

局地循環による水蒸気輸送と盆地霧発生の関連性

—広島県三次盆地を対象とした数値実験—

大橋 唯太*¹・寺尾 徹*²・宮田 賢二*³
田中正昭*⁴・堀口 光章*⁴・林 泰一*⁴

要旨

広島県三次盆地で秋季の夜間に頻発する大規模な霧に対して、日中発達する局地循環がどのような関わりを持っているか調べるために、3次元領域数値モデルを用いて、三次盆地での局地循環による水蒸気の輸送過程を再現した。

三次盆地では、夕刻以降数時間、盆地内斜面で起こる強い下降流として定義される平地盆地風が形成される。この局地風は、盆地周囲から盆地内に水蒸気を輸送する役割を持っており、その結果、盆地内の水蒸気量は平地盆地風の発生後数時間で最大となる。

平地盆地風によって盆地内に集積される水蒸気の主な供給源を、ケース実験の比較によって調べた。その結果、盆地の外側に存在する土壌・森林から日中供給されている水蒸気が、平地盆地風によって高度500~600 m以下から盆地内に運ばれてくることが明らかとなった。この水蒸気輸送によって、相対湿度にして10~15%程度の上昇が確認された。

1. はじめに

1.1 盆地霧の研究

日本各地には、様々な大きさを有する盆地地形が数多く散在しており、その地形特性から古くより居住地としてその地方の中心都市が発展してきた。このように、人間活動の拠点ともなっている盆地地域では、視程を悪化させる濃霧（例えば、山本, 2000）や酸性霧など、人間生活をはじめとする生態系に悪影響を及ぼす盆地霧が、秋~初冬季にかけて夜間に頻出する。盆地霧は「放射霧」として理解されてきており、夜間晴天時、盆地地表面の放射冷却によって大気下層が冷却されて、水蒸気が凝結することで発生すると言われていた（例えば、近藤, 1994）。

最初に述べたような被害に対する防災や環境保護といった目的から、これまでに多くの地域において盆地霧の調査・報告がされてきている（例えば、大阪管区気象台・豊岡測候所, 1954; 内田ほか, 1955; 水越・奥, 1974; 小気候団体研究会, 1994）。これらの中で水越・奥（1974）は、放射冷却だけが盆地霧の発生を左右する条件ではないことを述べている。実際、三重県上野盆地での彼らの観測調査では、川沿いの標高の低い地域で局所的な霧が頻出しており、川や池といった水蒸気源の存在が霧発生に重要な役割を果たしていることが指摘されている。また、小気候団体研究会（1994）は、岐阜県恵那地方で発生する大規模霧の構造・動態調査を行い、それが単なる放射霧ではなく、霧粒からの放射冷却や、周囲との温度差によって発生する局地的な風によって変化・発達していき、地形や一般風等の外的要因が加わることで拡大範囲や消滅時期が決定されていることを示唆している。また、Maria and Machado（1997）によるブラジルのサンパウロ市付近で発生する霧の数値実験や、Inoue *et al.*（2003）の関東平野における霧水沈着量のモデル計算では、日中発達する局地循環による内陸への水蒸気輸送が重要であ

*¹ 独立行政法人産業技術総合研究所(現 岡山理科大学総合情報学部)。E-mail : ohashi@big.ous.ac.jp

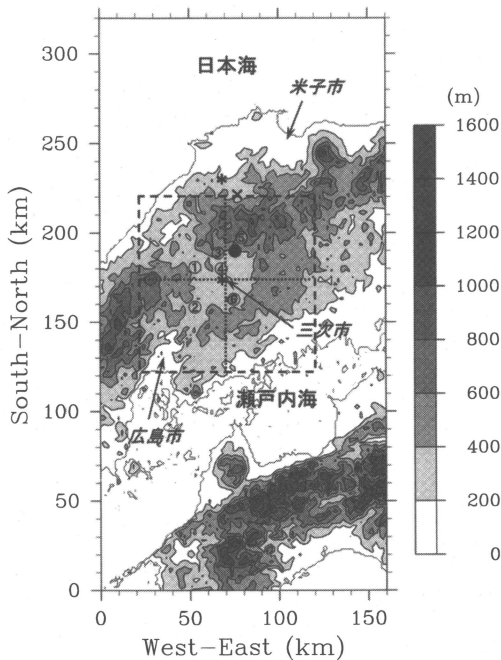
*² 大阪学院大学情報学部。

*³ 県立広島女子大学生活科学部。

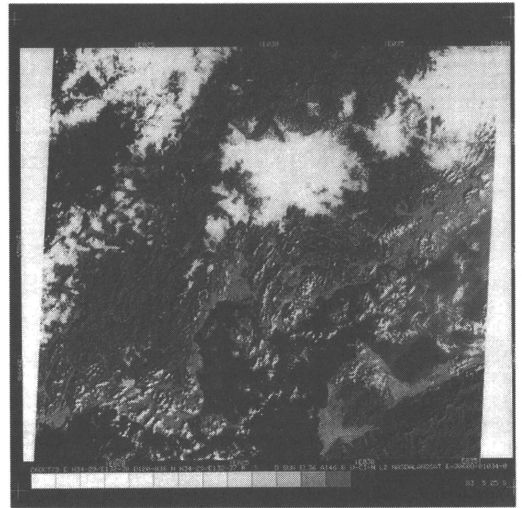
*⁴ 京都大学防災研究所。

—2003年8月11日受領—

—2004年4月30日受理—



第1図 モデル計算領域。陰影及び実線は、200 m 毎の海拔高度を表す。点線は第9図及び第13図における断面位置を示している。×と●印は第11図で、一方*印は第5図、第6図、第12図及び第14図で示す解析地点を表す。破線の矩形領域は、第8図での表示領域を示している。丸で囲んだ数字は、第3図及び第4図で示す観測・計算結果の地点を表す。



第2図 衛星 LANDSAT によって撮影された三次盆地の大規模霧 (1979年10月26日22時3分)。宮田 (1998) より引用。

ることが指摘されている。このように盆地霧は、地表面の放射冷却過程のみによって生成されるわけではなく、その一生を支配する機構はかなり複雑であることが考えられる。

1.2 三次盆地で発生する大規模霧

宮田 (1994) は、中国山地の内陸にある広島県三次盆地 (分水嶺を含めない海拔高度400 m 以下の低地で考えると、水平規模は約30 km 四方) で大規模に発生する盆地霧の実態調査を長年にわたって行ってきた。三次盆地のほぼ中心に位置する三次市街地の標高は100~200 m 程度で、盆地の北西及び南西方向が比較的開けた形になっており、それぞれ日本海・瀬戸内海へとつながっている (第1図)。ここで発生する盆地霧は第2図にもあるように、最盛期には盆地全体を覆う規模にまで発達し、10~11月に最も頻出する傾向を持っていることが知られている (宮田, 1998)。1999~2000年の秋季に、この三次盆地において、大規模霧の発生

や発達の機構を解明することを目的とした集中的な連続観測が行われた (田中ほか, 2000, 2001)。観測期間中には幾度となく霧が発生し、第2図のような規模にまで発達する様子が衛星 NOAA の AVHRR 画像の解析からも確認されている (岩田, 2000)。

本研究は三次盆地における霧研究の一環として、数値シミュレーションによるアプローチを行ったものである。特に、1.1節で述べた盆地スケールで発達する局地風系の成立も霧の発生に重要であるため、局地風を数値モデルによって再現することで霧の発生を考察する。三次盆地での大規模霧発生の仔細はよくわかっておらず、特に水平スケールが数十 km にも及ぶ大規模な霧を発生させるために必要な水蒸気源に関しては不明である。1.1節で述べたような、盆地とその周囲で日中発達する局地循環によって水蒸気が輸送される現象が、三次盆地においても出現しているのか、またそれは大規模霧を発生させる程の水蒸気量をもたらしているのか、さらに水蒸気の供給源はどこなのかを明らかにしていく。その中で、集中観測で実際に得られた測定結果との比較を行い、数値シミュレーションで再現された結果の妥当性を、特に水蒸気量の変動に注目して議論を行う。

2. 数値モデルと計算条件

本研究で用いた3次元領域数値モデルは、Ohashi and Kida (2002) が開発した DryARD (Dry Atmo-

spheric Regional Demonstrations) であり、植生キャノピー上で発生する顕熱・潜熱フラックスを考慮させる目的で Kondo and Watanabe (1992) の 2 層モデルを新たに組み込んでい (以後, DryARD Ver. 2.0 と呼称). DryARD Ver. 2.0 の概要を第 1 表にまとめておく. DryARD は局地循環の再現を目的としており、水の相転移は取り扱っていない. 本研究では、三次盆地の霧発生に局地循環が及ぼす影響を調べることを主眼としており、霧自体の発生を再現することが目的ではない.

