

# 運輸多目的衛星 MTSAT による地表面温度推定に最適な 水蒸気プロダクトの作成

赤塚 慎<sup>\*1</sup>・大吉 慶<sup>\*2</sup>・竹内 渉<sup>\*3</sup>

Development of an Optimum Water Vapor Product for Land Surface  
Temperature Retrieval from MTSAT data

Shin AKATSUKA<sup>\*1</sup>, Kei OYOSHI<sup>\*2</sup> and Wataru TAKEUCHI<sup>\*3</sup>

## Abstract

In order to retrieve land surface temperature (LST) from satellite remote sensing data accurately, the information of atmospheric condition for atmospheric correction, especially atmospheric water vapor content, is absolutely imperative. When hourly LST is retrieved from Multi-functional Transport Satellite (MTSAT) data, the hourly atmospheric water vapor products and those which covers the area correspond with the MTSAT observation area are needed.

In this study, we developed an optimum water vapor product for LST retrieval from MTSAT data. We assessed the accuracy of water vapor products, which are obtained from MTSAT IR data and reanalysis data, and that of LST retrieved from MTSAT data using each water vapor product for atmospheric correction. It was revealed that the reanalysis PW product is better for LST retrieval from MTSAT data, but the accuracy of the PW is reduced in the high altitudes due to the low spatial resolution of the reanalysis products. Therefore, we proposed the method for improving the accuracy of the reanalysis PW product with refinement using both digital elevation model and reanalysis products at each pressure level. The RMSE of LST retrieved from MTSAT data with the refined reanalysis PW product was less than 2.0 K and the spatial distribution of LST can be figured out in more detail using it.

*Keywords* : geostationary satellite, atmospheric correction, precipitable water, GPS data, reanalysis products

## 1. はじめに

### 1.1 本研究の背景

2005年に打ち上げられた運輸多目的衛星 MTSAT は、センサ性能の向上により陸域環境観測への利用も期待されている<sup>1)</sup>。大吉らは MTSAT の高頻度観測を活かしたアジアメガシティのヒートアイランド現象観測のための準実時間地表面温度監視システムの構築を行った<sup>2)</sup>。地表面温度を推定するには地表面とセンサとの間にある大気の影響を除去する必要があり、多くの場合、熱赤外 2 バンドの大気透過率の違いを利用して大気の影響を除去する Split-Window 法が使われている<sup>3)4)</sup>。大吉らのシステムでは、MTSAT の応答関数と放射伝達シミュレーションを用いて衛星観測角ごとに Generalized Split-Window (GSW) 法<sup>5)</sup> のパラメータを最適化して LST を推定している。一方、

Sobrino<sup>6)</sup>らは静止気象衛星 Meteosat に搭載された SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager) を対象として、LST 推定式に直接大気水蒸気量を入力する手法を開発している。大吉らの研究<sup>7)</sup>によると、Sobrino らの LST 推定手法を MTSAT データに適用した場合、衛星観測角が 0 度の場合において水蒸気量誤差が 10 kg/m<sup>2</sup>程度であれば LST 推定に大気水蒸気量を必要としない GSW 法よりも精度良く LST を推定可能であることが明らかになっている。

MTSAT データを用いて Sobrino の推定式から LST を推定する場合、日本では約 20 km 間隔で設置されている電子基準点における 3 時間毎の GPS 大気遅延量から推定した大気水蒸気量 (GPS 可降水量) の利用が期待できる。GPS はラジオゾンデと同程度の精度で可降水量の推定が可能であるが<sup>8)</sup>、日本以外の地域では日本のような高密度の GPS 観測網は整備されていないため、GPS 可降水量の利用は不可能である。そのため、MTSAT の観測範囲全体の LST を

(2012. 10. 1 受付, 2013. 4. 5 改訂受理)

<sup>\*1</sup> 山梨県環境科学研究所

〒403-0005 山梨県富士吉田市上吉田字剣丸尾 5597-1

<sup>\*2</sup> 宇宙航空研究開発機構

〒305-8505 茨城県つくば市千現 2-1-1

<sup>\*3</sup> 東京大学生産技術研究所

〒153-8505 東京都目黒区駒場 4-6-1

<sup>\*1</sup> Yamanashi Institute of Environmental Sciences, 5597-1, Kenmarubi, Kamiyoshida, Fujiyoshida, Yamanashi 403-0005, Japan

<sup>\*2</sup> Japan Aerospace Exploration Agency, 2-1-1, Sengen, Tsukuba, Ibaraki 305-8505, Japan

<sup>\*3</sup> Institute of Industrial Science, The University of Tokyo, 4-6-1, Komaba, Meguro-ku, Tokyo 153-8505, Japan

推定する場合には再解析プロダクトとして提供されている可降水量や MTSAT データから推定した可降水量などの水蒸気プロダクトしか用いることはできないが、これらの水蒸気プロダクトを用いる場合にはその精度、空間分解能などが問題になると考えられる。LST の推定精度を向上させるためには MTSAT データと同じかそれよりも高い空間解像度をもつ水蒸気プロダクトが必要になると考えられる。可降水量は地表面から大気上端までの水蒸気を積算した量であるため、可降水量の値は標高に依存し<sup>9)</sup>、可降水量の分布は標高の影響を受けていると考えられる。したがって、水蒸気プロダクトとして空間解像度が MTSAT データよりも低い可降水量プロダクトを用いる場合、一画素内の実際の可降水量は標高に依存して異なるにもかかわらず一定の値として与えられるため、その画素に対応した領域の LST 推定精度が低下すると予想される。

## 1.2 本研究の目的

そこで本研究は、MTSAT データを用いて LST を推定する際に最適な水蒸気プロダクトを作成することを目的とする。なお、本研究で扱う水蒸気プロダクトとは単位底面積をもつ気柱内に含まれる全水蒸気量である可降水量のことである。

まず、既存のデータ及び手法を用いて様々な水蒸気プロダクトを作成し、それらの精度の違い及びそれらを用いた場合の LST 推定結果の違いを検討する。その後、MTSAT データを用いた LST 推定により適した水蒸気プロダクト作成手法を提案し、その精度を評価する。各水蒸気プロダクトの精度及びそれらを用いた場合の LST 推定精度には、各水蒸気プロダクトの空間解像度が強く影響すると考えられるため、ラジオゾンデデータから可降水量を計算する手法を応用し、標高データの各画素において各等圧面の再解析データを用いて可降水量を推定する手法を提案する。この手法により作成される可降水量プロダクトの空間解像度は標高データと同じになるため、高解像度の標高データを用いることで標高の違いによる可降水量の精度低下とそれに伴う LST 推定精度の低下が改善できると考えられる。

## 2. 解析手法

### 2.1 解析の手順

まず、MTSAT データから LST を推定するために必要な水蒸気プロダクトの作成を行う。水蒸気プロダクトとして、GPS 電波の大気による遅延量から求める GPS 可降水量、MTSAT の熱赤外 2 チャンネル (IR1, IR2) から求める可降水量 (MTSAT TIR 可降水量)、MTSAT の水蒸気チャンネル (IR3) から求める可降水量 (MTSAT IR3 可降水量) の分布図をそれぞれ作成する。また、NOAA が NCEP/NCAR 再解析プロダクト<sup>10)</sup> として公開している可降水量 (再解析可降水量プロダクト) をダウンロードして水蒸気プロダクトの一つとする。その後、これらの水蒸気プロダクトを GPS 可降水量を真値として精度検証を行う。

さらに、MTSAT データと各水蒸気プロダクトを用いて次に示す Sobrino の LST 推定式<sup>6)</sup> から LST を推定する。その後、GPS 可降水量を用いて推定した LST を真値として精度検証を行い、各水蒸気プロダクトを用いた場合の LST 推定精度の違いを検討する。

$$LST = IR1 + a_1(IR1 - IR2) + a_2(IR1 - IR2)^2 + a_3(1 - \epsilon) + a_4W(1 - \epsilon) + a_5\Delta\epsilon + a_6W\Delta\epsilon + a_0 \quad (1)$$

$$\epsilon = (\epsilon_1 + \epsilon_2) / 2 \quad (2)$$

$$\Delta\epsilon = \epsilon_1 - \epsilon_2 \quad (3)$$

このとき、LST は地表面温度 [K]、IR1、IR2 はそれぞれ MTSAT の IR1 及び IR2 チャンネルの輝度温度 [K]、 $\epsilon_1$  及び  $\epsilon_2$  はそれぞれ IR1、IR2 の放射率、W は大気水蒸気量 [g/cm<sup>2</sup>] である。また、係数  $a_0 \sim a_6$  は MODTRAN により様々な観測条件下における放射伝達シミュレーションを行うことで求める<sup>7)</sup>。

