

## 三次盆地における霧の集中観測

田中正昭・宮田賢二\*・米谷俊彦\*\*・林泰一・伊藤芳樹\*\*\*  
堀口光章・寺尾徹・岩田徹\*\*\*\*・大橋唯太\*\*\*\*\*

\* 県立広島女子大学, \*\* 岡山大学資源生物科学研究所

\*\*\* (株) カイジョー, \*\*\*\* 岡山大学環境理工学部, \*\*\*\*\* 京都大学理学研究科

### 要 旨

盆地霧の機構を解明するために、広島県の三次盆地で1999年10月、霧の動態、地上から霧面の上方面までの大気の流動および気温、湿度など熱力学的挙動を総合的に観測した。同時に3次元領域モデルを用いて三次盆地を含む周辺での下層大気の局地循環を数値シミュレートした。霧は地上200m付近で発生し、複雑な流動をしながら霧の海にまで発達した。このような霧の動態と風、気温、比湿、霧面と地表面温度の観測結果とは整合している。数値シミュレーションの結果、昼間の発散風により山岳域にもたらされた水蒸気が夜間の取東風により盆地内に輸送されること、盆地外の森林が水蒸気の源として重要であることが示唆された。

キーワード：三次盆地、霧の動態、NOAA雲画像、ドップラーソーダ、係留ゾンデ、熱影像温度計、領域モデル

### 1. はじめに

内陸の盆地ではしばしば霧が発生し、悪視程が持続し、交通渋滞など人間活動に大きな影響を及ぼす。本研究の目的は霧の発生、成長、消滅に至る動態過程を盆地に形成される特有な局地気象現象との関連において明らかにし、その予知を可能にすることにある。

上記目的の達成を期するため、霧の発生頻度が高く、しかも著者の一人、宮田が10年来観測研究を続け(宮田, 1994)、すでに実績のある広島県三次盆地の霧をとり挙げ、霧の動態はもとより、盆地内の局地的な大気の流れ、気温、水蒸気の鉛直構造、霧面温度とその変化を詳細に把握するための特別集中観測を行った。

三次盆地は東西約30km南北約20kmの盆地で、北を中国山脈、南を吉備高原に挟まれ、盆中央部に、南西より可愛川、南東より馬洗川、北より西条川が合流し、江の川となって北東に流れている。観測基

地とした広島県立林業技術センターは盆地のほぼ中央部(34°47'33"N, 132°51'20"E)に位置し、海拔高度は220m(盆底より65m)である。9月10日から13日に予備観測を、10月22日から12月1日の期間に本観測を行った。

観測研究項目は

1. 盆地を見通せ、かつ盆地中央部に近い高谷山(470m)からの目視、カメラ、ビデオカメラで写した写真による霧の動態観測
2. 岡田山(640m)からのビデオ画像による動態観測
3. 中国自動車道での霧観測データの入手
4. 盆地内の林業技術センター(220m)での地上気象、風、気温、湿度、日射、正味放射、雲水量の連続測定
5. 岩屋寺付近の山の斜面、5高度での温度、湿度の連続測定
6. 林業技術センターでの係留気球ゾンデによる上空300mまでの3時間毎の気温、湿度、風の分

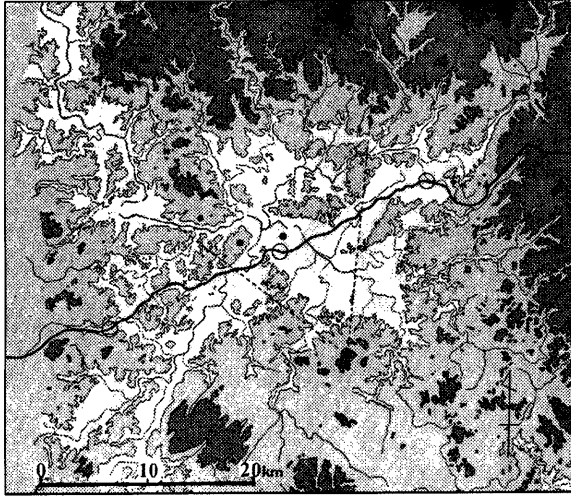


Fig. 1 Topographical map of Miyoshi Basin. Solid line is Chugoku Jidoshado. Dashed lines denote the range of video camera vision. Open and solid circles indicate interchanges and observation sites (Mt. Takatani, Mt. Okada and the Hiroshima Prefecture Forest Research Center), respectively.

布観測

7. 林業技術センターでのソーダによる上空数百 m までの風の鉛直分布と受信エコー強度域の連続測定
8. 高安山からの赤外線熱画像装置と熱映像温度計による霧と山地斜面の温度分布観測
9. NOAA 衛星受信装置画像による霧解析

を行った。

上記観測に加えて (10) この時期に合わせ、3次元領域モデルを用いて、三次盆地を中心に、瀬戸内海、日本海を含む、東西 160km、南北 300kmでの風、温位、比湿、湿度、地表面での顕熱、潜熱フラックスなどを数値シミュレートした。

9月の予備観測期間、全4日間、霧は発生しなかった。10月の本観測期間、全9日間で8日、霧が発生した。本論文は、主に本観測の結果をまとめたものである。観測資料などの詳細は別に報告書『盆地における霧の発生及び維持機構とその予知に関する研究』(田中ら, 2000)に公表する予定である。

2. 地上気象観測と霧の動態

2.1 観測の概要

地上気象観測は、三次市にある広島県立林業技術センター構内で 1999 年 10 月 22 日午後から 10 月

Table 1 Observation items and instruments

観測項目	観測機器
全天日射量	MF-42 型 ネオ日射計
放射収支量	MF-11 型 放射収支計
気温	Pt 式 A-9100
相対湿度	毛髮式 A-9100
風向・風速	風車型風向風速計

31 日午前中にかけて行った。観測項目および観測機器は Table 1 に示すとおりである。このほかに、広島地方気象台による地上気象観測データも解析に用いている。

霧観測は、Fig. 1 に示した 2 つの地点から行うほか、盆地中心を東西に走る中国自動車道での日本道路公団による観測データも解析した。2 つの観測地点のうち岡田山では夜間は暗視装置を装着したビデオカメラで、明るくなると通常のビデオカメラに切り換えて、21 時から翌日 12 時まで 480 時間モード、4 秒間隔で録画する方式で連続観測を行った。高谷山からは目視による観測のほか、カメラやビデオカメラによって霧を観測した。

霧水の観測は瀬戸と大原 (1996) が開発した捕集

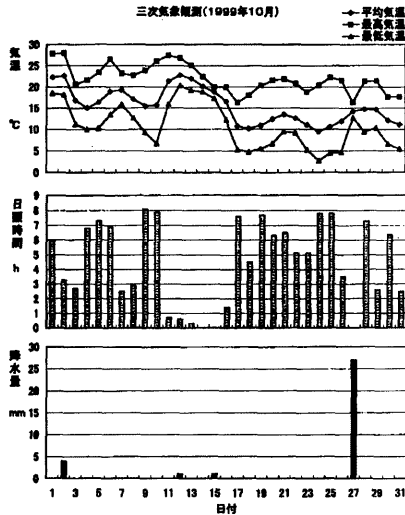


Fig. 2 Daily mean temperature, duration of sunshine and precipitation at Miyoshi (AMeDAS) in October 1999.

装置を用いて行った。

## 2.2 観測期間中の気象概況

観測期間中の気象の概況は Table 2 に示すように、前半の10月22日～25日の4日間は大陸から張り出す高気圧に覆われ、全般に晴れの天気であった。この気圧配置のため北寄りの冷たく乾燥した風が吹き込む状態になっていた。後半は東シナ海に発生した低気圧が東に移動してきたため、10月26日の昼頃から天気が下り坂となり、27日午前中を中心に広島県下全域でまとまった雨が降った。天気は28日朝まで曇りの状態が続いていたが、その後は移動性高気圧に覆われ、28日午後から31日午前中までは好天に恵まれた。後半は前半と異なり、南寄りの風が入りやすい気圧配置になっていた。期間中、霧は観測した9日間で7日発生がみられ、気象条件には恵まれていたといえる。

## 2.3 地上気象観測結果

Fig. 2 は三次地域気象観測所での1999年10月の観測結果である。期間の前半4日間と後半3日間は気象条件に恵まれていたことがこの図からもわかる。Fig. 3 は霧発生に関係の深い水蒸気圧と相対湿度の広島での10月の観測値である。期間中はこの

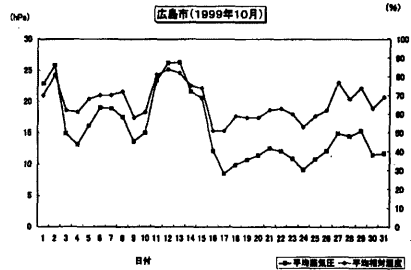


Fig. 3 Daily mean relative humidity and water vapour pressure at Hiroshima in October 1999.

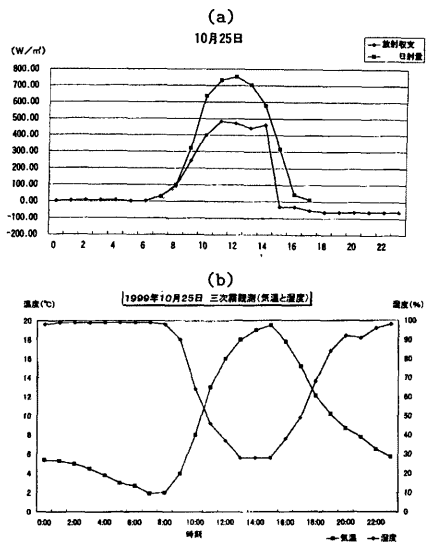


Fig. 4 Diurnal variation of (a) the solar and net radiation, and (b) temperature and relative humidity on Oct. 25, 1999.

時期としては平均的に湿度が低かったといえる。とくに前半は低かったことがわかる。地上気象観測の結果によると、霧が発生した日はほぼ同じような気象の日変化を示す。Fig. 4 は霧がよく発達した10月25日の日変化図である。放射収支は霧が発生すると零か、わずかに放射加熱の状態になる。気温は霧の海の状態になるまでは急速に低下するが、霧の海ができると気温低下は小さくなる。湿度は霧の海

Table 2 The general weather situation in I. O. P.

日付	天気	概況
22	曇	渤海付近に高気圧
23	晴	沿海州渤海に高気圧、冬型が強く北風が卓越
24	晴	日本海を中心に高気圧に覆われる
25	晴	日本海を中心に高気圧に覆われる
26	晴 → 雨	午後から東シナ海に低気圧発生、夕刻より下り坂
27	雨	低気圧が発達しながら四国沖(日本南部)を通過
28	曇 → 晴	東シナ海から高気圧近づく
29	晴	日本南部の高気圧に覆われる
30	晴	日本海に中心を持つ高気圧に覆われる
31	曇	東北地方に中心を持つ高気圧に覆われる

ができるまでは急速に増大するが、霧の海ができる  
と飽和状態が続く。風は夜間数 m/s 以下の弱い日  
がほとんどであったが、前半には後半にくらべてや  
や強い風の日があった。今回の地上気象の変化は、  
これまでに知られていたものと基本的には変わって  
いない。

#### 2.4 霧観測結果

三次盆地では霧がよく発達すると盆地全域が霧で  
おおわれた状態になる。このような霧を地元では霧  
の海とよぶ。2つの山の上から観測した結果による  
と、今回の9日の観測期間のうち、7日が霧の海  
の状態となった。霧の海でもよく発達したタイプの霧  
であることも解析の結果明らかになっている。中国  
自動車道での観測結果によると、霧の海の7日は自  
動車道でも霧が記録されている。霧の発生の有無は  
区間単位で行われるが、今回の霧はすべて盆地内の  
2つの区間とともに発生が確認され、発生時間も7  
時間以上と長いタイプの霧であった。

霧が発生した7日間の霧は、発生段階で流動的な  
動きをすること、濃さや発生場所などに変化の大き  
いこと、市街地付近から周辺に霧が広がって霧の海  
がつくられることなど、これまでに知られている霧  
の発生の仕方と同じであった。しかし気象条件が比  
較的一定していたにもかかわらず、細かくみると霧  
の特徴は日によって微妙に違っていた。日による霧  
の特徴の違いは霧水の採取量にもはっきりとみられ  
る。Table 3 は霧水量とイオン分析の結果である。  
霧水量には10倍近い差がある。イオンの分析値も  
同じように日によって大きく異なっている。

このように霧の海にまで発達した霧が視覚的には  
ほぼ同じタイプに分類されるにもかかわらず、発生  
段階では多様なふるまいをみせることや、霧水量が

日によって大きく異なっていることなどは、今回の  
観測で初めて明らかになったもので霧の多様さを考  
える上で興味ある結果である。

#### 3. NOAA 衛星受信画像による霧判定

衛星画像による霧の広がり解析については宮田  
(1994) によって行われている。このときは1979年  
～85年のランドサット衛星による地上解像度画像  
80m という非常に高密度のデータを用いており、霧  
の細部に渡る様子が見て取ることができた。同報告  
では霧の発生域が2つのグループに大別でき、衛星  
画像から見積った霧の厚さがゾンデや目視による観  
測等と良く一致すると述べられている。一方でこの  
解析では、7年間(年間20～30回のデータを得られ  
る)のデータ中で霧を捉えることができた例がわず  
かに7例という非常に希少なデータであったため、  
統計的な解析や一般的な性質にまで言及することが  
困難であったと考えられる。また、航空写真による  
同様の解析を佐橋(1999)が岡山県の霧について詳  
細に行っているが、これも偶然に取られた航空写真  
からの事例を紹介したのみにとどまっている。

本節では解像度はランドサット衛星にはかなり劣  
る(1.1km程度)ものの、毎日数回程度のデータを得  
ることができるNOAA衛星画像をこれらの霧観測・  
解析に応用し上空からの霧の判定を試みた。

##### 3.1 受信システム

データは岡山大学環境理工学部受信のNOAA衛  
星受信システムによるデータを用いた。Table 4に  
NOAA衛星、Table 5に衛星に搭載されているマ  
イクロ波センサーの仕様を示す。

画像データは3つの衛星を合計して1日7～10回

Table 3 Daily water content of fog and concentration of major ions.

