北海道の夏季静穏日における GPS 可降水量の日変化

澤田岳彦*・川村隆一**

要旨

1996年から2006年までの典型的な夏季静穏日を抽出して、北海道の熱的局地循環に伴う GPS 可降水量の日変化 傾向を調査した。

北海道の日平均可降水量は、オホーツク海沿岸で29~32mm、渡島半島で24~26mmと、東部で高く西部で低い 分布を示した.対照的に、日平均地上混合比はほぼ逆の分布であった.熱的局地循環の発達に伴って、熱的低気圧 が15時に最盛期を迎え、18時頃に可降水量偏差(日平均値からの偏差)が極大となるが、その極大域は石狩山地の 南東側に偏っていることが見出された.また、夜間においても可降水量が相対的に高い領域が北海道東部を覆って いた.主な要因として、北海道上空で終日卓越する北西寄りの一般風によって、山岳上空に集積した水蒸気が風下 側へ輸送されていることが示唆された.

1. はじめに

北海道は四方を海で囲まれた島であり、中央には標 高2000mを超す大規模山地を擁している.このよう な地形を持つ北海道では熱的局地循環が生じていると 予想されるが、詳しい実態はほとんど知られていない.

木村ほか(1997)は熱的局地循環がもたらす水蒸気 輸送の実態を報告している.彼らは夏季静穏日の関東 山岳域でオメガゾンデを用いて3時間ごとの集中観測 を実施して、局地循環による水蒸気の鉛直方向の日変 化が対流圏中層まで達していることを示した.ゾンデ を用いた水蒸気観測は局所的な水蒸気の鉛直構造を調 べるのに適しているが、その時空間分解能の粗さが原 因で広範囲の水平方向の水蒸気輸送を推定するには限 界がある.一方、国土地理院のGPS 観測点は全国に 1200点以上存在し、24時間の連続観測が行われてお

* 富山大学理学部(現所属:筑波大学大学院生命環境 科学研究科).

** 富山大学大学院理工学研究部.

—2009年2月12日受領——2010年2月14日受理—

© 2010 日本気象学会

り, GPS から解析された可降水量の精度もゾンデの それと一致度が高いことが分かっている(大谷ほか 1997;西村ほか 2003).

GPS 可降水量と降水との関連を調査した研究とし て、新村ほか(2000)はGPS 可降水量データを用い て、関東地方のGPS 可降水量と降水の有無の関係を 統計的に調べている. Kawase *et al.*(2006)はGPS 可降水量データと数値モデルを用いて、冬季の関東周 辺に形成される地上風の収束線を調べ、収束線付近で GPS 可降水量が増加していることを示した.また、 Seko *et al.*(2004)はGPSを用いた先進的な研究と して、つくば市周辺の20km四方に75点のGPS 観測 点を設けた稠密観測を行い、トモグラフィ法を用いた 雷雲中の水蒸気 3 次元構造の推定に成功した.

GPS 可降水量を利用して,熱的局地循環がもたら す広範囲の水蒸気分布の日変化を明らかにした研究は 必ずしも多くない. Iwasaki and Miki (2001) は GPS とラジオゾンデを用いて前橋周辺の北関東の水 蒸気日変化を調査した.彼らは前橋の水蒸気の日変化 が大気境界層内と自由大気で個々に起きていることを 示した.佐々木・木村 (2001) は7日間の夏季静穏日 を抽出して関東地方のGPS 可降水量の日変化を調 べ、山岳地域で18時頃に可降水量が最大になることを 指摘した.さらに、上空の一般風により、内陸部や沿 岸部では深夜にかけて可降水量が最大になることを示 唆した.しかし、この研究ではGPS 可降水量の時間 分解能が3時間であり、水蒸気量の日変化の詳細を捉 えるには十分とは言えない.大橋・川村(2006)は中 部地方の10日間の夏季静穏日における水蒸気変動を、 1時間毎のGPS 可降水量データを用いて調べた.そ の結果、熱的低気圧の最盛期とGPS 可降水量の極大 に3時間程度の時間差があることを示した.