計算領域は第 1 図に示すように、三次盆地を中心とした南北 320 km × 東西 160 km の範囲 (水平格子間隔は 2 km のため、南北格子数 160、東西格子数 80) としている. また、モデルの初期値・下部境界値データについては第 2 表にまとめている. 三次盆地 (三次市街地) で行った観測期間中、大規模霧が発達した 1999 年 10 月 22~26 日、28~31 日の 21 時に鳥取県米子市 (三次盆地の中心から約 80 km 北東に位置する) で測定された高層ゾンデデータと、三次市街地で測定された係留気球観測データをあわせて初期値とした. 具体的には、上述の 9 日間で平均した 21 時の温度・湿度プロファイルを作成し、下層 500 m 付近までは係留気球の平均値を、それより上層では高層

第 1 表 DryARD (Ohashi and Kida, 2002) Ver. 2.0 の概要.

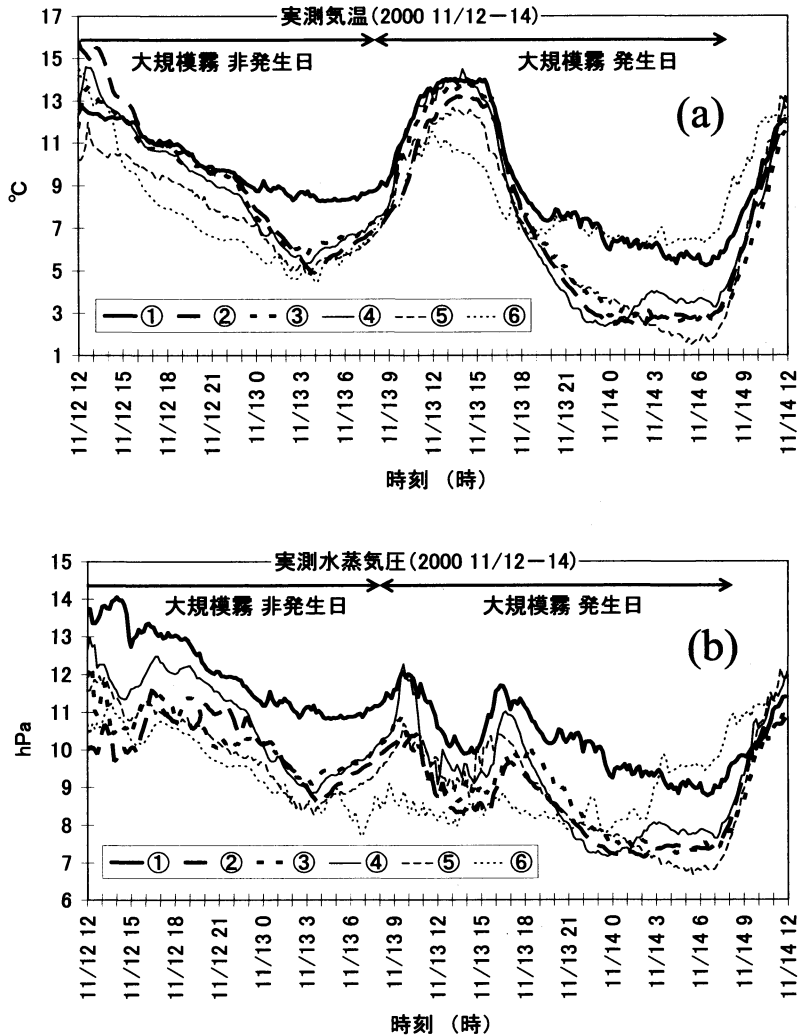
支配方程式	<ul style="list-style-type: none"> 非圧縮性流体及び静水圧平衡近似
座標系と格子間隔	<ul style="list-style-type: none"> z* 座標系, Arakawa-C スタaggerドグリッド 鉛直方向: 全 30 層 (3, 10, 30, 70, 150, ..., 4950 m) 水平方向: 2 km 格子間隔
差分スキームとスムージング	<ul style="list-style-type: none"> 有限差分近似法 時間: 鉛直成分項を除いて、リーブフロッグ解法 鉛直成分項は完全陰解法 空間: 2 次精度の中心差分 タイムフィルター (Robert, 1966) と、4 次線形数値拡散 (水平成分)
境界条件	<ul style="list-style-type: none"> 上端: 風速ゼロ, スカラー量はゼロ勾配条件 下端: バルク法で求めた地表面フラックス 地表面温度は地表面熱収支式から診断計算 側端: 改良型 Orlandi 放射境界条件 (Miller and Thorpe, 1981)
サブグリッド乱流モデル	<ul style="list-style-type: none"> E-ε モデル (1.5 次クロージャ). 乱流運動エネルギーとその消散率を各々予報 高木・北田 (1994, 1998) のパラメータを使用
地表面フラックス	<ul style="list-style-type: none"> バルク法 安定時: Beljaars and Holtslag の式を用いた近似解 (Lee, 1997) 不安定時: Dyer の式を用いた近似解 (Lee, 1997)
放射	<ul style="list-style-type: none"> 短波放射量: Rayleigh 散乱の効果を含む (Kondo, 1976; 木村, 1984) 下向き長波放射量: Kondo (1976) による経験式
植生モデル	<ul style="list-style-type: none"> Kondo and Watanabe (1992) による 2 層キャノピーモデル
土壌モデル	<ul style="list-style-type: none"> 多層モデル (鉛直 1 次元熱伝導方程式) 全 5 層 (深さ 0.05, 0.15, 0.4, 0.9, 1.4 m)
PBL 高度	<ul style="list-style-type: none"> 摩擦速度と勾配 Richardson 数から診断計算 (Vogelezang and Holtslag, 1996)
その他	<ul style="list-style-type: none"> 高度 2450 m より上層はスポンジ層 (Klemp and Lilly, 1978) 時間積分間隔: 10 秒

第 2 表 DryARD Ver. 2.0 による数値シミュレーションで設定された初期値・下部境界値データ.

初期値データ	風: 一般風なし 温度・湿度鉛直プロファイル: 大規模霧が発生した 1999 年 10 月 22~26 日、28~31 日の 21 時における実測平均値 高度 500m 未満: 三次市でおこなった係留気球観測データ 高度 500m 以上: 米子市の高層ゾンデデータ
地形	国土地理院 1 km メッシュ平均標高値 → 2 km メッシュ値に加工使用
下部境界値データ	国土地理院 1988 年 100 m メッシュ情報 → 土地利用毎に計算される各種地表面フラックスを 2 km メッシュ毎に面積占拠率で加重平均 (Kimura, 1989)
海面温度	20°C (渡辺, 1998) で時空間固定

ゾンデの平均値を用いた。観測は翌年の2000年の11月中旬にも行われているが、大規模霧の発生日が比較的豊富であった1999年の実測データを初期値として採用した。第3節では、モデル計算結果の妥当性を確認するために2000年の観測結果との比較も行うが、定量的な比較が目的ではないので年が違って問題ないと考えられる。

モデル計算の開始時刻は21時とし、解析には2日目の結果を用いた。土地利用形態の違いによる地表面の各種フラックスの差も考慮できるように、国土地理院発行の1988年100 mメッシュ土地利用情報データを下部境界条件として与えている。この時に、「森林」という土地利用分類に対して既述の植生キャノピーモデルを結合し、植生キャノピー表面での各種フラックスを計算している。海面温度は一樣かつ定常を仮定したうえで、渡辺(1998)による衛星NOAAデータの解析結果を参考に、20°Cとした。



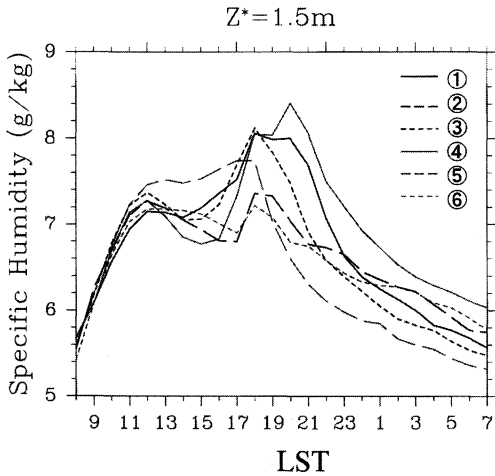
第3図 集中観測期間中の2000年11月12～14日に、三次盆地内で観測された地上気温 (a) と水蒸気圧 (b) の時間変化。丸で囲んだ数字は、第1図で示した観測地点を表している。

