

中部日本の夏季静穏日における GPS 可降水量の日変化

大 橋 喜 隆*・川 村 隆 一*

要 旨

1996年から2003年の典型的な夏季静穏日を抽出して、中部日本域の山岳域とその周辺の沿岸域について GPS 可降水量の日変化傾向を調べた。

可降水量の日較差は、山岳域は 5~8 mm、沿岸域は 2~4 mm であった。熱的低気圧に伴う地上風収束の最盛期と GPS 可降水量の極大には 3 時間ほどの遅れが生じていた。日変化では、山岳域で可降水量の増加が減少よりも急激である傾向を示し、増加期は山岳斜面に沿う水蒸気輸送とその収束、減少期は山岳上空での一様な水平発散を主に捉えていると考えられる。沿岸域や内陸では可降水量の日変化は一般に不明瞭であったが、濃尾平野や静岡県沿岸においては夜間に可降水量が増加する傾向がみられた。また、盆地内では夜間の可降水量の漸増あるいは一定値を保つ傾向が観測され、局地循環に伴って輸送される水蒸気が盆地上空で局所的に収束している可能性が示唆された。

1. はじめに

中部日本には標高が2000 m を超える大規模山脈が存在しており、顕著な熱的局地循環が生じている。清水 (1964) は中部日本に位置する気象官署65地点から日中に卓越する熱的低気圧や夜間に卓越する熱の高気圧の実態について提示している。また、栗田ほか(1988)では日中に熱的低気圧が発達して上層風の西寄りの風が弱い場合に、首都圏で排出された大気汚染物質が夜間に長野県の上田市周辺まで達する現象を説明している。木村 (1994) は中部山岳地帯の熱的低気圧を、山岳地帯の盆地にできる熱的小低気圧の集合体として理解する考えを提唱している。

中部地方ではこのような熱的局地循環に伴い、大気汚染物質の輸送と同様に水蒸気輸送の日変化が起こっていると考えられる。水蒸気輸送と間接的に関連する降水の日変化については過去から研究されている。例えば Fujibe (1988) では、暖候期について日本を4つの地域に分類し、AMeDAS データから降水量および

降水頻度の日変化について解析した。その結果、局地的な降水の場合、内陸で15時から18時、沿岸や島で3時から6時にピークが現れることを指摘している。また、中部地方の降水量は標高が高いところほど明瞭な日変化を示し、降水のピークの時間は標高の低い観測点よりも1時間から2時間早くなることも示した。また、齋藤ほか (1998) では関東中部域に着目し、気象庁の東京のレーダーデータを用いて降水頻度の日変化について解析し、13時頃から標高が高い山岳域で降水頻度が高く、その後、盆地や山麓に降水頻度の高い領域が移動していくことを示した。

一方、熱的局地循環による水蒸気輸送の日変化の直接観測として、ラジオゾンデによる可降水量の推定があげられる。木村ほか (1997) では夏季の晴天日に関東山岳域の数点においてゾンデ観測を行い、山岳域の局地循環と可降水量の日変化について議論している。彼らは、観測点による違いはあるものの、午後から夕方にかけて可降水量が増加する傾向を示した。ゾンデによる観測は過去から行われているが、大気中の水蒸気の水平分布を広範囲に調べるためには、ゾンデによる水蒸気観測ではその時空間分解能に限界がある。

こうした状況下で、近年 GPS (Global Positioning

* 富山大学理学部。

—2005年7月11日受領—

—2006年1月23日受理—

System：全地球測位システム) 気象学という分野が確立されてきた。日本は世界でも有数の地震多発国であり、そのため GPS 観測網が発達している。GPS 観測点は国土地理院により、全国に約1200地点が展開されており、24時間の連続観測が行われている。GPS による可降水量の推定方法が開発されることによって、ラジオゾンデなどよりも水蒸気変動を細かい時空間分解能で観測できるようになった。GPS 可降水量の精度については、Iwasaki *et al.* (2000) や西村ほか (2003) など様々な研究においてゾンデ可降水量やマイクロ波放射計からの可降水量と比較されている。解析ソフトウェアの種類や季節、地域、水蒸気勾配の存在によって多少の誤差が生じるものの、ゾンデ可降水量やマイクロ波放射計から求めた可降水量と同程度の精度であると言える。

国内の GPS 観測点における可降水量を用いた研究として、岩淵ほか (1997) や大谷ほか (1997) では前線の通過に伴う可降水量の急激な変動を捉えている。Okamura and Kimura (2003) では前線が関東平野を通過した後には可降水量が高い値を維持する現象を指摘し、中部山岳による地形の影響の重要性を述べている。また、神田ほか (2000) では関東地方における局地的な対流性豪雨と GPS 可降水量変動の対応関係について報告しており、対流性豪雨発生の1時間から2時間前に可降水量が増加する傾向を示している。新村ほか (2000) では関東地方の降水と GPS 可降水量の関係について統計解析が行われている。

一方、GPS 可降水量を用いた水蒸気の日変化に関する研究として、Iwasaki and Miki (2001) は前橋周辺の GPS 観測点のデータとゾンデ観測データを使い、前橋周辺から北関東の水蒸気の日変化について考察している。また、Iwasaki (2004) でも GPS 観測点のデータと気象庁の東京のレーダーデータを使用し、新潟県と群馬県の県境にある谷川岳周辺の対流活動度の日変化を考察している。さらに岩淵ほか (1997) では大気遅延量ではあるが、日本全体を対象に夏季における日変化について合成図が示されている。ただ、フェーンや降水の見られた日も結果に含まれるために静穏日の水蒸気の日変化があいまいになっている可能性がある。他に、佐々木・木村 (2001) が関東地方を中心に夏季静穏日における水蒸気の日変化を解析し、午後にかけて山岳域で可降水量の増加する傾向や、沿岸域では可降水量の変動が少なく、日中に若干減少する傾向を示している。しかし、使用している大気遅延量が3

時間平均値であるため、熱的局地循環の時間発展について詳しく考察するためには時間分解能が粗い。Sato and Kimura (2005) では GPS 可降水量と数値モデルから、中部山岳域の熱的局地循環に伴う日変化と広域の水蒸気輸送について解析している。その結果、局地循環によって山岳に輸送された水蒸気が夜間に一般風によって平野に輸送されることを示した。しかし、彼らの論文では可降水量変動の日変化の地域性については特に触れられていない。

このように、従来の研究では水蒸気の日変化に対して GPS 可降水量が応用された事例は必ずしも多くなく、また、日変化の詳細な特徴や地域や地形による変動傾向の違いは依然として不確かである。また、大規模な熱的局地循環が生じていると考えられる中部山岳域を中心に GPS 可降水量の日変化の解析を行った研究は少ない。そこで本研究では、GPS 可降水量の1時間平均値を計算して、典型的な夏季静穏日の中部日本を対象に、① GPS 可降水量の一般的な日変化傾向を明確にすること、② GPS 可降水量の変動傾向のより細かな地域の特徴を明らかにすること、③ GPS 可降水量から熱的局地循環に伴う水蒸気輸送を考察することを目的とする。

2. 使用データおよび解析手法

2.1 使用データ

解析対象日の抽出のために、地上天気図と AMeDAS データから風向・風速と日照時間を使用した。解析対象日については気象の状態を把握するために、AMeDAS データから気温、風向・風速、降水量を使用し、気象官署データから海面更正気圧を使用した。気温は大気の一般的な気温勾配である $6.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ を用いて海面更正をした。GPS 可降水量を算出するために GPS 観測データ、気象官署データ (現地気圧) と AMeDAS データ (気温) を使用した。また、地上付近の水蒸気量を把握するために気象官署において地上混合比を用いたが、その算出のために AMeDAS データから気温、気象官署データから相対湿度を使用した。さらに、GPS 可降水量の精度を評価するために高層観測データから、ゾンデ可降水量を、上層の状態を把握するために上層の風向・風速と混合比を用いた。本研究では高層データ以外は1時間値を使用する。ただし降水量は1時間積算値である。

2.2 夏季静穏日の抽出

夏季静穏日における局地循環と GPS 可降水量の日

変化傾向を考察するために、多くの山脈を抱え、山谷風循環及び海陸風循環などの熱的局地循環が卓越する本州中部地方(東経135.5°~139.0°, 北緯34.5°~37.5°)を解析領域とした(第1図)。領域内には標高2000 mを超える山脈帯がいくつも存在し、領域の北西部には両白山地、中央部には北側から飛騨山脈、木曽山脈、赤石山脈が存在し、赤石山脈の北東側には関東山地が存在する。解析領域内の AMeDAS 観測点は246地点(雨量計のみの地点も含む)、気象官署は30地点、GPS 観測点は187地点である。

