

GPS 可降水量からみた関東付近における 夏期静穏日の水蒸気量の日変動

佐々木 太 一*・木 村 富士男****

要 旨

1996, 97年の夏期の静穏日7日間について、関東平野及び周囲の山岳域における可降水量の日変動を調べた。国土地理院により全国約1000地点において観測され、3時間間隔で算出されているGPS大気遅延量から可降水量を求め、他の気象データとともに解析した。日中には、大規模な谷風及び太平洋あるいは日本海側からの海風と思われる地上風の収束が関東北部や西部の山岳域に見られる。この領域では可降水量が午後に大きく増加し18時頃に最大となる。一方、関東平野の内陸部ではそれより遅れて24時頃に最大となる。可降水量の増大に対応して降水頻度が増加する傾向が見られる。これとは対照的に、関東平野の沿岸部における可降水量の日変動の振幅は小さく、特に海風の吹き込む時間帯にはほとんど増加していない。大島や石廊崎における可降水量や地上比湿が海上の水蒸気量を代表すると想定し本土と比較した結果、海上は陸上に比べ大気下層は湿潤であるものの可降水量は小さいことがわかる。沿岸部において日中に可降水量が増加しない理由は、海上大気可降水量が小さいことと、この領域が局地循環による発散域に位置するためであると推測される。

1. はじめに

日本の国土の3/4は山岳域であり、起伏のある地形上では局地循環が発達しやすい。局地循環は地上風の日変動をもたらすだけでなく、熱や水蒸気の輸送も伴う。特に水蒸気輸送は対流雲や局地的降水の発生、発達との関連が強いと考えられる。しかしながら、地上観測の湿度からだけでは大気全体の水蒸気量を知ることはできない。ラジオゾンデによって上層の水蒸気の挙動がルーチンの観測されてはいるものの、高層気象観測点の多くは沿岸部に位置し、時空間分解能も粗く、山岳域や内陸部における局地循環スケールの水蒸気量の変動をとらえるのは難しい。

北と西を山岳域、南と東を海に囲まれ、我が国では最も規模の大きな平野を有する関東地方は、山谷風及

び海陸風循環の両方の視点から、しばしば解析の対象地域として取り上げられてきた。大気汚染物質が社会問題になると、海陸風による汚染物質の輸送を調べる重要性がさらに高まり、海陸風を扱った研究は数多く行われた。1974~76年には「南関東大気環境調査」が気象庁と環境庁により実施され、パイバルや低層ゾンデ等を用いた観測が行われている。藤部・浅井(1979)はこの観測結果を用い、風の日変化を示すとともに、鉛直スケールの異なる2つの風系が関東地方に存在することを示した。またKikuchi *et al.*(1981)、Kimura (1985)あるいはKondo (1990)など、数値モデルによる研究も盛んに進められてきた。

一方で降水の日変化の研究も行われている。Fujibe (1988)は、暖候期について全国をいくつかの地域に分け、降水量及び降水頻度の日変化を示した。これによると、広域的な降水の場合には地域を問わず未明から朝にかけて弱い降水量や降水頻度のピークが生じているが、局地的な降水の場合には、内陸では15~18時、沿岸や島では03~06時に明瞭なピークが現れている。これは水蒸気輸送の形態が地域により異なる結果であ

* 筑波大学地球科学研究科。

** 筑波大学地球科学系陸域環境研究センター。

*** 兼所属：地球フロンティア研究システム。

—2000年1月20日受領—

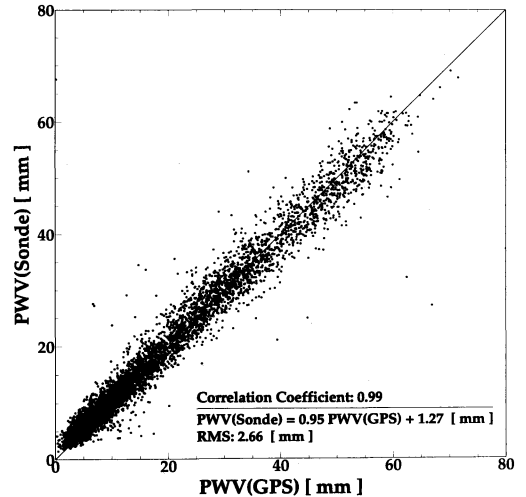
—2000年12月6日受理—

ると推測されている。関東北部や西部の山岳域では、夏期の晴天日の夕方頃にしばしば雷を伴う激しい降水が観測される。齋藤・木村 (1998) は、気象庁のレーダーデータを用いて夏期の対流性降水の日変化を調べ、午後になるとまず山岳域において降水頻度が増加し、山麓ではそれからやや遅れて夕方から夜にかけて降水頻度が高まることを示した。山岳域における降水頻度の増大は、局地循環による下層大気の収束に伴う水蒸気量の増大が原因であるとしている。

水蒸気量と密接に関係すると考えられる雲の出現頻度に関する研究も行われている。木村 (1994) はアメダスデータを用い、夏期晴天日の中部日本における山岳域や水平規模の異なる盆地の日照率を調べ、雲の出現頻度の差は局地循環による上昇流や下降流が直接的な原因ではなく、下層における水蒸気の蓄積が原因であると推測している。また、Kuagata (1997) も中部山岳を中心とした領域において、降水頻度とともに雲の出現頻度と地形の関係を論じている。

