

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

Numerical Approach on Observation Method of the Cumulus Scale Disturbance
of Water Vapor by using GPS

大石 哲¹・中北 英一²・池淵 周一³

Satoru OISHI, Eiichi NAKAKITA and Shuichi IKEBUCHI

¹正会員 京都大学助手 防災研究所水資源研究センター (〒 611 宇治市五ヶ庄)

²正会員 工博 京都大学助教授 防災研究所水資源研究センター (〒 611 宇治市五ヶ庄)

³フェロー 工博 京都大学教授 防災研究所水資源研究センター (〒 611 宇治市五ヶ庄)

A method for observing the cumulus scale disturbance of water vapor by using GPS is proposed. This method has a characteristics that the disturbance of water vapor at high elevation is divided from it at low elevation. The following things are detected by investigation of the method using model atmosphere which was calculated numerically by using two dimensional cloud microphysics model.

- The position of disturbance of water vapor at high elevation is estimated reasonably by using a couple of satellite radio.
- The origin of the disturbance of water vapor at high elevation is estimated using high density GPS observation network.

Key Words : GPS, water vapor, cumulus, disturbance, numerical model

1. はじめに

近年, GPS を利用した宇宙測地技術が発達し, 測地網が充実してきている. 特に地震国である日本は世界一の密度の GPS 測地網を展開し, 地震のメカニズムの解明と予知に役立てようとしている. しかし, GPS 衛星からの電波は大気の影響を受けるため, 測地誤差が生じる. その中でも, 湿潤遅延と呼ばれる水蒸気による電波の遅延は, 大気中の水蒸気分布が不均等であることから, 測地の精度を 10^{-2}m から 10^{-3}m へと 1 桁あげるための障壁となっている. 特に日本においては, 複雑な地形が原因となって複雑な水蒸気分布が測地の精度向上を妨げている.

一方で, 気象学・水文学の立場では集中豪雨などのメソスケール現象の理解と予測が他のスケールの現象に比べて難しい状況であった. その主な原因はメソスケール現象を解像できる観測網がなかったためである. 近年では, レーダーや衛星などのリモートセンシング技術によってこのスケールの現象をとらえつつあり, その成果によってメソスケール現象の理解が進むものと期待されている. その中でも, 水蒸気は降雨の源であ

るので, 現在では 12 時間に 1 度の高層気象観測に頼っている水蒸気の観測の時空間的な粗さを克服することが重要な課題である.

このように GPS の測地情報の誤差の主要因は水蒸気であるが, それを誤差と見るのではなくシグナルとしてみればメソスケールの大気現象にとっての貴重な情報である. また, 水蒸気分布をより正確にかつ詳細に求めることができれば測地精度を向上させることができる. このように, 水蒸気に起因する GPS の測地誤差に対して, 気象学・水文学と測地学は相互補完的な立場であるため, GPS 気象学という学際的学問が生まれた. 特に日本型 GPS 気象学を気象学・水文学的な立場で見れば, 高密度 GPS 観測網を活かしてメソスケール大気現象をとらえ, 集中豪雨などの予測精度の向上をはかることが期待されている.

日本型 GPS 気象学のこれまでの成果の一つとして, 岩淵・内藤¹⁾の研究をあげる. 岩淵・内藤は国土地理院の GPS データを用いて, 日本の梅雨期において水蒸気量の鉛直積分量である可降水量の時空間分布を求めた. また, 中村ら²⁾は高い可降水量分布が強降雨域の分布に

3 時間程度先行して現れることを示した。この研究から降雨予測精度向上に対して GPS から得られる可降水量分布が有効に機能するであろうことが示唆された。

一方、水文学・水資源工学では、さらに小さなスケールである流域スケールの降雨分布が重要である。なぜなら、流域を管理する場合には降雨の流域内での有無によって、洪水への対応が全く変わってくるからである。降雨の源是水蒸気が相変化してできた降水粒子であるので、細かいスケールの水蒸気擾乱を直接的に GPS から観測することができれば、流域での降雨予測の精度向上に寄与することは間違いない。

