

首都圏における GPS 可降水量と降水の統計的關係

新村典子*1, 佐々木 太一*2・木村 富士男*3

要 旨

1996年4月から1997年12月の期間の首都圏領域における GPS 可降水量と降水との統計的關係を明らかにした。解析には、同地域12地点の3時間 GPS 可降水量、12地点の地上気温および降水量の1時間値を用いた。まず地上気温に着目して、可降水量と降水の有無の關係を調べた。この結果、可降水量が地上気温で決まるしきい値より大きいときには、降水が生じる頻度が高いことが示された。逆にしきい値より可降水量が少ないときは、降水はほとんど起こらない。とくに、この領域内の多くの観測地点で3時間以上連続して降水があるときは、これらの關係は明瞭である。一方、降水が局所的で継続時間が短い場合は、この關係はあまり明瞭ではない。また高層気象データの解析からしきい値は飽和可降水量の統計的下限に近いことがわかる。

1. はじめに

近年、測地分野の衛星システムである GPS (Global Positioning System) から可降水量を求める手法が開発された。大気鉛直方向の積算水蒸気量である可降水量の時間変動と水平分布を明らかにすることは、メソスケールの気象現象だけではなく、グローバルな気候変動の解明にもつながると考えられる。衛星からの電波を地上の観測点で受信する際に、大気中に水蒸気が存在することによって伝搬過程に遅れが生じる。この遅れを計測することにより大気中に存在する可降水量を見積もることができる(大谷・内藤, 1998)。この方法では観測の時間分解能を1時間以下に設定することもできるため、高層ゾンデ観測に比べ、詳細な時間変動を知ることができる。また GPS 受信機は、マイクロ波放射計や高層ゾンデ受信機と比較すると、操作が簡単であり安価であるため、広い範囲に多くの受信機を設置できる。

日本では地震予知を目的に地殻の変動を調査するため、国土地理院によって数多くの GPS 受信機が全国に設置されている。この観測網の持つ水平分解能は、気象庁が地上気温や降水量などを観測するために設置しているアメダス (AMeDAS) 観測網にも匹敵する。これらのことにより、GPS より見積もられる可降水量(以下、GPS 可降水量という)は、既存の観測方法である高層ゾンデ観測と比較し、より高い時間・空間分解能で大気中の水蒸気循環を見積もることができると期待される。岩淵ほか(1997)は、日本全国に展開されている国土地理院 GPS 観測網を用い、寒冷前線の東進に伴って可降水量の高い領域が存在することを報告している。しかし、GPS 可降水量と実際の降水との關係など可降水量の観測値が持つ気象学的意味については、まだあまり研究されていないのが現状である。本研究では、GPS 可降水量を用い、降水と可降水量との關係を統計的に調べる。可降水量は気温にも依存するため、地上気温で層別した降水と GPS 可降水量との關係についても解析を行う。

GPS 可降水量と高層ゾンデやマイクロ波放射計から観測された可降水量との比較観測もすでに実施されている。最初の比較観測である GPS/STORM と呼ばれる野外観測が、1993年に北アメリカの中央部で行われた (Rocken *et al.*, 1993; Businger *et al.*, 1996)。

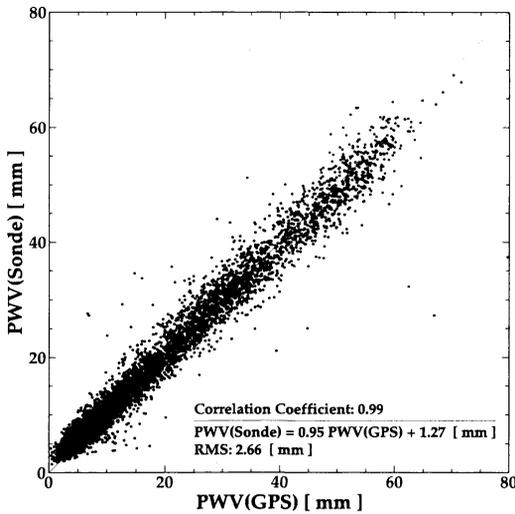
*1 筑波大学陸域環境研究センター。

*2 筑波大学地球科学研究科。

*3 筑波大学地球科学系及び地球フロンティア研究システム。

—2000年1月20日受領—

—2000年7月14日受理—



第1図 高層ゾンデ観測データより求めたゾンデ可降水量 (PWV: Precipitable Water Vapor) と GPS から計算した GPS 可降水量との比較. 比較期間は1997年の1年間である. 第1表に示す10組の観測点の全結果を示してある. サンプル数は5816. 図中の実線は $y=x$ の直線を表す.

