛盾がないかどうか、今度は、浦和との間の温位差を調べてみる。風は浦和→東京の向きであったと考えるとよいから、(2)式から、

$$|\nabla\theta| = |\partial\theta/\partial t|/|v|. \quad (3)$$

浦和～東京間の距離を約20 km とすると $|\nabla\theta| = |\Delta\theta|/20 \text{ km}$ 。第7図の数値を用い $|v| = 4 \text{ m/s}$ とすると

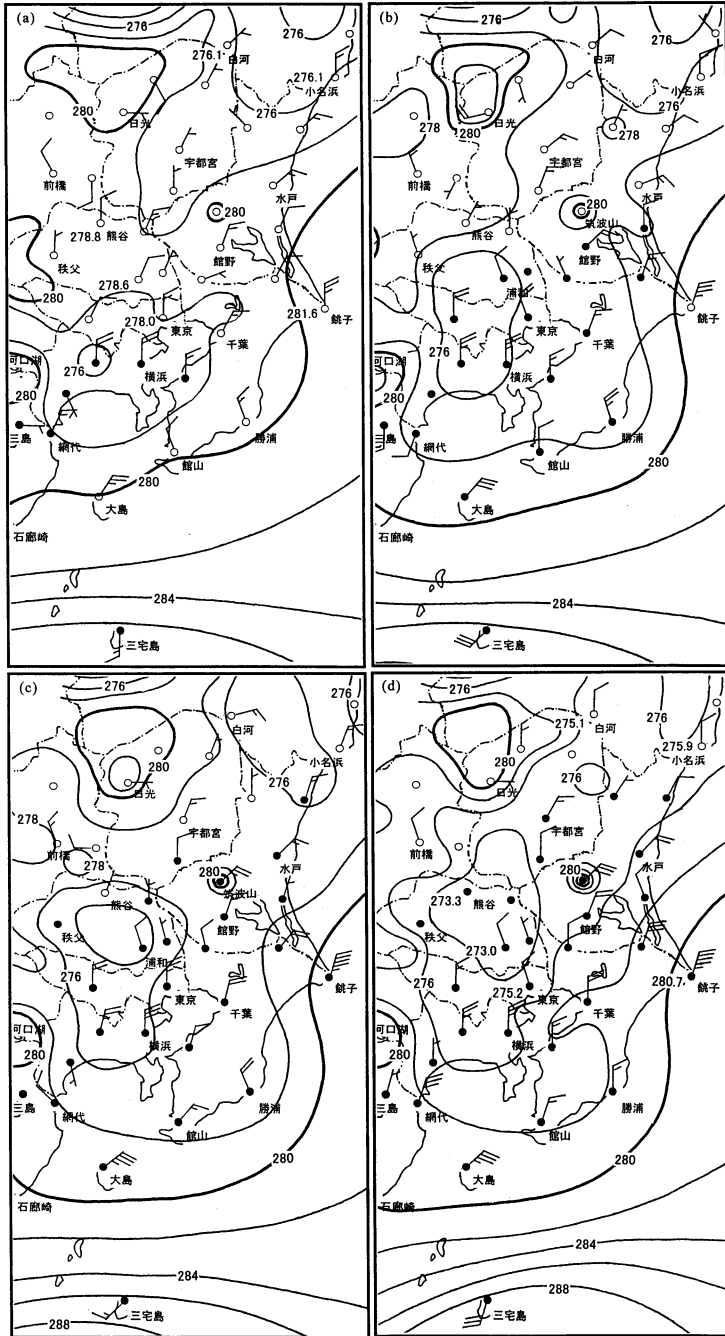
$$|\Delta\theta|/20 \text{ km} = (2.8 \text{ K}/3 \text{ Hr})/(4 \text{ m/s}).$$