3. 実測と計算結果の比較

3.1 広域観測との比較

1999年の観測では不十分であった三次盆地内の広域にわたる水蒸気量の変動を明らかにする目的で、2000年11月12～15日の期間中、盆地内の計6地点において地上気温・湿度の連続観測を行った。観測地点は第1図に示した①～⑥であり、測定には携帯型の温湿度測定器(おんどとり Jr; ティーアンドディー社製)を使用した。第3図に、11月12日12時から11月14日12時までの間に測定された各地点の気温(第3図 a)と水蒸気圧(第3図 b)を示す。

11月12～13日は、大規模霧の非発生日に相当し、薄い霧が点散的に発生していたことは確認されているが(相対湿度が100%に達している観測地点が多数見られた)、盆地スケールにまで広がる霧の大規模化は認められなかった。一方、翌日の11月13～14日は大規模霧の発生日に相当し、霧の大規模化が23～0時頃に確認されている。大規模霧発生日、全地点で午前中の10時前後と夕刻の16～17時に水蒸気圧の顕著な上昇が現れている(ただし、⑥は不明瞭)。大規模霧非発生日(11月12～13日)にも夕刻の水蒸気圧の増加は多少現れているものの、前述の大規模霧発生日に比べてあまり目立



第4図 第3図で示された各観測地点に対してモデルで計算された $z^*=1.5\text{m}$ での比湿の時間変化。

たず、継続時間も短かった。11月14~15日も霧の非発生日に相当し、夕刻の水蒸気圧の上昇は認められず、また放射冷却が極端に弱かった(図省略)。

大規模霧非発生日の方が発生日に比べて水蒸気圧は高くなっており、大規模霧の発生が水蒸気の絶対量だけに依らないことがわかる。これは既述のように非発生日は地表面の放射冷却が弱いためであり(第3図a参照)、大規模霧の発生には水蒸気量の増加と、ある程度の放射冷却が必要であることを意味している。霧発生日には放射冷却によって気温がよく低下した大気中で水蒸気量の増加が起こったために、非発生日よりも水蒸気の絶対量が少なくても過飽和状態に達するのに十分であったと予想される。

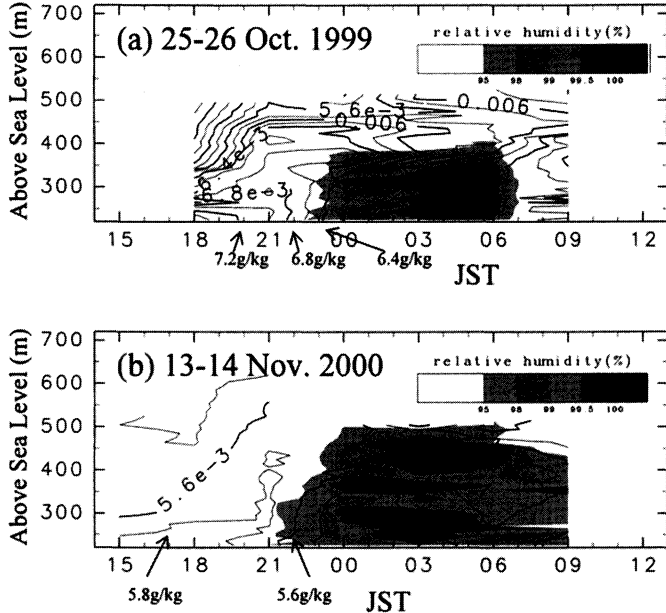
DryARD Ver. 2.0による数値シミュレーションで得られた、観測地点に相当するモデル格子点での地上

比湿(地上1.5m)の時間変化を第4図に示す。大気圧の変化は小さかったので、比湿の変動の特徴は水蒸気圧のそれとほとんど同じとみなせる。この図からわかるように、正午前後と夕刻の18時前後に比湿の増加が起こっている。計算結果では初期値が違うせい、その実測(第3図)とは2時間程ピークがずれていることや、午前よりも夕刻のピークの方が大きいことなど、不一致な点もあるが、⑥では水蒸気量の増加が他の地点に比べて不明瞭であることや、夕刻における水蒸気量の増加のはじまりとピークを取る時刻が場所によってばらつくことなどを含め、定性的には観測事実を再現していると考えられる。

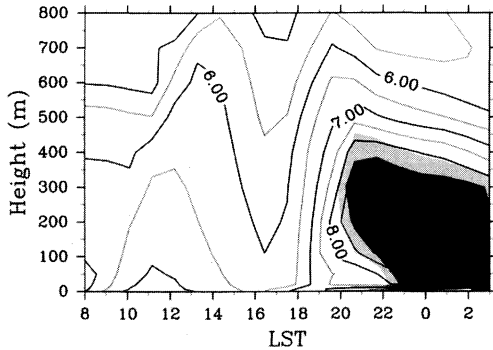
第3図及び第4図で見られる午前中の水蒸気量の増加は、その場所の土壌・森林からの水蒸気供給のピークを意味するものと考えられるが、夕刻の増加に関しては数値実験の結果を通して後節で議論を行う。

3.2 三次盆地中心部での比較

盆地中心部の三次市における地上高15m及び60mでの水蒸気圧の連続観測(岩田ほか, 2001)や、高谷山(第1図④の西側に位置する)斜面での水蒸気圧測



第5図 1999年及び2000年の集中観測時に三次盆地中心部(第1図の下側の*印で示した地点)で測定された比湿の鉛直分布の時間変化。寺尾ほか(2001)より引用。大規模霧が観測された(a)1999年10月25~26日、(b)2000年11月13~14日の結果。等値線が比湿、陰影は相対湿度を示している。縦軸の高度値は海拔高度を表していることに注意。



第6図 モデルで計算された盆地中心部(第1図の下側の*印で示した地点)における比湿及び相対湿度の鉛直分布の時間変化. 等値線が比湿 (g/kg), 陰影が相対湿度 (淡色が95~100%, 濃色が100%以上)を表す. 高度は地上からの高さを示している.

定(米谷ほか, 2001)の結果からは, 大規模霧発生日に18時前後まで水蒸気量が増加し, その後減少する様子が確認されている. ところが, 三次盆地中心で行われた係留気球の観測(寺尾ほか, 2001, 2003)では, 地上高50 m 付近までは水蒸気量の増加が18時頃ピークを迎える一方で, それより上層200~250 m では遅れて21時頃にそのピークが現れていた(第5図). このような水蒸気分布の特徴は, 大規模霧発生日のほとんどで認められる. 盆地中心部での霧の発生は0時前後に起こり, 朝6時すぎくらいまで霧の層が見られる. つまり, 観測された水蒸気量の減少は霧が発生する前から起こっており, 結露や霧水への変化だけでは説明できない(寺尾ほか, 2001).

第6図は数値シミュレーションによって得られた, 盆地中心部における比湿と相対湿度の鉛直分布の時間変化を表している. DryARD Ver. 2.0は凝結過程を考慮していないので, 霧が発生する前の変化を比較する. 日中は混合層の発達に伴って, 境界層内の比湿分布が鉛直方向に様に近い状態となっている. 18時以降になると, 急激な比湿の増大が地表から500 m 前後の高度にまで見られる. この水蒸気量の増加に伴って, 夜間に盆地内下層300 m 程度で相対湿度が100%を超える領域が連続的に出現しており, 高比湿の領域で過飽和状態に達していることがわかる. 上述の係留気球による観測では, 霧ははじめ地上付近ではなく, やや上空で発生しはじめる様子が確認されているが(第5図参照), 第6図の計算結果からもその特徴がうかがえる. また, 数値シミュレーションの結果では観測結果

と同様に, 18時頃ごく地表付近で比湿の増加が現れはじめる一方, 上層の高度200 m 付近では21~22時にそのピークを迎えており, 観測で得られた特徴と符合する. このように盆地内の水蒸気変動はごく地表付近だけでなく, ある程度の厚さを持って起こっているが, 地表付近と大気境界層上層の間でも様相がやや異なっていることがわかる.

