

# 宇治川気象観測塔で観測された 冬期の冷えこみと霧について

田 中 正 昭

## NOCTURNAL TEMPERATURE LOWERING AND FOGS OBSERVED AT UJIGAWA METEOROLOGICAL TOWER IN WINTER

By *Masaaki* TANAKA

### Synopsis

Special meteorological observations including the measurements of momentum flux, sensible heat flux and water vapour flux were carried out, during calm cloudless night, for the study of thermodynamic behavior of the boundary layer in the case of nocturnal temperature lowering at Ujigawa meteorological tower (40 m height) from March 3 to March 4, 1979. Meteorological situations in the lower layer when the temperature cooling occurred in the southern part of Kyoto Basin were analyzed. Observations were carried out when the radiation fog occurred in the winter. Thermodynamical processes on the formation of radiation fog including the boundary conditions for the heat flux at the earth surface and the top of fog, and the boundary conditions for the water vapour flux at the earth surface were discussed on the basis of the observational results.

### 1. ま え が き

夜間、地表面近くの下層大気気温は、最も基本的には地表面の天空への長波放射による冷却と、大気および地中から地表面への熱輸送のバランスによって決まる。したがって、夜間の下層大気の冷えこみは、夜間晴天が続き放射量が大きく、かつ風が弱く地表面への熱輸送が小さいという条件が重なったとき最も進む。しかし特定の場所で、個々のケースについてみると、下層の冷えこみと風向、風速の変化とは独立な現象ではないし、また弱風時には強風時に問題とならなかった、その場所の主として地理的環境に関連した局地的な循環風も関連してきて、水平移流効果や、収束発散の効果などを評価しなければならなくなる。このことは、水平一様性に基づく、鉛直一次元のとりあつかいに限界があることを意味する。

夜間の冷えこみに、さらに条件が重なった場合放射霧が発生する、この場合、上述の鉛直一次元のとりあつかいの限界の問題はそのまま残るが、一次元でとりあつかえるケースでもさらに検討すべき問題点がいくつかある。たとえば、大気中の水蒸気は保存されているか、すなわち水蒸気輸送方程式において地表面境界条件を水蒸気フラックス、ゼロとしてよいか、また霧が発生した場合でも、熱方程式における地表面境界条件として霧が無い場合と同じ条件でよいか、等の問題である。このような問題は数値計算による放射霧のシミュレーションなど行うさい決定的に重要であると思われるが、観測事実に基づいた議論があまりなされていないように思う。

われわれは、宇治川水理実験所構内に新設した局地異常気象観測解析装置による下層大気の総合的モニタリングのための気象観測を1978年秋から開始している<sup>1)</sup>。この報告は1979年3月4日早朝の冷えこみ時の大気構造の総合的観測結果と観測開始以来2回発生した比較的大規模な霧について観測記録を解析し、前述した問題点を中心に検討する。

## 2. 宇治川観測所付近の冬期早朝冷え込み時の大気構造

### 2.1 1979年3月4日早朝の冷えこみ観測結果

Fig. 1 に 3 日 15 時から 4 日 12 時までの宇治川観測塔で測定した 42 m, 17 m, 1.5 m, 3 高度の相対湿度 ( $RH_{42}$ ,  $RH_{17}$ ,  $RH_{1.5}$ ), 地表面温度 ( $T_s$ ), 地上 1.5 m 高度の正味放射量 ( $R_N$ ), 地上 1.5 m 高度の気温 ( $T_{1.5}$ ), 50 m と 1.5 m 高度および 25 m と 1.5 m の気温差 ( $\Delta T_{50-1.5}$ ,  $\Delta T_{25-1.5}$ ) 42 m 高度の 10 分間平均の風向 ( $D$ ), 風速 ( $U$ ) を示した。地上 1.5 m 高度の最低気温は早朝 6 時 30 分に発現し  $-2.5^\circ\text{C}$  で、この値はこの年の 2 月中旬から 3 月中旬の期間では、前日の 3 日早朝の  $-3.2^\circ\text{C}$  に次いで 2 番目に低い気温であった。この低温は 2 月末から冬型の気圧配置となり寒気が侵入していたところへ 3 日冬型がくずれ移動性の高気圧におおわれたため、夜間の逆放射が増大し形成された。特別観測を行なった 3 日夜半から 4 日早朝にかけて、月は見えるが星は見えない、薄曇りの天気、Fig. 1 に示されたように、夜間の逆放射量 ( $R_N$ ) が上向きになった時刻は 3 日 16 時 45 分、下向きになったのは 4 日 7 時 30 分で、下向きの期間を平均すると  $0.077 \text{ cal/cm}^2 \text{ min}$  であった。地表面温度 ( $T_s$ ) は 1.5 m 高度の気温 ( $T_{1.5}$ ) に先行して低下し、最低温度は 6 時から 8 時に発現し  $-0.2^\circ\text{C}$  前後であった、ただしこの地表面温度は実際には地中約 1 cm の深さの地温である。