総観場の変動が小さく日周期の局地循環が卓越する日として夏季の静穏日を抽出する。解析対象日は GPS データが使用可能である1996年から2003年までの7月、8月(計496日間)の中から、以下の条件に基づき選定する。

① 晴天日の抽出

解析対象領域全体の日積算日照時間(解析対象領域内の全 AMeDAS 観測点の平均値)を求め、496日の中から上位10%(50日)を選定する。

② フェーンや台風など、広範囲にわたって一般風が強い日の排除

選定した50日各々について、解析対象領域全体の日

平均風速(解析対象領域内の全 AMeDAS 観測点156地点の平均値)を求め、その値が1.6 m/s(1979年から2003年までの7月、8月の解析対象領域全体の日平均風速)よりも小さい日を抽出する。

③ 総観場の水蒸気変動の小さい日の抽出

GPS 可降水量の日変化は総観場の変動に大きく影響されやすいので、前日、当日、翌日の天気図(午前9時)を参考に、中部日本周辺に低気圧などの擾乱や前線が存在する日を排除する。

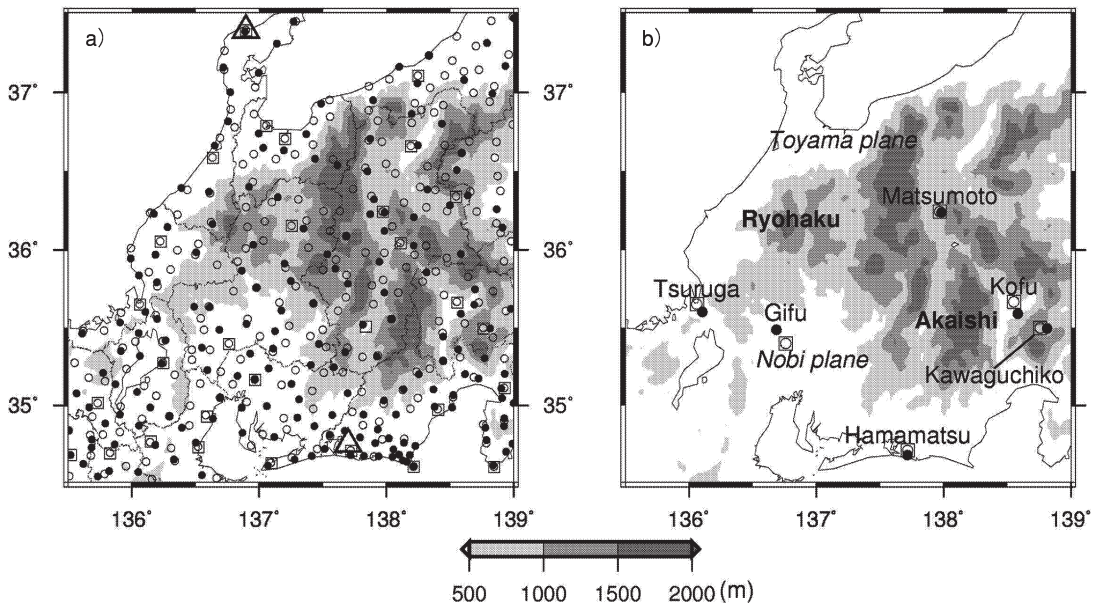
④ 可降水量の日変化が見られなかった日の排除

条件①から③に適合する日について GPS 可降水量を算出した結果、条件③で排除できなかった総観場の水蒸気変動の影響により、GPS 可降水量の日変化がほとんど見られなかった日を排除する。

以上4つの条件に適合する解析日、全10日間(第1表)を本研究の解析対象日とし、中部地方における GPS 可降水量の日変化傾向の実態とその原因を考察する。以下はすべてこの10日間で平均した結果である。解析対象日のすべての事例において日本付近を太平洋高気圧が覆っていた。

2.3 GPS 可降水量

GPS データを解析するソフトウェアとして、マサ



第1図 a) 本研究の解析領域の各観測点配置図と b) 本論文中で時系列を示す観測点の名称と配置図。AMeDAS 観測点(白丸)、気象官署(四角)、GPS 観測点(黒丸)、高層気象観測点(三角)を示す。陰影は標高。

第1表 解析対象日10日間の平均日照時間, 平均風速, 平均気温. ここで, 平均とは10日間の解析対象地域での領域平均値である.

年	月日	平均日照 時間	平均風速 (m/s)	平均気温 (海面更正気温)
1996	7月25日	9.03	1.46	26.5 (28.4)
	8月19日	10.21	1.57	24.8 (26.8)
1997	7月19日	9.74	1.55	22.0 (23.9)
	7月20日	9.09	1.48	23.1 (25.1)
	7月21日	9.70	1.47	24.1 (26.0)
	7月22日	9.13	1.57	24.2 (26.2)
	8月28日	10.27	1.56	23.4 (25.3)
	8月3日	9.52	1.48	26.4 (28.3)
2000	8月24日	9.12	1.44	25.3 (27.2)
	8月22日	9.07	1.34	25.8 (27.8)

チューセツ工科大学と Scripps 海洋研究所が共同で開発を進めている GAMIT (GPS At MIT) を用いた. GPS 標準フォーマットの1つである RINEX 形式観測データから GAMIT を用いて天頂大気遅延量を算出し, 気象観測データより求めた天頂静水圧遅延量を差し引いて天頂湿潤大気遅延量を導き出す. それをさらに気象観測データを用いて可降水量を算出した. 本研究では可降水量を1時間毎の平均値として算出している.

GPS 可降水量の絶対値は一般的に標高の高い場所ほど小さく, この関係は1日を通して変わらない(佐々木・木村, 2001). 可降水量は気柱内の水蒸気量の鉛直積分値だが, その多くは大気下層に集中しており, 標高の高い場所は地上気温が低く, 対応して水蒸気量も少ないことが原因である. 本研究の解析領域においては, 中部山岳による標高差が可降水量分布に顕著に現れてしまうので, 空間的な変動傾向が考察しづらい. そこで, 地点ごとに可降水量の日平均値から毎時の偏差をとることによって, 可降水量の日変化の変動傾向を考察する. ただし, GPS 観測点の高度分布は0 m 以上から500 m 未満が149地点, 500 m 以上1000 m 未満が31地点, 1000 m 以上が7点となっており, 本研究の解析範囲では1456 m の観測点が最高であるので, それ以上の山岳の可降水量は求められないことに注意が必要である.

なお, 本研究における GPS 可降水量の精度を見積もるために, 高層観測点の輪島と浜松において, 解析対象日の10日間の9時と21時のゾンデ可降水量との比

較を行った. 結果は輪島で RMS 偏差3.27 mm, 相関係数0.97, 浜松では RMS 偏差3.31 mm, 相関係数0.92であった. 本研究で計算された GPS 可降水量は従来の研究と比較して同程度の精度が得られている(図省略).

3. 中部日本の局地循環の日変化

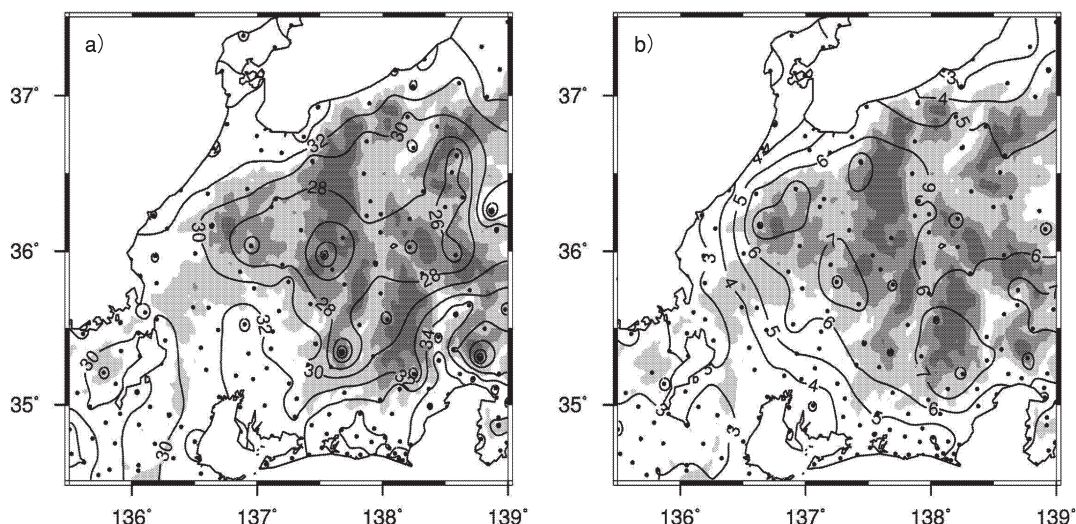
3.1 GPS 可降水量の日平均値と日較差

第2図aは解析日の10日間で平均した可降水量の日平均値, 第2図bは日較差の空間分布である. 可降水量の日平均値を見ると, 沿岸部の標高の低い GPS 観測点では30 mm から40 mm の値を示すのに対して, 中部山岳域の標高の高い場所に位置する GPS 観測点では, 30 mm 以下の観測点が多い. また, より標高の高い観測点では20 mm 前後の値を示すところも存在する. 2.3節で述べたように, 本研究の解析領域においては, 山岳による標高差が可降水量分布に顕著に現れてしまう.