この野外觀測では、GPS から見積もられた可降水量がマイクロ波放射計による値とほぼ一致していることが報告された。また、日本においても大谷ほか (1997) により高層ゾンデ観測データから見積もられた可降水量 (以下、ゾンデ可降水量という) と GPS 可降水量との比較が、1週間の観測データではあるが行われている。その結果、ゾンデ可降水量と GPS 可降水量とはほぼ一致することが報告されている。ただ、日本において GPS 可降水量の精度については上記が初めての報告であり、多様な条件下での GPS 可降水量の精度については、まだよく確かめられていない。

そこで、解析の前に本研究の解析期間を対象として GPS 可降水量の精度確認を行った。第1図は、高層ゾンデ観測データより求めたゾンデ可降水量と GPS から計算した GPS 可降水量との比較を示したものである。比較期間は1997年1月から12月の1年間である。ゾンデ可降水量は日本国内における10地点の高層気象観測点において観測された1日2回 (日本時間の午前9時と午後9時) の温度湿度特異点データより求めた。また、GPS 可降水量の算出には、高層気象観測点の最も近くに位置する GPS 観測点を選び、国土地理院より配布されている大気遅延量データ (3時間平均値) を用いた。この大気遅延量には、乾燥大気と水蒸気による

第1表 ゾンデ可降水量と GPS 可降水量の比較解析を行った10組の高層気象観測点と GPS 観測点との水平距離と高度差.

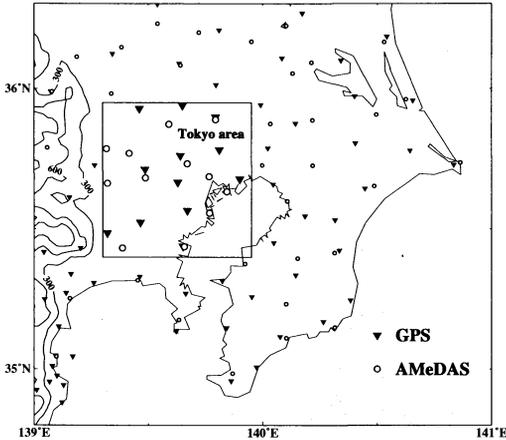
高層	GPS	dz[m] ¹	dL[km]
稚内	稚内	37.9	5.2
根室	根室	-19.4	7.5
三沢 ²	十和田	41.7	17.7
秋田	川辺	29.0	12.8
仙台	利府	-10.7	7.4
輪島	輪島	-1.5	1.3
館野	つくば	-1.3	7.9
米子	溝口	84.0	12.2
潮岬	串本	-54.3	4.0
福岡	前原	32.4	13.5

1 GPS 観測点標高-高層気象観測点標高

2 防衛庁レーウィンゾンデ観測所

による遅延量が含まれているが、地上気圧と気温を用いることにより乾燥大気による遅延量は分離することができ、その結果、水蒸気による遅延量および可降水量を求めることができる (大谷・内藤, 1998)。GPS 観測点では、地上気圧、気温のデータがないため、大気遅延量から可降水量を算出する際には、GPS 観測点と最も近い気象官署の地上気圧、気温データを3時間平均したものを用いた (サンプル数5816)。第1表は、解析に用いた高層気象観測点と GPS 観測点との水平距離と高度差を示したものである。10組の高層気象観測点と GPS 観測点との水平距離は1.3 km から17.7 km であり、高度差は84 m 以下である。高度差が大きい場合には、その高度間に存在する水蒸気量が系統的な差として現れる (大谷ほか, 1997)。10組の観測点の高度差に含まれる水蒸気の量をゾンデデータから見積もると、可降水量に換算して平均1.2 mm であり、下記に示すように他の要因とみられる誤差より小さいため、可降水量の精度を確認する上からは大きな障害にはならない。

