

WRF-3DVAR を用いたリアルタイム GPS 可降水量の同化実験

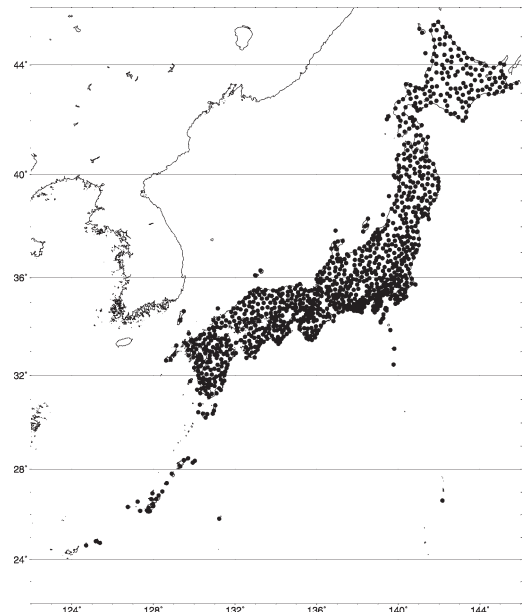
田中 創^{*1}・守屋 岳^{*1}・岩淵 哲也^{*2}・日下 博幸^{*3}

要旨

近年、GPS 可降水量の解析技術の進歩、計算機の高性能化、データ通信回線の大容量化等により数値予報のデータ同化に利用できる精度のリアルタイム解析が可能になった。本論文では、GPS 可降水量のリアルタイム解析データの同化について事例解析で予測が改善した例について報告した後、予測ルーチンでの運用を想定した夏季(2007年7-8月)の同化実験を行い、GPS 可降水量データの WRF モデルへの同化の影響を評価した。GPS 可降水量データに関してはリアルタイム解析でも一定の精度のデータが得られた。事例解析の同化実験では、局地的な強雨の予測に成功した例を示した。統計解析を目的とした夏季2ヶ月間(2007年7-8月)の同化実験では、弱い雨、強い雨ともに降水頻度が増加し、スコア(ETS)がやや悪化した。そのため改善策として同化の際の条件設定について再考した。全期間のスコアでは弱い雨(0~1 mm/h程度)については若干スコアの改善が見られた。気象現象別のスコアでは前線性の降水や台風など比較的スケールの大きな現象についてはスコアの改善は見られなかったが、雷雨などの不安定性降水については陸上の水蒸気の詳細な分布を同化することによりスコアが改善し、GPS 可降水量の同化が有効であることがわかった。

1. はじめに

近年、地上設置型 GPS の可降水量解析データ(以下 GPS 可降水量と略する)を数値予報や気象場の解析に利用する研究が盛んに行われている。日本での GPS 観測網は国土交通省国土地理院が全国に展開している GEONET (GPS Earth Observation Network) があり、全国に約1200点もの高密度の観測網である(第1図)。この GEONET データを用いて解析した GPS 可降水量は天頂方向への積算情報であるものの稠密に分布するデータである。その数値予報への利用においては時間的、空間的に変化の激しい水蒸気の詳細な分布をとらえ、それを気象モデルに同化することにより、局地的な豪雨などの予測に役立つと考



第1図 GEONET 観測点配置図(全国約1200地点)。

*1 財団法人日本気象協会。

*2 GPS Solutions Inc., Boulder, CO, USA.

*3 筑波大学計算科学研究センター。

—2008年9月8日受領—

—2010年1月30日受理—

えられる。これまでも Koizumi and Sato (2004) や Nakamura *et al.* (2004), Guo *et al.* (2005) などにより GPS 可降水量をメソ気象モデルへ同化してインパクトを調べる実験は行われてきたがリアルタイム解析については解析技術やデータ処理の計算機性能等の問題もあり実際の予報には利用するのが難しかったというのが実情であった。しかし、近年の GPS 可降水量の解析技術の進歩、計算機の高性能化、データ通信回線の大容量化、そして GPS 受信機のリアルタイム観測データ送信対応化等により GPS 可降水量のリアルタイム解析データの入手、同化が可能になった。

本研究では比較的少ない計算機資源で全国の GPS 可降水量のリアルタイム解析が可能な RTNet (Real-Time Network) ソフトウェア (Iwabuchi *et al.* 2006) を用いて解析する。GPS 可降水量を気象モデル WRF (Weather Research and Forecasting model, Skamarock *et al.* 2005) 並びにその同化ツールである、WRF-3DVAR (WRF 3-Dimensional Variational Data Assimilation, Skamarock *et al.* 2005; 日下 2009) を用いて同化する実験を行う。なお、事例解析では強雨の予測が成功した事例を示し、さらに予測ルーチン運用を想定した長期的な影響を調査するために、夏季における統計的な解析を行う。

2. 使用した GPS 可降水量データ

GPS 可降水量解析にあたっては、GEONET データを用いた。GEONET のデータは、国土地理院より提供され、日本 GPS データサービス(株)より配信されたものを利用した。可降水量解析には GPS Solutions Inc.が開発した RTNet ソフトウェアを利用し、GEONET データを解析して大気遅延量データを求めた。この大気遅延量データを SYNOP (Surface Synoptic Observations) の気象データを用いて可降水量に変換した。

2.1 GPS 可降水量解析ソフトウェア「RTNet」について

従来、準リアルタイムの GPS 解析については日欧米で行われており、それには、BERNESE (スイスベルン大学), GAMIT (アメリカ MIT), GIPSY (アメリカ NASA/JPL) の 3 大学術ソフトウェアが用いられてきた。これらのソフトウェアは、ある時間間隔毎に分割されたバッチデータを解析するため、その時間間隔の解が得られるまでの解析時間に加えバッチデータの取得時間を合わせて、最終観測時刻の数十

分後に解析データが利用可能となる。また、これらのソフトウェアでは、複数のモジュールによるバッチデータ内での反復処理解析が行われることも解析時間を要する (リアルタイム解析に不向き) 要因となっている。このことから、これらの従来のソフトウェアは真の意味でのリアルタイム解析 (気象測器と同等にデータ配信速度の遅れのみで観測データを得ること) はできない。これに対して RTNet (Iwabuchi *et al.* 2006) は連続データを取得し、カルマン (フォワードインギング) フィルターによりデータを連続的に (前方向のみに) 解析し、またソフトウェアは単体モジュールになっているため、GPS 電波の位相の初期値不確定性、大気遅延量、衛星時計が解析開始後1時間ほどで収束すると、以後高精度な解が連続的に得られる。したがって、現在の標準的な計算機 1 台で最大 5 秒間隔で約 1 秒遅れ程度のリアルタイムで GEONET 全点の大気遅延量、視線遅延量を推定可能である。さらに RTNet は大気遅延解の直接の誤差源である衛星時計情報を独自に推定し、その修正情報を必要としないことから、その精度に強く依存する手法 (例えば精密単独測位 (PPP (Precise Point Positioning))) よりも安定かつ高精度な解析が可能である。

2.2 GPS 可降水量解析データの精度

次に RTNet ソフトウェアでの GPS 可降水量の解析精度についてラジオゾンデと比較した結果を示す。

比較に用いたラジオゾンデ観測点は 18 地点 (稚内, 札幌, 根室, 三沢, 秋田, 仙台, 輪島, 館野, 八丈島, 浜松, 米子, 潮岬, 福岡, 鹿児島, 名瀬, 石垣島, 那覇, 南大東島) で、その近傍の GPS 観測点との比較を行うこととした。解析期間は 2007 年 7 月 1 日 ~ 8 月 31 日で、00UTC と 12UTC に分けて行った。バイアスと RMSE (平方根平均二乗誤差) を第 1 表に、RTNet ソフトウェアで解析したリアルタイム GPS 可降水量とラジオゾンデから計算した可降水量

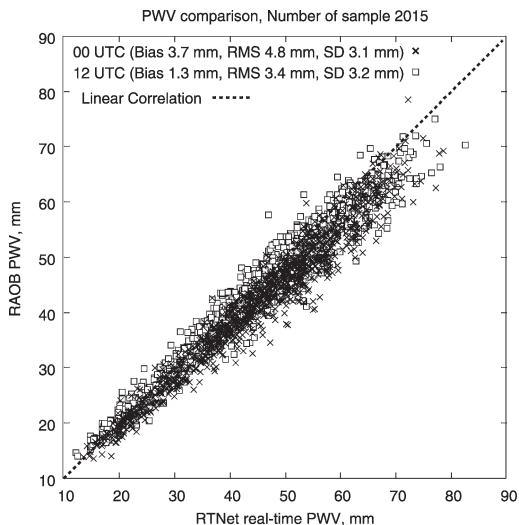
第 1 表 RTNet によるリアルタイム GPS 可降水量とラジオゾンデから計算した可降水量の比較。
※ バイアスは (GPS 可降水量-ラジオゾンデ可降水量)。

