

冬の季節風吹き出し時における GPS 可降水量の日本海側と 太平洋側のコントラスト

上 原 恵*1・鈴木 力 英*2,*3・近 藤 昭 彦*3

要 旨

冬季の季節風影響下での水蒸気の動態を見るために、2002年1月の中部日本における可降水量 (Precipitable Water Vapor : PWV) の解析を行った。解析には国土地理院の GPS 観測網を用いて3時間間隔で作成された可降水量データを使用した。西高東低の気圧配置時には、日本海側では太平洋側と比べ相対的に可降水量が多いという水蒸気分布のコントラストが認められた。日本海側と太平洋側の可降水量の時系列変化を調べたところ、このコントラストが西高東低の期間中継続していることがわかった。また、雪が太平洋側に吹き越す地域でも可降水量が相対的に多くなっている傾向が見られた。

1. はじめに

大気中に存在する水蒸気の地上から大気上端までの鉛直積分値を可降水量という。GPS 電波の伝播遅延量から可降水量 (GPS 可降水量) を求めることができる。国土地理院の GPS 観測網 (電子基準点) は、地震予知やプレート運動の観測、地殻変動監視のため、2007年の時点で日本全国に約1200点の規模で展開され、24時間連続観測が行われている。国土地理院の GPS 観測網から得られる GPS 可降水量を利用して、わが国ではメソスケールの気象現象について時間的にも空間的にも詳しい分析を行えるようになり、精度の検証や実際の気象現象との関係などの研究が進められてきた (例えば、瀬古 1998 ; 新村ほか 2000 ; Okamura and Kimura 2003)。

冬季の日本では、日本海側の曇天と多雪、太平洋側の晴天と乾燥という気候学的な地域差があるが、

GPS を利用した水蒸気量との関連についての研究は少ない。冬季是水蒸気量とその変動幅が小さく、GPS 可降水量の誤差が相対的に大きくなることが、一因と考えられる。Kawase *et al.* (2006) は国土地理院の大気遅延量データから求めた GPS 可降水量を用いて冬季季節風下で生じる房総不連続線に伴う水蒸気の本州中部における詳細な分布を明らかにした。その際、太平洋沿岸域では日本海沿岸域よりも概して可降水量が少ないことを示した。しかし、一般的に西高東低の気圧配置時にこのような日本海側と太平洋側の可降水量分布のコントラストが現れているかについては Kawase *et al.* (2006) では言及されていない。水蒸気は日本海側に降雪をもたらす重要な因子であり、季節風吹き出し時に起きている降水現象と水蒸気分布との間には密接な関連があると考えられる。冬季季節風によって水蒸気の分布が変動するならば、その分布の傾向と気圧配置の変化との関係を明らかにすることは、季節風卓越時の日本海側と太平洋側で大きく異なる天気の実現機構を理解するうえで重要である。

本研究では冬季季節風下の可降水量分布のコントラストに注目し、GPS 可降水量の時空間変化と気圧配置の関連を解明することを目的とする。さらに、強い冬型の事例を解析し、季節風吹き出し時の降水量や風

*1 千葉大学理学部。

*2 海洋研究開発機構地球環境フロンティア研究センター。

*3 千葉大学環境リモートセンシング研究センター。
—2005年12月21日受領—
—2008年5月7日受理—

分布と可降水量分布の関係についても調べる。

2. 使用したデータと解析方法

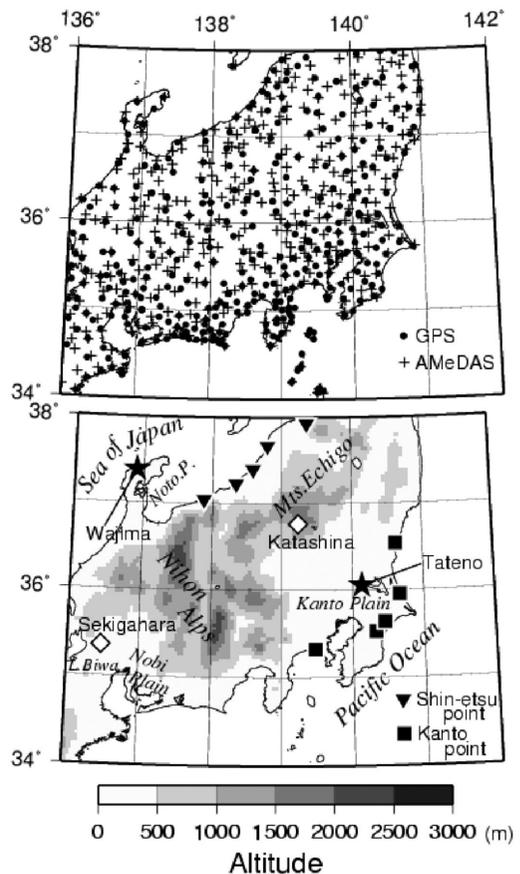
可降水量データは、「GPS 気象学；GPS 水蒸気情報システムの構築と気象学・測地学・水文学への応用に関する研究」プロジェクト（科学技術庁研究開発局海洋地球課 1997）によって作成された GPS 水蒸気データベースの3時間ごとのデータを使用した。このデータは、国土地理院によって Bernese ソフトウェアを用いて解析が行われ推定された大気遅延量の3時間平均値を基に作成されている。このデータベースには、1996年3月21日03 UTC から2002年3月31日15 UTC までの00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 UTC の前3時間可降水量平均値が収録されている。