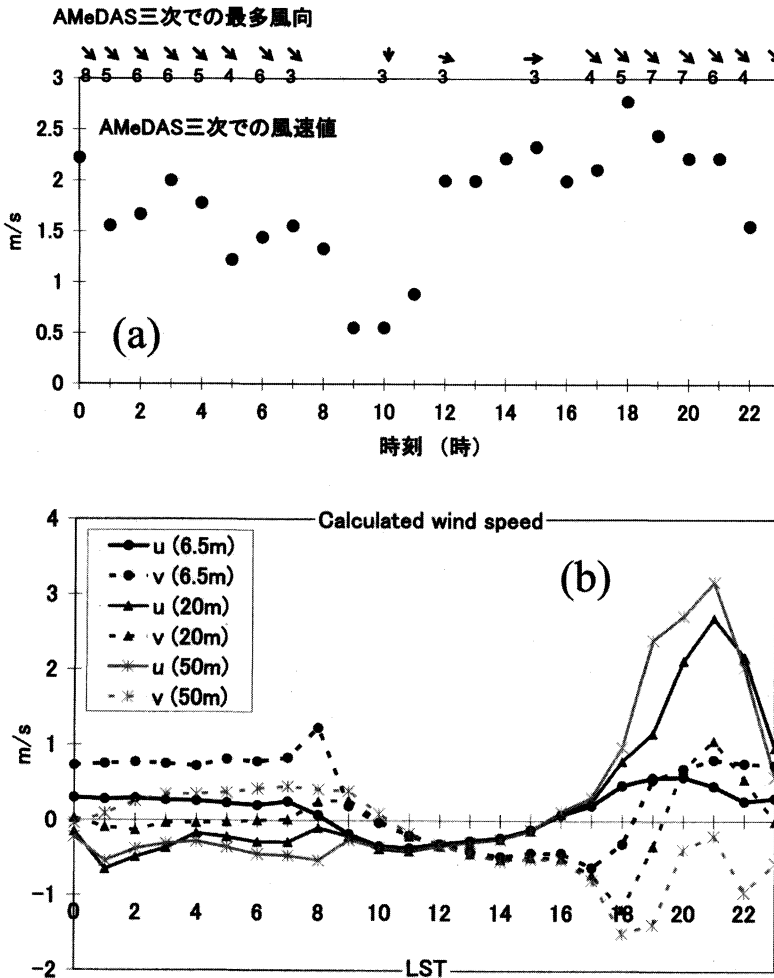
第7図aは, 1999~2000年秋季に行った集中観測期間中, 大規模霧が発生した日(計9日)にAMeDAS三次(第1図の「三次市」とほぼ同じ地点; 測定高度は地上から6.5 m)で測定された平均風速・最多風向の時間変化を示したものである. この図からもわかるように, 18~19時の夕刻から夜間にかけて, 盆地内での風速が一時的にやや強まっている. また20~24時にかけても, 日中と同程度の風速が維持されている. 一方, 第7図bには同地点に相当するモデル格子点での地表から6.5 m, 20 m, 50 m 高度における風速の東西成分(u)・南北成分(v)の時間変化を示している. 夕刻から朝方にかけてはAMeDAS測定高度と同じ6.5 m で南西よりの風系を示しており, 北西風を示した実測とはやや異なる. 風速についても一日を通して観測値よりもかなり小さく, 1 m/s 未満である. より上層に行く程, 夕刻以降に大きくなる風速のピークが明瞭に現れはじめる. その時の風向も実測と同じ北西よりになってくる. このように, 細部では実測との不一致が認められるものの, 夕刻以降に西よりの風が強まる点や, 朝方には風速が急激に小さくなる点など, 定性的な特徴は概ね一致している. このような風の日変化を示す理由については後で数値実験の結果から詳しく述べる.

4. 数値シミュレーションによって再現された気象場の特徴

DryARD Ver. 2.0で再現された, 三次盆地周辺における局地循環の日変化と盆地内の水蒸気変動の関係について考察する.

4.1 風の日変化と水蒸気分布

計算された地上風ベクトルの水平分布を第8図に示す. 日中, 盆地周囲の山岳域で谷風循環が発達することにより, 三次盆地内では風の水平発散場が形成される(第8図a). この時, 海岸付近の陸上では, 海風循環の発達を確認することができ, 瀬戸内海・日本海側で発生した海風がこの後, 盆地の南西及び北西開口部付近へと徐々に侵入してくる. 日没後は, 第8図bに



第7図 (a) 集中観測期間中、大規模霧が発生した日(1999年10月22~23日, 23~24日, 24~25日, 25~26日, 28~29日, 29~30日, 30~31日, 2000年11月9~10日, 13~14日)のAMeDAS三次で観測された平均風速と最多風向(3回以上記録した風向)の時間変化(地上高6.5m)。風向を表す矢印の下にある数字は、9日間の観測期間中での記録回数を示す。(b)モデルで計算された、三次盆地中心部における $z^*=6.5, 20, 50$ mでの東西風速(u)・南北風速(v)の時間変化。

示すように、日中の風系とは明らかに異なった分布となる。盆地周囲の山地と開口平野部から盆地中心部へと向かう風が吹いており、日中とは逆に風の水平収束場が形成されている。風速値は、日中の谷風循環のそれよりも大きい。盆地内への収束風は夜間もなお継続しているが(第8図c)、その風速値は次第に小さくなっていく様子が確認できる(第8図d)。

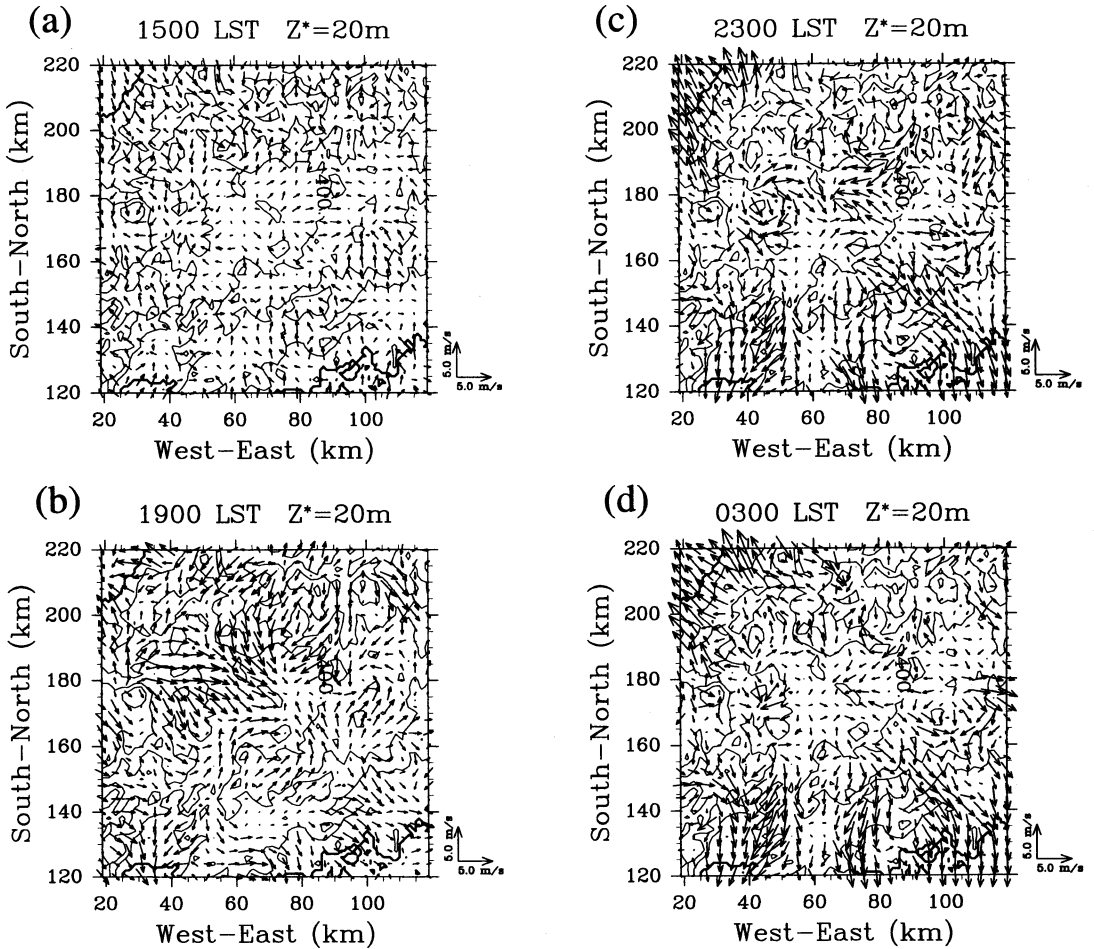
次に、霧の発生に重要である水蒸気量の分布について注目する。モデルで計算された比湿の鉛直分布を第

9図に示す(断面位置は第1図に示した東西と南北の2方向)。日中は谷風循環の発達によって、盆地内の地上付近では水平風の発散場が形成されていたが、これによって盆地内の水蒸気が盆地を取り囲んでいる山岳域へと輸送される(第9図a)。同時に、盆地の外側斜面でも谷風循環の発達によって山岳域へと水蒸気が輸送されてくる。その結果、山頂付近の気象では周囲に比べて高比湿状態となり、相対湿度が100%を超える領域が発生する(図省略)。ところが日没以降(第9図b-d)は、盆地内の下層で比湿が徐々に高くなっていく様子が認められる。これは、夕刻に発生する既述の風の収束に対応しており、日中、山岳域に存在した水蒸気が盆地側へと輸送された結果として生じたものである。

