

琵琶湖周辺におけるメソスケール水蒸気動態 の解明に関する研究

扇田 尚紀*・大石 哲**・池淵 周一

* 京都大学大学院工学研究科

** 山梨大学工学部

要 旨

メソ β ~ γ スケールの気象擾乱は従来から観測することが困難な物理量であった。特に降雨時におけるこのスケールの水蒸気変動を測定する方法は困難であり、今のところGPS以外に存在しないと考えられる。このことは気象学的にはメソスケール擾乱のメカニズムの理解にも役立つものである。本研究では、起伏の際立った山岳によって水蒸気変動が顕著である琵琶湖周辺を対象とし、夏季における3降雨事例を対象として、主にGPS可降水量を用いてメソ β スケールで詳細な調査・解析を行う。その際、可降水量を推定できるGPS、非静水力学過程を用いたメソ気象モデルであるARPS、降雨強度を推定できる深山レーダーを用いて、気象学的見地から、降雨と水蒸気変動の関係の解明を行う。

キーワード：可降水量，GPS，ARPS，レーダー

1. 序論

GPS(Global Positioning System)とは地球の周りを巡る27個のGPS衛星のうちの数個の衛星からの電波を用いてGPS受信機の緯度経度および高度を正確に算出するためのシステムである。近年、このGPSを利用した地球測地技術が発達し、日本においても国土地理院等によって測地網が充実してきている。GPSを用いた精密観測においては、大気中に含まれる水蒸気による電波遅延が搬送波位相に影響をもたらして、いわゆる大気遅延量を増加させ、測地精度を落とす原因となっている。一般に水蒸気の分布は空間的に不均質で時間的にも大きく変動するため、地上気象観測だけから水蒸気による大気遅延の大きさを測定することは難しい。その結果、GPSを用いた精密測地においては水蒸気による大気遅延が大きな誤差要因となり、その大きさと変動を正確に求めることが地球測地における必須の課題となっている。

GPS気象学そのものの原点は、測地学においてはノイズとなる大気遅延に伴う誤差を水蒸気情報として気象学に取り込んで貴重なシグナルとして利用することにある。

ここで、本研究の対象領域とする琵琶湖周辺は、内陸部での広大な湖面の存在という水資源開発のためにも重要な解析対象が存在するばかりでなく、河川の伏流、起伏の際立った山岳の存在、降雪・積雪の存在等、水文現象としての興味に事欠かない場である。また、夏季には起伏の際立った山岳によって水蒸気変動が顕著で、しばしば局所的な集中豪雨に見舞われる。局所的な集中豪雨の予測には山岳の影響による水蒸気の時空間分布を正確に把握することが必要となってくる。

そこで本研究では、琵琶湖周辺を対象領域に、1998、1999年の特定日を対象日時に選定し、短時間降雨予測に重要な手掛かりとなるメソ β スケールの水蒸気の動態や変動要因を解明することを目的とす

る。対象とする日時を選定にあたって、琵琶湖周辺での水蒸気動態を解明するために変動が顕著な夏の日を解析対象とした。また、降雨の始め、途中、終わりの水蒸気動態を解明するため、数日間降り続くような降雨を除いた。その際、GPSによる解析の際の有用な判断材料とするために、メソ気象モデルであるARPSや深山レーダーの情報も用いて解析を行う。

具体的な方針をFig.1に示す。まず、深山レーダーから得られる降雨分布とGPSから得られる水蒸気分布の比較を行う。この際、GPSから得られる水蒸気分布として可降水量の算出を行い、可降水量の収発散等の指標を算出する。また、ARPSによるシミュレーションにより水蒸気変動の物理的要因の解明を行う。ARPSのシミュレーションを行う理由としては、GPSから算出される可降水量からは鉛直分布を把握することが出来ず、ARPSではその鉛直分布を得ることが出来ることも挙げられる。以上から降雨分布と水蒸気動態の関係を解明する。

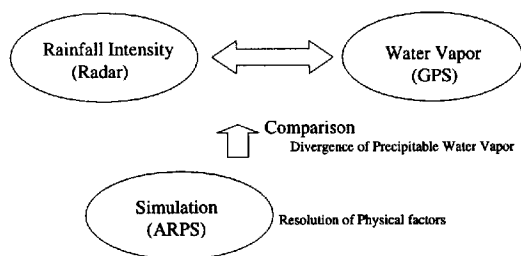


Fig. 1 Flowchart of this study.

2. GPSとARPSの概要

2.1 これまでの研究の概要と本研究の位置づけ

GPSを用いることによって測地を行い気象メカニズムを考察する方法は中村編(1998)に詳しく記載されている。また、その概要とGPSを用いて解析されてきた水蒸気変動のスケールについては大石(2000)にまとめている。

これまでの研究でGPS解析を通して得られるGPS可降水量とその他の測器を使った可降水量との間にはよい相関があり、GPS可降水量と気象現象との対応関係は概ね妥当なものであることが示されてきた。

GPS可降水量を用いて降雨を解析した例として、岩淵ら(1997)は1996年9月1日から2日の前線通過におけるGPS可降水量の変動を調査し、その変動は気象庁客観解析値と比較して妥当な傾向であったこと

を示した。中村ら(1997)は、梅雨前線帯の降雨についてメソ α スケールの視点で調査し、GPS可降水量は降雨の移流に対して3時間程度の先行時間をもって増加していることを示した。神田ら(2000)は東京湾周辺の集中豪雨に対して、GPS可降水量の変動について調査し、GPS可降水量が豪雨の移流に関する先行指標として有効であることを述べている。これらの研究は天頂方向水蒸気量の積分値である可降水量に着目しており、メソ α ~ β スケールの降雨の生起・発達と可降水量の間の物理的關係がGPSでよく観測できることを示している。

一方、GPS可降水量は30分~1時間程度の時間分解能であるので、メソ β ~ γ スケールの水蒸気動態を知ることは困難であり、そのスケールの水蒸気動態を知るためには位相残差等のより時空間的に詳細な情報を用いた解析が求められる。位相残差等を用いた研究として、Ware et al.(1997)は1エボック毎のGPS 2重位相残差と水蒸気ラジオメーターデータを比較している。平原ら(1997)は4次元水蒸気トモグラフィー(断層撮影法)構想によって3kmより下の水蒸気の構造を分析する計画を提案している。Seko(2000)はGPSとレーダーデータを利用して、電波の交差回数を増やして前線通過時における3次元水蒸気分布を算出した。また、島田ら(1998)は活発な前線下で見られたGPSデータの位相平均値からのずれのピークが、レーダーエコーや風向から推測される水蒸気のピークの移動と矛盾していないことを示し、Herring and Shimada(1998)は気象現象が電波情報に与える影響について考察している。大石ら(1998)はGPSの位相平均値からのずれを用いて降雨の影響による水蒸気擾乱を抽出する方法を開発し、数値実験とMUレーダーサイトでの観測結果を用いてその検証を行っている。

このようにGPSの位相残差を用いた時空間的に詳細な水蒸気変動の解析は多数行われてきている。なぜなら、メソ β ~ γ スケールの気象擾乱は従来から観測することが困難な物理量であり、特に降雨時におけるこのスケールの水蒸気変動を測定する方法は今のところGPS以外にないと考えられるためである。そのような現状において本研究でも可降水量および位相残差を用いて水蒸気変動を考察する理由は、この方法を用いた水蒸気変動解析には未解明の部分が多いため、様々な事例で詳細に解析していく必要があり、可降水量および位相残差に加えてレーダーやARPSを用いた総合的な解析を行うことでその要請に応えることができるためである。そして、それは気象学的にはメソスケール擾乱のメカニズムの理解にも役立つものである。

2.2 GPSデータ解析方法

本研究ではMITとスクリプス海洋研究所が開発したGPS解析ソフトGAMITを用いてGPSデータの解析を行った。1998年の事例に対してはVer.9.92を、1999年の事例に対してはVer.10.02(GAMIT2000)を用いている。GPSの解析手順は主として島田ら(1998)を参考にして行った。すなわち、まず琵琶湖周辺のGPS観測点について1点ずつ測地解を求めた。測地解を求める際には、日本を囲む5点のIGS(国際GPS事業)観測点とともに計算を行い、IGS観測点座標は強く拘束した上で、求めたい観測点の座標を次第に強く拘束しながら最終測地解を求めた。その際、大気遅延量は時間間隔1時間で求め、その間は線型的に変化するとした。マッピング関数は全解析を通してNiel(1996)のNMFを用いた。