GPS 水蒸気データベースにおける可降水量の算出方法について概略を述べる。詳細は板垣ほか（1999）を参照してほしい。GPS 解析から推定される大気遅延量は、静水圧遅延量と湿潤遅延量からなる。このうち、静水圧遅延量は、地上気圧に比例する。湿潤遅延量は、可降水量と比例関係にあり、比例係数は GPS 観測点上空の水蒸気分圧で重み付けされた平均気温（加重平均気温）によって決定される。水蒸気のスケールハイトは概ね 3 km 程度であり、上記の加重平均気温は、地上気温と高い相関関係にあり、実際の解析では地上気温から推定された加重平均気温を用いた比例係数を掛けることで、可降水量が導き出される。可降水量を求める際に必要な GPS 観測点の気温、気圧は、アメダスの気温データ及び気象官署の気温、気圧データを空間内挿して推定している。

本研究の解析の対象地域は、北緯34度から38度、東経136度から142度の範囲とした（本稿では「中部日本」と呼ぶことにする）。2002年当時、この地域内に GPS 観測点は約360地点分布していた（第1図）。日本海側と太平洋側の GPS 可降水量の時系列変化を比較する目的で、日本海側は信越地方から5地点（新発田、寺泊、柏崎、大潟、糸魚川）、太平洋側は関東地方から5地点（日立、茨城鹿嶋、千葉松尾、大網白里、藤沢）をそれぞれ「信越地点」と「関東地点」として選択した。これらの地点はいずれも沿岸に近いとともに標高も低く、日本海側と太平洋側の比較をする上で代表性が高いと判断した。信越地点と関東地点のそれぞれの5地点で平均した可降水量の値を信越 PWV、関東 PWV とし、日本海側及び太平洋側の代表値として分析した。第1図にそれぞれの GPS 観測

地点の位置を示した。

可降水量分布にあわせ、解析地域での降水、風の分布を分析するために、アメダス観測データを用いた。解析地域内のアメダス降水量観測点は約380地点、風向、風速観測点は約270地点である。降水量は毎時1時間前からの積算雨量（1 mm 単位）、風向・風速は毎時の前10分間の平均（16方位、1 m/s 単位）の値を使用した。本研究で用いた GPS 可降水量は前3時間平均の大気遅延量解析結果から算出されたものである。それに合わせて、降水量は前3時間の積算雨量を算出、風の値は毎時のデータから前3時間（3時刻



第1図 研究対象地域の GPS 地点（●）とアメダス地点（+）の分布（上）及び解析のために選出した観測地点と中部日本の地形（下）。下図にはレーウィンゾンドの観測値を得た輪島と館野の位置を★で示した。また、解析に際し「信越地点」と「関東地点」を定義したが、それぞれに属する GPS 地点をそれぞれ▼と■でプロットした。

分)の風向・風速をベクトル平均した。

また、季節風吹き出し時における水蒸気の鉛直分布を知るために、輪島と館野の高層気象観測のレーウィンゾンデのデータを使用した。レーウィンゾンデ観測では09 JSTと21 JSTの1日2回、上空約30 kmまでの気圧、気温、風向、風速、及び上空-40°Cまでの湿度の観測が行われている。本研究ではそのうち高度、気温、相対湿度の値を用いた。さらに、これらの値に基づき水蒸気圧を Goff-Gratch の飽和水蒸気圧の式 (Goff 1965) から算出した。

