

## GMS-5の観測輝度温度と高速放射計算モデルRTTOVによる計算輝度温度の比較

上清 直隆\*

### A Comparison of GMS-5 TBB field and simulated TBB field using a fast radiative transfer model, RTTOV

N. Uekiyo\*

#### Abstract

Radiance temperature (TBB) fields simulated by fast radiative transfer model (RTTOV6) are compared with those observed by GMS-5 to make a preliminary research of the accuracy of RTTOV6. The comparison is performed using clear region data in two infrared channels(11.5  $\mu$  m, 12.5  $\mu$  m. CH1, CH2) and water vapour channel (6.7  $\mu$  m WV). Because the coefficients file which reflects the response functions of GMS-5 has not been implemented in RTTOV6, coefficients file for GOES-10, which has similar wavelength channels as GMS-5, is used alternatively in this research.

For CH1 and CH2, simulated TBB is larger than observed TBB on the whole. The distribution of observed TBB is wider than simulated TBB and that tendency is more noticeable in mid-latitudes than in low-latitudes. For WV channel, on the contrary, observed TBB in low-latitudes tends to be larger than simulated TBB. The regions where the difference between simulated TBB and observed TBB is large for WV channel are investigated in detail. Both TBBs agree qualitatively, but there are some regions where the difference exceeds 10K and the cause cannot be specified. In order to utilize RTTOV6 in the monitoring system for the verification of the performance of the numerical prediction model and to assimilate TBB data into the numerical prediction model, further investigating is necessary using the coefficients file for response function of GMS-5.

#### 要 旨

高速放射計算モデルRTTOV<sup>1</sup>(第6版 以下RTTOV6)の計算精度の予備的な調査を目的として、このモデルを使って計算した放射輝度温度(以下TBB)とGMS-5の観測TBBを比較した。GMS-5に対応するパラメータがRTTOV6に用意されていないため、同じ波長帯のGOES-10のものを使用した。比較に使ったチャンネルは、赤外の2つのチャンネルと水蒸気チャンネルで、晴天域のデータを比較した。赤外の2つのチャンネルでは、計算TBBの方が大きく、観測TBBの方が分布の広がりが大きくなる傾向が見られ、赤道帯よりも中緯度帯で顕著だった。水蒸気チャンネルでは、逆に赤道帯で観測TBBの方が大きくなる傾向があった。水蒸気チャンネルについては、計算TBBと観測TBBの差が大きな領域についてさらに詳しく調べた。両者の定性的な傾向は似ているが、一部10Kを超えるような大きな不一致も見られ、その原因を特定できないものがあった。RTTOV6を、数値予報モデルの精度検証のための監視システムとして利用したり、輝度温度データの数値予報モデルへのデータ同化のためには本格的な調査が不可欠で、今後GMS-5の応答関数を反映した係数テーブルを用いた調査を行なう必要がある。

\* 気象衛星センター システム管理課

Meteorological Satellite Center, System Engineering Division  
2001年7月4日受領、2002年1月28日受理

<sup>1</sup> TOVSデータの同化を目的に開発された放射計算モデル。Radiative Transfer model for TOVSの略。

## 1. はじめに

「ひまわり」の愛称で知られているGMSはシリーズも5号機を数え、1号機の運用開始から20年以上を経ている。これまでの衛星データは、衛星画像の解析といった視覚的な利用か、変換して別の物理量（雲量、雲頂高度、海面水温等）としての利用が中心であった。一方で、近年、数値予報モデルへの衛星データ同化が、世界的にも広く行われている。現在、データ同化は変分法に基づいた手法が中心で、他国の予報センターでは予報精度の向上に大きく貢献している。わが国でも衛星データの数値予報への利用の必要性についての認識はありながら、雲移動ベクトルやTOVSデータなどから得られた仮温度データなどを数値モデルの入力データとするといったような間接的な利用に限られていて、衛星データ同化への本格的な取り組みは始まったばかりである。現在もGMSのデータは多方面で有効に活用されているが、数値予報への輝度温度データの直接同化という利用は、これまでとは違った新しい利用形態である。また、GMSは気象庁が自ら運用しデータを取得する衛星であり、品質管理の観点からも好ましい。

衛星センターでは2000年度から数値予報課と共同で衛星データ同化プロジェクトに取り組んでおり、静止気象衛星のデータの同化も課題のひとつになっている。変分法を使って衛星データを数値予報モデルに同化するためには、高速で動作し高い精度で大気のプロファイルから衛星観測TBBを計算する放射モデルが必要である。RTTOVは世界的にも、同化システムに組み込まれている放射モデルとしては代表的な放射計算モデルで、気象庁でもこれを使ってGMSのデータを数値予報に同化することを目指している。本稿では、その第一ステップとして、RTTOVが果たしてどの程度GMSの観測TBBをシミュレートできるのかを確認するため

に、幾つかの事例について計算TBBと観測TBBを比較した。

数値予報モデルの分解能の向上にともないメソ擾乱までが数値予報の対象になってくると、ゾンデデータ以外には日本付近にはこれといった信頼性の高いデータが他にない水蒸気の3次元的な情報に関しては、量的にも細かさの点でもデータが不足しており、海域に関してはほとんどない状況にある。GMSの観測輝度温度データは、こういった領域も含めて、広域かつ一様にデータが取得でき、特に水蒸気チャンネルに関して、データ同化による数値予報の精度向上への貢献が期待できる。

本稿ではまず、高速放射計算モデルRTTOVについて、その動作原理等について簡単に紹介する（第2節）。比較に使ったデータについて概要を述べたあと（第3節）、赤外1、2、の2つのチャンネルについて計算TBBと観測TBBを画像、空間的な分布や統計的な分布を比較する（第4節）。続いて水蒸気チャンネルについて計算TBBと観測TBBを比較する（第5節）。第6節では、それぞれのチャンネルでの計算TBBと観測TBBの違いについて、その原因や品質管理といった観点から記述する。最後にまとめとして今回の調査を踏まえて今後の取り組みについて記述する（第7節）。

また、APPENDIXとして、「A. 変分法と衛星データ、放射モデルの関係」、及び、放射モデルのRTTOVの紹介を兼ねて「B. RTTOV6による放射計算について」を付記した。

## 2. 高速放射計算モデルRTTOVについて

### 2.1 概要

衛星で観測するTBBデータを数値モデルに同化<sup>2</sup>するためには、数値予報モデルの出力としての物理量としてTBBが提供されなければならない。そのためには、予報モデルの予報変数（気温の鉛直分布、湿度の鉛直分布、気圧の鉛直分布）からTBBを算出する放射計算モデルが必要である。データ同化システムに組み込まれる放射モデルは、高い精度が要求されることはも

<sup>2</sup>「データ同化」は以前は「客観解析」と呼ばれていた。これまでの最適内挿法という解析手法では、予報モデルの出力物理量でなければ利用できなかったが、変分法では解析要素と線形関係のない物理量も利用でき、衛星の輝度温度も解析システムに組み込むことができる。データ同化システムについての詳細は、萬納寺(1994)、多田(1997)などを参照のこと。

ちろんであるが、高速で動作することが必要である。RITOVは、観測TBBの直接同化を早くから実用化し大きな実績をあげているECMWF<sup>3</sup>やUKMO<sup>4</sup>の同化システムや、気象庁でも2000年3月にルーチン業務に導入されたTOVS<sup>5</sup>1DVAR<sup>6</sup>に組み込まれている、代表的な放射計算モデルである。今回の比較では、その第6版<sup>7</sup>(RITOV6 上述)を使用してTBBを計算した。大気のプロファイル(気温、湿度、各種吸収物質の分布等)からTBB(放射輝度温度)を計算する原理そのものは既知であり、おおよそ計算手法としても確立されており、LBL法<sup>8</sup>に従って各種吸収物質による吸収線1本1本の形状を十分表現できるような細かい波数分解能で計算すれば、相当な精度で放射を計算することは可能である。しかし、現業のシステムに組み込むためにはこのような手法はあまりに多くの計算時間を要し、現実問題として不可能である。そこで、高い精度は維持しながら大幅に計算時間を短縮する、高速放射計算モデルが必要になる。

## 2.2 入力変数

RITOV6の入力変数は、1000~0.1[hPa]の指定面43層<sup>9</sup>の気温・比湿、オゾン、雲水量、地表面大気温度、地表面大気比湿、地表面気圧、そして地表面温度である。

<sup>3</sup> ECMWF (European Center for Medium-range Weather Forecast) : 欧州中期予報センター

<sup>4</sup> UKMO (United Kingdom Meteorological Office) : 英国気象局

<sup>5</sup> TOVS (Tiros Operational Vertical Sounder) : 米国海洋大気庁NOAAによって運用されているNOAA衛星に搭載されたサウンダであり、HIRS/2 (High resolution Infrared Radiation Sounder)、MSU (Microwave Sounding Unit)、SSU (Stratospheric Sounding Unit) という3種類の測器から構成される。

<sup>6</sup> TOVS1DVAR : TOVS1次元変分法。TOVS観測輝度温度データを処理して気温や水蒸気の鉛直分布を算出(リトリブ)する手法。解析する対象が鉛直方向のみなので'1次元'。

<sup>7</sup> 第6版では新たに赤外波長域の射出率に関して、地表面の状態や種類に応じて設定できるように改良された。3.2の脚注14参照。

<sup>8</sup> LBL法 (Line-by-Line) : この方法は放射伝達方程式をそのまま評価しているので非常に正確な計算結果を出すことができるが、一般的な近似解法に比べると必要な計算資源が数桁大きい

<sup>9</sup> 43層の気圧面の内訳はAPPENDIX B参照

<sup>10</sup> CFC (chloro-fluoro-carbon) : フロン (fluoro-carbon フロンは日本独特の通称)のうち塩素を含むものがCFC。化学式で示すと、CFC-11が $\text{CCl}_3\text{F}$ 、CFC-12が $\text{CCl}_2\text{F}_2$

RITOV6では吸収物質として水蒸気、オゾン、一様混合気体の3種類が設定されている。一様混合気体の成分は、二酸化炭素、酸素、一酸化炭素、窒素、メタン、一酸化二窒素、CFC-11、CFC-12<sup>10</sup>である。一様混合気体は、時間・空間的な分布に関して一定値である。オゾンと水蒸気の密度は、それぞれ3.2に述べるような方法で、時間的、空間的に分布が変化している。