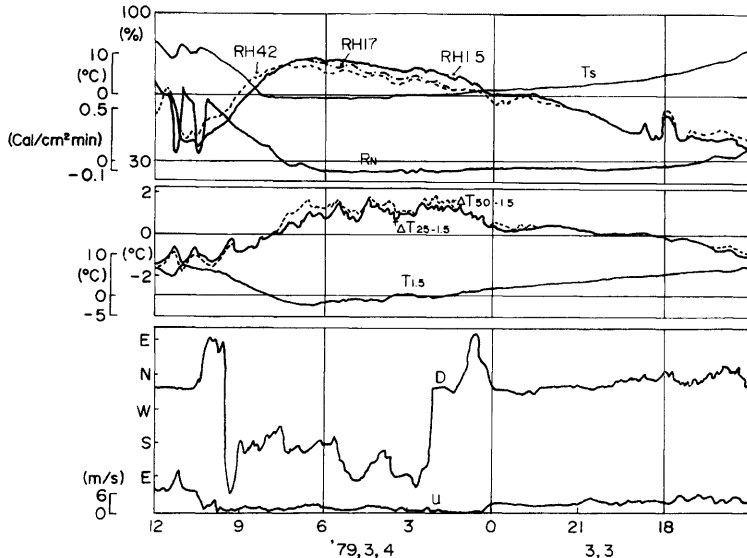


Fig. 1. Records of relative humidity ( $RH_{42}$ ,  $RH_{17}$ ,  $RH_{1.5}$ ), soil surface temperature ( $T_s$ ), net radiation flux ( $R_N$ ), temperature difference ( $\Delta T_{50-1.5}$ ,  $\Delta T_{25-1.5}$ ), air temperature ( $T_{1.5}$ ) and wind ( $D$ ,  $U$ ) observed at Ujigawa meteorological tower from 15<sup>h</sup> March 3 to 12<sup>h</sup> March 4, 1979.

Fig. 2 に 4 日 6 時と 9 時 30 分に低層ゾンデをもちいて測定した上層 1000 m までの気温の鉛直分布を示した。6 時は地表近くが最も冷え込んだ時期であるが、この測定結果から、気温の逆転層の高さは約 250 m 前後であり、逆転層内の気温減率は  $-0.88^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ 、250 m から 500 m までは  $0.6^\circ\text{C}/100 \text{ m}$  で弱い安定 500 m より上空は  $0.8^\circ\text{C}/100 \text{ m}$  で中立状態に近い。9 時 30 分には逆転層はほぼ解消され、地表面から 140 m まではすでに超断熱減率で不安定成層となっている、しかし 140 m から 500 m まではまだ弱い安定の状態

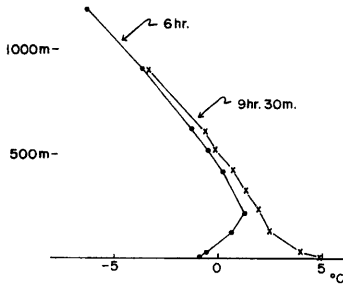


Fig. 2. Observed vertical temperature profiles on March 4, 1979.

ある。この弱い安定層が完全に解消されたのは10時前後と推定されるが、その時刻は、Fig. 1に示した風の記録からわかるように、風が弱い東風から、北西の強風に変ったときに当たる。Fig. 1の気温差と風の記録を対比させると0時を境界として、風が比較的強かった前半は減率が小さく、風が弱かった後半は大きくになっている、日暮から早朝までの逆転層の形成の様子はゾンデ観測がなく正確にはわからないが気温差の変化から日暮とともに下層から気温の逆転が始まり、時間とともに高度が高まる、これが結果として風を弱め、風が弱まると、さらに逆転が促進されるという過程を経て6時の最高高度250mに達したものと推定される。

冷えこみ時の大気の流れ構造をみるため、先述の通常観測に加えて、3日15時から4日15時までの一昼夜、宇治川気象観測塔の42m, 17mの2高度で、1時間30分間隔で1時間づつ、超音波風速温度計(海上電機 DAT-300)と熱電対乾湿温度計(海上電機 PY-100)により一秒間隔で3次元の風速、乾球、湿球温度を測定した。Fig. 3に、水平ベクトル風向、風速、鉛直風速の1時間平均値( $\bar{D}$ ,  $\bar{V}$ ,  $\bar{W}$ )を実線で、分散値( $\sigma_u$ ,  $\sigma_v$ ,  $\sigma_w$ )を点線で示し、42m高度は×印、17m高度は○印で示した。ここでベクトル平均風速 $\bar{V}$ と風向角 $\bar{\theta}$ は次式、

$$\bar{V} = \sqrt{\bar{u}^2 + \bar{v}^2}, \quad \bar{\theta} = \tan^{-1} \frac{\bar{v}}{\bar{u}}$$

