

## NOAA AVHRR を用いた日本の陸域可降水量分布図の作成

## Mapping of precipitable water over land in Japan using NOAA AVHRR

赤塚 慎\*・大吉 慶\*\*・竹内 渉\*・沢田 治雄\*・安岡 善文\*\*\*

*Shin AKATSUKA, Kei OYOSHI, Wataru TAKEUCHI,  
Haruo SAWADA and Yoshifumi YASUOKA*

**Abstract :** This paper proposes a method to estimate precipitable water (PW) distribution over land using NOAA Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) thermal data, and mapping of daily PW over Japan from 1984 to 2001 were carried out using this method. The method adopts the split-window algorithm which utilizes the differential atmospheric effect in the two thermal wavebands. The brightness temperature difference between AVHRR channel 4 and 5 (denoted as  $T_4 - T_5$ ) increases along with atmospheric water vapor abundance, scan angle and land surface temperature (LST). The effect caused by scan angle and LST was simulated using radiative transfer model and the correction formulas to eliminate these effects from ( $T_4 - T_5$ ) were developed. The PW estimation formula was derived from the regression analysis between the ( $T_4 - T_5$ ) and GPS-derived PW. The root-mean-square error of the PW estimation is approximately 6 mm, and our AVHRR-based estimation has a fairly good result compared with that of radiosondes.

## 1. はじめに

## 1.1 本研究の背景

近年、都市部ではヒートアイランド現象が原因と考えられる集中豪雨が発生している。集中豪雨をもたらす積乱雲は対流性雲の一つであり、対流性雲の形成には大気中の水蒸気量が大きく影響することから、大気中の水蒸気量を数 km～数十 km のスケールで観測することが重要である。また、地球レベルでも、水蒸気は最も支配的な温室効果ガスの一つであり、大気中の水蒸気量は温暖化の進行とともに増加していくことが指摘されているため (Trenberth *et al.*, 2007)、長期間にわたる水蒸気量の変化を把握することも重要である。

大気中の水蒸気量を表す物理量の一つとして可降水

量があり、1950年代より地上レベルでの可降水量計測にはラジオゾンデが広く使用されている。しかし、ラジオゾンデによる計測は1日2回、日本全体では20地点でしか行われておらず、時空間分解能が制限されているため、日本列島内における可降水量の局地的な動態を捉えることは困難である。さらに、世界ではラジオゾンデ計測の測器変更や観測地の移動が頻繁に行われている場所もあり、その履歴も十分整備されていないため、データの均質性に問題があることが指摘されている (Thomas *et al.*, 1995, Elliott, 1995)。したがって、ラジオゾンデで計測した可降水量 (以降、ラジオゾンデ可降水量と呼ぶ) を用いて長期変動の把握を行う場合には注意を要する。近年、地殻変動監視や測量を目的として展開されている国土地理院のGPS連続観測網 (GEONET) のデータから可降水量を推定することが可能になり、その時間分解能は3時間、空間分解能は約25kmに向上した (岩淵ら, 1998)。しかし、GPSで計測した可降水量データ (以降、GPS可降水量と呼ぶ) は、観測期間が短いため可降水量の長期時間変動を把握するために利用することは難しい。また、日本のGPS連続観測網は世界的に見ても希な高

\* 東京大学生産技術研究所  
〒153-8505 目黒区駒場4-6-1

\*\* 京都大学大学院工学研究科

\*\*\* 国立環境研究所

「写真測量とリモートセンシング」VOL. 47, NO. 4, 2008

密度観測網であり、他の国々、特にアジア地域において日本のように高密度な GPS 観測網を直ちに整備するのは困難である。そのため、GPS 観測網の整備が十分ではない地域においても時空間分解能が比較的高く連続的な可降水量分布を把握することができる手法を開発することが望まれる。

空間的に連続な分布を把握するのに有効で、GPS 観測網の整備が十分ではない地域の可降水量計測にも適用できる方法として衛星リモートセンシングを用いた計測がある。リモートセンシングの特徴は、広域性・周期性・均質性にあり、ある周期で地球全域において均質なデータを得ることが可能であるため、GPS 観測網が整備されていない地域の可降水量も推定することが可能になる。また、1日に1回以上データが取得できる衛星として、NOAA AVHRR, Terra・Aqua MODIS, MTSAT などが現在運用されており、これらのセンサで取得したデータを使用することで1日数回の可降水量計測が可能になり、時間分解能の向上が期待できる。さらに、気象観測衛星 NOAA は1970年代の運用開始以降複数の AVHRR センサが使用されているが、センサ間のデータ補正を行うことで均質なデータを確保できる利点がある。現在 NOAA18号までが打ち上げられているが、今後は次世代実用極軌道気象衛星 NPOESS に交代することから、次世代のセンサにも適用できる計測アルゴリズムを開発することは、将来に渡った均質なデータを確保することにつながる。リモートセンシングによる可降水量の計測には、中間赤外にある水蒸気の吸収バンドを用いるアルゴリズム (Gao and Kaufman, 2003)、熱赤外の2つのバンドを用いるアルゴリズム (Chesters *et al.*, 1983)、マイクロ波を用いるアルゴリズム (Wentz, 1997) の3つがあるが、将来に渡った継続性を確保するために、本研究では熱赤外の2つのバンドを用いたアルゴリズムを適用する。

NOAA AVHRR センサの2つの熱赤外バンド ( $10.8\mu\text{m}$  と  $11.8\mu\text{m}$ ) では大気中の水蒸気の吸収強度がそれぞれ異なるため、この違いを利用した Split-window アルゴリズムを用いて雲のない晴天域における可降水量を推定することができる。Split-window アルゴリズムを用いて可降水量を求める方法には、大気を一層と仮定した上で簡略化した放射伝達方程式に基づく方法 (Chesters *et al.*, 1983) と、輝度温度の空間変化と可降水量との間の関係を利用する方法 (So-

brino *et al.*, 1999) の2つがある (竹見・柴山, 2004)。前者よりも後者の方が良好な推定精度を持っているが、前者は、解析領域内におけるラジオゾンデによる下層大気での気温の計測値が少なくとも1点は必要であり (竹見・柴山, 2004)、後者もラジオゾンデ等で計測した可降水量の値が必要となる。前述した通り、ラジオゾンデによる計測は日本全域で20地点でしか行われていないため、ラジオゾンデのデータを用いる場合には、ラジオゾンデデータの空間代表性の問題や、輝度温度と可降水量との間の関係を利用する際のデータ数の問題が起ると考えられる。これらの問題を解決するために、本研究では約25kmの空間分解能で高密度に計測される GPS 可降水量を用いて、輝度温度と可降水量との間の関係から可降水量を推定する手法を開発し、日本の晴天時における陸域可降水量分布図の作成を行う。

## 1.2 本研究の目的

本研究では、陸域可降水量の長期変動を面的に評価するために、次世代センサにも適用可能な継続性のある可降水量推定手法を開発し、日本全域の晴天時における陸域可降水量分布図の作成を行うことを目的とする。継続性があり、かつ様々なセンサに適用できるアルゴリズムとして熱赤外の2つのバンドを用いた Split-window アルゴリズムを採用し、放射伝達モデルを用いて種々の補正を行うことで、より高精度な推定手法を提案する。その後、開発した推定手法を用いて1984年から2001年までの日本全域の陸域可降水量分布図を作成し、ラジオゾンデで計測した可降水量と比較することで、本推定手法の有効性の検討を行う。