大吉ら<sup>7)</sup> は、Sobrino の LST 推定式から LST を推定する際、大気水蒸気量 W に誤差が含まれる場合の LST 推定精度への影響を、放射伝達シミュレーションを用いて評価している。その結果、水蒸気量誤差が無い場合の LST 推定精度は RMSE で 0.51 K、水蒸気量誤差が 10 kg/m<sup>2</sup> の場合の LST 推定精度は RMSE で 0.64 K であった。さらに、水蒸気量誤差が 20 kg/m<sup>2</sup> の場合は RMSE で 0.95 K となり、水蒸気量誤差の増大に伴い LST の RMSE は 2 次関数的に増大している。既往研究<sup>8)</sup> による GPS 可降水量の推定精度は 2.5 kg/m<sup>2</sup> 程度であるため、このときの LST 推定精度の低下を 2 次関数近似式から求めると約 0.007 K となる。したがって、GPS 可降水量を用いて Sobrino の LST 推定式から LST を推定する場合の、水蒸気量誤差に伴う LST 推定精度の低下は RMSE で約 0.007 K と非常に小さいため本研究では GPS 可降水量を用いて推定した LST を真値として精度検証を行い、各水蒸気プロダクトを用いた場合の LST 推定精度の違いを検討する。

その後、精度検証結果から各水蒸気プロダクトの問題点を検討し、その問題点を改善した水蒸気プロダクト作成手法を提案する。

なお、各解析は夏季と冬季でそれぞれ行うこととし、夏季については 2007 年 8 月、冬季については 2007 年 2 月のデータをそれぞれ用いて解析を行う。

### 2.2 解析対象地および使用データ

解析対象地は北緯 34 度から 37 度、東経 138 度から 141 度の領域とした。水蒸気プロダクトの作成及び LST 推定に用いる MTSAT データは東京大学生産技術研究所にアーカイブされているものを用いた。MTSAT データの諸元を Table 1 に示す。MTSAT データは気象庁気象衛星センターが公開しているキャリブレーションテーブルを用いて放射量補正が施されており、可視は反射率 [%]、赤外は輝度温

度 [K] に変換されている<sup>1)</sup>。また、システム情報を基にした幾何補正も施されており、受信した生データの投影法である Normalized Geostational Projection (NGP) から等緯度座標系に変換されている<sup>1)</sup>。LST 推定の際に用いる IR1 及び IR2 の放射率データとして、MODIS LST プロダクト (MOD11C3, Collection-5) の Channel 31 及び 32 の月別放射率分布図をそれぞれ MTSAT と同じ 4km に空間内挿したものをを用いた<sup>2)</sup>。次に、GPS 可降水量を計算するため、国土地理院が公開している 193 地点の 3 時間毎の対流圏遅延量推定値および京都大学生存圏研究所が公開している気象庁が作成した数値予報データ (以降、MSM GPV データとする)、の地上気温、海面更正気圧データをそれぞれ用いた。

また、再解析プロダクトは NOAA の Earth System Research Laboratory のサイト (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>) で公開されている NCEP/NCAR 再解析プロダクト<sup>10)</sup> をダウンロードして用いた。

### 3. 水蒸気プロダクトの作成

#### 3.1 GPS 可降水量

解析対象地に含まれる 193 地点の電子基準点において、3 時間毎の対流圏遅延量推定値および MSM GPV データの地上気温、海面更正気圧データから 3 時間毎の GPS 可降水量を計算した<sup>11)</sup>。このとき、館野における高層気象観測

でラジオゾンデにより観測された気温、気圧、相対湿度から計算した可降水量 (ラジオゾンデ可降水量) と、館野に最寄りの電子基準点 (つくば 3) における GPS 可降水量との差の RMSE は 09 JST では  $1.8 \text{ kg/m}^2$  21 JST では  $2.1 \text{ kg/m}^2$  となり、既往の研究<sup>8)</sup> と同程度の精度で推定できた。

#### 3.2 MTSAT TIR 可降水量

大気窓領域を観測する MTSAT の熱赤外 2 チャンネル IR1 (10.3–11.3  $\mu\text{m}$ ) と IR2 (11.5–12.5  $\mu\text{m}$ ) との間にある水蒸気による赤外放射の吸収の差に起因する輝度温度差を利用して水蒸気量の推定を行う。赤塚らの手法<sup>12)</sup> により月別の可降水量推定式を用いて MTSAT IR1, IR2 データ及び再解析プロダクトの 700 hPa における大気温度とから 2007 年 2 月及び 8 月の毎時の MTSAT TIR 可降水量の分布図を作成した。

#### 3.3 MTSAT IR3 可降水量

MTSAT の水蒸気チャンネルである IR3 (6.5–7.0  $\mu\text{m}$ ) の輝度温度と可降水量との関係を放射伝達シミュレーションにより求め、IR3 データから可降水量を推定する<sup>13)14)</sup>。この時、大気モデルとして 2007 年 2 月における毎時の可降水量推定に関しては米国標準大気モデル及び中緯度冬季モデルをそれぞれ使用し、2007 年 8 月における毎時の可降水量推定に関しては米国標準大気モデル及び中緯度夏季モデルをそれぞれ使用した。なお、米国標準大気モデルを用いた放射伝達シミュレーションから導出した可降水量推定式を用いて IR3 データから推定した可降水量を「IR3&USS 可降水量」と呼び、中緯度冬季モデルを用いて推定した可降水量を「IR3&MLW 可降水量」、中緯度夏季モデルを用いて推定した可降水量を「IR3&MLS 可降水量」と呼ぶこととする。各大気モデルをそれぞれ用いた場合の IR3 の輝度温度と可降水量との関係を Fig. 1 に、各大気モデルを用いた放射伝達シミュレーションから導出した可降水量推定式の係数  $a$ ,  $b$  をそれぞれ Table 2 に示す。

#### 3.4 再解析可降水量プロダクト

再解析データは、過去の観測データの収集と品質管理を系統的に行った上で、同一の数値予報モデルとデータ同化

Table 1 MTSAT-1R technical specifications.

Channel	Wavelength [ $\mu\text{m}$ ]	IFOV [km]	Quant. [bit]
IR1	10.5 - 11.5	4	10
IR2	11.5 - 12.5	4	10
IR3	6.5 - 7.0	4	10
IR4	3.5 - 4.0	4	10
VIS	0.55 - 0.90	1	10

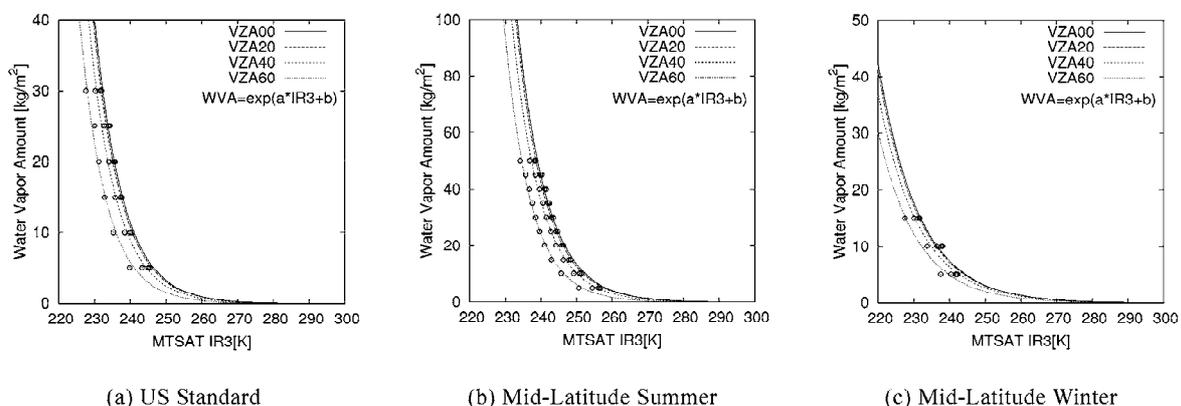


Fig. 1 The relationships between the brightness temperature of IR3 channel and precipitable water, which are derived from each model atmosphere using MODTRAN simulation.