## 2.3 放射輝度温度の計算

LBLモデルでは、吸収物質による吸収線の1本1本を再現できるほどに細かく波数を分割して放射伝達方程式を解くので、放射輝度を正確に求めることができる。ただし、そのためには膨大な数にのぼる吸収線1本1本についてそれらが互いにどの程度離れた波数にまで影響するのかを気温や気圧に応じて一々考慮しなければならず、さらに吸収物質の種類、鉛直層のとり方、波数の範囲、波数を分解することによる影響も含めて計算しなければならないので、そのための計算量は膨大である。これに対し、高速放射計算モデルは、吸収線1本1本を独立に扱って放射伝達方程式を解くことはせずに、何らかの近似式を用いて放射輝度を計算する。RITOV6は、各層の透過率を、(気圧因子)、(密度因子)、(温度因子)、(天底角因子)の積からなる多項式で近似している(密度因子についてはオゾンと水蒸気のみ)。それぞれの項の係数は、各チャンネルの波長ごとに高精度放射計算モデルを使って最小二乗法に基づいてあらかじめ設定してあり、放射計算の過程では固定値である。

## 2.4 応答関数

### 一センサの特性のパラメタとしての反映一

センサの応答関数は、ある波長の放射に対してセンサがどの程度の感度であるかを示すものである。応答特性が最大になる波長の感度で規格化し0~1の値でその他の波長での感度を示すのが応答関数である(図1-1 GMS-5、図1-2 GOES-10の応答関数 参照)。予報変数から放射モデルによって計算されるのは放射輝度であり、放射輝度と応答関数からセンサの観測輝

$$\text{観測輝度} = \frac{\int (\text{放射輝度}) \cdot (\text{応答関数}) \cdot d\lambda}{\int (\text{応答関数}) \cdot d\lambda}$$

ただし、 $\lambda$ は波長

度温度が次の式で計算される<sup>11)</sup>。

この式によりセンサで観測される放射輝度が求まり、これをプランクの関係を適用すれば観測TBBが求まる。ある波長帯のセンサといっても、仕様で規定されている範囲のすべての波長に関して同じ応答特性をもつわけではなく、波長による応答特性の強弱はセンサによって異なる。したがって、センサの波長帯が異なれば応答関数が違ってくるのはもちろんであるが、同じ波長帯のセンサでも応答関数が異なるので、それぞれのセンサの、それぞれのチャンネルの応答関数を反映したパラメータを用意しなければならない。例えばGMS-5、GOES-10はいずれも波長帯が6.5～7.0  $\mu\text{m}$ の水蒸気チャンネルを持っているが、その応答関数は同じではない(図1-1、1-2参照)。RTTOV6では、黒体温度の補正係数として2つのパラメータを応答関数から決定している。

## 2.5 雲のあつかい

RTTOV6では、大気の上層での上向き放射を、雲域と晴天域でそれぞれ別々に計算し、それらの占有率で重み付けをしたものの和として放射輝度を計算している。雲やエアロゾルによる散乱の効果は考慮してい

ない。具体的な算出アルゴリズムについてはAPPENDIX Bに記述している。

## 3. 計算に使ったデータや設定、観測データについて

2001年7月4日00Z、8日00Z・12Z・18Z、9日00Zのデータを使用した。比較に使った領域は、北緯50度～南緯50度、東経90度～西経170度である。

### 3.1 GMS-5のデータについて

衛星で観測するTBBデータは、GMS-5の赤外1、赤外2、水蒸気の3つのチャンネルのデータを使用した。それぞれのチャンネルの特性は表1、応答関数は図1-1のとおりである。GMS-5のTBBデータのオリジナル分解能は衛星直下点で5 kmである。計算TBBとの比較にあたっては、観測TBBデータを衛星座標系から緯度経度座標系に変換した。また、この変換の際には、5 km格子(衛星座標系)を1度格子(緯度経度座標系)に変換しており、1度格子に含まれる5 km格子の観測TBBデータを平均した<sup>12)</sup>。

### 3.2 RTTOV6によるTBBの計算について

#### a. 入力変数について

- データの分解能は1度×1度
- 放射計算の入力データとして、それぞれの日時をvalid timeとする全球モデルの6時間予報値を使用。
- 指定面43層の気温・比湿は、T213モデルの予報値をlog(p)で線形内挿<sup>13)</sup>
- 地表面大気温度・地表面大気比湿は、T213モデルの地表面気温・地表面log比湿の解析値を使用
- 地表面気圧は、T213モデルの予報値から求まる海面気圧を使用
- 地表面温度は、海面水温解析から導出された値を使用。前日の1800zのもの。
- オゾン鉛直分布量は、Wang et al(1995)を鉛直方向はlog(p)の線形内挿、水平方向は線形内挿(つまり固定値)
- 赤外域の地表面射出率は、海/陸/雪/海水の地表面の種類に応じて設定<sup>14)</sup>

<sup>11)</sup> 放射輝度と輝度温度はプランクの関係によって1対1の関係にある。しかし、センサで観測される放射輝度はセンサという“フィルタ”を通るので厳密なプランクの関係が観測TBBと観測対象の放射輝度の間には成り立たない。このずれを補正するのが応答関数であるといえる。

<sup>12)</sup> より正確を期するには放射輝度を平均したものをTBBに変換すべきであるが、値の範囲が狭ければ輝度温度と放射輝度は線形関係にあるとみなせるので本稿ではこのような方法をとった。ただし、いずれの場合も雲域と晴天域が混在するような、差の大きな格子が含まれる場合については考慮が必要である。

<sup>13)</sup> 第一推定値の作成に使った予報モデルはT213L40(切断波数が213、鉛直層が40)。したがって予報値は0.4hPaまでしか定義されていないので、それより上については前日の上部成層圏解析の値を水平・鉛直内挿している。0.2、0.1hPaについてはその値もないので、上部成層圏解析の1hPaと0.4hPaの値から気温減率一定として線形外挿して作成している。

<sup>14)</sup> 赤外波長域の地表面射出率に関して、第6版では新たにISEM6 (Infrared Surface Emissivity Model) が導入され、海/陸/雪/海水の地表面の種類に応じて設定することができるようになった。第5版までは赤外波長域の射出率は一律に1に設定されていた。このモデルの導入により、海に関しては、風速・天頂角の関数として射出率が計算され、陸/雪/海水についてはそれぞれ0.98/0.99/0.99に設定されるようになった。

b. 各センサに対応したパラメータについて

RTTOVでは、センサごとにその応答関数を反映したパラメータが係数ファイルとして用意されている。本来ならGMS-5の応答関数を反映した各種パラメータを使用しなければならないが、RTTOV6にはGMS-5用の係数ファイルが用意されていない<sup>15</sup>。これらのパラメータを作成するには高精度放射計算モデルによる計算を実行する必要がある、かなりの手間と時間がかかるので、便宜的に波長帯に近いGOES-10の3つのチャンネルの（応答関数を反映した）パラメータを使用した。GMS-5の赤外1、2、水蒸気のチャンネルに対応するGOES-10の3つのチャンネルの波長帯と応答関数は表1、図1-2に示したとおりである。GOES-10の応答関数から決定されたパラメータは、RTTOV6に係数ファイルとしてあらかじめ用意されている。

c. 地表面の設定

今回の計算は陸域に関しては行っていない。海域に関してのみ放射輝度、TBBの計算を行った。海面は静穏な状態を仮定し、したがって射出率は1に設定している。

d. 雲域について

RTTOV6は雲水量の鉛直プロファイルを設定する

ことで雲の影響を考慮することができ、さらに格子ごとに雲量を設定することで雲を含む格子の放射輝度を評価することもできる。計算に使用したGMS-5の3つのチャンネルはいずれも雲によって強い吸収を受ける。特に赤外1、2の窓領域のチャンネルは大気中の吸収物質による減衰がほとんどなく、地表面と地表面付近の大気を観測するので雲の影響が大きい。放射計算にあたって雲の分布は重要であるが、RTTOV6の放射計算精度を評価するにあたっては、不確定な要素をできるだけ排除するために、まず晴天域のデータに関して比較するのが妥当と考えられ、雲に関するパラメータは考慮しなかった。

4. 赤外1、2チャンネルに関する比較

4.1 画像の比較

図2-1、2-2は2001年7月4日00ZのGMS-5の観測データ（観測TBB）を使って作成した画像と同じ時刻をvalid timeとする予報値を使ってRTTOV6で計算したデータ（計算TBB）を使って作成した画像で、それぞれ赤外1、赤外2のものである。上がGMS-5、中がRTTOV6、下が両者の差（GMS-5-RTTOV6）である。また雲域の目安のために同時刻のGMS-5の可視画像を図2-3に示した。図2-1（上・中）を見ると、ま

衛星名称\項目	チャンネル数、波長帯	空間分解能	備考
GOES-10	可視 0.55-0.75 μm	1.0km	霧・薄い雲 水蒸気チャンネル 窓領域 窓領域
	赤外 3.8-4.0 μm	4.0km	
	6.5-7.0 μm	8.0km	
	10.2-11.2 μm	4.0km	
	11.5-12.5 μm	4.0km	
GMS-5	可視 0.5-0.9 μm	1.25km	水蒸気チャンネル 窓領域 窓領域
	赤外 6.5-7.0 μm	5.0km	
	10.5-11.5 μm	5.0km	
	11.5-12.5 μm	5.0km	

表1 TOVSデータの同化を目的に開発された放射計算モデル。Radiative Transfer model for TOVSの略。

<sup>15</sup> RTTOV6が対応している衛星は、NOAA10~16（TOVS、AVHRR）、GOES-7~10、METEOSAT。第7版（RTTOV7）ではGMSにも対応する予定。