## 2. 解析手法

### 2.1 陸域可降水量分布図作成の概要

本研究で提案する陸域可降水量分布図作成の概要を図1に示した。陸域可降水量分布図の作成は、陸域可降水量推定手法の開発と分布図の作成の大きく2部から構成される。さらに、陸域可降水量推定手法の開発は放射伝達モデルを用いた放射輝度シミュレーション、データの解析前処理、可降水量推定式の導出の3つから構成される。以下では、解析対象地及び使用データ、陸域可降水量推定手法の開発での各処理について具体的に述べる。

陸域可降水量推定手法の開発

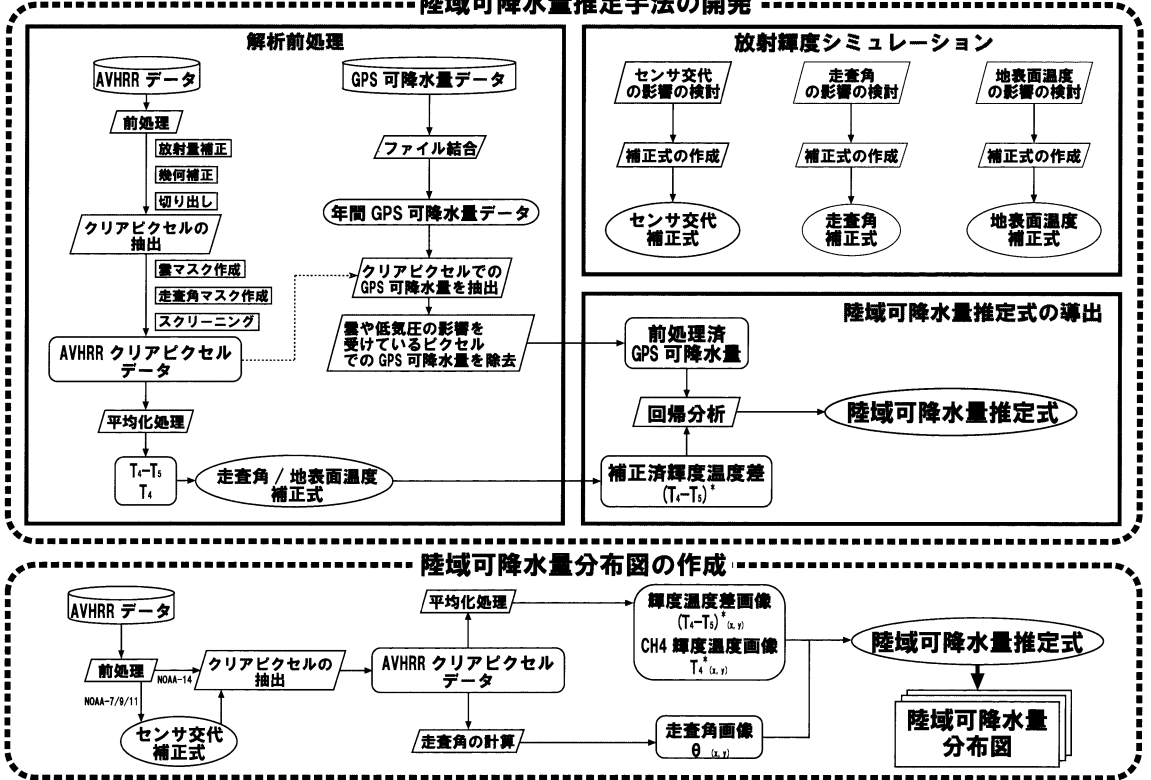


図1 陸域可降水量分布図作成の解析手順

2.2 解析対象地及び使用データ

本研究の解析対象地は島嶼部を除いた日本全陸域とした。島嶼部の可降水量は海域の影響を強く受けると考えられるため、解析対象から除くこととした。使用した衛星データは、1984年1月から2001年12月までに東京大学生産技術研究所で午後受信した NOAA AVHRR データである。また、GPS 可降水量として、GPS/MET JAPAN ホーム ページ ([http://dbx.cr.chiba-u.jp/Gps\\_Met/GpsHome\\_j.html](http://dbx.cr.chiba-u.jp/Gps_Met/GpsHome_j.html)) で公開されている、1996年3月から2001年12月までの3時間毎の平均可降水量データを用いた。2001年度末での GPS 電子基準点の数は947点に及ぶが(国土地理院 GEONET グループ, 2004), 本研究では島嶼部を除く日本全域を解析対象地とするため、845点の GPS 電子基準点における可降水量を解析に使用した。

2.3 可降水量推定アルゴリズム

大気窓領域 (8~12 $\mu$ m) にあり、水蒸気に対して異なる吸収特性を持つ2つの波長帯を用いて可降水量

を求める Split-window アルゴリズムを用いて陸域可降水量推定式の導出を行った。Czajkowski らによる計算からも明らかになっているように、一層の等温大気で地表面温度が空間的に均一であると仮定すると、AVHRR のチャンネル4と5の輝度温度値の差 ( $T_4 - T_5$ ) は大気中の水蒸気量に比例すると近似でき、可降水量  $PW$  と輝度温度値の差との間には式(1)の関係が成立する (Czajkowski *et al.*, 2002)。

$$PW = a(T_4 - T_5) + b \quad (1)$$

したがって、輝度温度値の差と係数  $a$ ,  $b$  がわかれば、可降水量  $PW$  を推定することが可能となる。係数  $a$ ,  $b$  は大気自身の温度等に依存し、一般にはラジオゾンデで観測された大気プロファイルを用いた放射伝達モデルの出力値から求められるが (Czajkowski *et al.*, 2002), 本研究では大気自身の温度は未知として GPS 可降水量と輝度温度値の差との関係を回帰分析により検討することで、係数  $a$ ,  $b$  を求め、可降水量分布推定式の導出を行った。

## 2.4 放射輝度シミュレーション

ある物理量の長期変動把握には均質なデータを確保することが重要であり (Thomas *et al.*, 1995), 同一センサで取得したデータを利用する場合, センサの劣化補正とセンサの交代補正が必要となる。一般的に, センサは運用期間の経過に伴い感度が劣化していくため継続的な校正が必要となるが, 本研究で使用する AVHRR センサの熱赤外チャンネルは深宇宙と内部校正ターゲットを計測することで機上校正を行っているため, センサの劣化はないとみなすことができる (Trishchenko *et al.*, 2002)。本研究で使用した AVHRR センサは 4 種類あり, それぞれの応答関数は異なるため, このセンサ間の違いを補正 (交代補正) する必要がある。

走査角が大きくなると, 直下を観測した場合に比べてセンサと地表面対象物との距離が長くなるため, 大気効果の増大と空間分解能の劣化という問題が起こる (竹内・安岡, 2004)。大気効果の大部分は水蒸気による吸収であるため (Mcatee *et al.*, 2003), チャンネル 4 とチャンネル 5 の輝度温度  $T_4$ ,  $T_5$  や輝度温度差 ( $T_4 - T_5$ ) は大気中の水蒸気量, 大気自身の温度, 走査角の 3 つに依存し, 地表面温度と大気温度, さらに大気中の水蒸気量が同じでも, 走査角が異なれば輝度温度差 ( $T_4 - T_5$ ) も異なると考えられる。