次にIGS観測点を含めて全ての座標を最終測地解で固定して、可降水量を算出するために天頂大気遅延量を算出した。その際、天頂大気遅延量は時間間隔1時間で求め、その間は変化しない、すなわちステップ関数的に変化する天頂大気遅延量を求めた。これは大気遅延量の時間的独立性を保証するためである。すなわち、線型的な大気遅延量変動を仮定すると、ある時刻で得られた値は常にその前後に得られている大気遅延量と相関関係を持つてしまうことになるため測地解の算出には適当であるが、水蒸気の算出のためには不適当であると考えたためである。天頂大気遅延量から可降水量を算出した。

最後に、GAMITでは位相残差データを算出することができるので、それを算出しノイズを除去した。その際天頂大気遅延量は3時間間隔でステップ関数的に変化させた。したがって、位相残差はその3時間平均としての意味を持つ天頂大気遅延量をもとにした残差である。本研究では、理論上電離層の影響を受けていないLC波の位相残差データを用いた。位相残差データの単位はサイクルであるが、本研究ではLC波の波長(19.0cm)を乗じ、大気遅延量の単位で表している。また仰角の正弦を乗じることで低仰角での幾何学的な効果による長さの増大を補正した。また、低仰角の衛星からの位相残差データは考察対象から除外した。なお、上述したように天頂湿潤大気遅延量に0.15を乗じたものが可降水量に近い値となる。

以上の手順のGPSデータ解析に用いたパラメータをTable 1に示す。

2.3 ARPSの概要

ARPS (Advanced Regional Prediction System) は米国オクラホマ大学で開発されたメソ気象モデル

Table 1 Condition of GPS analysis,

for all analysis	
satellite orbit	IGS final (fix)
sampling interval	30 sec
cut-off elevation angle	15 deg
mapping function	NMF

for solving the coordinate	
coordinate	constrain
interval for atmospheric delay	1hr
zenith model	PWL (linear)

for obtaining the precipitable water	
coordinate	fix
interval for atmospheric delay	1hr
zenith model	CON (step)

for obtaining the residuals	
coordinate	fix
interval for atmospheric delay	3hr
zenith model	CON (step)

である。本研究では、ARPSのシミュレーションは降雨と水蒸気の関係の解明を行う際の物理的要因を解明するために用いる。ARPSで用いられている力学過程は非静水力学(Non-Hydrostatic)モデルである。大気力学モデルとして代表的なものに非静水力学モデルの他には静水力学(Hydrostatic)モデルがある。静水力学モデルは高速に安定した計算を行うことが可能であるが、潜熱放出による局所的な気圧の変化や降水粒子による下降気流などを考慮することはできず、特に深い対流現象の再現が困難である。また、ARPSではメソ α あるいはメソ β スケールでの解析が可能であり、本研究で対象としている降雨を十分表現できると考えられる。本研究では初期・境界条件に3時間毎のGPVデータを用いている。ここで、GPVデータはGCM(全球モデル)をもとに、気象庁がRSM(日本領域モデル)から算出したものである。格子数は水平方向 31×31 、鉛直方向12層である。格子サイズは水平方向 80×80 km、鉛直レベルは地表面、1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100(hPa)の気圧面のあわせて12層である。

本研究で用いたARPSのシミュレーションにおける設定をTable 2に示す。cold rainとは雲水・雲氷・雨・雪・あられの混合比を予報したものである。

Table 2 Condition of ARPS simulation,

grid size	
horizontal	3 × 3km
vertical	400m(average)
number of mesh	
horizontal	102 × 102
vertical	43
initial and boundary condition	
initial	GPV
lateral	GPV(every 3hrs)
top	sponge (11000m)
bottom	fix
time step	15sec
micro physics	cold rain
surface process	momentum, sensible heat and latent heat flux
turbulence	turbulence energy scheme of 1.5

3. 対象領域・日時の概要

3.1 対象領域

Fig.2に本研究の解析領域を示す。メソ α スケール、メソ β スケールの水蒸気動態の解明を行うために、(a)に示す領域で解析を行う。3時間毎GPS可降水量の解析はこの領域で解析を行い、ARPSによるシミュレーション領域についてもこの領域とほぼ同じである。また、メソ β スケール、メソ γ スケールの水蒸気動態の解明を行うために、(b)に示す領域で解析を行う。1時間毎GPS可降水量、30秒毎GPS位相残差の解析はこの領域で行う。

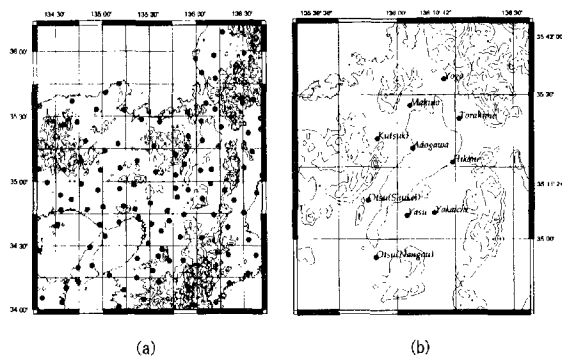


Fig. 2 Map of GPS observation points.

3.2 対象日時

対象日時の選定にあたっては、水蒸気変動の顕著な夏の日から降雨の始め、途中、終わりの水蒸気動態

の解明を行うため、数日間降り続く降雨を除いて選定した。その結果、'98/7/4、'98/8/20、'99/8/21の3降雨事例を選定した。Fig.3に'98/7/4、'98/8/20および'99/8/21の深山レーダーが捉えた降雨強度を示す。

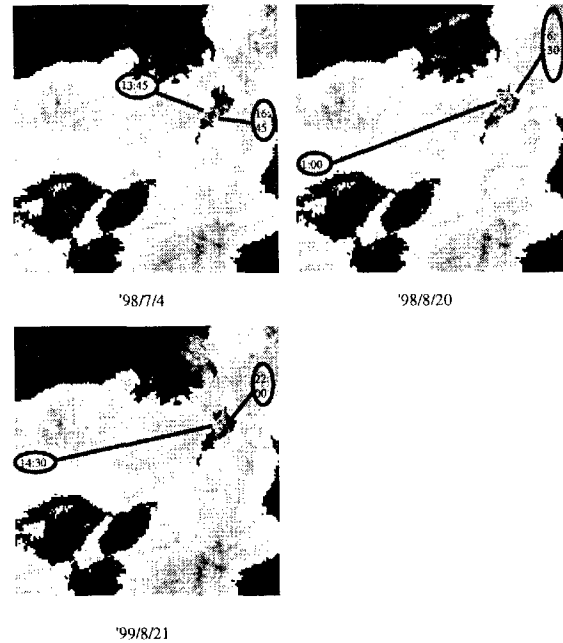


Fig. 3 Rainfall intensity by radar at Miyama.

3降雨事例すべてに共通して、大気は総観規模で安定しており、降雨は局所的なものであったと言える。琵琶湖周辺での降雨強度は'98/7/4では最高9mm/hr、'98/8/20および'99/8/21では最高12mm/hrであった。以下に、本研究の対象降雨事例の概況を述べる。

- '98/7/4の降雨事例

この日は太平洋高気圧に覆われており、北日本を除き晴れであった。しかし、日本列島の北方に雨域を伴わない前線が存在しており、この前線の南下によって水蒸気が輸送され本研究で対象とする雨域が発生したと考えられる。琵琶湖上空における最高雲頂高度を概算すると約11,000mであった。

- 1998年8月20日の降雨事例

この日は1998年において8回目の真夏日となっているが、日本列島の南方に前線が存在しており、この前線の影響で可降水量が多かったと考えられる。琵琶湖上空における最高雲頂高度を概算すると約8,000mであった。

- 1999年8月21日の降雨事例

この日は9:00に九州地方北部で降雨があり、この雨域が西に移動し、可降水量が多かったと考えられる。琵琶湖上空における最高雲頂高度を概算すると約10,000mであった。

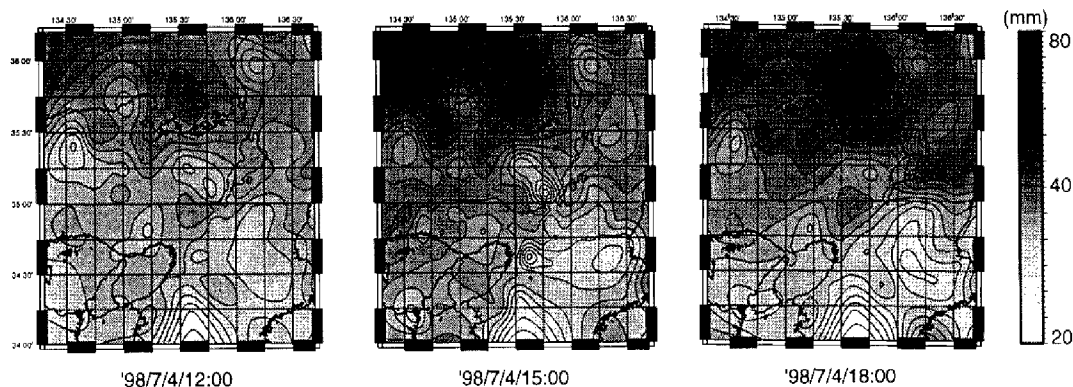


Fig. 4 Precipitable water vapor in every 3 hour captured by GPS.