これから、東京と浦和との必要な温位差 $|\Delta\theta|$ は

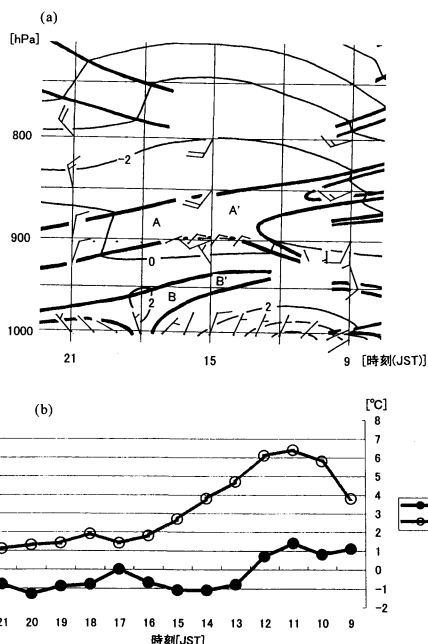
$$|\Delta\theta| \approx 1.3 \text{ K}$$

となる。浦和のほうが東京より1.3 K 低くなければならないということになる。

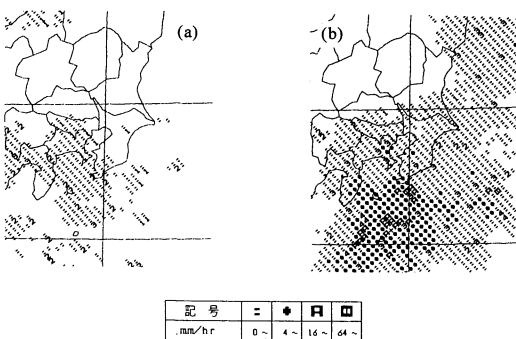
12時には浦和のほうが温位が高かったが、13時から15時には上記の条件は満たされている。したがって、



第7図 1999年2月11日の関東地方の地上温位分布図(資料は気象庁提供)。(a) 12時, (b) 13時, (c) 14時, (d) 15時。等温位線は2K間隔。山間部についての表現はおおまかである。第2図同様、あわせて風と降水の有無を表してある。



第8図 (a) 1999年2月11日9時から21時の、館野における気温と風の時系列図。実線は等温線で2°C間隔。特に太い実線は安定層を表す。風速を表す矢羽は第3図と同じ。筑波山頂に当たる気圧面に、アメダスの風を描いてある。(b) 同じ時間の館野と筑波山における気温の時系列図。(いずれも資料は気象庁提供)。



第9図 1999年2月11日の関東地方のレーダー・エコー強度(気象庁提供)。(a)12時、(b)15時。

東京の気温降下のおもな部分は北北西からの寒気移流によるものとしても無理ではない。

銚子でも12時から15時にかけて気温が降下している。これが寒気移流によるものだと、(3)式から

移流方向の温位勾配を求めてみる。|v|=7 m/s とすると

$$|\nabla\theta| = |\partial\theta/\partial t|/|v| = (0.9 \text{ K/3 Hr})/(7 \text{ m/s}) \approx 1.2 \text{ K/100 km.}$$

140 km 離れた銚子と小名浜の温位差は12時, 15時とも約5 Kで、温位の傾斜方向と移流方向とのなす角を考えてもこの条件は十分に満たされている。したがって銚子の気温降下は寒気移流によるものである。

しかし、銚子の気温降下をもたらした寒気移流と東京の寒気移流とは異なるものである。銚子の寒気移流は北北東方向、鹿島灘方面からのものである。銚子の気温変化は緩やかである。これをもたらした寒気移流は、移流方向の温位傾度は小さいが強い風を特徴としている。これに対して、東京の寒気移流は北北西方向、関東内陸部からのものである。東京の気温変化は比較的急である。これをもたらした寒気移流は、風は強くないが移流方向の大きな温位傾度を特徴としている。銚子の寒気移流は総観規模の寒気移流であり、東京のそれは局地的なものである。