これまでの研究で得られた夏季静穏日における可降 水量の日変化の一般的な知見を挙げると、①夕方にか けて山岳地域で可降水量は最大を示す。 ②山岳地域は 平野部や沿岸部と比較して可降水量の日較差が大き い. ③山岳地域における可降水量の日変化は、日中に 急増して夜間に漸減する傾向を示す、などがある.し かし、大橋・川村(2006)では可降水量極大の中心が 山岳地域のほぼ真上にあるのに対し、佐々木・木村 (2001) ではやや山麓にずれているといった結果の相 違も見られた. これは上空の一般風が明瞭であるか不 明瞭であるかによるものであると考えられる.また, いずれの研究も、山岳地域に比べて平野部や沿岸部で は GPS 可降水量の日変化傾向が地域によって異なる 傾向を示すなど、研究対象地域に依存した日変化特性 の違いが見出されている.したがって、日本列島にお ける可降水量の日変化特性の全体像を明らかにするた めには、他の地域への適用など、更なるデータの蓄積 が必要であると考えられる.

そこで本研究では、熱的局地循環に伴う水蒸気変動 の新たな知見を得るために、北海道における夏季静穏 日を対象に研究を行った.解析地域に北海道を選択し た理由は、太平洋高気圧の影響が本州と比較して小さ いこと、周囲を海で囲まれた孤立した島であること、 山岳地形が中部山岳ほど複雑でないこと、夏季平均の 可降水量分布が本州と異なることによる.本研究の目 的は、北海道の熱的局地循環に伴うGPS可降水量の 日変化を捉えることで、水蒸気変動の特徴を記述し、 従来の本州中部山岳を対象とした研究結果との類似点 や相違点を明らかにすること、さらに北海道における 水蒸気の日変化の地域性を詳細に考察することである.

2. 使用データ・解析手法

2.1 使用データ

解析に使用した気象データは、気象庁による地上天

気図,気象庁年報とアメダス観測年報による地上気象 観測データ(降水量,風向・風速,混合比),及び WINDASによる10分間隔の上空の風データである. これらを用いて対象日の抽出を行った.GPS 解析に はGAMITver10.32 (King and Bock 2007)を用 い,座標と共に天頂大気遅延量を1時間間隔で解析し た.天頂大気遅延量から可降水量の算出には,地上気 象観測値からGPS 観測点に内挿した気温と気圧を利 用した.その際,気温は大気の一般的な気温減率であ る,6.5℃/kmを用いて海面更正を行った.GPS 可 降水量は前1時間平均値を使用している.例えば18時 のGPS 可降水量の値は,17時~18時のGPS 可降水 量の平均値となっている.

GPS 可降水量の精度を検証するために、高層観測 点の稚内,根室,札幌の各ゾンデ観測点と,それに最 も近傍の GPS 観測点について,解析対象日の12日間 の09時と21時における可降水量の比較を行った.その 結果、稚内のRMS偏差は1.85mm、相関係数は0.98、 根室の RMS 偏差は2.49mm,相関係数は0.97, 札幌 の RMS 偏差は2.64mm, 相関係数は0.85であった. なお、札幌では GPS 観測点の標高がゾンデ観測点よ り146m も高いため、GPS 観測点の標高に最も近いゾ ンデ観測高度から可降水量を算出して比較した.根室 と稚内も同様に計算した. GPS 可降水量について注 意すべき点は、山岳部で観測点が少ないことである. GPS 観測点の高度分布は、標高0m以上~200m未 満に102地点、200m以上~500m未満に17地点、1000m 以上に1地点となっている.標高500m以上~1000m 未満の間には GPS 観測点は存在しない.また、本研 究の解析範囲では標高1016mのGPS観測点が最高点 であるため、それより標高の高い山岳地域では可降水 量が求められないことにも注意が必要である.

第1図に解析領域および観測点を示す.解析領域内 (東経139.0°~146.0°,北緯41.0°~45.7°)には、中央 に標高2000mを超える石狩山地が位置している.解 析領域内の観測点数はAMeDAS156地点、気象官署 22地点、GPS120地点である.