このような背景から、本論文は、流域スケールの豪雨に対応する水蒸気情報を抽出する手法を提案することを目的とする。そのために、詳細な雲の微物理過程を考慮した数値計算によって出力された豪雨時の雲中の水蒸気情報から、GPS を用いた場合に取得できる湿潤遅延情報を求め、それを用いて、本手法の有効性を検討する。

2. 積雲スケールの水蒸気擾乱とその原因

大石ら³⁾は、一つの積雲を解像できる詳細な雲の微物理過程を考慮した 2 次元の数値モデルを用いて、豪雨時の積雲中の大気や降水粒子の状態を計算した。この時に用いた初期値は、1996 年 6 月 25 日に福井県大野市にて観測を行い、車載型 X バンドレーダーによって降雨域を探知し、ラジオゾンデを用いた大気観測で取得した大気プロファイルである。モデルと初期値の概要を表-1 に示す。観測降水量分布と比較して計算された降水量分布は妥当なものであったので、大気状態も再現できていたと考えられる。その計算結果のうち、領域中の降雨強度が最も大きくなった 1800 秒経過後の大気状態が最も大きな水蒸気擾乱を持っていたので、それをモデル大気と呼ぶ。モデル大気の水蒸気混合比とその積分値である可降水量の初期値からの変動を図-1 に示す。この時、初期値は高度によってのみ変化し、水平方向に一様に分布しているものを用いているので、初期値からの変動は積雲の生起によって生じた擾乱を表している。

図-1 を見ると、40km 地点～50km 地点では可降水量が低下している。この現象は水平距離 40～45km 付近で上空 5～7km において水蒸気混合比が低下しており、それが上空 3～4km の水蒸気混合比の低下を経ながら伝搬して水平距離 45～50km 地点で地表に達していることによるものである。この現象が起きる原因を示すために、同時刻での雹の混合比と雨滴の混合比を重ねて表示した図に、風の流線を描き加えたものを図-2 として示す。この図から、上空 5km 付近における雹の落

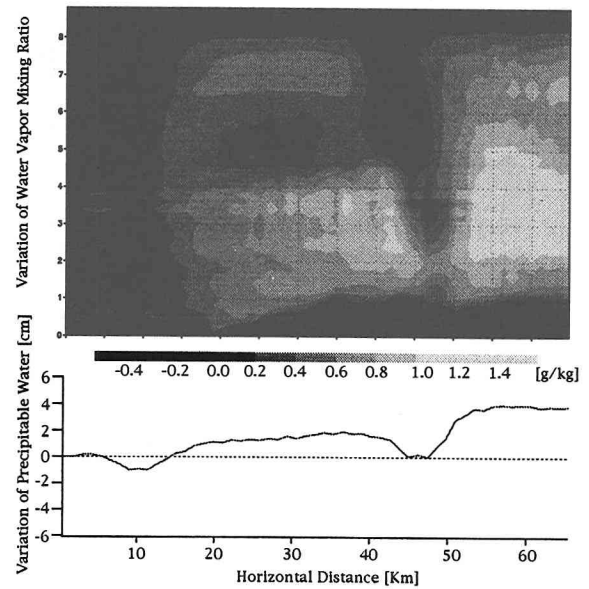


図-1 モデル大気での水蒸気混合比とその可降水量の初期値からの変化。

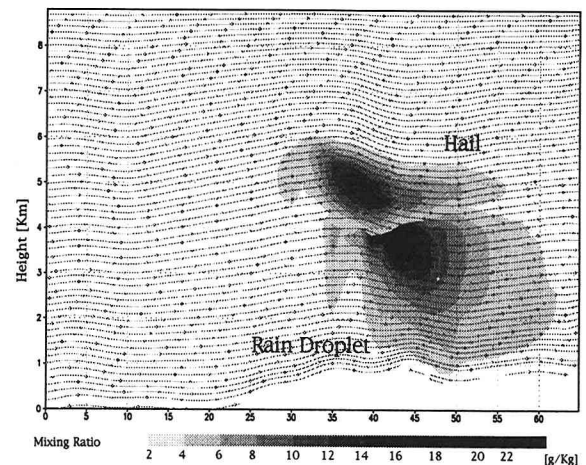


図-2 モデル大気での雹の混合比分布と雨滴の混合比分布。流線は風を表現している。

下が周りの大気を引きずって、上空 5～7km における水蒸気混合比の谷を生起し、それが地表において周囲と比べて低い可降水量となって表れている。また、上空 3～4km で雹が落下して融解したことにより生じた雨滴が周りの大気を引きずって、そこでの水蒸気混合比の谷を生起し、それが地表において低い可降水量となって表れていることがわかる。