また, 式(1)では地表面温度が空間的に均一であると仮定しているが, 実際には陸域の地表面温度は空間的に不均一であるため, 地表面温度が輝度温度差 ( $T_4 - T_5$ ) に影響を与えていると考えられる (猪飼ら, 2000)。そこで, 宇宙航空研究開発機構 (JAXA) 地球観測研究センター (EORC) の WWW 上で運用されている放射伝達プログラム GLI Signal Simulator (GSS) ([http://bishamon.eorc.jaxa.jp/ENTGSS/index\\_j.html](http://bishamon.eorc.jaxa.jp/ENTGSS/index_j.html)) を用いて, センサ交代による影響の検討, 走査角および地表面温度の影響の検討を行い, それぞれの補正式を作成した。GSS の放射伝達エンジンには東京大学気候システム研究センター (CCSR) で開発された RSTAR5B (system for transfer of atmospheric radiation) (Nakajima and Tanaka, 1986, Nakajima and Tanaka, 1988, Stamnes *et al.*, 1988) が使用されており, 地表面や海面を基準として幾つかの均質層に分割された平行平板大気を仮定し,  $0.2\mu\text{m}$  から  $200.0\mu\text{m}$  の間の波長帯において, 大気-陸面-海面系の放射伝達をシミュレートすることが可能である。

## 2.5 衛星データの処理

### 2.5.1 衛星データの预处理

1984年1月から2001年12月までの間に東京大学生産技術研究所で午後受信した毎日の NOAA AVHRR データに対して, AVHRR データ処理ソフトウェア PaNDA (PaNDA 委員会, 1998) を用いて以下のような前処理を行った。

まず可視・近赤外のチャンネル 1, 2 を大気上端反射率 (%) に変換し, 中間赤外・熱赤外のチャンネル 3, 4, 5 を輝度温度値 ( $^{\circ}\text{C}$ ) に変換した。次に, テンプレートマッチングによる精密幾何補正を行い GCP との誤差が 1 画素以内に収まっている画像のみを選定し, 北緯 30 度から 46 度, 東経 128 度から 148 度の範囲を切り出した。切り出した後の解析対象地画像のサイズは地上解像度 1 km に相当する  $2400 \times 1920$  画素である。

### 2.5.2 クリアピクセルの抽出

Split-window アルゴリズムは雲部には適用できないため, 解析シーンから雲部を除去する必要がある。また, 走査角が大きいと空間分解能の劣化という問題が起こるため, 走査角が 30 度より大きい画素は解析に用いないこととする。そこで, 本研究では雲が無く走査角が 30 度以下の陸域の画素をクリアピクセルと定義し, 雲マスク, 走査角マスク及び陸海マスクを用いて, 前処理が済んだ AVHRR データからクリアピクセルの抽出を行った。

雲の検知に関しては多くの研究事例が存在するが, 本研究ではアジアの被雲率分布の解析を行った竹内 (2005) の研究を参考にして, チャンネル 1 の大気上端反射率が 12.0% 以上, チャンネル 2 が 17.0% 以上, チャンネル 4 の大気上端輝度温度  $0^{\circ}\text{C}$  以下であり, これらを全て満たす画素を雲画素として, 雲マスクを作成した。また, AVHRR データに付随する衛星天頂角情報から走査角を計算し, 走査角が 30 度以下の画素のみとなるような走査角マスクを作成した。前処理が済んだ AVHRR データに対して, 雲マスク, 走査角マスク, さらに米国国防地図製作局 (US Defense Mapping Agency) が作成した DCW (Digital Chart of the World) (Penn State Univ Libraries) の陸海マスクを用いて, クリアピクセルの抽出を行った。

### 2.5.3 空間的平均化処理の検討

GPS 電子基準点が位置する画素の輝度温度差と

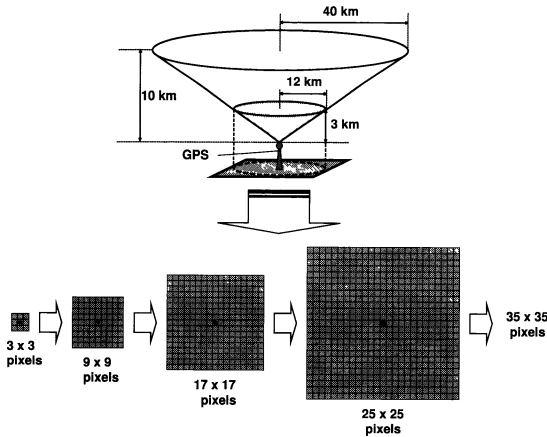


図2 GPS 可降水量の空間的な定義

GPS 可降水量とで回帰分析を行う場合、考慮しなければならない問題が2点挙げられる。1点は、AVHRRデータの幾何補正誤差である。この問題に対しては、GPS 電子基準点が存在する画素を中心とする数画素で平均した輝度温度差を用いることで対応した。もう1点は、あるGPS 電子基準点で測定されたGPS 可降水量の値が、GPS 電子基準点を頂点とする半径40km、高さ10kmの逆円錐内部から推定された可降水量であるため、GPS 可降水量はGPS 基準点が位置する画素よりも広いエリアの可降水量に相当する点である。したがって、GPS 可降水量はGPS 電子基準点を含むより広い範囲の輝度温度値の差の平均との相関の方が高くなると考えられる(図2)。

以上の2点を考慮し、輝度温度値の差の平均を求める画素数(ボックスサイズ)をGPS 電子基準点を中心とする3×3画素から35×35画素まで変化させ、それぞれの場合でGPS 可降水量との相関を調べ、輝度温度差と相関が最も高くなるボックスサイズの検討を行った。なお、この解析には九州地方(北緯30度から35度, 東経128度から132度)の雲がほとんど無い97シーンを用了。

## 2.6 GPS データの処理

GPS/MET JAPAN ホームページからダウンロードした月単位の3時間平均GPS 可降水量データファイルを年単位に結合し、年間GPS 可降水量データセットを作成した。ただし、1996年は3月から12月までの10ヶ月間のデータセットであり、2002年は1月と2月の2ヶ月間のデータセットである。

次に、解析に使用したAVHRR画像のデータ取得日・時刻情報から、取得時刻を含む3時間の平均GPS 可降水量データのみを抽出した。これらのデータは基本的には高気圧に覆われた晴天のエリアの可降水量であるため、日単位や月単位で見るとその値に大きな変動は無いと考えられる。そこで、AVHRR画像の雲除去処理の不備による影響を考慮して、日単位・月単位でそれぞれ平均値と標準偏差を計算し、「平均値±標準偏差の3倍」以内のデータのみ解析に用いた。

## 3. 解析結果

### 3.1 放射輝度シミュレーション

#### 3.1.1 センサ交代による影響の検討

GSSで、6つの大気モデルに対して地表面温度を0°Cから50°Cまで5°C刻みで設定し、NOAA7, 9, 11, 14号に搭載されたAVHRRの輝度温度値をそれぞれ計算した。その後、NOAA7, 9, 11の輝度温度のそれぞれをNOAA14の輝度温度と回帰することで相対的なセンサ交代補正式を作成した(図3)。以下に、解析によって得られたセンサ交代補正式を示す。 $T_{SC,4}$ ,  $T_{SC,5}$ はそれぞれチャンネル4とチャンネル5の補正

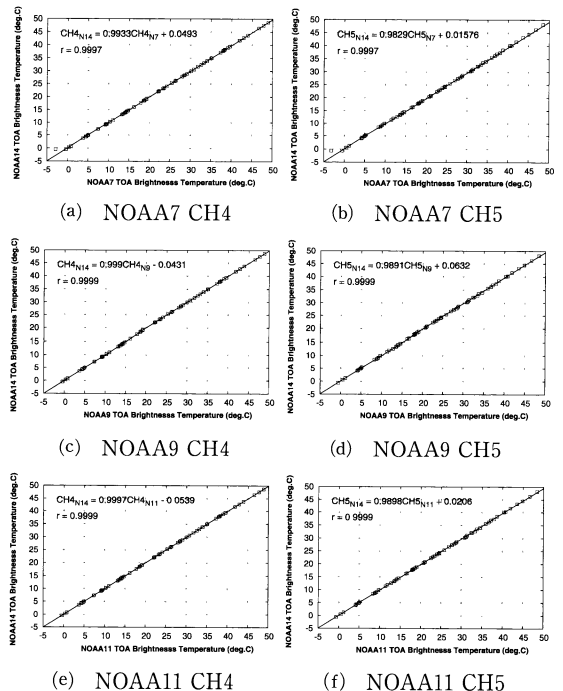


図3 NOAA7, 9, 11の大気上端輝度温度とNOAA14の大気上端輝度温度との関係

済輝度温度値であり、 $T_{4,NOAAX}$ 、 $T_{5,NOAAX}$ はそれぞれNOAAX ( $X=7, 9, 11$ )のチャンネル4とチャンネル5の観測輝度温度値である。