時間	バイアス (mm)	RMSE (mm)
00UTC	3.7	4.8
12UTC	1.3	3.4

の散布図を第2図に示す。

RTNetによるリアルタイムGPS可降水量解析データをゾンデ可降水量との比較で見ると正バイアスとなっており、またそのバイアスは日中(00UTC)で大きくなっている。この原因として、Turner *et al.* (2003) や Nakamura *et al.* (2003) ではラジオゾンデの観測データには日中にドライバイアスを持つことが指摘されている。また、Iwabuchi (2007) は気象庁のラジオゾンデの観測データも同様のドライバイアスを持つことを指摘しているが、日中のGPS可降水量解析値の対ゾンデバイアスが大きいのはこの影響と考えられる。特に、可降水量が大きくなるとGPS可降水量に対するゾンデのドライバイアスが大きくなる傾向があるが、この傾向もIwabuchi (2007) の指摘と同様の傾向となっている。今回は2ヶ月間のデータのみを検証であるため、今後も更なる観測値の精度検証が必要である。

また、今回可降水量解析に利用したSYNOFデータは3時間ごとに配信されているデータなので、その間の時間に関しては最新のSYNOFデータをそのまま採用した。この場合、次の気象データが入電するまでの時間(最大2時間)の気象データの変化には対応



第2図 RTNetによるリアルタイムGPS可降水量(横軸)とラジオゾンデから計算した可降水量(縦軸)の散布図(期間:2007年7月1日~8月31日,×が00Z,□が12Z). 図中の点線はGPS,ゾンデの可降水量が一致する場合の理想直線。

することができず、可降水量解析誤差の原因となるが、気圧に関しては1hPaの誤差は可降水量への変換誤差では約0.3mm、気温に関しては約60mm程度の比較的降水量の値が大きい場合で1°Cの誤差は約0.16mmの誤差となる(乾燥して可降水量の値が小さい場合誤差はもっと小さくなる)ため、通常の気象条件での3時間ごとのSYNOFデータしか利用しないことによる可降水量解析誤差は小さいと考えられる。しかし、3時間程度で気圧や気温の変化がかなり大きいときは可降水量解析の誤差も大きくなるため、可降水量データの利用に注意する必要がある(今後、高時間分解能の気象データを利用する予定である)。

3. WRFとWRF-3DVARシステムの概要

3.1 WRFモデルについて

WRFモデルは米国大気研究センター(NCAR)、米国環境予測センター(NCEP)、米国海洋大気庁(NOAA/FSL)、米国空軍気象局(AFWA)などが中心となって開発されているモデルで、現在世界中で広く使われている非静力学モデルMM5(Dudhia 1993)の次世代モデルと位置づけられている。Kusaka *et al.* (2005a, b)によるとMM5に比べてより高精度な数値計算スキーム、最新の物理モデルを搭載していることから、集中豪雨や強風などの予測と再現のための有力なモデルになることが期待されている。使用したWRFモデルはVer2.1.2であり、使用した物理過程のオプションを第2表に示す。

3.2 WRF-VARシステムについて

WRF-VARシステムは、WRFモデルを利用して同化を行うために開発された変分法データ同化システムである。3次元変分法より高度な同化手法である4次元変分法の開発も行われているが、本実験では現業運用を想定して少ない計算コストで計算でき、現時点でソースコードが入手可能であるという理由から3次

第2表 WRFモデルの物理過程のオプション設定。

雲物理過程	Thompson scheme	
放射過程	Longwave	rrtm scheme
	Shortwave	Dudhia scheme
境界層過程	Mellor-Yamada-Janjic TKE scheme	
積雲パラメタリゼーション	15km 格子	Kain-Fritsch
	5 km 格子	なし

元変分法による同化実験を行う。変分同化は観測データを解析値と線形関係な物理量に変換することなく同化できるため、GPS 可降水量を水蒸気量などのモデルの予報変数に変換することなく直接同化することが可能である。3次元変分同化では、以下に定める評価関数 (Cost Function) の値を最小にする \mathbf{x} を求める。

$$J(\mathbf{x}) = \frac{1}{2}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b)^T \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b) + \frac{1}{2}(\mathbf{H}\mathbf{x} - \mathbf{y}_o)^T \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{H}\mathbf{x} - \mathbf{y}_o)$$

- \mathbf{x} : 解析値
- \mathbf{x}_b : 第一推定値
- \mathbf{y}_o : 観測値
- \mathbf{B} : 背景誤差共分散行列
- \mathbf{R} : 観測誤差共分散行列
- \mathbf{H} : 観測演算子

このうち、 \mathbf{B} と \mathbf{R} に関しては事前に求めておく必要がある。 \mathbf{B} に関しては NMC 法 (Parrish and Derber 1992) により統計的に求めた。 \mathbf{B} を計算した期間は 2007年 7月 1日～8月31日で、00UTC と 12UTC を初期値としての 3時間予報とその 12時間前初期値の 15時間予報の差をとって求めた。求めた分散と相関距離は 12時間の時間差のものであるが、本論文では計算初期時刻から同化するまでの時間が 2～3時間であるため、実際の分散と相関距離は 12時間の差から求めた分散と相関距離よりは小さな値になると考えられるため、NMC 法で統計的に求めた \mathbf{B} を調整し分散と相関距離ともに小さくなるようにした。 \mathbf{R} (観測誤差) に関しては Elgered *et al.* (2005) で GPS 可降水量の誤差は概ね 1～2 mm 程度であり、データ同化に利用できる精度であるとされていることから一律 1.5 mm を用いた。

WRF-VAR では、 \mathbf{B}^{-1} の計算を容易に行うため、モデル変数から制御変数への変数変換を行っている。制御変数としては、流線関数 (stream function)、非バランス速度ポテンシャル (unbalanced velocity potential)、非バランス気温 (unbalanced temperature)、非バランス地上気圧 (unbalanced surface pressure)、偽相対湿度 (pseudo relative humidity) を用いた。また、同化計算を効率的に行うためインクリメント法 (Courtier *et al.* 1994) を採用している。

4. 事例解析

4.1 計算条件

WRF-3DVAR システムを用いたリアルタイム GPS 可降水量の同化で、強雨の予報が比較的改善した事例についての同化実験結果を報告する。事例は 2006年 9月16日である。天気図を第 3 図に示す。台風 13号が東シナ海にあり、九州には前線が停滞している、前線に向かって暖かく湿った空気が流入し、九州の所々で強い雨となった。

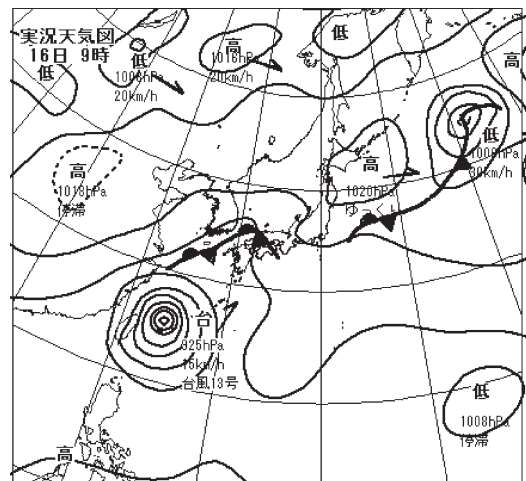
計算エリアは全国を 15km で計算した結果を元に、西部領域を 5 km, oneway でネスティングを行った (第 4 図)。

15km 格子計算の初期値・境界値には 2006年 9月16日 03UTC の気象庁メソ数値予報モデル MSM (Meso-Scale Model) による予報値を用いて 3時間計算を行った後、2006年 9月16日 06UTC のタイミングで 15 km 格子計算結果を初期値、境界条件に用いて 5 km 格子の計算で GPS 可降水量の同化を行った (第 5 図)。

4.2 GPS 可降水量観測データの扱い

4.2.1 可降水量の標高補正について

GPS 可降水量を数値モデルに同化する際、GPS 観測点の標高と数値モデルの標高が異なるため、高度差に応じた可降水量の補正を行わなければならない。第 6 図に GPS 観測点における標高差 (観測点標高-モデル標高) を示す。全般に GPS 観測点標高がモデル標高より低い地点が多い傾向があることがわかる。今



第 3 図 天気図 (2006年 9月16日 09JST)。

回の計算エリアでは四国の内陸部、紀伊半島の一部で標高差の大きい地点が存在した。WRF-3DVAR システムでは Nakamura *et al.* (2004) と同様に、モデル標高が観測点標高より高い場合はモデル第1層の層厚と可降水量を計算し、標高差に応じた可降水量を観測値から差し引く。一方モデル標高が観測点標高より低い場合はモデル第1層から観測点標高に達するモデル層までの可降水量を積算して、観測値に加算する補正方法で可降水量の標高補正を行う。