最後に、対象3事例における可降水量とGPVデータから得られる可降水量の鉛直プロファイルについてTable 3 に示す。ここで、可降水量は琵琶湖周辺における雨域通過前の可降水量の平均値である。また、下層は高度約1,500m以下を、中層は高度約5,000~7,000mを指す。ここで、可降水量は後述のGPSデータから算出される可降水量と異なる。これはGPVデータからの可降水量が、標高の高い場所においても海拔0mにおける値に換算して算出しているためである。

Table 3 Vertical profile of precipitable water vapor,

	'98/7/4	'98/8/20	'99/8/21
lower layer	33.6mm	35.6mm	47.9mm
middle layer	8.55mm	9.7mm	14.4mm

4. GPSデータの解析結果とその考察

4.1 GPS可降水量

Fig.4に'98/7/4の3時間毎のGPS可降水量の空間分布図に示す。水蒸気は北西から南東に移動していることが分かる。Fig.3から雨域は北西から南東に移動しており、雨域と水蒸気の動きが一致していることが分かる。'98/8/20および'99/8/21の降雨事例についても、雨域と水蒸気の動きが一致していることが分かった。また、琵琶湖南西部の比叡山山辺り及び紀伊山地で可降水量の少ない地域(乾燥域)が存在していることが分かる。大石、亀岡ら(2000)は水蒸気が下層に集中していることを示しており、ここでのGPSの観測点が標高の高い場所に設置されているため、乾燥域が存在していると考えられる。

次に、Fig.5に'98/7/4における1時間毎のGPS可降水量の時系列を示す。解析はFig.2の(b)に示す琵琶

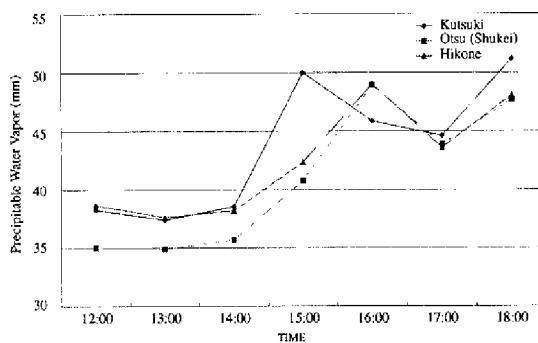


Fig. 5 Precipitable water vapor in every 1 hour captured by GPS.

湖周辺の10地点について行ったが、ここでは代表的な朽木、大津(修景)、彦根について示す。雨域は琵琶湖上空を15:00~16:00に通過している。各地点で可降水量は14:00に増加傾向を示しており、降雨の1~2時間前に可降水量が増加するという定説と一致している。また、朽木では15:00に最大値を取るのに対し、大津(修景)、彦根では16:00に最大値をとる。朽木は琵琶湖北西部に位置しており、雨域の北西から南東への移動と一致している。可降水量の絶対値については、雨域が通過する15:00以前の12:00,13:00,14:00における各GPS観測地点の平均は38.3mmとなっている。雨域通過中の可降水量の各GPS観測地点の平均は、15:00において42.8mm、16:00において47.0mmであり、可降水量が増加していることが分かる。また、'98/8/20および'99/8/21の事例についても雨域と可降水量の変動が一致していることが分かった。

最後に、大津(修景)における30秒毎のGPS位相残差についてFig.6に示す。降雨期間中(15:00~16:00)にデータがあり、仰角が低すぎない(10°以上)GPS衛星を探した。その結果、受信機が障害物に反射した電波を受信しバイアスとして残るマルチパスの影響がデータ中に見られないか、その周辺の衛星情報

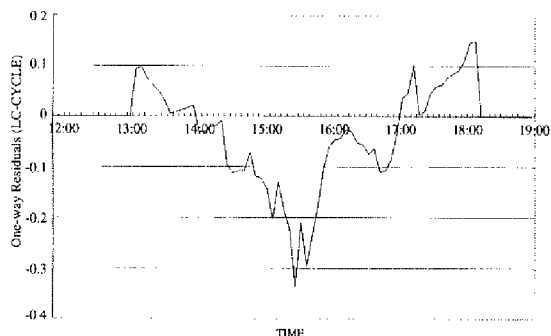


Fig. 6 One-way residual captured by GPS.

を見てデータの悪い衛星でないかどうかを検討し、データ数や方位角、仰角も考慮するとPRN13の衛星が最適であり、本研究ではPRN13の衛星を用いてその位相残差で考察を行う。また、算出した位相残差は30秒毎に出力され振動に幅がありすぎるために、11エポック(5分間)の移動平均をとった。大石、亀岡らによって、雲の生起によって可降水量に内部重力波による周期変動が見え、強い降雨によって可降水量の時間変化が大きく減少傾向を示すことが分かっている。大津(修景)では15:42にこの大きな減少が見られ、雨域の通過と一致している。

以上から、GPS可降水量の変動傾向からメソスケールの雨域を捉えることができる。

4.2 GPS可降水量の収発散

可降水量の収発散は、3時間毎GPS可降水量とAMeDASの地上風のデータより算出することができ、以下の式を用いて算出する。

$$\text{div}PWV\vec{u} = \frac{\partial PWV \times u}{\partial x} + \frac{\partial PWV \times v}{\partial y} \dots (1)$$

得られる可降水量のdivは正の値であると可降水量の発散を、負の値であると可降水量の収束を意味している。また、AMeDASの地上風のデータを用いているため、可降水量の収発散は下層の水蒸気の収発散を示しているといえる。

Fig.7に'98/7/4および'98/8/20におけるGPS可降水量の収発散を示す。'98/7/4において雨域の場所(15:00の1)から雨域の進行方向である南西方向に向かって可降水量の収束域が広がっていることが分かる。一方、'98/8/20においては雨域の北部(3:00の3)では雨域の進行方向前方に収束域があるが、雨域の南部(3:00の4)においては雨域の進行方向前方に発散域がある。'99/8/21においても雨域の進行方向と可降水量の収束域は一致しない。雨域通過前の琵琶湖周辺の可降水量は'98/7/4では38.2mm、'98/8/20では43.8mm、'99/8/21では41.0mmである。したがっ

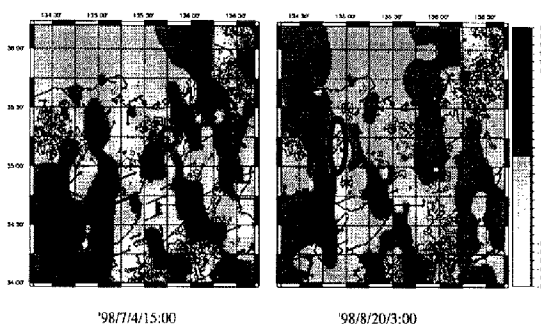


Fig. 7 Divergence of precipitable water vapor captured by GPS.

て、この閾値については现阶段では確かではないが、GPS可降水量の絶対値が小さいときの雨域の移動は可降水量の収束方向と一致するが、大きいときの雨域の移動は可降水量の収束方向に依存しないことが分かる。

また、琵琶湖北西部の山と山に囲まれた区域('98/7/4における2)で、可降水量が発散している。雨域は15:30にこの区域の南を通過するため、この発散域から南に向かって水蒸気が流入していると考えられる。この地域によって、琵琶湖に水蒸気が流入あるいは'98/8/20の事例では流出し、降雨に影響を与えると考えられる。

5. メソスケール水蒸気動態の総合的考察

5.1 ARPSの計算結果

まず、Table 2 に示したようにGPVデータを初期・境界条件に用い計算させた結果、対象3降雨事例についていずれも降雨は見られなかった。その一因として考えられるのが、ARPSの初期条件の問題である。先に述べたようにARPSの初期条件として気圧、高度、風速(x,y)、気温、相対湿度、鉛直風速が挙げられるが、降水粒子が考慮されていない。つまり、本来存在しているはずの降水粒子が考慮されておらず、降雨が起きにくいと考えられる。また、GPVデータは水平方向80×80kmで1メッシュである。対象とする3つの降雨事例は、総観規模では大気が安定な状態である。したがって、GPVデータは局所的な降雨を表現するのが困難な鉛直プロファイルであったと考えられる。ちなみに、GPVデータを基本場としてバブルにより強制的に雨域を発生させて計算した結果、雨域は約30分から1時間ほどで消滅した。