図-2 に表されているような、水蒸気が減少して谷を形成している部分を抽出することができれば、豪雨の起源として重要な、降水粒子の落下位置を特定することができる。したがって、降水粒子そのものを見るレーダーに対し、降水粒子による水蒸気の擾乱を見るという役割を担い、それによって降雨のメカニズムの理解

表-1 モデルの概要

大気力学モデル	非静水圧・非圧縮モデル
地形	鉛直座標をテンソル解析を使った座標変換により σ 座標に変換
分解能	水平方向：1200m, 鉛直方向：200m
降水粒子の種類	氷晶, 霰, 雹, 水滴
降水粒子のクラス	半径による 100 程度のクラス分け
降水粒子のモデル中での表現形態	数密度
微物理過程	詳細な雲の微物理過程を陽に表現
初期値	水平方向に一樣な条件付き不安定で湿潤な大気. 初期値に雲は与えていない
経過時間	1800 秒経過後の大気を使用し, モデル大気と称する

を深化させることができる. また, ルーチン観測を行うことができれば, これまでに見ることができなかったスケールの水蒸気変動を見ることができ降雨予測の精度向上にもつながる.

しかし, 下層の水蒸気量は上空と比較して多く, さらに図-1に見ることができるように, 下層の水蒸気擾乱と上空の水蒸気擾乱の水平位置は異なっているため, それらを分離する必要がある. 特に, 水蒸気の積分値を測定する GPS を用いるときには, 今問題としている上空の水蒸気情報を, 量として多い下層水蒸気情報の影響を除いて抽出することが課題となる.

この問題に対し, 平原ら⁴⁾は 4 次元水蒸気トモグラフィ (断層撮影法) 構想によって 3km より下の水蒸気について鉛直方向の構造を分析する計画を提案している. この手法は, 主として陸面過程などの研究に対して大きなインパクトをもたらすであろう. しかし, この手法では 3km より上空の水蒸気は全可降水量から 3km より下の水蒸気量を減じることでしかわからない. すなわち, 豪雨を対象としたメソスケール現象の解明に必要な上空における水蒸気の擾乱を詳細に調査することはできない. また, 水蒸気トモグラフィを行うためには, 衛星から受信機に送られる電波が交差することが必須条件であるため, 数 100m 程度の超高密度観測を行う必要がある. そうでなければ, 衛星の移動によって電波が交差することを待つ必要がある. 前者の場合, 測器の数が問題となり, 後者は擾乱伝搬速度の速い大気中の水蒸気については用いることができない. そこで, 観測可能な水蒸気擾乱推定手法が望まれる.

本論文では, これまで得られなかった上空の水蒸気擾乱を, GPS の大気遅延量から上空の水蒸気擾乱を抽出してそれを調査する方法として, 特に擾乱の高度と水平位置を推定する方法を新たに提案し, それをモデル大気の水蒸気分布に適用して, その可能性を調査する.

3. 上空の水蒸気擾乱抽出手法とその適用

(1) 大気遅延量の基礎式

大気電波の伝搬に与える影響は, 大気屈折によって伝搬経路が曲率をもつ効果と, 伝搬経路上での電波の減速による効果に分けられる. 前者は後者に対して 3 桁程度小さなオーダーの値となることから本研究では無視した. 後者による遅延効果は, 電波が真空中を進む伝搬速度を用いる GPS 解析では伝搬経路が延びたことと解釈される. その経路増分は式 (1) で表される.

$$\Delta L = \int_L (n(s) - 1) ds, \quad (1)$$

ここで, L は伝搬経路, $n(s)$ は L 上の点 s における大気の屈折率である. 湿潤大気の屈折率は Thayer⁵⁾によって式 (2) として与えられる.

$$(n - 1) \times 10^6 = K_1(P_a/T)Z_a^{-1} + K_2(e/T)Z_w^{-1} + K_3(e/T^2)Z_w^{-1}, \quad (2)$$

ここで, P_a は乾燥大気の気圧, e は水蒸気分圧, T は絶対温度である. K_1, K_2, K_3 は Owens⁶⁾よりそれぞれ, 77.6, 64.79, 3.754×10^5 とした. これらの係数の誤差による影響は大気の屈折率に対し 4 桁程度小さな値であったので本研究では無視した.