4.2.2 GPS 可降水量の品質管理

GPS 可降水量の品質管理については Nakamura *et*

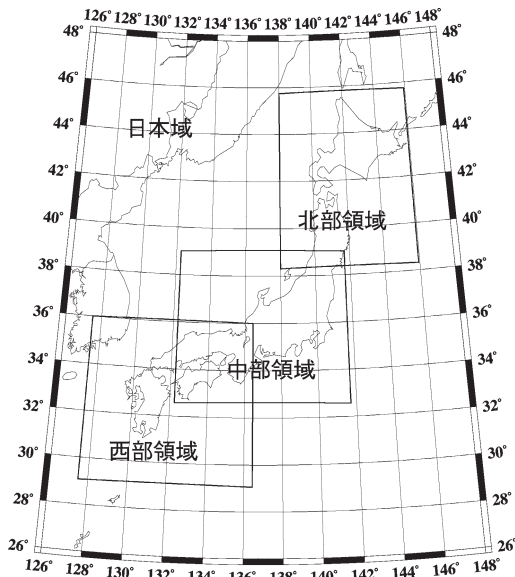
al. (2004) を参考にしたが、なるべく観測データを生かすという観点から、まず可降水量の極端な値を排除することを目的として可降水量の値が 5 mm 以下また80mm 以上のデータは採用しないこととし、さらに O-B (Observation minus Background ; GPS 可降水量とモデルの可降水量の差、以下 O-B と略す) が20mm 以上の観測データは同化に利用しないという2つの条件を採用した。20mm という閾値は2.2節での GPS 可降水量の対ゾンデとの精度検証結果で RMSE が 4 mm 程度ということからここではその5倍程度を目安とした。

4.3 計算結果

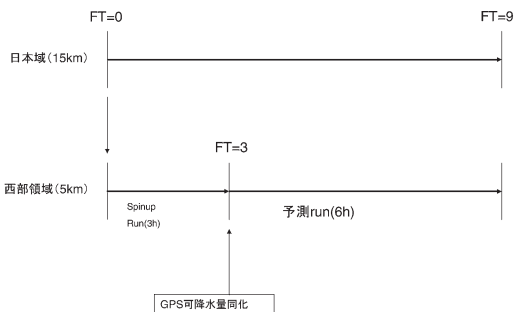
可降水量の標高補正を行った結果を第7図に示す。補正前は四国の内陸部や紀伊半島で周囲の観測点と比較して可降水量が小さい地点があった(第7図a)が、補正後は概ね周囲の観測点に近い値となった(第7図b)。可降水量の観測値は九州の中部～北部の沿岸部、中国地方で55mm以上と大きい値となっていた。

標高補正後の O-B を第8図に示す。四国、中国地方の西部、九州の東海岸と北部で最大13mm 程度と大きな値となっており、モデル可降水量との差が大きかった。第9図は同化後の初期値の可降水量の修正量である。O-B の値が特に大きい九州東岸と九州北部付近で可降水量が増加している。

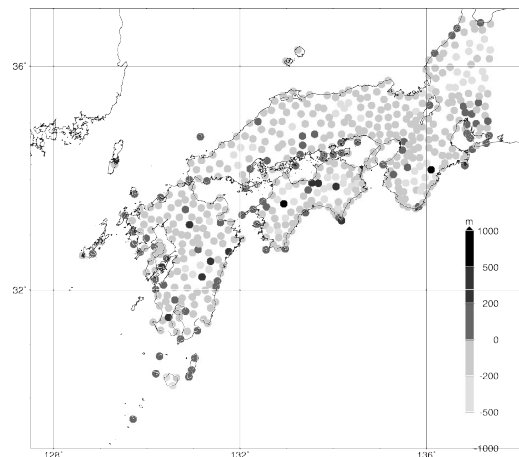
第10図に、予測結果の図(2006年9月16日20 JST)、を示す。GPS 可降水量の同化なしでは実況



第4図 計算エリア (全国15km, 日本域 5 km).



第5図 計算時間スケジュール。日本域、西部領域は第4図参照。FTは予報開始時刻からの経過時間。



第6図 GPS 観測点における標高差。(観測点標高-モデル標高)。

(レーダーアメダス解析雨量, 第10図 a) の九州北東部付近の狭い範囲の強雨がまったく出ていない (第10図 b) が, 同化後は位置は少し西にずれているが強雨が予測されている (第10図 c). また中国地方の線状降水も同化なしではほとんど出ていない (第10図 b) が同化後は強雨が出現している (第10図 c). 局地的な強い雨に対して GPS 可降水量解析データで得られ

た詳細な水蒸気分布を同化することによって強雨が予測できたと考えられる.

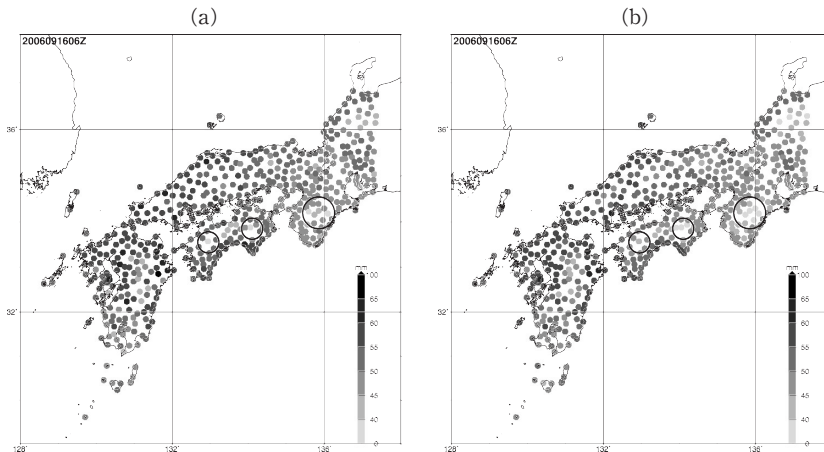
第11図に予報初期時刻から6時間後予測までの西部領域での降水閾値 (時間雨量) 別の ETS (Equitable Threat Score) を示す. ETS とは気候学的な確率で「現象あり」が的中した頻度を除いて求めたスレットスコアであり, 次式で定義され, 最大値1に近いほど予報の精度が高いことを示す.

$$EST = \frac{FO - S_f}{FO + FX + XO - S_f}$$

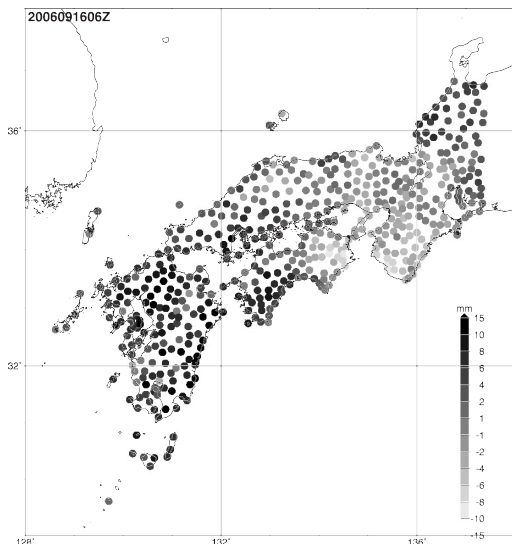
$$S_f = P_c(FO + FX)$$

$$P_c = \frac{M}{N}$$

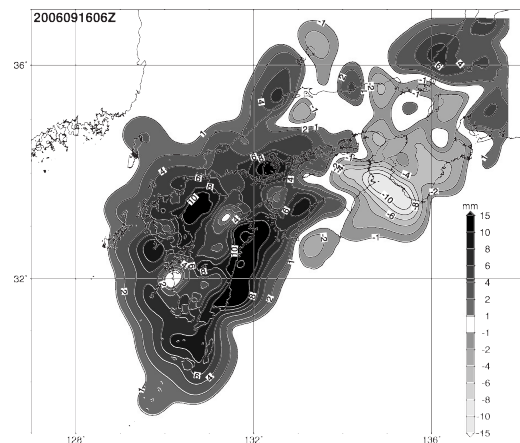
それぞれの記号は第3表を参照されたい. 同化前後でスコアは向上しているため, 全般に予測を改善しているといえる.