## 応答関数

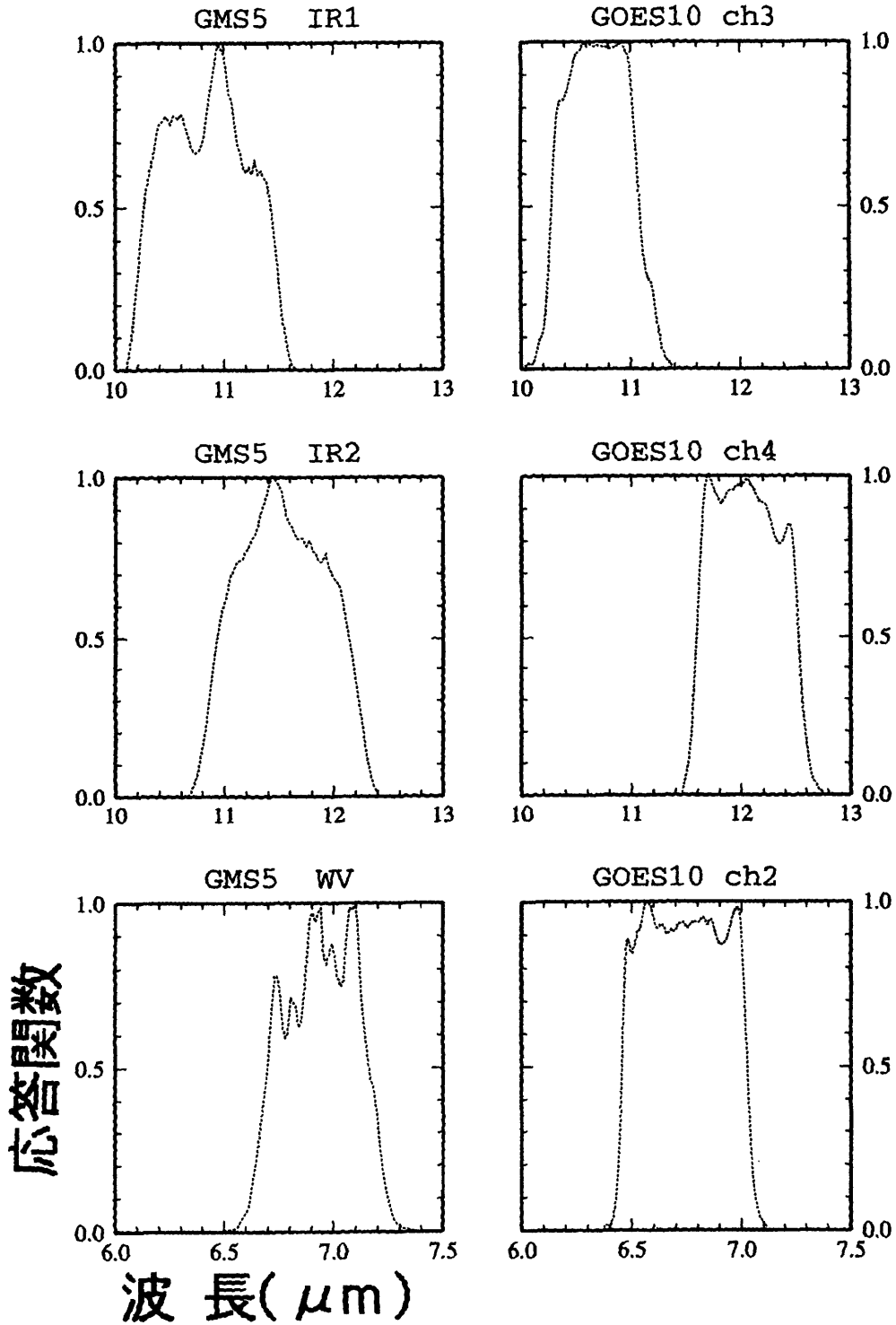


図1-1 GMS-5の応答関数。上から順に、赤外1 (10.5 ~ 11.5 μm IR1)、赤外2 (11.5 ~ 12.5 μm IR2)、水蒸気 (6.5 ~ 7.0 μm WV) のもの。

図1-2 GOES-10の応答関数。上から順に、CH3 (10.2 ~ 11.2 μm)、CH4 (11.5 ~ 12.5 μm)、CH2 (6.5 ~ 7.0 μm) のもの。図1-1のGMSの波長帯に該当するものを同じ位置にならべている。

ずA、B、C、D、E、Fといった観測TBBの方がはるかに低い(240K以下)領域が目につく。これは両者の差の図(図2-1下)でも-10K以下の、温度差の大きな部分とほぼ一致している。可視画像(図2-3)からこれらは雲域に対応していると考えられる。図2-1下図を見ると計算TBBが観測TBBよりも総じて大きくなっている。観測TBBの方が大きくなっている領域もあるが(図2-1下図、領域G、H)、せいぜい5K程度である。赤外2チャンネルでも同様のことがいえる。赤外1、2ともに窓領域と呼ばれる波長帯のチャンネルなので大気中の吸収物質による吸収をあまり受けることなく放射を観測でき、地表面や地表面に近い大気を観測することができる。それでもわずかに大気中の水蒸気などの吸収を受けその影響は波長の長い方が大きいので、赤外1の観測TBBの方が赤外2の観測TBBよりも全体的に大きくなる。図2-1、2-2の中の図(計算TBB)を見るとそれが反映された結果になっている。例えば、赤外1の計算TBBの方が赤道から北半球の中緯度帯にかけて295K以上の領域の広がりが赤外2に比べて大きい。そのほか、観測TBBと計算TBBの差(下図)を比べると赤外2の方が、観測TBBが計算TBBよりも大きくなっている領域が広い。赤外1、2の観測TBBと計算TBBの差の図(下図)を見ると、北半球よりも南半球で差が大きくなっている。雲域と思われる領域は除いて考えるとして、北半球では-2K程度の領域が中心であるのに対して南半球では-5K、さらには-10K程度の領域もかなり見られる。以上のようなことは他の事例(7月8日00Z、12Z、18Z、9日00Z)でも見られた(画像省略)。

比較のために、衛星センターでGMS-5のデータから晴天判別アルゴリズムにより作成している雲量情報<sup>16</sup>を利用してフィルタリングを施したものが図2-4(赤外1)、2-5(赤外2)である。1度×1度格子内の雲量が0の場合に限って晴天域として扱った。図2-4、2-5

のいずれも上図と中図を見ると計算TBBと観測TBBはよく対応している。しかし、下図の計算TBB、観測TBBの差を見ると、全体的にやはり計算TBBの方が大きくなっており、-5Kを超えている領域がある。逆に観測TBBの方が大きな領域もある。赤外1では5K以下であるが、赤外2では5K以上の領域もあり、また観測TBB>計算TBBである領域が赤外1に比較して大きい。

#### 4.2 統計的なデータでの比較 一散布図一

計算TBBと観測TBBの対応関係を見るために計算TBBを縦軸、観測TBBを横軸にとって散布図を作成した。雲域のデータも含めて海域のデータをすべて使用したものが図4-1(左と中。右は水蒸気チャンネルのもの)、上述と同様の方法で抽出した晴天格子のデータのみを使用したのが図4-2である。4.1節で使用したデータと同じ、2001年7月4日00Z、海域のものである。領域の違いによる特徴をみるために上から2番目の段に北半球(50~20N)、3番目に赤道域(20N~20S)、最下段に南半球(20S~50S)のデータを示してある。最上段は全データを描いたものである。また図には上から順番に、相関係数、回帰直線の傾き、回帰直線の切片も描いてある。晴天格子を抽出することで、計算TBBと観測TBBの対応はよくなっているがいくつか気がつく点もある。まず、北半球と南半球の分布に対して赤道域の分布は特徴的な分布になっている。前者が計算TBBに正のバイアスをもつ線形に近い対応になっているのに対して後者の分布は範囲が狭く、また後者にも計算TBBが大きくなる傾向はあるものの、前者に比較すると観測TBBの方が大きくなっている点がある。相関係数で見ると、前者の0.8~に対して後者は0.4前後と小さい。分布の範囲が狭いことは領域内での温度差が赤道域では小さいので、当然の結果ともいえるが、RTTOV6のバイアスの輝度温度依存性なども考えられる。全体的には(最上段)、計算TBBの正のバイアスが伺えるものの両者はよく対応しているようだ。他の事例を見ても同様の傾向が見られた(図4.3~4.5)。

<sup>16</sup> 基本雲格子点データを利用して晴天判別を行った。基本雲格子の1格子は0.25度×0.25度。1度×1度の格子に含まれる基本雲格子すべてが晴天と判別されている格子を晴天格子とした。詳細は佐々木(1989)参照のこと。

00z\_04/07/01

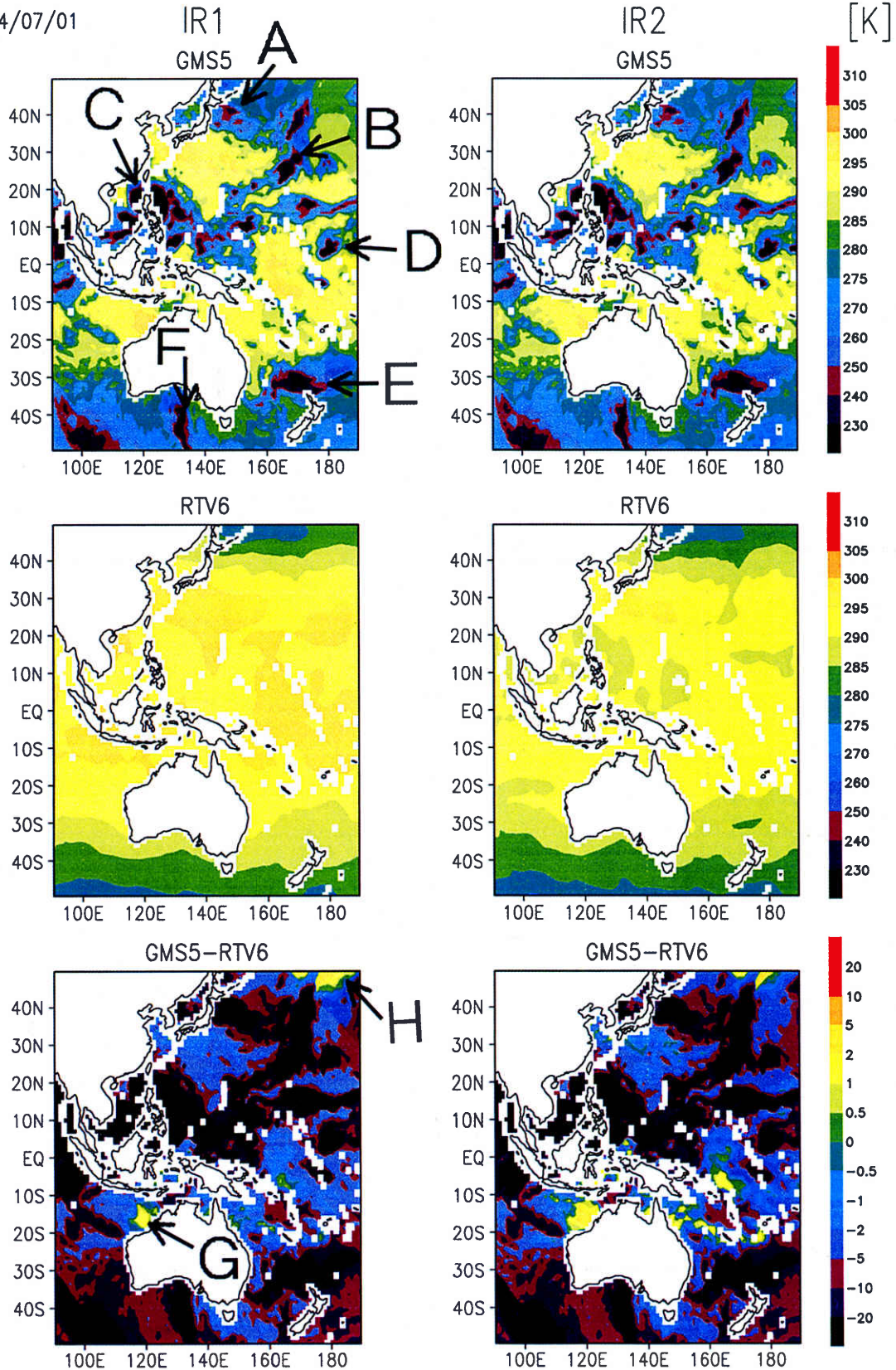


図2-1 2001年7月4日00Zのデータから作成した赤外1チャンネルの画像。上図がGMS-5の観測輝度温度データ、中図が全球モデルの予報値を使ってRTTOV6で計算したデータ、下図がGMS-5の観測データからRTTOV6の計算データを引いたもの。右側のラベルの単位はK。