Table 2 Coefficients of PW estimation equations derived from radiative transfer simulation using each model atmosphere.

VZA(deg.)	US Standard		Mid-Latitude Summer		Mid-Latitude Winter	
	a	b	a	b	a	b
0	-0.126	30.365	-0.120	30.378	-0.087	20.616
20	-0.127	30.457	-0.121	30.589	-0.087	20.607
40	-0.129	30.835	-0.125	31.363	-0.088	20.640
60	-0.136	32.109	-0.136	31.514	-0.091	21.070

Table 3 Bias and RMSE of water vapor products at GPS observation stations.

WV Products	Feb.		Aug.	
	Bias[ $kg/m^2$ ]	RMSE[ $kg/m^2$ ]	Bias[ $kg/m^2$ ]	RMSE[ $kg/m^2$ ]
MTSAT TIR PW	11.50	13.69	3.81	8.81
IR3 & USS PW	0.55	4.13	-34.48	35.45
IR3 & MLW/MLS PW	-1.08	3.47	-16.89	22.02
Reanalysis PW	1.45	2.88	-1.51	6.63

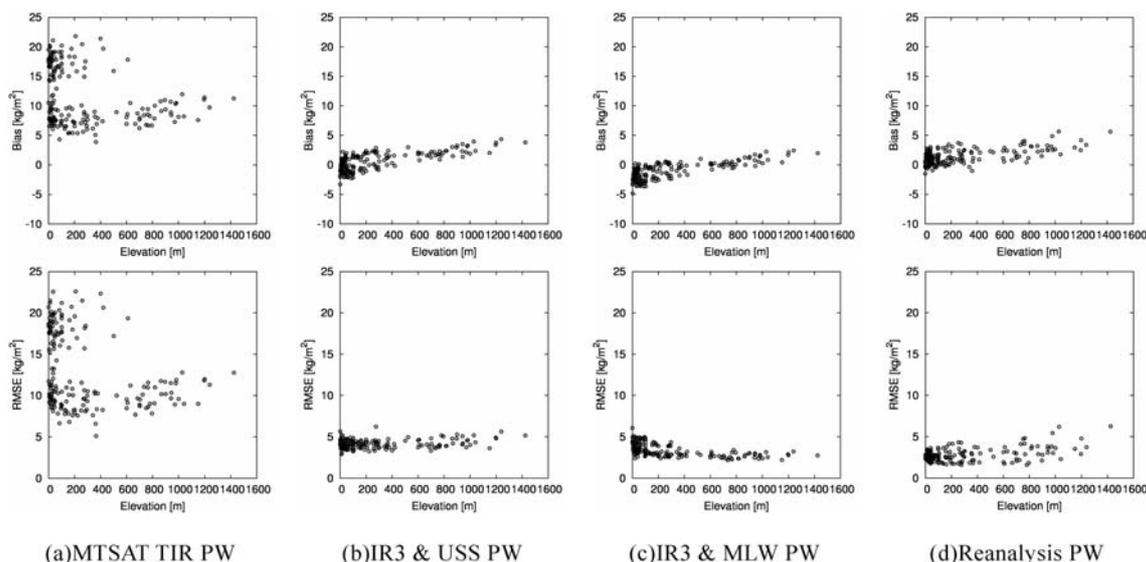


Fig. 2 The relationships between the accuracy of each PW product and elevation in February, 2007. The figures in the upper column show bias and the figures in the lower column show the RMSE. Each dot in figures represents the bias or RMSE at each GPS observation station.

システムのプログラムを使うことにより作られた、長期間の均質で整合性のあるデータセットである<sup>15)</sup>。NCEP/NCAR 再解析データで提供されている可降水量プロダクトは、2.5度グリッドのデータであり、1日4回6時間毎(00UTC, 06UTC, 12UTC, 18UTC)の可降水量データが提供されている。このプロダクトをNOAAのEarth System Research Laboratoryのサイトからダウンロードし、解析対象範囲で切り出すことで再解析可降水量分布図とした。

#### 4. 精度評価

##### 4.1 各水蒸気プロダクトの精度

2007年2月及び2007年8月における6時間毎の可降水量分布図から、GPS可降水量を真値と仮定して、すべての電子基準点(GPS観測点)における各水蒸気プロダクトのバイアスとRMSEをそれぞれ計算した(Table 3)。また、2007年2月及び8月の各GPS観測点におけるバイアス、RMSEと標高との関係をFig. 2, Fig. 3にそれぞれ示す。

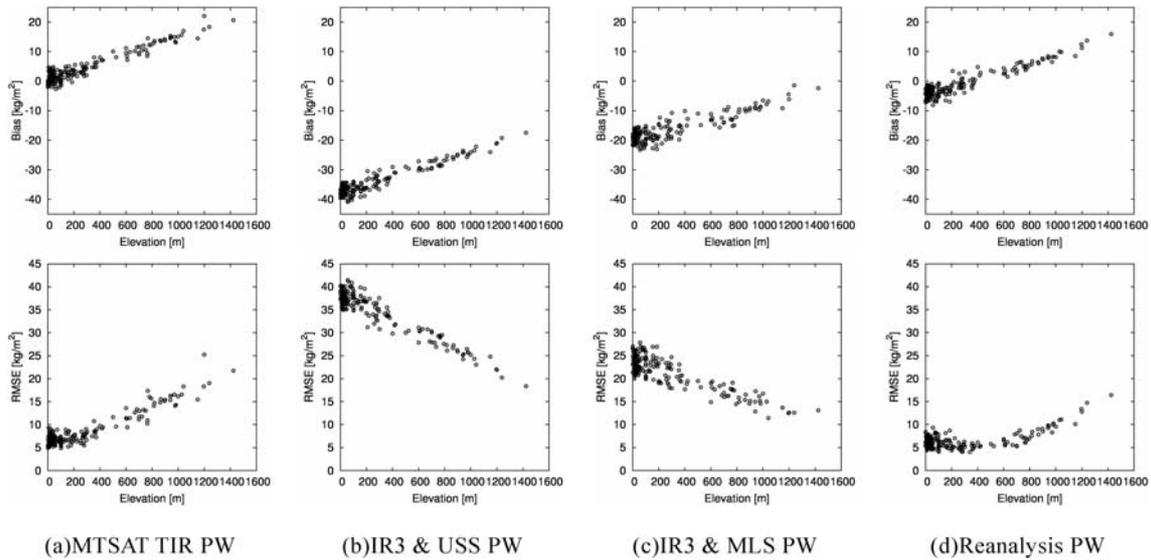


Fig. 3 The relationships between the accuracy of each PW product and elevation in August, 2007. The figures in the upper column show bias and the figures in the lower column show the RMSE. Each dot in figures represents the bias or RMSE at each GPS observation station.

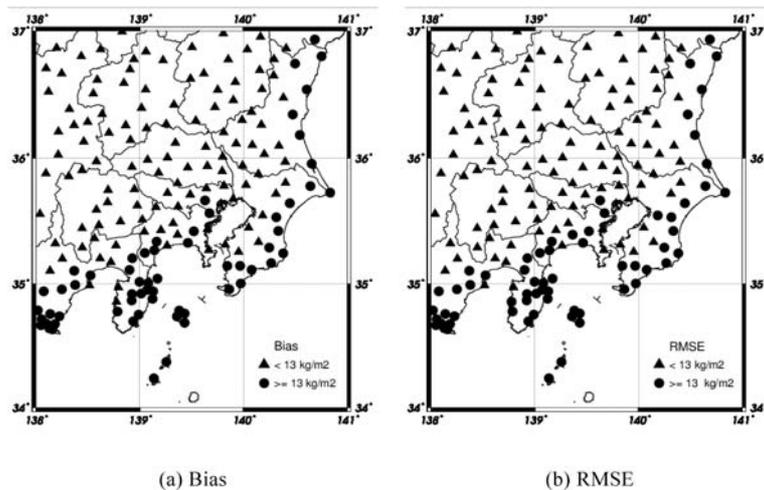


Fig. 4 The Bias and RMSE of MTSAT TIR PW at each GPS observation station in February, 2007.