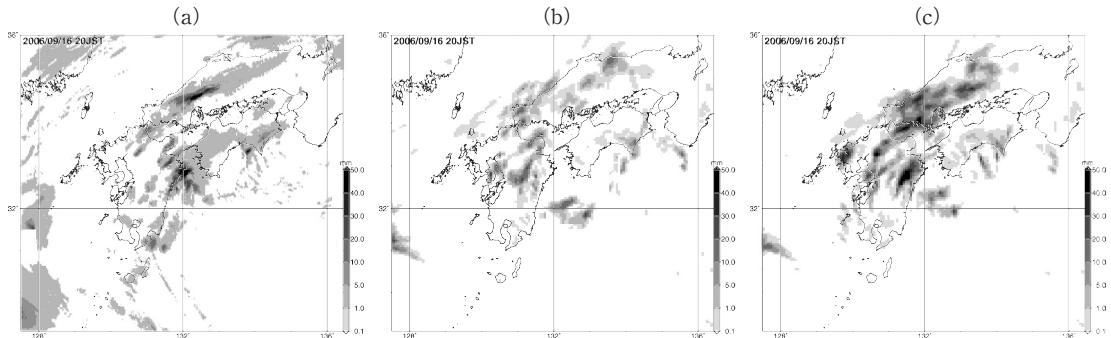
第7図 GPS可降水量 (mm). (a)標高補正前, (b)標高補正後. 円で囲った付近の観測点での可降水量の値が(a)では周囲の観測点と大きな差があるが標高補正後の(b)では周囲の観測点の値に近づいている.



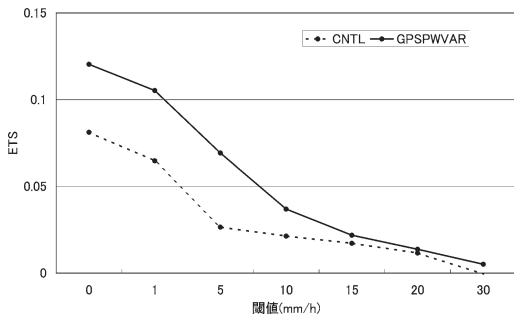
第8図 O-B (GPS可降水量-モデル可降水量)の図 (2006年9月16日06UTC, 標高補正後).



第9図 初期場の可降水量の修正量 (2006年9月16日15JST).



第10図 予測計算結果 (2006年9月16日20JST). (a)レーダーアメダス解析雨量, (b)GPS 可降水量同化なし, (c)GPS 可降水量同化後.



第11図 降水閾値別の ETS (エクイタブルスレットスコア). 横軸: 時間雨量 (mm/h), 縦軸: ETS (エクイタブルスレットスコア), 点線: 同化なし, 実線: 可降水量同化.

5. 統計解析

5.1 計算条件

4章では GPS 可降水量のリアルタイム解析データを同化して予測が改善する事例を示したが, 予測ルーチンで運用するためには, 顕著な降水事例だけでなくある程度の期間の影響を評価する必要がある. 事例解析ではこれまでも Nakamura *et al.* (2004), Koizumi and Sato (2004), Guo *et al.* (2005) などで行われている. 小司・國井 (2007) では9月に準リアルタイム解析 GPS 可降水量の12日間の同化実験を行い, わずかながらスコアが向上することを報告している. しかしさらに長期の GPS 可降水量同化の影響について論じたものは見当たらない.

そこでこの章では, 予測システムの運用を想定した長期的な影響を調査すべく, 夏季における統計的な解

第3表 スコア計算の分割表.

		実況		計
		あり	なし	
予報	あり	FO	FX	FO+FX
	なし	XO	XX	XO+XX
計		M	X	N

析結果について報告する. 用いたモデル, 同化システムや GPS 可降水量データは2, 3章で述べたものと同じである.

統計解析の計算条件は, 計算領域は西部, 中部, 北部 5 km 領域 (15km 全国計算からネスティング, 第4図), 初期値, 境界条件は気象庁非静力学モデル MSM の予報値, 計算期間は2007年7月1日00UTC ~ 2007年8月31日12UTC, 初期時刻は00UTC, 12 UTC (1日2回), 計算時間は初期時刻から2時間計算を行った後同化を行い, 同化後13時間予測を行った (第12図). 初期時刻から GPS 可降水量データの同化まで2時間の経過時間を設定したのは, 予測運用を想定した場合 MSM の配信時間が約2時間30分程度遅れであることが理由である. MSM を初期値, 境界条件として2時間計算した後最新のリアルタイム GPS 可降水量解析データを同化しての予測が可能となる.

5.2 GPS 可降水量の標高補正と O-B の分布

4.2.1で GPS 可降水量を同化する際の標高補正について述べたが, ここではその統計的な結果についても考察する. 第13図に全期間の O-B の標高補正前と補正後の分布図を示す. 標高補正前は標高差 (観測値の標高 - モデル標高) と O-B の間に負の相関がある

(第13図 a) が、補正後は相関がなくなっている (第13図 b)。従って、標高補正は統計的にみても適切に機能していると言える。標高補正後も O-B の絶対値が25mm 前後と大きな値があるが、これは湿潤で可降水量の大きい夏季であるためと考えられる。また、標高差が 0 m 付近で特に O-B のばらつきが大きくなっているが、これはサンプル数が多いことによるものと推測される。

次に、地点別の O-B の傾向を見るために領域別の O-B の統計期間のバイアスの地点別平均を第14図に示す。なお、GPS 可降水量は標高補正後である。西部領域では、九州、中国地方の東部、紀伊半島の東部で負バイアス (GPS 可降水量 < モデル可降水量)、愛

知県の一部で正バイアスであった (第14図 a)。西部領域全体では O-B のバイアスは -0.42mm 、RMSE は 5.88mm であった。中部領域では O-B は全般に正バイアスであった (第14図 b)。特に中部地方 (愛知県、静岡県付近) で正バイアスがやや大きかった。中部領域では O-B のバイアスは 1.43mm 、RMSE は 3.87mm とやや正バイアスが大きめであった。北部領域では O-B のバイアスは 0.54mm 、RMSE は 3.42mm であり、全般にバイアスは小さい地点が多かった (第14図 c)。

第15図に第一推定値と GPS 可降水量の比較として全領域合計の O-B のヒストグラムを示す。バイアスは 0.61mm 、RMSE は 4.59mm であり、観測値と背景場の値にはやや正バイアスがあるが正規分布に近い形をしていた。

5.3 スコア

5.3.1 降水閾値別スコア

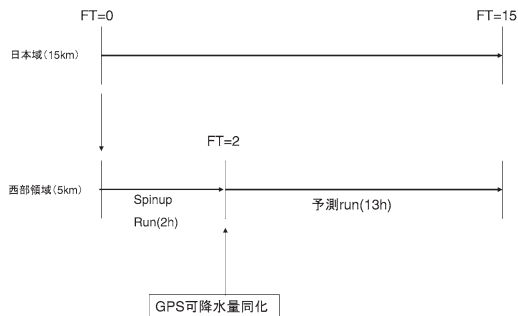
西部、中部、北部合計の降水閾値別の ETS、バイアススコアを第16図に示す。バイアススコアは実況「現象あり」の頻度数に対する予報「現象あり」の頻度数の比であり、以下の式で計算できる。

$$B = \frac{FO + FX}{M}$$

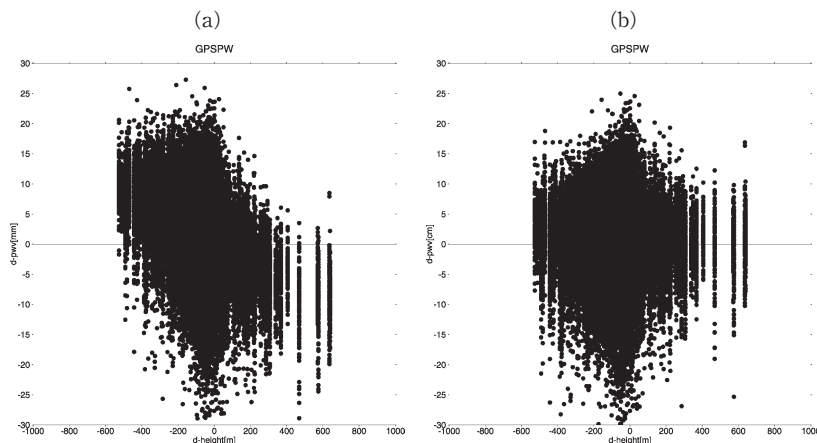
おのおのの記号は第3表を参照されたい。1より大きいと予報の「現象あり」の頻度過大、1より小さいほど予報の「現象あり」の頻度過小となる。スコアは

5 km 格子での WRF モデル計算結果の1時間雨量とレーダーアメダス解析雨量を比較したものである。ETS では、全般にスコアは若干低下した (第16図 a)。バイアススコアは、弱い雨、強い雨とも上昇しており、GPS 可降水量の同化は強い雨、弱い雨ともに降水の頻度を増加する効果があることがわかった (第16図 b)。