そこで、Table 4 に示す条件で各事例について計算を行った。ここで、3.2 に述べたようにGPVは12層に分かれており、下層とは850hPa(約1500m)以下の4層について、中層とは700~400hPa(約5000~7000m)

までの3層について指す。以下、下層及び中層はこの範囲を指す。また、雨域を強制的に発生させるためにバブルを与えている。

Table 4 Condition of ARPS simulation (CASE 1-3),

CASE	base	changed	
	date of GPV	relative humidity	temperature water vapor mix.
1	'98/7/4	lower:100%	20K lower:0.004[g/g]
2	'98/8/20	middle:100%	0K middle :0.003[g/g]
3	'99/8/21	middle:100% 850hPa:100%	0K middle:0.004[g/g]

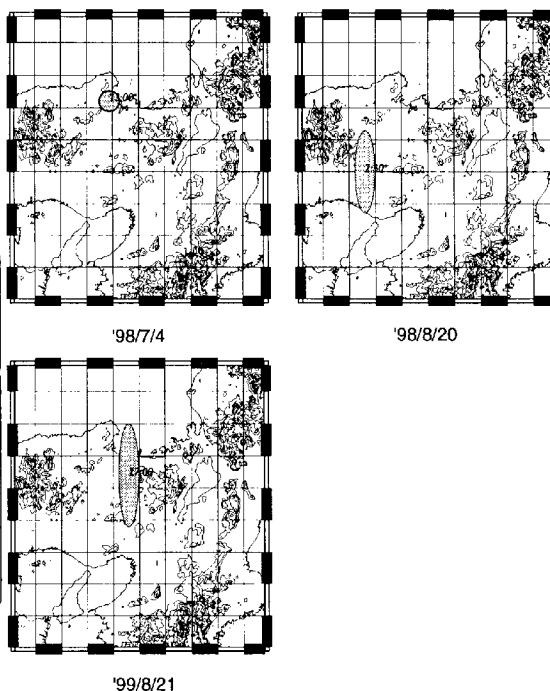


Fig. 8 Map of bubbles.

GPS可降水量の収発散から'98/7/4の降雨事例に対しては雨域は可降水量の収束方向に進み、'98/8/20及び'99/8/21の降雨事例に対しては雨域の進行方向は可降水量の収束方向とは一致しない。また、可降水量の収発散は地上風を考慮したものであるため、可降水量の収束は下層の可降水量の収束を意味している。したがって、水蒸気の鉛直分布において重要と考えられる'98/7/4の降雨事例に対しては下層の水蒸気量を増加させた条件で、'98/8/20及び'99/8/21の降雨事例に対しては中層の水蒸気量を増加させた条件で計算を行った。バブルについてはFig.8に各事例の位置・時間を示す。実際の雨域の存在場所に、雨域を強制的に発生させるようなバブルを与えている。

Fig.9に'98/7/4のCASE 1の条件の降雨を示す。図中の風は、高度約6000mにおける中層の風である。Fig.3に示したレーダーが捉えた雨域と比較する。シミュレーションでは実際の降雨より約30分早い13:20から13:30の間に、13:30の降雨域とほぼ同じ場所で降雨域が発生する。琵琶湖上空を通過するまでは実際とほぼ同じ進路をたどり、実際には15:00に琵琶湖上空を通過するのに対し、シミュレーションでは15:40とほぼ同じ速度で進む。また、琵琶湖上空通過後も進路・速度共にほぼ同じである。CASE 1では上述のような水蒸気を増加させた条件で計算しているためにシミュレーションにおける降雨強度は、実際の降雨強度とは大きく異なる。しかし、定性的にはシミュレーションは雨域をよく捉えていると考えてよい。

次に、Fig.10に'98/8/20のCASE 2の条件の降雨を示す。Fig.3に示したレーダーが捉えた雨域と比較する。上述のように'98/8/20の降雨事例の雨域の進行方

向は可降水量の進行方向と一致しない。雨域の進行方向の一因として考えられるのが中層の風の方向である。すなわち、固体の降水粒子が多く存在している中層(約6000m)における風の方向である。Fig.10から雨域の進行方向と中層の風の方向は一致している。ARPSのシミュレーションによる雨域の進路は実際の進路よりも少し南になるが、ほぼ同じである。また、バブルを与える時間が早かったために、ARPSによる雨域は実際よりも約30分先行している。実際には5:30に琵琶湖上空を通過するのに対し、シミュレーションでは5:00とほぼ同じ速度で進む。CASE 2では上述のような水蒸気を増加させた条件で計算しているためにシミュレーションにおける降雨強度は、実際の降雨強度とは異なる。しかし、定性的にはシミュレーションは雨域をよく捉えていると考えてよい。

最後に、Fig.11に'99/8/21のCASE 3の条件の降雨を示す。Fig.3に示したレーダーが捉えた雨域と比較する。'98/8/20の降雨事例と同様に、雨域の進行方向の一因として考えられるのが中層の風の方向である。ARPSのシミュレーションによる雨域は進路・速度共に、実際の雨域とほぼ同じであり、CASE 3においても、定性的にはシミュレーションは雨域をよく捉えていると考えてよい。

したがって、対象3降雨事例すべてにおいて、シミュレーションによって定性的に雨域を再現することができた。

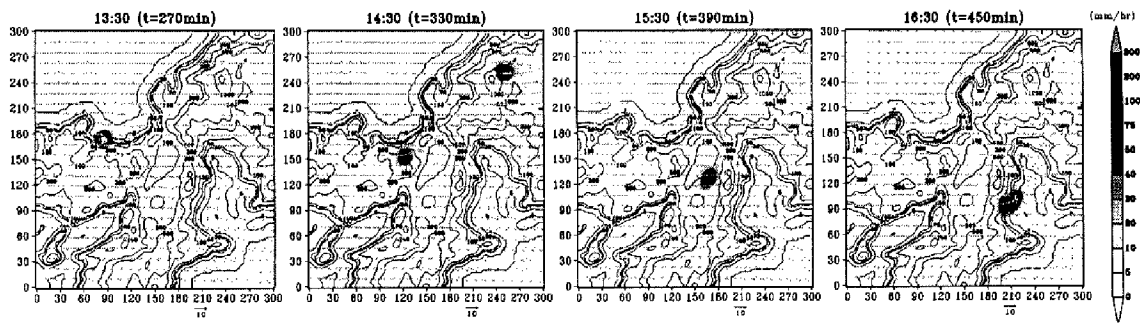


Fig. 9 Rainfall intensity in CASE 1.

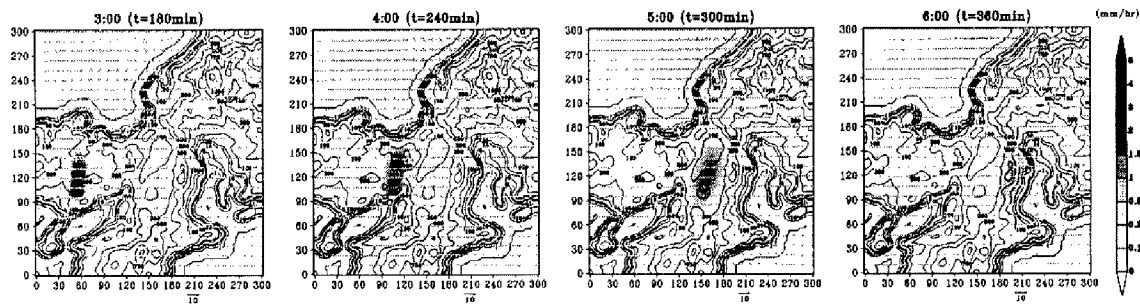


Fig. 10 Rainfall intensity in CASE 2.

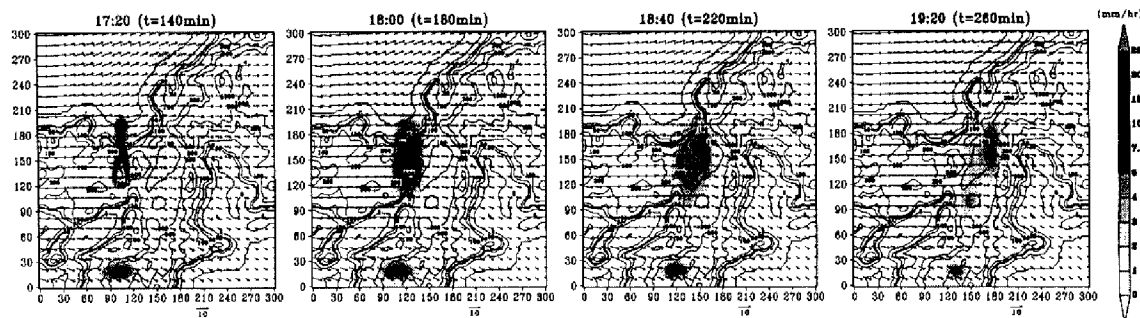


Fig. 11 Rainfall intensity in CASE 3.