2.2 夏季静穏日の抽出方法

熱的局地循環の日変化に伴う GPS 可降水量変動を 調べるため,解析対象を総観場の影響が小さい夏季の 静穏日に限定する.夏季静穏日は GPS データが使用 可能な1996年~2006年までの7月,8月(計682日間) の中から,下記の条件に基づき選定した.この抽出条 件は大橋・川村(2006)に従った.

"天気" 57. 5.

①晴天日の抽出

解析対象領域における日照時間(全 AMeDAS 観測 点156地点の平均値)を求め、上位10%を抽出した



第1図本研究の解析領域内の各観測点配置図.
AMeDAS観測点(白丸),気象官署(四角),GPS観測点(黒丸),高層気象観測点(三角),ウィンドプロファイラ観測点(三角)、ウィンドプロファイラ観測点(星印)を示す.陰影は標高を示す.

(682日→68日).

②一般風が卓越する日の排除

フェーンや台風など、広範囲にわたって一般風が卓 越する日を排除するため、日平均風速を求め、その 値が1.94m/s (1979~2006年における7,8月の解 析領域全体の日平均風速)よりも小さい日を抽出し た (68日→47日).

③総観場の水蒸気変動が小さい日を抽出

GPS 可降水量は総観場の水蒸気変動に大きく影響 されるので,前日・当日・翌日の天気図(09時)を 参考に,北海道周辺に総観スケールの低気圧や移動 性高気圧が存在する日を排除した(47日→12日).

以上の3つの条件に適合する解析日として,全12日 間を本研究の解析対象日とした.第1表に各事例日に おける気象要素の平均値を示す.日照時間の平均は10 時間30分であった.これは、中部日本の夏季静穏日に ついて研究した大橋・川村(2006)と比較して,1時 間長い.

なお,第2図以降の図では特に断りがない限り12日 間の平均を示す.

3. 北海道の局地循環の日変化

3.1 気温と地上風系

第2図は解析日の12日間で平均した15時の気温と地

第1表 解析対象日12日間の日照時間,風速,気温,可降水量,地上混合比.日照時間,風速,気温は156 地点の AMeDAS 観測点より算出.可降水量はほとんどの事例で欠測が見られた.したがって, 欠測がない())内の地点数より算出.地上混合比は22地点の気象官署より算出.日照時間は観測 点の日積算値を,その他は観測点の日平均値を領域平均した値となっている.

年	月日	日照時間	風速 (m/s)	気温 (°C)	可降水量	地上混合比 (g/kg)
1997	7月21日	10.86	1.54	20.4	28.1(99)	11.1
1998	7月14日	9.72	1.49	15.4	18.9(120)	9.0
1998	7月15日	11.35	1.67	16.7	23.0(120)	9.3
1999	8月9日	11.60	1.56	25.9	36.6(115)	17.1
1999	8月10日	11.14	1.37	25.5	36.3(115)	16.7
2000	8月13日	11.34	1.87	20.6	27.1(119)	11.9
2001	8月14日	8.80	1.65	19.7	19.8(119)	12.0
2001	8月19日	10.85	1.72	17.8	17.8(119)	9.4
2001	8月20日	11.88	1.80	18.5	19.7(119)	10.2
2006	8月8日	8.70	1.73	24.0	39.5(119)	14.8
2006	8月9日	8.87	1.53	23.6	38.8(119)	15.0
2006	8月26日	10.87	1.49	20.5	24.5(119)	12.4
			·		-	-
12事例平均		10.50	1.62	20.7	27.5	12.4

上風の空間分布図(a)および,海面更正気圧と地上風 の空間分布図(b)である.この時刻は海風や谷風,内 陸部と沿岸部の気温差,気圧差が顕著に見られた.気 温は内陸部で30℃以上を示したのに対し,沿岸部では 21~25℃であった.内陸部と沿岸部の気温差は、多く の地域で5~6℃であった.ただし,十勝・釧路など の東部の太平洋沿岸部は気温が低く,内陸部との気温 差が8~9℃に達している.地上風を見ると,内陸部 に向かう風が卓越していることがわかる.領域全体の 平均地上風速は1.9m/s であった.内陸部と沿岸部の 気圧差を見ると,最大で2.0hPaほどであり,閉じた 等圧線として山岳の低圧部が解析されている.