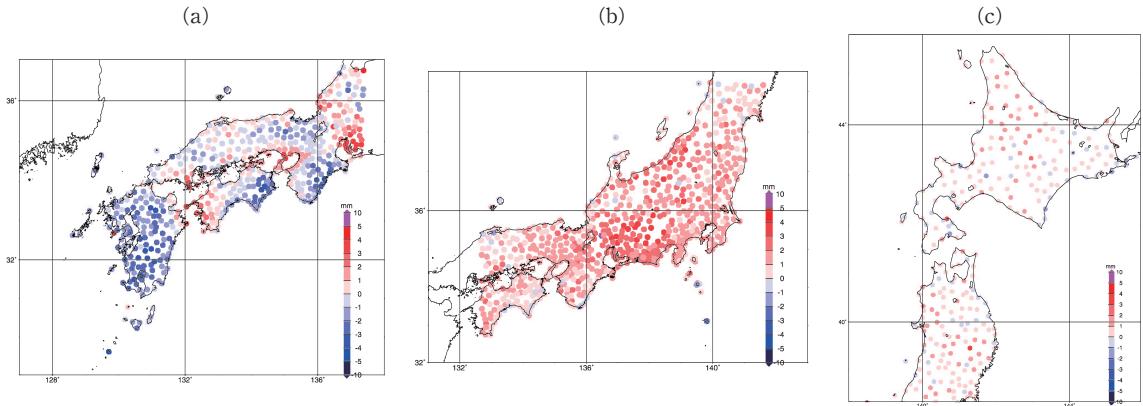
次に領域別のスコアを示す。西部領域の降水閾値別の ETS、バイアススコアを第17図、中部領域のスコアを第18図、北部領域のスコアを第19図に示す。



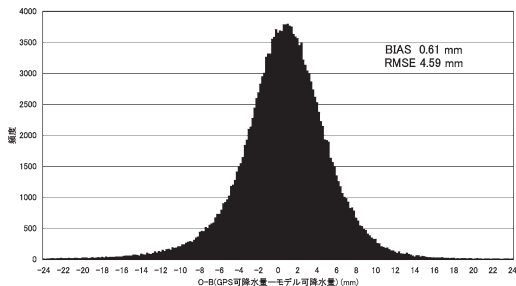
第12図 同化ルーチンの計算スケジュール。日本域、西部領域は第4図参照。FTは予報開始時刻からの経過時間。



第13図 標高差と O-B (GPS 可降水量-モデル可降水量) の散布図。横軸：標高差、縦軸：O-B (GPS 可降水量-モデル可降水量)。(a)標高補正前、(b)標高補正後。



第14図 O-B (GPS 可降水量－モデル可降水量) バイアスの地点別平均図. (a)西部領域, (b)中部領域, (c)北部領域.



第15図 O-B (GPS 可降水量－モデル可降水量, 標高補正後) のヒストグラム. 横軸: 頻度, 縦軸: O-B (GPS 可降水量－モデル可降水量).

コアを第19図に示す. 西部領域では ETS はあまり変化が無かった (第17図 a). バイアスコアは弱い雨, 強い雨ともわずかではあるが上昇していた (第17図 b). 中部領域では全般に ETS はやや低下していた (第18図 a). バイアスコアは弱い雨, 強い雨とも上昇していて, 特に降水閾値が大きくなるほど上昇幅が大きかった (第18図 b). 中部領域は O-B が正バイアスとなっているので, 降水頻度が増加するという結果となったと考えられる. 北部領域では ETS は閾値 0 mm/h 以上でやや悪化していたが, それ以外閾値ではほとんど変化が無かった (第19図 a). バイアスコアは他の領域同様弱い雨, 強い雨とも上昇していた (第19図 b).

5.3.2 予報時刻別スコア

予報時刻別のスコアとして, 第20図に閾値 1 mm/h, 第21図に閾値10mm/h の予報時刻別の全領域合計の

ETS を示す. 閾値 1 mm/h では予報初期時刻から 6 時間後位まではスコアの向上が見られた (第20図 a). バイアスコアは予報初期時刻から13時間後まで上昇していて, GPS 可降水量同化の影響は十数時間後まで影響が及んでいた (第20図 b). 閾値10mm/h では予報初期時刻から 3 時間後位まではスレツスコアの向上が見られたが, その後は低下していた (第21図 a). バイアスコアは予報時間 3 時間から13時間後まで上昇していたが, 予報開始1時間後では逆に低下していた (第21図 b). GPS 可降水量同化により予報初期の強い雨の頻度が低下することは小司・國井 (2007) でも指摘されているが, この解析でも同様の傾向が見られた.

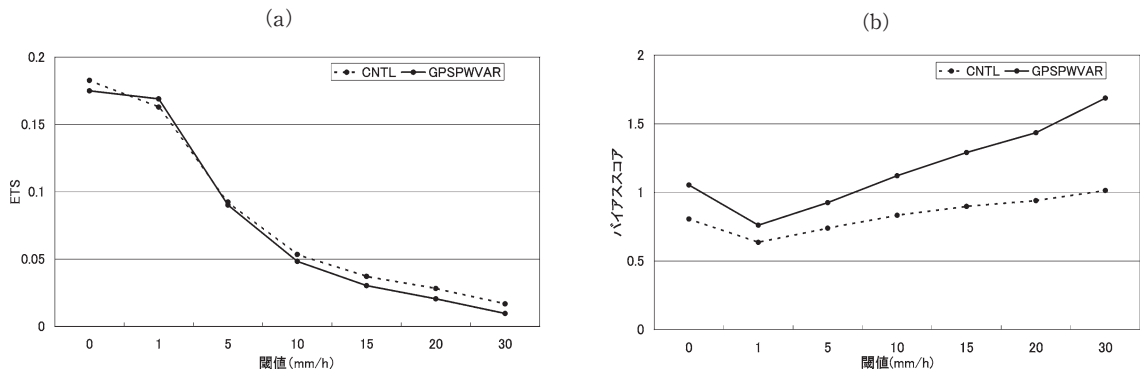
6. 精度向上に向けての考察

5.3節では GPS 可降水量を同化した結果降水頻度が増加 (バイアスコアの増加) し, ETS は若干悪化するという結果となったが, ここでは改善にむけて考察を行う.

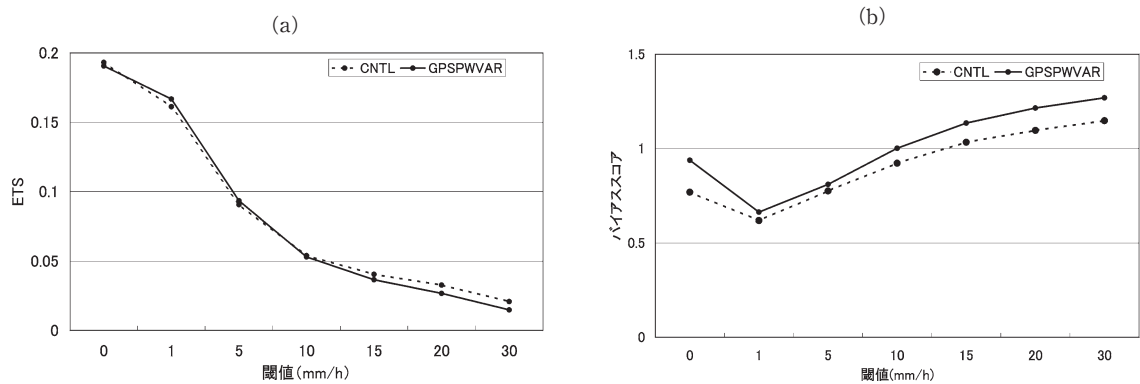
6.1 品質管理についての再考

5章の統計解析で計算した結果では, 特に中部領域でスコアが悪化していた. これは5.2節で述べたように, 中部領域では正バイアスとなっている地点が多かったことから, データの品質管理に問題がある可能性も考えられるので, Nakamura *et al.* (2004) にある品質管理の導入について再検討した.

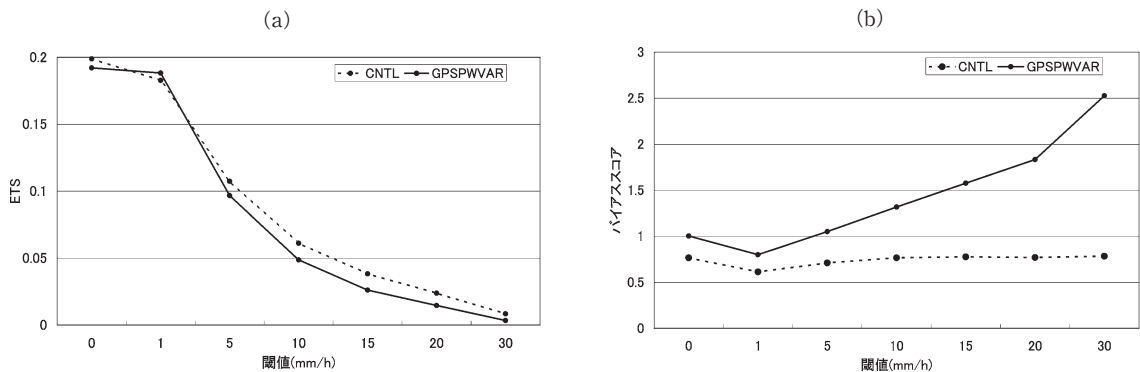
第4表に標高差 (観測標高－モデル標高) 別バイアスを示す. モデルと観測地点の標高差が300m を閾値として O-B を計算した. 特に中部領域の正バイアス



第16図 降水閾値別のスコア (全領域合計). 横軸: 時間雨量, 縦軸: スコア. (a)ETS (エクイタブルスレットスコア), (b)バイアスコア, 点線: 同化なし, 実線: 可降水量同化.