により計算した。分散値は10分毎に求めた値を一時間つまり6個を平均した値である。Fig. 1に示した風向、風速はベロベラ型風速計(コーシンベン, KE-111)で10分間のスカラー平均値、

$$\bar{U} = \frac{1}{T} \int_0^T u dt, \quad \bar{\theta} = \frac{1}{T} \int_0^T \theta dt$$

であり厳密な意味においては両者は異なるものであるが、ここでは、その差を論じない、大雑把にみれば両者は同じ変化をしている。この夜シノプティックな条件からみて、この地域の上層一般風は、6~7m/sの北西風であったと推定されるが、宇治川の地表付近の風は、夜間の冷えこみとともに弱まり、早朝には一般風と正反対な南東ないし、南の風向となった。夜が明けて風速が強まると風向は再び北西にもどっている。

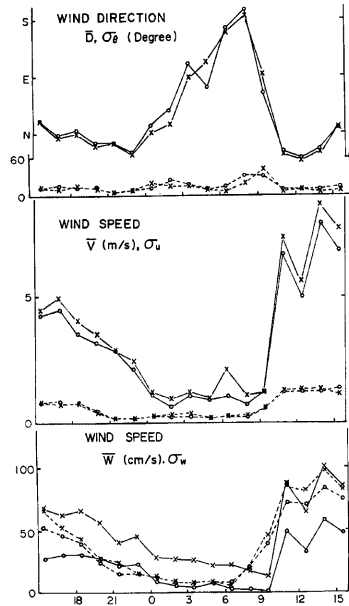


Fig. 3. Diurnal marches of wind direction, wind speed and vertical wind speed at 42 m height shown by cross mark and at 17 m height by circle mark, solid lines show the hourly mean and dotted lines show the standard deviation.

Fig. 3 より風の特性をみよう。水平風速は 42 m 高度の方が常に 17 m 高度より大きい、その差は小さい、風向もほとんど同様である。風向の分散値は  $10^\circ$  程度であるが、夜間 0 時すぎと朝 9 時頃の 2 回 2~3 倍の値となっている。水平風速の分散値は平均値と同様高度による差は小さく、その値はほぼ平均風速に比例している、乱れの強さ  $\sigma_u/\bar{U}$  はほぼ 0.2 であった。最も興味深く、かつ予想に反したことは、鉛直風速で、この観測の結果によればこの期間一日中平均すると上昇流で最も強かった 4 日の昼間には実に 1 m/s にも達している。しかも、その強さは水平平均風速とよい相関がある、いま  $\bar{V}$  と  $\bar{W}$  との関係を一次式で表わすと  $\bar{W}_{17} = 0.069 \bar{V}_{17}$ ,  $\bar{W}_{42} = 0.16 \bar{V}_{42}$

となり、水平風速ではほとんどなかった高度による差が鉛直風では、はっきりみられ 42 m 高度が、17 m 高度の 2 倍の強さである。鉛直風速の分散値は高度による差は小さいが、値そのものは大きく、特に 17 m 高度では、夜間ではほぼ平均値、昼間では 2 倍の大きさである、さらに詳細にみると 9 時すぎなどは 10 倍以上になっている。この傾向はその比は半分程であるが 42 m 高度も同様である。この分散の変化の様子は、風速よりむしろ次に述べる Fig. 4 に示した気温の変化の様子に似ている。

Fig. 4 に気温 ( $T$ ) と比湿 ( $Q$ ) の値を Fig. 3 と同様に表示法で示した。平均値、分散値の求め方は風の場合と同じである。平均気温は 42 m, 17 m 高度とも 18 時から 6 時すぎまでは時間とともにほぼ直線的に減少した、分散値は夜間両高度ともほぼ  $0.1^\circ\text{C}$ 、昼間は 17 m 高度が  $0.5^\circ\text{C}$ 、42 m が  $0.4^\circ\text{C}$  で下層の方が大きい。

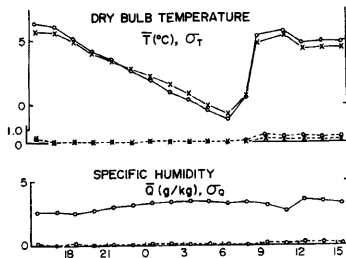


Fig. 4. Diurnal marches of dry-bulb temperature and specific humidity at 42 m height shown by cross mark and at 17 m height by circle mark, solid lines show the hourly mean and dotted lines show the standard deviation.

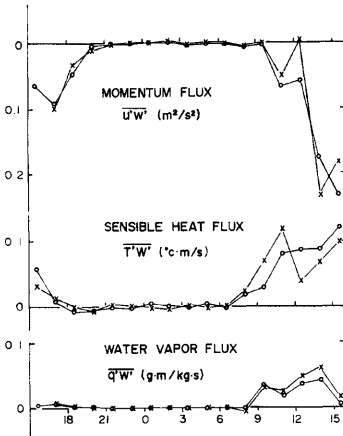


Fig. 5. Diurnal marches of momentum flux, sensible heat flux, and water vapor flux at 42 m height shown by cross mark and at 17 m height shown by circle mark.

