

国土地理院 GPS 観測網から推定された可降水量

大谷 竜^{*1}・辻 宏道^{*2}・萬納寺 信 崇^{*3}
瀬川 爾 朗^{*1}・内 藤 勲 夫^{*4}

要 旨

全国 8 点の、ラジオゾンデ観測点に隣接した GPS 観測点を選び、GPS データから推定された可降水量とラジオゾンデ観測から得られた可降水量の比較を行った。その結果、GPS から推定される可降水量が、低気圧の通過などに伴った可降水量の変動をよく捉えており、r. m. s. 偏差にして 3.7 mm (または kg/m²: 以下可降水量の単位は mm で統一) で両者は一致することが分かった。また、前線等の通過に対応する短時間での可降水量の急激な変化も明瞭に見られた。以上のことから現状の GPS 観測網で、日本列島上空の水蒸気変動がよく捉えられていることが分かった。

1. はじめに

GPS (Global Positioning System: 汎地球測位システム) とは、複数の衛星から発射された電波の搬送波の位相を数え、衛星・受信機間の距離を数 cm から数 mm の精度で求めることによって、地上の位置を決定するシステムのことである (土屋・辻, 1995)。

ところが、実際の GPS 観測データには、大気の影響を受けて衛星電波の到着が真空中に比べて遅れ、見かけ上伝搬距離が伸びたように見える効果が含まれている。この効果による電波の超過距離を大気遅延という。大気遅延は、主に乾燥大気による静水圧遅延と、水蒸気に起因する湿潤遅延とからなる。静水圧遅延量は、全大気遅延量において大きな割合を占めるが、その天頂方向の大きさは地上気圧に比例することから、その大半を地上から精度よく推定できる。一方、湿潤遅延の大きさは、衛星電波の伝搬経路に沿った水蒸気の積分量に比例するが、水蒸気は時空間的に大きく変動するため、湿潤遅延を地上の観測から直接求めるのは困難であり、GPS 測位における最大の誤差要因になっている。逆に言えば、GPS データには湿潤遅延というか

たちで、観測点上空の水蒸気に関する情報が含まれている。

近年、GPS 衛星の軌道が精密に計算できるようになったことで、GPS の観測データから大気遅延を直接推定することができるようになり、そこから水蒸気に関する情報を抽出することが可能になってきた。

本報告では、わが国で現在、地殻変動監視や測量を目的に展開されている国土地理院の GPS 観測網からどれだけの精度で可降水量を推定できるかを評価するため、国土地理院の GPS 観測網で得られたデータから推定された可降水量と、GPS 観測点近傍における気象庁によるラジオゾンデ観測から求められた可降水量との比較を行った。その結果、GPS データから可降水量を精度よく求められたので、その結果を示す。

2. GPS 測位の原理

GPS とは、アメリカによって開発された位置決定システムの一つで、複数の GPS 衛星より発射されたマイクロ波を受信することで地球上の任意の位置を決定することができるシステムである。このマイクロ波には、1575 MHz (真空中での波長 19 cm) と 1227 MHz (同 24.4 cm) の 2 つの周波数があり、衛星に搭載された精密な原子時計を基準にして出力されている。こうした衛星が、6 つの軌道面に各 4 個ずつほぼ均等な距離を保つように配置されていて、全部で 24 個の衛星が

^{*1} 東京大学海洋研究所。 ^{*2} 建設省。

^{*3} 気象庁数値予報課。 ^{*4} 国立天文台地球回転研究系。

—1996年 7 月 26 日受領—

—1997年 2 月 13 日受理—

地表上空約 2 万 km を 12 時間の周期で周回している。このことによって、両極地方を除く地球上のどこにおいても、天球上にほぼ均等に分布した、常時 4 個以上、通常 6～8 個程度の衛星が補足できるようになっている。

地殻変動観測などの精密測位においては、衛星電波を受信してその搬送波の位相の数を数え、受信機と衛星の間の波数を求めることにより、受信機・衛星間の距離を推定する。ここで、衛星の軌道が正確に分かっていれば、推定された受信機・衛星間距離の情報から、地上の位置を精密に決定できる（詳細は、例えば、土屋・辻, 1995; Hofmann-Wellenhof *et al.*, 1993 を参照）。

GPS 観測データには、こうした衛星から受信地点までの距離の情報の他に、電波が大気を通過する際に中性大気や電離層の影響で電波の伝搬速度が変化する影響、衛星ならびに受信機内部の時計の誤差による影響、衛星電波受信時の初期位相が未知なことによる整数値バイアスなども含まれている。

これらの中で、電離層を電波が通過する際、伝搬速度が遅延する影響は、電離層による遅延量は周波数の 2 乗に反比例する性質を利用して、GPS 衛星から発射されている 2 つの周波数の電波を用いることにより、その大半をあらかじめ除去することができる。しかし、電離していない中性大気（乾燥大気及び水蒸気など）による影響は依然残る。また、衛星や受信機の時計誤差や整数値バイアスなどは解析の前にあらかじめ補正することが困難である。

そこで、これらの量は GPS の観測データそのものから推定される。つまり、これらの量を未知パラメータとして観測方程式を組立て、多数の GPS データを用いて最小 2 乗法で解くことにより、大気遅延や、地上の観測点位置等の他の未知パラメータが同時に推定できるのである。