第1図によれば、可降水量は2 mm から60 mm と広い範囲に分布していることがわかる。これは、1年を通じた観測結果を用いているためであり、概ね可降水量の小さいところは冬季、大きいところは夏季に相当する。図中の実線は $y=x$ を示しており、データはほぼこの線を中心に分布していることがわかる。ゾンデ可降水量に対する GPS 可降水量の RMS 偏差は2.66 mm であり相関係数は0.99である。GPS 可降水量はゾンデ可降水量と3 mm 程度の誤差で一致するとみなすことができ、大谷ほか (1997) の結果 (RMS 偏差が3.7 mm) とほぼ同程度の精度が得られている。

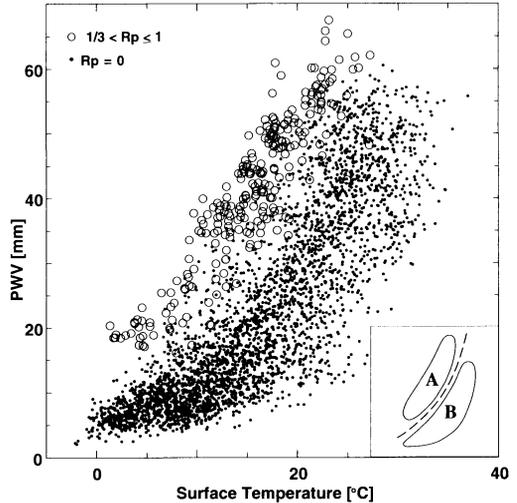


第2図 解析領域(四角で囲まれた領域)とGPSおよびアメダス観測点の分布。▼はGPS、○はアメダス観測点を表す。領域内にはGPSおよびアメダス観測点が各12地点存在する。標高を300 mごとの等値線で示した。

2. データと解析方法

解析に使用したデータは、1996年4月から1997年12月に観測されたGPS可降水量(先と同じく国土地理院により配布されている大気遅延量(3時間平均値)をGPS観測点の最も近くに位置する気象官署の3時間平均した地上気温と地上気圧より換算した可降水量)および、アメダスの降水量、地上気温(1時間値)である。前に述べた理由により標高差のできるだけ少ない場所を解析領域として選んだ。第2図にその位置を示す。図中の四角で囲まれた東京首都圏を含む東経139.3度から東経139.95度、北緯35.4度から北緯35.95度の約60 km四方の領域を解析対象とし、以下この領域を首都圏領域と呼ぶ。首都圏領域の最も高い地点の標高は300 m以下である。図に示されるように、この地域には12のGPS観測点と12のアメダス観測点が含まれている。

可降水量と降水の有無との関係は、水平規模などの降水システムの形態により違いがあると考えられる。ここでは降水を局所的降水と広域的降水の2種類に分けて解析する。Fujibe(1988)は、ある領域に含まれるアメダス観測地点のうち1 mm以上の降水が観測された地点数を領域内全体の観測地点数で除した量(β 値)を定義し、降水の水平規模のインデックスとした。本研究では、首都圏領域内の12地点の降水データから β 値の3時間平均値を算出した。この値は降水の水平規模を表すと見なせるので、降水規模指数(R_p)と呼ぶ



第3図 領域内の平均GPS可降水量(PWV)とアメダス地点の平均気温の関係。白丸は降水規模指数(R_p)が1/3から1の場合、点は R_p が0の場合(無降水)を表す。降水規模指数が1/3以下の降水がある場合は除外されている。右下は概念の模式図であり、点線は可降水量のしきい値を表す。

ことにする。降水規模指数が1のときは、解析領域である首都圏領域内のすべての観測地点で3時間にわたり降水が観測されたことを示している。

3. 可降水量と降水

可降水量は大気中に存在する水蒸気の積算量なので、気温が高いときほど大きくなりうる。気温が低いと下層から上層まで飽和していたとしても可降水量はそれほど大きくならない。このため可降水量と降水の有無の関係を見るには、気温による層別を行う必要がある。両者の関係には上層の気温も関係しているが、ここではGPS可降水量の観測密度を考慮し、GPS可降水量と同じくらい入手しやすい地上気温を用いて層別する。