NOAA7の補正式

$$T_{SC,4} = 0.9933 T_{4,NOA7} + 0.0493 \quad (2)$$

$$T_{SC,5} = 0.9829 T_{5,NOA7} + 0.1576 \quad (3)$$

NOAA9の補正式

$$T_{SC,4} = 0.999 T_{4,NOA9} - 0.0431 \quad (4)$$

$$T_{SC,5} = 0.9891 T_{5,NOA9} + 0.0632 \quad (5)$$

NOAA11の補正式

$$T_{SC,4} = 0.9997 T_{4,NOA11} - 0.0539 \quad (6)$$

$$T_{SC,5} = 0.9898 T_{5,NOA11} + 0.0206 \quad (7)$$

### 3.1.2 走査角の影響の検討

図4に、可降水量がそれぞれ異なる各モデル大気において走査角別の輝度温度シミュレーションを行った結果を示す。走査角を0から50度までの10度刻み、地表面温度を0°Cから50°Cまで5°C刻みで設定し、それぞれの場合の大気上端輝度温度差を計算した。図4は、x軸を走査角 $\theta$ 、y軸を地表面温度LSTとし、輝度温度差( $T_4 - T_5$ )を色の濃淡で表現し、0.5°Cごとに等値線を描いたものである。この図から、輝度温度差( $T_4 - T_5$ )は地表面温度と走査角に依存することがわかる。本研究では、輝度温度差( $T_4 - T_5$ )を用いて大気中の水蒸気量を推定するため、式(8)のような補正を行って(Dalu, 1986)輝度温度差( $T_4 - T_5$ )に対する走査角の影響を除去した。式(8)において( $T_4 - T_5$ )<sub>SA</sub>は走査角補正後の輝度温度差である。図5に、走査角補正後の輝度温度差( $T_4 - T_5$ )<sub>SA</sub>と走査角 $\theta$ 、地表面温度LSTとの関係をGSSでシミュレーションした結果を示す。この図において、 $\theta=30$ まで等値線はx軸にほぼ平行になっているため、式(8)のような補正を行うことで走査角の影響を取り除くことが可能であることがわかる。また、 $\theta > 30$ では式(8)を用いて走査角の影響を取り除くことは不十分であり、さらに分解能の劣化の問題も起こるため走査角が30度より大きい画素は解析に用いないこととした。

$$(T_4 - T_5)_{SA} = (T_4 - T_5) \cos \theta \quad (8)$$

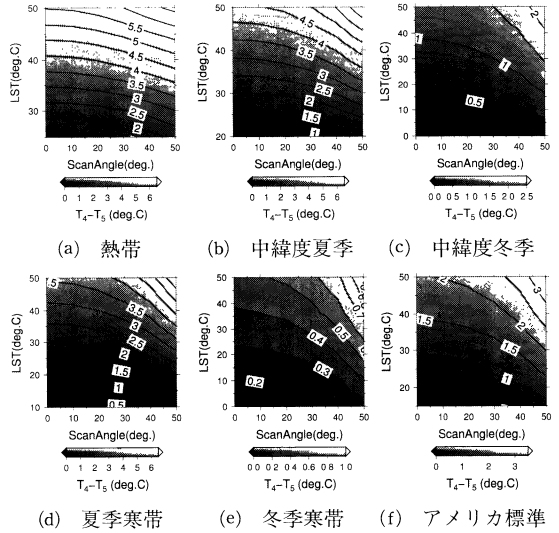


図4 各大気モデルにおける走査角、地表面温度、輝度温度差( $T_4 - T_5$ )の関係

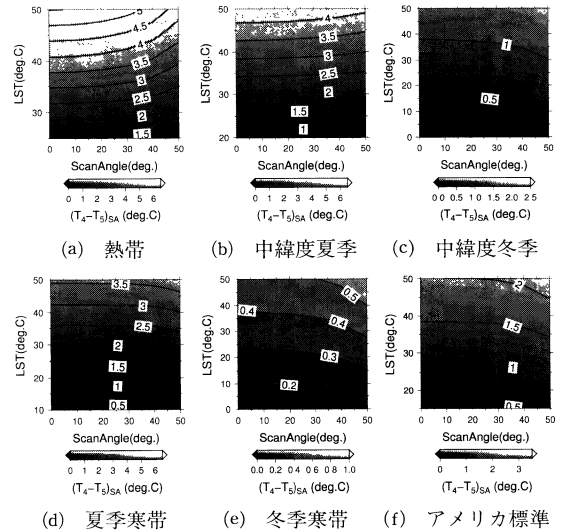


図5 各大気モデルにおける走査角、地表面温度、走査角補正済輝度温度差( $(T_4 - T_5)_{SA}$ )の関係

### 3.1.3 地表面温度の影響の検討

GSSを用いてチャンネル4と5の輝度温度差( $T_4 - T_5$ )に対する地表面温度の影響の検討を行った。各大気モデルに対して地表面温度を0°Cから50°Cまで5°Cずつ変化させそれに対応する観測輝度温度 $T_4$ 、 $T_5$ から、輝度温度差( $T_4 - T_5$ )を計算した結果を図6に示す。図6は、全ての大気モデルで、地表面温度が高くなるほど輝度温度差( $T_4 - T_5$ )も高くなり、大気中の水蒸気量及び大気温度が多いほど地表面温度の輝度温度

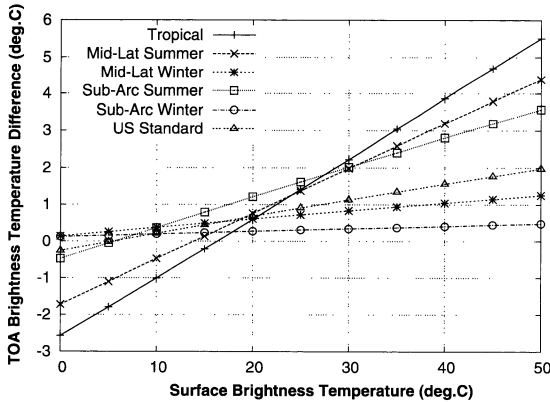


図6 各大気モデル水蒸気量に対する地表面温度と大気上端輝度温度差との関係

差  $(T_4 - T_5)$  への影響が大きいことを示している。したがって、輝度温度差  $(T_4 - T_5)$  は大気中の水蒸気量及び大気温度と地表面温度に依存していると言える。また、図6より地表面温度の設定値が低い中緯度冬季と冬季寒帯の大気モデルでは大気温度も低く含みうる水蒸気量も少ないため、地表面温度が大きく変動しても輝度温度差  $(T_4 - T_5)$  の変動は小さくなっている。したがって、地表面温度が低い場合は輝度温度差  $(T_4 - T_5)$  への影響を無視することができ、地表面温度の影響は夏季に顕著になると考えられる。そこで、地表面温度が25°C以下の場合には地表面温度の影響が無いと仮定し、この温度を基準にして地表面温度の補正を考える。