No.	月日	霧水捕集量 (mL)	電気伝導率 ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ )	質量濃度 ( $\mu\text{g}/\text{mL}$ )								
				pH	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{NO}_3^-$	$\text{Cl}^-$	$\text{NH}_4^+$	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{K}^+$	$\text{Na}^+$
1	10/22-23	546	117	5.71	19.90	10.65	8.65	9.40	6.63	0.82	1.70	3.00
2	10/23-24	167	225	5.64	17.70	11.00	39.05	8.35	3.68	2.81	1.95	21.75
3	10/24-25	383	88	5.79	12.30	5.05	5.05	8.15	1.47	0.32	0.30	2.00
4	10/25-26	669	67	5.78	8.75	3.95	3.00	5.85	2.21	0.21	0.45	1.10
5	10/28-29	445	232	5.63	27.70	35.90	17.05	16.95	8.10	1.84	3.95	9.00
6	10/29-30	69	598	3.81	78.40	72.65	54.75	34.95	15.47	4.82	8.95	30.70
7	10/30-31	415	137	4.82	11.45	18.60	11.55	10.40	2.95	0.94	0.80	4.85

No.	月日	質量濃度 ( $\mu\text{eq}/\text{L}$ )								
		pH	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{NO}_3^-$	$\text{Cl}^-$	$\text{NH}_4^+$	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{K}^+$	$\text{Na}^+$
1	10/22-23	1.9	414.3	171.7	187.6	521.1	330.9	51.1	43.5	130.5
2	10/23-24	2.3	368.5	177.4	1101.6	462.9	183.8	231.1	42.2	946.1
3	10/24-25	1.6	256.1	81.4	142.5	451.8	73.5	26.5	7.7	87.0
4	10/25-26	1.7	182.2	63.7	84.6	324.3	110.3	17.6	11.5	47.8
5	10/28-29	2.3	576.7	578.9	481.0	939.6	404.4	151.7	101.0	391.5
6	10/29-30	154.9	1632.3	1171.6	1544.4	1937.4	772.0	396.9	228.9	1335.4
7	10/30-31	15.1	233.4	300.0	325.8	576.5	147.0	77.6	20.5	211.0

No.	月日	Anion sum	Cathion sum	A sum / C sum			Cal EC ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ )	Meas EC ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ )	CalEC / Meas EC
1	10/22-23	773.7	1079.0	0.717	131	117	1.119		
2	10/23-24	1647.5	1868.3	0.883	235	225	1.044		
3	10/24-25	480.0	648.0	0.741	82	88.2	0.926		
4	10/25-26	330.5	513.2	0.644	61	67	0.907		
5	10/28-29	1636.6	1990.5	0.822	253	232	1.092		
6	10/29-30	4348.3	4825.4	0.901	680	598	1.137		
7	10/30-31	864.2	1047.7	0.825	138	137	1.008		

Table 4 The method of NOAA satellintes.

NOAA Satellites	
項目	仕様
打ち上げ年	12号: 1991、 14号: 1994、 15号: 1998
軌道	太陽同期極軌道
周回高度	870km
周回周期	101分
搭載センサー	AVHRR, TOVS, SEM, SBUR, ERBE, S&R

Table 5 The method of AVHRR sensor.

AVHRR Sensor			
ch.	波長域 ( $\mu\text{m}$ )	観測項目	地上分解能
1	0.58-0.68	雲、水、雪	衛星直下 約 1.1km
2	0.725-1.10	陸域植生、陸水	
3	3.55-3.93	表面温度、雲	平均
4	10.3-11.3	表面温度、雲	約 1.25km
5	11.5-12.5	表面温度、雲	

受信される。日本付近を通過するのは日本時間で 4:00~9:00 の時間帯と 15:00~19:00 頃の 2 つに集中して周回するので、早朝の受信画像が霧の観測には非常に好都合である。

### 3.2 霧発生高度の判定

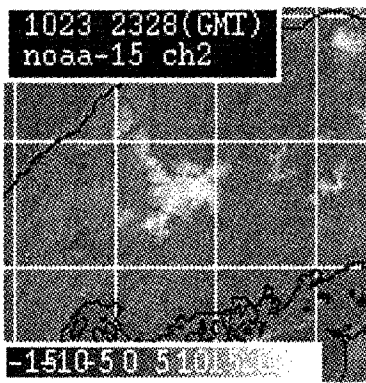
今回の画像解析は三次盆地の集中観測期間 (10月 22 日 ~ 31 日) のものに限って画像のみを抽出した。

可視画像 (ch.1, ch.2) は夜間のデータは解析不能となるため、夜間の判定には赤外域の波長 (ch.3~5) を用いる必要がある。可視画像を使用するには太陽高度が充分に高くなる必要がある (今回は  $15^\circ$  以上) ので、実際に解析に使用できるのはこの季節では午前 8:00 頃以降のデータとなる。Fig. 5 は 10 月 24 日、25 日早朝の可視画像である。両日とも盆地の形状に良く似た白い領域 (霧と判断できる) が確認できる。

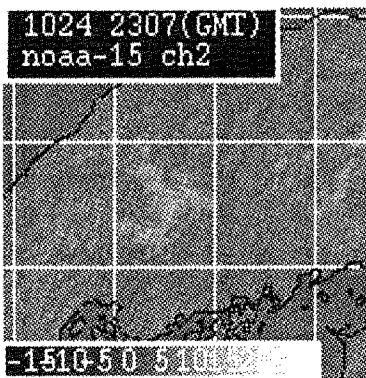
この霧の形状から地形データを使って霧の深さ (厚さ) を推定することができる。Fig. 6 は国土地理院発行の数値地図データ (1km メッシュ) から霧の厚さによって予想される霧の形状を示している。厚さが増すほど広がりも広くなるはずである。実際に Fig. 5 の画像と見比べるとこのときの厚さは 200m 前後と推定できる。

### 4. 熱映像温度計による地表面および霧温度分布測定

三次の市街地に近い西城川、馬洗川、江の川の合流地点付近を中心とする地域における霧の発生状況、霧や山の斜面の温度分布などを、赤外線熱画像装置と熱映像温度計を用いて、高谷山展望台 (高さ約 470m) から連続観測した。また、岩屋寺付近の山の斜面の数地点と高谷山の展望台で、温湿度を連



8:28JST Oct.24



8:07JST Oct.25

Fig. 5 Visible(ch.2) images from NOAA satellite.

続測定した。

#### 4.1 測器と観測方法

高谷山の展望台(約470m)から北東方向に向かって撮影した赤外線熱画像装置(日本アビオニクス社製ネオサーモ, TVS-600型)の熱画像をビデオ画像装置に連続して録画した。また、盆地底、山の斜面や霧の上面の温度分布の測定のために、熱影像温度計(NEC三栄社製, サーモトレーサ, TH-1101型)を用いた。24日午後から26日までの約2日間には、岩屋寺付近の山の斜面の4地点の温湿度を、温湿度計(タバイエスバック社製, 60168B型)を用いて1分毎に連続測定した。

#### 4.2 観測結果と考察

10月23日から26日までの3晩の霧の発生、発達、消滅状況を明らかにするため熱画像を解析した。ここでは、主として23日夜から24日の朝までの霧の動態を中心に報告する。

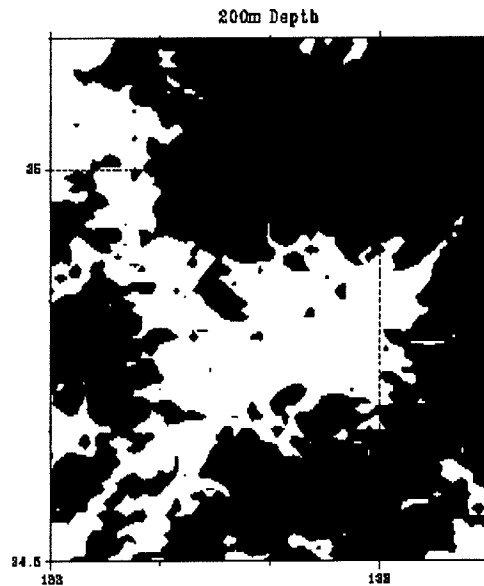
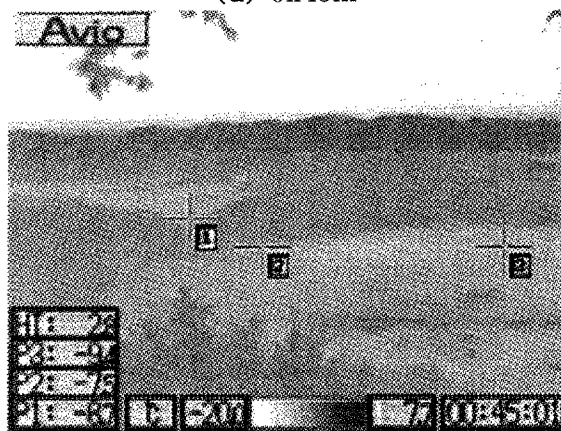


Fig. 6 An expected form of the fog which spreads at 200m depth. The topography is derived from mesh data.

(a) 0h45m



(b) 3h20m

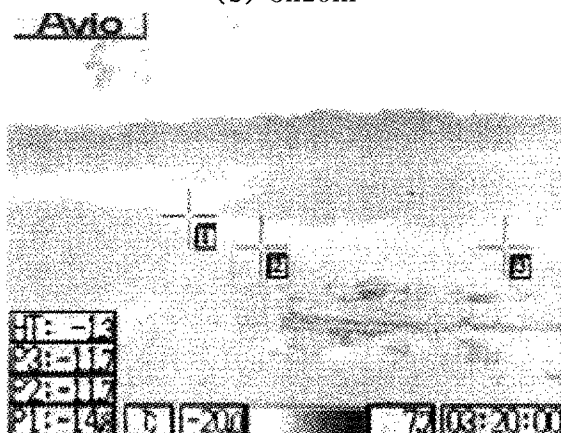


Fig. 7 Thermal images of Miyoshi basin at (a)0h45m and (b)3h20m of Oct. 24., 1999.

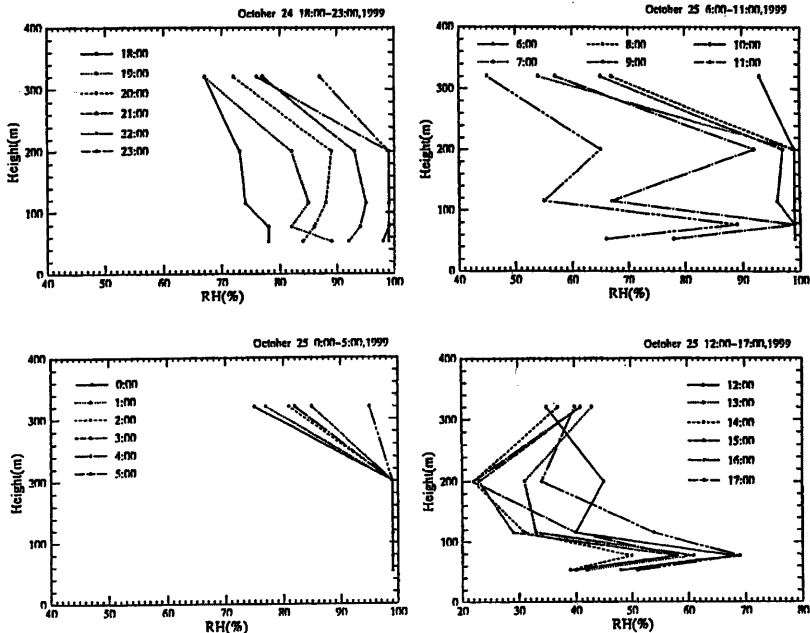


Fig. 8 Vertical profile of relative humidity from Oct. 24 to Oct 25, 1999.