また、観測方程式を組み立てる際には、未知パラメータをできるだけ正確にモデリングしておく必要がある。例えば、地上観測点位置は、地球の極運動やプレート運動、また固体潮汐・海洋潮汐等により常時変動している。こうした変動を適当なモデルによってあらかじめ観測点位置パラメータの中で表現しておけば、系統誤差を少なくさせ、より精度の良い解を求めることができるからである。

3. 大気遅延の物理とモデリング

大気中では、電波の伝搬速度が真空中に比べて減速すること、及び屈折によって伝播経路が湾曲することの 2 つの効果により、地上の受信機への衛星電波の到着が大気が存在しない場合よりも遅延し、見かけ上伝搬距離が伸びたように見える。この効果による電波の超過距離のことを大気遅延という。つまり大気遅延 ΔL は以下のように書ける

$$\Delta L = \int_L (n-1) dl + [S-G] \quad (1)$$

ここで、 n は電波の伝搬経路 L に沿った屈折率、 S は電波の伝搬経路 L の長さ、 G は受信機から衛星までの直線距離である。右辺第一項を速度項、右辺第二項を曲率項という。

大気遅延は主に仰角に強く依存し、仰角が低くなるほど、大気中を通過する電波の伝搬経路が長くなるので大きくなる。仰角 10 度以下の低仰角でなければ、曲率項が大気遅延全体に占める割合は十分小さく、主に速度項がそのほとんどを占める (Ichikawa, *et al.*, 1995)。

一般に GPS 観測においては、低空の障害物の影響等を避けるため、仰角にして 15 度以上の衛星のみが観測対象となる。そのため、GPS 観測における大気遅延では、主に速度項のみを考えればよいことになる。

ところで、一般に大気の屈折率は気温、乾燥大気分圧、水蒸気分圧の関数で以下のような関係があることが知られている (Thayer, 1974)。

$$10^6 [n-1] = k_1 \left(\frac{P_d}{T} \right) + k_2 \left(\frac{P_v}{T} \right) + k_3 \left(\frac{P_v}{T^2} \right) \quad (2)$$

ここで、 $k_1 = (77.604 \pm 0.014)$ K/hPa, $k_2 = (64.79 \pm 0.08)$ K/hPa, $k_3 = (3.776 \pm 0.004) \times 10^5$ K²/hPa は実験的に求められる係数、 T は気温 (K), P_d , P_v は各々乾燥大気、水蒸気分圧 (hPa) である。

今、特に天頂方向における大気遅延を考えると、(1)、(2) 及び状態方程式から、天頂大気遅延 ΔL_{Zenith} は、

$$\Delta L_{Zenith} 10^6 = \frac{k_1 R}{g M_d} P_{surface} + k'_2 \int_{Zenith} \left(\frac{P_v}{T} \right) dz + k_3 \int_{Zenith} \left(\frac{P_v}{T^2} \right) dz \quad (3)$$

但し、

$$k'_2 = \left(k_2 - \frac{M_v}{M_d} k_1 \right) \quad (4)$$

と表される。ここで、 $k'_2 = (17 \pm 10)$ K/hPa, M_d , M_v はそれぞれ乾燥大気、水蒸気の分子量、 R は普遍気体

定数, g は重力加速度, P_{surface} は地上における大気圧 (hPa) である.

これから分かるように, 天頂方向における大気遅延は地上気圧に比例する右辺第一項と, 水蒸気と気温に起因する右辺第二・三項とに分けられる. 前者は天頂静水圧遅延 (Zenith Hydrostatic Delay), 後者は天頂湿潤遅延 (Zenith Wet Delay) とよばれる. これから分かるように天頂静水圧遅延量は気圧 1 hPa に対して約 2 mm の大きさを持つので, 海面上では平均して 2 m を越える大きさを持つ. 一方, 天頂湿潤遅延量は観測点の上空の水蒸気量と気温によるので, 場所や天候によって大きく変化する. 例えば, 日本においてはその大きさはおよそ数 cm~数 10 cm の範囲である.

このように天頂静水圧遅延量は, 全天頂大気遅延量で大きな割合を占めるが, 観測地点における地上の気圧を精度よく知ることができれば精密に計算することができる. よって, GPS 観測から推定された天頂大気遅延量から, 観測点での地上気圧から計算された天頂静水圧遅延量を差し引けば, 水蒸気の変動を表す天頂湿潤遅延量を求められることになる.

ところで, GPS 観測においては, 様々な仰角の GPS 衛星からの電波を受信しており, 天球上における GPS 衛星の配置は時間とともに刻々と変化している. よって観測される大気遅延も, 様々な仰角を持つ衛星の視線方向の大気遅延であり, 天頂方向の大気遅延量そのものではない. また, 観測される任意の衛星方向の大気遅延を直接求めようとしても, 未知数の数に対して観測量が足りず, 精度よく解くことができない.

そこで, GPS 解析においては, あらかじめ大気遅延の仰角依存関数を計算しておき, 任意の仰角の大気遅延を天頂方向の大気遅延と仰角依存関数の積で表しておいて, 天頂大気遅延のみを未知パラメータとして推定する手法が使われている. この大気遅延の仰角依存関数を投影関数 (Mapping Function) といい, 仰角の減少とともに大気の伝搬経路が長くなる割合をもとに, 標準的な大気の屈折率の成層構造や, 地球の曲率, また衛星電波経路の湾曲の効果等も考慮して作られる (Lanyi, 1984; Davis *et al.*, 1985).