Z_a, Z_w はそれぞれ乾燥大気, 水蒸気の圧縮因子であり, Owens⁶⁾によって以下の式で与えられる.

$$Z_a^{-1} = 1 + P_a[57.9 \times 10^{-8}(1 + 0.52/T) - 9.4611 \times 10^{-4}t/T^2], \quad (3)$$

$$Z_w^{-1} = 1 + 1650(e/T^3)[1 - 0.01317t + 1.75 \times 10^{-4}t^2 + 1.44 \times 10^{-6}t^3], \quad (4)$$

ここで, T は絶対温度, t は摂氏温度である.

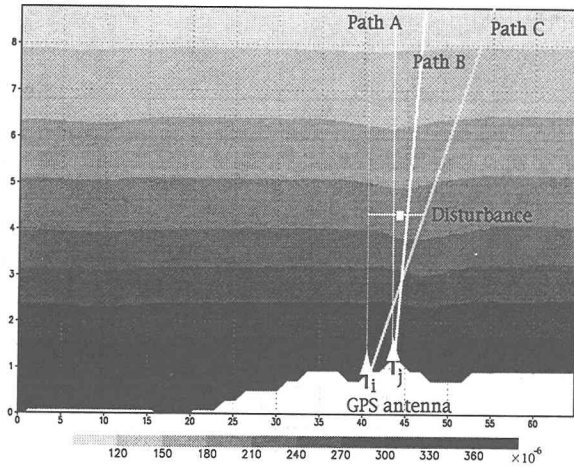


図-3 大気屈折率と3つの衛星から2つの受信機への伝搬経路のイメージ。

式(2)の右辺第2, 第3項は水蒸気の影響で生じる湿潤遅延である。また, 式(2)の右辺第1項で表される乾燥大気の影響による遅延は静水圧遅延と呼ばれる。静水圧遅延は気圧に関する感度が低いため, 本研究では, 水平方向に一様であると考えて考察には加えていないが, 実際の観測で得られる大気遅延は両者が分離されている訳ではないので, 以下の計算では静水圧遅延も含まれている。実際の観測においては, 地表で気圧を測定することによって静水圧遅延は除去可能である。

前節で説明した数値計算から求めた, モデル大気の大気屈折率の空間分布を図-3に表す。図-3に示した伝搬経路にそって屈折率を線積分したものがGPSの電波の伝搬経路の増分である大気遅延量である。

(2) 上空の水蒸気擾乱の高度および水平距離の推定手法とその適用

GPS衛星は全球の任意の地点で常に4つ以上捕捉することができるが, 上空の水蒸気擾乱を抽出しその高度と水平距離を推定するためには, そのうち3つの衛星からの大気遅延を用いる。ここで, 本手法では受信機の位置は既知のものとする。すなわち, 本手法を適用する時間スケールでは地殻変動による地面の動きは無視できるものとする。

3つの衛星からの2つの受信機への伝搬経路A, B, Cを図-3に示した。図に示すように, 大気下層では伝搬経路は近接しているので, 天頂角の違いによって生じる大気遅延量の違いは, 主として上空の水蒸気の影響による。したがって, 上空 z [m]に強い水蒸気の擾乱がある場合に, 大気遅延量の変動がすべてその高度に集中していると見なすことは妥当である。上空の大気遅延量のコントラストは, アンテナ i に対する伝搬経路Bの大気遅延量 ΔL_i^B と伝搬経路Aの大気遅延量 ΔL_i^A

を用いて以下のように表す。

$$\frac{dAD_i^{AB}}{dx} = \frac{\Delta L_i^B \cos \theta_i^B - \Delta L_i^A \cos \theta_i^A}{z \times (\tan \theta_i^B - \tan \theta_i^A)}, \quad (5)$$