各大気モデルで地表面温度が25°Cより高いとき、可降水量と地表面温度が1°C増加する場合の輝度温度差  $(T_4 - T_5)$  の変化量  $\Delta(T_4 - T_5)$  をGSSを用いて計算した。この値と各大気モデルでの可降水量との関係をプロットし、直線回帰式を描いたものが図7である。このときの回帰式の決定係数は  $r^2=0.99$  であり、可降水量  $PW$  と  $\Delta(T_4 - T_5)$  との回帰式は式(9)のようになる。この式は可降水量の値が  $PW$  (mm) の時、地表面温度が25°Cから1°C変化する場合の地表面温度の影響による輝度温度差の変化量  $\Delta(T_4 - T_5)$  (°C) を意味している。したがって、地表面温度が  $LST$  (°C) (ただし、 $LST > 25^\circ\text{C}$ ) の場合の輝度温度差  $(T_4 - T_5)$  に対する地表面温度の影響  $E_{LST}$  は式(10)で示される。以上から、地表面温度補正式は輝度温度差  $(T_4 - T_5)$  から地表面温度の影響  $E_{LST}$  を除すればよく、式(11)のようになる。このとき、 $(T_4 - T_5)_{LST}$  は地表面温度補正を行った輝度温度差である。

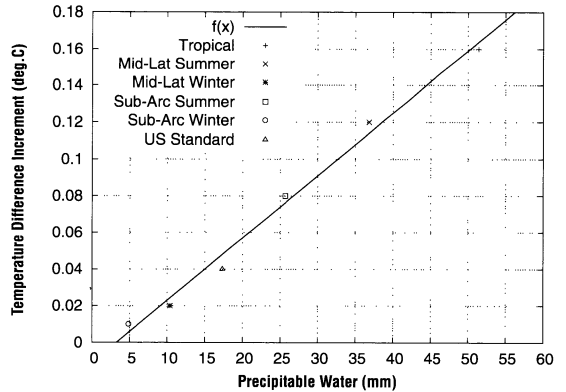


図7 可降水量と地表面温度が1°C増加する場合の輝度温度差の変化量  $\Delta(T_4 - T_5)$  との関係

$$\Delta(T_4 - T_5) = 0.0034PW - 0.011 \quad (9)$$

$$E_{LST} = (0.0034PW - 0.011)(LST - 25) \quad (10)$$

$$(T_4 - T_5)_{LST} = (T_4 - T_5) - (0.0034PW - 0.011)(LST - 25) \quad (11)$$

### 3.2 空間的平均化処理

雲がほとんど無い九州地方の97シーンをを用いて、輝度温度値の差の平均を求める画素数(ボックスサイズ)をGPS電子基準点を中心とする3×3画素から35×35画素まで変化させ、それぞれの場合で輝度温度差とGPS可降水量との相関を調べた(図8)。その結果、ボックスサイズが大きくなるほどGPS可降水量との相関は高くなるが、ボックスサイズが25×25画素より大きくなると相関係数がほぼ一定になることが明らかになった。さらに、大気中の水蒸気量の80%は地表面から約3kmの中に存在し、地表面から約3kmまでのGPS可降水量を定義する円錐半径は約12kmであることを考慮して、25×25画素における輝度温度値の差の平均とGPS可降水量との回帰分析から可降水量推定式を導出することが妥当であると判断した。

以上より、AVHRRクリアピクセルデータのチャンネル4、チャンネル5から  $(T_4 - T_5)$  を計算し、さらに25×25画素で平均化を行った。なお、25×25=625画素の60%以上が雲無し画素であることを条件とし、雲無し画素の割合が60%より少ない場合は、解析に用いないようにした。

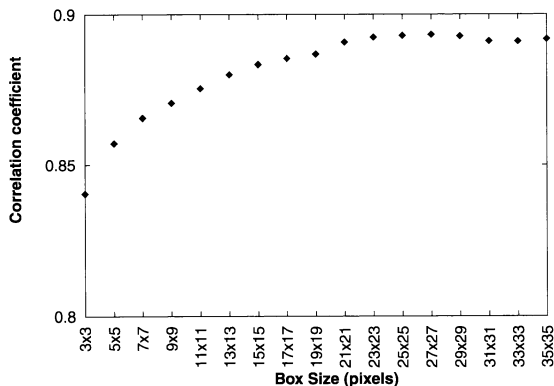


図8 平均化を行う画素数と、輝度温度差とGPS可降水量との相関係数の関係

### 3.3 可降水量推定式の導出

走査角及び地表面温度双方の補正を考慮した可降水量推定式は、式(12), (13), (14)のように推定された。 $(T_4 - T_5)_{SA, LST}^*$ は25×25画素での平均輝度温度差 $(T_4 - T_5)^*$ に走査角補正及び地表面温度補正を行った値を示し、地表面温度LSTとしてチャンネル4の25×25画素での平均輝度温度値 $T_4^*$ を用いた。

$$PW = a(T_4 - T_5)_{SA, LST}^* + b \quad (12)$$

ただし、

$$(T_4 - T_5)_{SA, LST}^* = (T_4 - T_5) \cos \theta \quad (T_4^* \leq 25) \quad (13)$$

$$(T_4 - T_5)_{SA, LST}^* = (T_4 - T_5) \cos \theta - (0.0034PW - 0.011) \quad (T_4^* > 25) \quad (14)$$

GPS可降水量と補正済輝度温度差 $(T_4 - T_5)_{SA, LST}^*$ との回帰分析には、データが公開されている1996年3月22日から2001年12月31日までのGPS可降水量と、この期間に取得されたNOAA AVHRRデータ1847シーンから求めた $(T_4 - T_5)_{SA, LST}^*$ を使用した。散布図を図9に示す。

回帰式は、

$$PW = 12.45(T_4 - T_5)_{SA, LST}^* + 1.36 \quad (15)$$

であるため、 $a=12.45$ ,  $b=1.36$ となる。したがって、陸域可降水量推定式は次式ようになった。

$$PW = 12.45(T_4 - T_5)^* \cos \theta + 1.36 \quad (T_4^* \leq 25) \quad (16)$$

$$PW = \frac{12.45\{(T_4 - T_5)^* \cos \theta + 0.011(T_4^* - 25)\} + 1.36}{1 + 0.0423(T_4^* - 25)} \quad (T_4^* > 25) \quad (17)$$