こうして, 様々な仰角の大気遅延は全て天頂方向に変換される. このことにより, 求めるべき大気遅延パラメータを一つに限定できる. そして, 現実の大気は方位によって大きく変化しなければ, 観測された GPS データを用いて最も観測データに合うよう, 最小 2 乗法によって天頂大気遅延量を他の未知パラメータ等と

ともに解くことができる.

このことは, GPS 解析で推定される天頂大気遅延量は, GPS 観測点の真上の値そのものではなく, 衛星の天球上における分布を反映した, 観測点上空のある拡がりを持った範囲の, 一種の平均的な値であることを意味している. 一般に, GPS 観測において観測対象となる衛星の仰角 15 度以上を考えると, 大気の平均的なスケールハイトを 8 km として, GPS 解析で推定される天頂大気遅延量は, GPS 観測点を頂点とする半径 30 km の逆さまの円錐内部の大気遅延の平均値ということができる.

4. GPS データからの大気遅延の推定方法

さて, 以上のようにして作られた観測方程式を解くため, 未知パラメータをどのように取り扱うかによって, 2 つの解析方法がある. ひとつは未知パラメータを区分的に定常として取り扱う方法で, もうひとつは確率論的に取り扱う方法である.

未知パラメータを定常として取り扱う方法においては, 未知パラメータをある与えられた時間間隔で区分的に任意の関数で表し, その値を未知数の一部として他のパラメータと同時に最小 2 乗法で推定している. 大気遅延パラメータに主に使われる関数は, 区分的に一定あるいは折れ線である. 一般にこの方法では, 観測方程式を単純化させるため, 異なる受信機や衛星に対して得られた搬送波位相の差を作ることにより, 共通の誤差である衛星と受信機の時計誤差を相殺させる手法が使われる. こうして新たな観測方程式を導いてから, この観測データを最もよく説明するように最小 2 乗法で, 観測点の位置と大気遅延, 及び整数値バイアスを同時に求める. 代表的な解析ソフトに MIT (マサチューセッツ工科大学) ならびにスクリプス海洋研究所によって開発された GAMIT (Gps At MIT) がある (Dong and Bock, 1989).

一方, 未知パラメータを確率論的に取り扱う方法は, 未知パラメータに適当な確率過程を当てはめ, 予測フィルターを走らせて観測時間毎に観測値を予測し, 実際の観測量との差が小さくなるように未知パラメータを逐次推定する方法である. 一般に, 大気遅延にはランダムウォークを, 時計の誤差にはホワイトノイズの確率過程を当てはめることで良い結果が得られることが知られている. 整数値バイアスに関しては未知パラメータを決定した後改めて推定される. この方法でのメリットは, 未知パラメータに適切な確率過程を用

いることにより、高い時間分解能で未知パラメータの値を推定することが出来る点にある。この方法による代表的な解析ソフトには、NASA（アメリカ航空宇宙局）のJPL（Jet Propulsion Laboratory）のグループによって開発されたGPSY（GPS Inferred Positioning SYstem）がある（Lichten and Border, 1987）。

5. 天頂湿潤遅延量と可降水量の関係

さて、(3)式から、天頂方向の湿潤遅延量 ZWD を変形すると、単位面積の大気柱に含まれる水蒸気の総量である可降水量 PWV （Precipitable Water Vapor）と次のような関係があることが分かる（Askne and Nordius, 1987）。

$$\begin{aligned} ZWD &= 10^{-6} \left[k_2 \int_{Zenith} \left(\frac{P_v}{T} \right) dz + k_3 \int_{Zenith} \left(\frac{P_v}{T^2} \right) dz \right] \\ &= 10^{-6} R_v \left(k_2 + k_3 \frac{\int_{Zenith} \frac{P_v}{T^2} dz}{\int_{Zenith} \frac{P_v}{T} dz} \right) \int_{Zenith} \frac{P_v}{R_v T} dz \\ &= \Pi^{-1} PWV \end{aligned} \quad (5)$$

但し、

$$\Pi = \frac{10^5}{R_v \left(k_2 + \frac{k_3}{T_m} \right)} \quad (6)$$

$$T_m = \frac{\int_{Zenith} \frac{P_v}{T} dz}{\int_{Zenith} \frac{P_v}{T^2} dz} \quad (7)$$

ここで、 R_v は水蒸気の気体定数である。また、 T_m は観測点上空の、水蒸気分圧で重みづけられた平均気温を表している。以上から、天頂湿潤遅延量は、観測点での可降水量と、上空の気温と水蒸気分圧の鉛直分布から定義される平均気温によって決定される比例係数の積で表されることが分かる。

ここで、比例係数 Π は、平均気温を 260 K とすると約 0.15 である。平均気温は季節や地域によって、およそ 240～300 K 程度まで変動し、それに伴ってこの比例係数は約 15% 程度変化する（Bevis *et al.*, 1992；Businger *et al.*, 1996）。

ところで、気温の変動は大気下層の方がより大きく、水蒸気も下層に集中しているので、平均気温 T_m は地上の気温と相関を持つことが期待される。事実、両者には良い相関があることが、ラジオゾンデ観測によって求められた平均気温と地上気温の比較を通じて知ら