第3図は領域内の平均GPS可降水量とアメダス地点の平均気温の関係を示したものである。白丸は降水規模指数が1/3から1のとき、点は降水規模指数が0、すなわちすべてのアメダス地点で降水がまったく観測されなかった場合を表す。従ってこの図からは降水規模指数が1/3以下の降水があるときは除外されている。可降水量は5 mmから70 mmと広い範囲に分布しているものの地上気温の増加に伴い、可降水量も増加する傾向にある。また降水のある場合と降水がない場合

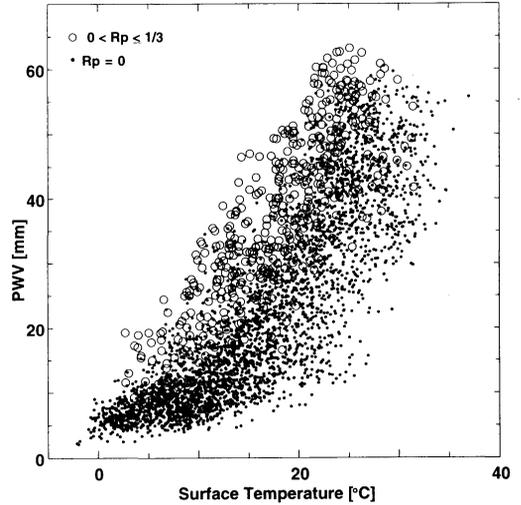
の分布に注目すると、両者が分かれて分布する傾向がみられる。例えば、地上気温が 20°C のときには、可降水量が 40 mm 以上存在すると広域的な降水がみられる場合が多く、逆にそれ以下では降水がないことがほとんどである。また、地上気温が 15°C のときは、その境界値は約 30 mm となっている。これらのことから可降水量には降水の有無を分けるしきい値があることがわかる。しきい値は第3図には明示していないものの、明らかに地上気温の関数として下に凸の緩やかな曲線を描くのがわかる。第3図右下にこの概念の模式図を示す。

しきい値は点線で表されていて、しきい値より可降水量の大きな領域 A では降水が頻繁に観測されるが、しきい値より小さい領域 B においては、ほとんど降水が生じていない。なお図には示されていないが横軸に地上気温の代わりに地上飽和水蒸気圧をとると、降水の有無を決めるしきい値はほぼ直線 ($\text{PWV} = 1.65 \times E_s$, ここで PWV は可降水量, E_s は地上飽和水蒸気圧を表す) となる。これは相対湿度が一定のときは可降水量は飽和水蒸気圧とほぼ線形関係にあるからである。

第3図で除外した降水規模指数が $1/3$ 以下の場合には可降水量との関係はどうであろうか。降水規模指数が $1/3$ 以下の場合と無降水の場合について第3図と同様の作図をしたものが第4図である。降水規模指数が大きい場合と同様に、ほとんどの降水はしきい値(図には明示していない)より可降水量が大きいときに発生しているように見ることができる。しかしながら第3図では降水が生じない領域(第3図右下の模式図の領域 B にあたる領域)まで降水は広く分布しており、第3図ほどは降水の有無を分ける境界線は明瞭ではない。これは規模指数が小さい降水は可降水量がしきい値に達しない場合にも、発生することを意味している。

上に述べたように、降水規模指数が小さな降水でもその多くの降水はしきい値を超えている時に多い。これは、広域的な降水の一部分である場合か、もしくは広域的には降水を生じるに十分な水蒸気があるものの、何らかの原因により局所的にしか降水が発生しないと見ることができる。大気は十分湿っているものの、広域的に降水を発生させるための安定度などの条件が必ずしも整っていない場合と考えることができる。