4.2 平地盆地風による水蒸気輸送

盆地地域で見られる特有な気象現象の1つとして、「平地盆地風」という局地風の存在がKimura and Kuwagata (1993, 以降KK93), de Wekker *et al.* (1998)によって指摘されて

いる。第10図は、KK93によって行われた、理想化した鉛直2次元の盆地地形を与えた数値実験の結果である。日中、盆地内下層では盆地から山頂へと向かう流れと、その直上で反流を伴った谷風循環が出現する(第10図I a)。その後夕刻近くまで、山の両側でこの循環は発達し(第10図I b)、日没後には盆地の外側斜面で形成されていた谷風循環が、山を乗り越えて盆地内へと侵入していく様子が認められる(第10図I c)。谷風循環のこのような一連の動態は、盆地の外にある物質



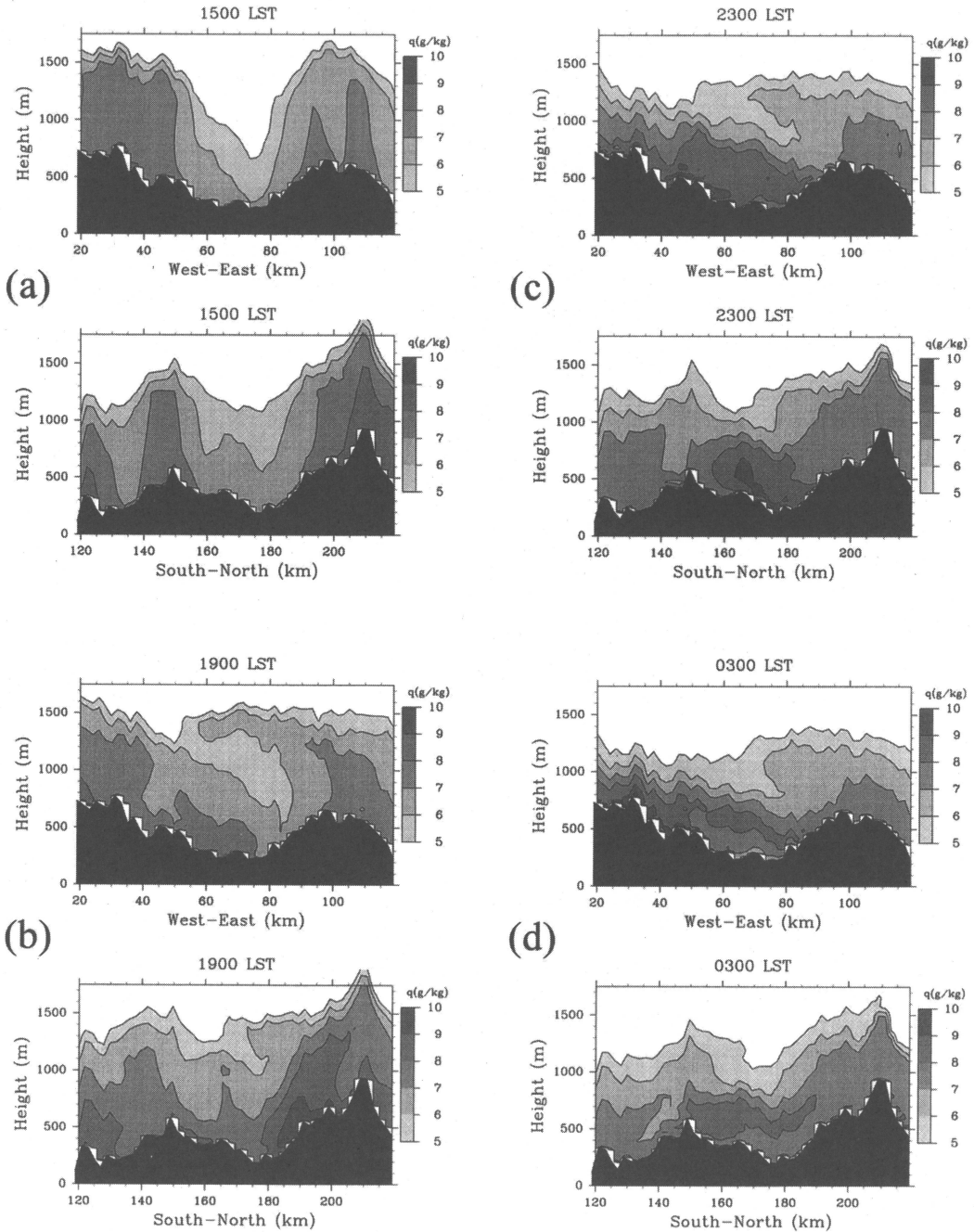
第8図 モデルで計算された $z^*=20$ m での風ベクトルの水平分布図。(a) 15時, (b) 19時, (c) 23時, (d) 3時の結果。描画範囲は、第1図に示した破線の矩形領域である。

を盆地内へと運び込む役割を持っている(第10図II)。盆地内に流れ込んでくる流体層の厚さは、夕刻以降に盆地の外側斜面で発達する通常の斜面下降流と比べても厚く(図省略)、風速値も最大 4 m/s と、通常の斜面下降流よりもかなり大きい(第11図 a)。夕刻から夜間にかけて出現する盆地内へと向かうこの流れが、平地盆地風という局地風に相当する(KK93)。

本研究の三次盆地で計算された盆地内外の地上風速を第11図 b に示す。盆地内の中腹(第1図の●印で示した地点)では、18時を中心に2~3時間程、風速 $3\sim 4\text{ m/s}$ の斜面下降流(実線; 負値が下降流を意味する)が急激に発達しており、盆地の外側斜面の中腹(第1図の×印で示した地点)で見られる通常の斜面下降流(点線)に比べてもかなり風速が大きいことがわか

る。KK93の実験結果(第11図 a)と比較しても、盆地内外での風速の絶対値や時間変化が良く対応しており、また、盆地内外それぞれで発達する斜面下降流の間に生じている位相のずれも共に見られる。

この平地盆地風が形成される要因として、日中に盆地内で起こる顕熱の蓄積によって盆地内外の間の水平気圧傾度が夕刻に最大となる点を、KK93は挙げている。これは、盆地中心部では谷風循環の沈降流が、上層の高温位気塊を盆地内下層にまで輸送しているために生じる。彼らの数値実験では、盆地の水平スケールが 100 km 以下、山の高さが混合層の最大発達高度とほぼ等しい条件が成立すると、平地盆地風が明瞭に出現することが示されている。盆地の水平スケールが 100 km を超える場合や、山が混合層高度に比べて低い場



第9図 (a) 15時, (b) 19時, (c) 23時, (d) 3時における計算された比湿の鉛直分布図. 各時刻の上段は第1図で示した東西に走る点線位置での断面図で, 下段が南北に走る点線位置での断面図をそれぞれ表している.

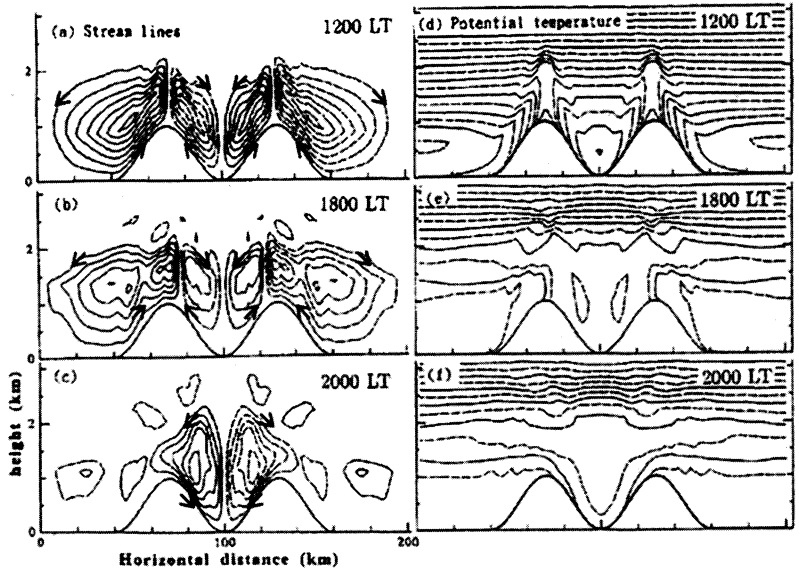
合には、盆地内外の間の水平気圧傾度が小さくなって
 しまうこと、山が混合層高度に比べて高いと平地盆
 地風が力学的に山を乗り越えられないことによって、
 平地盆地風は発達しない。冒頭でも述べたように、三