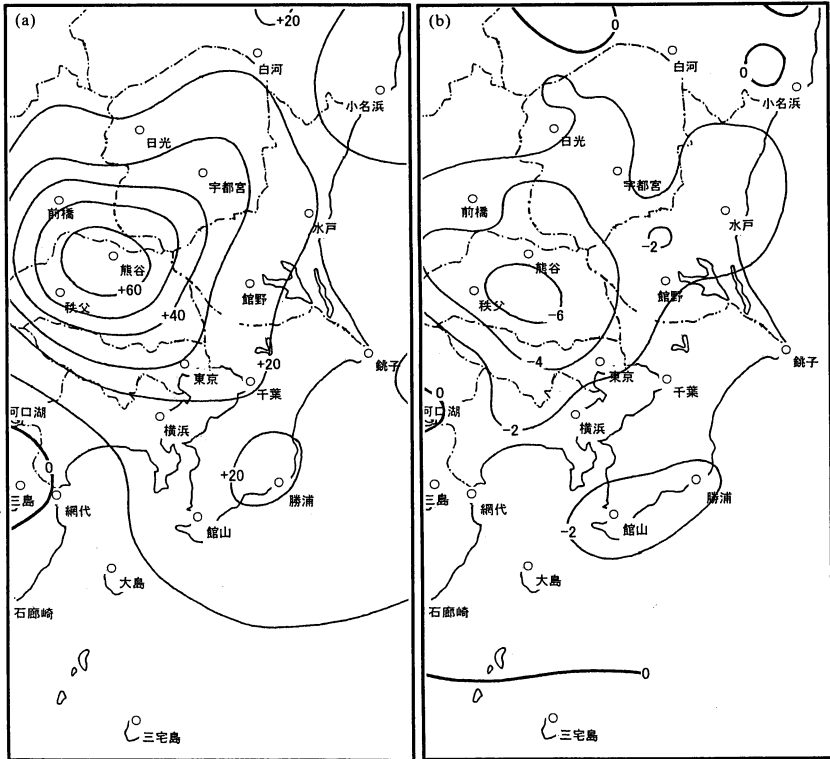
第7図(c)から、東京の局地的寒気移流は熊谷方面からのものと見当がつけられる。では、この領域に低温域が形成されたのはどういう原因によるのか、これを次節で調べることにする。

3. 降水の蒸発による冷却

3.1 下層の安定化

第8図(a)は館野の高層観測による気温と風の時系列図である。館野の上空には2層の安定層がある。第3図で館野の上空850~890 hPa および930~970 hPa 付近に安定層が確認されるが、これらの安定層はこの日の昼過ぎから夕方にかけて持続している。このうち上側のもの(安定層 A-A')が温暖前線面で、低気圧の接近により時間とともに高度が下がっている。

第8図(b)に筑波山のアメダスとその山麓にあたる館野の気温の時間変化を示した。筑波山頂のアメダス点の風は(a)にも、館野の高層観測値から推定した気圧面のところに1時間ごとに示してある。館野の850 hPa 高度の12時の気温を、9時の気温(-1.8°C)、15時の気温(-0.5°C)の内挿で-1.1°Cとすると、900~910 hPa にあたる高度の筑波山頂と館野の850 hPa 高度との気温差は、12時に1.8°C、15時には-0.6°Cとなっている。850 hPa から900 hPa の間の気層で12時から15時にかけて安定化が進んだことがわかる。安定層 A-



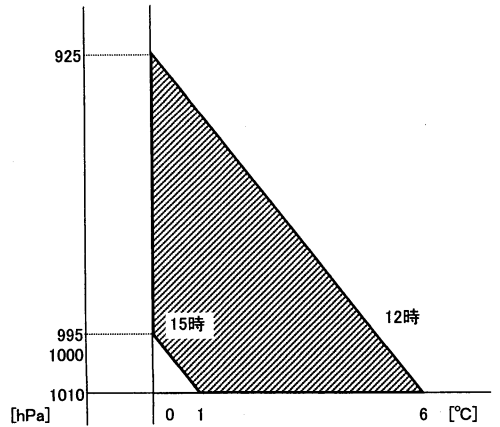
第10図 1999年2月11日12時から15時の関東地方の相対湿度と気温の変化（資料は気象庁提供）。(a)は相対湿度の変化で等値線は10%間隔。(b)は気温の変化で等値線は2°C間隔。

A'はこの間にあった。第8図(b)によれば、館野の地上と筑波山頂との間の気温差は、12時に5.4°Cであったのが15時には3.8°Cになっている。900 hPa 高度から地上の間でも安定化が進んだことがわかる。安定層 B-B'はこの間にある。