5.2 降雨と可降水量の関係に関する考察

ARPSのシミュレーションから算出される可降水量の値についてTable 5 にその値を示す。

Table 5 Precipitable water vapor in CASE 1-3,

CASE 1	58.9mm
CASE 2	60.6mm
CASE 3	63.6mm

対象3事例すべてにおいてTable 5 に示すように水蒸気量を調節しているのでGPS可降水量に比べて大きい値をとっており、比較を行うことは妥当ではない。そこで、可降水量の収発散について考察を行う。また、各事例のシミュレーションにおいて定性的に降雨を再現しており、定量的には再現できていな

いために、可降水量の収発散は定量的ではなく定性的に考察を行う。

(1) 可降水量の収発散

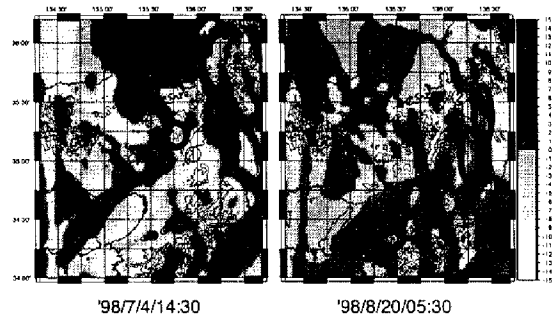


Fig. 12 Divergence of precipitable water vapor captured by ARPS.

Fig.12にARPSから算出されるCASE 1とCASE 2

の可降水量の収発散を示す。

'98/7/4のCASE 1について考察する。14:30において、雨域(1)の進行方向と可降水量の収束域が一致している。すなわち、雨域周辺で下層の水蒸気の収束域が広がっており、その方向に雨域が進行していったと考えられる。

次に、'98/8/20のCASE 2について考察する。5:30において、雨域の北部(2)の前方では可降水量の収束域が見られ、南部(3)の前方では収束域は見られない。したがって、雨域は可降水量の収束方向に進むのではないことが分かる。

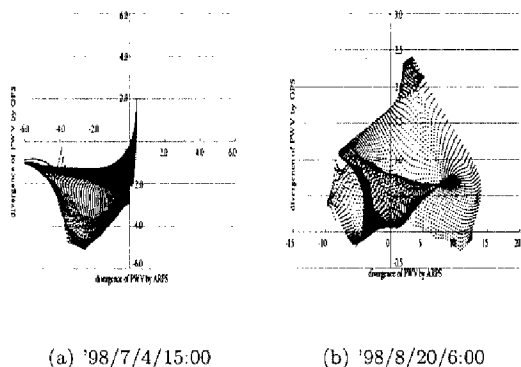


Fig. 13 Comparison of Div. with GPS and ARPS.

Fig.13にGPSとARPSの可降水量の収発散の比較を示す。横軸はARPSのシミュレーションから得られる可降水量の収発散を、縦軸はGPSデータから算出される可降水量の収発散を示す。

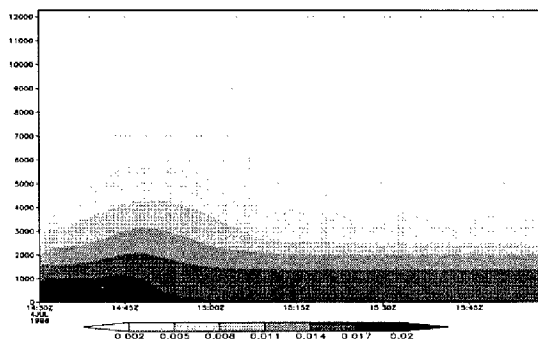
(a)は'98/7/4の15:00における雨域の進行方向前方約7.5kmにおける区域の約150m間隔の地点の可降水量の収発散をプロットしたものである。ほとんどの地点においてGPSとARPSから得られる可降水量のDivergenceは共に収束を示し、雨域の進行方向前方には可降水量の収束があることが分かる。

(b)は'98/8/20の6:00における雨域の進行方向前方約7.5kmにおける区域の約150m間隔の地点をプロットしたものである。収束域、発散域共にプロットされており、雨域が可降水量の収束方向に進むのではないことが分かる。

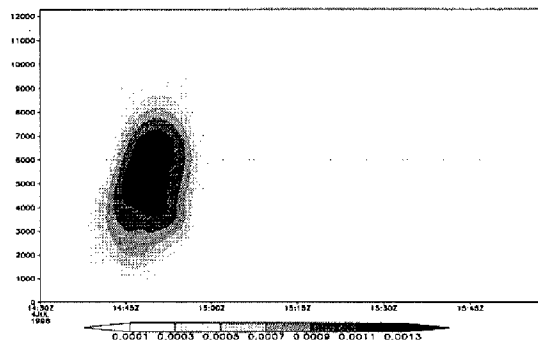
(2) CASE 1の降雨のメカニズム

次に、'98/7/4のCASE 1における降雨のメカニズムについて考察する。Fig.14に、大津(修景)における水蒸気混合比と雲粒(径が $2 \times 10^{-3} \text{cm}$ 以下の水滴)および雨滴(径が $2 \times 10^{-3} \text{cm}$ 以上の水滴)の鉛直分布の時系列を示す。

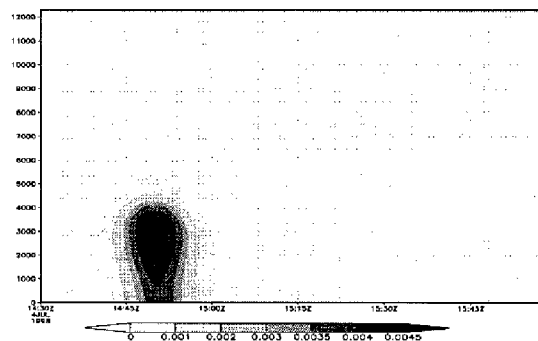
y軸は鉛直高度を示している。水蒸気混合比は14:45に下層(地上)でピークになり、中層(高度約



(a) Water Vapor Mixing Ratio (g/g)



(b) Cloud Water Mixing Ratio (g/g)



(c) Rain Water Mixing Ratio (g/g)

Fig. 14 Mixing ratio at Otsu(Shukei).

5000m)では14:52にピークになる。中層がピークになった14:52には雲粒子混合比がピークになる。すなわち、水蒸気が下層から中層に輸送され、雲が生成され降雨が起こることが分かる。

Fig.15は14:45における北緯35度4分でのx-z鉛直断面図である。すなわち、Fig.14と同じ大津(修景)における雲を表現している。Fig.15からは下層からの鉛直風があることが分かる。したがって、下

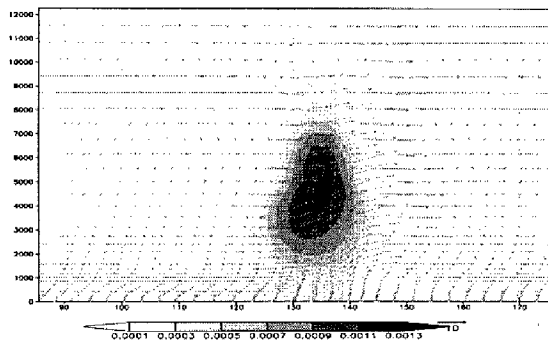


Fig. 15 Cloud water mixing ratio(g/g),vertical Wind(m/s) at 14:45.