次盆地の水平スケールは約30 km 四方であり、盆地
 からの周囲の山の高さは北で約600 m、東と南が約400
 m、そして西は約500 m となっている。本実験で再現さ
 れた三次盆地内の日中の混合層高度は500~600 m に

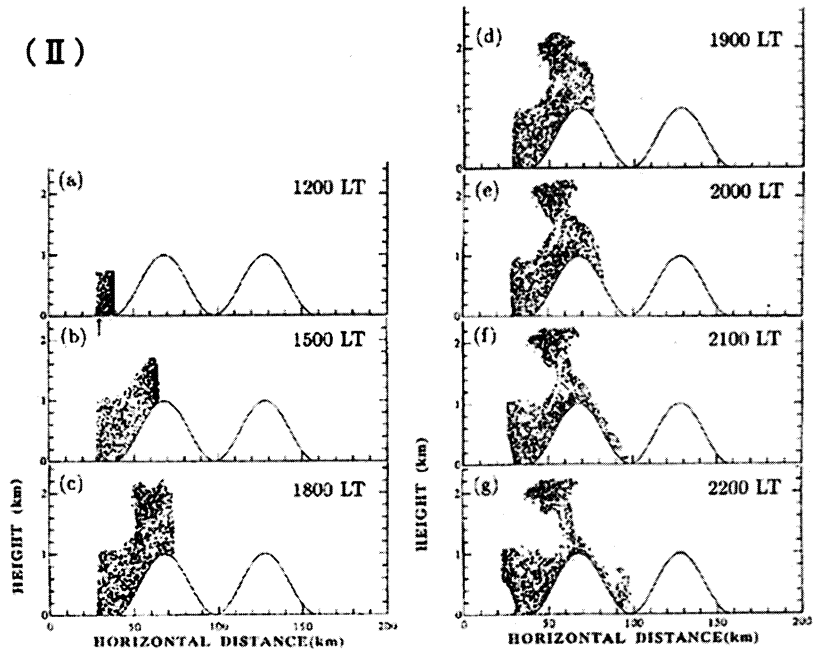
まで達しており、盆地の深さとほぼ同等である。de Wekker *et al.* (1998) は KK93 と同様の数値実験を行い、山の高さ（盆地の深さ）、山頂高度における盆地内外間の水平温位勾配と平地盆地風の強度の関係について定量的に調べている。その中で彼らは、山頂高度における盆地内外の水平温位勾配が盆地の内側方向に傾いている（つまり、盆地内の方が温位が高い）ことが、平地盆地風の重要な形成要因になっていることを指摘した。三次盆地を対象とした本実験での、山頂高度における盆地内外の水平温位勾配（ $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ）の時間変化を第12図に示す。14時以降その値は急激な上昇をみせ、17時に最も大きくなっている。第8図や第11図bで見たように、この1~2時間後には盆地内への収束風の形成が最盛期を迎えており、盆地内外の水平温位勾配の時間変化と良好な対応関係にあることがわかる。de Wekker *et al.* (1998) の数値実験で得られた水平温位勾配の大きさ（第12図の●印で、19時の値）とも、本実験での値が良く一致している。

これらの考察から、本研究における三次盆地の数値シミュレーションで再現された日没後数時間に現れる盆地内への収束風は、平地盆地風であると結論づけることができる。

(I)



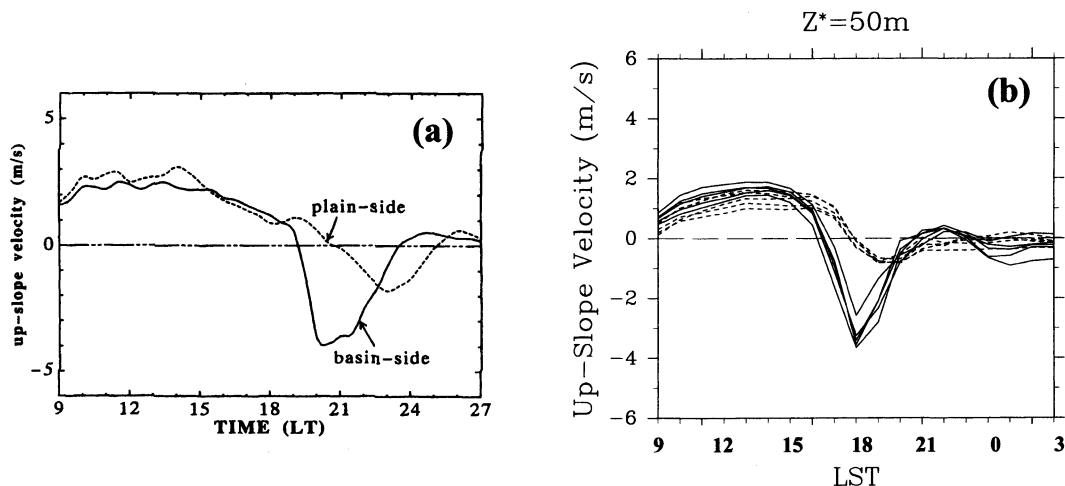
(II)



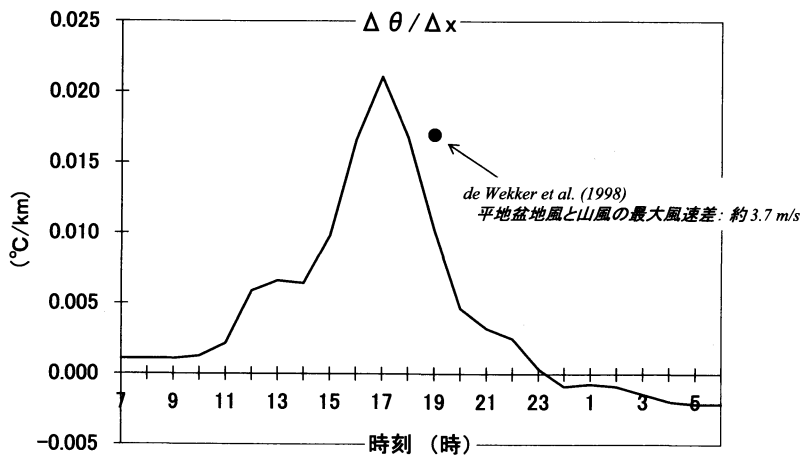
第10図 鉛直2次元の盆地地形で発達する局地循環の数値シミュレーション (Kimura and Kuwagata, 1993より引用)。(I) 流線(a-c; $250 \text{ m}^2/\text{s}$ 間隔)と温位(d-f; 1°C 間隔),(II) パーセルの投影図(aにある矢印が放球地点)。

5. 水蒸気の供給源

平地盆地風によって盆地内に集積する水蒸気が主にどこからもたらされたものなのか、その供給源を調べ



第11図 (a) 第10図で示された左側の山の平地側斜面中腹(点線)と盆地側斜面中腹(実線)でのモデル地上風速の時間変化(Kimura and Kuwagata, 1993より引用). 盆地幅(山頂間の距離)60 km, 山の高さ1 kmでの計算結果. (b) 第1図の×印で示した地点(点線)と●印で示した地点(実線)に相当するグリッドと, それらに隣接する東西南北のグリッドの計5点におけるモデル地上風速の時間変化.



第12図 第1図の*印で示した両地点間の高度600 mにおける水平温度傾度(°C/km)の時間変化. ●印は, de Wekker et al. (1998)による2次元数値実験で得られた結果(三次盆地の地形に最も近い条件下で, 19時の値).

てみる. 盆地内の土壌・森林, 盆地外の土壌・森林の2つの領域を主な水蒸気源として考え, 数値実験によって評価を試みた.