第1表 比較を行った GPS 観測点とそれらの近傍のラジオゾンデ観測点の位置。各欄で、上がラジオゾンデ観測点、下が GPS 観測点の値。

	緯度	経度	高さ (m)
稚内	45°25'12"	141°40'48"	11
	45°23'57"	141°45'17"	49
札幌	43°03'00"	141°19'48"	19
	42°58'51"	141°44'05"	54
秋田	39°43'12"	140°06'00"	21
	39°23'46"	140°03'05"	30
仙台	38°16'12"	140°54'00"	43
	38°18'53"	140°57'28"	32
輪島	37°22'48"	136°54'00"	14
	37°22'49"	136°53'34"	14
米子	35°25'48"	133°21'00"	8
	35°25'51"	133°03'40"	38
潮岬	33°27'00"	135°46'12"	75
	33°28'48"	135°46'03"	16
鹿児島	31°33'00"	130°33'00"	31
	31°30'03"	130°28'08"	472

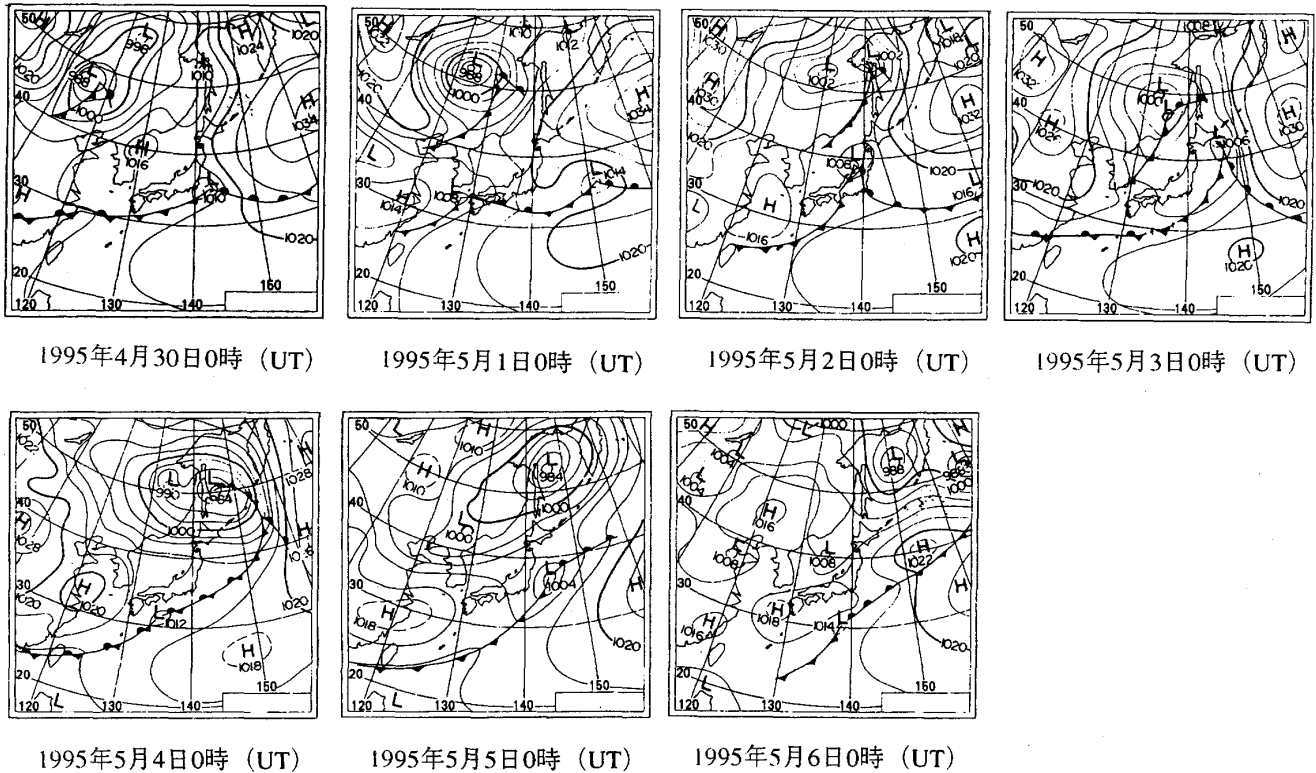
れている。その結果によれば、地上気温を使えば平均気温を 2 % の精度で計算でき（Bevis *et al.*, 1992），よって比例係数も同程度の精度で計算できることが示されている（Bevis *et al.*, 1994）。

つまり、比例係数 Π を計算するのに、必ずしも観測点上空の気温及び水蒸気分圧のプロファイルは必要ではなく、観測点での地上気温を用いて精度よく求めることができる。またこのことは、比例係数 Π は主に温度の影響を受けていることを示す。こうして求められた比例係数を GPS 解析から推定された天頂湿潤遅延量に掛けることで、可降水量を求めることができる。

6. GPS とラジオゾンデによる可降水量の比較

国土地理院の GPS 連続観測システムは、1994 年 10 月より全国に平均 120 km 間隔で設置された 100 点あまりの受信機により連続観測を続けている。今回、この観測網の中から、気象庁が定時に行っているラジオゾンデ観測の観測点に最も近い GPS 観測点を選び、可降水量を算出して、ラジオゾンデ観測による可降水量との比較を行った。

比較に用いたのは、稚内、札幌、秋田、仙台、輪島、潮岬、米子、鹿児島島の 8 点である（第 1 表）。解析期間として、日本列島沿いに低気圧がいくつか通過しており、それに伴って観測点上空の水蒸気量が大きく変動していたと考えられる 1995 年の 4 月 30 日から 5 月 5 日