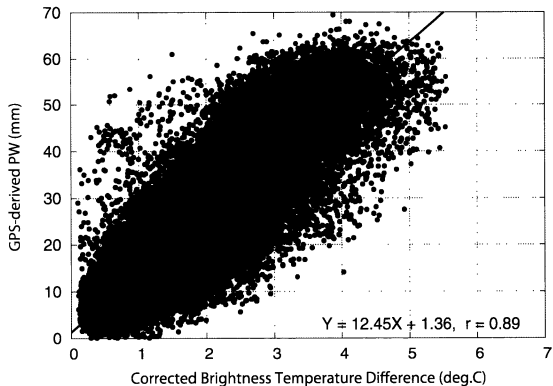


図9 GPS可降水量と走査角・地表面温度補正済輝度温度差との関係

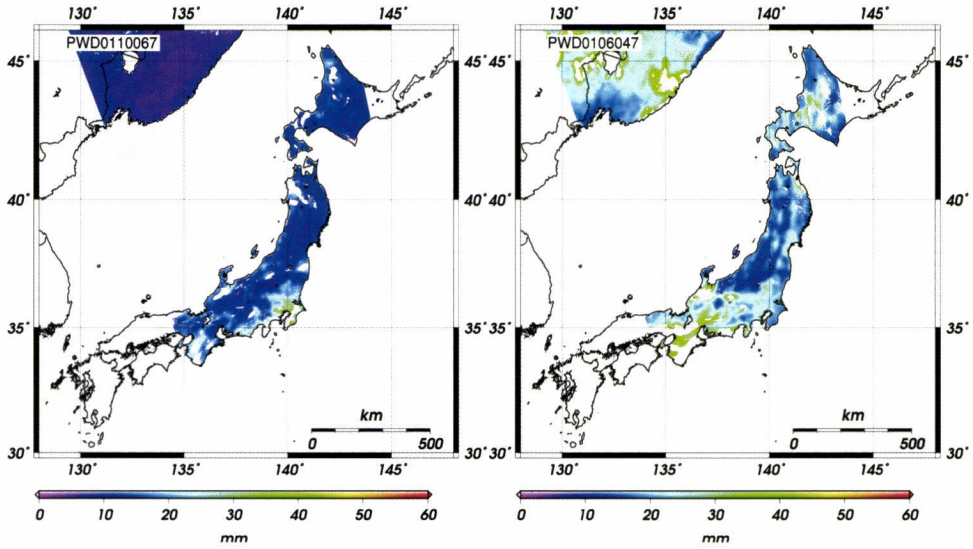
陸域可降水量推定式(16), (17)の二乗平均平方根誤差(RMSE)は約6mmであり、これは解析に用いた全GPS可降水量の平均値の約30%に相当した。Sobrinoら(Sobrino *et al.*, 1999)が1995年10月から1996年7月までの70シーンのAVHRRデータとラジオゾンデ可降水量を用いて、イベリア半島における可降水量を推定した結果、簡略化した放射伝達方程式に基づくSplit-windowアルゴリズムでは約10mm、輝度温度の空間変化と可降水量との間の関係を利用したアルゴリズムでは5mmの誤差であった。これらの誤差はそれぞれ使用したラジオゾンデ可降水量の平均値の約65%と約30%に相当した。推定期間や場所が異なるため単純な比較はできないが、本手法は単純なSplit-windowアルゴリズムよりも高精度に可降水量を推定でき、輝度温度の空間変化と可降水量との間の関係を利用した他の手法と同程度の精度で可降水量を推定できると考えられる。

本手法により求めた、2001年6月4日と2001年10月6日の陸域可降水量分布図を図10に示す。また、1984年から2001年の各月の平均可降水量分布図を図11に示す。図11から、12月、1月、2月、3月の冬期や6月、7月の梅雨期は積雪や雲の影響が強いため、本手法を用いて日本全域の可降水量を推定することは困難であるが、4月、9月、10月、11月には日本全域の可降水量が推定できることがわかる。