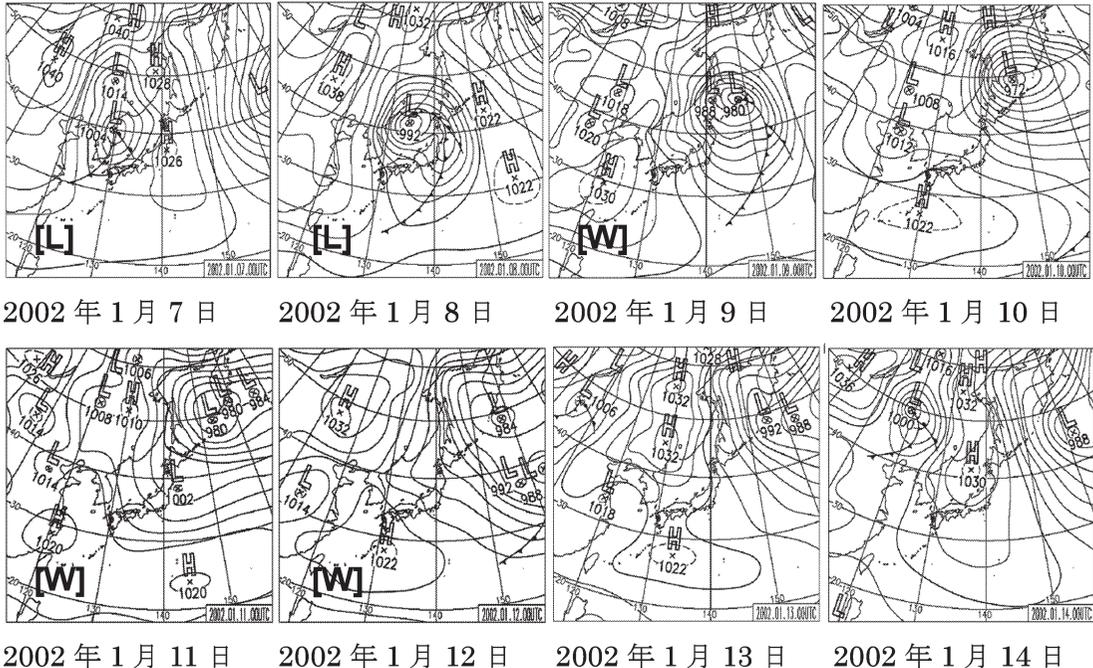
解析期間は2002年1月1日から31日までとした。09 JSTの気象庁天気図に基づき、各日の気圧配置を判別した。冬季の総観規模の気圧配置には、概して(1)前線を伴った低気圧の通過、(2)西高東低の気圧配置、(3)移動性高気圧の通過といったパターンが繰り返される傾向がある。2002年1月7日から14日にかけても、このようなサイクルが認められる(第2図)。解析期間中このようなサイクルは約5回あり、このうち西高東低の気圧配置と判別した日(以下「西高東低日」と呼ぶ)は2、3、5、6、9、11、12、18、

19、23、24、25、28、29、31の15日であった。また、低気圧の通過が1、7、8、15、16、21、22、26、27の9日(以下「低気圧通過日」と呼ぶ)で認められた。なお、天気図に前線が解析されていない小低気圧については、日本付近に存在しても「低気圧通過日」とはしなかった。これは、本研究では日本列島を中心とする総観規模の気圧配置変化と水蒸気変動との大きな関係を着眼点とするからである。