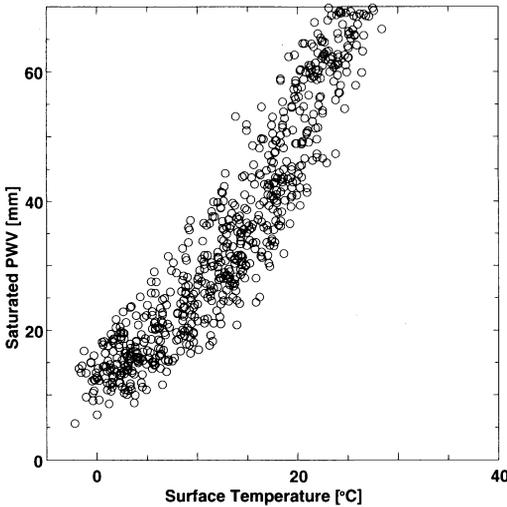
可降水量が小さいときの局所的な降水については2つの可能性が考えられる。第一は地上で降水が観測されていても上空の一部の層が乾燥しているため可降水



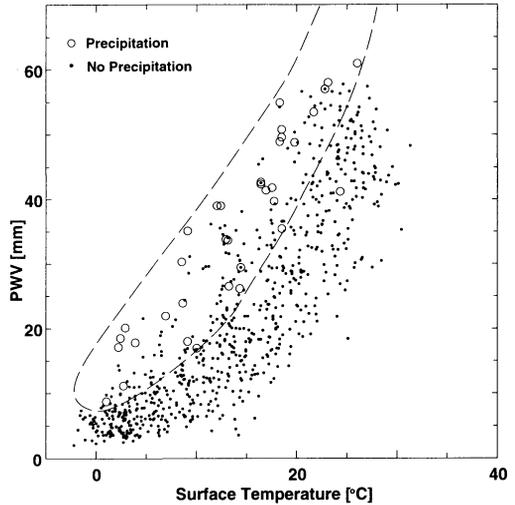
第4図 領域内の平均 GPS 可降水量 (PWV) とアメダス地点の平均気温の関係。降水規模指数 (R_p) が $1/3$ 以下の場合。白丸は R_p が $1/3$ 以下の場合、点は無降水の場合を表す。無降水データは、第3図と同様のものを使用している。

量が高くなる。第二には降水の発生している狭い場所および短い時間では可降水量はしきい値より高いが、3時間平均かつ領域平均では可降水量が高くない。強い上昇流を伴う降水セルの近くで下降流が卓越し乾燥するとこのようなことが起こると考えられる。

後者の可能性を調べるため、これまでのように領域平均ではなく領域内の1地点のGPS可降水量と降水データを用いた同様の解析を行った。その結果、可降水量が小さいまま降水が生じるケースはかなり減少した。しかしながら、夏期を中心とした地上気温が高いときには、しきい値を上回らなくとも降水が生じるケースが依然として存在している。すなわち局所的な降水でも可降水量の評価範囲を狭くすれば一応は可降水量の大小による降水・無降水の分別が向上するものの、後者の可能性も依然残る。これを明確にするためには可降水量の評価時間を上記解析の3時間ではなく、もっと短時間で解析し直す必要がある。その場合でも、GPS可降水量は水平 10 km 程度の領域平均の可降水量を代表していると考えられ、局所的降水に伴う可降水量の水平変動規模がこれ以下であると、可降水量の空間変動をとらえることはできない。



第5図 館野の高層気象台において1997年1年間に観測された飽和可降水量 (Saturated PWV) と地上気温の関係。飽和可降水量は各高度の気温から飽和比湿を求め算出した。



第6図 館野の高層気象台において1997年1年間に観測された可降水量 (PWV) と地上気温の関係。白丸は降水が生じた場合、点は無降水の場合を表す。破線は第5図より示された飽和可降水量の分布を表す。

4. 考察

第3図で示された降水の有無を決めるしきい値について考察する。大気が最大限に保持できる可降水量は大気全層が飽和蒸気圧になったときにほぼ等しい。この時の水蒸気の可降水量を飽和可降水量と呼ぶことにする。可降水量が飽和可降水量に近づけば、降水が生じるのではないかということは容易に推測できるので、可降水量のしきい値と飽和可降水量の関係を調べてみる。飽和可降水量の算出には気温の鉛直プロファイルが必要なので、ゾンデによる高層気象観測データを用いる。解析領域である首都圏領域に近い館野の高層気象台において1997年1月から12月の期間に観測された気温のプロファイルから飽和可降水量を求め、地上気温との関係を散布図にしたものが第5図である。飽和可降水量は地上気温が -5°C から 30°C の範囲で5 mm から100 mm と広い範囲に分布しており、これらは概ね下に凸の曲線の周りに分布しているように見える。ここでは、第6図との比較のため、飽和可降水量を0 mm から70 mm の範囲に限り示している。また、地上気温が 20°C を超える辺りから、飽和可降水量の増加率がやや大きくなる傾向がみられる。