これらの研究に対して、局地循環と水蒸気輸送の関係を観測的に扱った論文は極めて少ない。Fujibe and Asai (1984) は係留気球や低層ゾンデ等を用い、相模湾沿岸の海陸風の鉛直構造を水蒸気混合比や温位等の観測事実から調べた。09時から正午頃までは下降流が海上における水蒸気量の低下の主因であること、夕方頃には海上でも沖合からの移流によって水蒸気量が増加することを示した。木村ほか (1997) は、夏期の晴天日に関東北部山岳域の丸沼高原とその山麓の前橋でゾンデ観測を行い、可降水量の日変化の特徴を議論した。その特徴が2次元モデルによる局地循環のシミュレーションとよく一致していることから、山谷風循環による水蒸気輸送の結果であるとしている。岩崎・大林 (1998) は、群馬県において降雹をもたらすほど発達する積乱雲に注目し、その出現特性を可降水量の日変化と関連させながら考察した。山麓の前橋において、晴天日には午前中に可降水量が極小になることや、可降水量が極小となる時間が遅い日ほど積乱雲の活動度が最大になる時間も遅くなることを示した。このような日には局地循環に伴う補償下降流が長く継続するからであるとしている。

しかしながら、ゾンデによる水蒸気観測では水蒸気量の水平分布を調べるには限界がある。また、ゾンデによる研究観測を長期間継続することは難しい。こうした状況下で近年、GPS (Global Positioning System: 全地球測位システム) と呼ばれる測地分野の衛



第1図 GPS 可降水量 (PWV-GPS: 横軸) とラジゾンデのデータから計算した可降水量 (PWV-Sonde: 縦軸) の散布図 (PWV = Precipitable Water Vapor: 可降水量)。10組の観測点について、1997年1年間 (09時及び21時 JST) の結果を同時に示す。サンプル数は5816、相関係数は0.99、RMS 偏差は2.66 mm。新村ほか (2000) より引用。

星システムから可降水量を見積もる手法が開発されてきた。国土地理院により GPS 観測点は全国に約1000地点展開されており、24時間の連続観測が行われている。本研究では、この GPS 観測網から得られる3時間毎の可降水量を用い、その時空間変動と局地循環との関係を調べる。

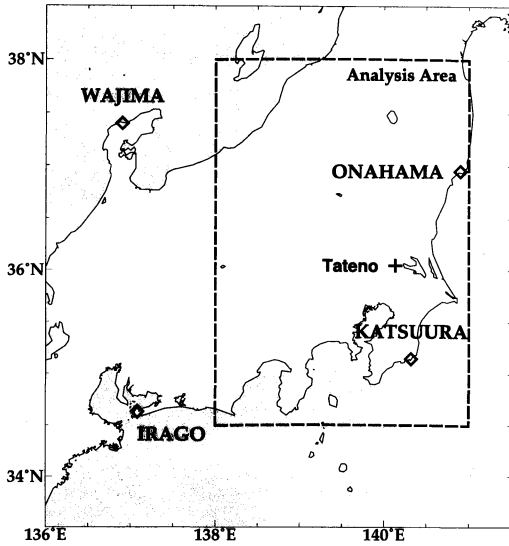
2. GPS 可降水量

GPS は、複数の衛星から送信される電波を地上の観測点で受信し、その伝播時間から衛星と観測点間の距離を求め観測点の位置を決定するシステムである。しかし、電波が大気中を通過する際には減速が起こり到達時間に遅れが生じる。この遅れに光速を乗じて距離の単位で表したものは大気遅延量と呼ばれ、GPS の受信データより算出することができる。大気遅延量には大気中の水蒸気の寄与が含まれているので、地上気圧と気温を使って主に乾燥大気による遅延量を分離することにより、水蒸気のみによる遅延量 (湿潤遅延量)、さらにはカラム大気で積算した水蒸気量である可降水量を得ることができる (大谷・内藤, 1998)。

GPS から得られる可降水量を用いて、気象擾乱の研

第1表 解析日7日間のリスト.

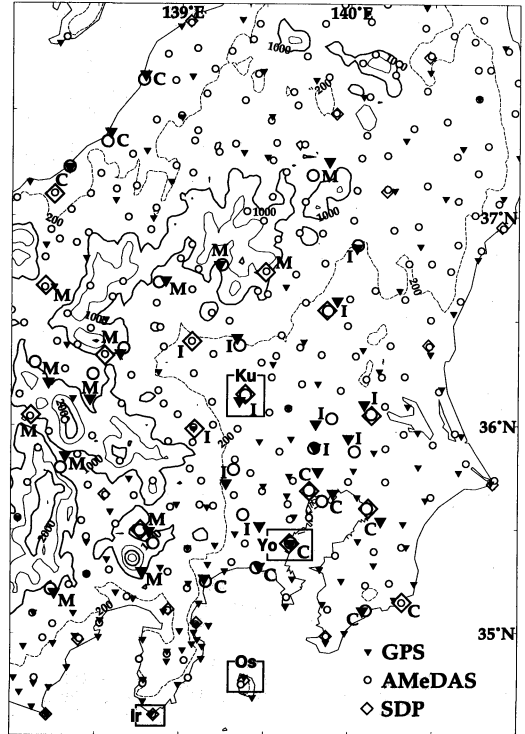
1996年	7月14日	1997年	7月19日
	7月28日		8月3日
	8月18日		8月21日
			8月29日



第2図 解析日の抽出に用いた海面気圧と日照時間を調べた4地点(小名浜, 輪島, 伊良湖, 勝浦)と高層気象観測点館野の位置, 及び解析領域(破線内: 138~141°E, 34.5~38°N).