層からの水蒸気が上昇風によって中層に輸送されると考えられる。

最後に、CASE 1における降雨のメカニズムについてまとめを行う。下層の水蒸気が収束し上昇風によって中層に輸送され、雲の生成、降雨が起こる。したがって、雨域は下層の水蒸気の収束している場所に移ると考えられる。

(3) CASE 1とCASE 2の比較

'98/7/4の降雨事例と'98/8/20の降雨事例の違いについて述べる。上述より、'98/7/4の雨域は可降水量の収束方向に進み、'98/8/20では雨域の進行方向は可降水量の進行方向と一致しないことが分かっている。原因は中層の水蒸気量が異なり、'98/7/4では下層からの水蒸気供給を必要とし、'98/8/20では下層からの水蒸気供給をほとんど必要としないことが挙げられる。シミュレーションの結果からCASE 2では中層の相対湿度を100%にしているために、CASE 1とCASE 2では中層の可降水量はCASE 2が約10mm多い。これは極端な条件で計算した結果であり、実際にはGPVデータの中層(5000~7000m)の可降水量を算出すると'98/7/4は8.55mm、'98/8/20は9.7mmであり、'98/8/20の事例のほうが1.25mm多いことが分かる。この中層の可降水量は、雨域通過前の琵琶湖周辺における水蒸気混合比から算出し時間平均している。この差が下層からの供給の必要性に影響すると思われるが、その絶対量は現段階では確かではない。

また、Fig.16のCASE 1では'98/7/4の14:50における雨域のx-z断面図を、CASE 2では'98/8/20の4:30における雨域のx-z断面図における水平・鉛直風を示したものである。CASE 1では下層からの鉛直風が見られ水蒸気が供給されており、CASE 2では下層からの鉛直風がほとんどなく水蒸気がほとんど供給されていないことが分かる。Fig.16のCASE 1は雨域発生後約1時間経過したときを示しているが、ほぼ全時間において上述のとおりであった。

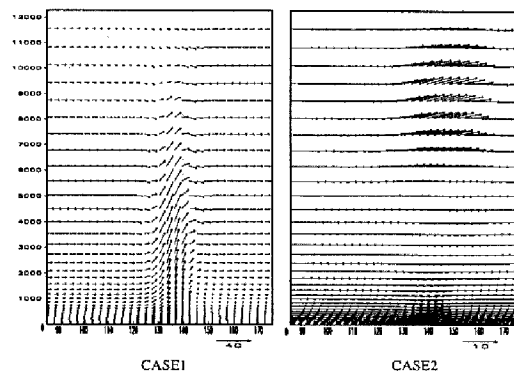


Fig. 16 x-z Wind in CASE 1 and CASE 2 (m/s).

CASE 1とCASE 2における降雨強度について考察を行う。琵琶湖周辺での降雨強度はCASE 1では約130mm/hr、CASE 2では約3mm/hrであった。この大きな違いは水蒸気が多量に存在している下層からの水蒸気供給があるかどうかである。後述でCASE 1においては非常に大きい20Kという温度上昇を与えており、10m/sを超える鉛直上昇風が起こった。この強い上昇によって下層から多量の水蒸気が輸送され、このような大きな降雨強度の差が生じた。したがって、局所的な集中豪雨の一因として、下層から中層への大量の水蒸気移流が考えられる。

(4) CASE 2とCASE 3の比較

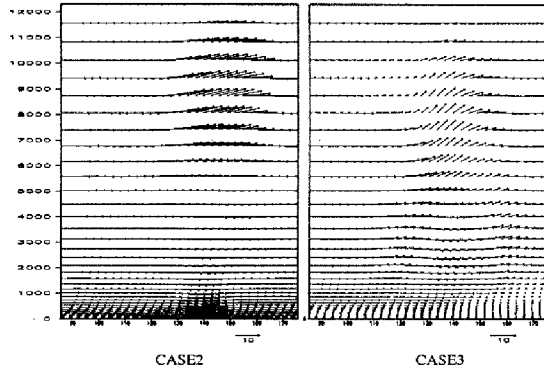


Fig. 17 x-z Wind in CASE 2 and CASE 3 (m/s).

ここで、'98/8/20 (CASE 2)の降雨事例と'99/8/21 (CASE 3)の降雨事例の違いについて考察を行う。共に中層の相対湿度を100%にしているのだが、'99/8/21については850hPaの水蒸気を増加させないと雨域は持続しなかった。相対湿度100%におけるCASE 2とCASE 3の中層の可降水量はCASE 2については24.0mm、CASE 3については21.75mmであった。この中層の可降水量は、雨域通過前の琵琶湖周辺における水蒸気混合比から算出し時間平均している。中層の可降水量はCASE 3においてはCASE 2に比べて2.25mm少ないことが分かる。すなわち、この

値については現段階では確かではないが、中層に水蒸気が少ない際には下層からの水蒸気供給が必要であると考えられる。Fig.17の雨域の $x-z$ 断面図における水平・鉛直風からも、CASE 3ではCASE 2に比べて約1000m下層から上昇風があり、下層からの水蒸気供給があることが分かる。しかし、このCASE 3の上昇風はCASE 1の上昇風ほど下層からではなく、CASE 3においてはCASE 1ほど下層からの水蒸気供給がないと考えられる。

5.3 種々の条件による降雨と水蒸気動態に関する考察

(1) '98/7/4の降雨事例

'98/7/4の降雨事例について、CASE 1以外の条件で計算を行った。Table 6 にその条件を示す。CASE 4からCASE 10については、雨域の持続あるいは発生後の降雨強度の決定の際に影響を及ぼす要因を探るためにシミュレーションを行った。CASE 4からCASE 6についてはバブルの大きさを変え、CASE 7からCASE 9については大気環境場の下層の相対湿度を変えている。また、CASE 10では'98/8/20の降雨事例のCASE 2と同じ条件で計算を行い、その結果を考察する。

Table 7 にCASE 4からCASE 9のシミュレーション結果をCASE 1の結果と共に示す。

まず、CASE 4からCASE 6について考察する。与えたバブルが異なるために、発生時における降雨強度はCASE 1、CASE 4とCASE 5、CASE 6では約100mm/hrの差で大きく異なる。しかし、琵琶湖上空を通過する際にはCASE 1、CASE 4、CASE 5、CASE 6すべての条件においてほぼ同じ降雨強度である。また、琵琶湖上空を通過する時刻についても、4つのCASEすべてにおいてほぼ同時刻であり雨域の進行速度もほぼ同じであると言える。したがって、発生後の降雨強度決定には発生時の降雨強度による影響は少ないと考えられる。

次に、CASE 7からCASE 9について考察する。同じバブルにおける850hPaの相対湿度を変化させている。また、850hPa以下に関しては相対湿度は100%を与えている。相対湿度が低くなればなるほど、発生時の降雨強度及び琵琶湖上空の降雨強度は小さい値をとることが分かる。CASE 5とCASE 6では、発生時の降雨強度が同じにもかかわらず、850hPaにおける相対湿度が異なるため琵琶湖上空では降雨強度が異なる。したがって、発生後の降雨強度は大気環境場の水蒸気量の影響を受けることが分かる。

上述のように、発生後の降雨強度は発生時の降雨強度より、大気環境場の水蒸気量が重要であること

が分かる。また、雨域の速度についてはCASE 4からCASE 9まではほぼ変わらず、大気環境場の水蒸気に依存しないことが分かる。

最後に、CASE 10について考察を行う。CASE 10は'98/8/20のCASE 2とほぼ同じ条件で計算している。ただし、バブルを置く位置は異なる。先に述べたように、'98/7/4の降雨事例では雨域の移動方向は可降水量の収束方向と一致しているのに対し、'98/8/20の降雨事例においては雨域の移動方向は可降水量の収束方向と一致しておらず、雨域の移動の一因として考えられるのは中層（高度約6000m）の風の方向であると考えられる。この原因として考えられることは、中層の水蒸気量が異なり'98/7/4においては下層からの水蒸気供給を多量に必要とするためであると述べた。そこで、CASE 10では中層の水蒸気量を増加させることにより、雨域の移動の変化についての解析を試みた。

Fig.18にCASE 10の降雨強度を示し、Fig.9のCASE 1の降雨強度との比較を行う。図中の風は中層（高度約6000m）の風である。CASE 10において対象とする雨域以外の場所である紀伊半島で降雨が発生している。中層の水蒸気を増加させているために、標高の高い山がトリガーとなり降雨が発生したと考えられる。

対象雨域について詳細に考察する。雨域は共にほぼ同じ場所（京都府舞鶴辺り）でバブルによって生起している。また、中層の風はほぼ西から東に吹いている。Fig.9において雨域は発生場所から南東の方向に進み、中層の風の方向と一致していない。一方、Fig.18における雨域は発生場所から東の方向に進み、中層の風の方向とはほぼ一致している。すなわち、同じ位置に置いたバブルがCASE 1とCASE 10では異なる方向に移動する。これは、'98/8/20の事例であるCASE 2と同じ結果である。中層の水蒸気量が十分存在していると雨域は中層の風の方向に進むという結果が得られている。

つまり、絶対量は現段階では確かではないが、中層の水蒸気量が十分存在していると雨域は中層の風の方向に進み、十分ではないと下層からの供給が必要であることが言える。また、'98/7/4に事例においては下層からの水蒸気の供給には下層の水蒸気が収束する必要があったとも考えられる。

(2) '98/8/20の降雨事例

'98/8/20の降雨事例について、CASE 2以外の条件で計算を行った。Table 8 にその条件を示す。CASE 11における下層は850hPa、925hPaの2層について相対湿度を100%にしている。CASE 11およびCASE 12は'98/8/20の降雨事例に対して、下層からの水蒸気