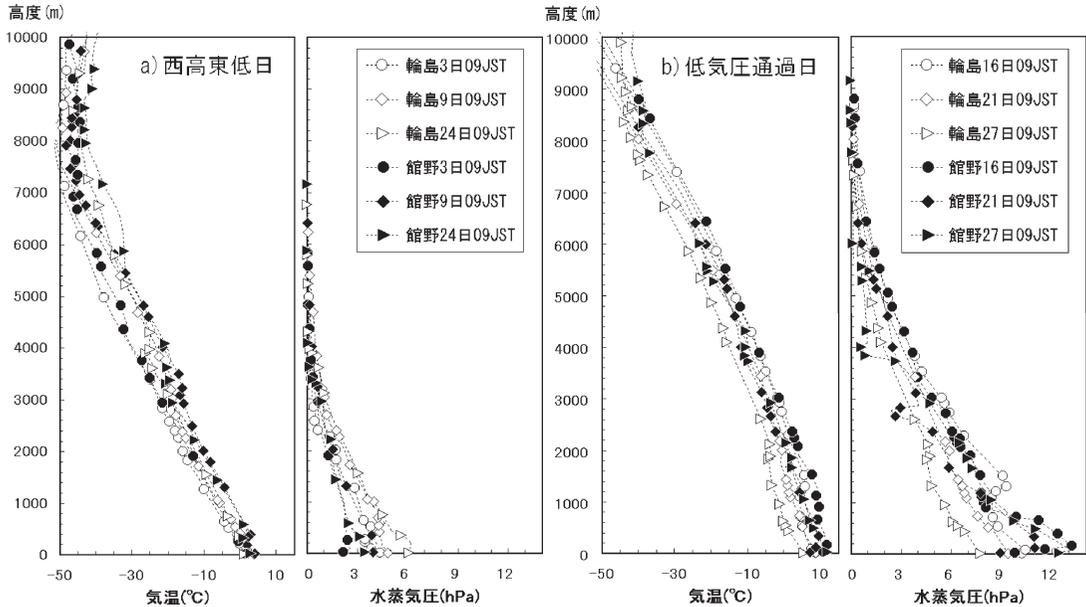
3. 季節風の吹き出し時における可降水量

3.1 水蒸気の鉛直分布

第3図に輪島と館野でのレーウィンゾンデ観測による気温及び水蒸気圧の鉛直分布を示す。第3図aは「西高東低日」(3日、9日、24日)、第3図bは「低気圧通過日」(16日、21日、27日)で観測時刻はいずれも09 JSTである。「西高東低日」は、「低気圧通過日」と比較すると両地点とも高度10 kmまでの全層で気温が低く、水蒸気量が少なくなっている。強い冬型では、日本海上で大気の安定度が低下するため大雪となりやすい。輪島と館野を比較すると、「西高東低日」



第2図 2002年1月7日から14日までの00 UTCの地上天気図(CD-ROM気象庁天気図より)。7、8日に前線性の低気圧が通過し、9日から12日にかけて西高東低の気圧配置になった。13、14日には移動性高気圧が通過し15日以降に再び前線性低気圧が接近している。図中の[L]と[W]はそれぞれ「低気圧通過日」と「西高東低日」と認められた日を示す。



第3図 「西高東低日」の気温及び水蒸気圧の鉛直分布 (a) と「低気圧通過日」の気温及び水蒸気圧の鉛直分布 (b)。それぞれ左図に気温、右図に水蒸気圧をプロットしている。輪島と館野でのレーウィンゾンデによる気温と湿度の観測値を用いた。水蒸気圧は Goff-Gratch の式 (Goff 1965) により求めた。見易さを考慮し、データ数が多い観測時の分布については、マーク (○など) の表示をひとつおきしている。

において2000 m より下層では館野の方で水蒸気圧が低い。これは、日本海側での降水に水蒸気が使われたためと考えられる。このように冬型が卓越する場合、日本海側と太平洋側のコントラストは下層の水蒸気量の変化として現れる。

3.2 冬の気圧配置変化と可降水量の変動

第4図 (586頁) に気圧配置変化の1サイクルである1月7日から14日までの12 JST の可降水量及び風の前3時間平均値の分布を示した。可降水量は09~12 JST の平均値であり、風は10, 11, 12 JST の風向・風速データをベクトル平均したものである。第2図に示したように、7, 8日は「低気圧通過日」、9, 11, 12日は「西高東低日」である。9日には地域全体で西寄りの季節風が吹き、日本海側では信越から北陸まで広い範囲で降雪がみられた。

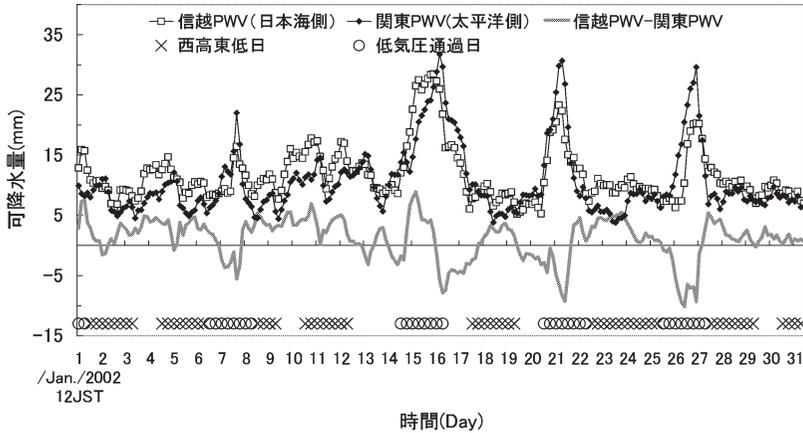
期間を通して標高の高い山岳域では全般に可降水量が少なくなっている。これは第3図で見たように、大気下層に集中する水蒸気の鉛直分布を反映している。時系列で見ると、可降水量は11日に全体的に多くなっていることがわかる。11日は「西高東低日」として分類したが、03 JST から09 JST までの間に小低気圧が

接近、通過しており、この影響が可降水量分布に現れたものである。

沿岸域における分布の傾向を「西高東低日」と「低気圧通過日」とで比較すると、「西高東低日」は相対的に日本海側で可降水量が多く太平洋側で少ないという傾向が見られることがわかる。これは、Kawase *et al.* (2006) で指摘された特徴と一致する。