#### 4.1.1 MTSAT TIR 可降水量

Table 3 から, MTSAT TIR 可降水量は 2 月, 8 月ともには過大推定の傾向にあることがわかる。MTSAT TIR 可降水量の推定誤差の要因として, 雲マスクの精度, 大気温度の時空間代表性, 地表面放射率の影響が考えられる<sup>12)</sup>。また, Fig. 2 (a) 及び Fig. 3 (a) から, MTSAT TIR 可降水量のバイアス及び RMSE は標高に依存していることがわかる。これは, 大気温度の空間代表性が最も大きな原因であると考えられる。MTSAT TIR 可降水量の推定では, 大気を 1 層の等温大気と仮定し, その温度は 700 hPa における大気温度で代表できるとみなして再解析プロダクトの 700 hPa 面における大気温度データを用いている<sup>12)</sup>。したがって,  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  グリッド内の大気温度が 700 hPa 面における大気

温度で代表されていることになる。しかし, 同じグリッド内でも標高の異なるエリアでは上空の大気層の厚さも異なることから, 大気温度の代表値となり得る高度 (気圧面) も異なると考えられる。したがって, これが誤差要因となり, MTSAT TIR 可降水量のバイアス及び RMSE が標高に依存していると考えられる。

さらに, Fig. 2 (a) で, 標高 600 m 以下の GPS 観測点ではバイアス及び RMSE がおよそ  $13 \text{ kg/m}^2$  以上であるグループと, それよりも小さいグループとに分けられる。そこで 2007 年 2 月の MTSAT TIR 可降水量の各 GPS 観測点におけるバイアス及び RMSE の分布を地図上に示したところ (Fig. 4), バイアス及び RMSE がおよそ  $13 \text{ kg/m}^2$  以上となる GPS 観測点は海岸沿いに分布していた。このこと

Table 4 Bias and RMSE of LST at GPS observation stations. LST was retrieved by using each water vapor product for atmospheric correction.

WV Products	Feb.		Aug.	
	Bias[K]	RMSE[K]	Bias[K]	RMSE[K]
MTSAT TIR PW	-4.79	5.84	-1.08	2.65
IR3 & USS PW	-0.25	1.80	10.70	11.83
IR3 & MLW/MLS PW	0.45	1.51	5.31	7.38
Reanalysis PW	-0.62	1.25	0.63	2.11

Table 5 The difference in Bias and RMSE of LST by elevation of GPS observation stations. The LST was estimated using each water vapor product for atmospheric correction. This table shows the values of “mean +/- standard deviation”.

WV Products	Feb.				Aug.			
	Less than 700 m *1		Over 700 m *2		Less than 700 m *1		Over 700 m *2	
	Bias[K]	RMSE[K]	Bias[K]	RMSE[K]	Bias[K]	RMSE[K]	Bias[K]	RMSE[K]
MTSAT TIR PW	-5.01 ± 2.34	5.67 ± 2.24	-3.29 ± 1.09	3.76 ± 1.21	-0.82 ± 0.84	2.29 ± 0.94	-3.16 ± 1.22	3.51 ± 1.31
IR3 & USS PW	-0.12 ± 0.53	1.74 ± 0.47	-0.90 ± 0.39	1.57 ± 0.45	11.36 ± 4.34	11.58 ± 4.41	5.85 ± 2.46	6.04 ± 2.52
IR3 & ML PW	0.58 ± 0.48	1.50 ± 0.46	-0.29 ± 0.30	0.96 ± 0.28	5.76 ± 2.38	7.21 ± 2.84	2.17 ± 1.06	3.55 ± 1.45
Reanalysis PW	-0.52 ± 0.50	1.13 ± 0.39	-1.05 ± 0.56	1.29 ± 0.59	0.95 ± 0.93	1.92 ± 0.81	-1.70 ± 0.75	2.09 ± 0.88

1) \*1 N = 154 (N means the number of samples).

2) \*2 N = 31 (N means the number of samples).

から、冬季の MTSAT TIR 可降水量の推定精度は海域の影響を強く受けていると考えられる沿岸部において著しく低くなっていることが明らかになった。なお、海岸沿いに分布しているバイアス及び RMSE がおよそ 13 kg/m<sup>2</sup>以上となる GPS 観測点を除いた場合のバイアス及び RMSE の平均値はそれぞれ 8.14 kg/m<sup>2</sup>と 9.81 kg/m<sup>2</sup>であった。

#### 4.1.2 MTSAT IR3 可降水量

次に、MTSAT の IR3 チャンネルを用いて求めた MTSAT IR3 可降水量は、Table 3 から冬季には誤差が小さいが、夏季は約 20 kg/m<sup>2</sup>以上過小に推定されている傾向にあることがわかる。この理由として、MTSAT の IR3 チャンネルは水蒸気が多く含まれている対流圏下層の情報を捉えることが困難であり、対流圏中層・上層の情報しか捉えていないため、大気中の水蒸気の絶対量が少ない冬季は比較的誤差が小さいが、絶対量が多い夏季には誤差が大きくなるからであると考えられる。さらに、Fig. 2 (b) (c), Fig. 3 (b) (c) から、MTSAT IR3 可降水量のバイアス及び RMSE は標高に依存していることがわかる。特に、水蒸気量が多い 8 月は、その傾向が大きくなっている。MTSAT の IR3 チャンネルは対流圏下層の情報を捉えることが困難であるため大気中の水蒸気の絶対量が多い夏季には誤差が大きくなるが、標高が高くなるに従って対流圏下層の影響が相対的に小さくなるため、バイアスが 0 に近づき、RMSE の値も小さくなっていくと考えられる。

#### 4.1.3 再解析可降水量プロダクト

再解析可降水量プロダクトは、MTSAT データから推定した水蒸気プロダクトよりも空間分解能が低いにもかかわらず、バイアス及び RMSE は他の水蒸気プロダクトよりも

小さくなった。しかし、Fig. 2 (d), Fig. 3 (d) から、再解析可降水量プロダクトのバイアス及び RMSE も標高に依存していることがわかる。これは、可降水量の分布が標高の影響を受けていると考えられることから、再解析可降水量プロダクトの 1 つのグリッド (2.5°×2.5°) 内の標高の違いが原因であると考えられる。

#### 4.2 地表面温度推定結果の違い

2007 年 2 月及び 2007 年 8 月における 6 時間毎の各水蒸気プロダクトを用いて MTSAT データから LST をそれぞれ推定した。その後、GPS 可降水量を用いて推定した LST を真値と仮定して、すべての GPS 観測点における各水蒸気プロダクトを用いた場合の LST のバイアスと RMSE を計算した (Table 4)。さらに、標高が 700 m より低い GPS 観測点における LST のバイアスと RMSE の平均及び標準偏差、標高が 700 m 以上の GPS 観測点における LST のバイアスと RMSE の平均及び標準偏差をそれぞれ計算した (Table 5)。

MTSAT TIR 可降水量プロダクトを用いる場合、MTSAT TIR 可降水量は冬季夏季共に過大推定の傾向があるため LST は低く推定される傾向にあり、冬季の RMSE はおよそ 5.8 K、夏季は RMSE 2.7 K であった。Table 5 から、夏季には、標高が 700 m 以上のエリアにある GPS 観測点におけるバイアス及び RMSE の平均値と標準偏差が、標高が低いエリアよりもそれぞれ大きくなっている。つまり、MTSAT TIR 可降水量の精度は標高に依存しており、標高に伴い誤差が大きくなることから、標高の高いエリアでは LST 推定精度が標高の低いエリアよりも低下している。一方、冬季は前節で述べたように MTSAT TIR 可降水量は