3.2 相対湿度の上昇と気温降下

百里飛行場(位置は第2図に示した)のMETAR(定時航空気象実況)によれば、12時、15時とも950 hPa 前後の高度を雲底とする層積雲が観測されており、その雲量は12時の2から15時の7(いずれも8分法で)に増えた。950 hPa 高度付近から上で急激に湿度が上昇したことがわかる。第7図の温位分布にあわせて示した降水の有無を見ると、館野と筑波山で降水が始まったのは12時から14時にかけてである。上記の安定層 B-B'は、この間に降水の開始とともに形成されたものと考えられる。

第9図のレーダー・エコー強度を見ると、12時には神奈川県など関東南部で降水がはじまっている。第7図(a)によれば、このとき神奈川県には276 Kの低温



第11図 仮想的な気温の鉛直分布の時間変化。12時から15時にかけて、925 hPa 高度の気温は0°Cで一定であったものとし、地上の気温は12時に6°C、15時には1°Cまで降下したものとしている。12時から15時にかけての気温の鉛直分布の変化を表した。斜線部の面積は本文の $\int_{(p)} dp \delta T$ の絶対値に等しい。

位域が出現している。第7図(b)によれば13時には降水域は北上して、埼玉県南部、茨城県南部でも降水をはじめている。それとともに276 Kの低温位域も降水のはじまった地域に拡大している。第7図(c), (d)によれば14, 15時には降水域は栃木県南部に拡がり、276 Kの低温位域は関東北部にまで拡大して、以前から福島県にあった低温位域と合体している。このように、降水の始まりとともに温位、したがって気温が降下していったことを確認することができる。これは東京航空地方气象台(1991)の田崎の指摘と合致している。

低温位域は15時にかけて、関東北部に向かって拡大していったが、低温位域の中心は、神奈川県から埼玉県の方に向かって北上した。15時の低温位域の中心は熊谷付近にある。第6図には気温の変化とあわせて相対湿度の変化をしめしてある。これによると熊谷では気温降下に対応して相対湿度が急上昇していることがわかる。東京でも同様のことがみられるが、変化はよりゆるやかである。

第10図(a)に12時から15時の相対湿度の変化を示した。これを見ると、熊谷付近を中心とした内陸部で変化が大きいのがわかる。15時には関東地方のほとんどで相対湿度が90%以上になっているので、12時には内陸部に乾燥域があったわけである。第10図(b)に示した同じ時間の気温変化と対照して見ると湿度変化の大きな地域と気温変化の大きな地域とが非常によく一致しているのがわかる。

以上のことから、気温降下は相対湿度の増加と共に起こったことを確認することができる。従って、熊谷付近の相対湿度の上昇は上空からの降水の蒸発によって生じたものということになる。つまり、温暖前線面の雲からの降水粒子が、前線面下の比較的乾燥した空気中で蒸発し、この空気の相対湿度を上昇させると共に冷却したのである。

3.3 降水の蒸発による気温降下の見積もり

降水の蒸発による冷却と気温降下とが定量的に見合うものかどうか、1999年2月11日の観測データから大まかに見積もってみる。

第11図は、第6図(a)と第8図にもとづいて熊谷上空の仮想的な気温の鉛直分布の時間変化を示したものである。12時には地上の気温は6°C、925 hPaの気温は0°Cで、その間の気温は気圧と共に直線的に変化している。15時の地上気温は1°Cとした。12時から15時にかけて0°C等温層の形成が進み、等温層下端から地上

までの気温減率が12時と同じだとすると、等温層の下端は約995 hPaとなる。相対湿度は地上から925 hPaまで一様で、12時は50%、15時は100%と仮定することにする。

このとき、地上から925 hPaまでの気柱の失った熱量と、水蒸気が潜熱吸収によって気柱から奪った熱量とが見合っていなければならない。気柱の失った熱量 δQ_1 は

$$\delta Q_1 = \int_{(p)} (dp/g) C_p \delta T, \quad (4)$$

水蒸気が潜熱吸収によって気柱から奪った熱量 δQ_2 は

$$\delta Q_2 = -L \delta m \quad (5)$$

から計算することができる。ここで、 p は気圧[Pa]、 g は重力加速度[m/s²]、 C_p は乾燥空気の定圧比熱[J/(kg・K)]、 δT は気温の変化[K]、 L は水が昇華するときに奪う潜熱[J/kg]、 δm は気柱の中で蒸発した降水の質量[kg/m²]で、 $\int_{(p)}$ は地上から925 hPaまでの気圧に関する積分を意味する。