(1) 10月23日夜から10月24日の朝までの霧の動態

風速が弱まった23日の23時頃から、西城川の上流の地区に霧が発生し始め、24時過ぎに、深い霧に成長した。この時点では、三次盆地には極めて弱い霧が発生し始めたばかりであった。24日の0時30分頃に馬洗川の上流から浅い霧が流れ込んできて、1時頃には三次盆地は浅い霧で覆われた (Fig. 7a)。

さらに1時30分頃には馬洗川の上流方向から上層にも霧が流れ込んできて、西城川の上流の霧と連結した。そのため1時40分頃には、数層の霧が存在していた。1時55分にはこれらの霧が上下に繋がった。2時頃西城川上流から霧が流出し始めた。2時30分には江の川の下流からの霧が途絶えて西城川からの流出のみになったため、2時40分頃から40-50分間は、霧が晴れた部分が広がった (Fig. 7b)。

3時30分頃、江の川の下流からも霧が流れ込み西城川からの霧と合体し、4時頃に霧の海が完成した。霧は次第に厚みを増し、4時30分頃には深い霧の海になった。9時半頃から霧が次第に消え始め、10時頃には霧になり、10時20分頃に東の方に霧が

流れ去った。

(2) 気温、湿度、水蒸気濃度の高度分布

24日19時頃までは相対湿度は高度と共に減少していたが、20時には200mまで高度と共に増加し始めて、その値も大きくなり、90%に近づいた。その後、21時には、200m以下の高度では90%を超え、23時には100%になった。この状態が25日の8時まで続き、霧が消えた9時には、80mを除き100%以下になった (Fig. 8)。25日以降も同様な変化が見られた。水蒸気濃度は高度と共に低下しており、24日の18時から22時頃までは殆ど変化しなかった。200m以下では、その後、気温の低下、霧や霧の発生と対応して急速に濃度が低下し、25日の0時以降は、10hPa以下にまで減少した。特に気温の最も低い霧の上面付近の水蒸気濃度が最も低かった。25日の7時までは低濃度が続き、気温の上昇と共に、水蒸気濃度も増加し始めた。

10月24日から26日までの期間における各高度毎の相対湿度の経時変化からも200m以下の高度では、霧の出現に伴って、22時過ぎから午前中まで約11時間に亘って相対湿度が100%になっていたこと

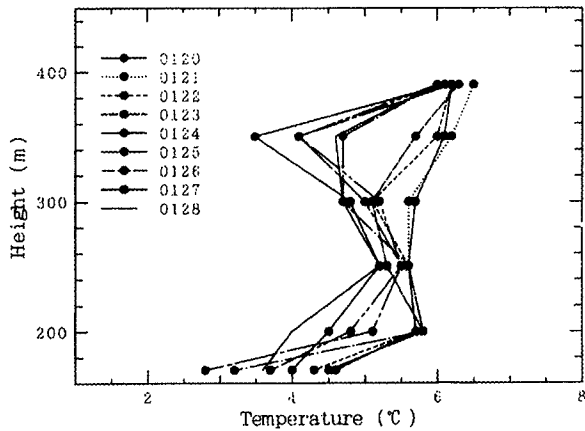


Fig. 9 Vertical profiles of surface temperatures of mountain slope or fog from 1h20m to 1h28m of Oct. 24, 1999.

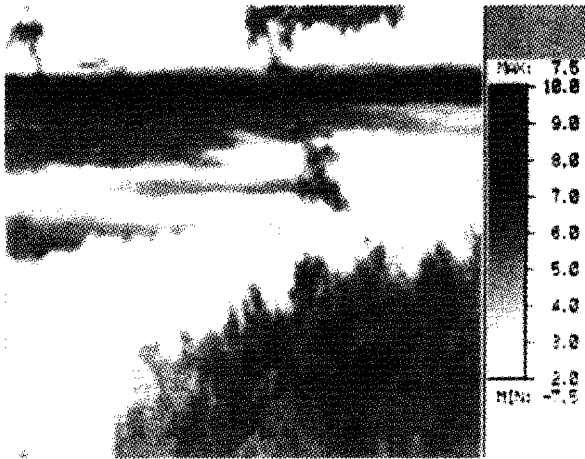


Fig. 10 Thermal image of Miyoshi basin at 1h30m of Oct. 24, 1999.

が分かった。

盆地内部の水蒸気濃度は日中から夕方に高濃度であり、21時頃から急激に減少した。霧が消え始める直前の8-9時頃に最小値になり、その後急激に増加した。盆地上部に位置する高谷山展望台では、日中に下層よりも濃度が低く、また日較差も小さかった。

### (3) 山の斜面温度の高度分布の経時変化

10月23日の22時頃から山の頂部の温度よりも下部の温度が低くなり、高度と共に温度が増加するようになった。25日の0時には約2°Cの温度差が見られた。0時以後は殆ど等温になるが、盆地底の温度が徐々に低下した。45mと145m付近の2高度に霧が存在した1時20分から1時28分までの間の表面温度の高度分布を Fig. 9 に示す。2層の霧に

対応して、20m、195mの温度が低下した。23日以外のいずれの日も、霧発生時には、特定の高度でこのような急激な温度変化がしばしば見られた。この特性を利用して、観測対象地域における霧の移動方向、出現高度や場所など動態を容易に把握することができた。

サーモレーザーで測定された山の斜面の熱画像を Fig. 10 に示す。24日の1時28分には、底部ばかりでなく、山の中腹と上層にも低温部(白色)があり、数層の霧が存在していたことをはっきりと確認することができた。

### (4) 山の斜面温度の経時変化

次に23日の夜から24日の午前中までの斜面上の各高度の表面温度の経時変化を Fig. 11 に示す。但し、各斜面上の高度より上部に霧が存在している場合には、霧の上面温度が示されている。霧が発生した1時頃には、95m以下の温度が3-5°C程低下した。1時間後には温度が上昇し、その後は高温と低温の間を変化しながら低温状態に移行していった。表面温度変動幅内の最も低温側が、その高度よりも上部に濃い霧が存在していた場合で、最も高温側が、霧が晴れて山の斜面の温度になっていた場合と考えられる。このような特性を考慮すると、測定された温度の時間経過から、各高度の霧の出現時間や発達状況を把握することができる。ポイントA(235m)では6時頃までは間欠的に霧に覆われ、その後7時過ぎに一時的に霧が消え、再び8時過ぎから霧が生じていたと思われる。程度が幾分異なるものの7時過ぎには、それより以下の各高度でも、一時的に霧が薄くなり、その後再び霧に覆われたが、10時頃に完全に消滅したことが分かる。

### (5) 霧の高度分布の時間変化

10月23日夜から10月24日午前中までの三次盆地の霧の動態(発生、発達、消滅)を定量的に示すために霧の高度の経時変化を Fig. 12 に示す。図の下段には、盆地の丘陵部に位置する広島県林業技術センター(盆地底上65m)で測定された正味放射量の経時変化を示す。霧の高度は、ビデオの画面より、周辺の山の高度を参考にしながら30分毎に決定した。同時に霧の移動方向を連続した画面から読みとった。三次盆地に2層の霧が見られた場合には、それぞれの霧の高度と移動方向を示した。

10月24日0時過ぎには西城川の上流には100m程の霧が出現しており、2時に200mまで発達した。三次盆地では0時過ぎに馬洗川上流から西向きに霧が流れてきて、1時過ぎに上層と下層で方向の異なる2層の霧が見られた。その後上層の霧の高度が低くなると同じ西向きになった。このような霧の流



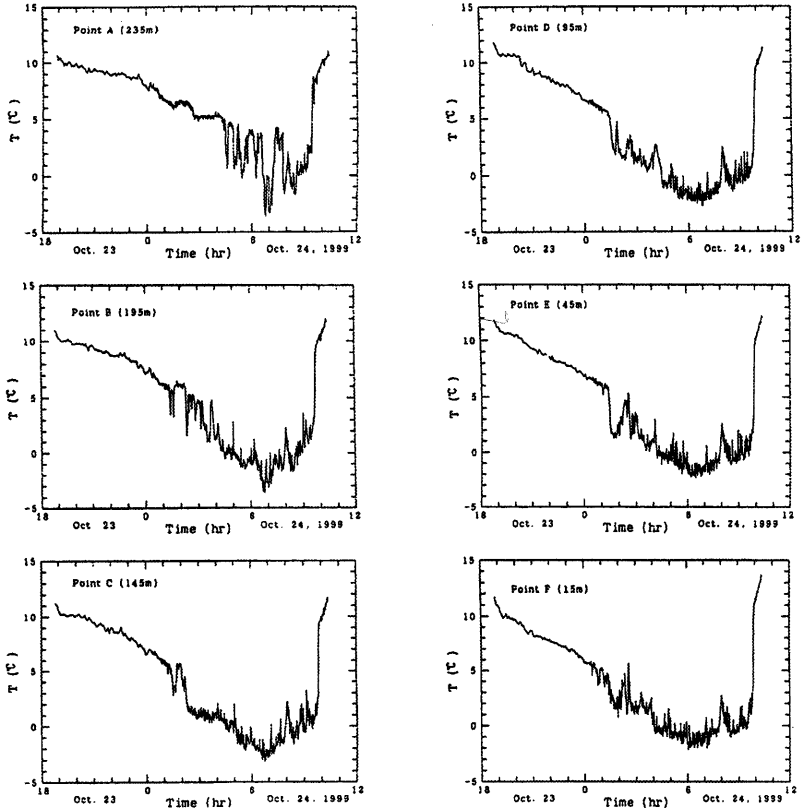


Fig. 11 Time variations of surface temperatures of mountain slope or fog at different heights from the afternoon of Oct. 23 to the morning of Oct. 24, 1999.

れの高度方向の変化はソーダで測定された風向の高度変化と対応していた。3時頃に、江の川下流からの霧が消えると、三次盆地の霧は殆ど消え、西城川からの霧の流出のみになった。3時過ぎから再び江の川の下流から霧が流れ込み西城川からの霧と合体して、盆地内の霧の高度が急激に増加し、5時頃に300mの深さになった。霧の高度は殆ど変化せず、流れの方向も一定していなかった。霧の消滅に伴って、9時すぎから高度が急減に減少した。また、浅い霧の期間には放射量が負の大きい値になっており、霧が深くなると負の値が小さくなり、霧の高度が高くなった4時過ぎからは、放射量はほぼ0になった。この結果は、霧の高度の経時変化と盆地底部の正味

放射量の経時変化が良く対応していることを示している。

## 5. ドップラーソーダによる上空風測定

### 5.1 概要

上空風測定はカイジョー AR-1000 型ドップラーソーダ (フェーズドアレイタイプ) を用いて行った (Photo 1)。装置は5ビームでの測定が可能であるが、今回は3方向発信で行った。観測点近隣には人家は無く林業センターの許可も得られたことから夜間も出力を最大にして測定を行うことが可能であった。送信パルス幅はより高高度への音波の到達を可能にするために200msec (最大) に設定した。最大

Oct.23-24, 1999

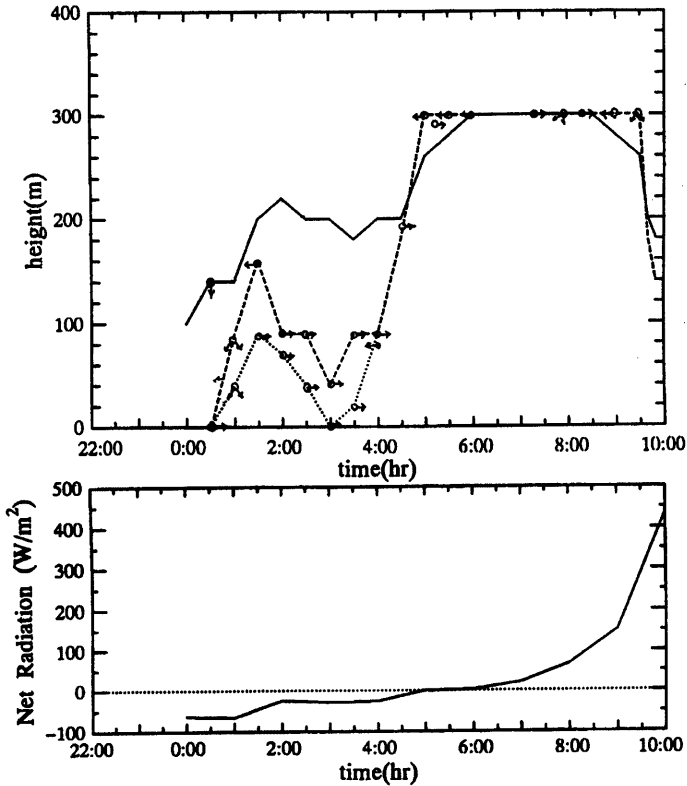


Fig. 12 Time variations of height of fogs and net radiation in Miyoshi basin from the afternoon of Oct. 23 to the morning of Oct. 24, 1999.