究も行われ始めている。Takagi *et al.* (2000) は、チベット高原南東部の深い谷域に位置するラサにおける可降水量の日変動を調べ、日中に減少し夜間に増加する結果を得ているが、理論的に期待される局地循環による可降水量の変動と比べるとやや位相が遅れているとしている。しかし、1点の時系列しか見ることができないため、地形と日変化の関係については明確ではない。また、国内のGPS観測点における可降水量を用いた研究として、前線の通過に伴う可降水量の急激な変動をとらえた解析が報告されている(大谷ほか, 1997; 岩淵ほか, 1997)。

可降水量の日変動を解析する前に、GPSから得られる可降水量の精度を調べる。1997年の1年間について、全国の高層気象観測点10地点のラジオゾンデデータから計算した可降水量と近傍のGPS観測点の可降水量とを比較した結果を散布図にして第1図に示す(新村ほか, 2000)。これら10組の地点は、高度差や水平距離が小さく、年間を通じて欠測が少ない組が選択されている。なお、GPS観測点においては地上気圧や気温は観測されていないので、大気遅延量から可降水量を算出する際には、GPS観測点から最も近い気象官署の現地気圧と気温を高度補正して用いた。ルーチ的に得られるGPS大気遅延量は、国土地理院の解析により



第3図 解析領域内のGPS観測点(黒逆三角), AMeDAS観測点(白丸)及び気象官署(SDP, ひし形)の分布。等値線は標高[m](実線: 500 m毎, 1000 m毎に太線, 破線: 標高200 m)。M(山岳域), I(内陸平野部), C(沿岸部)で表記した大きな記号は地域別の可降水量等の時系列を調べた地点(第5図参照), Os(大島), Ir(石廊崎), Ku(熊谷), Yo(横浜)は可降水量を比較した4地点(第8図参照)。

3時間毎の平均値として作成されており、現地気圧と気温も同3時間で平均した。以下、国土地理院提供の3時間毎の大気遅延量及び近傍の気象官署の現地気圧と気温から計算した可降水量をGPS可降水量(GPS Precipitable Water)と呼ぶ。第1図に示されている比較は09時及び21時JST(以下JST省略)のデータで行った(サンプル数5816)。両者の関係はRMS偏差で2.66 mm, 相関係数は0.99であった。

第2表 使用したデータ及び資料.

データ・資料	要素	時間分解能	使用形態
GPS	大気遅延量	3時間平均	可降水量の算出
AMeDAS	日照時間	09~15時 (JST)	解析日の抽出
	風向・風速	3時間平均	地上風の解析
	降水量	毎時	頻度に換算 (1 mm 以上 : 降水あり)
気象官署 (SDP)	海面気圧	日平均	解析日の抽出
	現地気圧	a) 3時間平均 b) 毎時	a) 可降水量の算出 b) 比湿の算出
	気温	3時間平均	可降水量の算出
	相対湿度	3時間平均	可降水量の算出
	蒸気圧	毎時	比湿の算出
地上天気図	——	09時 (JST)	解析日の抽出の補助

3. 解析方法

山谷風及び海陸風循環を同時に観測することが可能な関東平野及びその北部の山岳域や西部の関東山地を主な解析領域とした(東経138~141°, 北緯34.5~38°). 局地循環の卓越日として, 総観場の気圧傾度が小さい夏期の晴天日を想定した. 解析日の選定は以下のように行った. GPS データが使用可能であった1996及び97年の両年の7, 8月について, 解析領域を取り巻く小名浜, 輪島, 伊良湖, 勝浦の4地点(第2図参照)の日平均の海面気圧から, 最小二乗法で等圧面を一次関数として決定し, 気圧傾度を求め地衡風に換算した. その風速が 3ms^{-1} 未満であり, かつ同4地点の日中6時間(09~15時)の平均日照時間が4時間以上であった日を選び解析日とした. この両年の夏は例年に比べ特に晴天日が少なく, 解析日は全部で7日間であった(第1表参照). 以下は全てこの7日間を平均した結果である. 日界は06時とした.

第3図は1996年7月の時点における解析領域内のGPS観測点(黒逆三角), AMeDAS観測点(白丸)及び気象官署(ひし型)の分布である. GPS観測点が160地点, AMeDAS観測点(雨量計のみの地点も含む)が268地点存在する. 記号の大きな観測点は, 山岳域(M: Mountain), 内陸平野部(I: Inland), 沿岸部(C: Coast)のいずれかに位置し(GPS及びAMeDAS観測点各10地点, 気象官署各5地点), のちに可降水量の時系列データを議論する. 解析日7日間ともに欠測がなく, GPS, AMeDAS観測点及び気象官署が近接している場所のうち, 山岳域は標高の高い順に, 内陸平野部は関東平野の標高200m以下の地点から, 沿岸部は東京湾岸, 房総半島沿岸, 新潟沿岸の地点から選択してある. なお, 山岳域の地点は山の中腹付近に位置している. また, Os(大島), Ir(石廊崎), Ku(熊谷), Yo(横浜)はのちに可降水量を個別に比較する観測点を表

す. 第2表に使用したデータの詳細を示す.