### 3.4 ラジオゾンデ可降水量との比較検討

1984年から2001年までの18年間の高層気象観測点におけるAVHRRから推定した可降水量(以降、AVHRR可降水量と呼ぶ)とラジオゾンデ可降水量の

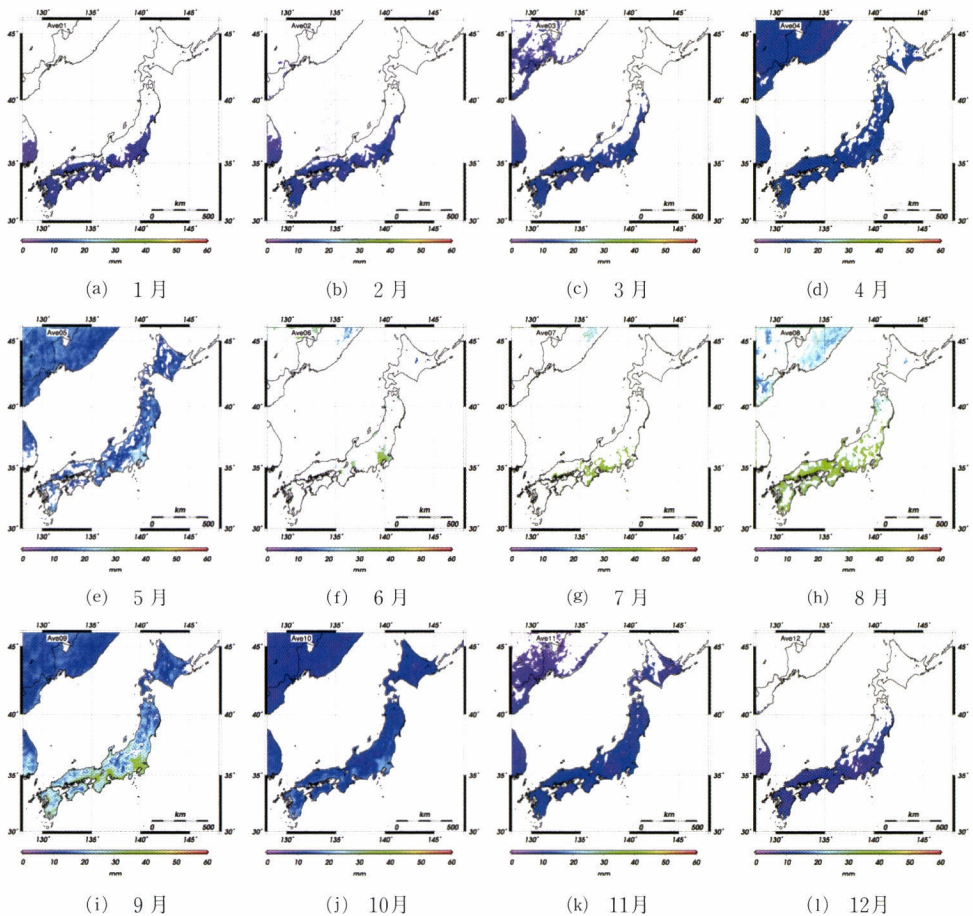




(a) 2001年6月4日の陸域可降水量分布図

(b) 2001年10月6日の陸域可降水量分布図

図10 本手法で求めた陸域可降水量分布図の例



(i) 9月

(j) 10月

(k) 11月

(l) 12月

図11 1984年から2001年までの月平均陸域可降水量分布図

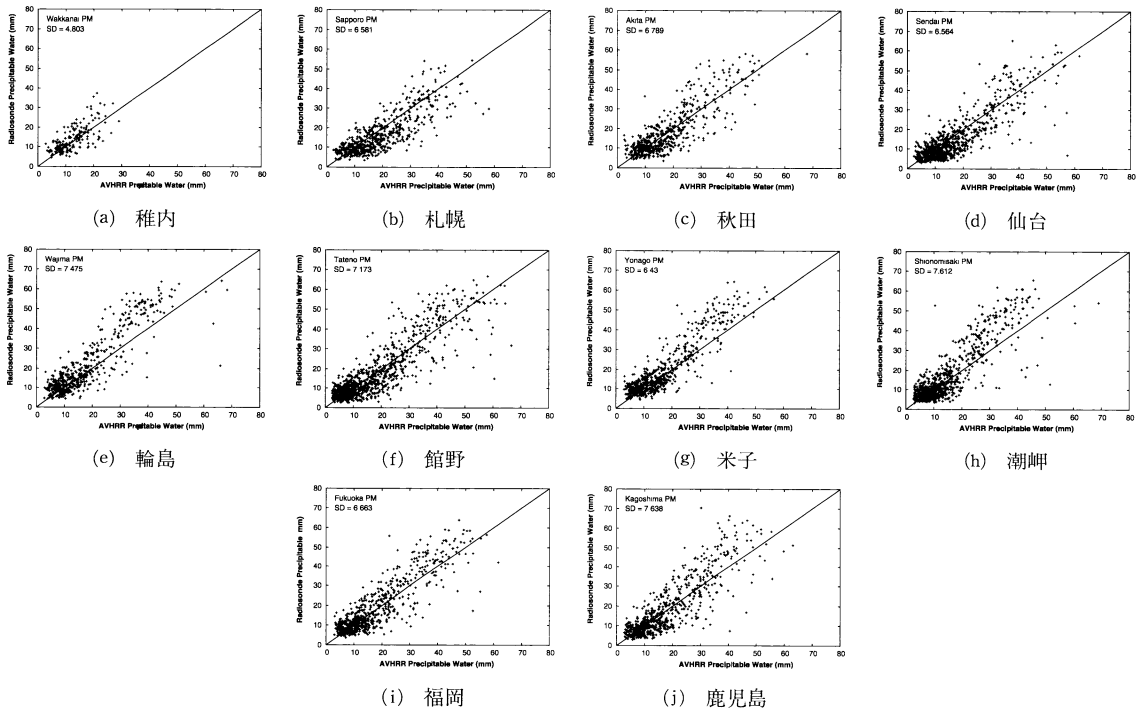


図12 AVHRR から推定した可降水量とラジオゾンデ可降水量との散布図 (21時 JST)

散布図を作成し、誤差の標準偏差を計算したものを図12に示す。このとき、ラジオゾンデ可降水量は米国ワイオミング大学工学部大気科学科の“Weather Web” (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>) からダウンロードしたものであり、日本におけるラジオゾンデ観測は測器や観測点の変更履歴が整備されているため、検証データとして使用可能であると判断した。全ての陸域可降水量分布図から高層気象観測点が生位置するピクセルを中心とする25×25画素の平均 AVHRR 可降水量の値を抽出し、陸域可降水量分布図と同日のラジオゾンデ可降水量とともに散布図を作成した。図12から AVHRR 可降水量とラジオゾンデ可降水量とは観測時刻が異なるため、誤差が大きい場合もあるが1対1のライン上に分布していることがわかる。

次に、1984年から2001年までの18年間の高層気象観測点における AVHRR 可降水量とラジオゾンデ可降水量の時間変動について比較検討を行った。まず、10月の陸域可降水量分布図から高層気象観測点が生位置するピクセルを中心とする25×25画素の平均 AVHRR 可降水量の値を抽出し、10月の平均値を各年で計算した。さらに、同日のラジオゾンデ可降水量から同様に各年の10月の平均値を計算し、この二つの可降水量を

グラフにしたものが図13である。図13において Radiosonde\_PW00, Radiosonde\_PW12はそれぞれ日本標準時午前9時と午後9時のラジオゾンデ可降水量である。この図から AVHRR 可降水量の時間変動とラジオゾンデ可降水量の時間変動は観測時刻が異なるため平均可降水量の絶対値には差が見られるが、時間変動のトレンドは非常によく似ていることがわかる。ラジオゾンデ可降水量が18年間で増加傾向にあるのに対し、AVHRR 可降水量も同様に増加傾向を示しており、特に1996年から2001年の鹿児島におけるラジオゾンデ可降水量の大きな変動を AVHRR による推定でも捕らえることができている。したがって、ラジオゾンデ可降水量と同様に、本手法を用いて AVHRR データから推定した可降水量を用いて日本における晴天時の大気中の水蒸気量の時間変動を把握することが可能であり、さらに面的な可降水量の時間変動も把握することができると考えられる。

#### 4. おわりに

衛星リモートセンシングの特徴である、広域性・周期性・均質性を活かし、次世代のセンサにも適用可能

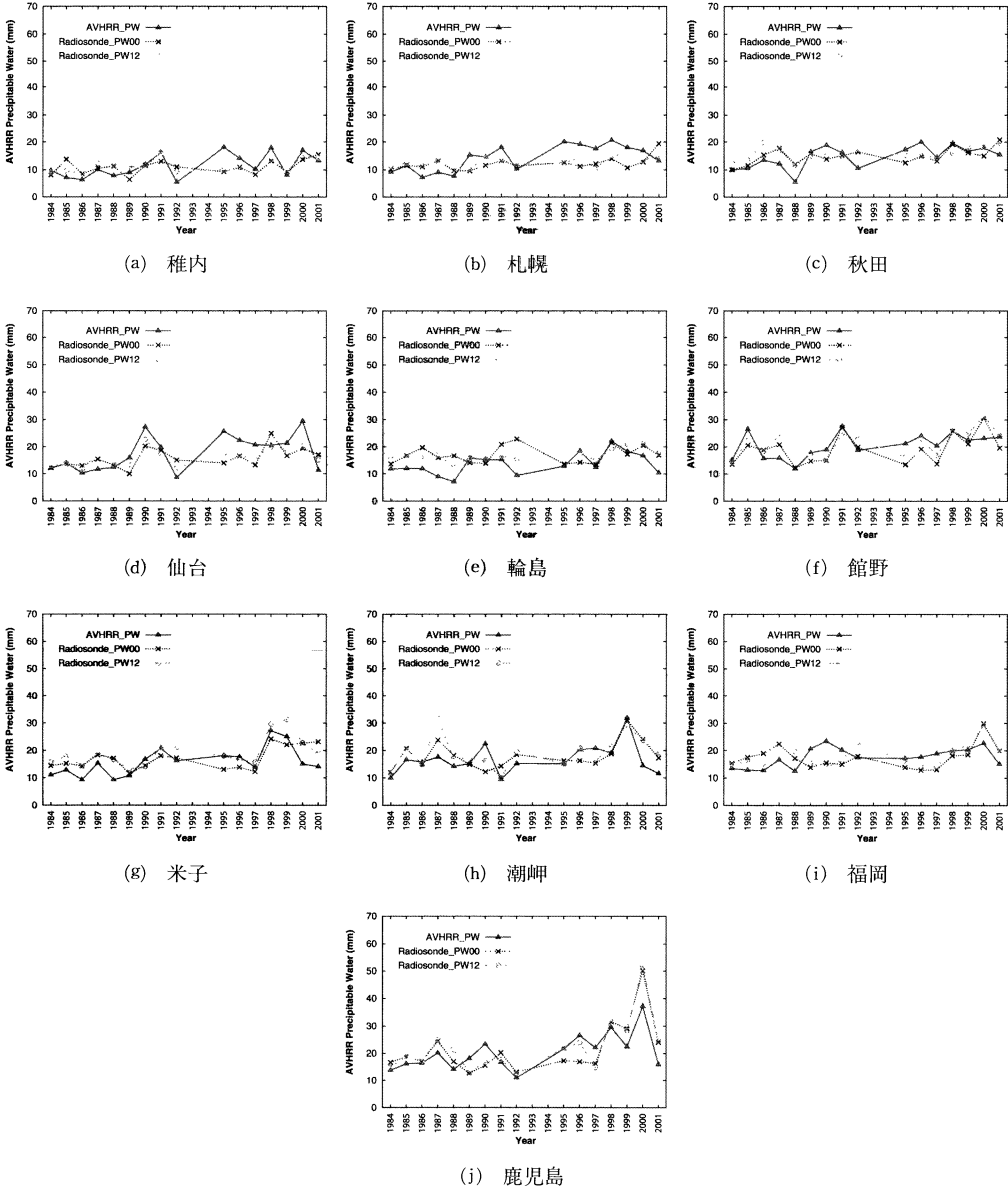


図13 AVHRR から推定した10月の平均可降水量とラジオゾンデ可降水量の時間変動

な、熱赤外の2バンドを利用した晴天時における陸域可降水量分布図作成手法の開発を行い、1984年から2001年までの日本の陸域可降水量分布図の作成を行った。NOAA AVHRRの2つの熱赤外バンドに対する大気中の水蒸気の影響の違い、つまりAVHRRのチャンネル4と5の輝度温度値の差が大気中の水蒸気量に比例するという関係を利用し、輝度温度値の差とGPSを用いて推定した可降水量との回帰分析により、可降水量分布推定式の導出を行った。このとき、輝度温度