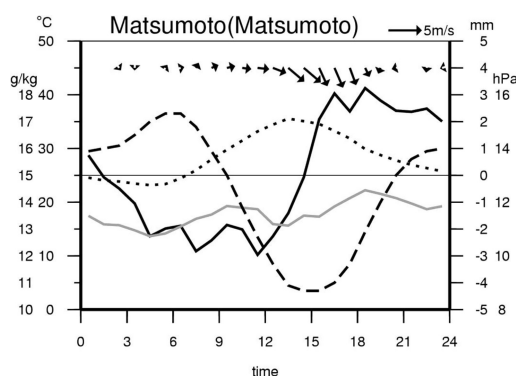
可降水量の日較差をみると, 中部山岳域全体で可降水量の日較差が5 mm を超える値を示していることがわかる. 特に両白山地周辺, 飛騨山脈の西側, 赤石山脈の南側の領域では可降水量の日較差が7 mm を超えており, 日較差の大きな領域は中部山岳域の中でもその西側から南側の領域に分布している. また, 沿岸域では可降水量の日較差が小さく, 山岳域と沿岸域でその差が顕著である. このため, 内陸の平野部では日較差の等値線が混み合っている. しかし, 同じ沿岸域の中でも, 富山県の富山湾沿岸と静岡県駿河湾沿岸では, 日較差が5 mm を超え, 他の沿岸域よりも日較差が大きい傾向を示した. 標高の高い山岳が沿岸に迫っている地域で大きな値を示しているようにみえる. このように, 山岳域で可降水量の日較差が大きな値を示す結果は, 関東地方を中心に解析した佐々木・木村(2001)の結果と矛盾しない.

3.2 地上気象要素の空間分布

第3図は気象官署の松本における解析日の10日間で平均した各気象要素と可降水量の日変化である. 松本では, 13-14時に35.6°Cの日最高気温を示す一方, 海面更正気圧が14-15時と15-16時に1008.7 hPa の最低値を示す. また, 可降水量(日平均値は28.4 mm)は午前中に減少傾向を示し, 11-12時に偏差が-3.0 mm の最低値を示すが, 12-13時からは急激に増加し, 18時-19時に+3.2 mm の最大値を示す. その後ゆっくり減少し, 21時から23時には一定値になり, 23-24時ではさ



第2図 a) GPS 可降水量の日平均値の空間分布図, b) GPS 可降水量の日較差の空間分布図. 等値線は 1 mm 間隔. 黒丸は GPS 観測点. 陰影は標高を示す.



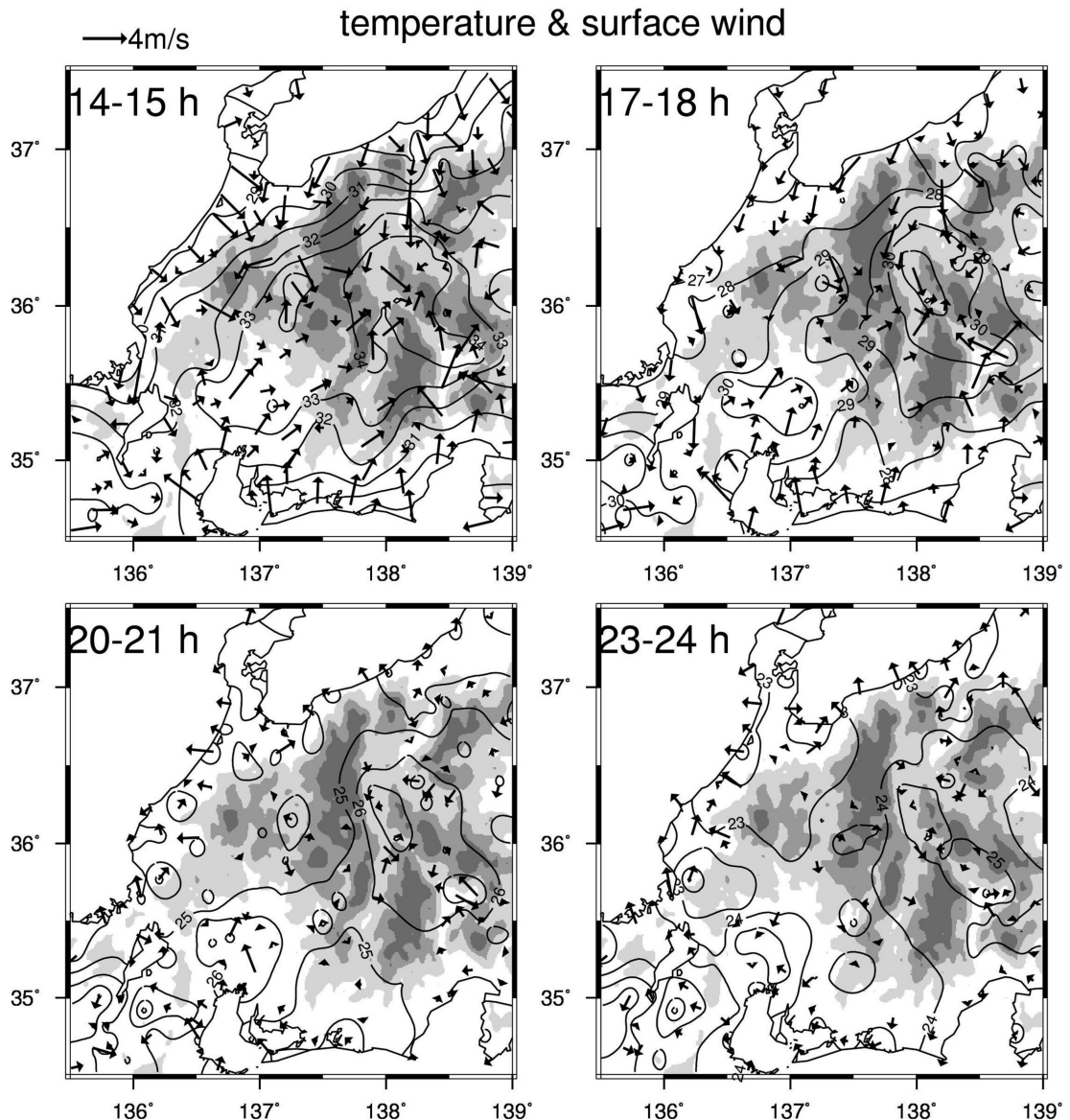
第3図 GPS 観測点松本 (605 m) における GPS 可降水量 (実線), 気象官署松本 (606 m) における海面更正気圧 (破線) と地上混合比 (灰色実線), AMeDAS 観測点松本 (610 m) における気温 (点線) と風向・風速 (ベクトル). 風向は上向きが南風を示す. 右縦軸の海面更正気圧の値は 1000 hPa を差し引いた値である. 解析対象 10 日間の平均で示す.

らに減少する. 本研究では, 可降水量分布の急激な増加から夜間の漸減に至る時間を 14–15 時, 17–18 時, 20–21 時, 23–24 時の 4 つのステージに分けることで, 中部日本の局地循環を各ステージの各気象要素の空間分布と併せて, その特徴について考察していく.

地上付近の熱的局地循環の傾向を示すために, 解析

範囲における各ステージの地上気温と地上風の空間分布を示す (第4図). 14–15 時を見ると, 日中の地表面加熱により中部山岳域の中央部に 34°C を超える高温域が存在している. 沿岸域では海風の侵入により気温が低い傾向がみられ, 北陸地方や太平洋側の沿岸域では気温が 30°C 以下になっている. しかし, 他地域に比べ海風があまり卓越していない濃尾平野では気温が高い傾向を示した. 17–18 時, 20–21 時, 23–24 時と内陸の気温が低下し, 沿岸域との気温差が小さくなる. 長野県中央部と濃尾平野では気温が高い傾向が持続する. 地上風は 17–18 時には海風が弱まる. 20–21 時には海風は止み, 23–24 時には北陸地方を中心に陸風が卓越する. この北陸地方の陸風の傾向は Sato and Kimura (2005) と同様であった.