平均比湿は乾湿温度から計算して求めた<sup>1)</sup>が、夜間 21 時から早朝 9 時まで  $3.2\text{g/kg}$  でほとんど増減なかった。分散値が夜間小さく昼間大きいという関係は気温と同じである。

運動量、顕熱量、水蒸気量の鉛直フラックスにかかわる  $\overline{u'w'}$ ,  $\overline{T'w'}$ ,  $\overline{q'w'}$  の値を Fig. 5 に示した。ここで示した値は、風速、気温などの分散値と同様、測定時間 10 分、評価時間 1 秒で計算したものをさらに 6 個平均して 1 時間の平均値としたものである。

$\overline{u'w'}$ ,  $\overline{T'w'}$ ,  $\overline{q'w'}$  とともにその絶対値は昼間大きく、夜間小さいのが共通した特長である。高度による差がみ

られるところもあるがそれが有意か否かわからない、 $\overline{u'w'}$  は常に負、すなわち上方から下方に運動量が輸送されている、18時頃から急激にその値は減少し、昼間の約1/100の  $-0.001 \text{ m}^2/\text{s}^2$  の大ききになる、この減少が下層の水平風速の減少をもたらした原因である。

$\overline{T'w'}$  は昼間  $+10^{-1} \text{ C m/s}$  のオーダーで下方から上方へ、夜間は  $10^{-3} \text{ C m/s}$  以下のオーダーでマイナスの場合、すなわち上方から下方へ熱が輸送されている方が多いが、ときにはプラスの場合もある。原理的には2高度の  $\overline{T'w'}$  の値からダイバージェンスが計算できる。この観測結果の数値そのものがそこまで信頼できるか測定、計算誤差の点からいって問題であるが、大雑把に夜間の  $\overline{T'w'}$  のオーダーが  $10^{-3} \text{ C m/s}$  であるとして、ダイバージェンスは

$$\frac{\partial \overline{T'w'}}{\partial z} \sim \frac{10^{-4}}{25} = 4 \times 10^{-6}, 10^{-6} \sim 10^{-5} \text{ C/s}$$

程度と推定される。

$\overline{q'w'}$  は昼間  $0.03 \text{ gm/kg}\cdot\text{s}$  程度、夜間は  $10^{-4} \text{ gm/kg}\cdot\text{s}$  以下でごく小さく、しかも符号も一定でない。 $\overline{u'w'}$ ,  $\overline{T'w'}$ ,  $\overline{q'w'}$  の変化の様子をみると  $\overline{T'w'}$  と  $\overline{q'w'}$  とはほぼ同じ変化をしているが  $\overline{u'w'}$  は他の2つの変化に数時間遅れているようにみえる。

## 2.2 宇治川付近の冬期の冷えこみ時の構造

われわれは特別観測を行ったと同じ場所の55mの鉄塔で1976年4月から1977年4月までの満一年間測定した風および気温、気温差を統計解析した<sup>2)</sup>。それによると冬期、風の日変化の最も頻度の多いパターンは、15時前後に最も風が強く風向は北西で、夜間になると風は弱まり、風向は南東、早朝には、さらに風は弱まり風向は南になるというものであった。この風の変化は、まさに前節で詳述した3月4日の例と同じである。この夜間時間とともに北から東さらに早朝には昼間と正反対な南風という順転の風向変化は夜間大気の安定度の増大によって下層大気のマサツが大きくなり風速が弱まり風向は低圧部に向くという効果からは期待できない変化である。したがってこの南風は、上方からの運動量の輸送がなくなり風速が弱まったので、風が強いときはマスクされていた、弱力力のバランスが顕在化したものと考えざるを得ない。

中島は京都盆地内16カ所での風配図を作成し、それから冬期、昼間は各地点とも比較的強い北西系の風であるが早朝は風速が弱まる、このことは各地点とも共通であるが風向は大いに異なり、全体的にみると周辺部から京都市の中心部に向かって収束するように吹いていることを示した<sup>3)</sup>。これらと今回の観測結果を総合すると京都盆地の冬、夜間晴天で放射冷却が進むときは、上層(1000m程度)で6~7m/sの北西風が吹いているときでも、日没から数時間で冷えこみにより風は1m/s以下に弱まる、風が弱まると、その地域特有の風向、京都市の南に位置する宇治川水理実験所付近では南風となり、それが夜明け、場合によっては午前中まで続く。この下層の風の高さについては中島が冬期の早朝セスナ機で上空の気温を測ったときの気温の逆転層が250mから300mの間にあり、それより上空は北風、下は南風であったことを報告している<sup>4)</sup>。また光田が作成した京都タワー120m高度の風の風配図は下層の特長を示している<sup>5)</sup>。したがって下層の厚さは200ないし300mであろう。この弱風時の地域に特有な風向は、京都市の市街地のヒートアイランドの効果と、北部の夜間の山風の効果が重なってできたものであろうと中島は指摘しているが、量的には何にもわかっていない。