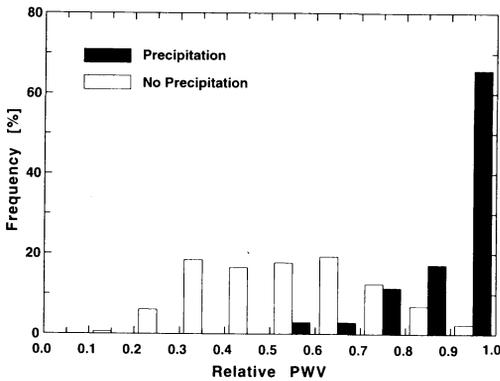
GPS 可降水量について行った解析と同様に、ゾンデにより観測された湿度のプロファイルを用い、地上気温との関係をプロットすると第6図のようになる。第

6図においても第3図、第4図と同様に、降水が生じた場合を白丸で、降水がない場合を点で示している。降水の有無の判別には、直近のアメダス観測点である長峰の1時間降水量(9時と21時)を使用した。GPS 可降水量と地上気温の関係にも見られたように、降水が生じた場合と生じなかった場合の可降水量はしきい値によって分かれて分布しているように見える。第5図の飽和可降水量の分布の包絡線を第6図に重ねる(破線)と、降水のある場合は、ほぼ飽和可降水量の包絡線内に分布する。一方、降水のない場合は、包絡線内には少ないことがわかる。また降水の有無を決める可降水量のしきい値は統計的にみた飽和可降水量の下限とほぼ等しいように見える。

上の解析は可降水量が飽和可降水量に近い場合には、降水のある可能性が高いことを示している。降水の有無で分けた飽和可降水量に対する可降水量の割合(相対可降水量)の頻度分布を第7図に示す。横軸は相対可降水量を0.1間隔で示しており、縦軸には降水のある場合(塗りつぶし)とない場合(白抜き)のそれぞれについてサンプル数で除した出現頻度を表す。それぞれの場合のサンプル数および全データ数で除した頻度については第2表に示す。降水がある場合に注目すると、6割以上は相対可降水量が0.9より大きく、8割以上が0.8以上となっている。一方、無降水の場合は、

第2表 降水の有無で分けた相対可降水量（飽和可降水量に対する可降水量の割合）と出現頻度。
第7図は、降水の有無ごとにそれぞれのサンプル数で除した結果*である。

降水の有無別頻度	相対可降水量									
	0.0-0.1	~0.2	~0.3	~0.4	~0.5	~0.6	~0.7	~0.8	~0.9	~1.0
降水回数	0	0	0	0	0	1	1	4	6	23
降水回数/全データ数(%)	0	0	0	0	0	0.1	0.1	0.5	0.9	3.1
降水回数/全降水回数(%)*	0	0	0	0	0	2.9	2.9	11.4	17.1	65.7
無降水回数	0	4	42	128	115	123	134	87	48	16
無降水回数/全データ数(%)	0	0.6	5.7	17.5	15.7	16.8	18.3	11.9	6.6	2.2
無降水回数/全無降水回数(%)*	0	0.6	6.0	18.4	16.5	17.6	19.2	12.5	6.9	2.3



第7図 降水の有無で分けた飽和可降水量に対する可降水量の割合（相対可降水量）の頻度分布。横軸は相対可降水量（Relative PWV）を0.1間隔で示す。縦軸は降水のある場合（塗りつぶし）とない場合（白抜き）を個々の回数で除した出現頻度を表す。