中部地方に発達する熱的低気圧の傾向を気象官署における海面更正気圧と地上風の空間分布 (第5図) から示す. 海面更正気圧を用いて熱的低気圧を定義した場合, 海面気圧を低く見積りすぎることが明らかにされているが (原田, 1979), 本研究では風系と気圧分布の対応関係にのみ着目した定性的議論を前提に論を進める. 14–15 時には長野県の松本や諏訪を中心に熱的低気圧が発達している. その気圧傾度に伴い, 平野や山岳域では熱的低気圧に吹き込むように大規模な海風や谷風がみられる. 17–18 時には熱的低気圧の中心付近の気圧は高くなっていくが, 依然として沿岸域との気圧



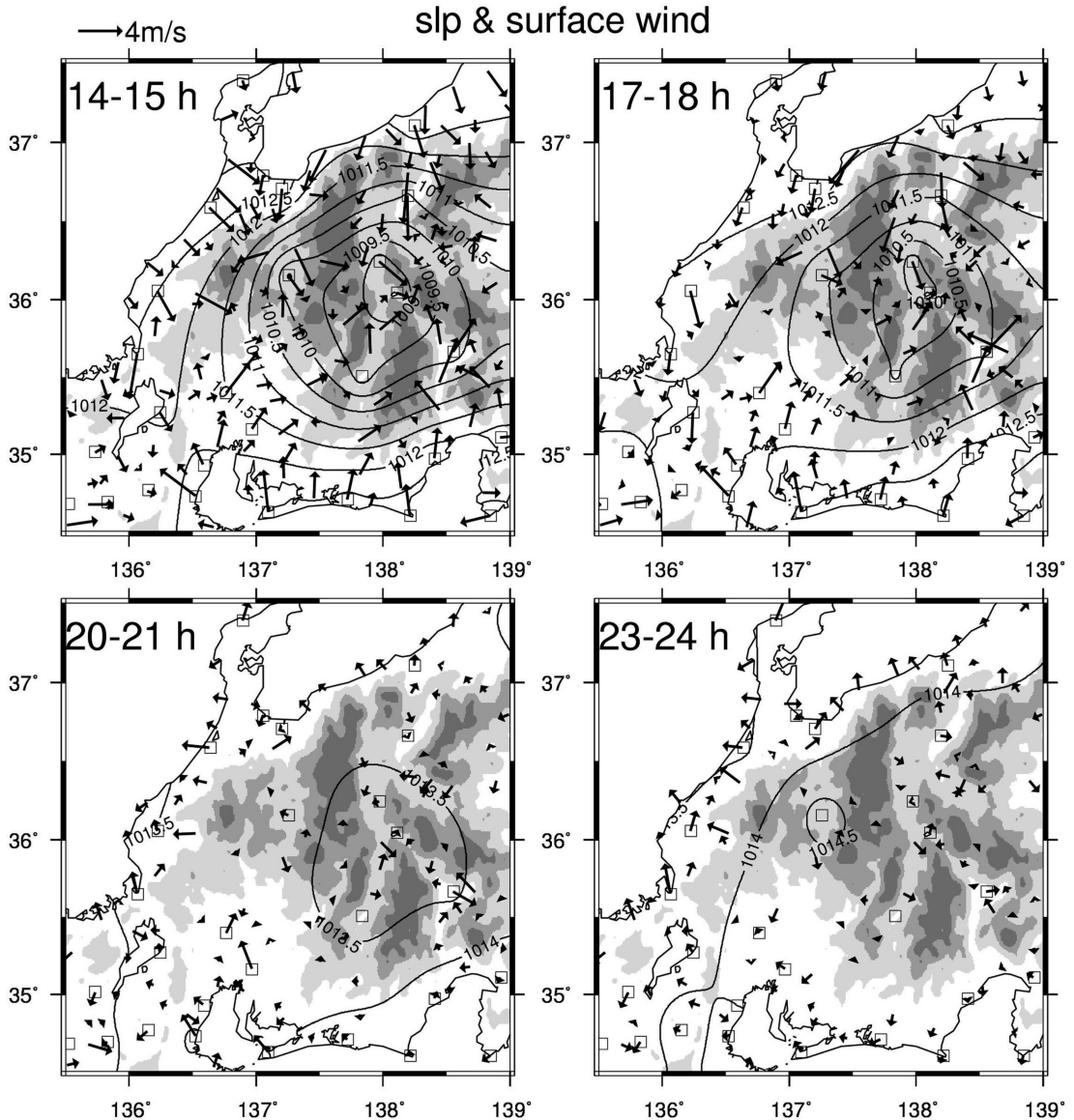
第4図 14-15時、17-18時、20-21時、23-24時の気温ならびに風向・風速の空間分布図(解析対象10日間の平均)。
等値線は気温を示し、1°C間隔。ベクトルは風向・風速、陰影は標高を示す。

傾度が存在する。山岳域では熱的低気圧中心に向かう風が卓越したままである。20-21時には山岳域と沿岸域の気圧傾度はほとんどなくなる。23-24時になると高山で若干気圧が高い領域が現れ、熱的高気圧の形成が始まる。熱的高気圧の発達に伴い濃尾平野では北北東の山風が発生する。

3.3 可降水量の空間分布

解析範囲における各ステージの可降水量と地上風の空間分布を第6図に示す。2.3節で述べたように、各観測点の可降水量は日平均値からの偏差で表現している。

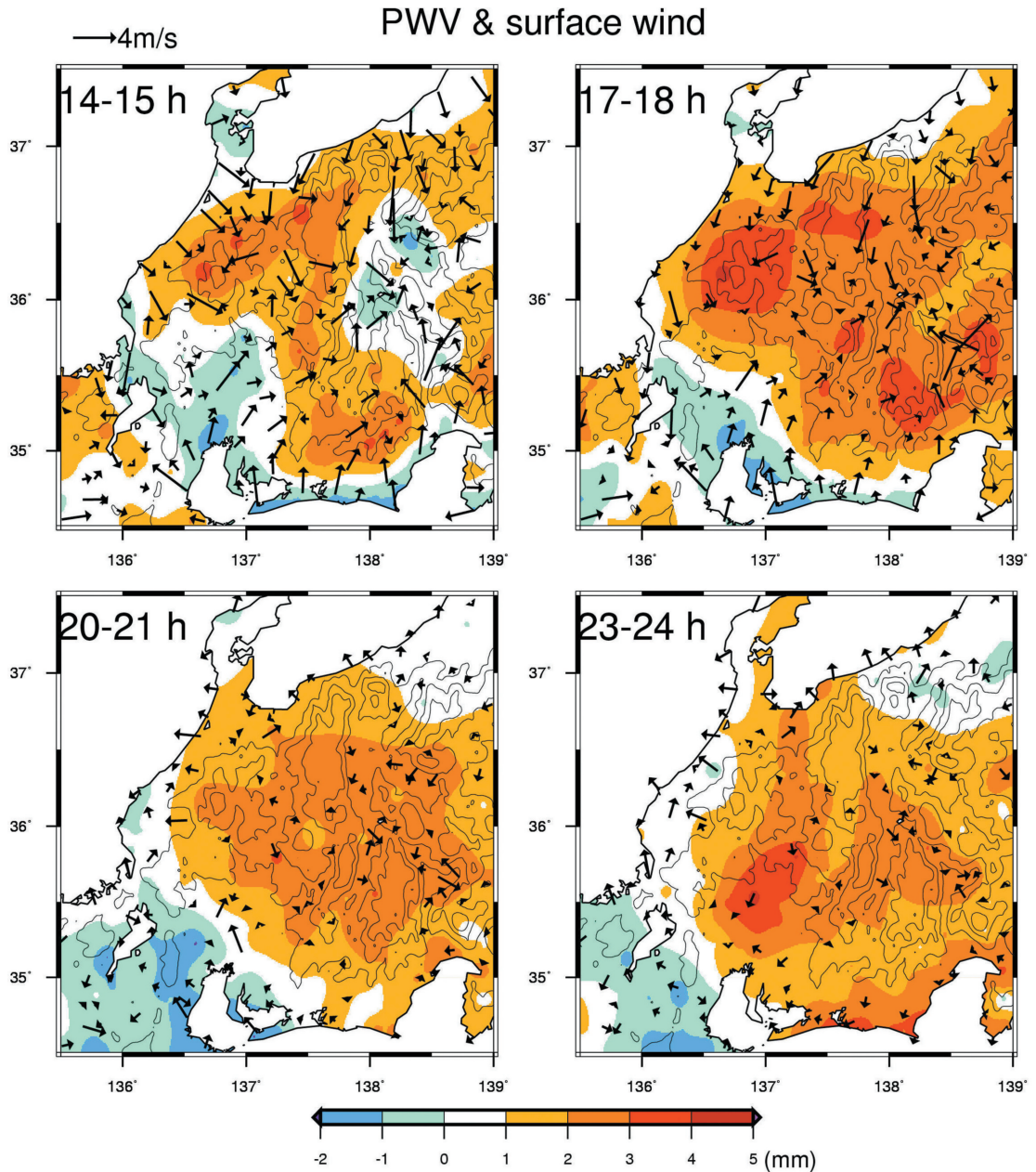
14-15時には、前節で述べた熱的低気圧の発達に伴う大規模な風系が内陸部に向かって卓越している。その