第1図 1995年4月30日から1995年5月6日の天気図。時刻は世界時である。「気象要覧」より抜粋。

までを選んだ (第1図参照)。

今回、GPS可降水量を評価するために使用したGPS解析ソフトは、大気遅延パラメータを確率的に求めるGIPSYである。解析は一日毎のGPSデータについて行われ、10分おきに天頂大気遅延量を推定した。また、国土地理院では地殻変動の監視を目的として、GPS連続観測網のデータの定常解析が毎日行なわれている (Abe and Tsuji, 1994)。その際、大気遅延も同時に推定されているので、その結果も比較に用いた。この解析システムに用いられているソフトウェアはGAMITである。解析は一日毎のデータセットで行われ、大気遅延は3時間毎に折れ線として推定されている。

両解析において、観測点位置パラメータからはあらかじめ、極運動・プレート運動、固体・海洋潮汐の影響は取り除かれてある。また、衛星軌道情報としては、世界的なGPS衛星追跡ネットワークによって計算されたGPS精密軌道情報、いわゆる精密暦が用いられている。これらの条件のもとで、観測点位置は動かないものとして取り扱い、天頂大気遅延を観測点位置等と同時に推定した。

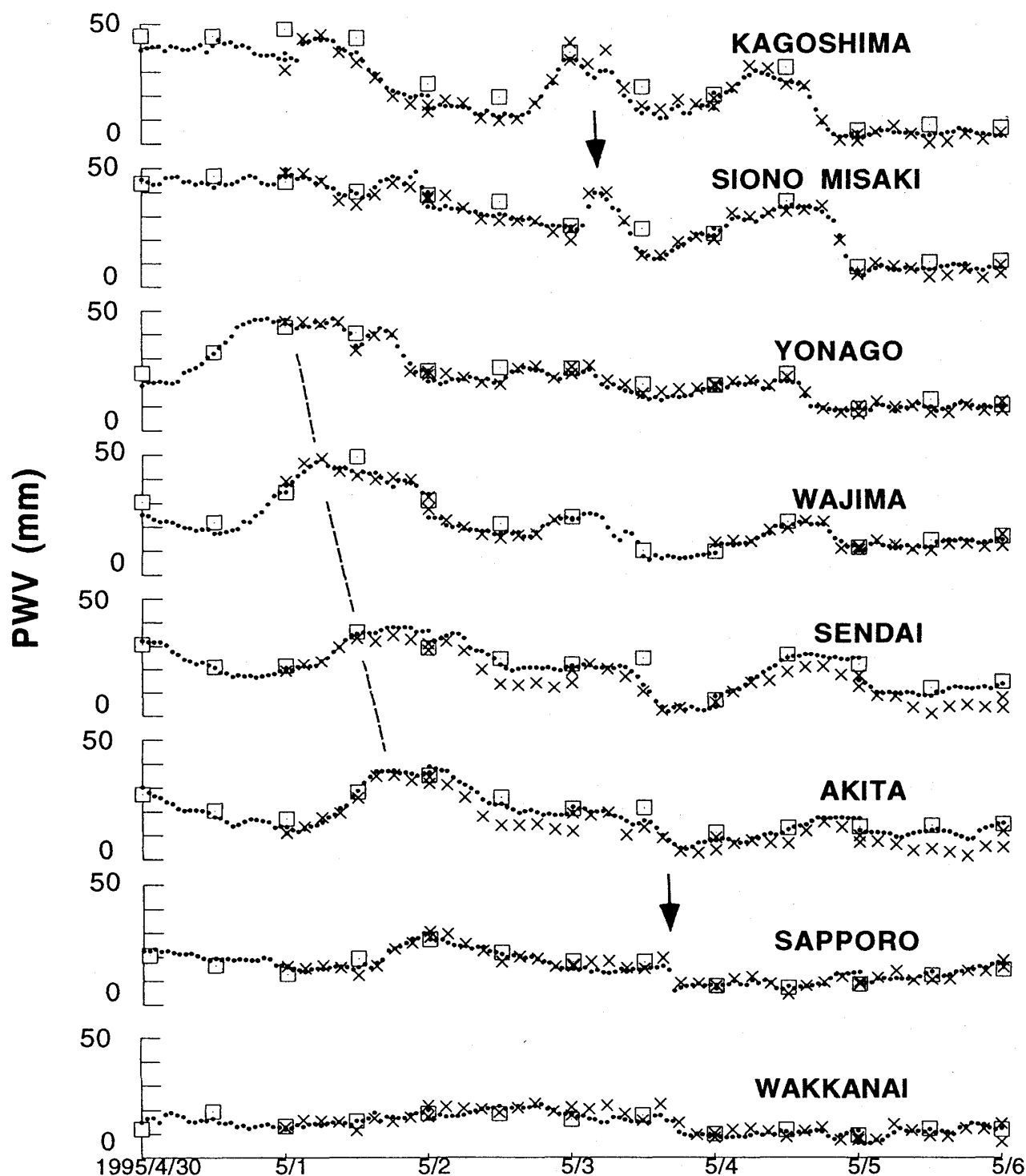
以上の方法で推定された天頂大気遅延量から、天頂湿潤遅延量を分離するため、高層観測点で観測された