海面更正気圧を用いて熱的低気圧を議論する場合, 測位点の標高が高い時には気圧の日変化を実際より大 きく見積もることが指摘されている(原田 1979) が,本研究では,気温・風系・海面気圧分布の互いの 対応関係にのみ着目した定性的議論を行う.また,本 研究における気圧観測の最高点が標高120m(旭川) と低いことから,海面更正の影響は小さいと考えられ る.風向や気温分布から,内陸の石狩山地だけでなく 洞爺湖周辺の山地でも小規模な熱的低気圧が発生して いたと思われる.

3.2 GPS 可降水量と地上混合比

夏季静穏日における北海道の水蒸気分布とその変化 を見るため、第3図aにGPS可降水量の日平均値 を、第3図bに地上混合比の日平均値を、第3図c にGPS可降水量の日較差を示す.

GPS 可降水量の日平均値(第3図 a)を見ると, 標高の高い山岳地域で可降水量が25mm より低いこと と,オホーツク海に面する宗谷・網走支庁で他支庁よ りも可降水量が2mm 程度高いことがわかる.沿岸部 における可降水量日平均値については,大橋・川村 (2006)の報告よりも4~5mm低い傾向が見られた.

一方,地上混合比はオホーツク海側などの北海道東 部で低く,西へ向かうほど高くなる傾向が見られ(第 3図b),日平均可降水量分布の特徴とは明らかに異 なっている.しかし,夏季の北海道周辺海域の海面水 温は地上混合比と同様に,大まかに見て西高東低の水 温分布を示している(図略).したがって,沿岸地域 の地上混合比は近傍の海面付近の混合比を強く反映し ていると考えられる.

GPS 可降水量の日較差を見ると、内陸部の石狩山



第2図 (a)15時における気温並びに風向・風速の空間分布図. 等値線は1℃間隔. (b)15時における海面 更正気圧並びに風向・風速の空間分布図. 等圧線は0.3hPa 間隔. いずれの図も解析対象12日間の 合成図. 陰影は標高を示す.

地の南東側に7~8mmの極大域が存在している.また,日較差の極大域が山岳地域の中心からやや東偏していることや,日較差の大きい領域がオホーツク海沿岸部まで及んでいることがわかる.さらに,洞爺湖周辺の山地にも日較差の極大域が見られる.一方,沿岸部は内陸部と比較して日較差は小さいものの,明瞭な地域差が見られた.例えば,オホーツク海側では日較差が3~4mmであるのに対し,室蘭周辺では1~2mmとかなり小さかった.可降水量の日変化の振幅は,先行研究の大橋・川村(2006)と比較して,山岳地域においても沿岸地域においても同程度の結果が得られた.

第3図aからもわかるように、一般に水蒸気は大 気下層に多いため、山岳地域の可降水量は平野部より も低い値となる.そこで本研究では、大橋・川村 (2006)と同様に日平均値からの偏差をとることで可 降水量の日変化を考察した.

第4図は06時と18時における可降水量の日平均値か らの偏差図である.可降水量の日較差の分布に対応し て、両時刻共に、石狩山地の南東側では可降水量偏差 が顕著である.06時には、石狩山地の南東側で可降水 量偏差が-3mm以下の極小値を示しており、陸風は 日本海・オホーツク海側で強く太平洋側で弱い傾向が 見られた.09時頃からは海風、谷風が発生するように なり、山岳地域から可降水量は急速に回復していく (図略).15時以降は山岳地域での可降水量の変化は小 さくなるが、山地の周囲で可降水量は増加を続け、18 時には石狩山地の南東側で可降水量正偏差が4mm以 上の極大値を示した.

この時の海風や谷風は最大発達時刻の15時に較べて 弱化しているが、06時の陸風分布とは異なり、風速に 地域的な差異はあまり見られなかった.また、熱的低 気圧の最盛期は15時なので(第2図b)、可降水量偏 差の18時の極大との間に3時間程度の位相差があると 考えられる.この結果は大橋・川村(2006)と矛盾し ていない.