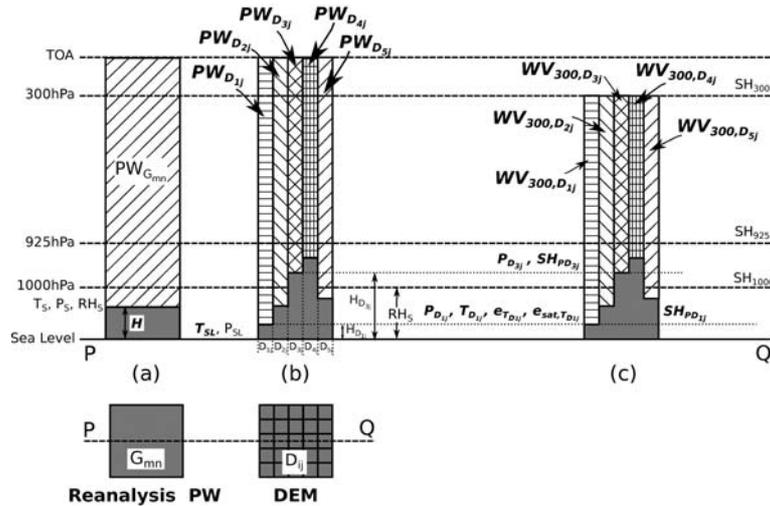


Fig. 5 The relationship between original reanalysis PW and refined reanalysis PW by DEM. Figure (a) shows the original reanalysis PW. Figure (b) shows the refined reanalysis PW. Figure (C) shows the water vapor amount between surface level and 300 hPa level. The bold and italic font variables are unknown variables, the others are the variables given by reanalysis products.

沿岸部において精度の低下が見られるため、その分標高が700mより低いエリアにあるGPS観測点におけるLST推定精度も低下し、標高によるLST推定精度の違いが小さくなっている (Table 5)。なお、可降水量の推定精度が低い沿岸部のGPS観測点を除いた場合の冬季のLST推定精度はRMSEで4.40Kとなり、内陸部ではTable 3に示した結果よりも1.5K程度精度良くLSTを推定できる。

MTSAT IR3 可降水量プロダクトを用いる場合、水蒸気が少ない冬季にはRMSE2.0K以下でLSTを推定可能であるが、水蒸気が多い夏季にはRMSEは7.0K以上となった。夏季におけるMTSAT IR3 可降水量プロダクトの精度は標高に強く依存していたため、標高の低い平野部のLST推定精度がより低くなっている (Table 5)。

再解析可降水量プロダクトを用いてLSTを推定する場合、冬季はRMSE1.3K、夏季はRMSE2.1Kの精度で推定可能であることがわかった。しかし、再解析可降水量プロダクトの精度は標高に強く依存しており、特に標高の高いエリアでRMSEが大きくなっていることから、標高の高いエリアにおいてLSTの推定精度も低下していることがわかる (Table 5)。

5. 再解析可降水量プロダクトの高解像度化

前章から、既存のデータや手法を用いて作成した水蒸気プロダクトを用いてMTSATデータからLSTを推定する際には、再解析可降水量を用いることがより適しているが、標高の高いエリアで推定精度が低下することが明らかになった。これは、可降水量の値は標高に大きく依存するため、一つのグリッド内の可降水量の分布は標高の影響を受けていると考えられるが、再解析可降水量プロダクトは2.5

度間隔のグリッドデータであり、2.5°×2.5°内の可降水量の値は一定となっていることが原因であると考えられる。そこで、DEMデータの各画素において各等圧面及び地上での再解析プロダクト (気温、相対湿度、比湿) を用いて、グリッド内の標高の違いによる可降水量の違いを考慮した可降水量プロダクトを作成する。なお、本研究ではDEMとしてGTOPO30をUSGSのサイト (<http://www1.gsi.go.jp/geowww/globalmap-gsi/gtopo30/gtopo30.html>) からダウンロードし用いた。本手法により作成される可降水量プロダクトは解像度がGTOPO30と同じ約1kmであり、再解析プロダクトを用いて作成することから、高解像度化再解析可降水量プロダクトと呼ぶこととする。また、これ以降簡単のために再解析プロダクトのあるグリッドG<sub>mn</sub>及び、DEMにおいてグリッドG<sub>mn</sub>に対応する領域に含まれる画素D<sub>ij</sub>のみを考える (Fig. 5)。このとき、DEMにおけるグリッドG<sub>mn</sub>に対応する領域の画素数はu×v画素であり、D<sub>ij</sub> (i=1, 2, ..., u; j=1, 2, 3, ..., v) はその領域に含まれる一つの画素である。

5.1 再解析可降水量プロダクトの高解像度化手法の概要

ラジオゾンデによる高層気象観測では、地上から高度約30kmまでの気圧、気温、相対湿度が観測され、以下の式を用いて可降水量PWを計算することができる<sup>16)</sup>。

$$PW = \frac{100}{g} [ q_{sa}(p_s - p_\alpha) + q_{\alpha\beta}(p_\alpha - p_\beta) + \dots ] \quad (4)$$

このとき、gは標準重力加速度 (9.80665 [m/s<sup>2</sup>]), p<sub>s</sub>は地上の気圧 [hPa], p<sub>α</sub>, p<sub>β</sub>, ... は各観測高度の気圧, q<sub>sa</sub>はp<sub>s</sub>~p<sub>α</sub>間の比湿 [kg/kg] の平均値, q<sub>αβ</sub>はp<sub>α</sub>~p<sub>β</sub>間の比湿の平均値である。従って、鉛直方向の気圧pとそのときの比湿qがわかれば式 (4) から可降水量が計算できる。

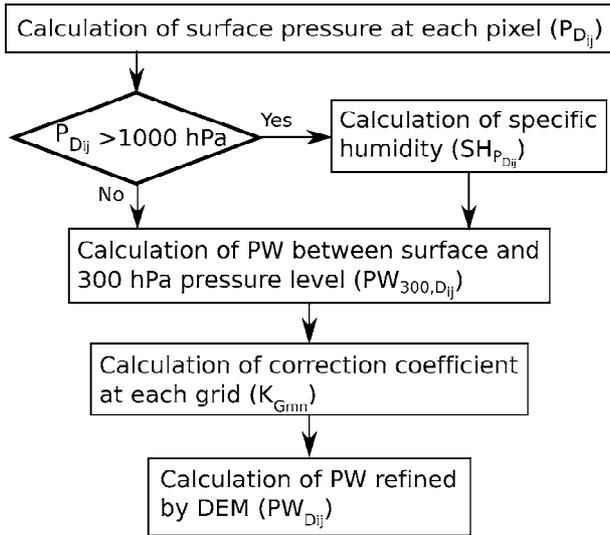


Fig. 6 Flow chart of calculation of refined reanalysis PW by DEM.

NCEP/NCAR 再解析プロダクトでは鉛直方向の各等圧面  $P$  (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300 mb) における比湿データ  $SH_p$  が提供されているため、これを用いて式 (4) から標高  $H$  [m] の地上から 300 hPa 等圧面までの大気中に含まれる水蒸気量  $WV_{300}$  を計算することができる。

$$WV_{300} = \frac{100}{g} \left[ \frac{SH_H + SH_{P_\alpha}}{2} (P_H - P_\alpha) + \frac{SH_{P_\alpha} + SH_{P_\beta}}{2} (P_\alpha - P_\beta) + \dots + \frac{SH_{P_{400}} + SH_{P_{300}}}{2} (P_{400} - P_{300}) \right] \quad (5)$$

このとき、 $P_\alpha$  は  $\alpha$  [hPa] の等圧面の気圧、 $SH_{P_\alpha}$  は気圧  $\alpha$  [hPa] の等圧面における比湿であり、 $P_H$  は標高  $H$  [m] での地上気圧、 $SH_H$  は標高  $H$  [m] での地上比湿である。

以上から、DEM の各画素  $D_{ij}$  の標高  $H_{Dij}$  における地上気圧  $P_{Dij}$  と比湿  $SH_{P_{Dij}}$  を求めることができれば、式 (5) から DEM の各画素  $D_{ij}$  における地上から 300 hPa 等圧面までの大気中に含まれる水蒸気量  $WV_{300,Dij}$  を計算することができ、 $WV_{300,Dij}$  に補正係数を掛けることで地表面から大気上端までの水蒸気量である高解像度化再解析可降水量  $PW_{Dij}$  を求めることができる。