第5図 14-15時、17-18時、20-21時、23-24時の海面更正気圧、風向・風速の空間分布図（解析対象10日間の平均）。等値線は海面更正気圧を示し、0.5 hPa 間隔。ベクトルは第4図と同じ。陰影は標高を示す。四角形が気象官署の配置を示す。

時の可降水量偏差は、太平洋の沿岸域で 0 mm 以下、日本海側でも +1 mm 以下の領域が存在する。一方山岳域では +1 mm 以上の領域が分布しており、可降水量分布に地域性が現れている。また、山岳域中央部の松本盆地や甲府盆地では可降水量偏差が負の領域が分布している。木村（1994）や Kimura and kuwagata（1995）では、盆地では日中に地表面からの蒸発散量以

上に谷風によって周囲の山岳に水蒸気が輸送されるために盆地内の水蒸気量が減る傾向を述べており、本研究の結果と一致する。逆に中部山岳域でも沿岸域に近い山岳では可降水量が高い状態にある。同領域で卓越する海風と沿岸部に比較的近い山岳での谷風が影響を及ぼすことで、海上から内陸に運ばれた水蒸気が収束している様子を GPS 可降水量が捉えたものであると



第 6 図 14-15時, 17-18時, 20-21時, 23-24時の GPS 可降水量偏差 (日平均値からの偏差) の空間分布図 (解析対象10日間の平均)。陰影が GPS 可降水量, ベクトルは第 4 図と同じ, 等値線が標高 (500 m 間隔) で海拔高度2000 m まで描写。

考えられる。

17-18時には中部山岳全体が可降水量偏差+2 mm以上の領域で覆われ, +3 mm 以上の領域も存在する。14-15時に最も発達した熱的低気圧 (第 5 図) に伴う大

規模な風系によって水蒸気が中部山岳域中央部に輸送され, そこで水蒸気収束している状態を可降水量が反映している。また, 山岳域に位置する観測点では, この時間帯に可降水量の日最大値を示す観測点が多かつ

た。熱的低気圧の最盛期とそれに伴う大規模な海風や谷風のピークは14-15時なので可降水量のそれとは3時間程度の位相の遅れがみられた。佐々木・木村(2001)やSato and Kimura (2005)でも夕方に中部山岳域で可降水量の値が最大値を示すことが示されており、本研究の結果と一致する。

20-21時では、中部山岳域全体に+1 mm から+3 mm の正偏差の領域が一樣に分布し、可降水量増加期(14-15時および17-18時)に見られた局所的な構造は消失し、中部山岳域全体にわたって均質な偏差分布を示している。正午から夕方にかけて局地循環に伴う上昇流により、輸送された水蒸気は山岳上空で水平発散していく過程が考えられる。この過程の結果として20-21時の可降水量分布が生じたと示唆される。また、静岡県沿岸部や富山県沿岸では可降水量が高い状態が持続する。

23-24時では山岳域で更に可降水量の減少が進行するが、可降水量が+2 mm 以上の領域が両白山地と飛騨山脈の間の谷沿いの領域と、木曽山脈と赤石山脈の間の谷沿いの領域、そして赤石山脈と関東山地の間の谷沿いや甲府盆地に分布しており、山腹に存在する観測点と谷や盆地に存在する観測点で可降水量変動の位相が異なる傾向が見られた。

また、23-24時に濃尾平野の北部で可降水量偏差が+3 mm 以上の領域が現れた。地上風の状態をみると、濃尾平野の北部では北から北北東の山風が吹いているが沿岸域では陸風が吹いていない。そのため濃尾平野周辺で、北部の山岳域からの山風と関連して局地的な水蒸気の収束が起こった可能性があげられる。静岡県の沿岸域でも可降水量の増加が生じている。夜間に静岡やその周辺の沿岸部で可降水量が増加している時の地上風は内陸の平野で若干の北北東の風を示し、沿岸部ではほとんど無風に近い状態である。地表面冷却による熱的高気圧の発達には日中の局地循環によって山岳域に輸送された水蒸気の一部を再び平野部に逆流させる可能性がある。このようなプロセスに沿岸部での陸風の未発達が重なることで、沿岸部に沿って副次的な水蒸気収束が起こったのではないだろうか。また、これらの地域における23-24時の傾向は0-1時(図省略)でも現れており、夜間の一般的な傾向と言える。対照的に、陸風が発達している日本海沿岸地域ではそのような特徴はみられない。

3.4 降水量の空間分布

可降水量変動と局地的な対流性降水との関連を調べ

るために、解析対象日10事例における降水量の空間分布を示す(第7図)。降水量は3時間毎に積算した値である。10事例の中で降水が見られた事例は5事例で12時から24時にかけて降水が起きたのは3事例であった。12時から15時の間では領域内で降水はほとんど見られないが、15時から18時では中部山岳域の南西側の標高500 m 以上の地域で降水が見られる。さらに18時から21時になると、降水域の中心は中部山岳中央部に移り、そして21時から24時では関東平野側の山岳で降水が残る。このように降水域が時間経過と共に中部山岳域の中央部に移動していく傾向は、可降水量の高い領域が中央部に侵入する結果に対応したものである。また、降水域の変化の傾向は齋藤ほか(1998)で示されている降水量の日変化の傾向とも一致する。

4. 可降水量日変化の地域性

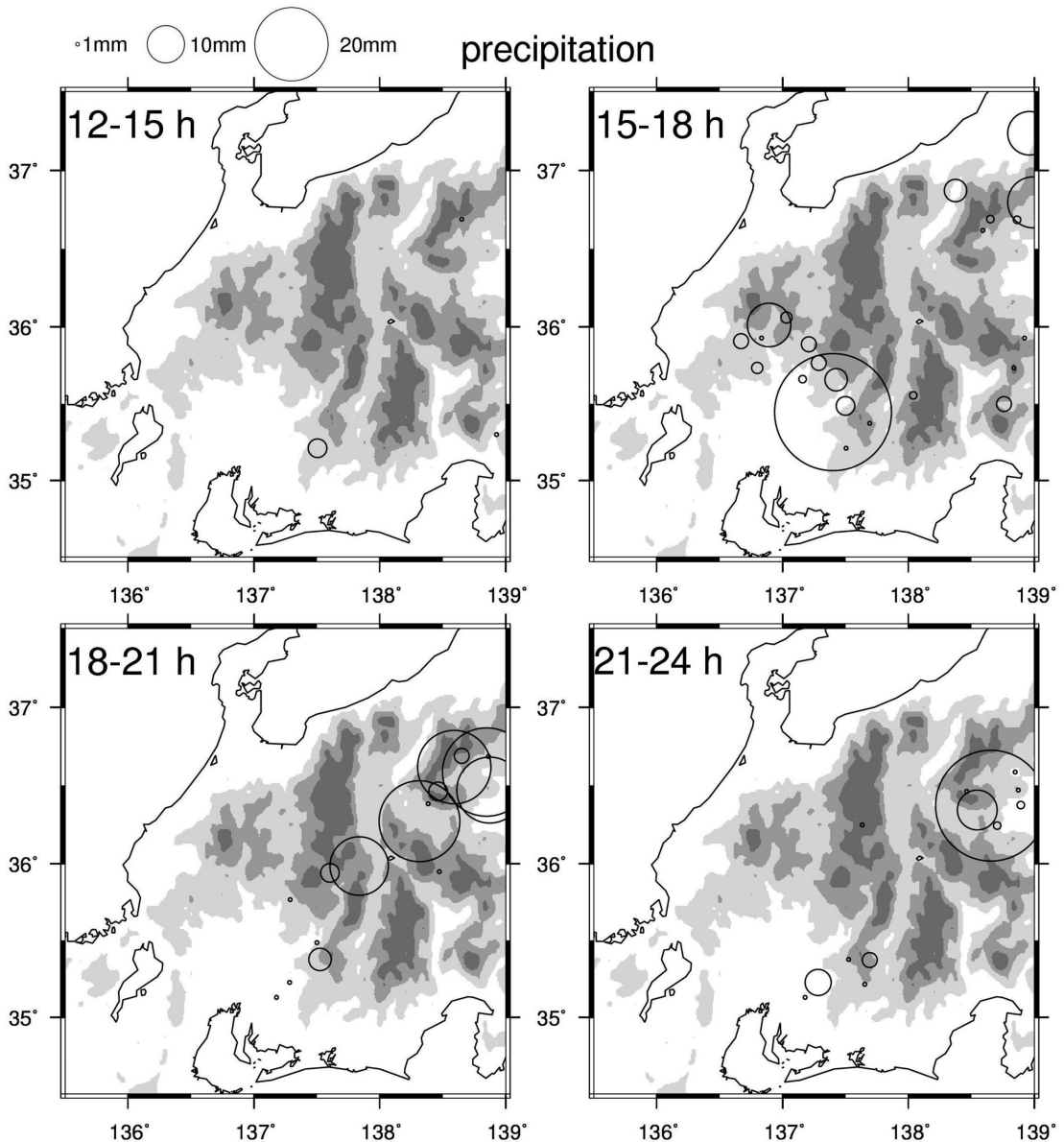
前節の結果から、中部日本の可降水量の日変化には地域ごとに異なる特徴があることが示唆された。そこで本節では可降水量変動の地域性をより詳しく明らかにするために、各地域の代表地点の時系列を示して考察していくことにしたい。GPS 観測点における各気象要素は最も近傍の AMeDAS 観測点のデータで代用している。

