

北陸地方における前線通過時の GPS 電波大気遅延からみた可降水量の変動

Change of precipitable water vapor from tropospheric delay of GPS microwave when fronts pass through Hokuriku Region

西村 昌明[1], 里村 幹夫[2], 島田 誠一[3], 内藤 勲夫[4]

Masaaki Nishimura[1], Mikio Satomura[2], Seiichi Shimada[3], Isao Naito[4]

[1] 静大・理工・生物地球環境, [2] 静岡大・理・生物地球環境, [3] 防災科研, [4] 国立天文台・地球回転研究系

[1] Biology and geosciences, Shizuoka Univ, [2] Fac. of Science, Shizuoka Univ., [3] NIED, [4] Div. of Earth Rotation, National Astronomical Observatory

<http://www.ipc.shizuoka.ac.jp/~semsato/>

石川県輪島市において、GPS 電波伝播遅延から推定した可降水量とラジオゾンデの観測データから推定した可降水量とを比較した。GPS 電波伝播遅延の推定には大気水平勾配を推定しない方が、GPS とラジオゾンデの可降水量の値はより一致し、また、その差は風速と相関があることが分かった。

次に、北陸地方で寒冷前線通過時の GPS 可降水量の変動を調べた。可降水量は前線が近づくと大きくなり、前線が通過した後に急に小さくなる。この変動のパターンは、季節、前線・低気圧の規模、気圧配置によって大きく変わる。

国土地理院の GPS 連続観測点での GPS 電波伝播遅延から求めた可降水量と輪島測候所が行っているラジオゾンデによる高層気象観測のデータから求めた可降水量との比較を 1998 年 3 月 19~20 日、8 月 24~25 日、26~27 日、12 月 7 日~8 日の計 8 日間のデータについて行った。

GPS 電波伝播遅延の大気水平勾配を 1 日 13 回推定して解析した場合、ラジオゾンデから求めた可降水量との差は RMS で 6.4mm だったが、大気水平勾配を全く推定しないで解析した場合、ラジオゾンデから求めた可降水量の差は RMS で 5.7mm と小さくなり、大気水平勾配を推定しない方がより良く一致した。これは、GPS 衛星が北側にないことにより、北側のデータがない状態で南北成分の大気水平勾配を求めるため、天頂遅延量が実際の値よりずれてしまうということが考えられる。

また、ラジオゾンデと GPS との可降水量の差は、大きい時で 9.7mm にもなった。そこで、差が大きくなった時の原因を調べるために、ラジオゾンデで観測している上空の風速に着目した。ラジオゾンデと GPS との可降水量の差が 5mm 未満と小さい時は、風速が小さい。そのため、ラジオゾンデの水平移動距離は小さく、GPS が捕らえている大気の範囲外に出ることはない。一方、ラジオゾンデと GPS との可降水量の差が 5mm 以上と大きい時は、風速が大きい。そのため、水平移動距離が大きくなり、GPS が捕らえている大気とは別の大気を捕らえていると考えられる。これらのことから、ラジオゾンデと GPS との可降水量の差は、その上空の風速が大きく影響していることが分かる。

また、30 分ごとに求めた天頂遅延量と、60 分ごとに求めた天頂遅延量の比較を行った。その結果、60 分ごとに求めた天頂遅延量と 30 分ごとに求めた天頂遅延量はよく一致している。よって集中豪雨といった 1 時間未満の大気変動による GPS 電波遅延の変動も捕らえることが出来ると考えられる。

次に、石川県の能登地方、加賀地方北部と富山県の国土地理院連続観測点を用いて、前線が通過した時の GPS から推定した可降水量の変動を調べた。期間は、寒冷前線が通過した 3 月 19~20 日、8 月 24~25 日、12 月 7~8 日と、停滞前線が通過した 8 月 26 日~27 日である。

3 月 19~20 日の場合、低気圧が 980hPa と大変発達しており、また太平洋上に大きな高気圧があったため、寒冷前線はサハリン付近から台湾までのびた大きなものになった。また、3 月は南北間の寒暖の差が大きく、南北間の水蒸気量の差も明瞭な季節である。この時、可降水量は、寒冷前線が通過する時に増加し、前線通過後は急に減少した。これは、前線が近づくとつれて太平洋上からの暖かく湿った空気が入り込み、寒冷前線通過後は北からの冷たい空気が入り込んでくるためだと考えられる。また、可降水量は雨が降っているにも関わらず増加した。これは気圧傾度が大きいので空気の移動速度が速く、降水後も別の湿った空気が次々と流れてくるためであろう。

8 月 24~25 日の場合、この期間の前線による変動のピークは大変小規模である。これは、寒冷前線・低気圧(中心気圧 998hPa)の規模が小さく、また気圧傾度が緩いため、太平洋からの湿った空気の入り込みが弱いこと、夏であるために南北間の寒暖・水蒸気量の差が小さいことが影響していると考えられる。

12 月 7~8 日の場合、可降水量の変動は急な減少を見せる観測点もあったが、気温・風向きに寒冷前線による変動と考えられる部分がなく、減少が見られない観測点もあった。そのため、この場合の可降水量の急な減少は寒冷前線の影響だと言い切れなかった。この原因は、低気圧(中心気圧 1006hPa)と前線の規模が大変小さいこと、低

気圧の暖気域にもう1つ低気圧が存在するため南からの湿った空気の入り込みがないこと、また季節が冬であり南北間の水蒸気量の差がないことが考えられる。

8月26日~27日の場合、可降水量は停滞前線が近づくと次第に大きくなるが、寒冷前線が通過する時のような大きな変動はない。また、降水前に可降水量は増加し、雨が降ると可降水量は下がる傾向がある。これは、停滞前線が存在するため大気が移動出来ず、降水後も同じ大気が留まったためだと考えられる。

しかし、本研究は現在のところ、個別の事例を示すにとどまっており、今後も解析例を増やしこの結果の妥当性を確かめる必要がある。