図2-2 2001年7月4日00Zのデータから作成した赤外2チャンネルの画像。上図がGMS-5の観測輝度温度データ、中図が同日同時刻をvalid timeとする全球モデルの6時間予報値を使ってRTTOV6で計算したデータ、下図がGMS-5の観測TBBからRTTOV6の計算TBBを引いたもの。右側のラベルの単位はK。



GMS-5 visible 2001/07/04/00z

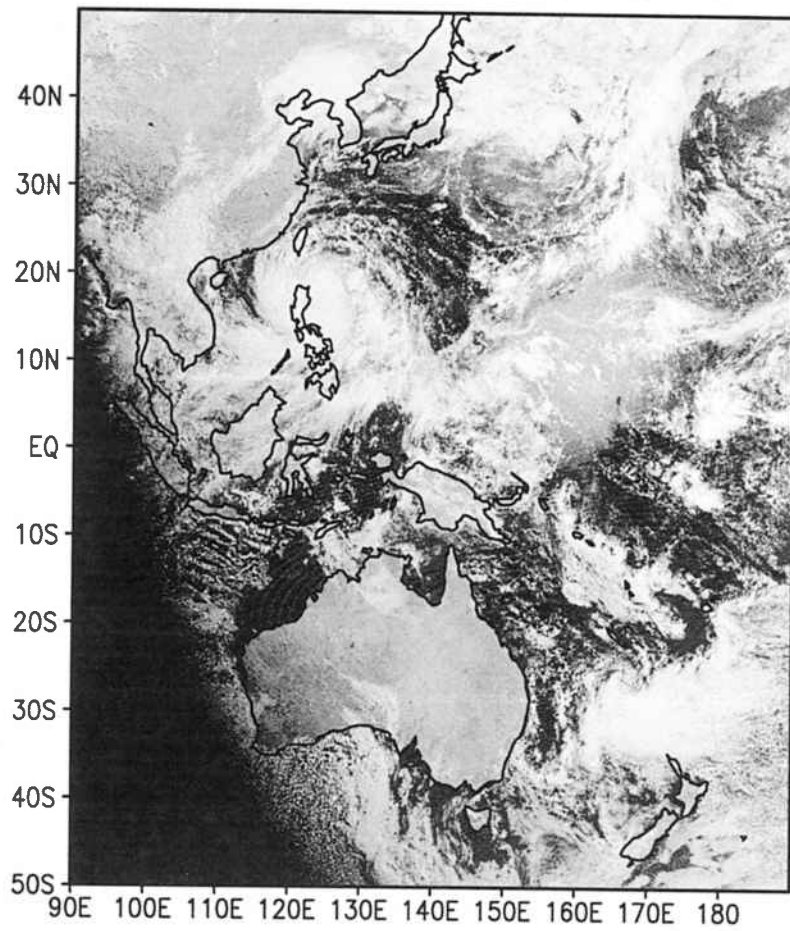


図2-3 2001年7月4日00ZのGMS-5の可視画像。

00z\_04/07/01

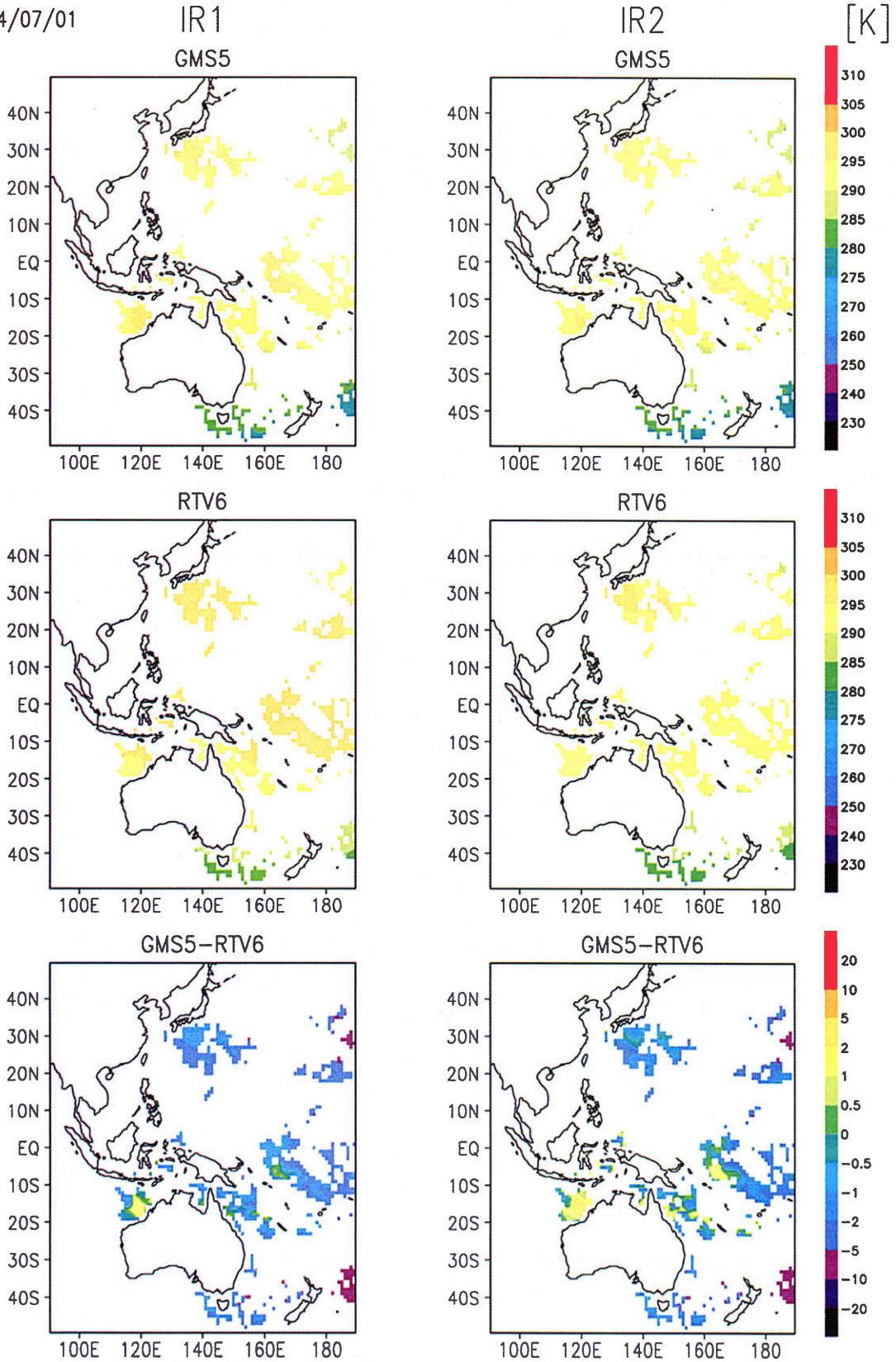


図2-4 図2-1に同じ。ただし晴天域のデータのみ。

図2-5 図2-2に同じ。ただし晴天域のデータのみ。

#### 4.3 統計的なデータでの比較 —ヒストグラム—

計算TBBと観測TBBのヒストグラムを作成した。雲域のデータも含めた海域のデータを使ったものが図5-1、抽出した晴天格子だけを使ったものが図5-2である(右図は水蒸気チャンネルのもの)。上から観測TBB(GMS-5)、計算TBB(RTTOV6)、最下列は両者の差(GMS-5-RTTOV6)である。図中には平均値と標準偏差を描いてある。また最上列には比較のために黒い実線の輪郭でRTTOV6のヒストグラムを重ねている。晴天格子のみに関しては両者はよく対応していることがこのデータからも伺える。赤外1、2ともに計算TBBの方が平均値が高く、標準偏差は小さい。赤外1、2を比較すると赤外1の方が計算TBB、観測TBBいずれも大きくなっているが、両者の差については平均値は赤外1の方が(絶対値が)大きい標準偏差は赤外1が小さかった。これらは他の事例(図5-3~5-5)でも同じような傾向が見られた。

### 5. 水蒸気チャンネルに関する比較

#### 5.1 画像の比較

図3-1は2001年7月4日00ZのGMS-5の水蒸気チャンネルの観測データ(観測TBB)を使って作成した画像と、同じ時刻の全球モデルの予報値を使ってRTTOV6で計算したデータ(計算TBB)を使って作成した画像である。上がGMS-5、中がRTTOV6、下が両者の差(GMS-5-RTTOV6)である。同時刻の可視画像(図2-3)でフィリピン域にあるのは台風であり、観測TBBは200K以下の小さな値になっている。このほか雲域に該当すると思われる領域は総じて観測TBBの方が計算TBBより小さくなっていて、両者の差の図(下図)を見ると、該当する領域では観測TBBの方が計算TBBよりも小さくなっている。上図と中図を見ると、分布のパターンとしては類似しているが、赤外チャンネルと違って観測TBBの方が計算TBBよりも大きくなっている。下図を見ると南半球中緯度を中心に観測TBB>計算TBBである領域が広がっており、10Kを超える領域がかなり見られる。赤外チャンネルと同様の晴天判別

のアルゴリズムにしたがって晴天格子を抽出して画像を作成したのが図3-2である。晴天域に限ってみても観測TBBが大きく、豪州北の10Kを超える領域(A、B)が目につく。また逆に小さくはあるが、計算TBBの方が大きくなっている領域もある(領域C)。