4.1 中部山岳域

本研究では、解析領域内の中部山岳域に位置するGPS 観測点(標高500 m 以上の観測点及び甲府盆地に存在する観測点)をその可降水量変動の特徴から3つのタイプに分類した。

まず、第8図にGPS 観測点富士吉田(海拔高度745 m)と AMeDAS 観測点河口湖(860 m)の気象要素の日変化を示す。可降水量の日変化は8-9時に最小値(-3.7 mm)を示し、日中に東よりの風が卓越すると共に可降水量が急激に増加し、16-17時に最大値(+3.6 mm)を示す。その後、可降水量は23-24時まで減少する。また、可降水量の減少速度は増加時の速度よりも遅い。富士吉田の観測点周辺は日中に東方の関東平野から谷風が吹いてくる。また、地上混合比も可降水量と対応して増加していることから、日中の可降水量の増加は、地上付近の谷風の発達に伴う水蒸気移流を反映したものと考えられる。可降水量のピーク後、夜間に比較的早く減少し始める観測点は、中部山岳域のなかでも、より標高が高く、山岳の山腹に分布している。

次に、GPS 観測点松本(605 m)と AMeDAS 観測点松本(610 m)について示した第3図にもう一度着目し



第7図 12-15時、15-18時、18-21時、21-24時の降水量の時空間分布図(解析対象10日間の積算)。降水量は3時間毎の積算降水量。円の大きさ(直径)で降水量の大きさを示す。陰影は標高を示す。

てみよう。GPS 観測点松本と AMeDAS 松本は共に松本盆地の中央に位置している。可降水量は、朝方から午前中にかけてはゆっくりと減少し、11-12時に最小値(−3.0 mm)を示す。午後から急激に上昇し、18-19時に最大値(+3.2 mm)を示す。その後はゆっくりと減少していく。第8図と比べて漸減の傾向が強い。松本のように夜間に可降水量が漸減する傾向を示す観測点

は、中部山岳域の中でも谷沿いや標高がそれほど高くない山腹に位置している。

さらに、GPS 観測点中道(345 m)と AMeDAS 観測点甲府(273 m)を示す(第9図)。GPS 観測点中道は甲府盆地の南側に位置し、AMeDAS 甲府は甲府盆地の中央に位置する。中道では可降水量が10-11時に最低値(−3.5 mm)を示し、その後16-17時まで急激に増

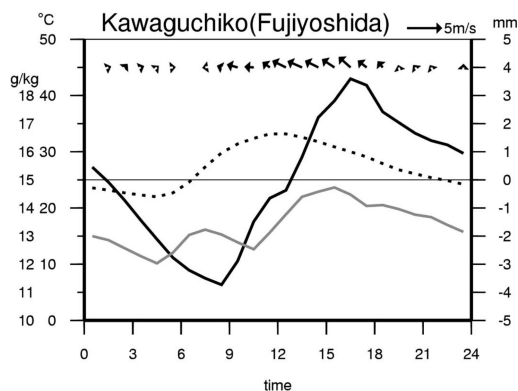
加した後、更にゆっくりと増加する傾向が見られた。そして22-23時に最大値（+3.0 mm）を示す。地上混合比は昼前に一旦減少傾向を示し低い値を保った後、南西の風が卓越すると共に14-15時にまた上昇ははじめ、17-18時にピークを迎える。その後南西風が弱まると共に地上混合比が若干減少するが、地上風の風向が西寄りに変化すると地上混合比も増加する。日中の地上混合比の減少傾向は他の盆地に位置する観測点でも同様の結果が得られている。この現象は盆地内の局地

循環に伴って地表面からの蒸発散量以上の水蒸気が周辺の山岳に輸送されたために、盆地底の水蒸気が日中に減少したものと解釈できる。また、夜間の可降水量の漸増あるいは一定値を保つ傾向がある理由としては、局地循環に伴って輸送される水蒸気が盆地上空で収束していたことが考えられる。このような傾向を示す観測点は主に盆地に分布していた。

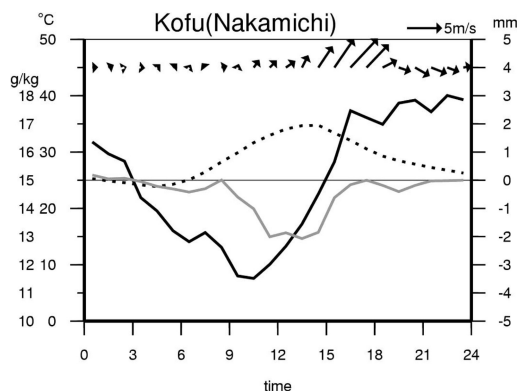
同じ山岳域に位置する GPS 観測点でも、その局地的な環境に応じた特徴的な可降水量の変動がみられた。また、本研究で示された GPS 可降水量変動の増加速度は減少速度よりも速い傾向を示し、過去の研究（佐々木・木村，2001）での増加速度と減少速度が同じ傾向とは違う結果を示した。

4.2 内陸・平野部

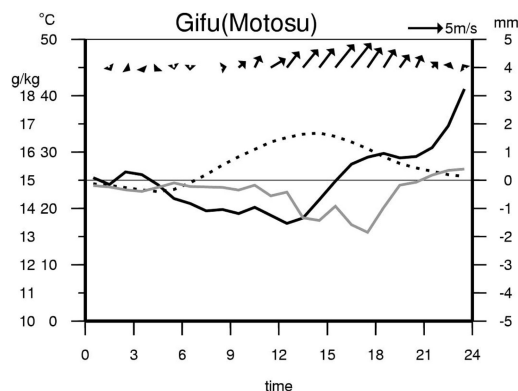
内陸・平野部の代表地点として濃尾平野の GPS 観測点本巣（43 m）と AMeDAS 観測点岐阜（13 m）を示す（第10図）。可降水量は朝方に若干高い値を示し、その後12-13時まで緩やかに減少する。その後南東風の卓越に伴い可降水量が上昇する。夜間になり南西風が弱まるころから可降水量が急激に上昇し始め、23-24時に最高値を示す。また、地上混合比は午後の南西風の卓越に伴い一旦減少するが、可降水量と共に夜間にかけて増加した。前節で、濃尾平野の夜間の可降水量増加傾向については、地上風の水平シアによる水蒸気収束の可能性を述べたが、地上混合比の増加傾向はその可能性を否定するものではない。しかし一方で、Iwasaki and Miki (2001) や Sato and Kimura (2003, 2005) では夕方に山岳上空に集められた水蒸気が一般風に



第8図 GPS 観測点富士吉田（745 m）における GPS 可降水量（実線）、気象官署河口湖（860 m）における地上混合比（薄い実線）、AMeDAS 観測点河口湖（気象官署と同地点）における気温（点線）と風向・風速（ベクトル）。風向は上向きが南風である。解析対象10日間の平均で示す。



第9図 第8図と同じ。ただし、GPS 観測点中道（345 m）、気象官署甲府（273 m）、AMeDAS 観測点甲府。



第10図 第8図と同じ。ただし、GPS 観測点本巣（43 m）、気象官署岐阜（13 m）、AMeDAS 観測点岐阜。

よって付近の盆地や平野の上空に輸送されることを述べている。濃尾平野上空の一般風の状態がわからないのではっきりとした結論を出すことはできないが、地上付近の水蒸気収束と中層の水蒸気移流の2つの可能性があると考えられる。