3.3 日本海側と太平洋側の可降水量の時間変動

第5図に解析期間全体における信越地点と関東地点の可降水量 (信越 PWV と関東 PWV) の時系列変化を示す。可降水量変動は低気圧通過時の水蒸気量の大きな変動を捉えている一方で、「西高東低日」では信越地点の可降水量が関東地点を上回るという特徴が見られる。信越 PWV と関東 PWV の差は5 mm 程度に達する。この特徴は「西高東低日」の期間中継続しているとともに、その出現と終息のタイミングは「西高東低日」の開始と終了のタイミングとおおよそ対応している。以上から、空間分布で示した (第4図) 「西高東低日」における可降水量のコントラストは、西高東低の気圧配置において継続していることがわかる。



第5図 2002年1月の可降水量の時間変動。信越PWVは信越地点の可降水量の平均、関東PWVは関東地点の可降水量の平均で、太線は信越PWVから関東PWVを差し引いた値の変動である。(信越地点、関東地点は第1図を参照) 図の下方の記号は「西高東低日」(×)と「低気圧通過日」(○)の期間を示したものである。

一方、「低気圧通過日」であっても、信越地点の可降水量が関東地点より多い場合がある(2002年1月1日、15~16日)。しかし7~8日、21~22日、26~27日では信越PWVと関東PWVの差が負となり、関東地点の可降水量の方が多い傾向にある。「低気圧通過日」における水蒸気分布の地域性については、低気圧の位置とも関係しているようであるが、「西高東低日」に見られるような共通の特徴は見出せない。

3.4 可降水量分布と降水、風との関係

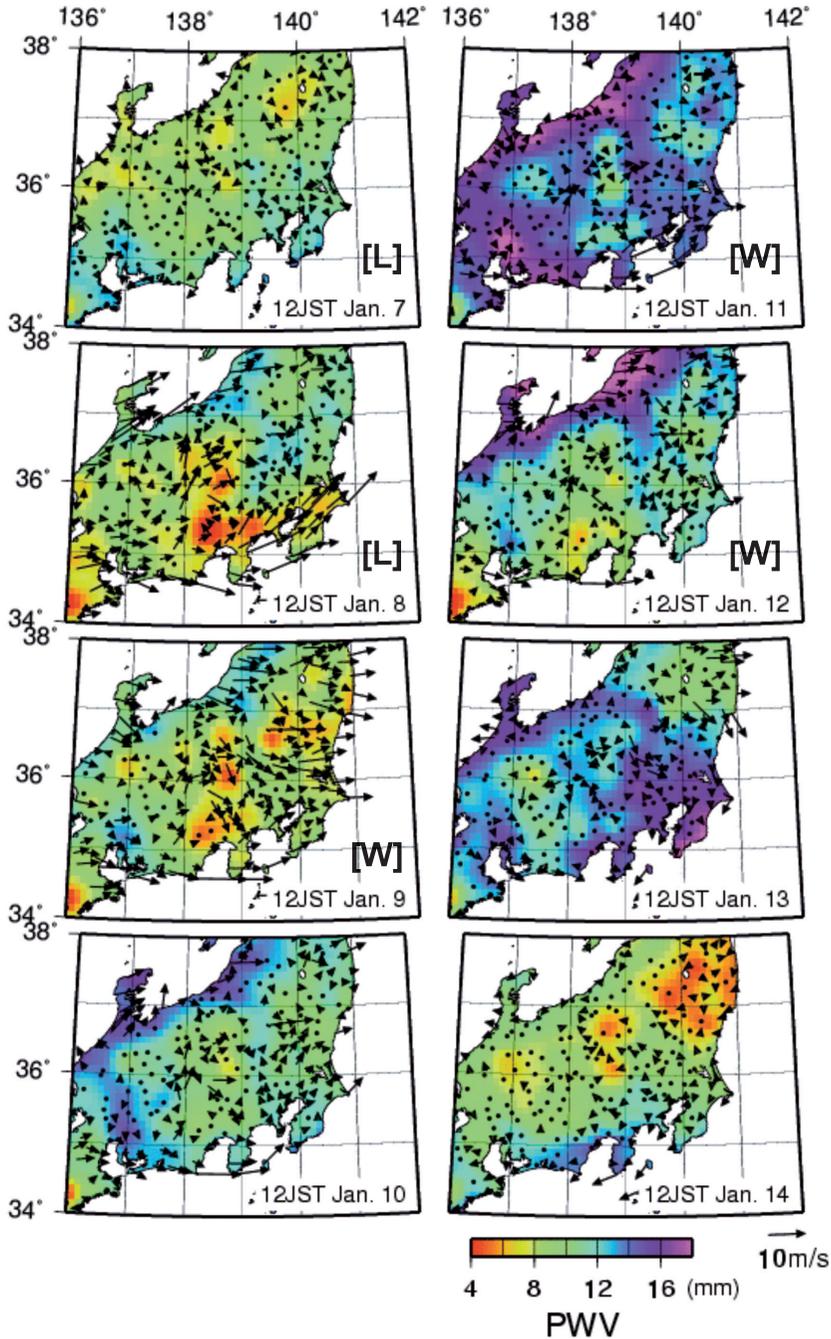
第6図は2002年1月2日21 JSTから3日15 JSTまでの6時間ごとの可降水量の分布と、降水量及び風の分布である。可降水量は前3時間平均値、降水量は前3時間の積算雨量である。風も同様に前3時間のベクトル平均値を示した。この期間は上空に寒気が入り、日本の東方で低気圧が発達、等圧線の間隔が狭まる強い冬型となった(第7図)。気流パターンは、第6図に示すように、日本海からの強い北西季節風が中部山岳域の影響を受けながら太平洋側まで吹き抜ける様相を呈している。名古屋では2日の夜から大雪となり3日08~09 JSTの1時間に17 cmの降雪を記録、前橋でも2日の夜に降雪を観測している。