## 3. 宇治川気象観測塔で観測された霧

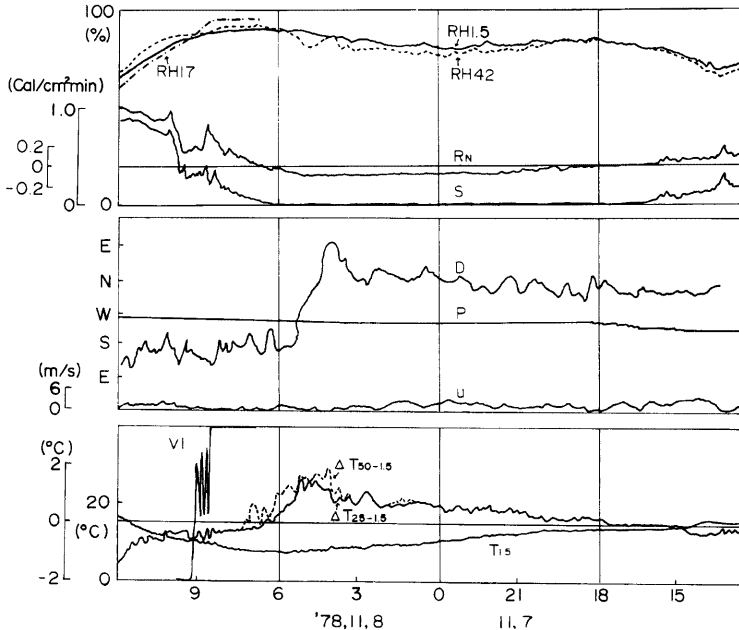
### 3.1 1978年11月8日の霧

弱い気圧の谷が7日西日本を通過し、京都地方は夕方小雨があった。その後、天気は東シナ海方面からの移動性高気圧の接近とともに回復した。この霧のケースは降雨によってもたらされた高湿度と夜間の晴天による放射冷却によって発生したものである。筆者は8日朝6時50分から宇治川水理実験所で観察を開始したが、この時すでに一帯は濃い霧(視程数10m)でおおわれていた。霧は20分程度の周期で濃淡を何度か繰返し、8時15分頃から薄くなりだし9時頃には完全に消え、青空が出て陽があたった。霧の中はベトベトした感じはなかったが、地表面の草はびっしょりと湿っていた。宇治川の水温は16°Cでわずかではあるが川面から

霧が発生しているようにみえた。このとき、視程計の出力が記録されてなく霧の発生時刻を確認することはできないが、後で述べるように総合的に判断すると5時に発生し、6時頃から濃くなったものと考えられる。

**Fig. 6** に11月7日15時から8日12時の期間、宇治川気象観測塔で測定した、42 m, 17 m, 1.5 m 高度の相対湿度 ( $RH_{42}$ ,  $RH_{17}$ ,  $RH_{1.5}$ ), 1.5 m 高度の正味放射量 ( $R_N$ )、1.5 m 高度の日射量 ( $S$ )、42 m 高度の10分間平均風向 ( $D$ ), 風速 ( $U$ ), 降水量 ( $P$ , 0.5 mm/1パルス) 1.5 m 高度の気温 ( $T_{1.5}$ )、50 m, 25 m 高度と 1.5 m 高度の気温差 ( $\Delta T_{50-1.5}$ ,  $\Delta T_{25-1.5}$ ) および 28 m 高度の視程 ( $VI$ , ただし 7 時から) の記録を示した。

通常、霧は大気中の水蒸気が増えるか、気温が低下するかによって飽和凝結し、生成される、したがって、霧中の相対湿度は、霧が安定して存在する定常状態では、100% (飽和状態)、またはそれにごく近い状態にあると考えられるが、このとき霧中 1.5 m, 42 m 高度で90%, 17 m 高度で95%であった。この霧の発生から消滅にいたる過程は **Fig. 6** の記録から次のように説明できる、前日15時ごろから18時ごろまでに降った 4.5 mm の雨によって下層大気は夕方すでに85%と高湿度な状態であった。その後、高気圧の接近とともに天気が回復し、20時ごろから地表面から天空への逆放射 ( $0.08 \text{ cal/cm}^2 \text{ min}$ ) が5時30分まで続き、これによって地上 1.5 m 高度の気温は  $14^\circ\text{C}$  (20時) から  $7.5^\circ\text{C}$  (5時30分) に下り湿度は90%になり霧となった。下層の冷えこみと気温の鉛直分布、風向、風速の関連をみると風が比較的強かった3時頃までは、北風で気温逆転の程度は小さいが、3時以後は逆転の度合は強まり、風速は弱く、風向は南になる、これは前章で述べたこの地域の冷えこみのごく普通なパターンである。



**Fig. 6.** Records of relative humidity ( $RH_{42}$ ,  $RH_{17}$ ,  $RH_{1.5}$ ), net radiation flux ( $R_N$ ), solar radiation flux ( $S$ ), wind ( $D$ ,  $U$ ), rainfall ( $P$ ), temperature difference ( $\Delta T_{50-1.5}$ ,  $\Delta T_{25-1.5}$ ) air temperature ( $T_{1.5}$ ) and visibility observed at Ujigawa meteorological tower from 12<sup>h</sup> November 7 to 12<sup>h</sup> November 8, 1978.