Table 6 Condition of ARPS simulation on '98/7/4,

base data is GPV of '98/7/4			
CASE	relative humidity	Temp. increase (bubble)	WV mix. increase (bubble)
4	lower layer 100%	20K	lower layer 0.003 [g/g]
5	lower layer 100%	20K	lower layer 0.015[g/g]
6	lower layer 100%	10K	0.0[g/g]
7	lower layer (850hPa) 90%	20K	lower layer 0.004[g/g]
8	lower layer (850hPa) 80%	20K	lower layer 0.004[g/g]
9	lower layer (850hPa) 75%	20K	lower layer 0.004[g/g]
10	middle layer 100%	0K	middle layer 0.004[g/g]

Table 7 Results of simulation on '98/7/4,

CASE	rainfall intensity at occurrence	rainfall intensity over Biwa lake	time of passing over Biwa lake
1	220mm/hr	130mm/hr	14:40
4	220mm/hr	130mm/hr	14:40
5	140mm/hr	130mm/hr	14:40 </td
6	120mm/hr	110mm/hr	14:50
7	180mm/hr	55mm/hr	14:40
8	180mm/hr	10mm/hr	14:40
9	130mm/hr	0mm/hr	—

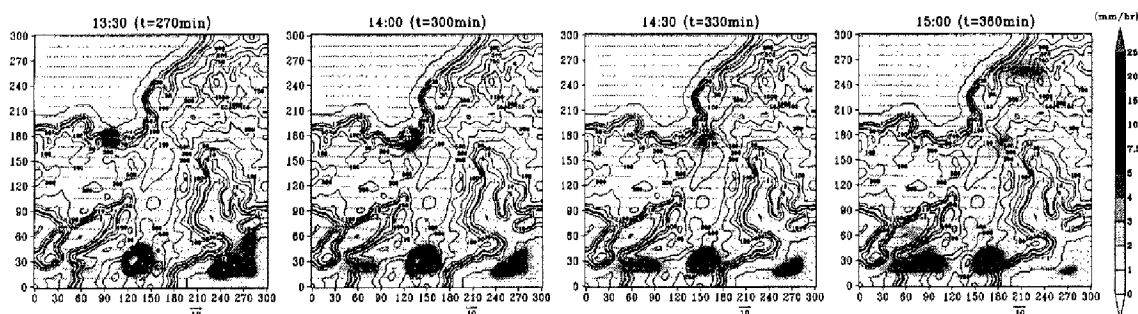


Fig. 18 Rainfall intensity in CASE 10.

供給があるときに雨域がどのような変動をするかについてシミュレーションを行った。下層からの水蒸気供給のための上昇風を生じさせるためにバブルに温度の上昇を加えている。

まず、CASE 11ではCASE 2の条件に上昇風を生じさせるために、バブルに温度上昇のみを加えている。Fig.19に示すように上昇風は約40分で消滅する。これは1つの降水セルが終了したためで、下層が安定であるために次のセルが生じない。したがって、この条件に下層を条件付不安定にしたCASE 12の条件

でシミュレーションを行う。CASE 12ではFig.19に示すように上昇風が消滅することはなく、次の降水セルが生起していることが分かる。

Table 9 はCASE 11とCASE 12のシミュレーションの結果をCASE 2と共に示したものである。Table 9 から集中豪雨のような降雨強度の強い降雨には下層からの水蒸気供給が必要であり、その勢力を雨域が保つためには下層の条件付不安定が必要であることが分かる。

Table 8 Condition of ARPS simulation on '98/8/20,

CASE	relative humidity	temp. increase	WV mix. increase
CASE	relative humidity	(bubble)	(bubble)
11	middle 100%	15K	middle 0.003[g/g]
12	middle 100%,lower 100%	15K	middle 0.003[g/g]

Table 9 Results of simulation on '98/8/20,

CASE	rainfall intensity at occurrence	rainfall intensity over Biwa lake
2	8mm/hr	3mm/hr
CASE 11	30mm/hr	3mm/hr
CASE 12	35mm/hr	20mm/hr

5.4 メソγスケールの可降水量変動に関する考察

GPS位相残差では、内部重力波による周期変動が見え、強い降雨によって大気遅延量の時間変化が大きく減少傾向を示していた。しかし、ARPSのシミュレーションによる60秒毎に出力した可降水量の時系列から、GPS位相残差が示した変動を見ることができなかった。

そこで、大石らが開発した雲解像モデルを用いてメソγスケールの可降水量の変動を考察する。雲解像モデルの特徴は、非静水力学系、AE系（非弾性系）、テンソル解析を用いた座標変換により地形の表現が可能、BIN法を用いた詳細な雲物理過程を有しており深い対流による氷相の降水粒子を考慮可能なことである。ここで、ARPSではメソγスケールのシミュレーションを行うことは可能であるが、詳細な雲物理過程を考慮するために雲解像モデルを使用した。

本研究の解析においては、このモデル上に水平スケール400m、高さ方向200mの2次元のグリッド間隔で、水平方向に55、鉛直方向に45のグリッド数、すなわち水平方向22km、高さ方向海面から9kmの領域で計算を行った。側面境界条件はOpen Boundary Condition、上方はスポンジ層を設け、地表面粗度を考慮しないfree slipの下層境界条件で計算を行った。気圧、相対湿度の鉛直プロファイルは、ARPSのシミュレーションでも用いたCASE 1の15:00（雨域の通過する前）における琵琶湖周辺のGPVデータを与えている。下層の相対湿度についてはCASE 1と同じ100%で計算を行った。バブルは0秒後に高度1200mに0.3Kの温度上昇を与えている。

Fig.20に雲解像モデルによる可降水量の変動を示

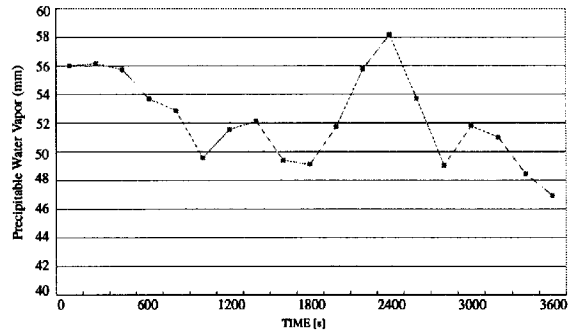


Fig. 20 Precipitable water vapor captured by Cloud Resolution Model.

す。この可降水量の時系列は水平方向4.8kmの場所の変動である。この場所では800秒後に雨域が通過しており、1000秒後に大きな減少を示しており、先に述べたGPS位相残差の特性を捉えている。Fig.21は1800秒後のシミュレーションの結果である。降水粒子の混合比と水蒸気混合比の比較から、雨域の通過に伴い水蒸気混合比が変動していることが分かる。この現象も先に述べたGPS位相残差の特性を捉えている。

次に、Table 2 に示す条件でARPSがメソγスケールの可降水量の変動を捉えることができない原因について考察する。雲解像モデルの下降風速は最大約4m/sであるのに対し、ARPSの下降風速は最大約1m/sであった。これはグリッドスケールの問題であると考えられる。すなわち、ARPSにおける3kmというグリッドスケールは雲解像モデルの400mというグリッドの7.5個分にあたる。3kmのグリッドではこの7.5個分のグリッドを平均化してしまうので、4m/sという下降風を捉えることができないと考えられる。また、Fig.20の雲解像モデルのシミュレーションによる水蒸気混合比のような周期的な変動は水平方向約1kmであり、メソγスケールでの水蒸気変動をシミュレーションによって捉えるためにはグリッドを1km以下にする必要がある。ARPSにおいてもグリッドを1km以下で計算すれば、計算時間等の問題はあるが、メソγスケールの水蒸気変動を捉えることは可能であると考えられる。