ここで dAD_i^{AB}/dx は伝搬経路A, Bから求められるアンテナ i における大気遅延量の水平偏差, θ_i^A , θ_i^B はアンテナ i に対する伝搬経路A, Bの天頂角である。

図-4はモデル大気に水平距離間隔1200mで設置したGPS観測網によって受信される, $z \times dAD_i^{AB}/dx$ の空間分布である。注意すべき点は擾乱の高度 z はこの時点では求められていないことである。また, θ_A は0を用い, θ_B として $\tan \theta$ が0.3, 0.9, 2.1を用いて計算された dAD_i^{AB}/dx を, それぞれ正方形, 三角形, 円で表している。図-5は式(6)で表される dAD_i^{AB}/dx の積分に擾乱の高度を乗じたものである。 AD_i^{AB} は, ある基準(この例では領域の左端すなわち西端)における $\Delta L_1^A \cos \theta_1^A$ からの大気遅延量の差であり, 擾乱そのものを表している。

$$z \times AD_i^{AB} = \sum_{k=\text{left_edge}}^i \frac{dAD_k^{AB}}{dx} \Delta x, \quad (6)$$

ここで, Δx はGPS受信機の観測網間隔である。上空の水蒸気擾乱の高度と水平距離を推定するために, 図-4あるいは図-5において極小値をもつ点がずれている, すなわち擾乱を観測している点間に距離があることを利用する。この距離は図-3を用いて説明できる。すなわち, 上空の同じものを観測するためには観測するGPSの位置が天頂角によって変化するのである。擾乱の高度 z に大気遅延量の変動がすべて集中しているとして, 擾乱は z における2つの伝搬経路の高度の中心に位置するとして, 以下の式がなりたつ。

$$\begin{aligned} & \frac{1}{2}(z - h_i)(\tan \theta_i^C - \tan \theta_i^A) \\ & - \frac{1}{2}(z - h_j)(\tan \theta_j^B - \tan \theta_j^A) \\ & = X_j - X_i, \end{aligned} \quad (7)$$

ここで, X_j , X_i はそれぞれ AD_i^{AB} , AD_i^{AC} が極小値をもつ水平距離であり, h_j , h_i はそこでの地形の標高である。

式(7)を z に対して解くことにより, 主として降水粒子の影響によって水蒸気が減少している高度を推定することができる。上空で水蒸気擾乱の水平距離は, この高度 z と式(8)を用いて推定することができる。

$$X = \frac{1}{2}(z - h_j)(\tan \theta_j^B - \tan \theta_j^A) + X_j, \quad (8)$$

モデル大気を使用して, この方法で推定した上空で水蒸気が減少している擾乱の高度と水平距離を表-2に示す。

表-2 推定された擾乱の位置

計算例	観測網間隔	$\tan \theta_A$	$\tan \theta_B$	$\tan \theta_C$	擾乱の高度	擾乱の水平距離
A	1.2km	0.0	0.3	0.9	4.9 km	45km
B	1.2km	0.0	0.3	2.1	3.6 km	45km
C	1.2km	0.0	0.9	2.1	3.0 km	44km
D	3.6km	0.0	0.3	0.9	7.0 km	45km
E	3.6km	0.0	0.3	2.1	4.8 km	44km
F	3.6km	0.0	0.9	2.1	3.7 km	43km
G	6.0km	0.0	0.3	0.9	距離なし	43km
H	6.0km	0.0	0.3	2.1	4.3 km	43km
I	6.0km	0.0	0.9	2.1	6.0 km	45km

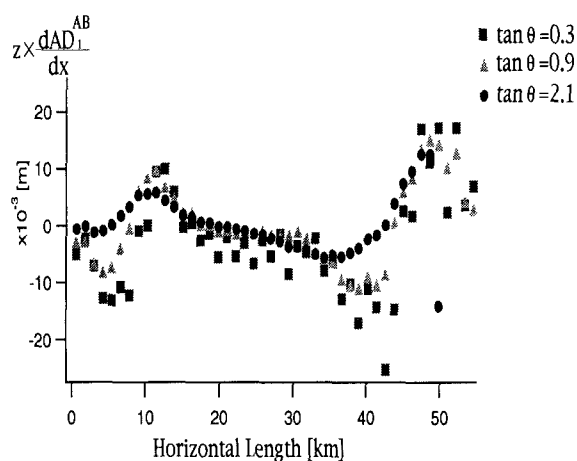


図-4 擾乱のコントラストの空間分布. $\tan \theta_i^B = 0.3, 0.9, 2.1$ を用いて計算された $z \times dAD/dx$ を、それぞれ正方形、三角形、円で表している。