測定高度は仕様限界の700mにしている。観測期間中の運転仕様は Table 6 のとおりである。

各方向への音波の送信間隔は6secでありこれを3ビーム発信しているので1データ(U・V・Wの3成分×16高度分)は18秒毎に得られることになる。1データセットは1時間(3600sec=200データ)分を取録している。得られたデータの詳細については田中ら(2000)を参照されたい。

## 5.2 地表風の様子

Fig. 13 は観測期間中の広島県域の前日 21:00~翌朝 8:00 のアメダス風データの10分値を示したものである。一般風は殆んど無く、この点から言っても霧の発生しやすい好条件の日が続いたと言える。

また、アメダス三次では、夜間北北東の風が吹くことが多く、特に 23, 24, 30 日には 5m/s の風が吹いていることがわかる。これは先の地形図から分かるように、北西-南東に走る神瀬川の谷筋に添った山風である可能性が高い。

Fig. 14 はアメダス三次の風向・風速とソーダの50m(可測最低高度)の風向・風速を比較したものである。高気圧に覆われ特に条件の良かった10月23日~26日を示している。アメダス測定点は盆地近くに位置しソーダの設置高度はそれよりも65m程度高いことから、両者の間には100m余りの高度差があると考えられる。これによると、地表付近のアメダス点では先に述べた通り夜間に北北西の風が吹くがその上空ではほぼ無風となっている。観測中も

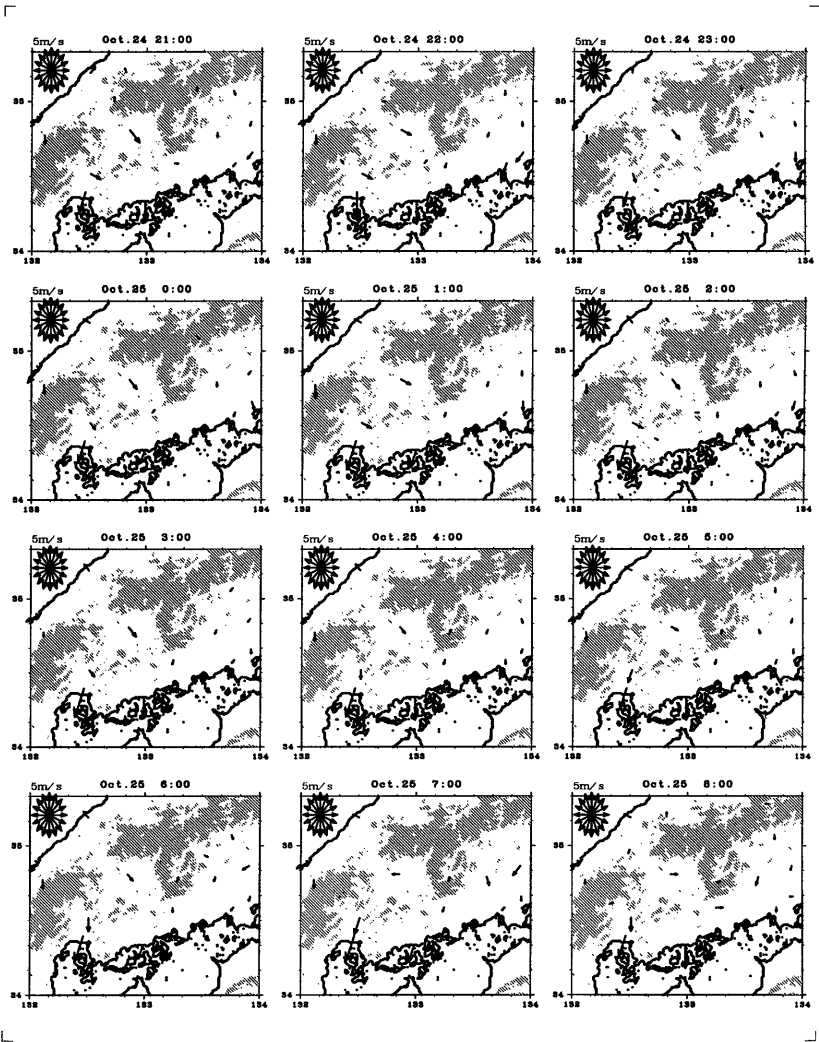


Fig. 13 Transition of surface wind field by AMeDAS from 24th 21:00 to 25th 8:00.

ソーダ観測点 (盆底からの高度 65m) でもほぼ無風状態であった。つまり複数河川が合流する盆地中央部では、厚さ 50m もしくはそれ以下の冷気が周囲の山から川の谷筋に沿って盆底に向かって流れ込んでいる可能性が示唆される。

### 5.3 10月24日夜間～25日朝の測定結果

Fig. 15 はソーダ観測から得られた 10月24日夜間～25日朝の上空風速の 15分平均値を示したものである。風の吹いて行く方向を矢印(ベクトル)で示している。四国沖に低気圧が接近した 28日を除けば夜間の風速はかなり弱く、3m/s 以上になることは稀であり、特に条件の良い(晴れた)夜間は 1m/s

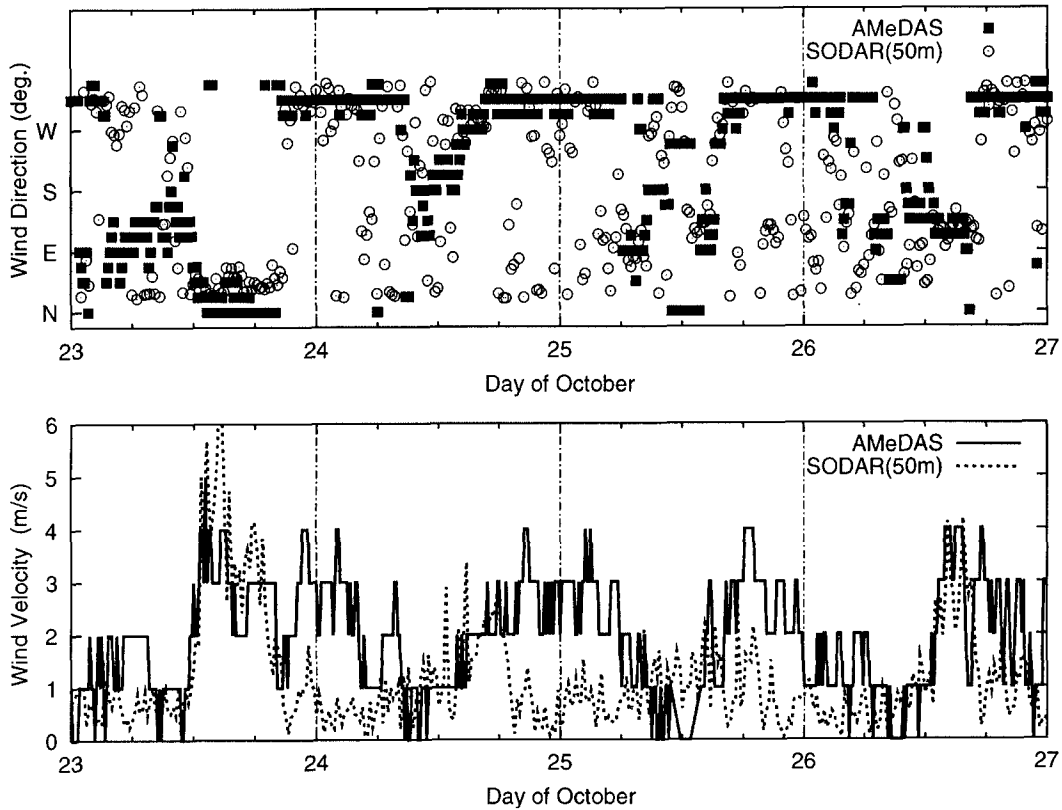


Fig. 14 Time variations of wind velocity and direction observed by AMeDAS and SODAR(50m), Oct.23-26.

以下となっている。夜間の風向についても際立った特徴は見受けられない。

Fig. 16 は最も霧発生条件の良かったと思われる 25 日早朝の上空大気の微細な動態 (a) とエコー強度 (b) の時系列である。Fig. 16a は風速の東西成分 (U: 東向きを正) と鉛直成分 (W: 上向きを正) を時間順にベクトル表示したものである。図中では U

は左向きを正としている。平均風は夜間観測中はほぼ無風として差し支えないと考えられる。装置は高度 700m まで測定可能であるが、今回の観測では電源ノイズの混入その他の理由により 200m 以上での



Photo 1 Photo of SODAR in Miyoshi

Table 6 Movement surroundings of SODAR.

KAIJO AR-1000	
項目	動作環境
測定方式*	1, 3, 5 方向位相合成方式
送信周波数	2100Hz (固定)
送信出力*	380W (10 段階に可変)
送信パルス幅	200msec (50~200msec)
送信間隔	6.0sec (3 方向で 18.0sec)
風速レンジ	(max) 30m/s
測定高度数	16 高度 (50, 75, 100, 125, 125, 150, 175, 200, 250, 300, 350, 400, 450, 500, 600, 700m)
測定項目	・ 高度別風向 ( $\theta$ ) ・ 風速 ( $U$ )
(瞬時値)	・ 成分風速 ( $V_x, V_y, W$ )
ビーム傾斜角	( $X+, X-, Y+, Y-$ ) 20deg
音速	340m/s
SNしきい値	4dB
有効データ数値	20%

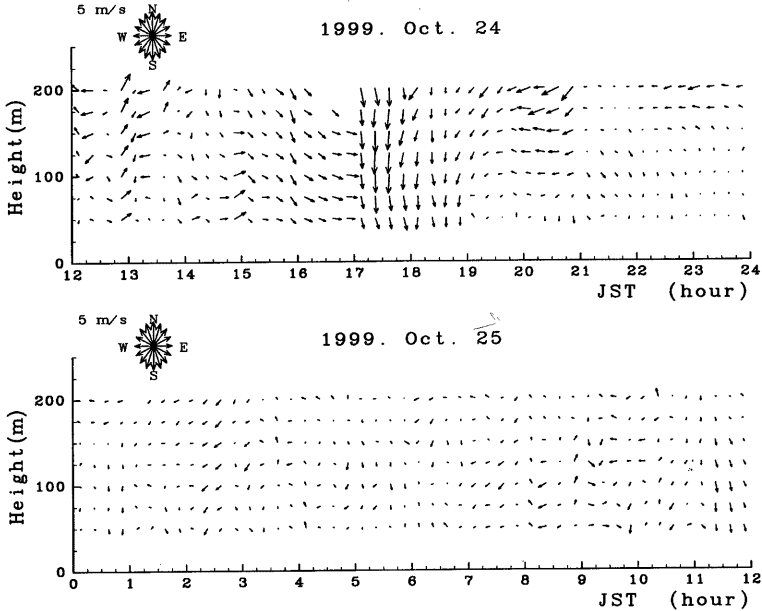


Fig. 15 Time-Height cross section of horizontal wind vector averaged for 15 minutes.