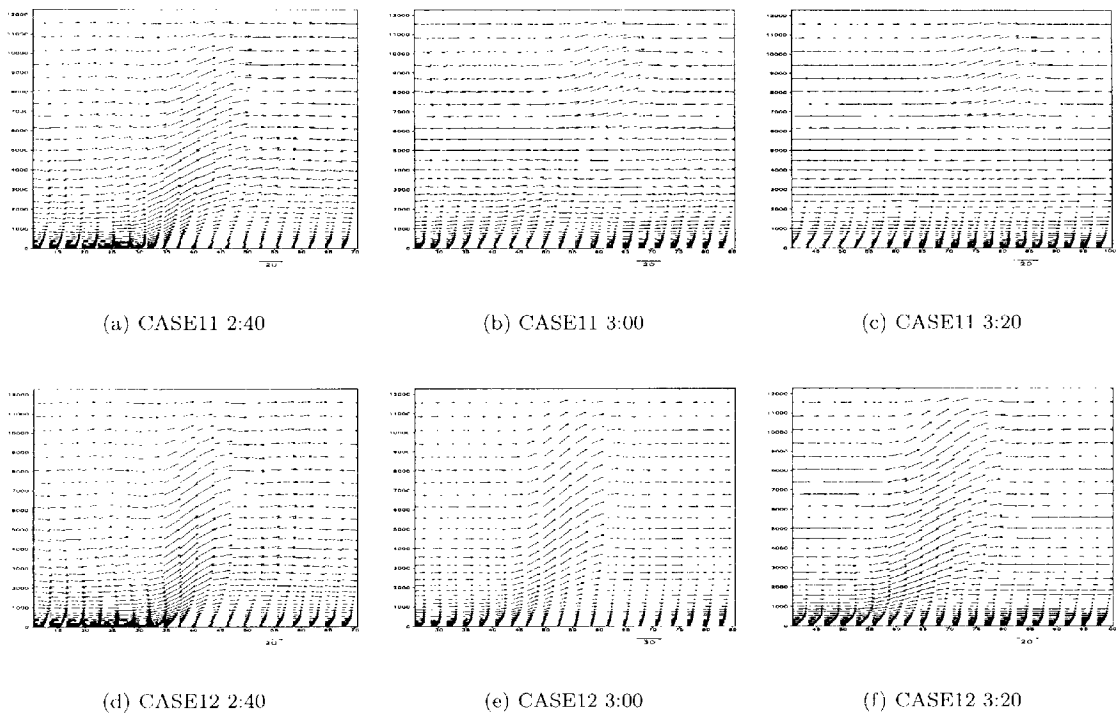


Fig. 19 $x-z$ Wind in CASE 11 and CASE 12 (m/s).

6. 結論

本研究は、起伏の際立った山岳によって水蒸気変動が顕著である琵琶湖周辺を対象とし、1998年7月4日、1998年8月20日、1999年8月21日の降雨事例を対象として、主にGPS可降水量を用いて水蒸気の状態についてメソβスケールで詳細な調査・解析を行った。具体的には、GPS、ARPS、深山レーダーを用いて、気象学的見地から、降雨と水蒸気変動の解明について考察を行った。

GPSデータから算出される可降水量およびその変動である位相残差が、メソスケールの雨域を捉えることができることが示された。また、その可降水量の値が少ないときは、雨域の移動は下層の可降水量収束方向に進むことが分かった。それに対し、可降水量の値が大きいときは、雨域の移動方向は可降水量の収束方向に依存せず、移動方向の一因として中層の風の方向が考えられる。

本研究では、メソβスケールにおける降雨と水蒸気動態の解明においてその特性を示せた。これにより、局所的な集中豪雨のメカニズムが詳細に解明できることが期待できる。

謝辞

本研究を進めるにあたり、貴重なデータを提供して頂きました国土交通省淀川統合管理事務所、日本気象協会、国土地理院の皆様に紙面を借りまして深く感謝いたします。また、本研究は科学技術庁振興調整費「GPS気象学」の援助を受けて行われました。ここに記して感謝の意を表します。

参考文献

- 岩淵哲也、内藤勲夫、宮崎真一、蔓納寺信崇(1997)：国土地理院の全国GPS観測網がとらえた前線に伴う水蒸気可降水量の動態，*天気*，**44**，756-766.
- 大石哲(1997)：積雲の雲物理構造解析を基礎にした洪水制御支援環境の開発に関する研究，*京都大学学位論文*.
- 大石哲・中北英一・池淵周一(1998)：GPSを用いた積雲スケールの水蒸気擾乱抽出手法に関する数値実験的研究，*土木学会水工論文集*，**42**，pp.13-18.
- 大石哲・中北英一・池淵周一・島田誠(1999)：GPS大気遅延量のパワースペクトルを用いた小規模水蒸気擾乱の変動特性解析，*土木学会水工学論文集*.

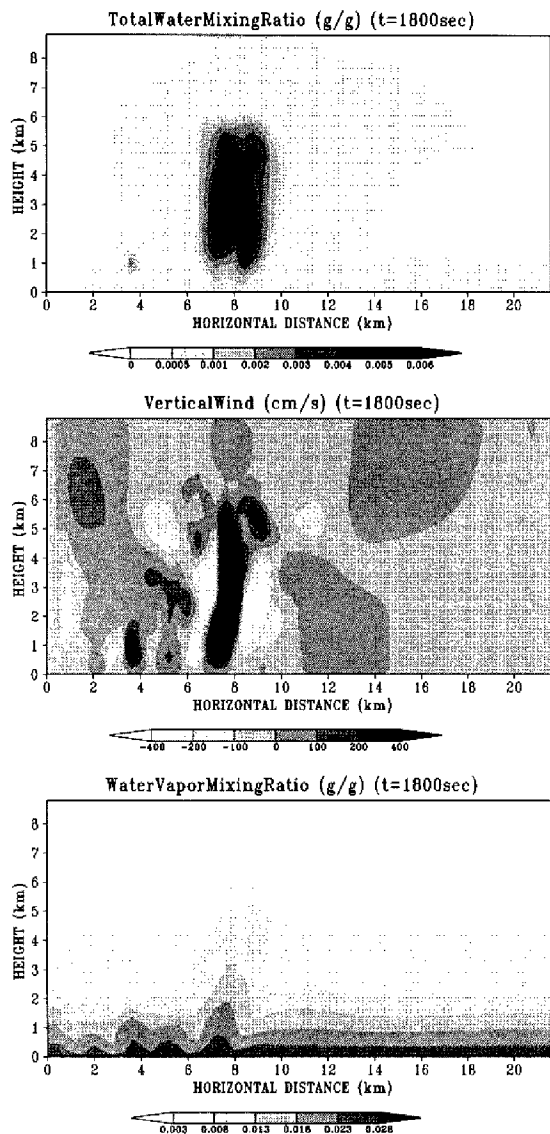


Fig. 21 Results of simulation by Cloud Resolution Model.

大石哲・亀岡知志・中北英一・池淵周一・島田誠一 (2000): GPSと雲解像モデルを用いた梅雨期におけるメソスケール水蒸気動態に関する研究, 京都大学防災研究所年報, 第43号B-2, pp.153-166.

扇田尚紀(1999):琵琶湖周辺におけるメソスケール水蒸気動態の解明に関する研究, 京都大学修士論文.

亀岡知志(2000):GPSと雲解像モデルを用いた梅雨期におけるメソスケール水蒸気動態に関する研究, 京都大学修士論文.

神田学・石田知礼・大石哲(2000):首都圏における雷雨性集中豪雨と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, 第47号第1巻, pp.7-15.

島田誠一・青梨和正・T. A. Herring R.W. Ware(1998): GPSデータのOne-way残差による水蒸気の時空間分布, GPS合同シンポジウム予稿集, p88.

中村一・青梨和正・藤部文昭・瀬古弘・小司偵教(1997): GPS大気遅延量推定に及ぼすローカルな水蒸気量変動の評価に関する研究, GPSによる日本列島の水蒸気可降水量情報のデータベース化と気象学, 環境科学, 水文学などへの利用に関する研究会, pp.7-10.

平原和朗・津田敏隆・宮崎真一・畑中雄樹(1997):国土地理院全国GPS観測網を用いた大気トモグラフィ構想, GPSによる日本列島の水蒸気可降水量情報のデータベース化と気象学, 環境科学, 水文学などへの利用に関する研究会, pp.57-59.

Herring, T. and S. Shimada (1998): Estimating spatial variations in atmospheric delays using GPS, on web. Seko, H., S. Shimada, H. Nakamura and T. Kato(2000): Three-dimensional distribution of water vapor estimated from atmospheric delay data of GPS in a mesoscale precipitation system in Baiu front, International Conference on MCSs and Heavy Rain in East Asia.

Study on Dynamic Behavior of Meso-scale Water Vapor around Lake Biwa

Naoki OGITA*, Satoru OISHI**, and Shuichi IKEBUCHI

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

** Faculty of Engineering, Yamanashi University

Synopsis

GPS data, which is basically used in Geodesy, involves the information of water vapor since GPS radio wave is influenced by water vapor. In this study, the variability of water vapor in the summer season around the Lake Biwa is investigated in meso-scale. GPS data which is analyzed by GPS software(GAMIT), three-dimensional Radar at Miyama, and ARPS, meso-scale meteorological model, are used for the analysis. The results of analysis indicate the following results; 1) water vapor variability can be captured in detail by GPS, 2) and GPS data is influenced differently by depending on the type of rainfall, and 3) characteristic of meso-scale rainfall can be captured by GPS as precipitable water vapor.

Keywords : precipitable water vapor, GPS, ARPS, radar