3.2 1979年3月22日の霧

21日昼間、本州の南海上に東西に前線があり、この上を、つぎつぎと低気圧が東進した、この影響で、太平洋側では全般に雨が降っていた。夜間に入りこの前線は東へ散り、日本海に低気圧が表われた。宇治川で観測した各種気象要素を11月8日の場合と同様に Fig. 7 に示した。Fig. 7 の視程計の記録をみると、2時40分頃感知され始め3時10分頃からあるレベルで一度落着き、6時にさらに濃くなって、9時前に消滅した。21日観測地点には降水が無かったが、この日の降雨域を調べると奈良地方および観測地点から約10km南の田辺にもわずかであったが降水があった。16時40分、それまでこの地域の風は北西4m/sであったのが、日本海に表われた低気圧の影響で、南の風に急変した。これにともなって、降水によって湿った、しかも寒冷な気流が流入し、相対湿度は45%から75%に上昇、気温は8°Cから5°Cに降下した。霧はこの状態に夜間の放射冷却が加わって発生したものである。霧の中の相対湿度は11月8日のときより低い85%から92%の範囲になっている。3月末になると冷えこみのパターンは冬のそれとは異なってきている、しかし、風速と気温逆転の程度との逆相関の関係などはこの場合でもみられる。

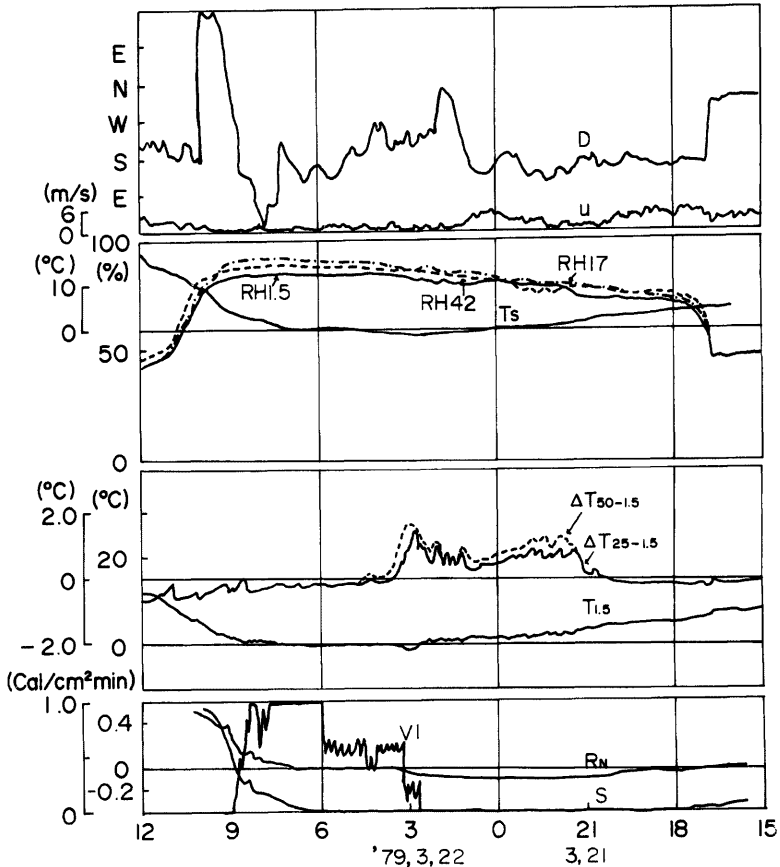


Fig. 7. Same as Fig. 6 but for from 15<sup>h</sup> March 21 to 21<sup>h</sup> March 22, 1979.