第6図に示されているように、2日21 JSTには日本海側の山間部で広範囲に降水が認められる。特に日本アルプスの西方に顕著な降水域があった。一方、可降水量の多い地域は、降水域の風上側の日本海沿岸部に広がっていた。3日03、09、15 JSTでは、顕著な

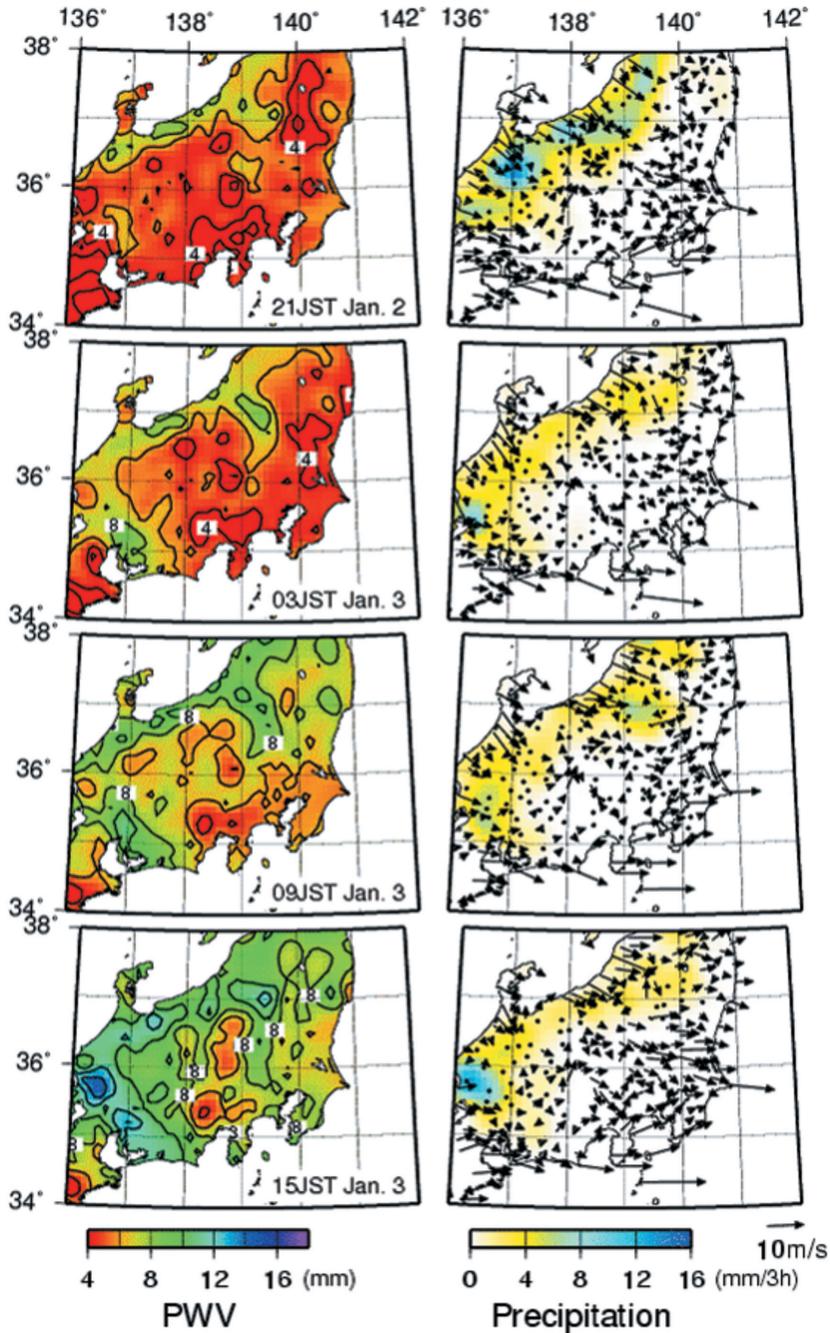
降水が認められた地域(越後山脈周辺、濃尾平野、琵琶湖北東部山地)とほぼ重なる地域で相対的に可降水量が多い。特に、3日15 JSTの琵琶湖の北東に見られる可降水量の多い地域は、顕著な降水域と空間分布がよく一致していた。この期間での越後山脈周辺及び、濃尾平野周辺の可降水量の多い地域の中心は、ほとんど移動することがなかった。