データの信頼性に欠けることから解析には 200m 以下のデータ (7 高度分) を採用した。Fig. 16b の受信エコー強度の図からも判断できるように、200m 付近を境にして受信信号の強度がそれ以上の高度で極めて小さくなっている。これは 200m より低高度では温度変動および大気運動 (発信音波に対応した Higher frequency order motion) が活発で音波をより散乱しやすいが、高高度では温度・大気の変動が不活発であり発信音波が散乱しにくいことに起因するものである。今回の測定では霧の発生時に霧の上面高度が 200m 程度 (ゾンデのデータにより支持される) であったことから、この付近での温度・大気変動が顕著に活発であったことにもよると考えられる。

以下、時間を追って説明する。20:00 の時点ではまだ霧は発生していない。低高度の層状エコーは 200m まで全体に強く、100m 以下での風速が弱くなっていた。20:00~20:30 あたりで見積もると、接地逆転層は 50m 程度と考えられる。21:00 になると 100m 以下で明らかにエコーが弱くなり、鉛直風速も波動的な動きをみせている。21:15~21:50 にすぐ近くで観測を実施した係留気球からの反射エコーが

強いこともよく現れている。22:00 には一旦 200m 近くまで上がったと思われた逆転層の中で 100m 程度の高度に強エコー域が出現し、徐々に高度を上昇させている。22:30 頃からは 100m 以下のエコーは極めて小さくなり、風速も極めて弱くなっている (ほぼ無風状態) ことがわかる。また、20:40~21:20、22:30~23:20 の上層 350~550m 付近に層状エコーが明瞭に見えている。上層に密度不連続の特有の気塊が侵入している可能性がある。実際に係留ゾンデの観測結果 (24 日 21 時) でも 120m 付近に温度の不連続面、200m 付近に湿度の不連続面が確認できることから、この高度が霧の上面にあたと考えられる。23:00 の時点で逆転層高度 (以下  $z_i$  と書く) は 150~170m と見積もることができる。23:00~4:00 には逆転層上端に対応すると思われる層状エコーがはっきりと見て取ることができる。 $z_i$  は 23:20 頃一旦 250m 程度まで上昇したものの再び 180m 程度に下がり、1:00 頃までは発達しなかった。逆転層内部では大気が波動的な運動をしていることも分かる。

1:00 過ぎになると  $z_i$  は少しずつ上昇を始め、4:00 頃に極大 (350m) となっていた。また層内では、水平風速は弱いものの 1:40 頃より強い鉛直の上昇・下降風

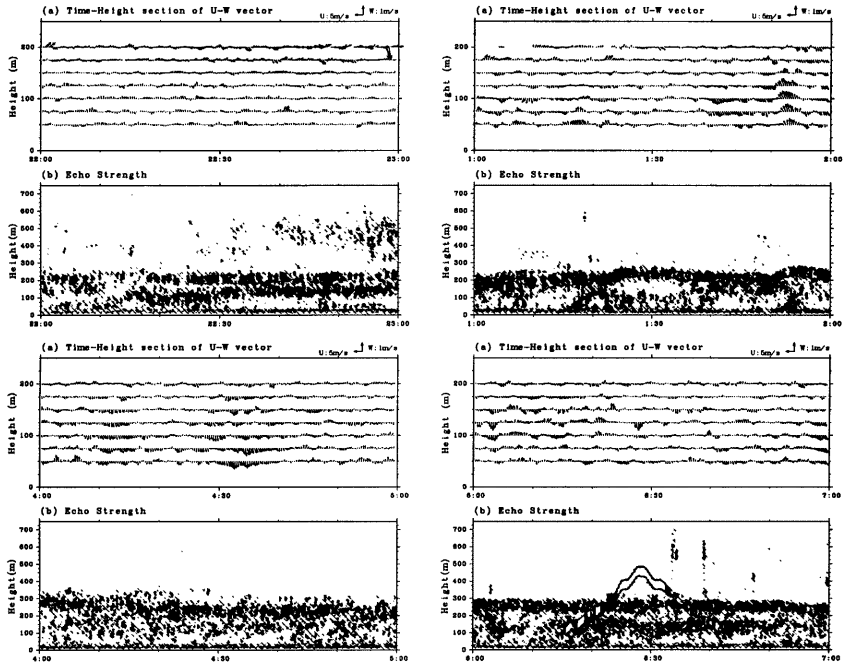


Fig. 16 Time variation of wind data by SODAR. (a)Westerly (U) and vertical (W) wind components, and (b)received echo strengths are shown.

がみられる (例えば、1:53、2:00~2:30、3:00~3:10、3:40~4:00など)。これらは何れも対流性のプルーム状エコーを伴っており、この付近で強い温度変動があったと推察され、異なった空気塊の鉛直運動が示唆される。霧の上面で冷却された空気が、時おり塊となって下降してきている可能性がある。早朝になると、日射により大気が加熱されるので対流活動が活発になり始める。6:00を過ぎるとエコーが殆んど見られなかった逆転層内に強いエコーが現れ始めており、温度変動が強いことがわかる。7:00~7:30には下降風が卓越していたが、これは下層の空気が暖められて上層に較べ相対的に軽くなるため上層の重い空気が下降してきているものである。また、例えば7:50~8:00には1m/s以上の強い上昇・下降風が観測されている。下層からの対流プルームが起っている様子である。8:30以降になると加熱がさらに強くなるため、対流運動はより活発化しプルーム状エコーもより拡大する。この時間帯の強エコー域は日中の混合層に対応するものである。

## 6. 保留ゾンデによる気温、比湿および風の鉛直分布測定

### 6.1 観測の概要

10月22日から31日にかけて、林業技術センター構内において、霧出現前後の大気鉛直構造を計測する目的で、保留ゾンデ観測を行なった。観測に用いたのは、AIR社製保留ゾンデである。キャリアレーションには、アスマン通風温度計を用いた。以後、図に示す高度は、海拔高度である。観測地点は標高約220mの高度にある。

観測は、Table 7にある5シリーズ行った。3時間おきに観測は実施し、観測した気象要素は、基本的には気圧  $phPa$ 、乾球温度  $T$  °C、湿球温度  $T_w$  °C、および風向風速である。データは約10秒間隔で観測されており、最初の上昇開始直前のデータから、再度地上高1.5mまで引き下ろされて来た直後のデータまで、上昇時と下降時のデータの両方を区別せずに、明らかなエラーデータを除きすべて用いて解析した。以下図に示すデータは、これらのデー

Table 7 List of the tethered balloon observation series.

Series No.	duration	note
1	18JST 22 Oct.–12JST 23 Oct.	
2	18JST 24 Oct.–09JST 25 Oct.	Wind and pressure data are missing.
3	18JST 25 Oct.–09JST 26 Oct.	Wind and pressure data are missing.
4	18JST 28 Oct.–09JST 29 Oct.	Most of data are incorrect or missing
5	18JST 30 Oct.–09JST 31 Oct.	Not authorized instruments are used. Under analysis.

タを 10m 刻みで平均し、それぞれ地上高 5, 15,... 495m (海拔 225, 235, ..., 715m) の値としてプロットしたものである。

当初、風が強くない限りは 500m までの観測を行う方針でのぞんだ。しかし、22日夕-23日朝のシリーズの最後となる 23 日正午の観測時に、強風のためセンサー部分が振り落されて数 10m 落下し、地上に激突する事態が生じた。この衝撃で、センサー部分のうち、風杯、内部の方位センサー、気圧センサー (アネモメーター) が損壊した他、内部の蒸留水を貯める部分に亀裂が入り水もれするなど、深刻な故障を生じた。しかし幸いなことに、乾球湿球温度センサーと通風装置、電波通信部分については大きな故障はなく、大気成層状況に関する観測を第 3 シリーズまで続けることができた。ただし、第 2 シリーズ以降は、強風による落下などの事態を避けるため、観測高度を 300m までに抑えることにした。第 4 シリーズ目になると、蒸留水を貯める部分からの漏水か、あるいは衝撃に伴う不調に起因すると見られる気温センサーの不具合が発生し、利用可能なデータが得られなくなった。第 5 シリーズでは、利用できなくなったセンサー部分を取り外し、代わりに、測器の信頼性の問題はあるものの、データロガーの付属した簡易気温/湿度計測システムを複数 (「おんどとり」、「エコログ」) バルーンに取り付け、観測を行った。

鉛直の温度、湿度成層構造については、第 1-3 シリーズ (10 月 22 夕-23 朝, 24 夕-25 朝, 25 夕-26 朝) の解析を行った。6.2 で結果を示す。風については、第 1 シリーズ (10 月 22 夕-23 朝) のみでデータが得られ、結果は 6.3 に示した。第 4 シリーズについては利用価値のあるデータがほとんどとれていない。なお、第 5 シリーズについては、測器の信頼性など、慎重にチェックする必要があるため、今回の解析からは除いてある。

なお、気圧センサーが壊れたため、第 2 シリーズ以降、通常の高度見積りが不可能になった。そこで第 2 シリーズ以降では、各時刻のセンサーの高度を、

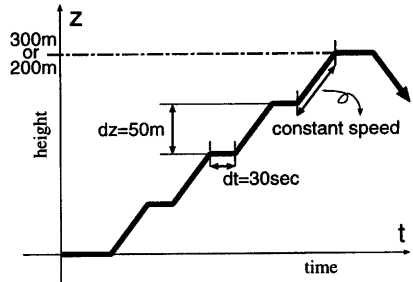


Fig. 17 A schematic diagram showing the balloon operation after the 2nd series.

ゾンデを保留したロープの長さの変化から以下のように推定し、解析を行なった。第 2 シリーズ以降の観測におけるゾンデの操作の方法は、Fig. 17 にある通りである。すなわち、保留したロープは常に動かし続けるのではなく、各 50m 長ごとに各 30 秒強ほど一時停止させて計測した。50m ごとのロープの伸縮期間については、センサーの上昇、下降速度がほぼ一樣になるように、ウインチの調整つまみを一定にして操作するようにした。そして、ロープの伸縮開始、一時停止した時刻を記録しておいた。伸縮中はロープは等速度で伸縮しているものと仮定し、さらに、保留しているロープの長さ、その時のセンサー部の地上高とが等しいと仮定することにより、各時刻におけるセンサーの海拔高度を推定した。観測された気温の高度分布から、静水圧近似を用いて鉛直気圧分布の推定をおこなった。なお、その際必要になる基準気圧として、地上高 1.5m で 990hPa という値を採用した。これは、第 1 シリーズの地上付近における気圧の観測値が 991-993hPa であったことから暫定的に定めたものである。今後、地上観測の気圧や気象官署のデータを用いた、より適切な気圧推定も検討するが、その場合についても、今回報告する結果と大差はないものと予想される。

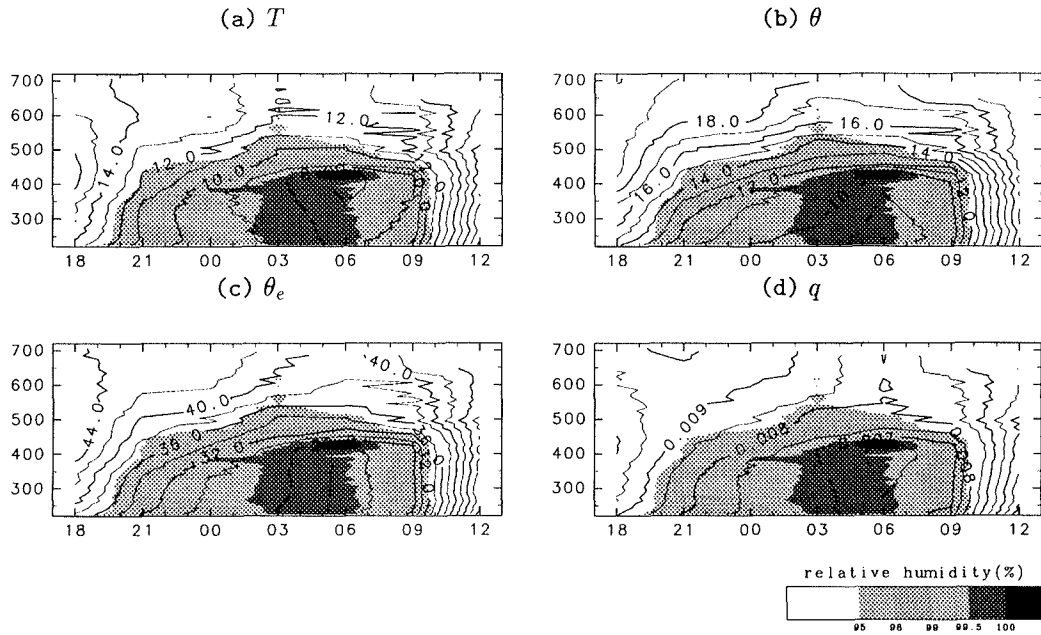


Fig. 18 Time-height cross sections of (a)temperatures, (b)potential temperatures, (c)equivalent potential temperatures and (d)specific humidities of 1st series observation. Contour intervals are  $1^\circ\text{C}$  for (a) and (b),  $2^\circ$  for (c) and  $0.5 \times 10^{-3}$  for (d). Regions where relative humidities exceed 95% are shaded.