また、夕方に地上混合比が一端減少する傾向について考えてみたい。第4図で述べたように濃尾平野では日中の海風が他地域に比べ弱い傾向を示す一方で、内陸では山岳方向に向かう谷風が卓越する。地表付近では正午頃までは弱いながらも海風に伴う水蒸気の流入が考えられるが、谷風の急激な発達には、より多くの水蒸気を山岳へ輸送するために、収支の結果として地上付近の水蒸気量が減少することが可能性として考えられる。15時前後の可降水量の増加量が小さいこともそれが原因かもしれない。佐々木・木村(2001)でも、関東平野の内陸に位置する観測点で夜間に可降水量が上昇する傾向が示されているが、その時の地上比湿は減少傾向を示しており本研究との違いがみられた。彼らの研究では内陸平野部の観測点として関東山地山麓から関東平野南部までの幅広い領域の観測点を使用しているため、本研究との違いが生じたのではないかと考えられる。

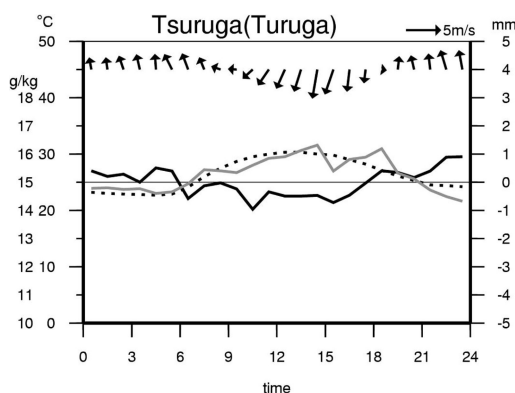
4.3 沿岸域

沿岸域の代表点として GPS 観測点敦賀(84 m)と AMeDAS 観測点敦賀(2 m)を示す(第11図)。GPS 敦賀は AMeDAS 敦賀よりも若干内陸に位置する。地上混合比は日中に若干高い傾向を示した。一方、可降水量の変動はそれを反映せず、逆に日中に若干の減少傾

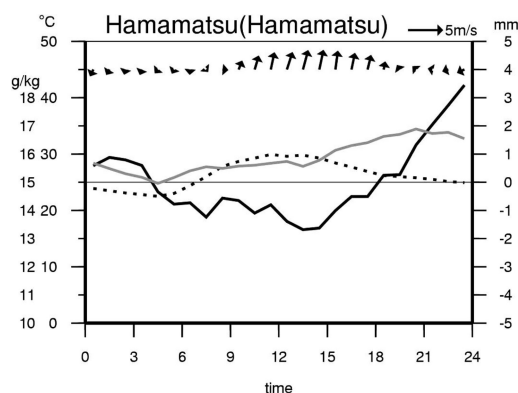
向を示した。この可降水量の傾向は佐々木・木村(2001)でも指摘されており、彼らは海風によって進入した湿潤空気が鉛直混合せずに内陸へ運ばれるためであるとしている。しかし、佐々木・木村(2001)では地上比湿が日中に緩やかに減少する傾向が見られているが、対照的に本研究の地上混合比の変動は日中に緩やかに増加する傾向を示す観測点が多かった。彼らの研究では沿岸域の代表点として東京湾沿岸域の観測点の合成値を示しており、本研究の解析範囲とは異なる。したがって、変動傾向の地域性が現れた可能性も考えられる。海上の混合比は時として陸上よりも小さくなることがあるので、一般的な特徴とは言えないかもしれない。

次に、太平洋側の GPS 観測点浜松(19 m)と AMeDAS 観測点浜松(32 m)について示す(第12図)。GPS 浜松の方がより沿岸に位置する。可降水量変動は、敦賀と同様に日中に減少傾向を示すが、海風が終了した18-19時以降に急激に増加傾向を示す。地上混合比も夜間にかけて緩やかに増加する傾向を示し、大気下層で水蒸気量の増加現象が生じていることを示している。前節で示した可降水量の空間分布で、静岡県沿岸地域に沿う夜間の可降水量増加傾向については、陸風の未発達と山風の卓越による副次的な水蒸気収束の可能性を述べたが、地上混合比の増加傾向はその可能性と矛盾していない。

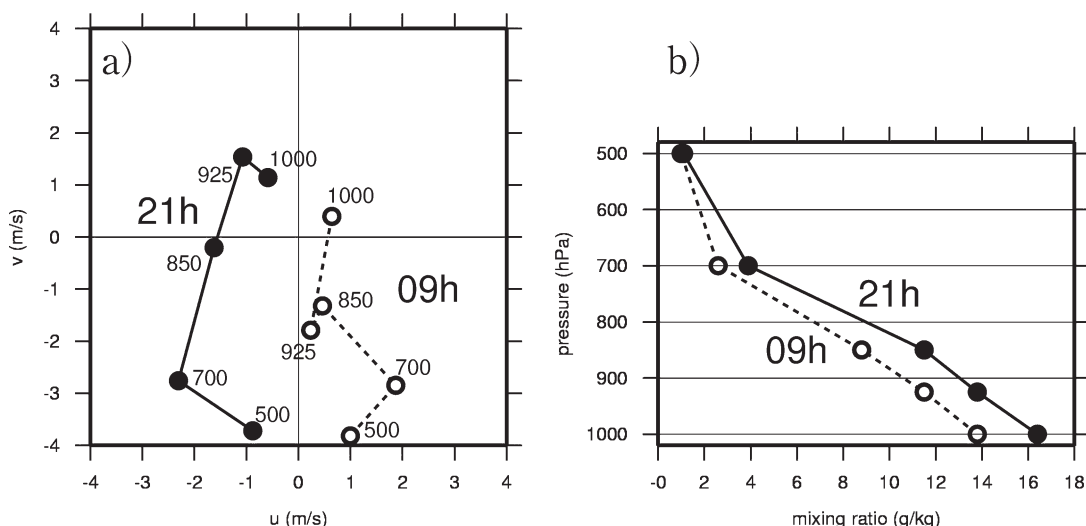
第13図に浜松における9時と21時の高層データから上空の風の hodograph と混合比を示す。上空の風は9時には地表付近以外では北北西の風を示しているが、



第11図 第8図と同じ。ただし、GPS 観測点敦賀(84 m)、気象官署敦賀(2 m)、AMeDAS 観測点敦賀。



第12図 第8図と同じ。ただし、GPS 観測点浜松(19 m)、気象官署浜松(32 m)、AMeDAS 観測点浜松。



第13図 a) 高層観測点の浜松における風向・風速の鉛直分布のホドグラフ. b) 同じく混合比の鉛直分布. 白丸が9時, 黒丸が21時. ホドグラフの図中の数値は気圧 (hPa).

21時では地表付近だけではなく上空925 hPa までは南南東の風が吹いており, また850 hPa でも東寄りの風が吹いている. したがって, 山岳域からの山風との間で大気下層において水蒸気の収束が起こっている可能性がある. 上空の混合比を9時と21時と比較すると, 地表付近から上空850 hPa 付近まで混合比の増加傾向が顕著であることから示唆される. 解析領域内にある高層観測点の輪島では, 上空の風が西よりの風が卓越し, 浜松とはかなり異なっているため領域全体としての一般風の傾向ははっきりしない (図省略).

沿岸域の可降水量変動は山岳域と比べその日較差が小さく, その変動傾向も複雑であった. しかしながら, 静岡沿岸域のように, 大気下層の局地的な水蒸気収束を反映して夜間に可降水量が増加する地域も見られ, 沿岸域の中でもその地域性が現れた.

5. 考察とまとめ

5.1 従来の研究との比較

本研究において, 可降水量の日較差は山岳域で大きく沿岸域で小さいという傾向を示し, 佐々木・木村 (2001) と同様の結果を得た. 日較差は山岳域で5~8 mm, 沿岸域で2~4 mm であった. 日中の山岳域における可降水量の増加には地表面からの蒸発と水平移流による湿潤空気の下層収束が考えられる (Iwasaki and Miki, 2001; 佐々木・木村, 2001; Sato and

Kimura, 2005). 地表面からの蒸発量は無視できないが (Iwasaki and Miki, 2001; 佐々木・木村, 2001), 海風と谷風の結合によって周囲の地域から水蒸気が山岳域に輸送される効果が, 山岳域と沿岸域との間の可降水量の日変化の違いに実質的な寄与をしていると考えられる.