およそ8割は相対可降水量が0.7以下である。以上のことから降水の発生時には相対可降水量がおよそ0.8から0.9以上の値をとると考えることができる。

最後に GPS 可降水量と降水との関係を時系列として比較してみる。第8図は、1997年に観測された GPS 可降水量と降水規模指数の時間変化を示したものである。ここでは、降水現象が概ね周期的にみられる4月から5月の30日間（第8図上部）と、11月下旬から12月上旬にかけての30日間（第8図下部）の例を示す。図の日付は通算日（Day of Year：1月1日を1とし12月31日を365、うるう年のときは12月31日は366となる）で示してある。可降水量は丸で示し、第3図より求めたしきい値を上回っている場合は黒丸、上回っていない場合は白丸で示しそのスケールは左軸に、降水

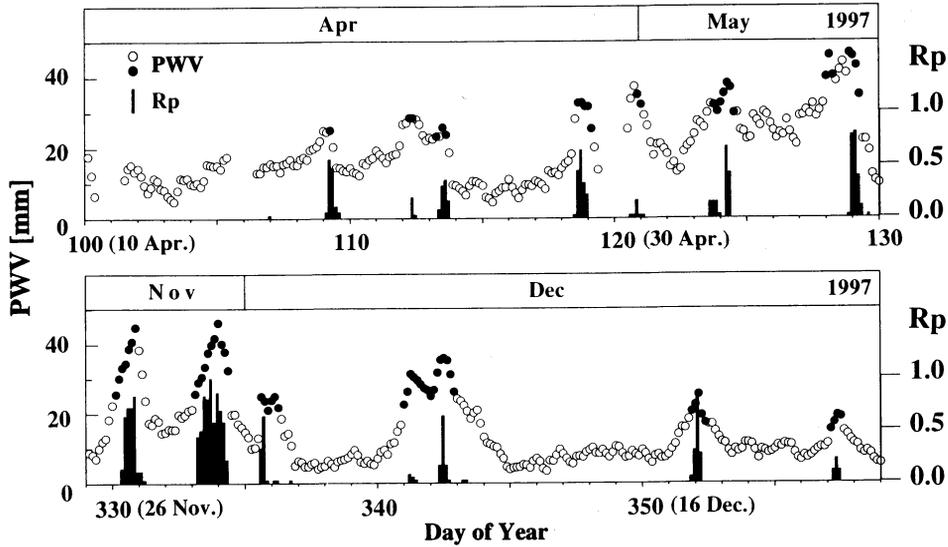
規模指数は棒グラフで示しスケールは右軸に示す。

暖候期（4月から5月）、寒候期（12月頃）ともに、降水の前には可降水量が増大する傾向が認められる。降水時の可降水量の絶対値が異なるのは、大気中に存在する水蒸気量が気温に依存するためと考えられる。また、個々の降水によって可降水量の絶対値は異なるものの、降水前には可降水量が徐々に増加し、降水が継続している間は高い値を保ちつづける傾向が認められる。しかしながら、可降水量は降水のないときにも変動するので、3時間の領域平均値を用いた場合には統計的には可降水量の増加率と降水の有無には明確な相関は見られない。また、この期間において連続して降水が生じる場合には、降水が継続しているいずれかの時間で可降水量がそのしきい値を上回っていることがわかる。これは、第3図に示した連続的に降水が生じる場合には可降水量が地上気温で決まるしきい値よりも大きいということと矛盾がない。ここで、降水が生じる場合に注目すると、降水前に可降水量がそのしきい値を超えることはほとんど認められない。つまり、このしきい値は現在における降水の有無の指標にはなり得る可能性を示唆するものの、予報としての指標としては、これだけでは不十分であることも同時に示している。

5. まとめ

1996年4月から1997年12月に首都圏領域において降水と GPS 可降水量について統計的に解析を行った。解析には、同領域において、12地点の3時間 GPS 可降水量、12気象観測点の地上気温および降水量の1時間値を用いた。

降水時の可降水量には地上気温で決まるしきい値が



第 8 図 1997年に観測された GPS 可降水量と降水規模指数の時間変化。4 月から 5 月の 30 日間 (上部) と、11 月下旬から 12 月上旬にかけての 30 日間 (下部) の例を示す。図の日付は通算日 (Day of Year) を表す。可降水量 (PWV) は丸で示しそのスケールは左軸に示す。ただし第 3 図より求めたしきい値を上回っている場合は黒丸、上回っていない場合は白丸で示す。降水規模指数 (R_p) は棒グラフで示しスケールは右軸に示す。