## 6.2 気温と湿度の鉛直構造

第1-3シリーズの乾球、湿球温度の観測結果から、大気鉛直成層構造について考察した。ゾンデの乾球、湿球温度それぞれの観測値について、各観測時刻において一定となるようなバイアスがあると仮定した。バイアスの推定値には、各回の放球前後合計2回の、アスマン通風温度計とのキャリブレーションによって得られた値を平均してあてた。ただ、25日06JSTの湿球、26日09JST乾球、湿球においては、 $2^\circ\text{C}$ を超える特異的に大きなバイアス値が観測された。これらの時刻のデータについては、注意して見る必要がある。

以後、気温(乾球温度)  $T$  ( $^\circ\text{C}$ )、温位  $\theta$  ( $^\circ\text{C}$ )、相当温位  $\theta_e$  ( $^\circ\text{C}$ )、相対湿度  $R_h$  (%), 比湿  $q$  について結果を示し、考察する。飽和水蒸気圧  $e_s$  の推定には Smithsonian Meteorological Tables による近似式 (Gill, 1982)

$$e_s = f_w e_w(T) \quad (1)$$

を用いた。ここで、 $e_w$ ,  $f_w$  はそれぞれ純水の平面をなす水面に対する飽和水蒸気圧、実際の気中の飽和水蒸気への換算係数で、

$$e_w = 10^{(0.7859+0.03477T)/(1+0.00412T)}, \quad (2)$$

$$f_w = 1 + 10^{-6} p(4.5 + 0.0006T^2) \quad (3)$$

とあらわされる。また、露点温度  $T_d$  は、スプルン

グの式 (気象庁, 1998)

$$e = E' - \frac{A}{755} p(T - T_w) \quad (4)$$

( $e$  は測った状態における水蒸気圧。  $E'$  は  $T = T_w$  における飽和水蒸気圧。氷結していないので  $A = 0.50$ ) を用いて求めた  $e$  と等しくなるような  $e_s(T_d)$  を与える  $T_d$  を逆算することによって計算した。もちろん、これらの式において、 $T$ ,  $T_w$  はバイアス補正した値を用いる。

Fig. 18, Fig. 19 に、第1, 2シリーズについての気温  $T$ , 温位  $\theta$ , 相当温位  $\theta_e$ , 比湿  $q$  の鉛直分布の時間変化をそれぞれ示す。第3シリーズの図は、田中ら (2000) を参照のこと。

大気飽和状況を影で示した。目視観測による霧の発生と比較すると、霧が発生しているのは、相対湿度 99% から 99.5% 以上となっている領域だと考えられる。例えば、23日00JSTには、観測時の目視によれば、高度50m直上で係留ゾンデが霧に入っている。Fig. 18によれば、00JSTの地上50m付近での相対湿度は約99%である。第2シリーズでは、25日00JSTの観測中に、はじめは晴れていたのが急速に霧に覆われていった。

以下、基本的に第1シリーズの観測結果 (Fig. 18) にみられる特徴を中心にしながら、必要に応じて第2シリーズ以降の特徴についてのコメントをつけるというかたちで、気温や湿度の鉛直分布の特徴を述



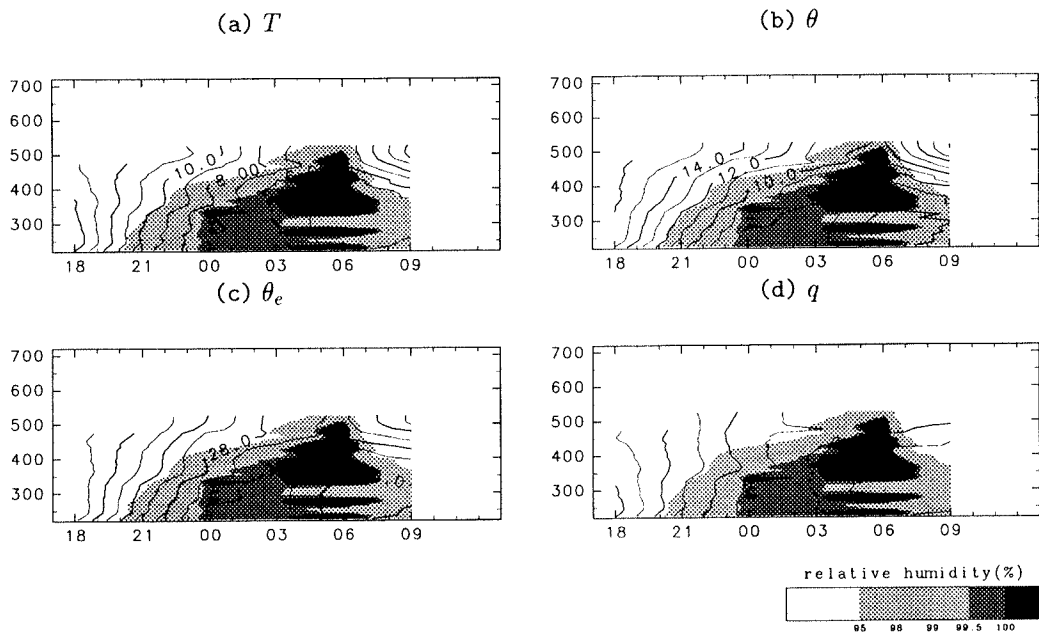


Fig. 19 Same as Fig. 18 except for 2nd series observation.

べる。

21JST以降に、下層に150m程度の厚さの比較的等比湿の層が形成されている。この層を、「等比湿層」と名付ける。 $\theta$ ,  $\theta_e$ は安定成層が顕著である。深い逆転層が、18JSTには既に(海拔450m程度まで)形成されている。その後この逆転層の最下層に、等比湿層が形成されるが、この領域は $T$ についても比較的一様となっているのが特徴で、逆転層が下層で解消されている事例もある。

等比湿層の比湿は、時間とともに次第に下がっていく。霧がまだ出ていない時刻にも比湿が減少していく理由として、外部からのより低比湿の空気の流れ込みを考慮に入れる必要があるだろう。気温の低下にともない、等比湿層の上端で相対湿度が次第に高まっていき、飽和に近付いている。霧は最初地面付近に発生するのではなく、等比湿層の上端付近、地上高80-160m、海拔300-380mくらいから発生しはじめ、下層へ広がっていく様子が見られる。Fig. 18aをみても、等比湿層の上端付近で少し下層よりも気温が低く、このあたりで先に飽和することと矛盾しない。この結果は宮田(1994)の記述とも合致している。霧発生以降は、霧の内部では、比湿は上の方が小さくなっている。これは、飽和比湿が小さくなっていることによる。

霧発生以後、 $\theta_e$ の鉛直一様性が強まることが予想される。実際、00JSTの海拔350m以下と、03-09JSTの海拔420m以下において、その傾向ははっきりみられる(Fig. 18c)。第2シリーズでも、03-

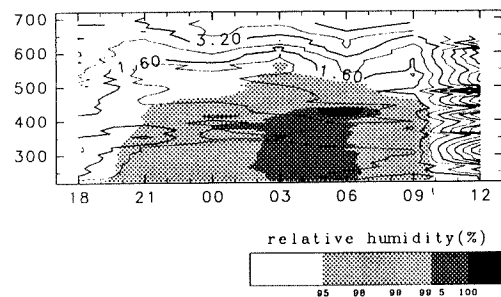


Fig. 20 Time-height cross section of wind velocities of 1st-series observation. Contour interval is  $0.8\text{ms}^{-1}$ . Regions where relative humidities exceed 95% are shaded.

09JSTの海拔420m以下でその傾向がある。しかし、目視観測ではちょうど霧の発生しはじめた時刻にあたる00Zには、 $\theta_e$ の値は鉛直方向にいくつかの層に分かれているように見える。この時刻はちょうど霧の生成時期にあたり、重要である。この時刻の成層状況の詳細については、別報告(田中ら, 2000)参照のこと。ただ、第3シリーズでは、 $\theta_e$ の様な層はあまり発達していないように見える(図は田中ら(2000)参照)。一般に、 $\theta_e$ の値も、次第に06JSTにむけて下がって行く傾向がある。これがより低い $\theta_e$ を持った空気の流入によるものか、あるいは霧上面付近での冷却にともなうものかはまだはっきりしない。今後解析を試みる必要がある。

霧が発達するにつれ、あるいはその直前くらいから逆転層は下層で解消する。しかし、その直上では強い逆転が続き、更に上層にも逆転層がひろがっている(地上400m以上まで)。

なお、比湿の一般的な日変化の特徴として、昼に高く、夜に低くなる傾向が明瞭に見られる。これは霧の発生による凝結に伴う比湿の減少ではない。そのことは、霧の発生以前から(18JST-00JSTにかけて)比湿が減少し続けていることから見てもわかる。また、第1シリーズ(22-23日)のデータからしか確認できないが、霧よりも上の層(海拔500m-700m)でも同様の傾向がみられる。夕方から夜にかけて、水蒸気のより少ない空気が、外から流れ込んで来ているものとみられる。

霧の上面の高さは、朝方にかけて次第に高くなっていく。この点も、宮田(1994)の記述に合致している。

### 6.3 風の鉛直構造

第1シリーズの風の観測結果から、鉛直の風分布を解析した。Fig. 20に、風速絶対値の鉛直分布の時間変化を示す。大気の飽和状況を影で示した。風ベクトルについては別報告(田中ら, 2000)を参照のこと。

上空の一般風は、21JSTから03JSTにかけて、海拔570m(地上350m)付近より上に限られる。06JST以降になると50mほど一般風の領域が下に広がる。一般風の風向をみると、18JSTの西北西風から次第に03JSTの北風へと変化し、09JSTには北東風になっている。

より下層では、逆転層に対応して風速の小さい領域が広がっている。霧発生以前の21JSTころから、地上約100mの厚さを持った弱風域が発達し、翌朝09JSTくらいまで維持されている。この弱風層は、00JST以降霧に包まれており、Fig. 18dにみられる下層の等比湿層とよく対応している。霧は、この弱風層、等比湿層の上面付近から発生、発達している。地上約250m-350m付近にも、別の弱風域が21JSTころから現われ、翌03JSTまで持続しており、この弱風域は引続き高度を地上約150-200mくらいまで下げながら上昇して来た霧の上面高度とほぼ一致するようになり、06JSTまで維持されている。

地上付近と上空との上記2つの弱風域の間には、 $1.5\text{ms}^{-1}$ 程度の風速値を持った、相対的に風の強い領域がみられる。この領域における風向は必ずしも夜間を通じて一定していない。風向は、21JST, 09JSTでそれぞれ東南東と、西南西であり、一般風

向のほぼ逆となっている。03JSTについては、北風で、一般風の風向と一致している。これらの二重の弱風域とそれらに挟まれた相対的に風の強い領域との形成は、21JST, 00JST, 03JST, 06JSTに共通してみられるものであり、はっきりした特徴であるといえる。

## 7. 局地循環の数値シミュレーション

### 7.1 モデルの概要

盆地地形を持った環境場で日中に発達する局地循環について、興味深い研究がKimura and Kuwagata(1993)の数値実験によって示されている。昼間は盆地内外の双方に谷風循環を形成しているが、夕方には盆地内の谷風循環が先に衰退して、盆地外にあった循環が盆地内へと侵入していく。この流れのシステムを彼らは「平地-盆地風(Plain-to-Basin Wind)」と名付けている。この平地-盆地風が盆地域で形成に至る原因として、盆地内外での日中の蓄熱量の差が挙げられる(Kimura and Kuwagata, 1995)。

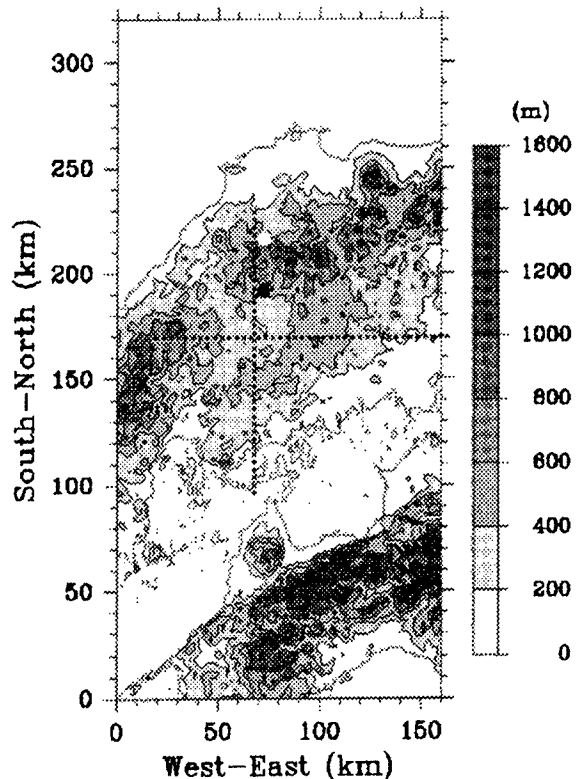


Fig. 21 Calculation domain and topography in the present study. The tones indicate 200m interval ASL (above sea level)