4. 可降水量の日変動

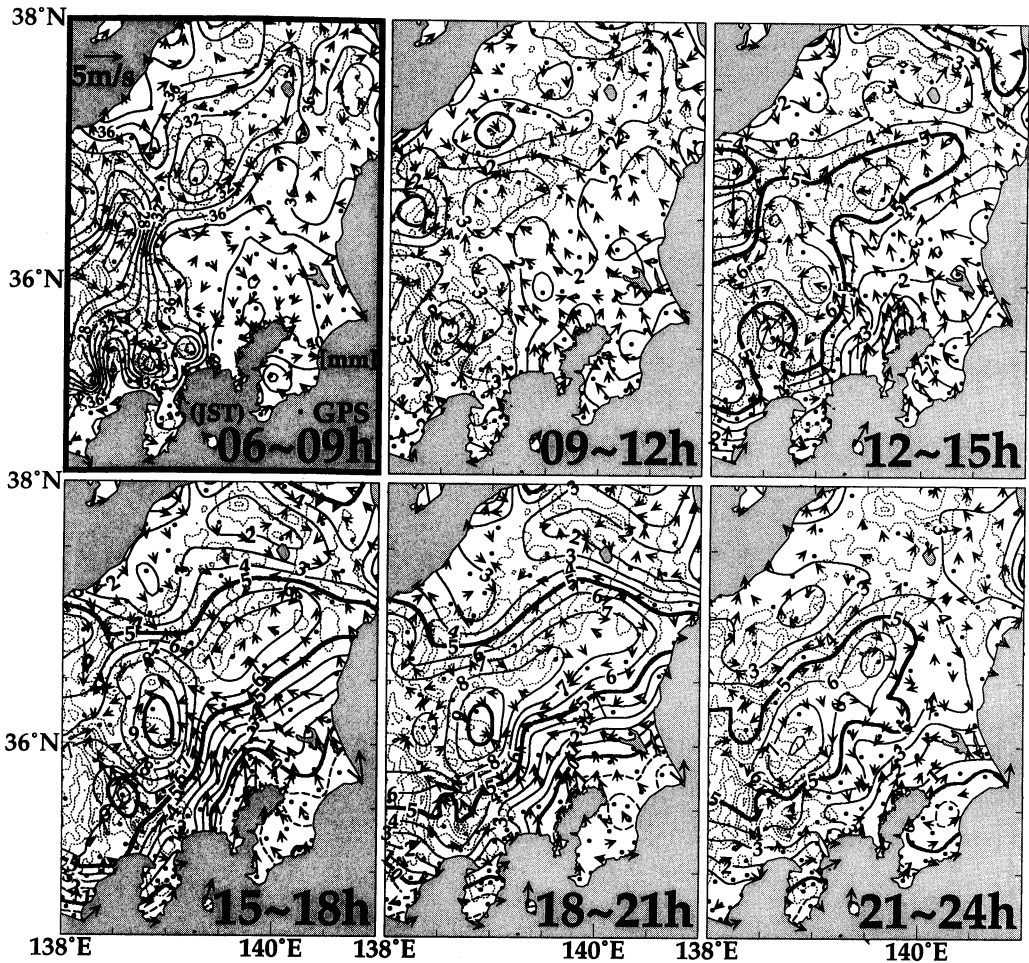
第4図は解析日の7日間を平均した3時間毎の可降水量の水平分布である. 06~09時(左上)の図だけが絶対量で示されていて, その他の図には06~09時からの偏差の等値線が表示されている(単位はmm). なお, 03時から09時までの変動はわずかなので, 上記の偏差を03~06時からとったとしても結果は大きくは変わらない. また, AMeDASの毎時の値を同3時間で平均した地上風ベクトルも合わせて示す. 細い点線の等値線は標高(500m毎)を表す.

06~09時の可降水量分布が示すように, 可降水量の絶対量は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(図は省略). 可降水量は気柱内の水蒸気量の鉛直積算値だが, 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, 地上付近の水蒸気量が相対的に小さいことが原因である.

変動量(06~09時からの偏差)に注目すると, 12時まではそれほど大きな変動は見られないが, 12時から21時頃にかけて山岳域で可降水量が大きく増加している. この時の地上風を見ると, 太平洋及び日本海から進入する風系は関東北部や西部の山岳域付近にまで達しており, それぞれ海風と谷風が一体となった規模の大きな局地風と見ることができる.

可降水量の増大域は, 15時頃までは主に山岳域に分布しているが, その後24時にかけて増大域は南東方向にやや広がり, 関東平野の北部にまで達している. なお, 早朝にかけて可降水量の偏差は全体的に小さくなる(図は省略).

対照的に, 沿岸部では1日を通して可降水量の変動が小さく, 海風の進入域では海岸に近いほど増加量が小さい. こうした傾向は太平洋側, 特に東京湾岸や房



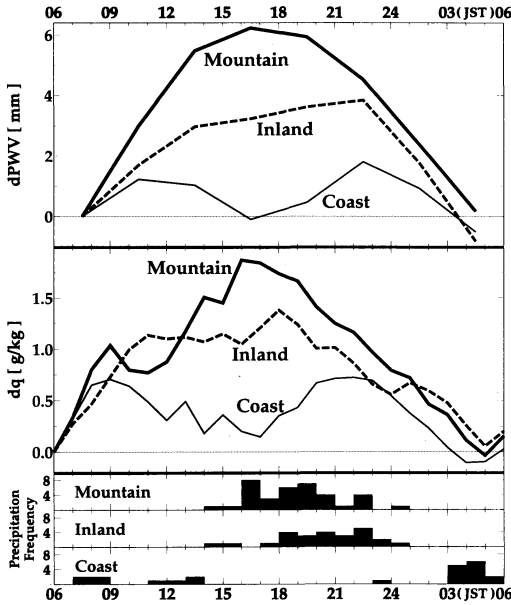
第4図 解析領域内の可降水量の空間分布(解析日7日間平均, 単位は mm). 細点線は標高(500 m 毎), ベクトルは地上風(3時間平均), 時刻は JST. 可降水量は06~09時が絶対量(実線, 2 mm 毎), その他は06~09時からの偏差を等値線で示す(1 mm 毎, 実線が正偏差, 破線が負偏差, 5 mm 毎に太線).