別の事例を見る。図3-3、3-4は7月8日00Zのものである。前者が海域の全データによって作成した画像、後者は晴天域のデータだけにより作成した画像である。雲域に該当する領域では(図省略)、観測TBBの方が小さな値となりその差は-20Kになる領域もある(図3-3下図)。図3-4を見ると7月4日の事例と同じく、観測TBBの大きな領域が目につく。領域A、B、Cなどは10Kを超えている。また、やはり計算TBBの方が大きくなっている領域が見られる(領域D)。他の事例(図3-5、3-6)でも同じで、全体的に観測TBBの方が大きく、10Kを超える領域がいくつかあるが、一方で-5K以下の、計算TBBの方が大きな領域もある。

#### 5.2 統計的なデータによる比較 —散布図—

縦軸に計算TBB、横軸に観測TBBをとって散布図を作成した。2001年7月4日00Zのデータを使って作成した。図4-1の右列の図が雲域も含めた海域のデータのもので、図4-2の右列の図が晴天域(上述)のデータを使って描いたものである。データの領域、領域の区分等については赤外データと同じである。図4-3、図4-4、図4-5はそれぞれ7月8日00Z、同12Z、7月9日00Zのデータである。

これらを見ると、まず赤外に比べると分布のばらつきが大きくなっている。赤道域に関しては北半球、南半球に比べると観測TBBと計算TBBの間に線形関係が成り立っているようで、相関係数も0.7~0.8程度になっている。このことは他の事例でも似たような傾向があった。また、赤外データと逆に観測TBBの方が大きくなる傾向があり、特に赤道域で顕著であった。

#### 5.3 統計的なデータによる比較 —ヒストグラム—

図5-1、5-2の右列の図が水蒸気チャンネルのヒストグラムである。日時、領域等については上述のとおり

WV 00z\_04/07/01

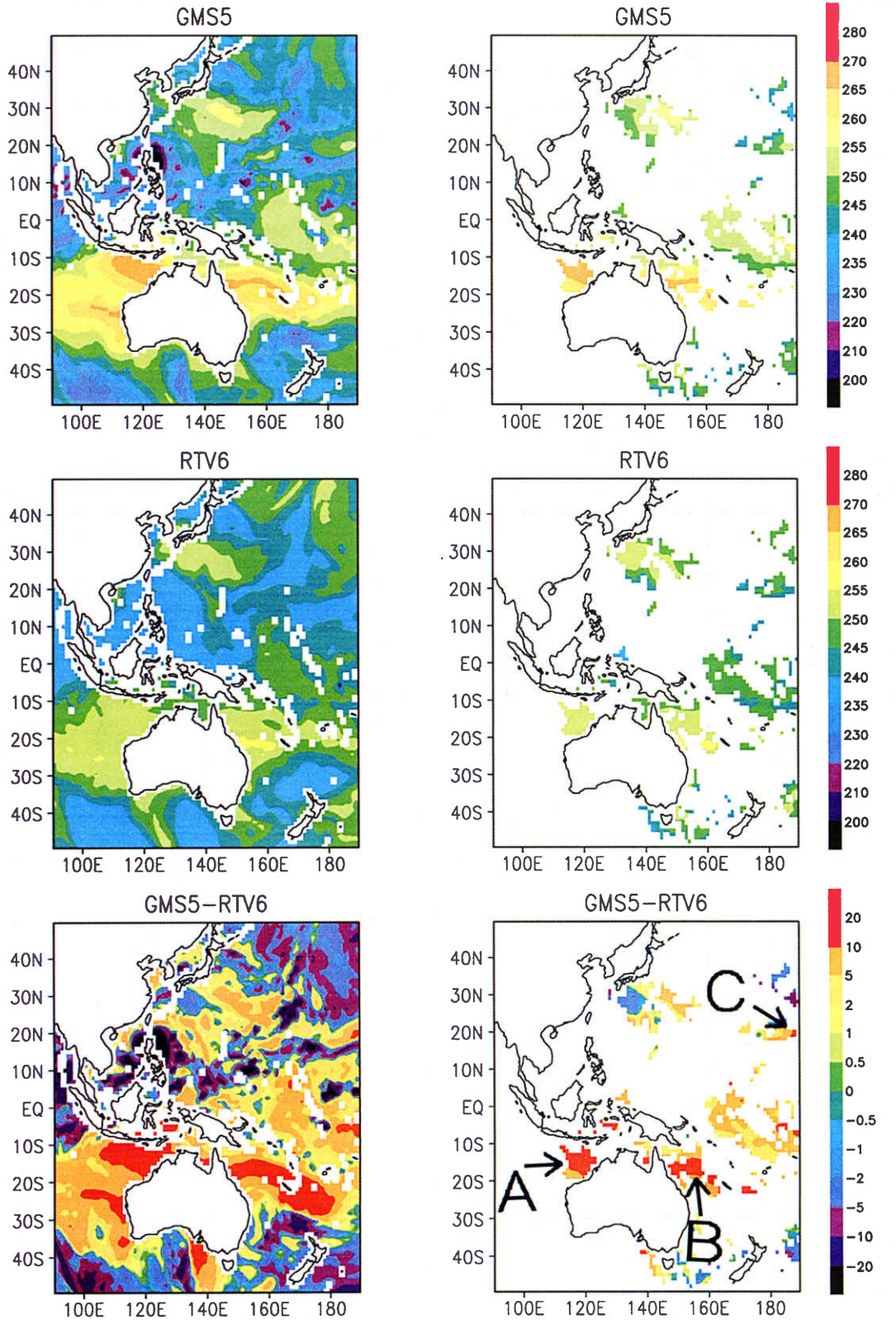


図3-1 2001年7月4日00Zのデータから作成した水蒸気チャンネルの画像。上図が、GMS-5の観測輝度温度データ、中図が同日同時刻をvalid timeとする全球モデルの6時間予報値を使ってRTTOV6で計算したデータ、下図はGMS5の観測TBBからRTTOV6の計算TBBを引いたもの。右側のラベルの単位はK。