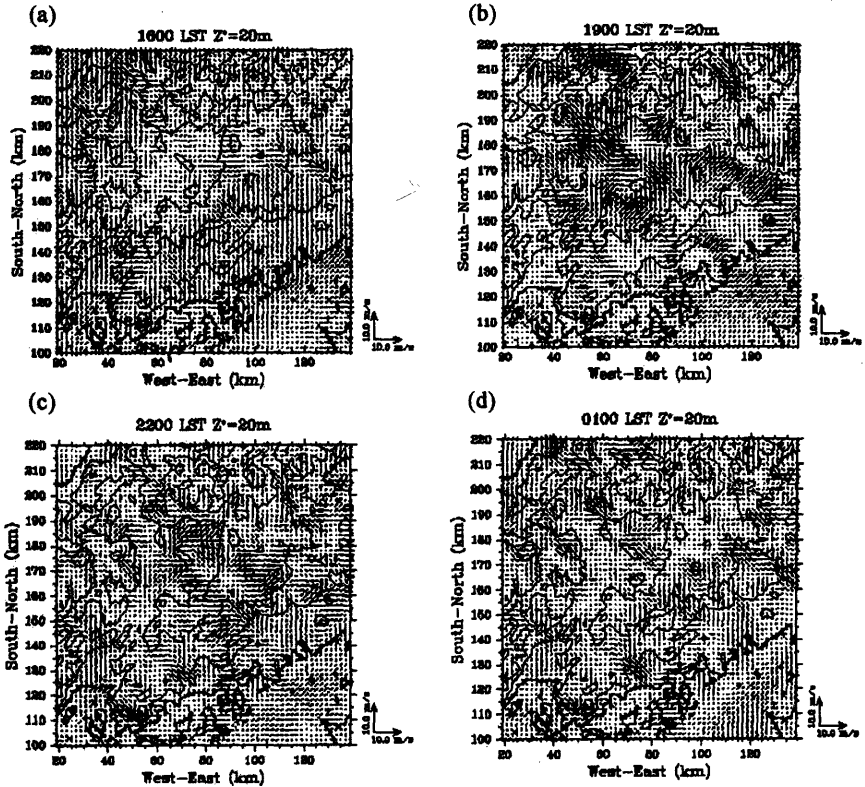


Fig. 22 Horizontal distribution of wind vectors at the height of  $z^*=20\text{m}$ , at (a) 1600LST, (b) 1900LST, (c) 2200LST and (d) 0100LST, for Control CASE. The thick lines indicate the coastline. The thin contour lines indicate 200m interval ASL.

さて、現在研究対象にある広島県の三次盆地ではどうか。局地循環が発達するような好天静穏日には Kimura and Kuwagata(1993) が示唆した平地-盆地風が形成され得るのであろうか。三次盆地では特筆するまでもなく、盆地をすっぽり覆う大規模な霧の発生とその実態が宮田 (1998, など) によって精力的に研究されており、数多くの事がわかってきた。そういった状況下にもかかわらず、未だその決定的な発生・維持メカニズムは不明であり、まさに今現在集中観測がなされている最中である。このような事情の中、局地気象の再現やメカニズムを知る上で最も有効である 3次元領域数値モデルを用いて、盆地外から物質を輸送する力を持った平地-盆地風が三次盆地で形成されるか否か、そして大規

模霧の発生・維持に対してのその役割について何らかの示唆をする事をここの目的とする。

Ohashi and Kida(2000) によって開発された 3次元領域数値モデルを用いて以後実験を行っていく。このモデルは局地循環を表現する事を目的として作成されており、また凝結過程を含んでいないという点には以後の議論の上で注意しておく必要がある。モデル領域は Fig. 21 に示されており、三次盆地の水平スケールは約 40km 四方であることがわかる。入力データは標高 (国土地理院 1km メッシュ平均値)、土地利用 (国土地理院 1988 年 100m メッシュ) である。積分開始日時は 11月1日午前8時であり、適当な初期温度位及び湿度プロファイルモデル領域一様に与えている。また海面温度は終始 fix

Table 8 Case runs carried out in the present study.

Control CASE	Realistic
NoSea CASE	Without sea
NoLHin CASE	Without latent heat supplied from the surface inside the Miyoshi Basin (however, preserves the surface heat balance)
NoLHout CASE	Without latent heat supplied from the surface outside the Miyoshi Basin (however, preserves the surface heat balance)

(20°C) しており、その値は渡辺 (1998) を参考にしている。モデル詳細は Ohashi and Kida(2000) を参照のこと。

## 7.2 数値実験

本研究で行った数値実験の case run は計 4 種類である (Table 8)。霧の発生には当然多量の水蒸気が必要とすることが考えられるが、その水蒸気源が一体何であるかを明らかにすることを目的としている。冒頭でも述べたように、三次盆地で発生する霧は盆地全体 (水平スケール約 40km 四方) をすっぽり覆う程に大規模なスケールを持っているが、これに見合うだけの水蒸気源として、海と森林の 2 つが考えられ得る。Fig. 21 を見てもわかるように、三次盆地の北西及び南西方向は比較的開けており、その先には日本海及び瀬戸内海が存在する。従って、日中海風によって海上の豊富な水蒸気が三次盆地内へと運ばれてくる可能性がある。

### (1) 平地-盆地風と水蒸気輸送

以下に Control CASE の計算結果とそれに対する解釈を述べていく。Fig. 22 に地上付近での風ベクトルを示す。日中、盆地内では谷風循環の発達により発散場が形成されており、また瀬戸内海及び日本海からの海風侵入も確認する事ができる (Fig. 22a)。1900LST (Fig. 22b) になると、先の時間帯で見られた様相とは全く異なっており、盆地内へと風が収束しているのが見て取れる。特に北西及び南西の盆地入り口からの流れと、そして北東及び南東の山岳域からの 4 方向とおおざっぱに見ることができ。この時の風速については後述する。この時間帯以降、盆地内の収束風は弱まっていく様子が Fig. 22c, d でわかる。

次に上述時間帯での水蒸気の分布・動態について述

べる。Fig. 23 に比湿の鉛直断面図を示す。1600LST (Fig. 23a) の時には、谷風循環によって、盆地内外にあった水蒸気が山岳域に集まってきている。この結果、特に盆地内では相対的に乾燥した状況にあると言える。1900LST (Fig. 23b) になると、比湿の高い領域は山岳域から盆地内斜面へと移り変わっており、これは Fig. 22b で見られた盆地内への収束風によるものと考えられる。2200LST (Fig. 23c) にはそれは盆地底面付近へとさらに移ってきている。

以上の事から、日中発達した局地循環は盆地内外双方で存在する水蒸気を山岳域に集める力を持っており、日没以降盆地内へと収束する風によって、その水蒸気は盆地内へと運ばれていくことが示唆される。

では日没以降に盆地内に収束する流れはいったい何なのであろうか。その答えが Fig. 24 に示されている。Fig. 24a は 7.1 で述べた Kimura and Kuwagata(1993) からの引用図であり、実線が盆地の内側中腹域での風速の時間変化、また破線の方は盆地の外側中腹域でのそれを示している。盆地内側では 21 時前後には平地-盆地風が卓越し、その風速 (下降流) は約 4m/s に達する。一方、盆地外側ではそれより遅れて 0 時前後に風速約 2m/s と比して弱い下降流が存在している。夜間の斜面での放射冷却によって起こる山風は後者が相当し、この図からもわかるように平地-盆地風は山風に比べて風速も大きく、また開始時刻も早いのである。平地-盆地風のこのような特徴をふまえた上で、三次盆地を対象とした今回の数値実験においても Fig. 24a と同様の形式で図を描かせてみたものが、Fig. 24b である。場所は三次盆地の北に位置する山岳域での三次盆地内外 (Fig. 21) としている。風速は全体的に弱めではあるが、先の Kimura and Kuwagata(1993) の結果に酷似していることがわかる。特に盆地内側で吹く下降流は外側のそれよりも強く、かつ開始時刻が早いという平地-盆地風の特徴が表現されている。つまり、日没後に三次盆地で見られた収束する流れはまさにこの平地-盆地風であるものと考えられる。

### (2) 水蒸気源

水蒸気源を確かめる上で行われた実験は Table 8 に示されている。NoSea CASE は瀬戸内海及び日本海を陸地 (森林) にした実験であり、結果として海風が形成されない場合である。また、盆地内の森林域から供給される水蒸気量と盆地外の森林域から輸送されてくるそのどちらが変動に対して支配的であるかを調べる実験が NoLHin CASE と NoLHout CASE である。ただしここで注意が必要な点は、こ

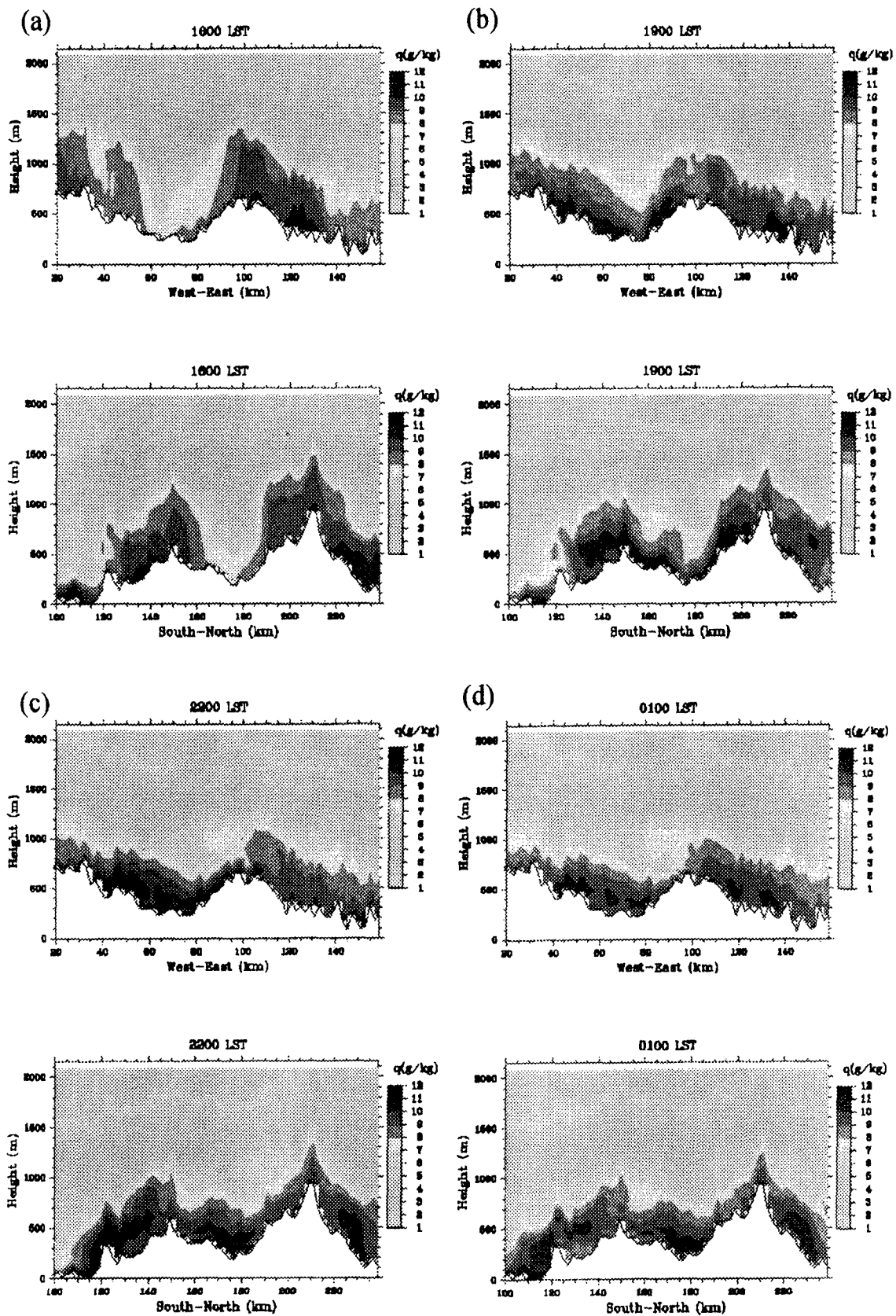


Fig. 23 Vertical distribution of the specific humidity along the West-East line (upper) and the South-North line (lower) in Fig. 21, at (a)1600LST, (b)1900LST, (c)2200LST and (d)0100LST.