気圧値から静水圧平衡を仮定してGPS観測点の標高での気圧値を推定して天頂静水圧遅延量を求め、GPSで推定された天頂大気遅延量からこれを差し引いた。

天頂湿潤遅延量を可降水量に変換するのに、ラジオゾンデによる高層観測がある時刻では、高層観測点上空の気温と水蒸気分圧から求められた比例係数 Π を用い、その間の時刻については、上記で求められた比例係数 Π を線形内挿した値を用いた。なお本解析期間中では、平均気温は268~282 K程度変化し、それに伴い、比例係数も0.153から0.161まで変動した。

結果を第2図に示す。図中で、四角印がラジオゾンデによる可降水量、×印がGAMITにより求められた可降水量、そして・がGIPSYによって求められた可降水量を表す。GAMITの結果について、国土地理院の定常解析によっては測位解がうまく求められず、その結果大気遅延が得られなかったものについてはプロットしていない。なお、地上の気圧観測は1時間毎なので、GIPSYによる結果も気圧観測に対応する時刻のみを選んである。また第3図には、ラジオゾンデによる可降水量に対するGIPSY、GAMITで推定されたGPSによる可降水量の相関図をそれぞれ示す。

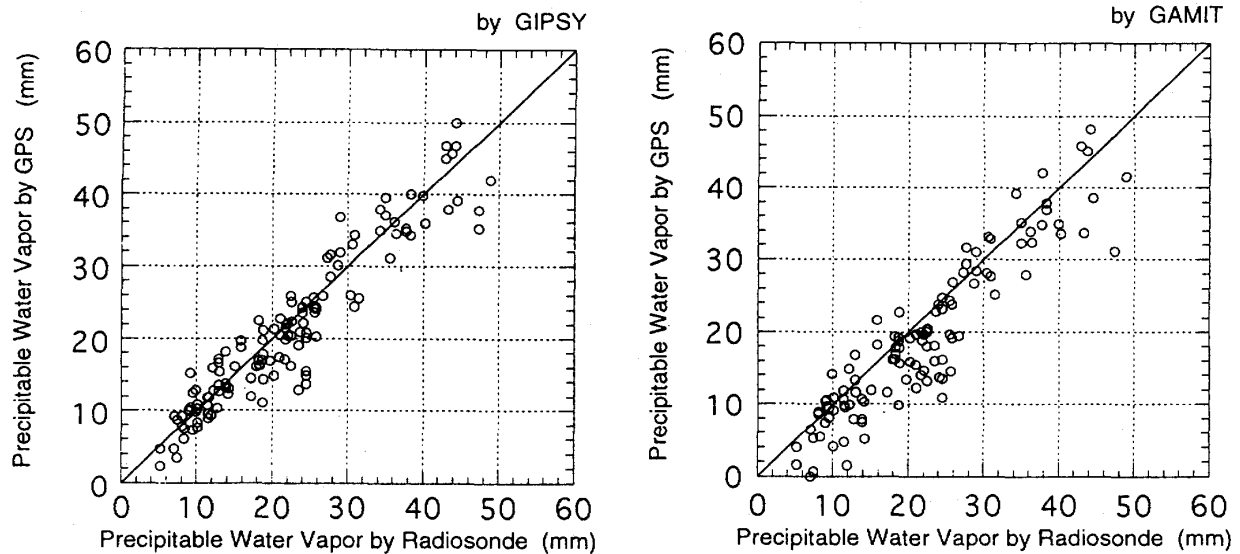
この結果からGPSから推定された可降水量とラジオゾンデから求められた可降水量とがよく合っている



第2図 国土地理院によるGPS観測から求められた可降水量(PWV)と、それらの観測点近傍の気象庁のラジオゾンデ観測から求められた可降水量(□)との比較。GIPSYで解析した結果を・で、国土地理院のGAMITによる定常解析によるものを×で示してある。時刻は世界時である。矢印や点線については本文参照のこと。

ことが分かる。一週間程度の短い期間にも関わらず、可降水量は大きく変化しているが、GPSによる結果はその変動をよく捉えていることが分かる。本州沿いに前線が通過するのに伴って、米子、輪島、仙台、秋田、

と可降水量のピークが移動してゆく様子がラジオゾンデの観測から見てとれるが、GPSによる結果からもそれが明瞭に分かる(第2図点線)。また、5月3日の札幌における例(第2図矢印参照)のように、寒冷前線



第3図 ラジオゾンデ観測から求められた可降水量とGPS観測から推定された可降水量の相関図。左図がGIPSYによって推定されたもの、右図が国土地理院のGAMITによる定常解析から得られたもの。

の通過に伴う可降水量の急激な減少や、同じ日の潮岬のように(第2図矢印参照)、ラジオゾンデ観測の合間に起きているような短時間での可降水量の増減が明確に見られ、ラジオゾンデの時間分解能では捉えきれない現象が、GPSによって捉えられていることが分かる。

GPSによる可降水量とラジオゾンデによる可降水量との差のr.m.s.偏差は平均するとGIPSYによる結果では3.7 mm, GAMITによる結果では5.1 mmである。ラジオゾンデの観測に対して、GAMITによる結果はGIPSYによる結果よりも全体に分散が大きく、相関が悪い。また、第2図、第3図より、GAMITによる結果は、ラジオゾンデによる結果に対して全体的に負のバイアスを持っているように見える。この原因についてはまだ明らかではない。今回のGAMITの結果は、地殻変動監視を目的とした解析方法に基づいており、GIPSYとの解析条件が異なるので、一概に大気遅延量推定の優劣を判断することはできない。しかしながら、両者の結果とも、可降水量の変動の傾向は似ており、全体的な変化のパターンはよく捉えられていることが分かる。