### 3.3 霧の中の熱力学, 水蒸気保存過程の考察

視程計により, 霧の発生, 成長, 消滅が推定できる 3 月 22 日の記録から, 十分に霧が成長した 3 時すぎから 7 時までの期間について, 次のことがわかる,

- (1) 地上 1.5 m 高度の気温 ( $T_{1.5}$ ) と地表面温度 ( $T_s$ ) はほぼ等しく, しかもこの期間一定である,

$$T_{1.5} = T_s, \quad \frac{\partial T_{1.5}}{\partial t} = \frac{\partial T_s}{\partial t} = 0,$$

- (2) 霧の中の気温の鉛直分布はほぼ中立である,

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = 0 \quad \text{ただし } \theta \text{ は温位,}$$

- (3) 地上 1.5 m 高度の正味放射量 ( $R_N$ ) はゼロである,

$$R_N = 0 \quad z = 1.5 \text{ m}$$

- (4) 相対湿度 ( $RH$ ) は 85% から 90% で大きな増減はない

- (5) 風は弱い。

つぎに霧発生から濃くなるまでの 2 時 30 分から 3 時までの 30 分間の期間について, 次のことがわかる,

- (1) 1.5 m 高度の気温, 地表面温度は最低値から上昇,

- (2) 気温の鉛直分布は逆転の最大値から中立へ,

- (3) 1.5 m 高度の正味放射量は負の値からゼロへ,

- (4) 相対湿度はわずかであるが増加

- (5) 風は弱く, かつ霧発生前後で有意な変化はみられない。

これらの事実は 11 月 8 日の例でも, 霧発生の時刻を 5 時 30 分, 濃い状態が 6 時から 7 時であったとすれば, ほぼ満足されている。

上記の観測事実から霧発生, 成長, 消滅の熱力学的過程は次のように推定される,

(1) まず, 放射による冷えこみで風が弱まり, 気温の逆転が時間とともに進行し, ついに露点に達しごく地表面近くに霧が発生する, (2) これが徐々に進み, 霧の厚さ (高さ と 粒度密度にかかわるだろう) があるレベルに達すると地表面から天空への放射はゼロになり, 放射面は霧頂に移る, (3) その結果霧頂の冷却化がはじまり, 霧の中が不安定となって混合が生じ鉛直気温分布は中立となる, (4) この状態が夜明けまで続き, 夜明けとともに日射エネルギーによって消滅する。

Fig. 8 に, 霧が発生した 11 月 8 日と 3 月 22 日の気温 ( $T$ ) と, 気温と相対湿度から求めた絶対湿度 ( $q$ ) について上層 (50 m) の気温と 42 m の相対湿度から計算) を点線で下層 (1.5 m) を実線で示した。霧が濃くなる と 混合が生じて, 気温, 絶対湿度とも均一になっている様子がよくわかる。

Fig. 9 に, 冷えこみは大きかったが霧にならなかった場合の気温 ( $T$ ) と絶対湿度 ( $q$ ) の例を Fig. 8 と同様手順で示した, 夜間の気温降下量は Fig. 8 の場合より大きい。いまこの論文でとり上げた 5 例について, 夜間の気温降下量, 相対湿度増加量, 絶対湿度減少量などをとりますと Table 1 のようになる。

気温 ( $T$ ) 相対湿度 ( $f$ ), 絶対湿度 ( $q$ ) とその変化量 ( $dT, df, dq$ ) との間には,

$$\frac{df}{f} = \frac{dq}{q} - \frac{L}{AR_w} \frac{dT}{T^2}$$

なる関係があり, 相対湿度変化に対する絶対湿度と気温変化の貢献度を見積ることができる。Table 1 に示した諸観測値はほぼこの関係を満足している。絶対湿度の減少は相対湿度の減少となるが, 5 例のうち最も絶対湿度の減少の小さかった 3 月 4 日の場合でも 6% 程度の相対湿度の減少をもたらす, 絶対湿度の減少の大きかった 11 月 8 日, 3 月 22, 11 月 21 日などは, 実に 20 ないし 30% の湿度を減少させていることになる。この水蒸気減少は結局地表面への凝結というかたちで大気から地面へ輸送されているのであろう, 地表がつゆで湿っていることはよく経験することである。これらの観測事実からみると現在数値計算によって放射霧のシュミレーションを行う場合<sup>6)</sup>, 水蒸気方程式の地表面境界条件として水蒸気フラックスゼロが何んの検討もなくもちいられていることが多いが, これは疑問である。この地表面での水蒸気フラックスが何によって



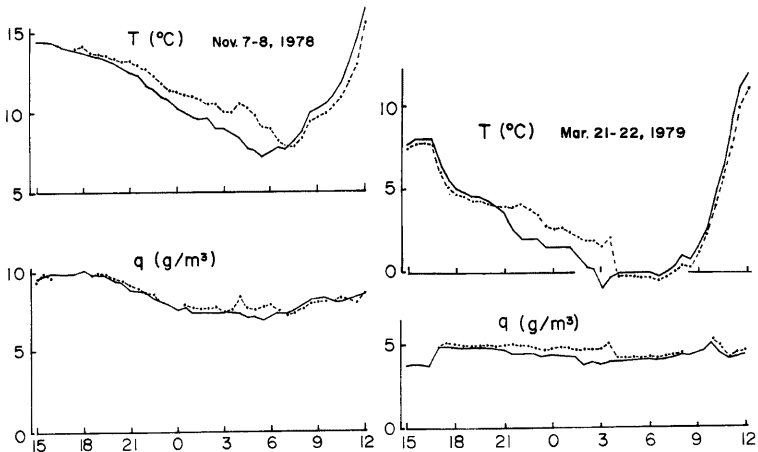


Fig. 8. Upper: diurnal march of temperature at 42 m height shown by broken line and at 1.5 m height shown by solid line. Lower: diurnal march of absolute humidity.