総半島沿岸で顕著である。

山岳域, 内陸平野部及び沿岸部における可降水量の日変動の違いをさらに詳しく見るため, 時系列データの比較を行う。第5図(上)はこれらの地域別の可降水量の日変動を比較した図である。可降水量と同時に地上比湿と降水頻度も示す(第5図中, 下)。地上比湿は気象官署の現地気圧と蒸気圧から算出した。各地域毎にGPS観測点を10地点ずつ, 気象官署を5地点ずつそれぞれ選び(第3図参照)地点平均を求め, さらに解析日の7日間で平均した。可降水量は06~09時から, 地上比湿は06時からの偏差で示す。降水頻度は, 各1時間毎に1 mm以上の降水が観測された場合を1(それ以外は0)とし, 各地域毎に選択した AMeDAS

観測点10地点で積算し, さらにそれを解析日全7日間について積算した値を表す。全ての地点において全ての時間で降水が観測されたことに相当する降水頻度の最大値は70となる。

山岳域では15~18時まで可降水量が大きく増加した後, 減少に転じている。地上比湿は, 途中やや減少している時間はあるものの, 16時まで増加しその後は減少している。可降水量とほぼ対応する日変動とって良い。なお, 早朝06時から09時にかけての地上比湿の増大には地面からの蒸発の寄与が考えられるが, 先に述べたように可降水量は03時から09時までの間にはほとんど変動していない。また, 降水頻度は可降水量の増大に合わせて多くなっているように見える。



第5図 山岳域 (Mountain), 内陸平野部 (Inland), 沿岸部 (Coast) における可降水量, 地上比湿及び降水頻度の時系列. 可降水量は各地域とも10地点及び解析日7日間で平均した結果を06~09時 JST からの偏差で示し, 地上比湿は5地点及び7日間で平均した結果を06時 JST からの偏差で示す (dPWV, dq). 降水頻度 (Precipitation Frequency) は1 mm 以上の降水を1とし, 10地点及び7日間で積算してある.

内陸平野部においても, 山岳域と同様日中に可降水量の増大が見られるが, 山岳域と異なり日没後も21~24時までは増加し続けている. 地上比湿は11時までは増加するが, 午後になると顕著な増大は見られず, 変動はほぼ横ばいである. 可降水量が夜半頃まで増加しているのに対し, 地上比湿は18時以降には早くも減少に転じている. 降水については, 内陸平野部において頻度がピークとなる時間は山岳域よりも遅れているように見え, 齋藤・木村 (1998) の解析と整合する. この遅れは可降水量のピークの遅れに対応していることができる.

一方, 沿岸部における可降水量の日変動の振幅は1 mm 前後と小さく, ほとんど日変動していない. 地上比湿は17時頃まで弱い減少傾向にあり, その後一度増加するが再び夜間に減少している. また, 降水頻度は早朝に集中しており, Fujibe (1988) の降水頻度の解析と整合する.

第3表 気象官署の松本, 東京及び輪島における日蒸発量 (解析日7日間平均). 日界は09時.

松本	4.2 mm/day
東京	5.4 mm/day
輪島	3.9 mm/day

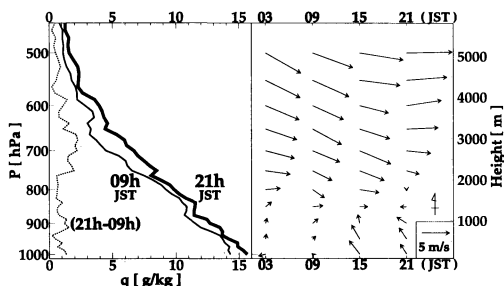
5. 考察

5.1 山岳域及び内陸平野部における可降水量の日変動

山岳域において日中に可降水量が増加する原因として, 地面からの蒸発及び下層風の収束の2点が考えられる. 第3表に気象官署の松本, 東京及び輪島における解析日の7日間で平均した日蒸発量を示す (日界は09時). 松本は盆地域, 東京と輪島は沿岸部に位置するが, 3地点の差は1 mm 前後であり, 陸域では夏期静穏日にはどの場所でも日中に4~5 mm 程度の蒸発が生じていると考えられる. ただし, 観測は蒸発計で行われており, 実際の地面からの蒸発量はもう少し小さい可能性が高い. 解析領域内及びその近傍において蒸発量のルーチン観測が行われている気象官署は上記の3地点のみであり, 山岳域の蒸発量は未知だが, この3地点に比べ気温が低く日照時間が短くなりやすい山岳域では, さらに蒸発量は小さくなる可能性がある. これらを考慮すると, 第5図で示されている山岳域における可降水量の日中の増大量は蒸発量を大きく上回っているといえる. 第4図より, 日中は海風や谷風が卓越しており, 山岳域から見て下層風の風上側に向かうほど可降水量の日中の増大量が小さくなっていることから, 山岳域では日中には地面からの蒸発に加え, 山岳域が下層風の収束場になって水蒸気が周囲から供給されていると推測される. このことは, 山岳域において日中に可降水量だけではなく地上比湿が増加していることとも整合する.

こうした結果は, これまでのゾンデによる山岳域の水蒸気変動に関する観測事実 (木村ほか, 1997) や, 数値モデルによる山岳域の局地循環と熱や水蒸気の輸送過程の研究 (Kimura and Kuwagata, 1995) により推測されていた晴天静穏日における地形と可降水量の日変動との関係を直接的に示すものである.