(4)式の $\int_{(p)} dp \delta T$ は第11図の斜線部の面積に-を付けたものに等しいので -2.5×10^4 [Pa・K]と計算できる。したがって、

$$\begin{aligned} \delta Q_1 &= (-2.5 \times 10^4) \times 1004/9.8 \\ &\approx -2.6 \times 10^6 \text{ [J/m}^2\text{]} \end{aligned}$$

となる。

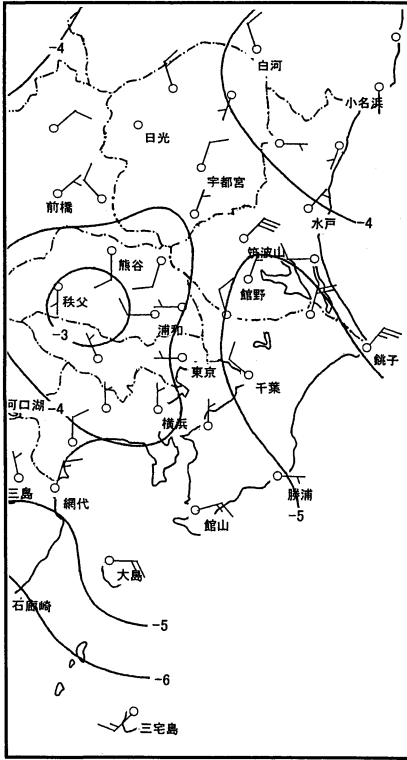
同じ気柱中で蒸発した水蒸気が潜熱吸収によって気柱から奪った熱量 δQ_2 を求める気柱の状態が第11図のように変化したとき

$$\delta m = \int_{(p)} (\rho_{12}(z) - \rho_{15}(z)) dz \quad (6)$$

である。 $\rho_{12}(z)$ 、 $\rho_{15}(z)$ はそれぞれ12時、15時の水蒸気の密度[kg/m³]で高度の関数である。気温と相対湿度についての上の仮定から12時と15時の混合比 $w_{12}(p)$ 、 $w_{15}(p)$ および乾燥空気の密度 $\rho_{d12}(p)$ 、 $\rho_{d15}(p)$ を p の関数として求めることができる。水蒸気の密度は

$$\rho(p) = w(p) \rho_d(p)$$

によって p の関数として求められる。観測データから、 $p=1010$ hPaで $z=0$ m、 $p=925$ hPaで $z=680$ mとし、この間高度と気圧との関係は線形だと近似すると、 $\rho_{12}(p)$ 、 $\rho_{15}(p)$ を $\rho_{12}(z)$ 、 $\rho_{15}(z)$ に変換できるので、(6)式から $\delta m=1.2$ [kg/m²]と計算できる。し



第12図 1999年2月11日12時から15時の関東地方の風ベクトルと気圧の変化 (資料は気象庁提供). 風ベクトルの変化 $v_{15} - v_{12}$ を風向と風速で表した. v_{12} は12時の風ベクトル, v_{15} は15時の風ベクトル. 風速を表す矢羽は第2図と同じ. 気圧の変化の等値線は1 hPa 間隔.

たがって, (5) から水蒸気が潜熱吸収によって気柱から奪った熱量は

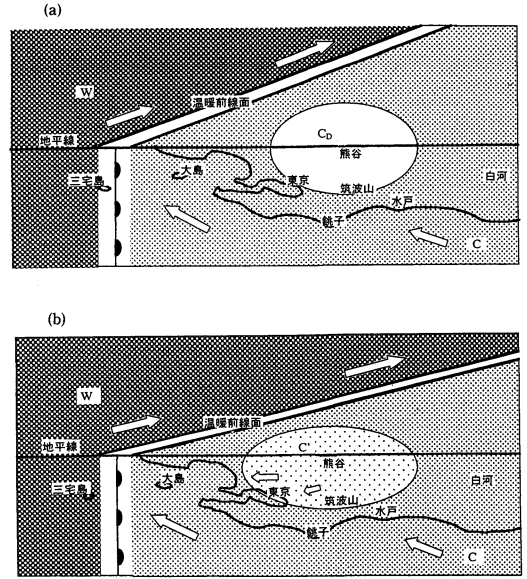
$$\delta Q_2 = (-2.8 \times 10^6) \times 1.2 \approx -3.4 \times 10^6 \text{ [J/m}^2\text{]}$$

となる.