ただし、NCEP/NCAR 再解析プロダクトでは各等圧面における相対湿度  $RH_p$  データ及び地上相対湿度  $RH_S$  データを提供しているが、それらのデータから DEM の各画素の標高における相対湿度を計算することは困難であるため、DEM の各画素における地上気圧  $P_{Dij}$  が 1000 hPa より高い場合は DEM の各画素の標高における相対湿度  $RH_{Dij}$  が地上相対湿度  $RH_S$  に等しいと仮定し、DEM の各画素の標高における気圧  $P_{Dij}$  が 1000 hPa より低い場合は、その画素における比湿の値  $SH_{Dij}$  がその画素における気圧  $P_{Dij}$  に一番近い上空の等圧面における比湿  $SH_{P_n}$  と等しいと仮定して式 (5) から  $WV_{300,Dij}$  を計算することとする (Fig. 6)。

## 5.2 再解析可降水量プロダクトの高解像度化手法

### 5.2.1 DEM の各画素 $D_{ij}$ における気圧 $P_{Dij}$ の計算

DEM の各画素  $D_{ij}$  における気圧  $P_{Dij}$  は次のように求める。大気気温減率を 6.5 [K/km] の多方大気と仮定すると、状態方程式と静水圧平衡の式とから標高  $h$  [m] における気圧  $p$  は次式で求めることができる<sup>17)</sup>。

$$p = p_0 \left( 1 - \frac{0.0065h}{T_0} \right)^{5.257} \quad (6)$$

$$T_0 = T + 0.0065h \quad (7)$$

このとき、 $p_0$ 、 $T_0$  はそれぞれ標高 0 m における気圧 [hPa] 及び気温 [K] である。NCEP/NCAR 再解析プロダクトでは地上気圧  $P_S$ 、海面更正気圧  $P_{SL}$ 、地上気温  $T_S$  データがそれぞれ提供されている。そこで、地上気圧  $P_S$ 、海面更正気圧  $P_{SL}$ 、地上気温  $T_S$  データと式 (6) (7) から  $h$  を計算し、NCEP/NCAR 再解析プロダクトのあるグリッド  $G_{mm}$  の標高  $H$  [m] を求める。次に、求めた  $H$  と地上気温データを用いて式 (7) からあるグリッド  $G_{mm}$  における海面更正した気温  $T_{SL}$  を求める。最後に、DEM、海面更正気圧、海面更正した気温のデータをそれぞれ用いて式 (6) から DEM の各画素における気圧  $P_{Dij}$  を計算する。

### 5.2.2 DEM の各画素 $D_{ij}$ における比湿 $SH_{P_{Dij}}$ の計算

大気圧  $p$  [hPa] のときの比湿  $q$  と水蒸気圧  $e$  との間には次の関係がある<sup>16)</sup>。

$$q = \frac{0.622(e/p)}{1 - 0.378(e/p)} \quad (8)$$

また、相対湿度  $RH$  は水蒸気圧  $e$  [hPa] の飽和水蒸気圧  $e_{sat}$  [hPa] に対する比で表されることから<sup>16)</sup>、

$$e = \left( \frac{RH}{100} \right) \times e_{sat} \quad (9)$$

となる。さらに、温度  $T$  [°C] のときの飽和水蒸気圧  $e_{sat}$  は次に示す Tetens の式<sup>18)</sup> により計算できる。

$$e_{sat} = 6.1078 \times 10^{\frac{7.5T}{T+237.3}} \quad (10)$$

したがって、DEM の各画素の標高における相対湿度  $RH_{Dij}$  がわかれば、DEM の各画素における地上比湿  $SH_{P_{Dij}}$  を求めることができる。

DEM の各画素における地上気圧  $P_{Dij}$  が 1000 hPa より高い場合は DEM の各画素の標高における相対湿度  $RH_{Dij}$  が地上相対湿度  $RH_S$  に等しいと仮定し、式 (7)～式 (10) を用いて DEM の各画素における地上比湿  $SH_{P_{Dij}}$  を求める。つまり、海面更正した気温のデータを用いて式 (7) から DEM の各画素における地上気温  $T_{Dij}$  を求め、式 (10) から気温  $T_{Dij}$  のときの飽和水蒸気圧  $e_{sat,T_{Dij}}$  を計算する。次に、地上相対湿度データ及び飽和水蒸気圧  $e_{sat,T_{Dij}}$  を用いて式 (9) から水蒸気圧  $e_{T_{Dij}}$  を計算し、DEM の各画素における地上気圧  $P_{Dij}$  と式 (8) とから DEM の各画素における地上気圧  $P_{Dij}$  が 1000 hPa より高い画素における地上比湿  $SH_{P_{Dij}}$

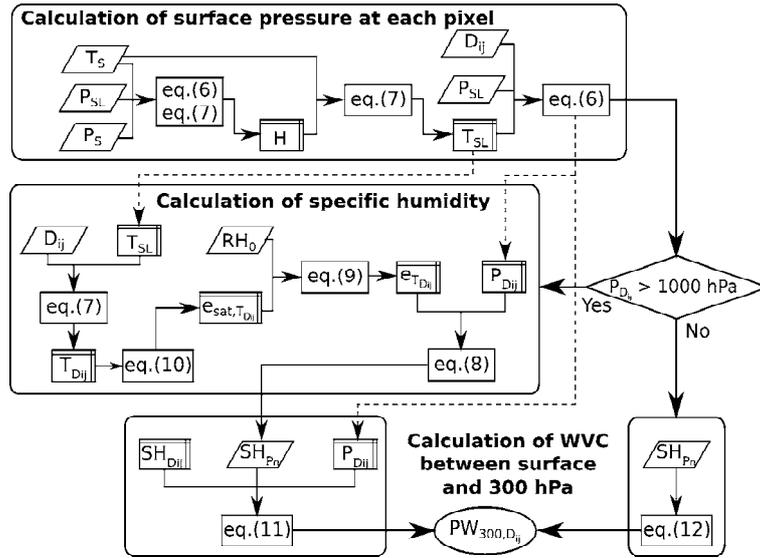


Fig. 7 Flow chart of calculation of water vapor content (WVC) between surface and 300 hPa pressure level.

を求める。

### 5.2.3 DEMの各画素 $D_{ij}$ における水蒸気量 $WV_{300,D_{ij}}$ の計算

DEMの各画素の標高における地上気圧  $P_{D_{ij}}$  が 1000 hPa より高い場合には次式により DEMの各画素の標高  $D_{ij}$  における地上から 300 hPa 等圧面までの大気中に含まれる水蒸気量  $WV_{300,D_{ij}}$  を計算する。

$$WV_{300,D_{ij}} = \frac{100}{g} \left[ \frac{SH_{P_{D_{ij}}} + SH_{1000}}{2} (P_{D_{ij}} - P_{1000}) + \frac{SH_{1000} + SH_{925}}{2} (P_{1000} - P_{925}) + \dots + \frac{SH_{400} + SH_{300}}{2} (P_{400} - P_{300}) \right] \quad (11)$$

一方、DEMの各画素の標高における気圧  $P_{D_{ij}}$  が 1000 hPa より低い場合は、その画素における比湿の値  $SH_{D_{ij}}$  がその画素における気圧  $P_{D_{ij}}$  に一番近い上空の等圧面における比湿  $SH_{P_n}$  と等しいとして、次式から DEMの各画素の標高  $D_{ij}$  における地上から 300 hPa 等圧面までの大気中に含まれる水蒸気量  $WV_{300,D_{ij}}$  を計算する。

$$WV_{300,D_{ij}} = \frac{100}{g} \left[ SH_{P_1} (P_D - P_1) + \frac{SH_{P_1} + SH_{P_2}}{2} (P_1 - P_2) + \dots + \frac{SH_{400} + SH_{300}}{2} (P_{400} - P_{300}) \right] \quad (12)$$