3.3 ゾンデ及びウィンドプロファイラ観測

第5図は北海道のゾンデ観測点(稚内・根室・札 幌)における09時と21時の水平風,温位および混合比 を示したものである.850hPaよりも上空の風を見る と,どの地点も北西寄りの風が卓越していることがわ かる.また,混合比の鉛直分布をみると,どの地点に おいても09時よりも21時の方が、大気下層の混合比の 値が大きい.09時よりも21時の方が混合比の値が大き くなる傾向は,Iwasaki and Miki (2001)や大橋・ 川村 (2006)のゾンデデータの解析でも見られた.

上空850hPa 付近で混合比の日変化が見られたこと は、日中の対流混合層の発達に伴い水蒸気が上空まで 輸送されていることを示唆している.したがって、こ の高度における水蒸気の移流が可降水量の値に大きく 寄与していると考えられる.また、沿岸の稚内や根室 よりも、やや内陸に位置している札幌の方が、混合比 の日変化量が大きい傾向が見られた.09時と21時の温 位分布については特筆すべき特徴は見られなかった.



第3図 (a)GPS可降水量の日平均値の空間分布図. 等値線は1mm間隔. (b)地上混合比の日平均値の空間 分布図. 等値線は0.5g/kg間隔. (c)GPS可降水量の日較差の空間分布図. 等値線は1mm間隔. い ずれの図も解析対象12日間の合成図. 白丸はGPS 観測点,三角は気象官署, 陰影は標高を示す.

次に、内陸部の上空の風の日変化として、典型的な 夏季静穏日として抽出された2006年8月8日における 帯広のウィンドプロファイラの観測データを第6図に 示す.上空の風を見ると、高度1500m以上では終日 にわたり北西寄りの風が卓越していることがわかる. このような特徴は留萌や室蘭のウィンドプロファイラ 観測でも同様であった(図略). このことから,解析 領域全体として上空では北西寄りの風が卓越していた と考えられる.また,この日は帯広で12時から地上で 海風の侵入が見られたが,上空でも同時刻に高度 1000m付近まで南風の卓越があり,海風層の厚さも この高度まで発達していたと思われる.さらに,高度



第4図 (a)06時, (b)18時の GPS 可降水量偏差(日平均値からの偏差)の空間分布図(解析対象12日間の 合成図). 陰影は1mm間隔(ただし,06時では負偏差,18時では正偏差が陰影). ベクトルは風 向・風速. 等値線は標高(200m間隔)を示す.また,標高1200m以上は白抜きにした.



第5図 高層観測点((a)稚内,(b)根室,(c)札幌)における混合比・温位・風向・風速の1000~400hPa における鉛直分布.実線が09時,点線が21時.薄色が混合比,濃色が温位を示す.09時は12事例平 均であるが,欠測のため21時は9事例平均である.また,±σ(標準偏差)をエラーバーで示す.

310

400m 付近で最大 6 ~ 7 m/s の南寄りの風が観測され ている.ただし、反流は確認できなかった.陸風につ いてはウィンドプロファイラでは確認できなかった.

3.4 可降水量日変化の地域性

本節では熱的局地循環に伴う水蒸気輸送とその地域

性について考察する.第7図aは,石狩山地の北西 側(上川盆地)の旭川における各気象要素の日変化で ある.旭川では盆地特有の日変化が見られた.旭川の 地上混合比は11時に減少を始め,14時に極小値 (12.0g/kg)をとった後,増加に転じる日変化を示し



第6図 2006年8月8日に帯広のウィンドプロファイラで観測された風向・風速の高度-時間断面図. 横軸 は時間(時刻),縦軸は高度(km)を示す. 陰影は3m/s間隔. 地上付近は観測していないため 黒塗りにしてある.



第7図 (a)GPS 観測点旭川 (144m) における GPS 可降水量 (濃い実線),気象官署旭川 (120m) における地上混合比 (薄い実線),気温 (点線),風向・風速 (ベクトル).風向は上向きが南風.解析対象12日間の平均で示す.(b)GPS 観測点帯広 (45m),気象官署帯広 (38m) について.凡例は第7図 a と同じ.