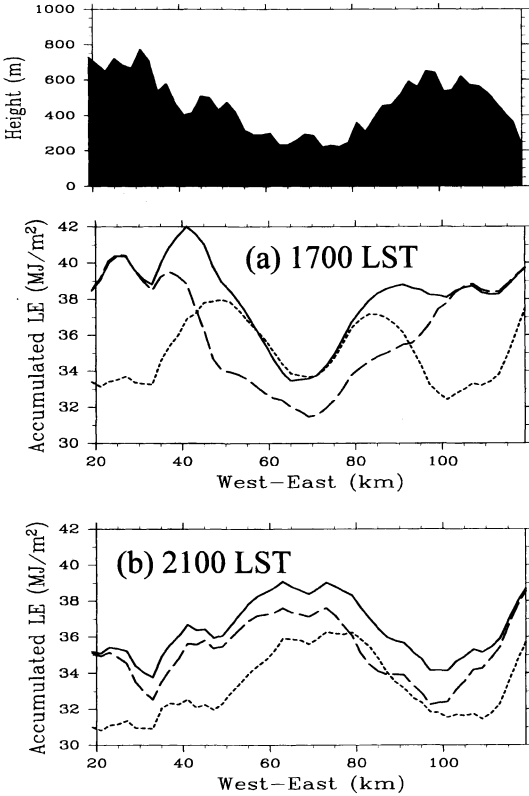
第1図の点線で示した東西方向の断面位置に対して, 次式で定義される大気カラム中の潜熱量 Q_{column} を計算した.

$$Q_{column} = \lambda \rho \int_{z_g}^{z_t} q(z) dz. \quad (1)$$

λ は蒸発に伴う潜熱, ρ は空気密度, z_g は地表面の海拔

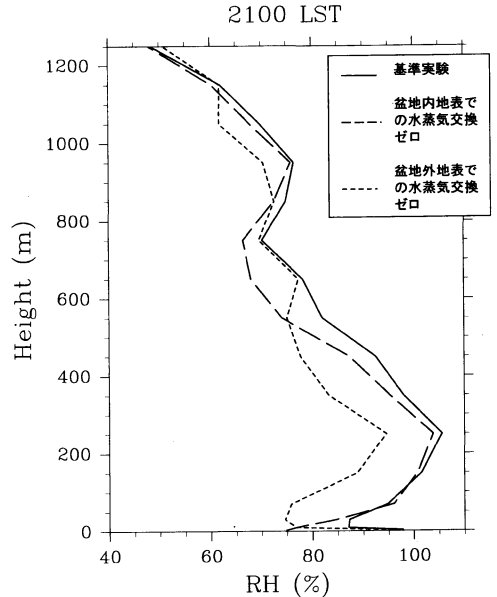
高度, z_t はモデル頂部の高度, q は比湿を表している. 平地盆地風が発生する前の17時と, 発生後の21時の結果を第13図に示す. 盆地内にある土壌・森林と大気との水蒸気交換をゼロとした実験(破線; 土壌・森林からの潜熱フラックスはモデル内で計算はするが, 水蒸気の保存方程式に対する下部境界条件としては使用しない. 従って, 基準実験と比べても地表面熱収支そのものが大きく変化することはなく, 風の場合ほとんど差異がないことを確認して

いる.)では, 17時には盆地内のカラム潜熱量が最小となっている. しかし, 平地盆地風発生後の21時にはカラム潜熱量は増加しており, 基準実験のそれに近づいている様子がわかる. 一方, 同様の方法で, 盆地外にある土壌・森林と大気との水蒸気交換をゼロにした実験(点線)では, 17時には盆地内のカラム潜熱量が基準実験とほぼ同じであるが, 平地盆地風発生後21時にはそれが他の実験に比べて極端に少ない. 実際に, 盆地中心部の地点で相対湿度にどの程度変化が現れてい



第13図 第1図における東西方向の点線位置での (a) 17時, (b) 21時の大気カラム潜熱量. 基準実験(実線), 盆地内にある土壌・森林と大気との水蒸気交換をゼロとした実験(破線), 盆地外にある土壌・森林と大気との水蒸気交換をゼロとした実験(点線)での結果. 一番上に, 断面位置での地形を描いている.

るかを調べるために, 第14図に各実験で得られた21時の相対湿度の鉛直プロファイルを示す. 気温は各実験間でほとんど変化はないので, 生じた相対湿度の差は水蒸気量の違いによるものである. 盆地内地表での水蒸気交換をゼロにした実験では, 基準実験と比べて上層600 m 付近に相対湿度の低下が見られる一方で, 下層200~300 m 以下では基準実験とほとんど変わらない. 盆地外地表での水蒸気交換をゼロにした実験では, 高度600 m 以下の領域で10~15%程度の相対湿度の低下(比湿では1.0~1.5 g/kgの減少)が現れており, 他の実験で見られた高度100~300 m 付近の過飽和領域は消滅している. このことから三次盆地では, 夕刻以降の平地盆地風による, 盆地外の土壌・森林を起源とする水蒸気の供給が, 盆地内のより下層(500~600 m



第14図 盆地中心部(第1図の下側の*印で示した地点)における21時での相対湿度の鉛直分布. 基準実験(実線), 盆地内にある土壌・森林と大気との水蒸気交換をゼロとした実験(破線), 盆地外にある土壌・森林と大気との水蒸気交換をゼロとした実験(点線)での結果.

以下)の水蒸気量増加に寄与していることが言える.

6. 議論

集中観測の期間中, 米谷ほか(2001)によって行われた赤外線熱画像装置を用いた霧の撮影では, 三次盆地で発生する大規模霧がかなり動的な性質を持っていることが確認されている. 霧は最初に三次盆地の周囲で形成され, その後盆地内中心部にそれらは流れ込み一体化することによって, 深い霧の海が形成される様子が捉えられている. 2000年11月13~14日の観測では, 盆地周辺での霧発生が20時過ぎから始まり, 23~0時頃には合流による霧の大規模化が完了した. 本研究における数値実験の結果からも, 平地盆地風によって盆地の周囲から水蒸気が集積していく様子が再現されており, 観測で得られた特徴と一致している.

霧発生日の夕刻に水蒸気量が増加する現象は, 例えば, 山本・小山田(2000)による会津盆地での観測からも確認されており, 内陸の他の盆地地域においても平地盆地風による水蒸気の輸送過程が存在する可能性が示唆される.

本研究の数値シミュレーションでは一般風は考慮しなかった。平地盆地風の発生と一般風の強さの詳細な関係については今後の課題であるが、一般風が強い気象条件下では大規模霧は発生しにくいことが実測結果から示唆される。集中観測期間中の米子市における高層ゾンデ約1500 m 高度(三次盆地を囲む山の高さよりも700~1000 m 上空)の風速データを解析したところ、大規模霧が発生した日はいずれも風速が10 m/s 以下であったのに対し、大規模霧が発生しなかった1999年10月26日から28日にかけては風速はそれ以上であった。

集中観測期間中、岩田ほか(2001)はドップラーソナーを用いた霧の微細構造に関する観測を行っている。その解析結果からは、霧上面での放射冷却によって発生する強制対流がかなり目立つことが明らかにされている。また寺尾ほか(2001)によって、霧の発生後には水蒸気の凝結や地表面への結露によると考えられる、比湿の急激な減少が指摘されている(第5図を参照)。本研究では霧をモデル化してはならず、平地盆地風と霧の発生に関してより詳細な議論を進めていくためには、霧水量等を表現することが可能な凝結モデルの組み込みによって、これらの観測事実との対応を考察することも今後の課題と言える。

7. まとめ

広島県三次盆地で秋季の夜間に頻発する大規模霧に対して、日中発達する局地循環がどのような関わりを持っているか調べるために、3次元領域数値モデルを用いて三次盆地での局地循環による水蒸気の輸送過程を再現した。数値実験から得られた結果を以下に示す。

三次盆地では、夕刻以降数時間、平地盆地風(KK93)が形成される。この局地風は、盆地周囲から盆地内へと水蒸気を輸送する役割を持っており、その結果、盆地内の水蒸気量は平地盆地風発生後数時間で最大となる。

平地盆地風によって盆地内に集積される水蒸気の主な供給源を、ケース実験の比較によって調べた。その結果、ほとんどが盆地の外側に存在する土壌・森林から日中供給されている水蒸気であり、平地盆地風によって高度500~600 m 以下から盆地内に運ばれてくることが明らかとなった。この水蒸気輸送によって、相対湿度にして10~15%程度の上昇が認められた。

数値実験で得られた盆地内における水蒸気変動の特徴は、三次盆地内で行われた広域にわたる地上の水蒸

気量測定をはじめとする集中観測で得られた結果と定性的に一致していた。

このように、霧の発生と局地風による水蒸気輸送の関連性は非常に興味深いものと言える。多くの既往研究では、霧の発生は盆地スケールの閉じた現象として理解されてきたが、実際には盆地スケールを超えた大きなスケールで日中発達する局地風現象が、夜間の霧発生に重要な役割を果たし得ることが本研究からも明らかとなった。

謝辞

本論文は1999年度京都大学防災研究所一般共同研究11G-5(研究代表者田中正昭)及び2000年度同一一般共同研究12G-16(研究代表者同)の成果の一部を加筆修正したものです。

本研究を進めるに当たって、三次霧観測グループの米谷俊彦教授、宮下晃一講師(岡山大学資源生物研究所)、伊藤芳樹氏((株)カイジョー)、橋口浩之助教授(京都大学宙空電波科学研究センター)、岩田 徹助手(岡山大学環境理工学部)、大原真由美氏(広島県保健環境センター)には多くのご支援並びにご助言を頂きました。この場を借りて、深謝申し上げます。