新潟県から越後山脈を越えて関東西北部(主に群馬県)に到る地域では、強い冬型の気圧配置時に山地風

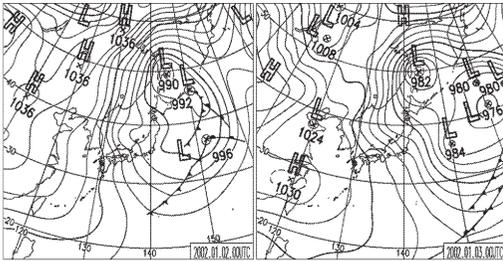
上側の雪が風下側まで運ばれる雪の吹越しが起こることが知られている。群馬県の山麓では風花と呼ばれる。また濃尾平野については風上の山地部が比較的低いことに加え、関ヶ原のような山地の切れ目となる場所もあり、季節風に伴う雪が吹き越して太平洋側まで到達する。解析では、両地域で可降水量が周囲より多くなっていることが観察されている。例えば、3日03 JSTでは、可降水量は濃尾平野を除く太平洋側の地域で4 mm程度と少ないのに対して、濃尾平野および関東西北部では8 mm以上の分布が現れている。周囲との3~4 mmの差は後述する誤差(西村ほか2003; Kawase *et al.* 2006)よりも大きい。これらの地域では、標高が比較的低く周囲より上空の大気層が厚いという観測地点もあるが、一方で標高の高い観測地点である群馬県の片品(第1図参照、825 m)も第6図に現れている可降水量の多い地域内に含まれている。さらに、図には示していないが、期間中、片品では、より標高の低い付近の観測地点(水上: 623 m, 赤城: 471 m, 新治: 552 mなど)と比べて可降水量が2 mm程度多くなっている。このことから、「西高東低日」に両地域で可降水量が比較的多くなる現象は、吹越しの発生とも関連すると考える。ただし、第4図に示されているように、濃尾平野では「西高東低日」以外の日であっても可降水量が多いこともあり、この地域における水蒸気の分布傾向については吹越しのみならず他の要因が複合している可能性も考



第4図 2002年1月7日から14日までの12 JST の可降水量と風の分布。可降水量は前3時間平均値、風向・風速は前3時間のベクトル平均値である。風速1.0 m/s以下の風は、便宜的に静穏として●で示している。図中の [L] と [W] はそれぞれ「低気圧通過日」と「西高東低日」と認められた日を示す。



第6図 2002年1月2日21 JST から3日15 JST までの6時間ごとの可降水量の分布 (左列), 及び降水量と風の分布 (右列). 可降水量は前3時間平均値, 降水量は前3時間の積算雨量, 風向・風速は前3時間のベクトル平均値である. 可降水量のコンターは2 mm 間隔で引かれている. 風速1.0 m/s 以下の風は, 便宜的に静穏として●で示している.



2002年1月2日 2002年1月3日

第7図 2002年1月2日及び3日の00 UTCの地上天気図 (CD-ROM 気象庁天気図より)。2日から3日にかけて日本の東方で低気圧が発達、西高東低の気圧配置となっている。

える必要がある。

3.5 GPS 可降水量の精度

過去に行われた GPS 可降水量の精度検証の結果を用いて、本研究によって認められた可降水量分布を検討する。GPS 可降水量の精度は、高層気象観測地点でのゾンデ観測から求められた可降水量と比較することにより、検証がこれまでに行われている。例えば、Ohtani and Naito (2000) では、国内の10の GPS 地点の可降水量を近隣の高層気象観測地点のゾンデ可降水量と比較し、平方根平均二乗 (root mean square: RMS) 差で3.7 mm と結論している。また、西村ほか (2003) では、国内の54の GPS 地点の GPS 可降水量をゾンデ可降水量と比較し、そのばらつきは標準偏差で2.3 mm であるとした。以上の研究は冬季のみを対象としていないことや、可降水量算出に用いられたアルゴリズムが本研究の場合と必ずしも同等ではないものの、これらの誤差値は本研究で得られた5 mm に達する信越 PWV と関東 PWV との差よりも十分小さい。