$(P_2 < P_1 \leq P_D < P_{1000})$

なお、 $WV_{300,D_{ij}}$  の計算までの流れをまとめたものを Fig. 7 に示す。

### 5.2.4 補正係数および $PW_{D_{ij}}$ の計算

再解析可降水量プロダクトのあるグリッド  $G_{mn}$  に対応する領域に含まれる DEMの各画素  $D_{ij}$  における可降水量を  $PW_{D_{ij}}$  とするとき、 $PW_{D_{ij}}$  は補正係数  $\kappa_{ij}$  を用いて次式により求めることができるとする。

$$PW_{D_{ij}} = \kappa_{ij} WV_{300,D_{ij}} \quad (13)$$

また、再解析可降水量プロダクトのあるグリッド  $G_{mn}$  での値を  $PW_{G_{mn}}$  とするとき

$$PW_{G_{mn}} \approx \sum^{G_{mn}} PW_{D_{ij}} \quad (14)$$

が成り立つとする。このとき、 $\sum^{G_{mn}} PW_{D_{ij}}$  は高解像度化再解析可降水量においてグリッド  $G_{mn}$  と対応する領域の  $PW_{D_{ij}}$  の総和である。従って、式 (13) (14) より

$$PW_{G_{mn}} \approx \sum^{G_{mn}} \kappa_{ij} WV_{300,D_{ij}} \quad (15)$$

となる。さらに、あるグリッド  $G_{mn}$  での補正係数  $\kappa_{ij}$  は一定であると仮定し、

$$K_{G_{mn}} = \kappa_{ij} \quad (16)$$

とすると、

$$PW_{G_{mn}} = K_{G_{mn}} \sum^{G_{mn}} WV_{300,D_{ij}} \quad (17)$$

となる。したがって、式 (13) (16) (17) より、高解像度化再解析可降水量  $PW_{D_{ij}}$  を次式から求めることとした。

$$PW_{D_{ij}} = \left( \frac{PW_{G_{mn}}}{\sum^{G_{mn}} PW_{300,D_{ij}}} \right) WV_{300,D_{ij}} \quad (18)$$

### 5.3 高解像度化再解析可降水量プロダクトの精度検証

2007年2月及び2007年8月における6時間毎の高解像度化再解析可降水量分布図をそれぞれ作成し、それを用いてLSTを推定した。GPS可降水量とそれを用いて推定したLSTを真値と仮定して、すべてのGPS観測点における高解像度化再解析可降水量及びそれを用いて推定したLSTのバイアスとRMSEをそれぞれ計算した (Table 6)。また、標高が700 mより低いGPS観測点におけるLSTのバイアスとRMSEの平均及び標準偏差、標高が700 m以上

の GPS 観測点における LST のバイアスと RMSE の平均及び標準偏差をそれぞれ計算した (Table 7)。さらに、2007 年 2 月及び 8 月の各 GPS 観測点における高解像度化再解析可降水量のバイアス、RMSE と標高との関係を Fig. 8 にそれぞれ示す。

その結果、Table 3 と Table 6 より高解像度化再解析可降水量プロダクトの RMSE は再解析可降水量プロダクトよりも小さくなり、本研究で用いた高解像度化手法による改善が見られた。また、Fig. 8 では、高解像度化再解析可降水量プロダクトのバイアス及び RMSE の標高依存性がほとんど見られないため、本研究で用いた高解像度化手法が再解析可降水量プロダクトの各グリッド内における標高の違いによる影響を補正するのに有効であることがわかる。また、Table 4 と Table 6 から、高解像度化再解析可降水量プロダクトを用いて LST を推定する場合には、再解析可降水量プロダクトを用いる場合よりも LST 推定精度が向上し、夏季の RMSE は 2.11 K から 1.88 K へと改善した。GPS 可降水量の誤差に伴う LST 推定精度の低下は RMSE でおおよそ 0.007 K であることから、本研究で用いた高解像

度化手法による 0.23 K の RMSE の改善は有意であると考えられる。また、Table 5 と Table 7 とを比較すると、標高の高いエリアでの精度向上が顕著であることがわかるため、このことから本研究で用いた高解像度化手法が再解析可降水量プロダクトの各グリッド内における標高の違いによる影響を補正するのに有効であることがわかる。さらに、本手法により、解像度が 2.5 度から約 1 km となるため、高解像度化再解析可降水量プロダクトを利用することにより詳細な LST 分布の把握が期待できる。

## 6. まとめ

本研究では、MTSAT データを用いて LST を推定する際に最適な水蒸気プロダクトを作成することを目的とし、既存のデータ及び手法を用いて様々な水蒸気プロダクトを作

Table 7 The difference in Bias and RMSE of LST by elevation of GPS observation stations. The LST was estimated using refined reanalysis PW for atmospheric correction. This table shows the values of “mean +/- standard deviation”.

Month	Less than 700 m <sup>*1</sup>		Over 700 m <sup>*2</sup>	
	Bias[K]	RMSE[K]	Bias[K]	RMSE[K]
Feb.	-0.65 ± 0.46	1.17 ± 0.42	-0.01 ± 0.23	0.65 ± 0.22
Aug.	0.60 ± 0.90	1.78 ± 0.79	0.72 ± 0.41	1.35 ± 0.55

1) <sup>\*1</sup> N = 154 (N means the number of samples).

2) <sup>\*2</sup> N = 31 (N means the number of samples).

Table 6 Accuracy of refined reanalysis PW and LST at GPS observation stations.

Month	PW		LST	
	Bias[kg/m <sup>2</sup> ]	RMSE[kg/m <sup>2</sup> ]	Bias[K]	RMSE[K]
Feb.	1.22	2.62	-0.57	1.19
Aug.	-2.05	5.70	0.62	1.88

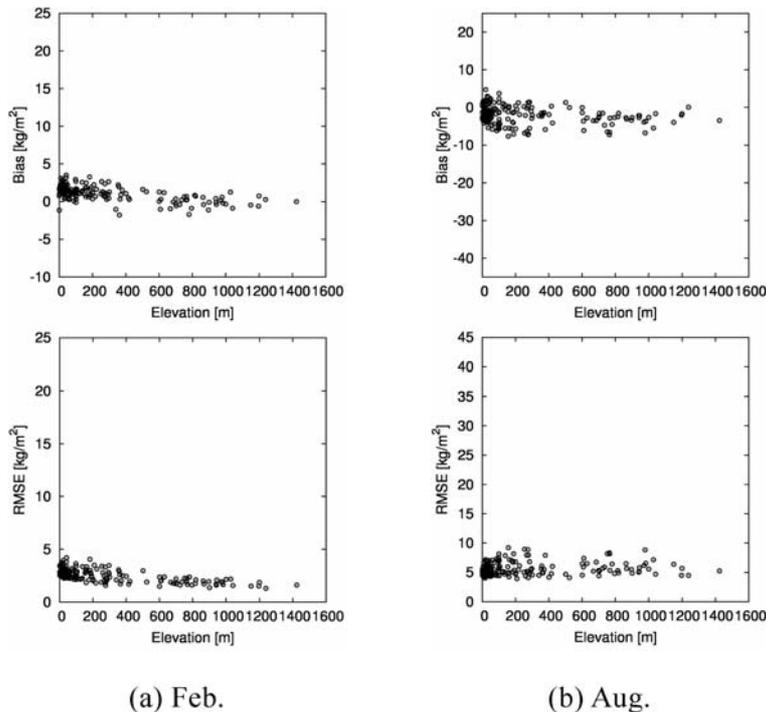


Fig. 8 The relationships between the accuracy of the refined reanalysis PW product and elevation. The figures in the upper column show bias and the figures in the lower column show the RMSE. Each dot in figures represents the bias or RMSE at each GPS observation station.