数値モデルの入力データや実測データの解析には、国土地理院提供の標高データ並びに土地利用情報データ、気象庁提供のAMeDASデータ並びに高層気象データを使用させて頂きました。

係留気球機器の準備には、塚本修教授(岡山大学理学部)、内海博司教授、水間満郎講師、岩本智之助手(京都大学原子炉実験所)、多河英雄技官(京都大学防災研究所)に大変お世話になりました。また、広島県立林業センターの関係者の方々には、気球観測場所を提供して頂きました。この場を借りて、御礼申し上げます。

最後に、数多くの有益なコメントとアドバイスを下さいましたお2人の査読者並びに担当編集委員の方々に感謝の意を表します。

参考文献

- de Wekker, S. F. J., S. Zhong, J. D. Fast and C. D. Whiteman, 1998: A numerical study of the thermally driven plain-to-basin wind over idealized basin topographies, *J. Appl. Meteor.*, **37**, 606-622.
- Inoue K., R. Yasuda, Y. Ikeda and H. Higashino, 2003: An estimation of the distribution of the amount of fog water deposition over the Kanto-

- Chubu area, Program and Abstracts of 8th International Conference on Atmospheric Sciences and Applications to Air Quality, 313.
- 岩田 徹, 2000: NOAA 衛星受信画像による霧判定, 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(研究代表者: 田中正昭), 1999年度京都大学防災研究所一般共同研究報告書**11G-5**, 9-11.
- 岩田 徹, 林 泰一, 堀口光章, 伊藤芳樹, 2001: 盆地霧発生時の境界層構造, 盆地における局地循環と霧発生との関連, 2000年度京都大学防災研究所一般共同研究報告書**12G-6**, 23-37.
- Kimura, F., 1989: Heat flux on mixtures of different land-use surface: Test of a new parameterization scheme, *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 401-409.
- 木村富士男, 1984: 局地風モデルを利用した光化学大気汚染の数値シミュレーション, 局地風と大気汚染物質の輸送に関する研究, 気象研究所技術報告書, **11**, 217-296.
- Kimura, F. and T. Kuwagata, 1993: Thermally induced wind passing from plain to basin over a mountain range, *J. Appl. Meteor.*, **32**, 1538-1547.
- Klemp, J. B. and D. K. Lilly, 1978: Numerical simulation of hydrostatic mountain waves, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 78-107.
- Kondo, J., 1976: Heat balance of the East China Sea during the air mass transformation experiment, *J. Meteor. Soc. Japan*, **54**, 382-398.
- 近藤純正(編著), 1994: 水環境の気象学, 朝倉書店, 350 pp.
- Kondo, J. and T. Watanabe, 1992: Studies on the transfer coefficients over a vegetated surface with a multilayer energy budget model, *J. Atmos. Sci.*, **49**, 2183-2199.
- Lee, H. N., 1997: Improvement of surface flux calculation in the atmospheric surface layer, *J. Appl. Meteor.*, **36**, 1416-1423.
- 米谷俊彦, 宮下晃一, 澤田明宏, 中戸孝子, 宮田賢二, 田中正昭, 2001: 熱影像温度計による三次盆地内の地表面および霧面の温度分布の観測, 盆地における局地循環と霧発生との関連, 2000年度京都大学防災研究所一般共同研究報告書**12G-6**, 13-22.
- Maria, A. F. S. D. and A. J. Machado, 1997: The role of local circulations in summertime convective development and nocturnal fog in Sao Paulo, Brazil, *Bound.-Layer Meteor.*, **82**, 135-157.
- Miller, M. J. and A. J. Thorpe, 1981: Radiation conditions for the lateral boundaries of limited-area numerical models, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **107**, 615-628.
- 宮田賢二, 1994: 三次盆地の霧の研究(広島女子大学地域研究所叢書XV), 溪水社, 255pp.
- 宮田賢二, 1998: 内陸に発生する霧の実態, 気象学会春季大会講演予稿集(73), C104.
- 宮田賢二, 2001: 霧の動態観測とそれから推定される盆地霧の機構, 盆地における局地循環と霧発生との関係, 2000年度京都大学防災研究所一般共同研究報告書, **12G-16**, 3-7.
- 水越允治, 奥 友親, 1974: 上野盆地における霧の局地気候学的研究, *地理学評論*, **47**, 313-325.
- Ohashi, Y. and H. Kida, 2002: Local circulations developed in the vicinity of both coastal and inland urban areas: A numerical study with a mesoscale atmospheric model, *J. Appl. Meteor.*, **41**, 30-45.
- 大阪管区气象台, 豊岡測候所, 1954: 1952年秋の豊岡盆地の霧観測報告, 気象庁研究時報, **6**, 638-646.
- Robert, A., 1966: The integration of a low order spectral form of the primitive meteorological equations, *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 237-245.
- 小気候団体研究会, 1994: 恵那地方の盆地霧の特性について, *天気*, **41**, 23-35.
- 高木久之, 北田敏廣, 1994: ドップラーソーダによる大気境界層下部の乱れの鉛直分布とその $k-\epsilon$ 乱流モデルによる解析, *天気*, **41**, 827-846.
- 高木久之, 北田敏廣, 1998: 海風侵入後, 日没から夜間安定成層時にかけてドップラーソーダ観測により得られた乱流運動エネルギーの2次元 $k-\epsilon$ 乱流モデルによる解析, *天気*, **45**, 76-92.
- 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: 三次盆地における霧の集中観測, 京都大学防災研究所年報, **43B-1**, 185-209.
- 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, 大原真由美, 宮下晃一, 橋口浩之, 手柴充博, 2001: 三次盆地における霧の集中観測(第2報), 京都大学防災研究所年報, **44B-1**, 37-69.
- 寺尾 徹, 田中正昭, 堀口光章, 2001: 係留ゾンデによる気温・湿度・オゾンおよび風の鉛直分布測定, 盆地における局地循環と霧発生との関係, 2000年度京都大学防災研究所一般共同研究報告書, **12G-16**, 38-59.
- 寺尾 徹, 大橋唯太, 田中正昭, 堀口光章, 2003: 三次盆地における霧層の鉛直構造の観測と盆地スケール局地循環の数値シミュレーション, 盆地における霧の発生および維持機構とその予知予測に関する京都大学防災研究所研究集会報告書, 宮田賢二編著, CD-ROM.
- 内田 泰, 三宅 務, 中村春雄, 飛田為壽, 1955: 京都付近の霧, 気象庁研究時報, **7**, 323-325.
- Vogelezang, D. H. P. and A. A. M. Holtslag, 1996:

- Evaluation and model impacts of alternative boundary-layer height formulations, *Bound.-Layer Meteor.*, **81**, 245-269.
- 渡辺知弘, 1998: 衛星による瀬戸内海の海面温度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, 14pp.
- 山本 哲, 2000: 日本における濃霧による視程不良害発生の気候学的特徴, *自然災害科学*, **19**, 99-110.
- 山本 哲, 小山田一夫, 2000: 会津盆地における局地的濃霧の発生—1998年12月1日の例—, *気象庁研究時報*, **52**, 17-30.

Relationship between Generation of Basin Fog and Moisture Transport by Local Circulations

—Numerical Simulations of Local Circulations developed over Miyoshi Basin—

Yukitaka OHASHI*¹, Toru TERAO*², Kenji MIYATA*³, Masaaki TANAKA*⁴,
Mitsuaki HORIGUCHI*⁴ and Taiichi HAYASHI*⁴

- *¹ *National Institute of Advanced Industrial Science and Technology (AIST)*
Present affiliation : Faculty of Informatics, Okayama University of Science, Okayama 700-0005, Japan.
E-mail : ohashi@big.ous.ac.jp
- *² *Faculty of Informatics, Osaka Gakuin University.*
- *³ *Faculty of Human Life and Environmental Science, Hiroshima Prefectural Woman's University.*
- *⁴ *Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University.*

(Received 11 August 2003 ; Accepted 30 April 2004)

2004年度「朝日賞」の候補者推薦募集

標記の賞について、(財)朝日新聞文化財団から受賞候補者推薦の募集がありました。気象学会では、7月末～8月初めに「学会外各賞推薦委員会」を開催して学会としての推薦者を選考する予定ですが、学会以外からの推薦も可能です。詳しい資料と推薦用紙は気象学会事務局にあります。

1. 対象：人文や自然科学など、わが国のさまざまな分野において傑出した業績をあげ、文化、社会

の発展、向上に多大な貢献をされた個人または団体。

2. 推薦締切：2004年8月31日(火)

3. 問い合わせ先：

〒104-8011 東京都中央区築地5-3-2

朝日新聞社事業本部 メセナ・スポーツ部「朝日賞」係

Tel : 03-5540-7453, Fax : 03-3541-8999