図3-2 2001年7月4日00Zの水蒸気チャンネルの画像。ただし、晴天域のデータのみ。図中の記号A、B・・・については本文参照。

WV 00z\_08/07/01

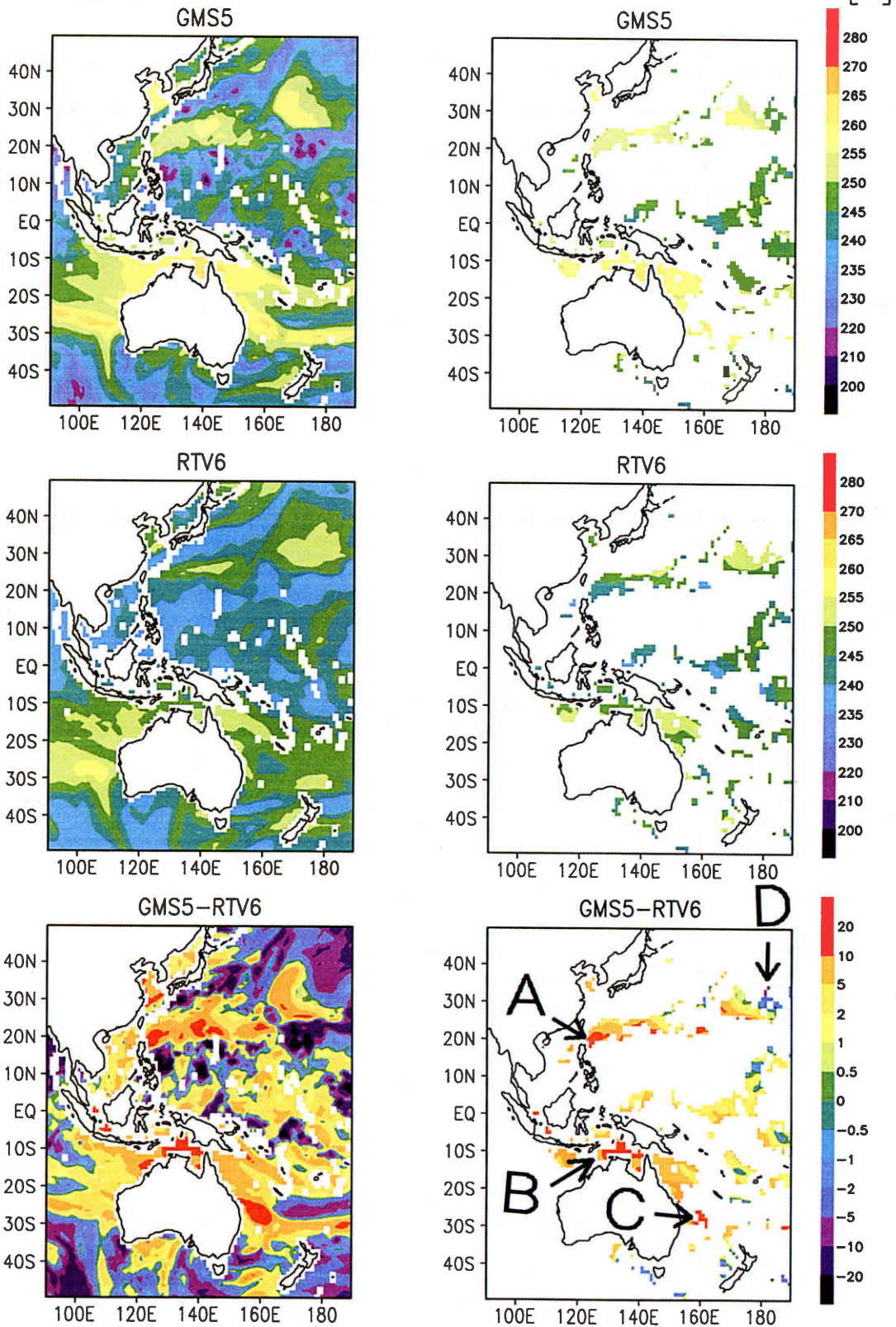


図3-3 2001年7月8日00Zの水蒸気チャンネルの画像。

図3-4 2001年7月8日00Zの水蒸気チャンネルの画像。ただし、晴天域のデータのみ。

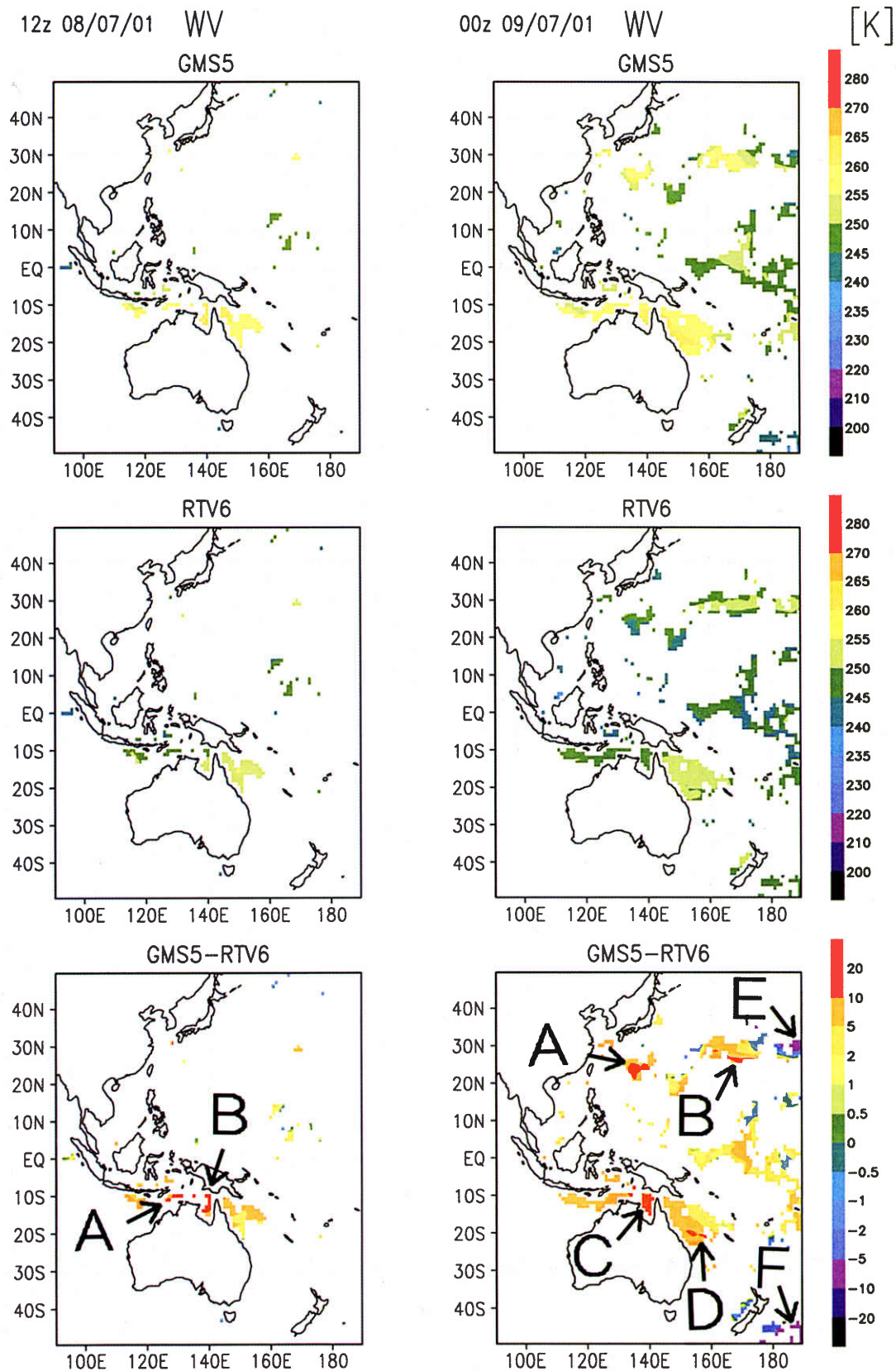


図3-5 2001年7月8日12Zの水蒸気チャンネルの画像。ただし、晴天域のデータのみ

図3-6 2001年7月9日00Zの水蒸気チャンネルの画像。ただし、晴天域のデータのみ

2001070400z

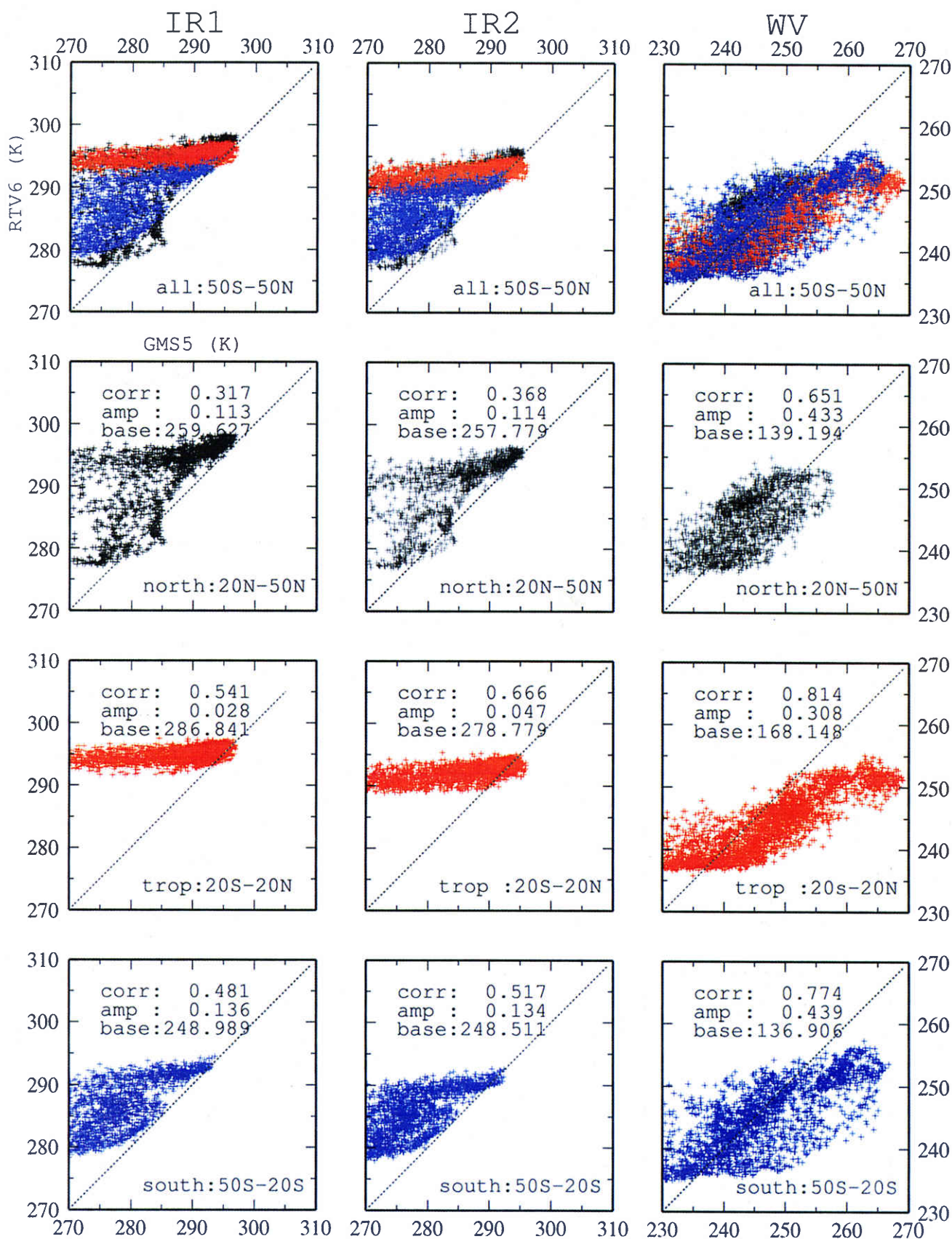


図4-1 2001年7月4日00ZのGMS-5の観測輝度温度データから作成した散布図。縦軸にRTTOV6の計算TBB、横軸にGME-5の観測TBBをとっている。左から順に、赤外1、赤外2、水蒸気チャンネルのもの。また、上から順に全データ、北半球（北緯20～50度）のデータ、赤道域（南緯20～北緯20度）のデータ、南半球（南緯20～50度）のデータ。