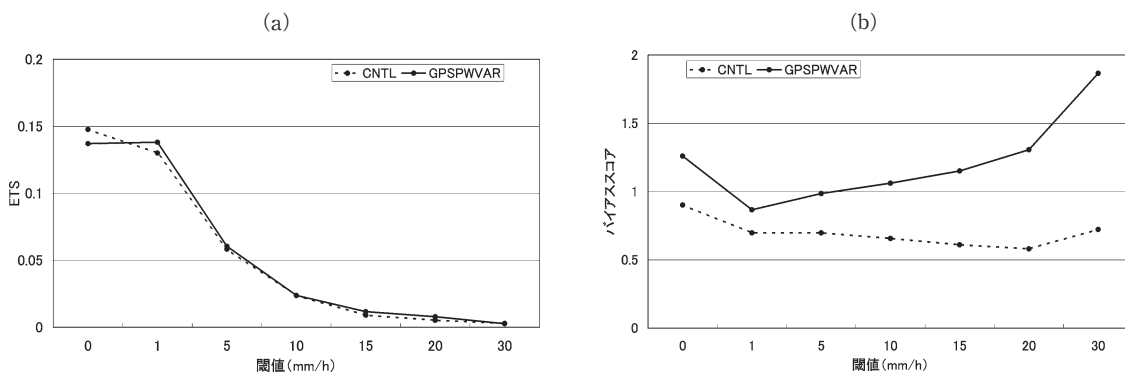
第17図 降水閾値別のスコア (西部領域). 図の説明は第16図に同じ.



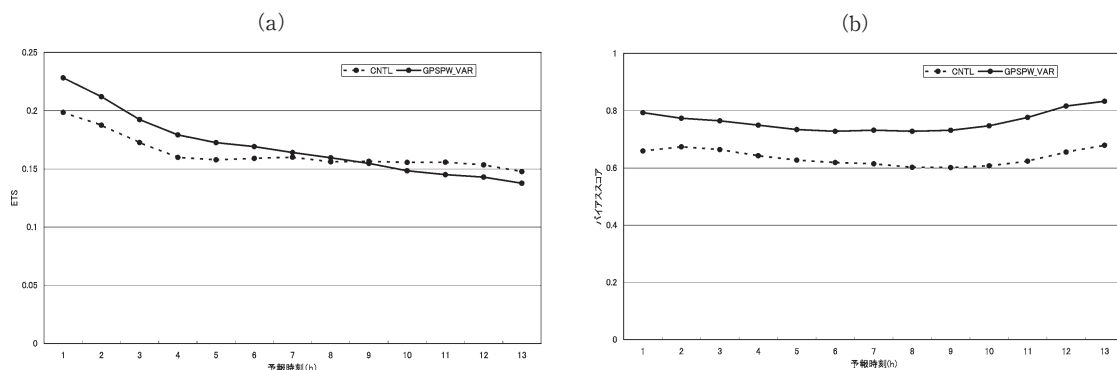
第18図 降水閾値別のスコア (中部領域). 図の説明は第16図に同じ.

について, 中部山岳の影響により標高差が大きく, そのため正バイアスが生じている可能性もあるが, この結果から中部領域では標高差が $-300\text{m}\sim 300\text{m}$ でも全

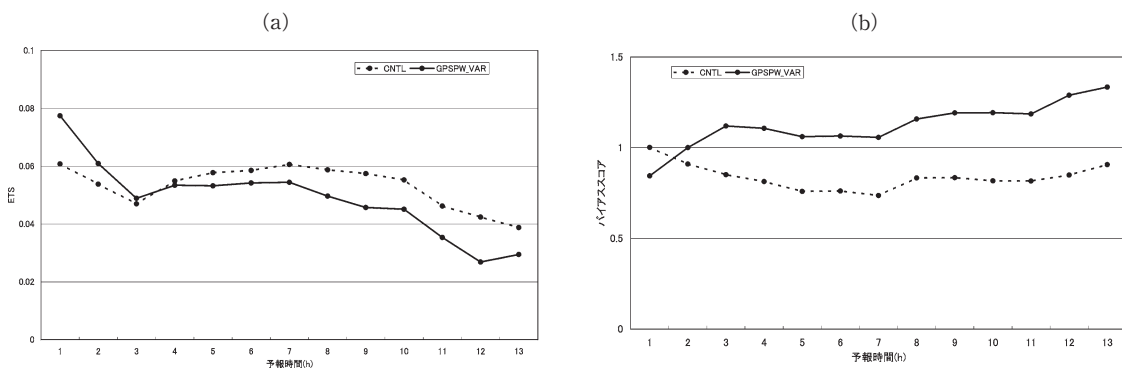
データとバイアスがほとんど変わらないことから, 標高差の影響ではないと考えられる. ただし, 標高差が 300m 以上ある場合はどの領域でも 300m 以内に比べ



第19図 降水閾値別のスコア (北部領域). 図の説明は第16図に同じ.



第20図 予報時刻別のスコア (全領域合計, 閾値 1 mm/h). 横軸: 予測時間, 縦軸: スコア. (a) ETS, (b) バイアスコア. 点線: 同化なし, 実線: 可降水量同化.



第21図 予報時刻別のスコア (全領域合計, 閾値10mm/h). 図の説明は第20図に同じ.

でバイアスにやや差があることから、「モデル標高と観測点の標高差が300m以上ある観測点のデータは採用しない」という条件を追加することとした。

第5表は観測点のO-Bの値とその周囲20kmのO-B平均値との差の絶対値を計算して「その値が5mm以上か5mm未満であるか」によりO-Bを計算した表

第4表 標高差（観測標高－モデル標高）別バイアス(mm).

	全データ (mm)	300m 以上 (mm)	-300m～300m (mm)	-300m 以下 (mm)
西部	-0.42	-0.97	-0.38	-0.97
中部	1.43	0.73	1.41	1.88
北部	0.54	該当なし	0.48	1.11
全領域合計	0.61	-0.21	0.62	0.83

第5表 O-B (GPS 可降水量－モデル可降水量) のバイアス(mm).

	全データ (mm)	周囲約20km の O-B の 差が 5 mm 以上(mm)	周囲約20km の O-B の 差が 5 mm 未満(mm)
西部	-0.42	-4.83	-0.36
中部	1.43	2.07	1.42
北部	0.54	-3.48	0.61
全領域合計	0.61	-2.95	0.64

である。該当するサンプル数は全データに比べて非常に少ないが O-B が周囲との差が大きい観測点のデータの場合は全データ平均に比べてバイアスが大きいので「周囲約20km の O-B の差が 5 mm 以上のデータは採用しない」という条件を追加することとした。

6.2 観測誤差の設定

観測誤差については、3.2節で述べたように1.5mm で設定したがこれは日本での値ではない。湿潤で可降水量の値が大きい日本では誤差は大きい可能性があるため観測誤差の再検討を行う。観測誤差を推定する1つの手法として O-B の統計と NMC 法で求めた背景誤差共分散行列を用いた手法がある（石橋 2007）。観測誤差と背景誤差に相関が無いとすると、

$$D = R + HBH^T$$

D : O-B の分散

R : 観測値の誤差分散

B : 第1推定値の誤差分散

H : 接線形観測演算子

が成り立つ。ここで、5章で示した O-B の分散は 12.39 mm²、3.2節で求めた背景場の誤差分散は 5.36 mm²であった。したがって上述した式から **R** の推定誤差標準偏差は 2.65mm となった。これは今回の計算で設定した観測誤差より大きい。したがって観測誤差は 2.7mm と設定しなおした。

6.3 観測データの誤差相関について

WRF-3DVAR システムでは、観測値同士の観測誤差相関は無いと仮定している。そのため、観測誤差に相関があるデータをそのまま観測誤差相関がないとして同化すると背景場が過剰修正となる恐れがある。