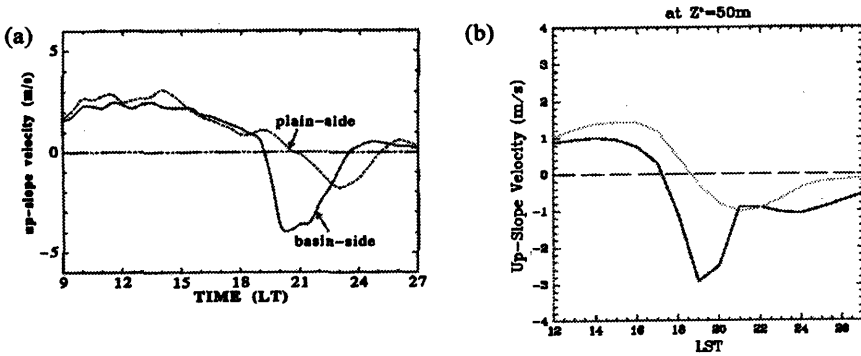


Fig. 24 The temporal history of the upslope wind speed (a) at 150m AGL (above ground level) at the median points of plain (dashed line) and basin (solid line) slopes of the left-hand mountain range (From Kimura and Kuwagata, 1993), and (b) at 50m AGL at the points indicated by heavy and light circles in Fig. 21.

の2つの実験は森林からの潜熱供給をゼロとしているのだが、単純にゼロとしてしまうとその分のエネルギーが他のエネルギーへと再分配されて、地表面熱バランスが変わってしまう。延いては局地循環の動態そのものが変化してしまう恐れがあるので、熱バランスが変化しないように細工を施している。

ここで、特に日没以降の水蒸気変動を調べるために Kimura and Kuwagata(1995)と同様の方法で潜熱蓄積量の水平分布を計算する。1700-0300LSTまでで時間平均を施した値が Fig. 25 に示されている。どの CASE も盆地内でそれが大きく、平地-盆地風による水蒸気輸送に起因するものと考えられる。この平地-盆地風によって輸送されてくる水蒸気の源がどこ(海, 盆地内森林, 盆地外森林)かと言えば、図を一目してもわかるように盆地外に存在する森林だと考えられる。そこからの潜熱輸送をカットした NoLHout CASE の場合、他の CASE と比べて盆地内での水蒸気平均蓄積量が  $60\sim 80\text{W/m}^2$  は小さいことが見て取れる。実際に盆地内低層で水蒸気が増加している時間帯において、どの程度比湿に差が出ているのかといえば、地上高度 300m 以下で顕著になっており最大  $2\text{g/kg}$  を超えている。これは相対湿度にすれば、 $10\sim 15\%$ に相当するものと考えられる(図省略)。

### 7.3 問題点と課題

以上の各章において、三次盆地を想定した数値実験から、日没以降に盆地外から盆地内へと水蒸気輸送が起こっている可能性を示唆してきた。そしてそれを成し遂げる風システムは平地-盆地風であった。次なる課題はこの輸送されてきた水蒸気が、実際霧の形成にどの程度寄与しているのかという量的議論であろう。また、実測からは比湿や水蒸気分圧が夜間減少するという事実が得られているが(4., 6. 参照)、今回の数値実験ではそのような比湿減少は見られない。この比湿減少は、霧が形成されるうえでの凝結作用によるものや、また地面での沈着といったことに寄与したものである事が考えられる(そういった意味では、モデル下端境界条件の見直しも必要)。特に、6. では霧が形成される以前にも比湿の減少が確認されている。これについては、既に凝結して乾燥した空気が観測点に流れ込んできた結果かもしれない。いずれにせよ、これら実測との相違点に答えるためには、(特に sub-grid scale での)凝結過程を含んだモデルを適用する必要があると考える。

### 8. おわりに

盆地霧の機構を盆地内の局地循環との関連に注目して、ドップラーレーダーによる長期の連続観測を行うほか、併せて霧の実態および気象状態について総合的にかつ詳細な観測を行った。幸い気象条件に恵まれ、多くの貴重なデータを手に入れることがで

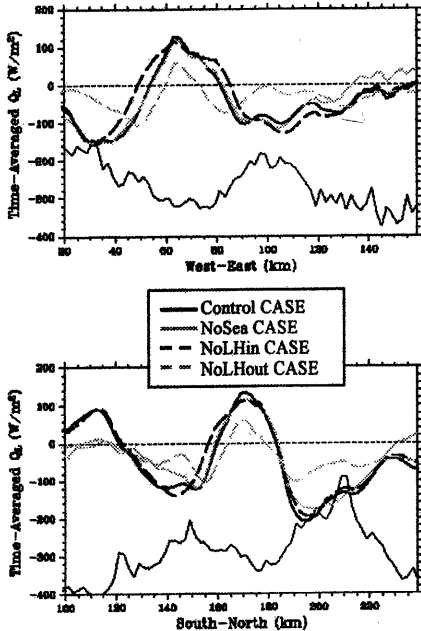


Fig. 25 Spatial distribution of the time-averaged latent heat fluxes accumulated in an atmospheric column during the nighttime (1700-0300LST), along the West-East line (upper) and the South-North line (lower) in Fig. 21

きた。

本研究で得られた主な結果をあらためて整理しておく。

1. 従来行われてきた目視、カメラおよびビデオカメラなどによる連続観測から、観測された7日の霧は基本的な発達過程や視覚的な特徴は同じタイプのもものとみられるにもかかわらず、発生過程や霧水量などは日によってかなり変化することがわかった。
2. NOAA 衛星受信画像から霧発生の有無や、霧の分布域、高度などのデータが得られることがわかった。霧の連続的なデータが入手できるので、霧の統計的な解析のほか霧監視に大いに期待できる。
3. 赤外線熱画像装置と熱映像温度計による霧と地表面および霧面の温度分布の観測が初めて行わ

れた。その結果、目視やカメラなどではとらえられなかった霧の発生域や動きが詳細に明らかにされ、発生段階の霧の多様さが詳しくとらえられた。山の斜面と霧の上面温度は霧の移動、出現高度、消滅状況などとよく対応しており、山の斜面で測定された相対湿度と水蒸気分布およびその時間変化とも対応していることがわかった。またこれらの結果は盆地内の風向風速、正味放射量の測定結果ともよく対応していた。

4. アメガス地上風データの解析から、盆地中央部では厚さ 50m もしくはそれ以下の冷気が周囲の山から川の谷筋にそって盆地に向かって流れ込んでいる可能性が示唆された。
5. ドップラーソーダによる連続観測によると、霧の上面高度とみられる地上 200m 付近で受信強度が変化した。層状エコーがしばしば観測されたが、これは上層に気温や湿度の不連続面の出現による密度不連続な気塊の侵入の可能性が考えられる。また逆転層の高さの時間的な変化や、逆転層内での大気の波動的な運動が初めて詳しくとらえられた。これらはいずれも盆地内循環にかかわる重要なデータと考えられる。
6. 保留ゾンデ観測の結果、風速分布から盆地内の大気が下層と上層に弱風層、中間にやや風速の大きい層という3層の構造をしていることがわかった。霧は最初、下層の弱風層の上面付近にあるが、次第に中間の層に及び、最終的には上層の弱風層まで霧の領域となる。また霧が発生すると、その内部では相当温位が一定となる傾向が認められた。
7. 3次元領域数値モデルを用いてシミュレーションを行った結果、盆地内外に存在する水蒸気は日中発達する局地循環によって山岳域に輸送され、日没後、平地一盆地風によって山岳域に溜まっていた水蒸気は盆地内に輸送されることがわかった。また盆地内に輸送される水蒸気の源として最も重要なものが盆地外に存在する森林であり、海風による海上からの水蒸気輸送はほとんど効いていないことがわかった。これらの結果から三次盆地での霧の形成には日中から続く局地循環の発達・動態と密接に関係していることが示唆される。

以上のような研究成果の多くは三次盆地での過去の研究では得られていないものである。本論文は個別に行われた研究成果をまとめた段階であり、それらの相互の関連性については十分な解析や検討を行っていない。今後の大きな課題である。そのほかに考えられる今後の課題を示しておく。

1. 放射収支観測もふくめて熱収支観測を行うことが必要である。また霧水観測は霧の実体についての貴重なデータである。これらの総合的な観測を長期にわたって行うことが望まれる。
2. NOAA 衛星受信画像の解析は霧解析において多くの可能性を秘めている。このデータから多くの知見が得られることが期待できる。
3. 赤外線熱画像装置と熱映像温度計は霧の実態をとらえる上で、極めて優れた観測機器であることを示した。これらの観測機器によってこれまで知られなかった多くの事実が明らかにされることが期待できる。
4. ドップラーソーダ観測は今回生じた技術的な問題を改善することが必要である。また盆地付近の風を観測することや、盆地全域にわたる風観測についても検討する必要がある。
5. 係留ゾンデ観測については、今回の結果を確かめるためにさらに観測データを蓄積する必要がある。観測の方法については労力などの点で工夫が必要である。
6. シミュレーションについては、係留ゾンデ観測によって見出された夜間比湿が減少するという相反する事実を調べる必要がある。sub-grid scale の凝結過程、地表面の水分補足などを取り入れたモデルに改良することや、一般風の効果に対する検討などが課題となる。

今回の観測は三次盆地の霧の調査としては初めての総合的なものである。さらにシミュレーション研究も平行して行われたことは、盆地霧の機構を解明する上で極めて有効な研究の進め方だと考える。今後、今回の観測結果の解析をさらに進めるとともに、上に挙げた課題にも取り組んでいきたい。

#### 謝辞

観測を遂行するにあたり、雲水測定と分析にご協力いただいた広島県保健環境センターの瀬戸信也氏、大原真由美氏に感謝いたします。また観測場所を提供していただき、観測に全面的に御協力していただいた広島県立林業技術センターの関係者に感謝し、お礼申し上げます。

#### 参考文献

- 気象庁 (1999): 気象観測の手引き, 気象庁編, (財) 気象業務支援センター.
- 佐橋 謙 (1999): 航空写真による霧の解析 (序報), 1999 年日本気象学会関西支部年会講演集, pp.26-29

瀬戸信也・大原真由美 (1996): 細線式霧水捕集装置の試作、広島県保健環境センター研究報告、No.4, pp.5-9.

田中正昭・宮田賢二・米谷俊彦・林泰一・伊藤芳樹・堀口光章・寺尾徹・岩田徹・大橋唯太 (2000): 盆地における霧の発生及び維持機構とその予知に関する研究, 1999 年度京都大学防災研究所一般共同研究報告書.

宮田賢二 (1994): 三次盆地の霧の研究, 淡水社, pp.255.

宮田賢二 (1998): 内陸に発生する霧の実態, 日本気象学会 1998 年春季大会講演予稿集, Vol.73, C104.

渡辺知弘 (1998): 衛星による瀬戸内海の海面水温の水平分布と季節変化, 平成 9 年度岡山大学理学部卒業論文.

Gill, A. E. (1982): Atmosphere-Ocean Dynamics, Academic Press.

Kimura, F. and Kuwagata, T. (1993): Thermally Induced Wind Passing from Plain to Basin over a Mountain Range, J. Appl. Meteor., Vol.32, pp.1538-1547.

Kimura, F. and Kuwagata, T. (1995): Horizontal Heat Fluxes over Complex Terrain Computed Using a Simple Mixed-Layer Model and a Numerical Model, J. Appl. Meteor., Vol.34, pp.549-558.

Ohashi, Y. and Kida, H. (2000): A Numerical Study of Local Circulations in the Existence of Both Seaside Urban Area and Inland One, to be submitted to J. Meteor. Soc. Japan.



## Intensive Fog Observations over the Miyoshi Basin

Masaaki TANAKA, Kenji MIYATA\*, Toshihiko MAITANI\*\*, Taiichi HAYASHI, Yoshiki ITOH\*\*\*,  
Mitsuaki Horiguchi, Toru TERAo, Toru IWATA\*\*\*\*, Yuuta OOHASHI\*\*\*\*\*

\*Hiroshima-Prefectural Women's University,

\*\*Research Institute for Bioresources, Okayama University, \*\*\*Kaijo co. ltd.,

\*\*\*\*Faculty of Environmental Science and Technology, Okayama University,

\*\*\*\*\*Faculty of Science, Kyoto University

### Synopsis

The observational studies were conducted to investigate the mechanism of the basin fog over the Miyoshi basin of Hiroshima Prefecture on October 1999. The local circulation was also simulated in the same area using the three dimensional regional numerical model. The fogs formed at first about 200m above the ground surface and developed to the so-called fog sea after complicated movements. Such appearances of the fog were related to the winds, temperatures and specific humidities in the fog layer and also to the surface temperatures of fogs and the ground. The results of numerical model showed that the water vapour was transported from the basin areas to the mountain areas in the daytime and from the mountain areas to the basin areas in the nighttime by the local circulations. They also suggested that the sources of the water vapour were on the forest land outside the basin.

**Keywords** : *Miyoshi basin, fog formation, Doppler SODAR, NOAA satellite, thermotracer, tethered sonde, regional atmospheric model*