あり、可降水量がこれより大きいときには、降水の頻度が高いことが示された。逆にしきい値より可降水量が少ないときは、降水はほとんど起こらない。とくに広域的な降水があるときに限ると、この関係はより明瞭である。一方、降水が局所的で継続時間が短い場合は、この関係はそれほど明瞭ではない。

ゾンデにより観測された気温の鉛直分布から飽和可降水量を算出すると、降水時の可降水量と地上気温の関係は、飽和可降水量の統計が示す包絡線内にほぼ分布する。一方、無降水時にはほとんどの場合、包絡線内には存在しないことがわかる。また降水の有無を決めている可降水量のしきい値は飽和可降水量の統計的な下限とほぼ等しいように見える。降水の 6 割以上は相対可降水量が 0.9 より大きいときに発生し、8 割以上が 0.8 以上の時に発生している。一方、無降水の場合のおよそ 8 割は相対可降水量が 0.7 以下である。以上のことから降水の発生時には相対可降水量がおよそ 0.8 から 0.9 以上の値をとると考えることができる。

謝 辞

国立天文台の内藤勲氏をはじめ科学技術振興調整費「GPS 気象学プロジェクト」の皆様には、本研究を進めるにあたり、ご指導、ご支援を賜りましたことを

深く感謝いたします。上越教育大学の中川清隆教授、群馬大学の岩崎博之助教授、福島大学の渡辺 明教授には、数多くの助言をいただきました。ここに厚くお礼を申し上げます。GPS データは国土地理院より提供していただきました。

また、査読者の方々および編集委員の方には有益なコメントを頂きました。感謝致します。

参 考 文 献

Businger, S., S. R. Chiswell, M. Bevis, J. Duan, R. A. Anthes, C. Rocken, R. H. Ware, M. Exner, T. Van-Hove and F. S. Solheim, 1996: The promise of GPS in atmospheric monitoring, Bull. Amer. Meteor. Soc., 77, 5-18.
 Fujibe, A., 1988: Diurnal variations of precipitation and thunderstorm frequency in Japan in the warm season, Pap. Meteor. Geophys., 39, 79-94.
 岩淵哲也, 内藤勲夫, 宮崎真一, 萬納寺信崇, 1997: 国土地理院の全国 GPS 連続観測網がとらえた前線に伴う可降水量の動態, 天気, 44, 765-766.
 大谷 竜, 内藤勲夫, 1998: GPS 可降水量の物理と評価, 第 2 章, GPS 気象学, 気象研究ノート, (192), 15-33.
 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.

Rocken, C., R. H. Ware, T. VanHove, F. Solheim, C. Alber, J. Johnson, M. Bevis and S. Businger, 1993 :

Sensing atmosphere water vapor with the global positioning system, *Geophys. Res. Lett.*, 20, 2631-2634.

Statistical Relation between Precipitation and Precipitable Water Vapor obtained from the Global Positioning System (GPS) in Tokyo Metropolitan Area.

Noriko Niimura*¹, Taichi Sasaki*² and Fujio Kimura*³

*¹ (*Corresponding author*) *Terrestrial Environment Research Center, University of Tsukuba, Tsukuba 305-8577, Japan*

E-mail : nori@erc2.suiri.tsukuba.ac.jp

*² *Doctoral Program in Geoscience, University of Tsukuba.*

*³ *Institute of Geoscience, University of Tsukuba/Frontier Research System for Global Change*

(Received 20 January 2000 ; Accepted 14 July 2000)

Abstract

This study reveals the statistical relation between precipitation and precipitable water vapor (PWV) obtained by the Global Positioning System (GPS) in Tokyo metropolitan area during the period from April 1996 to December 1997. The analysis is based on three-hourly data of PWV at 12 GPS stations and hourly precipitation and surface temperature data at 12 meteorological stations in the area.

Probability of precipitation occurrence is significantly high when the areal average of PWV exceeds a certain critical value which depends on the surface temperature. On the other hand, precipitation rarely occur when PWV is less than that value. This relation is clear when precipitation occur continuously for whole area, while it is less clear for scattered precipitation. For a given surface temperature, the critical value nearly coincides with the minimum of saturated PWV estimated empirically from radio sonde data.