2001070400z

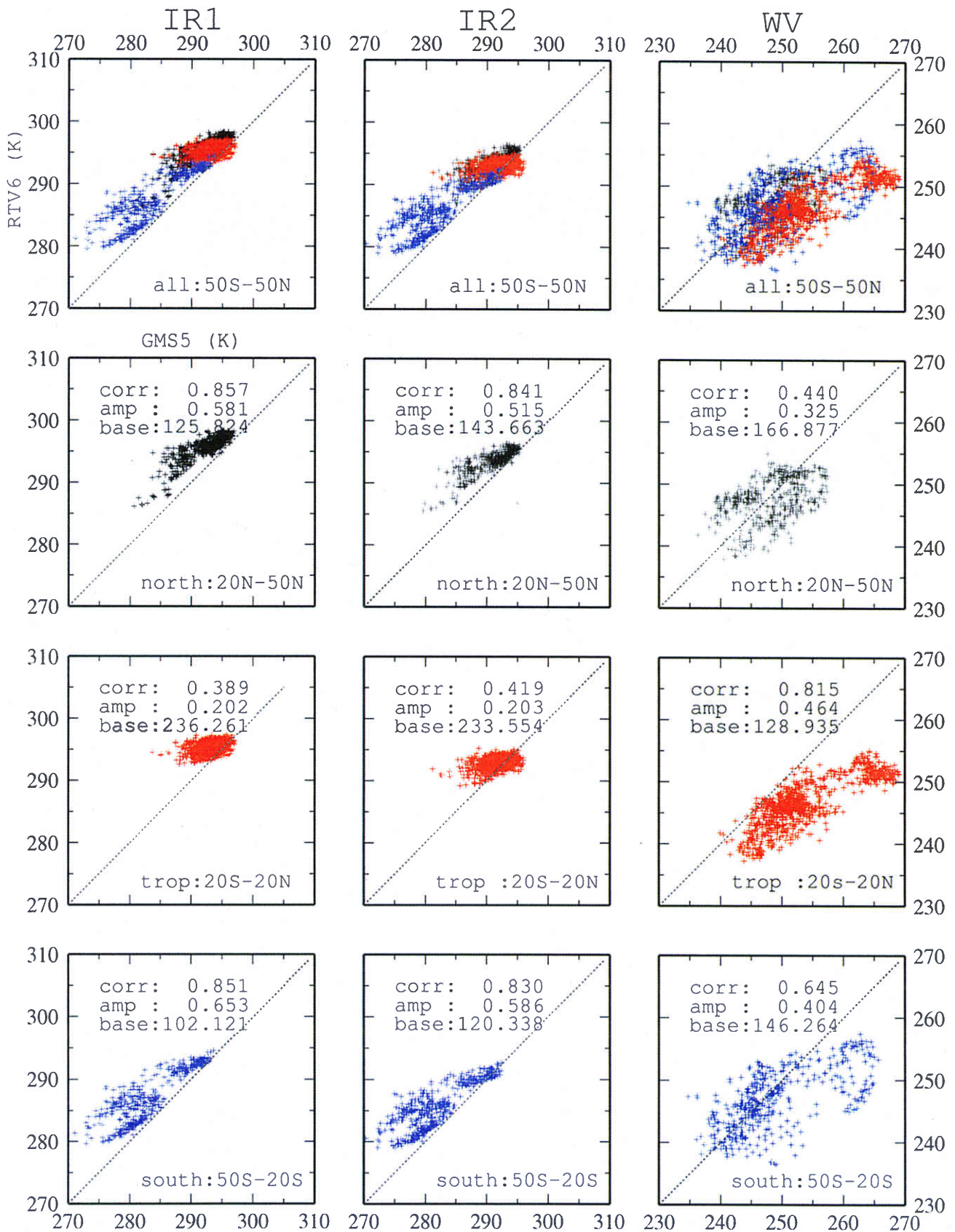


図4-2 図4-1に同じ。ただし、晴天域のデータのみ。



2001070800z

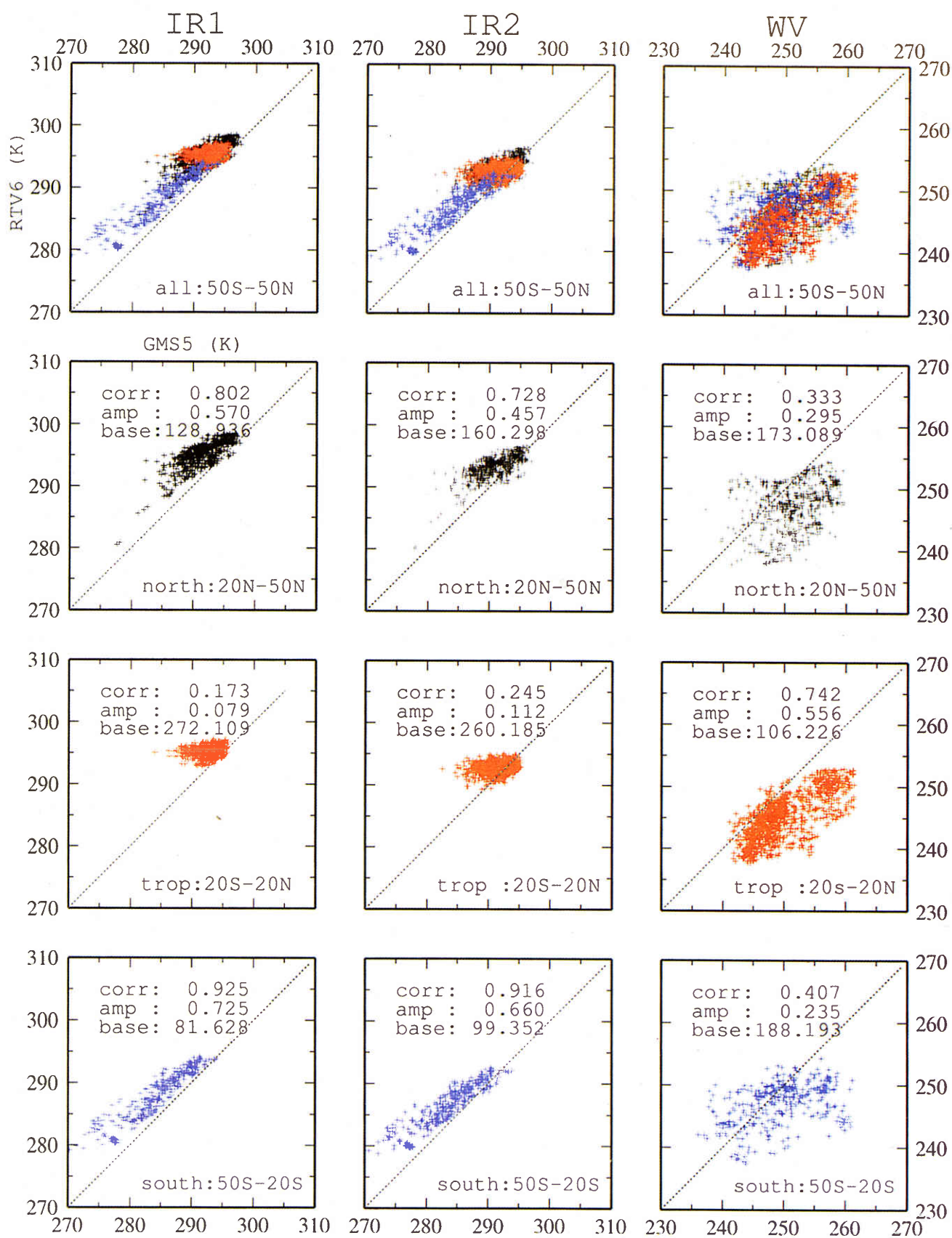


図4-3 2001年7月8日00Zのデータのうち晴天域のみ。他は図4-1に同じ。

2001070812z

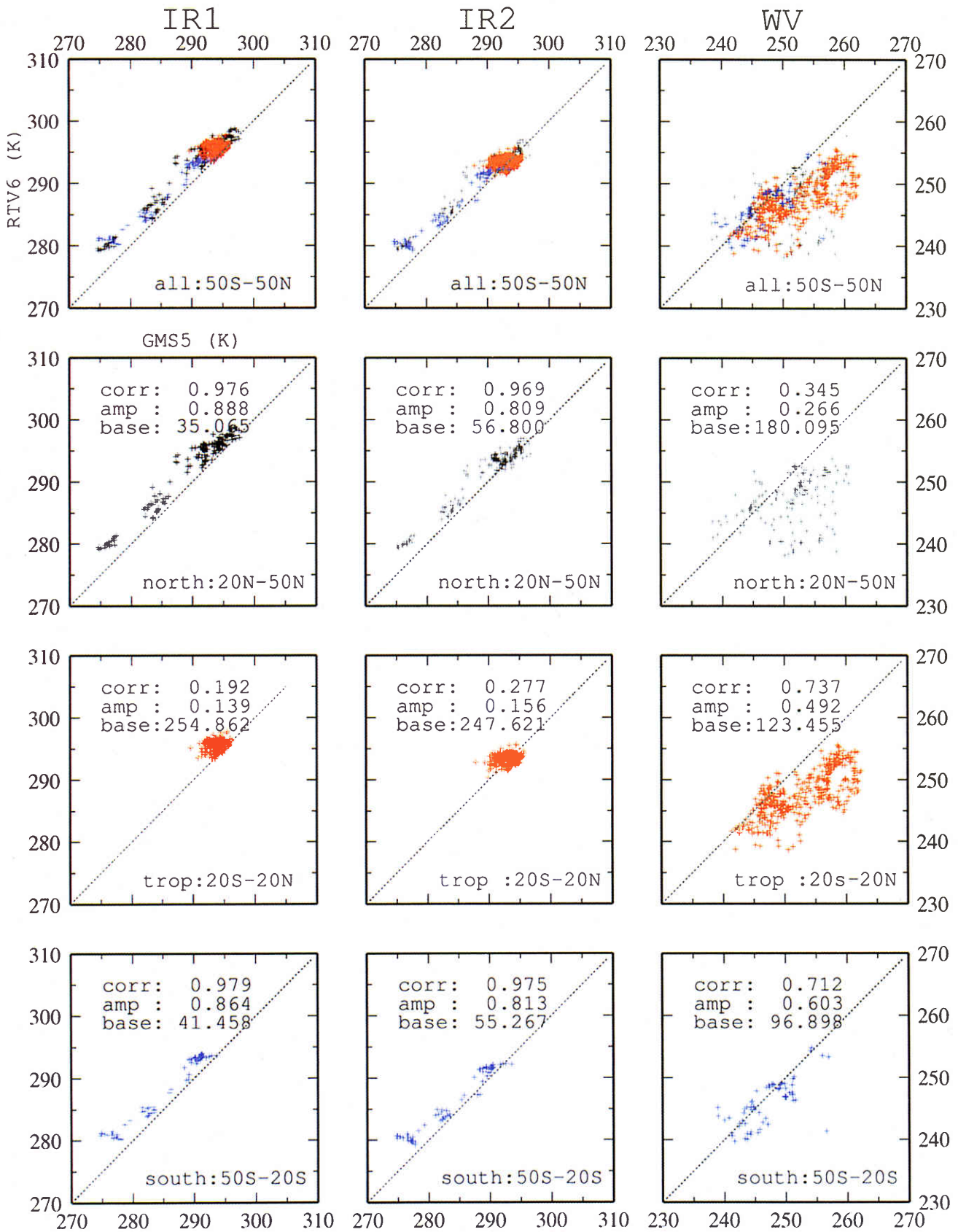


図4-4 2001年7月8日12Zのデータのうち晴天域のみ。他は図4-1に同じ。

2001070900z

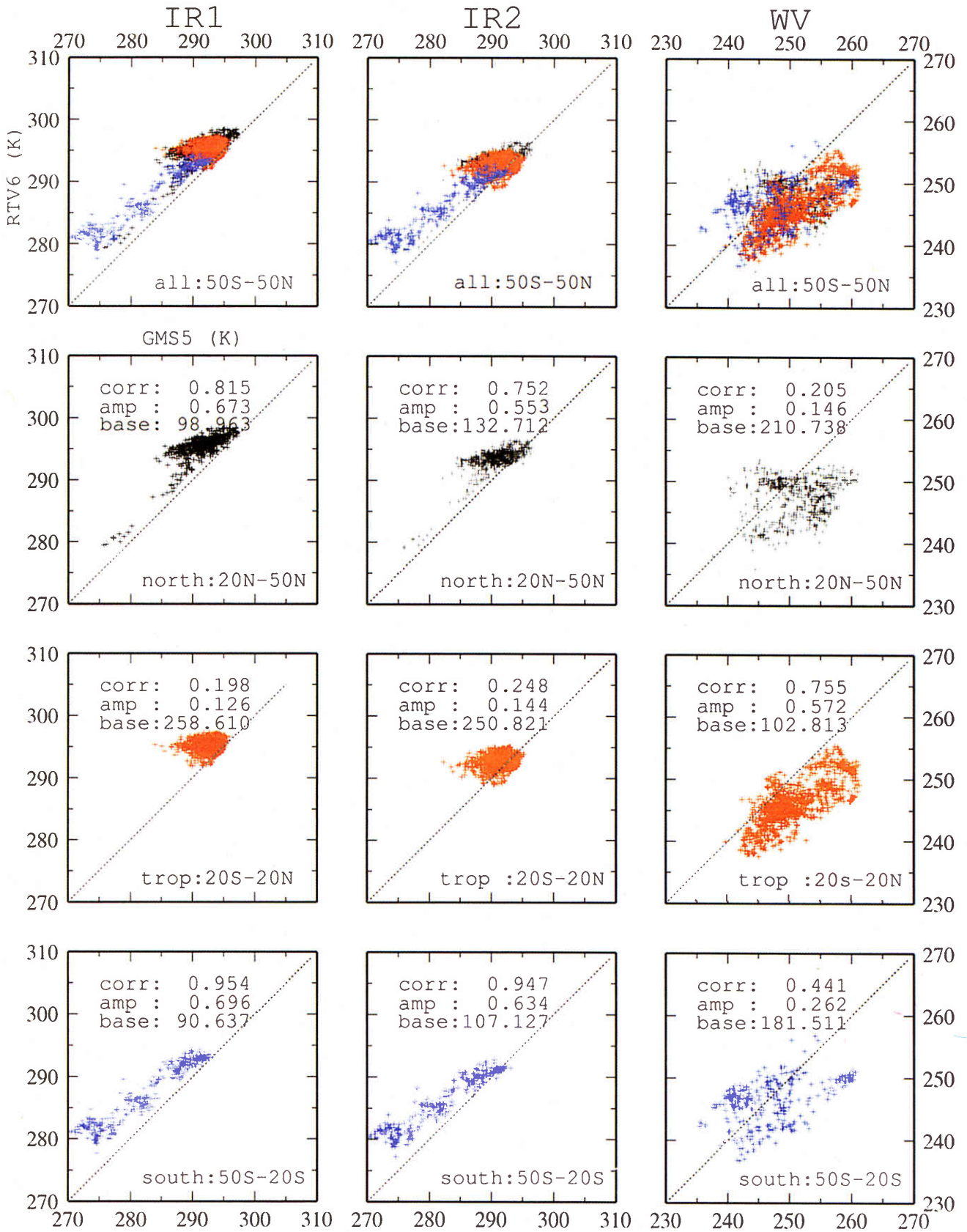


図4-5 2001年7月9日00Zのデータのうち晴天域のみ。他は図4-1に同じ。