た.また,可降水量は夜遅くまで増加を続け,23時に 最大値(+1.9mm)を示している.このような水蒸 気日変動の傾向は大橋・川村(2006)でも示されてお り,彼らは山岳に囲まれた地形と熱的局地循環による 水蒸気輸送が,このような盆地特有の水蒸気の日変化 をもたらしたと解釈している.

第7図bは、内陸平野部の帯広における各気象要 素の日変化である。帯広では11時に海風、谷風が発達 し始め、それに伴い、可降水量が増加して18時に最大 値(+2.9mm)をとり、その後徐々に減少してい る. また. 地上混合比は15時に最大値 (13.6g/kg) を示している.帯広における可降水量や地上混合比の 変動は、内陸平野部の変動としては一般的でなく、佐 々木・木村 (2001) や大橋・川村 (2006) でみられる 山岳域での傾向に近い.帯広のウィンドプロファイラ (第6図)をみると、高度約1500m以上では北西寄り の風が卓越していることから、石狩山地や日高山地に 日中の谷風によって集積した水蒸気が、上空の一般風 によって風下側の帯広に輸送された可能性が高い.つ まり、北海道上空の北西寄りの一般風の影響により、 日較差の極大域が山岳地域の南東側にずれたと考えら れる. なお、上空の一般風により日較差の極大域が山



第8図 24時の GPS 可降水量偏差(日平均値か らの偏差)の空間分布図(解析対象12日 間の合成図).1mmを超える正偏差を 陰影で示す.標高1200m以上は白抜き にした.

頂付近から山腹にずれることは佐々木・木村(2001) でも指摘されているが、本研究では大雪山を含む山岳 の中央部から40~50km離れた地点で日較差の極大域 が出現している.先行研究(佐々木・木村 2001;大 橋・川村 2006)と比較して、その偏りは顕著であ る.したがって、これら先行研究と較べて、北海道の 夏季静穏日の可降水量の日変化は上空の一般風の影響 をより強く受けていることが示唆される.

第8図は24時における可降水量の日平均値からの偏 差図である.オホーツク海沿岸地域や太平洋沿岸地域 の一部で、可降水量正偏差が1mmを超えている、こ れらの沿岸地域では特に21時~23時の夜間に可降水量 が増加しており、夜間の増加量は北海道の他の沿岸地 域と比較して顕著である(図略).また、これらの沿 岸地域では、夜間に可降水量が増加する現象がみられ る一方, 地上混合比は逆に減少する傾向が観測された (図略). 可降水量と地上混合比の変動傾向は全く対照 的であるため、オホーツク海沿岸地域や太平洋沿岸地 域の一部では、上空の北西寄りの一般風による水蒸気 の水平移流によって夜間の可降水量が増加しているも のと考えられる.ただし、夜間における沿岸地域の可 降水量増加傾向は日本海側の一部の地域でもみられた ため、山岳上空に収束した水蒸気の一部が山風や陸風 によって山岳から平野部、沿岸地域へ輸送されるプロ セスが明瞭な地域もあると考えられる.

4. まとめ

1996年~2006年の7月,8月の地上気象観測データ を使用して,北海道の夏季静穏日12日間を抽出した. 12日間の合成図を基に,地上風系,気温,混合比,海 面更正気圧およびGPS可降水量の日変化を調査し て,北海道における夏季静穏日の熱的局地循環とそれ に伴う水蒸気変動の実態を明らかにした.具体的な知 見は以下の通りである.

(1)石狩山地南東側の,可降水量日較差が7~8mm となる極大域では,可降水量の日変化は06時頃に極小 値,18時頃に極大値を示した.熱的低気圧は15時に最 盛期を迎えた.先行研究の大橋・川村(2006)でも可 降水量は06時に極小値,18時に極大値をとり,熱的低 気圧は14-15時に最盛期を迎えており,本研究と一致 する.また,平野部における可降水量の日平均値はオ ホーツク海側で高い値(網走で29.6mm)を,日本海 側で低い値(江差で26.0mm)を示す傾向がみられ た.対照的に,地上混合比の日平均値はオホーツク海 側で低く(網走で11.5g/kg),日本海側で高い(江差 で13.2g/kg)傾向がみられ,可降水量日平均値の分 布と地上混合比日平均値の分布がかなり異なっている ことが見出された.