GPS 可降水量の空間分布は, 佐々木・木村 (2001) や Sato and Kimura (2005) では夕方に山岳全体で高い値を示す傾向が見られており, 本研究においても同様の結果が得られた. 地上風の傾向はその地域で谷風による下層収束傾向が顕著であり, そのために可降水量のピーク域になったと考えられる.

また, 濃尾平野の観測点では, 佐々木・木村 (2001) の関東平野における内陸・平野の観測点と同様に, 夜間に GPS 可降水量がピークに達する傾向を示した. この傾向は木村ほか (1997) や Iwasaki and Miki (2001) の前橋におけるゾンデ観測の結果においても示されている. 木村ほか (1997) や Iwasaki and Miki (2001) では, 山岳からの湿潤空気の移流によって日中から夕方にかけて中層に湿潤な層の形成が示されていることが指摘されている. しかし, 地上比湿を解析している佐々木・木村 (2001) では可降水量増加時に地上比湿が減少傾向を示すのに対し, 本研究では地上混合比が増加した.

沿岸域の可降水量変動については, 佐々木・木村

(2001)では可降水量の日変化は小さく、海風卓越時に減少傾向を示した。本研究でも沿岸域の可降水量変動は日変化が小さい場合が多く全体的な傾向は似ているが、静岡の沿岸域と岐阜県の平野域では夜間に可降水量が増加する傾向が見られた。この原因については地上付近の水蒸気収束と中層の水蒸気移流の2つの可能性がある。

本研究では可降水量変動の特徴として、特に山岳域において可降水量変動の増加が減少に比べ急激である傾向を示した。これは、増加期には可降水量が地表からの蒸発散と山岳斜面に沿う水蒸気の水平移流を主に捉えていることに対して、減少期には山岳上空での水蒸気のような水平発散を捉えたためであると考えられる。これらは本研究で使用している可降水量は1時間値であるために、3時間平均値を用いた研究の結果よりも時間分解能が細かい水蒸気変動を捉えた結果である。

5.2 まとめ

夏季静穏日に中部日本で励起される熱的局地循環による水蒸気輸送のプロセスについて、GPS 可降水量の日変化の解析からいくつかの新しい知見が見出された。

午後になると沿岸に近い山岳域で谷風による水蒸気の収束が起こる。その後、平野や山岳域では熱的低気圧の発達に伴い、その中心部に吹き込むように大規模な海風や谷風が卓越する。そして地上風系に対応して水蒸気の収束が起こるが、熱的低気圧の最盛期の地上風収束と GPS 可降水量の極大には3時間ほどの遅れが生じていた。

夜間になると山岳域上空に鉛直輸送された水蒸気が一様に水平発散し、それに伴い GPS 可降水量も緩やかに減少していく。しかし、盆地では夜間の遅くの可降水量の漸増あるいは一定値を保つ傾向が観測された。また、濃尾平野や静岡県沿岸でも夜間遅くに可降水量が極大値を示しており、地域的差異が見出された。

本研究では、夏季静穏日における GPS 可降水量の日変化を細かい時間分解能でみることで、空間スケールの異なる山谷風循環や、夜間の山岳域上空の水蒸気の水平発散、夜間遅くの盆地上の水蒸気量漸増といった特徴を観測的に捉えることができたと考えられる。これら結果は、GPS 可降水量がその時空間分解能の細かさによって、中部山岳の規模から個々の盆地スケールまでの水蒸気変動を捉えることができることを示し、局地的な水蒸気輸送の挙動を理解する上で、その

有用性が高いことを改めて示した結果であると思われる。

謝 辞

防災科学技術研究所の島田誠一先生には、お忙しい中 GAMIT の解析技術等をご指導いただき感謝申し上げます。気象業務支援センター、日本測量協会、国土地理院には研究に使用する気象観測データや、GPS 観測データを入手する際の御協力に感謝致します。

参 考 文 献

- Fujibe, F, 1988 : Diurnal variations of precipitation and thunderstorm frequency in Japan in the warm season, *Pap. Meteor. Geophys.*, **39**, 79-94.
- 原田 朗, 1979 : 中部地方の熱的低気圧の実態について, *研究時報*, **31**, 199-202.
- 日置幸介, 島田誠一, 大谷 竜, 1998 : GPS 解析ソフトウェア, 気象研究ノート, (192), 78-88.
- 岩淵哲也, 内藤勲夫, 萬納寺信崇, 1998 : 国土地理院 GPS/SINEX データから得られた日本列島上空の可降水量の動態, 気象研究ノート, (192), 137-142.
- Iwasaki, H., 2004 : Diurnal variation of precipitable water and convective activity with dual maxima in summer season around Mt. Tanigawa in the northern Kanto District, Japan, *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 805-816.
- Iwasaki, H. and T. Miki, 2001 : Observational study on the diurnal variation in precipitable water associated with the thermally induced local circulation over the "semi-basin" around Maebashi using GPS data, *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 1077-1091.
- Iwasaki, H., F. Kimura, K. Nakagawa, S. Shimada and S. Nakao, 2000 : The influence of the moisture gradient on the accuracy of precipitable water derived from GPS data, *J. Meteor. Soc. Japan*, **78**, 223-231.
- 神田 学, 石田和礼, 鹿島正彦, 大石 哲, 2000 : 首都圏における局地性対流豪雨と GPS 可降水量の時空間変動—1997年8月23日の集中豪雨の事例解析—, *天気*, **47**, 7-15.
- 木村富士男, 1994 : 熱的局地循環 (1993年度日本気象学会賞受賞記念講演), *天気*, **41**, 5-12.
- 木村富士男, 1994 : 局地循環による熱と水蒸気の水平輸送—晴天日における日照時間の地形依存性の解析—, *天気*, **41**, 313-320.
- Kimura, F. and T. Kuwagata, 1995 : Horizontal heat fluxes over complex terrain computed using a sim-

- ple mixed-layer model and a numerical model, J. Appl. Meteor., **34**, 549–558.
- 木村富士男, 谷川亮一, 吉崎正憲, 1997: 関東北部の山岳地における晴天日の可降水量の日変化, 天気, **44**, 799–806.
- 栗田秀實, 植田洋匡, 光本茂記, 1988: 弱い傾度風化で大気汚染の長距離輸送の気象学的構造, 天気, **35**, 25–35.
- 日本気象協会, 1997: 気象年鑑1997年版, 大蔵省印刷局, 273pp.
- 日本気象協会, 1998: 気象年鑑1998年版, 大蔵省印刷局, 270pp.
- 日本気象協会, 気象庁, 2001: 気象年鑑2001年版, 財務省印刷局, 302pp.
- 日本気象協会, 2002: 日々の天気図, 天気, **49**, 842–843.
- 日本気象協会, 気象庁, 2002: 気象年鑑2002年版, 財務省印刷局, 314pp.
- 日本気象協会, 2003: 日々の天気図, 天気, **50**, 808–809.
- 新村典子, 佐々木太一, 木村富士男, 2000: 首都圏における GPS 可降水量と降水の統計的關係, 天気, **47**, 635–642.
- 西村昌明, 岩淵哲也, 内藤勲夫, 里村幹夫, 2003: GPS 可降水量のラジオゾンデによる再検証, 天気, **50**, 909–917.
- Okamura, O. and F. Kimura, 2003: Behavior of GPS-derived precipitable water vapor in the mountain lee after the passage of a cold front, Geophys. Res. Lett., **30**, 1746, doi: 10.1029/2003GL01752.
- 大谷 竜, 辻 宏道, 萬納寺信崇, 瀬川爾朗, 内藤勲夫, 1997: 国土地理院 GPS 観測網から推定された可降水量, 天気, **44**, 317–325.
- 齋藤智興, 木村富士男, 1998: 中部関東域における夏期の対流性降水の日変化, 天気, **45**, 541–548.
- 佐々木太一, 木村富士男, 2001: GPS 可降水量からみた関東付近における夏季静穏日の水蒸気の変動, 天気, **48**, 65–73.
- Sato, T. and F. Kimura, 2003: A two-dimensional numerical study on diurnal cycle of mountain lee precipitation, J. Atmos. Sci., **60**, 1992–2003.
- Sato, T. and F. Kimura, 2005: Diurnal cycle of convective instability around the central mountains in Japan during the warm season, J. Atmos. Sci., **62**, 1626–1636.
- 清水重喜, 1964: 中部日本の熱的高低気圧に伴う風の日変化について, 天気, **11**, 138–141.

Diurnal Variation of GPS Precipitable Water over the Central Japan during Clear Summer Days

Yoshitaka OHASHI* and Ryuichi KAWAMURA*

* *Department of Earth Sciences, Toyama University, 3190 Gofuku, 930–8555, Japan.*

(Received 11 July 2005 ; Accepted 23 January 2006)