成し、それらの精度の違い及びそれらを用いた場合の LST 推定結果の違いを検討した。その後、MTSAT データを用いた LST 推定に最適な水蒸気プロダクト作成手法を提案し、その精度評価を行った。

MTSAT データから水蒸気プロダクトを作成する場合、冬季は IR3 チャンネルから可降水量を推定した MTSAT IR3 可降水量プロダクト、夏季は熱赤外 2 チャンネルから推定した MTSAT TIR 可降水量プロダクトの精度が高く、これらを LST 推定に用いると、ともに RMSE3.0K 以下の精度で LST が推定できることが明らかになった。

また、再解析可降水量プロダクトは MTSAT データから推定した水蒸気プロダクトよりも空間分解能が低いにもかかわらず、これを用いて LST を推定する場合、冬季は RMSE1.3K、夏季は RMSE2.1K の精度で LST が推定できた。

以上から、MTSAT データから LST を推定する際には、冬季夏季ともに再解析可降水量を用いることがより適していると考えられたが、再解析可降水量プロダクトの解像度が 2.5 度グリッドと粗いため、標高の高いエリアで推定精度が低下するという問題が明らかになった。そこで、DEM データと各等圧面及び地上での再解析プロダクトを用いて、グリッド内の標高の違いによる可降水量の違いを考慮した高解像度化再解析可降水量プロダクトを作成し、精度評価を行った。

その結果、高解像度化再解析可降水量プロダクトの RMSE は再解析可降水量プロダクトよりも改善し、標高依存性がほとんど見られなくなったことから、本研究で提案した高解像度化再解析可降水量プロダクト作成手法が再解析可降水量プロダクトの各グリッド内における標高の違いによる影響を補正するのに有効であることが明らかになった。さらに、高解像度化再解析可降水量プロダクトを用いて LST を推定する場合には、再解析可降水量プロダクトを用いる場合よりも夏季の RMSE は 2.11K から 1.88K へと改善した。したがって、再解析可降水量プロダクトの高解像度化処理により LST 推定精度が向上し RMSE は 2.0K 以下となった。高解像度化処理による推定精度の向上はわずかであるが、解像度が 2.5 度から約 1km となるため、本手法により作成した高解像度化再解析可降水量プロダクトを利用することで詳細な LST 分布の把握が期待できる。

**謝 辞**：本研究の成果の一部は、東京大学生産技術研究所地球環境工学研究グループ「ひまわり研究会」の支援を受けて実施された。また、本研究で使用した数値予報データは京大大学生存圏研究所生存圏データベースグローバル大気観測データにて公開されているものであり、対流圏遅延量推定値は国土地理院電子基準点データ提供サービスにて提供されているものを使用させていただいた。ここに記して謝意を表する。

## 引用文献

- 1) 竹内 渉, 根本利弘, 金子隆之, 安岡善文: WWW を利用した MTSAT データ処理・可視化・配信システムの構築, 写真測量とリモートセンシング, 46(6), pp.42-48, 2007.
- 2) 大吉 慶, 赤塚 慎, 竹内 渉, 田村正行: MTSAT データによるアジアメカシティの準実時間地表面温度監視システムの構築, 写真測量とリモートセンシング, 50(3), pp.139-144, 2011.
- 3) J.C. Price: Land surface temperature measurement from the split window channels of the NOAA Advanced Very High Resolution Radiometer, J. Geophys. Res., Vol. 89, No. D5, pp. 7231-7237, 1984.
- 4) J.A. Sobrino, Z. Li, M. Stoll and F. Becker: Improvements in the split window technique for land surface temperature determination, IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 32, pp. 243-253, 1994.
- 5) Z. Wan: MODIS Land-surface Temperature Algorithm Theoretical Basis Document (LST ATBD) Version 3.3, 1999.
- 6) J.A. Sobrino and M. Romaguera: Land surface temperature retrieval from MSG1-SEVIRI data, Remote Sensing of Environment, 92, pp. 247-254, 2007.
- 7) 大吉 慶, 竹内 渉, 田村正行: 運輸多目的衛星 MTSAT データによる地表面温度推定手法の評価, 写真測量とリモートセンシング, 49(4), pp. 251-259, 2010.
- 8) 西村昌明, 岩淵哲也, 内藤勲夫, 里村幹夫: GPS 可降水量のラジオゾンデによる再検証, 天気, 50(12), pp. 21-29, 2003.
- 9) 佐々木太一, 木村富士男: GPS 可降水量から見た関東付近における夏季静穏日の水蒸気量の日変動, 天気, 48(2), pp. 65-73, 2001.
- 10) E. Kalnay, M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Wollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, R. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, R. Jenne and D. Joseph: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, Bull. Amer. Meteor. Soc., 77, pp. 437-470, 1996.
- 11) 里村幹夫, 下中恵理, 請井和之, 島田誠一, 加藤照之, 伍培 明, 橋本 学, Sununtha Kingapiboon, Boossarasri Thana: タイ国内における GPS 可降水量変化について (2001 年 - 2006 年), 静岡大学地球科学研究報告, 37, pp. 1-11, 2010.
- 12) 赤塚慎, 大吉慶, 竹内渉: 運輸多目的衛星 MTSAT 観測による可降水量推定手法の開発, 日本リモートセンシング学会誌, 31(5), pp. 481-489, 2011.
- 13) Yatagai, A.: Estimation of precipitable water and relative humidity over the Tibetan Plateau from GMS-5 water vapor channel data, Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol. 79, No. 1B, pp. 589-598, 2001.
- 14) 大吉 慶, 田村正行, 竹内 渉: 静止気象衛星 MTSAT データによる高時間分解能での地表面温度推定, 日本写真測量学会平成 21 年度年次学術講演会論文集, pp. 131-134, June, 2009.
- 15) 久保田拓志, 岩嶋樹也: 全球的降水量極値の長期変動に関する解析—NCEP と ECMWF 再解析データの検討—,

京都大学防災研究所年報, 47B, pp. 365-377, 2004.

- 16) 近藤純正: 地表面に近い大気の科学, 東京大学出版会, 東京, 2000.

17) 小倉義光: 一般気象学, 東京大学出版会, 東京, 1999.

- 18) O. Tetens: Uber einige meteorologische Begriffe, Zeitschrift fur Geophysik, 6, pp. 297-309, 1930.

#### [著者紹介]

##### ●赤塚 慎 (アカツカ シン)

2007年12月東京大学大学院工学系研究科社会基盤学専攻博士課程修了, 博士(工学)。2008年1月東京大学生産技術研究所入所, 特任研究員を経て2010年4月より山梨県環境科学研究所環境健康研究部生気象学研究室研究員。現在はヒートアイランド現象に関する研究に従事。日本リモートセンシング学会平成19年優秀論文発表賞, 日本写真測量学会平成19年度秋季学術講演会論文賞, The 30<sup>th</sup> Asian conference on Remote Sensing Best Paper Awardをそれぞれ受賞。日本リモートセンシング学会, 日本写真測量学会, 日本ヒートアイランド学会等の会員

E-mail: akats@yies.pref.yamanashi.jp

##### ●大吉 慶 (オオヨシ ケイ)

2002年筑波大学第三学群社会工学類卒業。2004年東京大学大学院新領域創成科学研究科環境学専攻修士課程修了, 2007年同博士課程修了, 博士(環境学)。同年東京大学生産技術研究所特任研究員, 2008年京都大学大学院工学研究科社会基盤工学専攻助教を経て, 2011年4月より独立行政法人宇宙航空研究開発機構地球観測研究センター招聘研究員。現在は主として地球観測データの農業分野における国内外での利用推進および研究, 農業分野の新規衛星ミッション検討などに従事。日本写真測量学会学術講演会論文賞受賞(2004年, 2005年)。日本リモートセンシング学会, 日本写真測量学会, 米国地球物理学連合等の会員

E-mail: ohyoshi.kei@jaxa.jp

##### ●竹内 渉 (タケウチ ワタル)

1999年東京大学工学部土木工学科卒業。2004年東京大学大学院工学系研究科博士課程修了(社会基盤工学専攻, 博士(工学))。同年東京大学生産技術研究所入所, 特任研究員, 特任助手, 講師を経て2010年より人間・社会系部門准教授。2007-2009年アジア工科大学院(AIT, タイ王国)客員講師, JICA専門家として派遣。2010-2012年(独)日本学術振興会(JSPS)バンコク研究連絡センター長(兼務)。専門は環境・災害リモートセンシング。計測自動制御学会論文奨励賞, 日本写真測量学会学術講演会論文賞, 学会奨励賞, 日本リモートセンシング学会論文奨励賞をそれぞれ受賞。日本リモートセンシング学会, 米国物理学連合(AGU), 日本写真測量学会の各会員

E-mail: wataru@iis.u-tokyo.ac.jp