7. 議論と展望

今回の解析の結果により、GPSによる可降水量とラジオゾンデによる可降水量とは、平均して約4~5 mm程度で合っていることが分かった。

この差の一番大きな原因として考えられるのは、解

析で用いたGPS観測点は、高層観測点と同じ場所ではないことの影響である(第1表)。

まず、GPS観測点と高層観測点の距離がある程度離れば、当然水蒸気分布も異なってくるはずである。特に、両観測点の高さに大きな違いがある場合は、高度差に存在する水蒸気量がバイアスとして表れる。例えば第2図の鹿児島において、ラジオゾンデ観測による可降水量はGPSによる可降水量に対して系統的に高くなっているが、これはGPS観測点が高層観測点に対して440 m高い場所に位置しており、この間の高度差の水蒸気量がバイアスとなっているためだと考えられる。実際、ラジオゾンデで観測された水蒸気分圧の鉛直プロファイルから、両観測点の高度差間の可降水量を計算して、GPS観測から得られた可降水量に加えると、ラジオゾンデ観測より得られた可降水量により近くなる。こうした補正を行うことにより、両者の差のr.m.s.偏差は、GIPSYによる結果では3.0 mmに、GAMITによる結果では4.5 mmまで小さくなる。

但し、高度差が余りなく、ある程度近接している二点でも、地形や海陸分布の影響で水蒸気の動態が異なってくる可能性はある。逆にGPS観測網から得られるそうした情報から、ローカルな気象現象が解明できるかもしれない。

次に、GPSにより推定された天頂大気遅延量を可降水量に変換する際に、GPS観測点での気象データを、高層観測点での観測値から推定したことに伴う誤差が考えられる。これには、GPS観測点での天頂静水圧遅

延を計算する際の誤差と、比例係数 Π を求める際の誤差とがある。但し、これらについては余り大きなものではないと考えられる。

地上気圧が 5 hPa 変動すると、天頂静水圧遅延量は約 10 mm 変化するので、見かけの可降水量変動に換算して約 1.5 mm 変わる。このことから、可降水量を 1 mm 以下の誤差で求めるためには、GPS 観測点での気圧を約 3 hPa 以下の誤差で知る必要がある。GPS 観測点での気圧を求めるのに仮定した静水圧平衡条件は、今回のような気象条件では十分成り立つので、現地での気圧も数 hPa 以内には再現できていると考えられる。よって、GPS 観測点での天頂静水圧遅延量の計算の誤差は大きなものではない。

しかしながら、特にメソ擾乱が生じているような気象条件においては、局地的に実際のものとずれる可能性はある。こうした気象条件では、水蒸気も時空間的に大きく変化するので、天頂湿潤遅延を分離するには、GPS 観測点での現地の気圧観測から計算された天頂静水圧遅延量を用いることが望ましい。

比例係数 Π の場所による違いについては以下のように見積もることができる。前述したように、平均気温は地上気温と強い相関がある。そこで、GPS 観測点上空と高層観測点上空の平均気温の違いを各観測点での地上気温の違いで代表させて比例係数の違いを評価すると、地上気温の 10 K の違いに対して、比例係数は高々 3 % 程度しか変わらない。よほど特別な気象条件でない限り、今回比較を行った GPS 観測点とラジオゾンデ観測点間の地上気温の差は 10 K よりも小さいと考えられる。よって、場所による比例係数の違いは、あっても高々 2 ~ 3 % 程度と見なせ、GPS 観測点における可降水量推定の大きな誤差源にはならないといえる。

最後に、GPS 観測による可降水量とラジオゾンデ観測による可降水量の違いの原因に、GPS 解析による天頂大気遅延量の推定誤差が考えられる。今回の結果からだけではその厳密な評価は難しい。しかし、大気遅延パラメータの拘束条件の設定等に GPS 観測点での気象データから得られる、よりもっともらしい値を用いることなどにより、今後更に精度をよくすることも可能だと思われる。これらについての詳細は筆者らの別の論文 (Ohtani *et al.*, 準備中) で詳述される予定である。

アメリカでの GPS による可降水量推定の集中検証観測 (Rocken *et al.*, 1995; Duan *et al.*, 1996) によれ

ば、GPS によって可降水量を 1.0 mm ~ 2.0 mm の精度で推定できることが示されている。この結果は、各 GPS 観測点において GPS と水蒸気ラジオメータによる並行観測を約 1 か月にわたり行い、それにより得られた高い時間分解能での可降水量をもとにした比較を通じて得られたものである。それに対して、今回の結果は、現業の定常観測網によるデータだけを使って解析されたものであり、上記の集中観測による結果と単純な比較はできない。しかしながら現状の観測及び解析でも、今回示した程度の精度はあるものといえる。今後、上記で述べたような誤差要因を特定して補正していき、大気遅延を推定するのに最適な解析方法を開発していくことで、GPS 可降水量とラジオゾンデ観測によるものの一致を更に良くしていくことが期待できる。