早朝における可降水量と地上比湿の変動が一致しない理由は, 以下のように考えられる. 夜間の地面の冷却により, 早朝には下層大気は安定に近い状態となるため, 蒸発により地面から下層大気に供給される水蒸



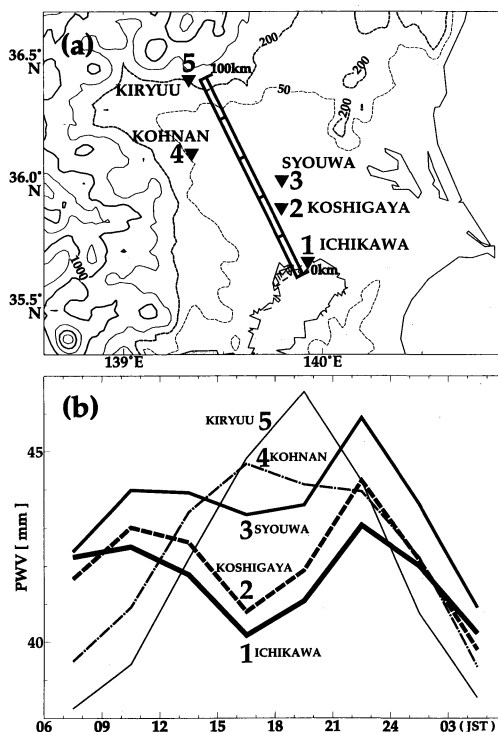
第6図 館野における比湿 (q) 及び風 (ベクトル) の鉛直プロファイル (解析日7日間平均). 比湿は09, 21時 JST (実線) 及び21時と09時の差 (点線: 21時-09時). 風は03, 09, 15, 21時 JST の値を50 hPa 毎に示してある.

気は少量であっても、鉛直拡散が弱く下層の比湿を増大させる。しかし、気柱全体の水蒸気量に対する寄与は小さい。

第5図より、内陸平野部における地上比湿は18時頃から減少し始めるが、可降水量は前にも述べたように日没後もゆっくり増加し続ける。隣接する山岳域の可降水量が先に (15~18時頃に) 減少に転じていることから、関東平野の北部や西部の内陸部には湿潤な空気塊が山岳域から上空に流入していると思われる。

そこで、上空の水蒸気量の変動を調べるために、館野における比湿 (q) 及び風 (ベクトル) の鉛直プロファイル (解析日7日間平均) を第6図に示す。09時から21時にかけて大気的全層で比湿が増加しており、特に600~750 hPa 付近の増大量が大きい。高度で示すと概ね2000~4000 m である。なお同高度付近において、1日を通して 5 ms^{-1} 前後の西寄りの風が見られる。木村ほか (1997) の夏期の晴天日における関東北部の山岳域の丸沼高原 (標高1440 m) と山麓の前橋及びつくば市で行ったゾンデ観測でも、15時の時点で丸沼上空の高度2000~4500 m 付近に湿潤な層が形成され、前橋上空のほぼ同じ高度にも15~18時頃にやはり湿潤層が現れている。さらにはつくば市においても、18時以降夜にかけて概ねその高度で水蒸気量の増大が観測されているとしている。これらのことから夏期の晴天静穏日には、上層2000~4000 m 付近でしばしば夕方あるいは夜にかけて、関東北部や西部の山岳域から南東の平野部に水蒸気が輸送されていることが推測される。

第4図において、日中における可降水量の増大域の中心は山岳域の尾根付近ではなく、少し南東側すなわち関東平野側の山の中腹付近にずれている。これは、



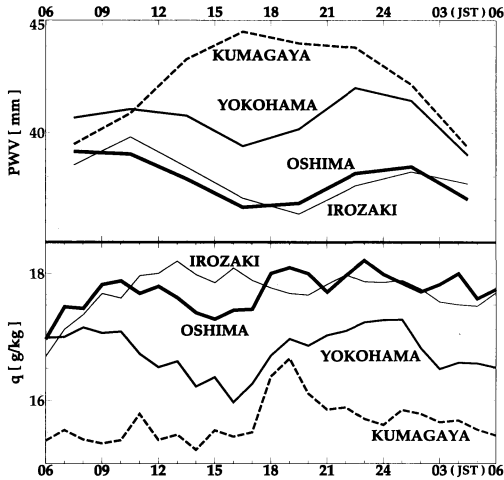
第7図 (a) 東京湾海風の進入域において可降水量を比較した GPS 観測点の分布. 等値線は標高 [m] (実線: 500 m 毎, 1000 m 毎に太線, 太破線: 標高200 m, 細破線: 標高50 m). (b) (a) に示す5地点の可降水量 (PWV) の比較 (解析日7日間平均).

GPS 観測点が山頂に存在しないことが1つの原因と考えられるが、可降水量の増大域の中心が新潟側ではなく関東平野側にずれていることや、時間とともにさらに南東方向へ拡大していることを考慮すると、上空の西寄りの風も影響していると思われる。

降水頻度については、山岳域や内陸平野部においては可降水量の増大とともに増加する傾向が見られるが、沿岸部ではこうした傾向は明瞭ではない。また、降水の事例が非常に少ないため (頻度は最大で8/70)、水蒸気の収束と降水との関係を今後さらに詳しく調べる必要がある。

5.2 海風進入域の可降水量の日変動

第3表では、沿岸部 (東京や輪島) において日中に4~5 mm 程度の蒸発が生じることを示した。しかし、第4図や第5図を見ると沿岸部における日中の可降水量の増大量はこれを大きく下回っている。特に、東京湾や房総半島沖から南寄りの海風が進入する沿岸部で



第8図 大島(島嶼)及び石廊崎(岬部)における可降水量(PWV), 地上比湿(q)の時系列(解析日7日間平均). 比較として熊谷(内陸平野部), 横浜(沿岸部)の結果を同時に示す.