値の差には水蒸気量、衛星の走査角、地表面温度が影響することを放射伝達モデルを用いて明らかに、これらの影響を補正した推定手法を開発した。この推定式のRMSEは約6mmであり、これは解析に用いた全GPS可降水量の平均値の約30%に相当した。

また、高層気象観測点において本手法で推定した可降水量とラジオゾンデ可降水量の時系列変化を比較したところ、本手法は日本における晴天時の陸域可降水量の時系列変化の把握に有効であることが示された。

本手法は AVHRR の熱赤外バンドと共通のバンドを持つ次世代センサにも適用できるため、継続性のある可降水量計測が期待でき、さらに、Terra・Aqua MODIS, MTSAT の熱赤外バンドデータに適用することで時間分解能を向上させることが可能になる。その結果、従来地点計測しか行われていなかった可降水量を高頻度で面的に計測することが可能になり、GPS 観測網の整備が十分ではない地域においても時空間分解能が比較的高く連続的な晴天時における可降水量分布の長期変動を把握することができると考えられる。

最後に、今後の課題として本推定手法の精度をより向上させるためには、雲除去処理の高精度化や、推定式に入力する地表面温度の高精度化が挙げられる。さらに、本手法は大気を一層の等温大気と仮定しその温度は未知としているため、大気温度や鉛直プロファイル考慮する必要がある。また、本研究の陸域可降水量推定式は、日本における GPS 可降水量と AVHRR の輝度温度差との関係から導出したものであるため、日本以外の地域に適用できない場合もあると考えられる。したがって、他地域の地上レベルで計測した可降水量と比較検証し、本推定式の適用範囲の検討を行うことも今後の課題である。

## 謝 辞

本研究で用いた GPS 可降水量データは、国土地理院の GEONET データを利用し、文部科学省振興調整費による特別研究「GPS 気象学」プロジェクトにおいて作成されたものである。また、弘前大学の丹波澄雄准教授には AVHRR データの処理に関して多大なご指導、ご協力を頂きました。ここに記して謝意を表します。

(受付日2008.5.7, 受理日2008.7.15)

## 参考文献

青木忠生, 1993. 気象学への手引き—リモートセンシング—III. 天気, 40(7), 51-56.  
猪飼純二, 山口 靖, 森山雅雄, 2000. NOAA-AVHRR Split-window Data と NCEP-GDAS Data の回帰による可降水量の見積もり. 日本リモートセンシング学会第28回学術講演会論文集, 239-240.  
岩淵哲也, 内藤勲夫, 萬納寺信崇, 木村富士男, 1998. 国土地理院 GPS/SINEX データから得られた日本

列島上空の可降水量の動態. 気象研究ノート, 192, 133-144.  
宇宙航空研究開発機構地球観測研究センター. “GLI Signal Simulator”, [http://bishamon.eorc.jaxa.jp/ENTGSS/index\\_J.html](http://bishamon.eorc.jaxa.jp/ENTGSS/index_J.html) (accessed 24 Apr. 2008)  
国土地理院 GEONET グループ, 2004. GPS 連続観測システム“GEONET”とその展望. 測地学会誌, 50(2), 53-65.  
竹内 渉, 安岡善文, 2004. MODIS データを用いた合成画像作成手法の開発. 写真測量とリモートセンシング, 43(5), 36-48.  
竹内 渉, 安岡善文, 2005. 衛星リモートセンシングを用いたアジアの被雲率分布特性の解析. 写真測量とリモートセンシング, 44(4), 16-26.  
竹見哲也, 柴山健一, 2004. 可降水量 (GMS-5 システムの更新—衛星プロダクトの作成). 海と空, 第2~3合併号, 77-83.  
Chesters, D.C., Uccellini, L.W., and Robinson, W.D., 1983. Optimized retrievals of precipitable water from VAS “Split Window”. *J. Climate Appl. Meteor.*, 22, 725-743.  
Czajkowski, K.P., Goward, S.N., Shirey, D., and Walz, A., 2002. Thermal remote sensing of near-surface water vapor. *Remote Sensing of Environment*, 79, 253-265.  
Dalu, G., 1986. Satellite remote sensing of atmospheric water vapor. *Int. J. Remote Sensing*, 7(9), 1089-1097.  
Elliott, W.P., 1995. On Detecting Long-term Change in Atmospheric Moisture. *Climatic Change*, 31, 349-367.  
Gao, B.-C. and Kaufman, Y.J., 2003. Water vapor retrievals using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) near-infrared channels. *Journal of Geophysical Research*, 108(D13), 841-844.  
GPS/MET JAPAN プロジェクト. “GPS/MET JAPAN ホームページ”, [http://dbx.cr.chiba-u.jp/Gps\\_Met/GpsHome\\_j.html](http://dbx.cr.chiba-u.jp/Gps_Met/GpsHome_j.html) (accessed 24 Apr. 2008)  
Mcatee, B.K., Prata, A.J., and Lynch, M.J., 1995. The Angular Behavior of Emitted Thermal Infrared Radiation (8-12 $\mu$ m) at a Semiarid Site. *Jour-*

- nal of Applied Meteorology*, 42, 1060-1071.
- Nakajima, T., and Tanaka, M., 1986. Matrix formulations for the transfer of solar radiation in a plane-parallel scattering atmosphere. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 35, 13-21.
- Nakajima, T., and Tanaka, M., 1988. Algorithms for radiative intensity calculations in moderately thick atmospheres using a truncation approximation. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 40, 51-69.
- PaNDA 委員会編, 1998. PaNDA (Package for NOAA Data Analysis) マニュアル, PaNDA 委員会.
- Stamnes, K., Tsay, S.-C., Wiscombe, W., and Jayaweera, K., 1988. Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media. *Appl. Opt.*, 27, 2502-2509.
- The Pennsylvania State University Libraries. "Digital Chart of the World Data Server", <http://www.maproom.psu.edu/dcw/> (accessed 24 Apr. 2008)
- Sobrino, J.A., Raissouni, N., Simarro, J., Nerry, F., and Petitcolin, F., 1999. Atmospheric water vapor content over land surfaces derived from the AVHRR data: Application to the Iberian Peninsula. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote sensing*, 37(3), 1425-1434.
- Thomas, R.K., Vernon, E.D., David, R.E., Chris, K. F., David, J.H., Sydney, L., Neville, N., David, E. P., and Gregory, W.W., 1995. Critical Issues for Long-term Climate Monitoring. *Climatic Change*, 31, 185-221.
- Trenberth, K.E., P.D. Jones, P. Ambenje, R. Bojariu, D. Easterling, A. Klein Tank, D. Parker, F. Rahimzadeh, J.A. Renwick, M. Rusticucci, B. Soden and P. Zhai, 2007: Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Trishchenko, A.P., Fedosejevs, G., Li, Z., and Cihlar, J., 2002. Trends and uncertainties in thermal calibration of AVHRR radiometers onboard NOAA-9 to NOAA-16. *Journal of Geophysical Research*, 107, doi:10.1029/2002JD002353.
- University of Wyoming, College of Engineering, Department of Atmospheric Science. "Weather Web/Upper Air Observations", <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html> (accessed 24 Apr. 2008)
- Wentz, F.J., 1997. A well-calibrated ocean algorithm for special sensor microwave/imager. *Journal of Geophysical Research*, 102(C4), 8703-8718.