(2) ラジオゾンデやウィンドプロファイラ観測か ら,高度1500m以上では北海道全域で北西風が終日 にわたり卓越していると推測される.その結果,可降 水量の日較差の極大域は熱的低気圧の中心である石狩 山地から南東方向に偏っていると考えられる.

(3)日中の熱的局地循環によって山岳上空に集積した水蒸気が,北西寄りの一般風によって風下側へ輸送された結果,オホーツク海沿岸地域や太平洋沿岸地域では,むしろ夜間遅くに可降水量偏差の極大値が観測された.一方,日本海側沿岸の一部の地域でも夜間に可降水量の増大が見られたことから,山風や陸風による山岳から沿岸地域への水蒸気輸送が顕著な地域もあると推測される.

北海道の熱的局地循環に伴う可降水量の日変化特性 は,関東地方や中部地方を調査した先行研究(佐々木・ 木村 2001;大橋・川村 2006)と較べて,かなり強く 一般風の影響を受けているということがわかった.

謝 辞

本研究を進めるにあたり,防災科学技術研究所の島 田誠一先生には,お忙しい中GAMITの解析技術の ご指導をいただきました.本稿の改訂にあたり,編集 委員の小司禎教氏ならびに査読者の方から貴重なコメ ントとご助言を頂きました.この場を借りて厚く御礼 申し上げます.日本気象協会,国土地理院には研究に 関するデータの入手にご協力頂きました.重ねて感謝 致します.

参考文献

- 原田 朗, 1979:中部地方の熱的低気圧の実態について. 研究時報, **31**, 199-202.
- Iwasaki, H. and T. Miki, 2001 : Observational study on the diurnal variation in precipitable water associated with the thermally induced local circulation over the

"semi-basin" around Maebashi using GPS data. J. Meteor. Soc. Japan, **79**, 1077-1091.

- Kawase, H., Y. Takeuchi, T. Sato and F. Kimura, 2006 : Precipitable water vapor around orographically induced convergence line. SOLA, 2, 25–28.
- 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.
- King, R. W. and Y. Bock, 2007 : Documentation for the GAMIT GPS analysis software. Release 10.32, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge.
- 気象庁予報部予報課,2006:日々の天気図 2006年8月. 天気,53,810-811.
- 日本気象協会, 1998: 気象年鑑1998年版. 大蔵省印刷局, 270pp.
- 日本気象協会, 1999: 気象年鑑1999年版. 大蔵省印刷局, 277pp.
- 日本気象協会,2000:気象年鑑2000年版.大蔵省印刷局, 281pp.
- 日本気象協会, 気象庁, 2001: 気象年鑑2001年版. 財務省 印刷局, 302pp.
- 日本気象協会, 気象庁, 2002: 気象年鑑2002年版. 財務省 印刷局, 314pp.
- 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関係. 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.
- 大橋喜隆,川村隆一,2006:中部日本の夏季静穏日におけ る GPS 可降水量の日変化. 天気,53,277-291.
- 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.
- 佐々木太一,木村富士男,2001: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. 天 気,48,65-74.
- Seko, H., H. Nakamura, Y. Shoji and T. Iwabuchi, 2004: The meso- γ scale water vapor distribution associated with a thunderstorm calculated from a dense network of GPS receivers. J. Meteor. Soc. Japan, 82, 569–586.

Diurnal Variation of GPS Precipitable Water over Hokkaido during Clear Summer Days

Takehiko SAWADA* and Ryuichi KAWAMURA**

* Department of Earth Sciences, University of Toyama, 3190 Gofuku, 930-8555, Japan. ** Graduate School of Science and Engineering for Research, University of Toyama.

(Received 12 February 2009; Accepted 14 February 2010)