δQ_1 と δQ_2 とはほぼ見合っている. 従って, 1999年2月11日の事例で, 降水の蒸発による冷却と気温降下とはほぼ定量的に見合うものと結論づけることができる.

4. 概念モデル

降水の蒸発によって冷却の起こった地域では地上の風は弱く, 下降流となっていたと考えられる. 第12図



第13図 概念モデル. 今回の事例では, (a) は12時, (b) は15時に当たる. 関東地方を東側から見た様子で, W は南からの湿った暖気流で, 関東南岸の温暖前線から上空に滑昇している. 関東地方は温暖前線の寒気側で, C は北東からの湿った寒気流. 矢印は移流を表す. (a) で寒気団中の内陸下層に滞留していた乾いた局地寒気塊 C_0 が, (b) で寒気団の中でもより冷たい湿った気塊 C に気団変質の様子を表している.

は12時から15時の間の気圧と風ベクトルの変化を表したものである. この間, 低気圧の接近にともなって気圧は全般に下がったのだが, 図によると, 気圧の下がり方が顕著に小さかった地域が浮かび上がる. この埼玉県から東京地方にかけての地域では, 局地高気圧の形成が総観場の気圧降下を相殺したと見ることができ. 風ベクトルの変化を見ると, 気圧降下の小さかった地域での発散を確認できる. 局地高気圧の形成と共に起こったものである.

今回の事例で, 気温急降下にかかわった気団 (塊)・気流は次の3つである.

- (1) 南からの湿った暖気流 W. 低気圧の暖域からの湿った気流で, 関東南岸の温暖前線から上昇して凝結し, 関東平野の上空に, 層状雲を主体とする雲をつくった.
- (2) 北東からの湿った寒気流 C. 低気圧の寒気側の気流で, 冷たく湿っている. 総観的寒気移流による

相対的に緩慢な気温降下をもたらす。

(3) 内陸に滞留する乾いた局地寒気塊 C_0 。これは温暖前線下の内陸に滞留した下層だけの乾いた気塊である。

気温急降下にとって本質的なのは局地気塊 C_0 の気団変質である。この局地気塊は、温暖前線面上の暖気流 W がつくる雲からの降水粒子によって、急速に加湿されるとともに冷却される。こうして乾いた局地寒気塊は、寒気側の気団の中でもより冷たい湿った気塊 (C') となる。第13図は、1999年2月11日の観測データにもとづきながらこれら3つの気団(塊)・気流の配置を概念モデル化したものである。

より冷たい湿った気塊 C' は下層だけのものであるが、その下部から地表にかけては、冷気が沈降する下降流となっている。気塊 C' の中心付近の地上では風が弱い。そこは局地高気圧となっている。これらのことは、岡本(1989)の結果とも合致している。

5. まとめ

今回、1999年2月11日の事例について、関東地方の降雪にかかわる気温急降下の仕組みについて調べた。

(1) 従来この気温急降下については移流説と蒸発説による説明があった。今回の事例解析の結果は蒸発説を支持するものであった。最も急激であった熊谷の気温降下は、この付近で起こった降水の蒸発による冷却によって起こったものであった。

(2) 降水の蒸発による冷却について、観測されたデータをもとに定量的な検討を行った。その結果、潜熱吸収によって奪われたエネルギーは、気温降下と冷却域周辺への局地寒気移流を説明するのにみあうものであった。

(3) 気温降下が移流によって説明されるべき地点もあった。しかし、この場合の移流は総観的寒気移流と局地的寒気移流とに区別される必要がある。東京の気温降下は主として移流によるものであるが、この寒気移流は上記の局地高気圧からの発散流によるものである。

(4) 今回の事例において、気温急降下の条件となったのは、内陸に滞留した乾燥寒気塊の存在であった。上空からの降水がこの気塊を加湿し、この気塊が蒸発の潜熱吸収によって急冷却されて気団変質したことが、気温急降下の前提となっていた。