大気は気温が低いほど含むことのできる水蒸気量が少ないため、本研究の対象となった冬季は可降水量の精度が問題となりやすい。これに対して、Kawase *et al.* (2006) では1996年から2000年の主に冬季 (11月～3月) の館野と輪島と潮岬のゾンデ可降水量と GPS 可降水量を比較し、その差は RMS で約1.8 mm であることを図示した。Kawase *et al.* (2006) では本研究と同等の GPS 可降水量データを使用していることとあわせて考えると、本研究の信越 PWV と関東 PWV との差は有意であると判断できる。

4. まとめ

冬の季節風の影響下での水蒸気の動態を明らかにするため、GPS 可降水量を用いて解析を行った。季節風の吹き出しが起きている西高東低の気圧配置日には、可降水量が相対的に日本海沿岸部で多く、太平洋側で少ないことが確認された。また、その状態が西高東低の気圧配置の期間で継続していることが示された。さらに、日本海側から越後山脈を越えて群馬県にかけてと、琵琶湖から濃尾平野にかけての雪の吹越しに伴うと思われる可降水量の多い地域も認められた。今後は、水蒸気の鉛直分布の情報を含めた解析を行うことによって、日本海側と太平洋側の水蒸気のより詳細な構造や動態が明らかにされていくことが期待される。また、本研究では2002年1月のみを対象としたが、長期間のデータで統計解析を行うことによって、気候学的な特徴が解明されていくことも期待される。

謝辞

解析には、科学技術庁振興調整費による「GPS 気象学」プロジェクトによって作成され、千葉大学環境リモートセンシング研究センターから公開されている可降水量データを使わせていただきました。分布図を図化する際には、GMT (The Generic Mapping Tools; Wessel and Smith 1998) を使用させていただきました。また、本論文の掲載に際し、二人の査読者と編集委員からは有益なご助言をいただきました。ここに記して感謝申し上げます。

参考文献

- Goff, J. A., 1965: Saturation pressure of water on the new Kelvin scale. Humidity and Moisture, 3, Reinhold Publishing Corp.
- 板垣昭彦, 渡辺好弘, 瀬古 弘, 中村 一, 宮崎真一, 畑中雄樹, 1999: 国土地理院 GPS 水蒸気データベースについて. 号外地球, (25), 116-120.
- 科学技術庁研究開発局海洋地球課, 1997: 平成8年度科学技術振興調整費 GPS 気象学による水蒸気情報システムの構築と天気予報・地震予知研究・陸水研究への応用に関する調査 最終報告書.
- Kawase, H., Y. Takeuchi, T. Sato and F. Kimura, 2006: Precipitable water vapor around orographically induced convergence line. SOLA, 2, 25-28.
- 新村典子, 佐々木太一, 木村富士男, 2000: 首都圏における GPS 可降水量と降水の統計的關係. 天気, 47, 635-642.

- 西村昌明, 岩淵哲也, 内藤勲夫, 里村幹夫, 2003 : GPS 可降水量のラジオゾンデによる再検証. 天気, **50**, 909-917.
- Ohtani, R. and I. Naito, 2000 : Comparisons of GPS-derived precipitable water vapors with radiosonde observations in Japan. J. Geophys. Res., **105**, 26917-26929.
- Okamura, O. and F. Kimura, 2003 : Behavior of GPS-derived precipitable water vapor in the mountain lee after the passage of a cold front. Geophys. Res. Lett., **30**, 1746, doi : 10.1029/2003 GL017572.
- 瀬古 弘, 1998 : GPS で求めた可降水量の変動 (II). 気象, **42**, 15462-15467.
- Wessel, P. and W. H. F. Smith, 1998 : New improved version of Generic Mapping Tools released. EOS Trans. Amer. Geophys. Union, **79**, 579.

Geographical Contrast of Precipitable Water Vapor
Distributions between Sea of Japan and Pacific
Ocean Sides of Central Japan in Winter as revealed by GPS data

Megumi UEHARA*¹, Rikie SUZUKI*^{2,*3} and Akihiko KONDOH*³

*¹ Faculty of Science, Chiba University, 1-33, Yayoi-chou, Inage, Chiba, 263-8522, Japan.

*² Frontier Research Center for Global Change, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 3173-25, Showa-machi, Kanazawa, Yokohama, Kanagawa, 236-0001, Japan.

*³ Center for Environmental Remote Sensing, Chiba University, 1-33, Yayoi-chou, Inage, Chiba, 263-8522, Japan.

(Received 21 December 2005 ; Accepted 7 May 2008)