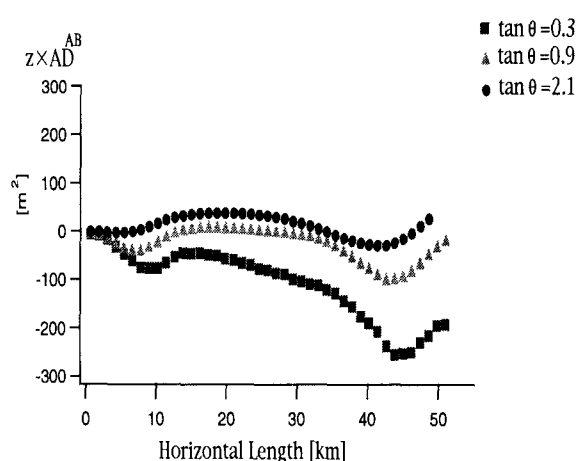


図-5 上空の水蒸気擾乱の空間分布. $\tan \theta_i^B = 0.3, 0.9, 2.1$ を用いて計算された $z \times AD$ を、それぞれ正方形、三角形、円で表している。

ここで、擾乱観測点間距離から擾乱の高度を求める際には図-5で表された $z \times AD$ を用いた。なぜなら、 $z \times dAD/dx$ は図-4に見ることができるように、連続する2つの谷が見えたりするため、様々な要因を考慮しながら高度を決定する必要があるが、 $z \times AD$ は図-5に見ることができるように極小値を持つ観測点間距離を簡単に獲得することができるからである。

以下、擾乱の位置推定に関する考察を述べる。

下層の水蒸気の影響を分離するためには、なるべく小さな天頂角をなす衛星の大気遅延量の組み合わせを用いることが望ましい。表-2のAに示すように超高密度のGPS観測網を用いた場合には小さな天頂角をなす衛星からの電波の組み合わせを用いることで、よい精度で擾乱の位置を推定することができる。Aの場合には、下層の水蒸気の影響はほとんど除去しているので、精度の高い位置推定結果を得ており、高度から推定して擾乱の主要因が電の落下に起因するものであること

がわかる。小さな天頂角をなす衛星が上空に3つ存在する場合はまれであるが、条件に恵まれた場合には、小さな天頂角をなす衛星からの大気遅延量の組み合わせを用いるべきである。

一方で、観測網の密度が小さい場合に小さい天頂角をなす衛星の大気遅延量の組み合わせを用いると、観測網間隔が大きくなることによる誤差が、擾乱の高度の推定誤差に強く影響する。したがって、1km間隔程度の超高密度のGPS観測網が展開できないときには、小さな天頂角をなす衛星からの電波の組み合わせを用いない方がよい。超高密度のGPS観測網が展開できない場合には、小さな天頂角をなす衛星と大きな天頂角をなす衛星からの電波の組み合わせから求められる擾乱観測点間距離を用いる方法が望ましいことが表-2のB, E, Hに示されている。大きな天頂角をなす衛星からの大気遅延量を用いた $z \times AD$ には、小さな天頂角をなす衛星のそれと比較して下層の水蒸気擾乱が含ま

れるので、位置推定の精度は落ちる。したがって、電が落下して生起する水蒸気擾乱の高度であるとは言いきれず、その電が融解して雨滴が落下して生起する水蒸気擾乱とを一体とみなしてその位置を求めていることになる。しかし、この方法であれば観測網間隔が大きくなっても擾乱の位置を適切に計算している