国土地理院の GPS 連続観測システムは現在もなお拡張中であり、1996年4月現在、全国に600点以上の観測点が展開されている。今後、全国にはりめぐらされた GPS 観測網を利用して、時空間的に稠密に可降水量を推定し、日本列島上空の水蒸気変動を詳細にモニターできるようになるであろう (畑中他, 1996)。

8. まとめ

現在稼働している国土地理院の GPS 連続観測網によって得られたデータを用いて、全国 8 地点の可降水量を推定した。近傍のラジオゾンデ観測から得られた可降水量と比較した結果、両者は r. m. s. で 4 ~ 5 mm で一致した。両観測点の高度差間の水蒸気量を補正することにより、両者の残差は更に小さくなることが分かった。

また、GPS により推定された高い時間分解能の可降水量の変動には、前線や低気圧等の通過に対応した可降水量の増減や急激な変化が明瞭に見られた。以上のことから現状の GPS 観測網によって、日本列島上空の水蒸気変動がよく捉えられていることが分かり、GPS 観測網を水蒸気センサー網として活用できる有用性が示された。

参 考 文 献

- Abe, Y. and H. Tsuji, 1994: A nationwide GPS array in Japan for Geodynamics and Surveying, Geodetical Info. Magazine, Oct. 1994, 29-31.
- Askne, J. and H. Nordius, 1987: Estimation of tropospheric delay for microwaves from surface weather

- data, *Radio Science*, **22**, 379-386.
- Bevis, M., S. Businger, T. A. Herring, C. Rocken, R. A. Anthes and R. H. Ware, 1992 : GPS Meteorology : Remote sensing of atmospheric water vapor using the Global Positioning System, *J. Geophys. Res.*, **97**, 15787-15801.
- Bevis, M., S. Businger, S. Chiswell, T. A. Herring, R. A. Anthes, C. Rocken and R. H. Ware, 1994 : GPS Meteorology : Mapping zenith wet delay onto precipitable water, *J. Appl. Meteor.*, **33**, 379-386.
- Businger, S., S. R. Chiswell, M. Bevis, J. Duan, R. Anthes, C. Rocken, R. Ware, T. M. Exner, T. Van Hove and F. Solheim, 1996 : The promise of GPS in atmospheric monitoring, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 5-18.
- Davis, J. L., T. A. Herring, I. I. Shapiro, A. E. E. Rogers and G. Elgered, 1985 : Geodesy by radio interferometry : Effects of atmospheric modeling errors on estimates of baseline length, *Radio Science*, **20**, 1593-1607.
- Dong, D. and Y. Bock, 1989 : GPS network analysis with phase ambiguity resolution applied to crustal deformation studies in California, *J. Geophys. Res.*, **94**, 3949-3966.
- Duan, J., M. Bevis, P. Fang, Y. Bock, S. Chiswell, S. Businger, C. Rocken, F. Solheim, T. Van Hove, R. Ware, S. McClusky, T. A. Herring and R. W. King, 1996 : GPS Meteorology : Direct estimation of the absolute value of precipitable water, *J. Appl. Meteor.*, **35**, 830-838.
- 畑中雄樹, 辻 宏道, 市川隆一, 木股文昭, 萬納寺信崇, 野村 厚, 青梨和正, 柴田 彰, 内藤勲夫, 1996 : 第1回 GPS 気象学ワークショップ報告, *天気*, **43**, 181-186.
- Hofmann-Wellenhof, B., H. Lichtenegger and J. Collins, 1993 : *Global Positioning System : Theory and Practice*, Springer-Verlag, 326pp.
- Ichikawa, R., M. Kasahara, N. Mannoji and I. Naito, 1995 : Estimations of atmospheric excess path delay based on three-dimensional, numerical prediction model data, *J. Geod. Soc. Japan*, **41**, 379-408.
- 気象庁, 1995 : 気象要覧, 第1148号.
- 気象庁, 1995 : 気象要覧, 第1149号.
- Lanyi, G., 1984 : Tropospheric delay effects in radio interferometry, in *Tracking and Data Acquisition Prog. Rept. 42-78*, Jet Propulsion Lab., vol. April-June 1984, 152-159.
- Lichten, S. M. and J. S. Border, 1987 : Strategies for high-precision Global Positioning System orbit determination, *J. Geophys. Res.*, **92**, 12751-12762.
- Rocken, C., T. Van Hove, J. Johnson, F. Solheim, R. Ware, M. Bevis, S. Businger and S. Chiswell, 1995 : GPS/STORM-GPS sensing of atmospheric water vapor for meteorology, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **12**, 468-478.
- Thayer, D., 1974 : An improved equation for the radio refractive index of air, *Radio Science*, **9**, 803-807.
- 土屋 淳, 辻 宏道, 1995 : GPS 測定の基礎, 日本測量協会, 275pp.

Precipitable Water Vapor Observed by Geographical Survey Institute's GPS Network

Ryu Ohtani^{*1}, Hiromichi Tsuji^{*2}, Nobutaka Mannoji^{*3},
Jiro Segawa^{*1} and Isao Naito^{*4}

^{*1} (Corresponding author) Ocean Research Institute, University of Tokyo, Tokyo 164, Japan.

^{*2} Ministry of Construction.

^{*3} Numerical Prediction Division, Japan Meteorological Agency.

^{*4} Division of Earth Rotation, National Astronomical Observatory.

(Received 26 July 1996 ; Accepted 13 February 1997)