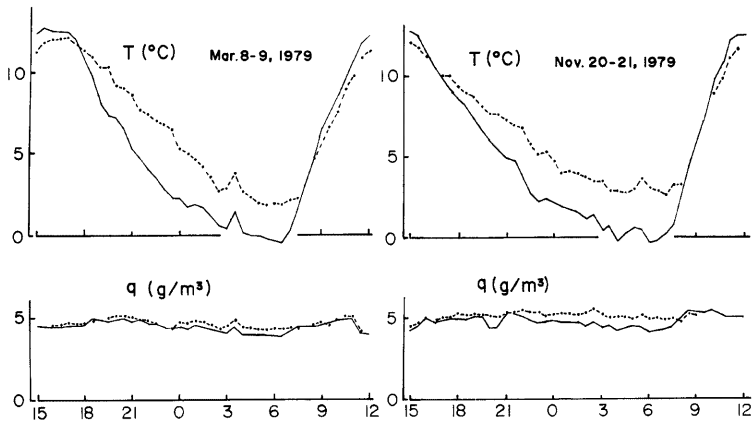


Fig. 9. Same as Fig. 8.

Table 1. Observed temperature drop, relative humidity increase and absolute humidity decrease during the night.

Date	at 18 <sup>h</sup> the day before			occurrence time of min. temp.	temp. drop $\Delta T$ (°C)	humid. increase $\Delta f$ (%)	absolute humid. decrease $\Delta q$ (g/m <sup>3</sup> )	fog
	temp. $T$ (°C)	humid. $f$ (%)	absolute humid. $q$ (g/m <sup>3</sup> )					
Nov. 8, 1978	13.8	85	10.1	5 <sup>h</sup> 30 <sup>m</sup>	6.6	7	3.1	yes
Mar. 4, 1979	4.8	51	3.4	6 <sup>h</sup> 30 <sup>m</sup>	7.2	27	0.2	no
Mar. 9, 1979	10.8	46	4.6	6 <sup>h</sup> 30 <sup>m</sup>	11.3	32	0.7	no
Mar. 22, 1979	5.0	72	4.9	3 <sup>h</sup> 00 <sup>m</sup>	6.0	11	1.1	yes
Nov. 21, 1979	8.6	62	5.3	6 <sup>h</sup> 00 <sup>m</sup>	9.6	28	1.0	no

決定されるかは今後の問題であるが、さきに述べた霧がある厚さになると、放射面が霧頂に移るといふ考えとともに今後おおいに検討されなくてはならない。

#### 4. あ と が き

局地異常気象観測解析装置による観測は1978年秋から一部開始され現在に至っているが、その間規模な霧はここで述べた2例だけであった。霧については、さらに事例を増やし熱力学的解析を進めるとともに雲物理的手法もとり入れていきたいと考えている。冷えこみの構造の観測については、一地点の観測では限界がある、今後は何んらかの方法で広域の観測をせねばならないであろう。

この研究を進めるにあたり御指導いただいた中島暢太郎教授、光田寧教授に感謝いたします。冷えこみの観測には災害気候部門、暴風雨災害部門の方々に御協力いただいた、図面は片岡玲子嬢に清書していただいた、これらの方々に深く御礼申し上げます。またこの研究は53年度自然災害特別研究「盆地における異常低温の発生機構に関する研究」の一部である。

#### 参 考 文 献

- 1) 中島暢太郎・光田 寧・田中正昭・中村 武：局地異常気象観測解析装置について、京都大学 防災研究所年報、第22号 B-2, 1979, pp. 127-141.
- 2) 田中正昭・中島暢太郎・多河英雄：宇治川水理実験所気象観測鉄塔による観測と解析、(2) 風と気温鉛直分布の季節変化日変化、京都大学防災研究所年報、第20号 B-2, 1977, pp. 571-583.
- 3) 中島暢太郎・多河英雄・高橋政和：広域場における大気汚染物質の換気能力について、近畿地方大気汚染調査連絡会会報、第6号、1972, pp. 1-13.
- 4) Nakajima, C.: Forecasting of Atmospheric stagnation in the Kyoto Basin, Bull. of DPRI, Kyoto Uni., Vol. 19, 1970, pp. 39-53.
- 5) 光田 寧：京都タワーで観測した記録について、京都大学防災研究所年報、第9号、1966, pp. 273-280.
- 6) Zdunkowski, W. G. and A. E. Barr: A Radiative-Conductive Model for the Prediction of Radiation Fog, Boundary-layer Meteorology, 3, 1972, pp. 152-177.