は, 可降水量はむしろ減少している. また, Iwasaki (1999) は NOAA の赤外 2 波長データを用いて, 関東付近の日中の可降水量を朝からの偏差で表しており, 東京湾海風の進入する沿岸部で負になる傾向を示している. そこで, 海風と可降水量の関係を詳しく調べるために, 東京湾からの海風の標準的な進入経路に沿って選んだ GPS 観測点 5 地点における, 解析日の 7 日間で平均した可降水量の日変動を第 7 図に示す. 番号が小さいほど海岸に近い. 特に, 15~21 時頃には海岸に近いほど可降水量は小さく, 内陸ほど大きい. さらに, 日変動の振幅は沿岸ほど小さく, 内陸ほど大きい. 15~21 時頃には海風が卓越しており, この間沿岸の可降水量は内陸とは反対にやや減少する傾向にある. 第 5 図によれば, 沿岸部では可降水量だけでなく地上比湿も海風が進入する日中にはやや減少傾向にある.

海風の進入する沿岸部において可降水量が減少する原因として, 海風層内の比湿が相対的に小さいこと, 及び発散場に位置することの 2 点が考えられる. これらを確かめるために, 海の影響をより直接的に受けていると思われる島や岬における可降水量と地上比湿を内陸の地点と比較した. 島嶼の大島と岬部の石廊崎, 比較対象として沿岸部の横浜と内陸平野部の熊谷を選択した. これらの地点は第 3 図にそれぞれ「Os」(大島), 「Ir」(石廊崎), 「Yo」(横浜), 「Ku」(熊谷)と表記されている. 第 8 図はこれら 4 地点における可降

水量と地上比湿を解析日の 7 日間で平均した時系列である. これを見ると, 1 日を通して大島や石廊崎の可降水量が熊谷に比べて小さいことがわかる. 沿岸部の横浜と比べても日平均で 3 mm 程度小さい. 大島や石廊崎と熊谷の可降水量の差は特に 15~18 時頃に非常に大きくなる. また, 大島や石廊崎では可降水量の日変動の振幅も熊谷に比べて小さい.

ところが, 地上比湿の大きさは大島や石廊崎で大きく, 逆に内陸の熊谷は最も小さい. 可降水量とは逆の関係にある. つまり, 海上大気は湿潤ではあるが, その湿潤層はごく下層に限られており, 上層では相対的に乾燥していることを示している. 晴天日の内陸では日中には混合層が発達するので, 海風により下層に湿潤大気もたらされると, 乱流拡散によって比湿が混合層内で一樣になろうとする. 鉛直拡散では可降水量は変化しないものの下層の比湿は減少する. 一方, 海上では境界層の乱流は一日を通して弱く, 比湿の鉛直混合はそれほど活発ではないと考えられる. したがって, 海上大気の下層では比湿の鉛直傾度が内陸よりも大きい可能性が高い. このことから, 地上比湿が大きいからといって海風層内の水蒸気量が同じ厚さの内陸の境界層の水蒸気量よりも多いとは限らず, 海風の進入により可降水量が増えるとは限らない.

海上大気のごく下層のみが湿潤であるならば, 地上付近に限っては, 海風は陸上へ湿潤空気をもたらすことになる. しかし, 第 5 図や第 8 図を見ると, 海風が進入する時間帯において沿岸部では地上比湿はやや減少している. 海風は冷気の流れを伴うため, 沿岸部では混合層はあまり発達せず比湿の鉛直混合は弱いと思われる. これらのことは, 海風もたらす水蒸気が沿岸部には蓄積されずに内陸部まで輸送されていることを表すものである.

なお, 本研究で使用した GPS 可降水量は仰角 15°以上の衛星のデータを用いて算出されており, 20 km 前後の水平スケールの空間代表値と見なすことができる. このことから, 沿岸部において海風進入時に可降水量が減少する原因として, 海風循環に伴う海上上空の発散域, つまり下降流が卓越する領域の可降水量を示していることが考えられる. あるいは, 海岸に近い場所では沿岸部そのものが発散域の一部に位置している可能性もある.

木村 (1995) は数値モデルを用いて関東及び中部地方の局地循環による可降水量の日変化のシミュレーションを実施している. これによると朝 06 時からの偏

差で見て、18時には関東の北部や西部の山岳地域では可降水量が増加しているものの、東海地方や相模湾、東京湾、房総半島の沖合は発散域に位置し、可降水量は2mm程度減少している。上記の数値モデルの研究では、完全な静穏日を仮定して計算が行われているが、局地循環による可降水量の変動は一般場の影響を受けやすく、より現実的な大規模場の中での水蒸気輸送と地形との関係についてもそのメカニズムを明らかにする必要がある。

6. まとめ

GPS から得られる可降水量を用いて、関東付近における1996、97年の夏期静穏日の水蒸気量の日変動を調べ、以下の結果を得た。

(1) 山岳域では日中に可降水量が増加し、日没後には減少する。地上比湿にも同様の日変動が見られる。日中における可降水量の増大の主な原因は、谷風や海風による海岸や山麓から山頂へ向う水蒸気輸送によるものと思われる。