謝 辞

データはすべて気象庁提供のものです。特に、新東京航空地方気象台ではMETARなどのデータを、気象庁では啓風丸の観測データや技術検討会資料を閲覧させていただきました。便宜をはかってくださった関係者の皆様に感謝いたします。データの解析については増田卓嗣氏の細かなご指導をいただきました。岩瀬松治氏と村上律雄氏には全般についてご指導とご意見をいただきました。この論文が多少なりともまとまりを得たものになったとすれば、担当編集委員およびレフェリーの方々の御指導のお蔭です。これらの方々に深く感謝いたします。

参 考 文 献

- 浅井富雄, 武田喬男, 木村龍治, 1981: 雲や雲水を伴う大気 大気科学講座2, 東京大学出版会, 10-17, 211-220.
- Browning, K. A., 1990: Organization of clouds and precipitation in extratropical cyclones, The Erik Palmén Memorial Volume. Eds. C. W. Newton and E. Holopainen, Amer. Meteor. Soc., 130-136.
- 長谷美達男, 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定的中率について —, 雪氷, 53, 33-43.
- 中山 章, 1968: 総観的立場から見た雲—天気図から天気への翻訳—, 気象研究ノート, 96, 177-191.
- 小倉義光, 1997: メソ気象の基礎理論, 東京大学出版会, 115-117.
- 岡本利次, 1989: 1984年4月19日に、仙台付近を中心として東北地方に起こった地上気温の降下現象について, 天気, 36, 631-641.
- 高山 大, 中村 一, 李 圭元, つくば域降雨観測実験グループ, 1998: 1998年1月8日の南岸低気圧による関東の大雪—メソスケール場の解析—, 1998年日本気象学会秋季大会予稿集, 104.
- 武田喬男, 1992, 水の気象学 気象の教室3, 東京大学出版会, 27-33.
- 東京航空地方気象台, 1991: 航空気象におけるメソ天気系概念モデルの開発とその活用(第2年度), 平成4年度航空気象予報技術検討会資料, 41-42.
- 内山文夫, 明石秀平, 岩下剛己, 板井秀泰, 1993: 南岸低気圧による降雪特性と雨雪判別, 気象庁予報部, 平成5年度全国予報技術検討会資料, 43-49.
- 山本 晃, 1984: 関東平野の雪—雨と雪の境目—研究時報, 36, 131-138.

Rapid Descent of Temperature related to the Snowfall in the Kanto Region
—An Analysis of the Case observed on 11 February 1999—

Yoshiyuki TOMIYAMA

Weathernews Inc., D21, 1-3, Nakase, Mihama-ku, Chiba-shi, 261-0023 Japan.

(Received 13 June 2000 ; Accepted 16 August 2001)



教官（東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻）の公募

当専攻では、下記により教官を公募することになりました。

記

1. 公募人員：大気海洋科学大講座海洋力学分野・助手1名。
2. 専門分野：海洋物理学，特に海洋力学の理論・モデリングを中心とする分野。
3. 応募資格：博士の学位を有すること（本年度中に取得見込みのものを含む）および地球惑星物理学科における理論的な演習を担当できる能力を有するもの。
3. 着任時期：決定後，できるだけ早い時期（平成14年4月1日を希望）。
4. 応募方法：自薦もしくは他薦（他薦の場合は本人が了解していること）。
5. 提出書類：(1) 略歴書（学歴および職歴）
(2) これまでの研究業績の概要（A4用紙1枚に要約）
(3) 研究業績目録（査読論文とそれ以外の総説，著書などに分類）
- (4) 主要な原著論文別刷（コピー可）3編以内
- (5) 今後の研究・教育の計画および抱負（A4用紙1枚に要約）他薦の場合は，推薦状
- (6) 応募者に関する所見を伺える方2名の氏名および連絡先
6. 応募・推薦の締め切り：平成13年12月28日（金）（消印有効）
7. 書類提出先：〒113-0033 東京都文京区本郷7-3-1 東京大学大学院 理学系研究科 地球惑星科学専攻事務室
(封筒に「教官応募書類在中」と朱書し，郵便の場合は書留で郵送して下さい)
8. 問い合わせ先：大気海洋科学大講座 教授 日比谷紀之
Tel & Fax : 03-5841-4303
E-mail : hibiya@eps.s.u-tokyo.ac.jp