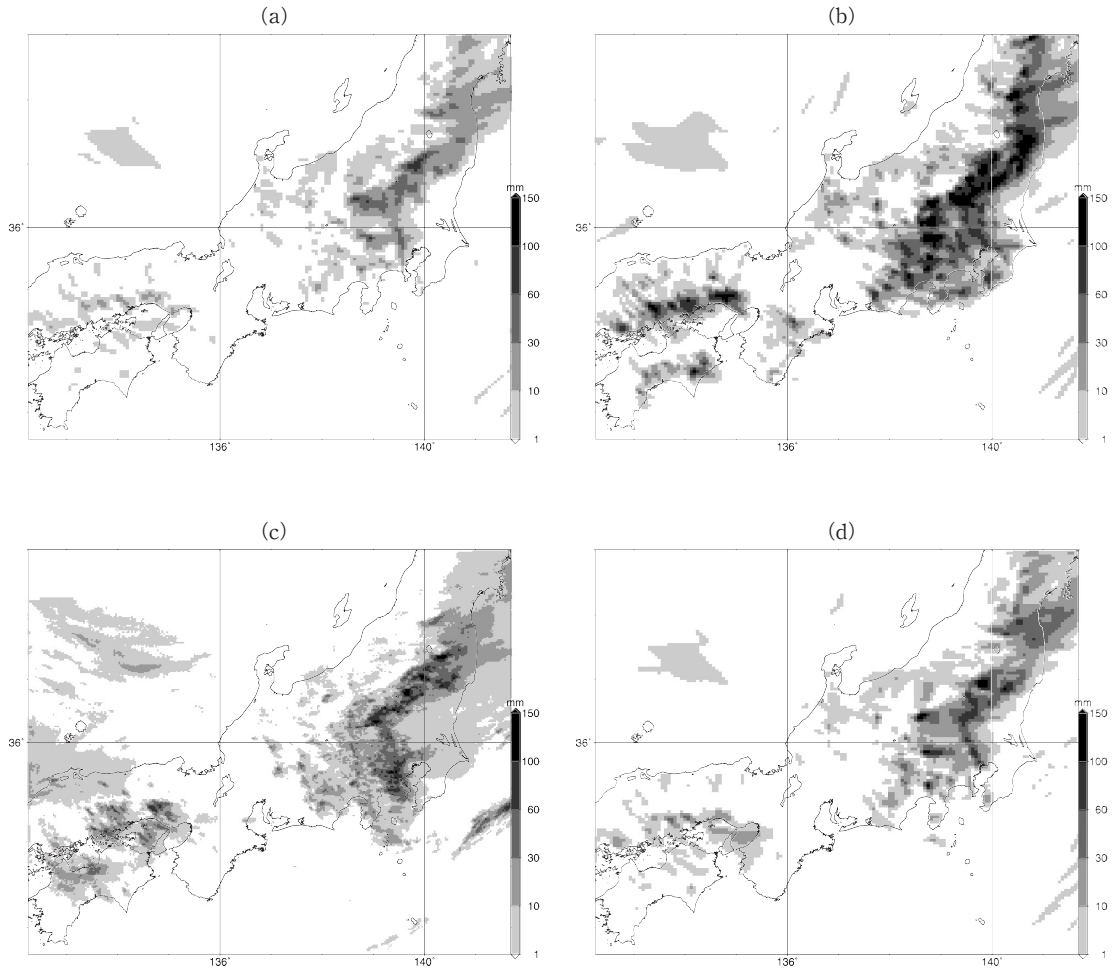
5.3.1で述べたように特に中部領域でスコアが悪化しているが、個別事例を調べてみると、GPS 可降水量を同化することによって実況より降水頻度、強度が過剰になっている事例がいくつか見られた。Macpher-

son *et al.* (2008) や Eresmaa and Järvinen (2005) は大気遅延量には100-200km 程度は観測誤差相関があると述べていて、Macpherson *et al.* (2008) では同化の際には近似的に観測誤差相関の影響を軽減する手法として観測データを100km 程度に間引いている。大気遅延量に観測誤差相関があるということは可降水量にも観測誤差相関があると考えられるため、今回用いた GPS 可降水量データに関しても水平間引きを行った。どの程度観測データを間引くと良いかというのは難しいが、あまり間引き距離が大きいと同化する観測データが極端に少なくなってしまう同化のインパクトが極めて弱くなってしまうので、ここでは50 km 程度に間引くことにした。

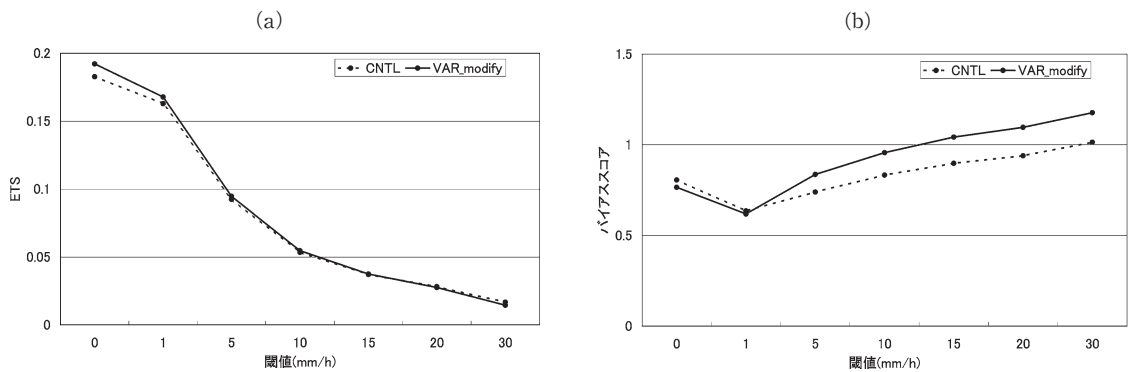
6.4 計算結果

第22図は2007年7月29日00UTC 初期値の積算降水量の図（降水量は02UTC～15UTC の積算）を示す。この事例は関東地方の山沿いや関東南部で雷雨となった事例であるが、6.1-6.3節の条件を設定せず同化した計算結果（第22図 b）は GPS 可降水量を同化しない結果（第22図 a）に比べて実況（レーダーアメダス解析雨量、第22図 c）より降水が過剰となっている。6.1-6.3節の条件を再設定して計算した結果を第22図 d に示す。降水頻度の過剰は抑えられ、予測が改善している。

2ヶ月間で ETS を再計算した結果を第23図に示す。閾値 0～1 mm/h の弱い雨については若干スコ



第22図 2007年7月29日02UTC~15UTCの積算降水量と初期場の可降水量の修正. (a)同化なし, (b)GPS同化, (c)解析雨量, (d)GPS同化(条件再設定).

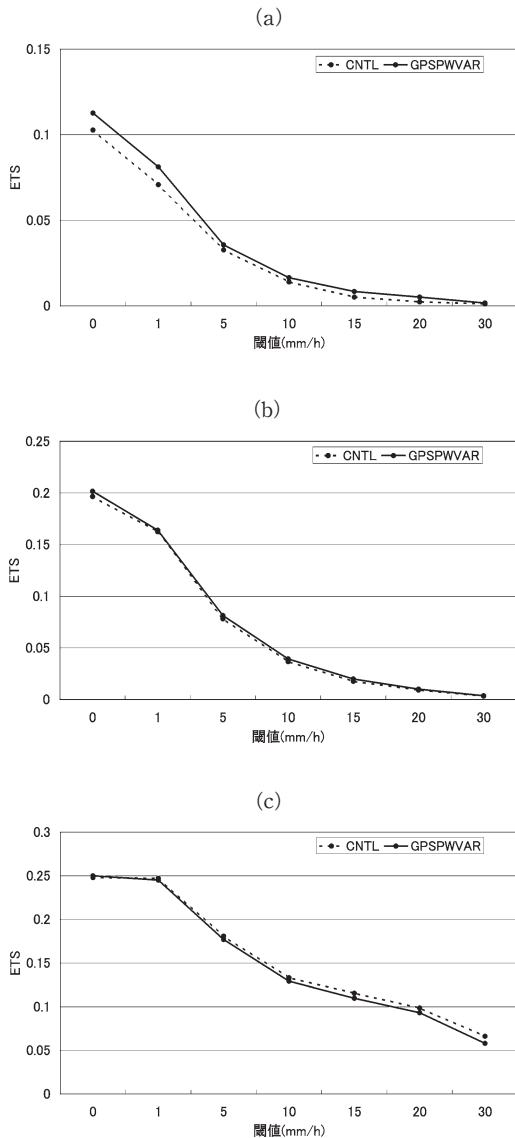


第23図 降水閾値別のスコア(全領域合計). 横軸:時間雨量, 縦軸:スコア. (a)ETS(エクイタブルスレットスコア), (b)バイアスコア. 点線:同化なし, 実線:可降水量同化.

第6表 気象現象の分類とその期間.