(2) 内陸平野部では、日中から夜半頃まで可降水量が増加し続ける。しかし、地上比湿は日没後には減少しており、この間に上空には湿潤空気が流入していることになる。日中に山岳域に収束した水蒸気が内陸平野部の上空に水平移動したものと考えられる。

(3) 日中に海風が進入する地域では、可降水量の増大が著しく抑制される。海上では地上比湿は大きいものの可降水量は小さいことに加え、沿岸部は日中の局地循環の発散域に位置するためであると考えられる。

謝辞

気象研究所のGPS気象学研究グループの皆様からはGPSに関する知識を基礎から指導して頂きました。筑波大学の安成哲三教授や気候学・気象学分野の皆様からは貴重な御意見を頂きました。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からは数多くの助言を頂きました。ここに厚く御礼申し上げます。また、国立天文台の内藤勲氏をはじめとする科学技術振興調整費「GPS気象学プロジェクト」の皆様には深く感謝致します。GPSデータは国土地理院から提供して頂きました。

参考文献

藤部文昭, 浅井富雄, 1979: 関東地方における局地風に関する研究 第1部: 日変化を伴う風系の構造, 天気,

26, 595-604.

Fujibe, F. and T. Asai, 1984: A detailed analysis of the land and sea breeze in the Sagami Bay area in summer, *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 534-551.

Fujibe, F., 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.

岩崎博之, 大林裕子, 1998: 群馬県に降電をもたらした積乱雲の出現特性, 天気, **45**, 695-705.

Iwasaki, H., 1999: Case study on the distribution of precipitable water associated with local circulation using the split-window data of a NOAA satellite, *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 711-719.

Kikuchi, Y., S. Arakawa, F. Kimura, K. Shirasaki and Y. Nagano, 1981: Numerical study on the effects of mountains on the land and sea breeze circulation in the Kanto District, *J. Meteor. Soc. Japan*, **59**, 723-738.

Kimura, F., 1985: A numerical simulation of local winds and photochemical air pollution (II): Application to the Kanto Plain, *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 923-936.

木村富士男, 1994: 局地風による水蒸気の水平輸送一晴天日における日照時間の地形依存性の解析一, 天気, **41**, 313-320.

Kimura, F. and T. Kuwagata, 1995: Horizontal heat fluxes over complex terrain computed using a simple mixed-layer model and a numerical model, *J. Appl. Meteor.*, **34**, 549-558.

木村富士男, 1995: 局地循環による熱と水蒸気の輸送一数値シミュレーション一, ながれ, **14**, 427-433.

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**, 799-807.

Kondo, H., 1990: A numerical experiment of the "extended sea breeze" over the Kanto Plain, *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 419-434.

Kuwagata, T., 1997: An analysis of summer rain showers over central Japan and its relation with the thermally induced circulation, *J. Meteor. Soc. Japan*, **75**, 513-527.

新村典子, 佐々木太一, 木村富士男, 2000: GPS可降水量と降水の統計的關係, 天気, **47**, 635-642.

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.

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.
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, 541-549.

Takagi, T., F. Kimura and S. Kono, 2000 : Diurnal variation of GPS precipitable water at Lhasa in premonsoon and monsoon periods, J. Meteor. Soc. Japan, 78, 223-231.

Diurnal Variation of Water Vapor Content over the Kanto Area during Clear Summer Days Observed through GPS Precipitable Water

Taichi Sasaki* and Fujio Kimura**,**

* (Corresponding author) Doctoral Program in Geoscience, University of Tsukuba, 1-1-1 Tennodai Tsukuba, Ibaraki 305-8571, Japan. (E-mail : taichi@erc2.suiri.tsukuba.ac.jp)

** Terrestrial Environment Research Center, Institute of Geoscience, University of Tsukuba.

*** Additional affiliation : Frontier Research System for Global Change.

(Received 20 January 2000 ; Accepted 6 December 2000)

総会成立に向けての御協力をお願い

常任理事会

2001年5月8日～10日に、日本気象学会春季大会が東京大学にて開催されます。その中日の9日(水)午後には、総会が行われ、予算や事業計画などを含む重要事項が審議されます。

総会は、可能なかぎり多数の通常会員が参加し、学会の在り方や活動をよりよく発展させるために、会員各自の考えを出し合い議論する場です。従いまして、会員の総会への参加は、会員としての重要な権利であり、(強制ではないけれども)義務でもあります。

前回の総会から、「総会の成立条件は通常会員数の過半数」となりました。我が学会の実情から言いますとこの過半数は相当大きな数であり、総会成立が危惧される数であります。このような状況を踏まえて、前回は、会員の皆様に積極的に「参加」の呼び掛けを行いました。その結果、皆様のご協力を頂くことができ、過半数を上回る参加数に達し、総会は無事成立致しま

した。

総会成立の困難な事情は、今後とも続くものであり、会員の皆様には、こうした状況をご理解して頂き、今回の総会におきましても、前回に増しまして総会参加のご協力を頂きますよう、心からお願い申し上げます。

なお、総会参加の形態は、総会会場に直に出席して頂くのが最も望ましいものですが、都合でそれがご無理な場合には、総会への意思表示を文書によって示して頂く方法もあります。それで、前回は「総会参加票」の葉書またはFAXなどの文書を提出して頂くことをもって、総会参加と意思表示とさせて頂きました。次回も同様な形で実施したいと考えておりますので、重ねてご協力をお願い申し上げます。

なお、総会参加票の葉書は春季大会の数週間前にすべての会員の皆様に郵送される予定です。