(3) 超高密度 GPS 観測網を用いた場合の水蒸気擾乱の原因の推定

図-4に示されるように、 $\tan \theta = 0.3$ を用いた場合、水平距離 38km 付近で一度谷を表し、さらに水平距離 42km 付近で2つめの谷が表れているのは、図-1を用いて次のように説明できる。すなわち、38km 付近の谷は高度 4.7km から 7km に見える擾乱を表し、42km 付近の谷は高度 3km から 4km に見える小さな、しかしコントラストの強い擾乱を表している。前者が電の落下による水蒸気低下、後者は雨滴の落下による水蒸気低下に起因するものである。後者が前者より強いコントラストをなしているのは、雨滴になってから周りの水滴を捕捉してさらに発達していることを表現している。

このように、小さな天頂角をなす衛星からの大気遅延を用い、水蒸気擾乱の原因を推定する可能性が示された。

$\tan \theta = 0.9, 2.1$ の時のように天頂角が大きい場合には、下層の水蒸気の影響が含まれてくるので明確な2つの谷を見ることができない。このことは、前節で述べたように、天頂角が大きな場合には、擾乱の高さを推定する分解能が低いことに原因がある。

以上をまとめると、超高密度観測網・小天頂角衛星という好条件がそろえば、良い精度で擾乱の位置を推定することができ、また、水蒸気擾乱の起源と、起源となっている物理過程の強弱を推定することができる。好条件がそろうことは非常にまれであるが、今後の集中観測の際などで、そのような場面があれば、本節で述べたような現象を実際の GPS データを用いて検証することは、メソスケールの豪雨現象の理解に向けて大きな意義がある。一方で、擾乱の波長の半分程度の密度のあまり高密度でない観測網を用いた際にも、ここで提案する擾乱の位置推定手法は機能することが示された。これは、豪雨に伴う降水粒子の落下による水蒸気擾乱に対して観測可能な調査方法を提案するという目的に対し、本手法が有効に機能していることを意味するものである。

4. 終わりに

本研究は、GPS の大気遅延量を用いて上空の水蒸気擾乱を調査する手法を提案し、その妥当性をモデル大

気から計算した大気遅延量を用いて検証した。

大小の天頂角をなす衛星からの大気遅延量を使用し、擾乱の波長の半分程度の間隔を持つ観測点を展開することで、降水粒子の下降に伴う水蒸気擾乱の位置を推定することができることが示された。また、特別観測などで超高密度の GPS 観測網を展開した場合には、小さな天頂角をなす衛星からの大気遅延量を使用することで異なる種類の降水粒子が引き起こす水蒸気擾乱を観測することができることも示した。

大きな天頂角をなす衛星からの大気遅延量を使う場合には電波が地面やその他の障害物によって一度反射された電波を受信してしまう、いわゆるマルチパスの問題が生じる。この問題は現在、世界的に検討中である。この問題が解決して、低密度観測網を用いて精度の良い水蒸気擾乱を調査できるようになれば、ルーチン観測による水蒸気擾乱の観測が可能になり、メソスケールの豪雨現象に対する理解がさらに進むものと理解している。

以上で本論文の結びとする。

謝辞：本研究は、文部省科学研究費補助金「山地および都市の局地豪雨の生起特性解析と予知」（代表：池淵周一）および科学技術庁振興調整費「GPS 気象学」から援助を受けて行ったものである。ここに記して感謝の意を表する。

参考文献

- 1) 岩淵哲也・内藤勲夫：国土地理院 GPS/SINEX データに基づく鉛直測位誤差の評価、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、水文学への利用に関する研究会要旨集、(印刷中)、1997。
- 2) 中村一 他：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、水文学への利用に関する研究会要旨集、(印刷中)、1997。
- 3) 大石哲・高橋輝明・中北英一・池淵周一：積雲モデルを用いた梅雨前線帯降雨に対する地形の影響の評価、京都大学防災研究所年報、第 40 号 B-2、(印刷中)、1997。
- 4) 平原和朗・津田敏隆：国土地理院全国 GPS 観測網を用いた大気トモグラフィー構想、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、水文学への利用に関する研究会要旨集、(印刷中)、1997。
- 5) Thayer, Gordon D. : An improved equation for the radio refractive index of air, Radio Science, Volume 9, Number 10, pp.803-807, 1974.
- 6) Owens, J. S. : Optical refractive index of air - dependence on pressure, temperature and composition, Appl. Opt., 6, pp.51-58, 1967.

(1997.9.30 受付)