雷雨, 不安定性降水	前線に伴う降水	台風
7月29日~31日	7月1日~12日	7月13日~16日
8月4日~21日	7月17日~28日	8月1日~3日
	8月22日~31日	

アの改善が見られた. 一方強い雨 (5 mm/h 以上) については, 同化なしとほとんど変わらず精度の向上が見られなかった. 次に, 現象別にスコアを計算した. 現象とその期間については天気図を参照しながら



第24図 降水閾値別のスコア (現象別, 全領域合計). 横軸: 時間雨量, 縦軸: ETS (エクイタブルスレットスコア). (a)不安定性降水, (b)前線, (c)台風. 点線: 同化なし, 実線: 可降水量同化.

行い, ここでは現象の時空間スケールの比較的小さい雷雨などの不安定性降水, 前線による比較的広範囲の降水, 台風に分類し, それぞれの現象について第6表の期間に設定しスコアを計算した. 現象別のETSを第24図に示す. 前線や台風などの比較的大きな現象についてはスコアはほとんど変化しなかったが, 雷雨などの不安定性降水に関しては全般にスコアが向上した. 大橋・川村 (2006) では, 一般風が弱い夏季の静穏日は海風や谷風によって水蒸気が周囲の地域から山岳域に輸送されることにより特に山岳域でGPS可降水量に顕著な日変化が起こることが示されているが, このような雷雨などの不安定性降水が起こりやすい気象条件の場合は陸域の詳細な水蒸気分布の観測データであるGPS可降水量を同化することにより水蒸気場の分布が改善され, 降水の予測精度が向上したと考えられる. 一方, 前線や台風などのスケールの大きな気象現象においては一般場の風が強く, 水蒸気に関しては主に南海上からの流入の影響が大きいため, 陸域のみの水蒸気分布を同化しても影響は小さいということが考えられる. また, 計算条件を再設定しなかった場合 (5章) スコアは若干低下したため, 6.1-6.3節で述べた計算条件の再設定は有効であったと考えられる.

7. まとめと今後の課題

7.1 本研究のまとめ

GPS可降水量を同化することによって弱い雨, 強い雨ともに降水頻度が増加することがわかった. またその傾向は予報開始後十数時間経過しても続いた. GPS可降水量データは比較的高精度のデータが得られるとされていること, またゾンデ観測と比較した結果精度よく可降水量が求められることから, なるべく多くの観測データを採用するというスタンスで計算を行ったが結果的にスコアは改善されなかった. そのため, 改善策として品質管理や観測誤差の設定や観測データの間引き等についても検討を行い, 再計算を

行ったところ弱い雨 (0 ~ 1 mm/h 程度) については若干スコアの改善が見られたが、それ以上の閾値の雨についてはほとんどスコアに変化は見られなかった。気象現象別ごとのスコアで見ると、前線や台風などの比較的スケールの比較的大きな現象については GPS 可降水量の同化のインパクトは小さかったが、雷雨などの不安定性降水に関してはスコアは改善し、これらの現象の予測に GPS 可降水量の同化が有効であることがわかった。

7.2 今後の課題

今回、雷雨などの不安定性降水において GPS 可降水量の同化が有効であることが示された。今回同化時刻タイミングは 1 日 2 回であったが、不安定性降水が起こる気象条件においては GPS 可降水量が陸域で (特に山岳域で顕著に) 日変化することが報告されていることからより細かい時刻別での同化を行い、どの時間帯での同化がより有効であるかの調査も必要と考える。また、今回の同化実験では第一段階として、最新の時間の観測値の単発同化実験としたが、リアルタイムで可降水量データが入手できることから、連続同化 (GPS 可降水量データを同化して計算をした気象モデルの場にさらに同化する作業をある時間繰り返す) によるインパクト実験への取り組みや、他の観測データ (例えばドップラーレーダデータなど) との同時同化、さらには 4 次元変分法やアンサンブルカルマンフィルターなどさらに高度な同化手法による同化に取り組む必要があると考える。

謝 辞

本論文をまとめるにあたり、2 名の査読者、また編集委員の方には多くの有益なご意見、ご指摘をいただきました。ここに感謝申し上げます。

参 考 文 献

- Courtier, P., J.-N. Thépaut and A. Hollingsworth, 1994 : A strategy for operational implementation of 4D-Var, using an incremental approach. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **120**, 1367-1387.
- Dudhia, J., 1993 : A nonhydrostatic version of the Penn State-NCAR Mesoscale Model : Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1493-1513.
- Elgered, G., H.-P. Plag, H. van der Marel, S. Barlag and J. Nash, 2005 : Exploitation of Ground-Based GPS for Climate and Numerical Weather Prediction Applications. Final Report, COST Action 716, 252pp.
- Eresmaa, R. and H. Järvinen, 2005 : Estimation of spatial Global Positioning System Zenith Delay observation error covariance. *Tellus*, **57A**, 194-203.
- Guo, Y., H. Kusaka, D. M. Barker, Y.-H. Kuo and A. Crook, 2005 : Impact of ground-based GPS PW and MM5-3DVar background error statistics on forecast of a convective case. *SOLA*, **1**, 73-76.
- 石橋俊之, 2007 : 観測誤差共分散行列の推定方法. 数値予報課報告別冊, (53), 数値予報と衛星データ, 191-201.
- Iwabuchi, T., 2007 : Ten year comparisons between GPS and radiosonde retrieved precipitable water vapors over the Japanese Islands. Japan Geoscience Union Meeting 2007, Z241-017.
- Iwabuchi, T., C. Rocken, Z. Lukes, L. Mervart, J. Johnson and M. Kanzaki, 2006 : PPP and network true real-time 30 sec estimation of ZTD in dense and giant regional GPS network and the application of ZTD for nowcasting of heavy rainfall. Proceedings of the ION-GNSS, Institute of Navigation, Fort Worth, Texas, Sept. 26-29, 2006.
- Koizumi, K. and Y. Sato, 2004 : Impact of GPS and TMI precipitable water data on mesoscale numerical weather prediction model forecasts. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 453-457.
- 日下博幸, 2009 : 領域気象モデル WRF について. *ながれ*, **28**, 3-12.
- Kusaka, H., A. Crook, J. C. Kniviel and J. Dudhia, 2005a : Sensitivity of the WRF model to advection and diffusion schemes for simulation of heavy rainfall along the Baiu front. *SOLA*, **1**, 177-180.
- Kusaka, H., A. Crook, J. Dudhia and K. Wada, 2005b : Comparison of the WRF and MM5 models for simulation of heavy rainfall along the Baiu front. *SOLA*, **1**, 197-200.
- Macpherson, S. R., G. Deblonde, J. M. Aparicio and B. Casati, 2008 : Impact of NOAA ground-based GPS observations on the Canadian regional analysis and forecast system. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 2727-2746.
- Nakamura, H., H. Seko, Aerological Observatory and Meteorological Instruments Center, 2003 : Drybias of humidity measurements by rawinsondes revealed by the comparison with GPS derived precipitable water vapor. Proceedings of International Workshop on GPS Meteorology, Tsukuba, Jan. 2003.
- Nakamura, H., K. Koizumi and N. Mannoji, 2004 : Data assimilation of GPS precipitable water vapor into the JMA mesoscale numerical weather prediction model and its impact on rainfall forecasts. *J. Meteor. Soc.*

- Japan, 82, 441-452.
- 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, 278-291.
- Parrish, D. F. and J. C. Derber, 1992: The National Meteorological Center's spectral statistical-interpolation analysis system. Mon. Wea. Rev., 120, 1747-1763.
- 小司禎教, 國井 勝, 2007: 地上 GPS: 準リアルタイム解析データの同化実験. 数値予報課報告別冊, (53), 数値予報と衛星データ, 147-152.
- Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, W. Wang and J.G. Powers, 2005: A Description of the Advanced Research WRF Version 2. NCAR Tech.Note, (468), 88pp
- Turner, D. D., B. M. Lesht, S. A. Clough, J. C. Liljegren, H. E. Revercomb and D. C. Tobin, 2003: Dry bias and variability in Vaisala RS80-H radiosondes: The ARM Experience. J. Atmos. Ocean. Technol., 20, 117-132.

WRF-3DVAR Data Assimilation of Real-Time GPS Precipitable Water

Sou TANAKA*¹, Takeshi MORIYA*¹,
Tetsuya IWABUCHI*² and Hiroyuki KUSAKA*³

*¹ *Japan Weather Association, Sunshine 60 Bldg. 55F, 3-1-1
Higashi-Ikebukuro, Toshima-ku Tokyo, 170-6055 Japan.*

*² *GPS Solutions Inc., Boulder, CO, USA.*

*³ *Center for Computational Sciences, University of Tsukuba.*

(Received 8 September 2008 ; Accepted 30 January 2010)