00z 04/07/01

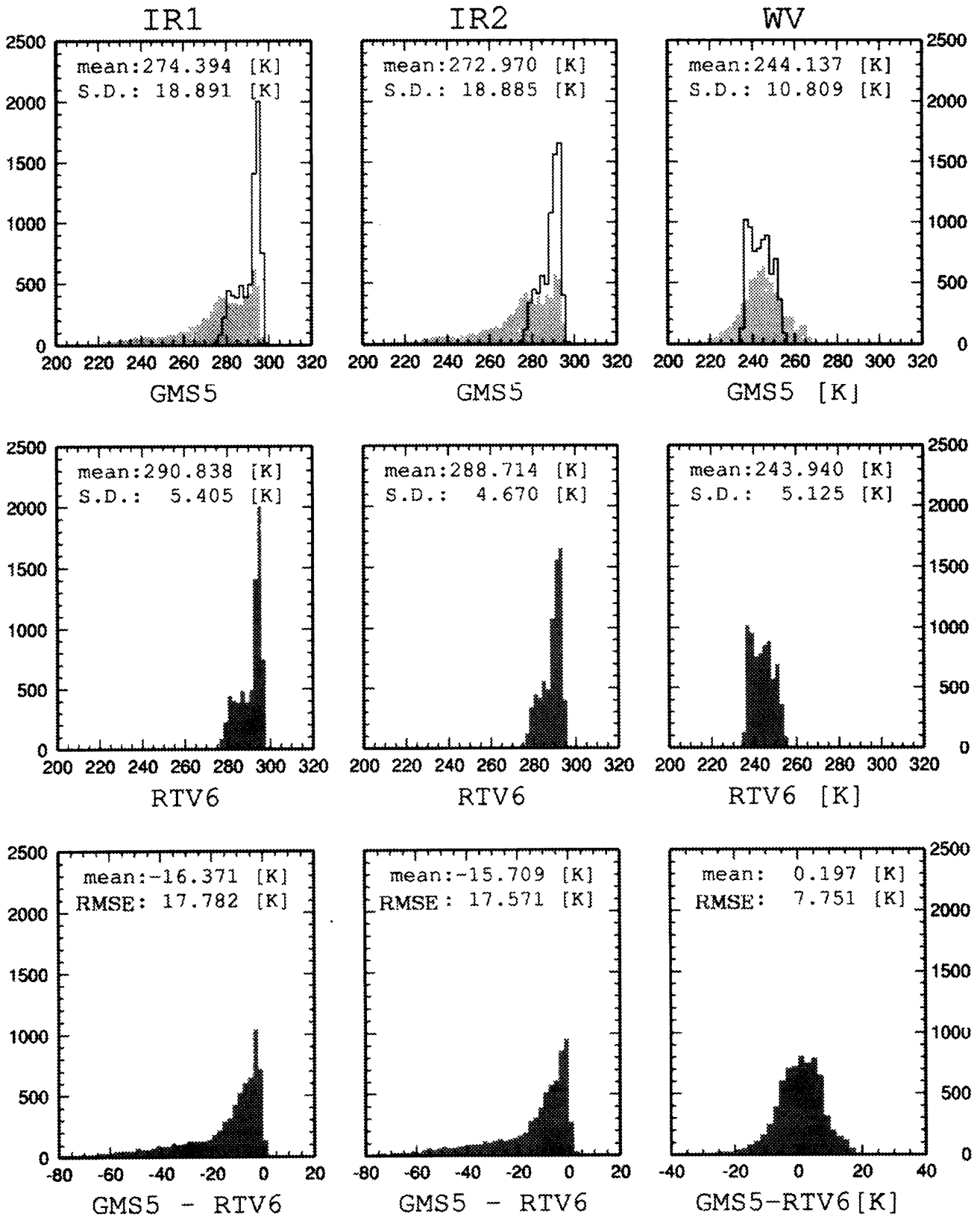


図5-1 2001年7月4日00ZのGMS-5の輝度温度データから作成したヒストグラム。上からGMS-5の観測TBB、RTTOV6の計算TBB、GMS-5の観測TBBからRTTOV6の計算TBBを引いたもの。GMS-5とRTTOV6の比較のために、GMS-5のヒストグラムには中抜きでRTTOV6のヒストグラムを重ねている(一番上のもの)。また、左から順に、赤外1、赤外2、水蒸気チャンネル。図中にはそれぞれ平均値 (mean) と標準偏差 (S.D.) を示している。

00z 04/07/01

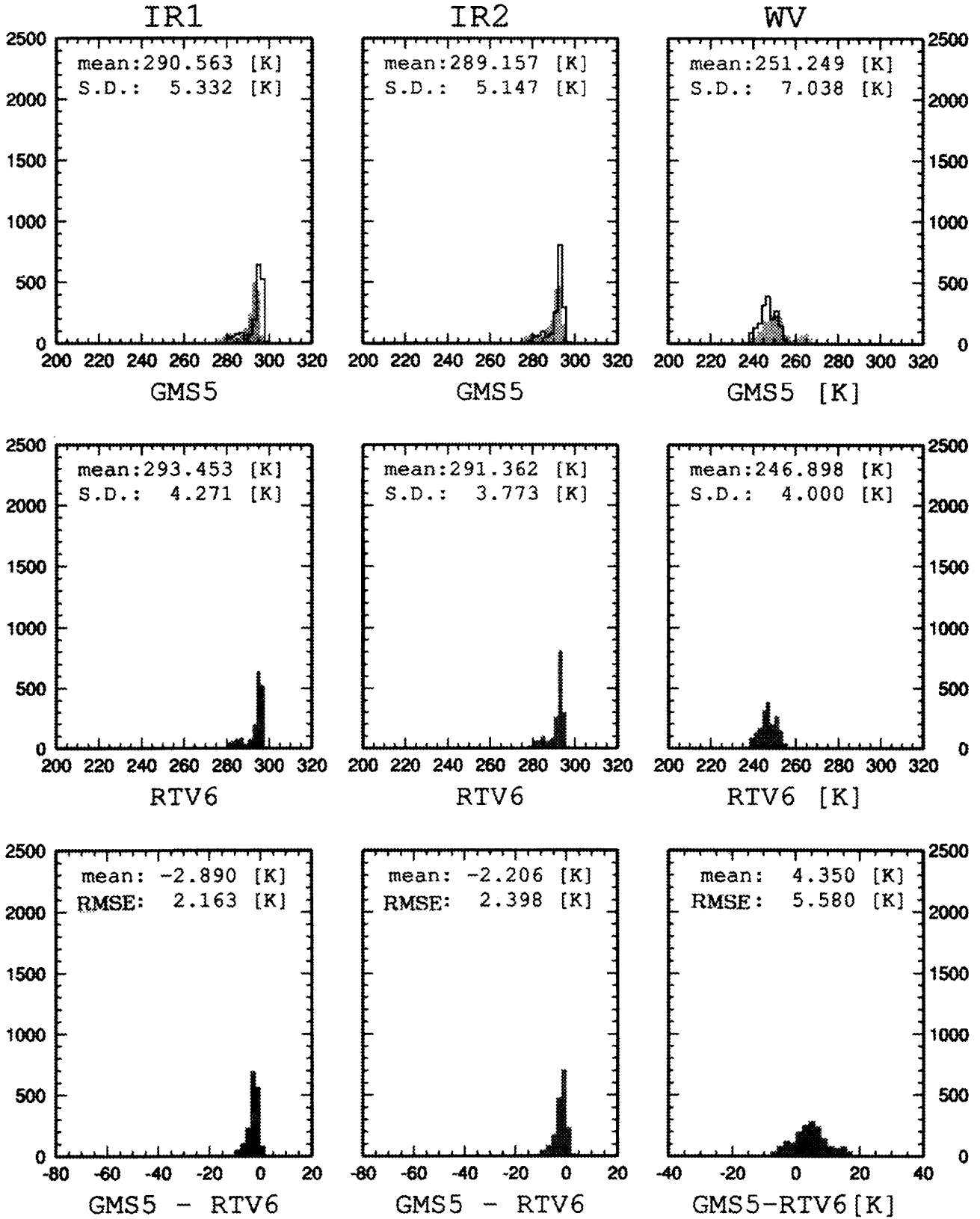


図5-2 図5-1に同じ。ただし、晴天域のデータのみ。

00z 08/07/01

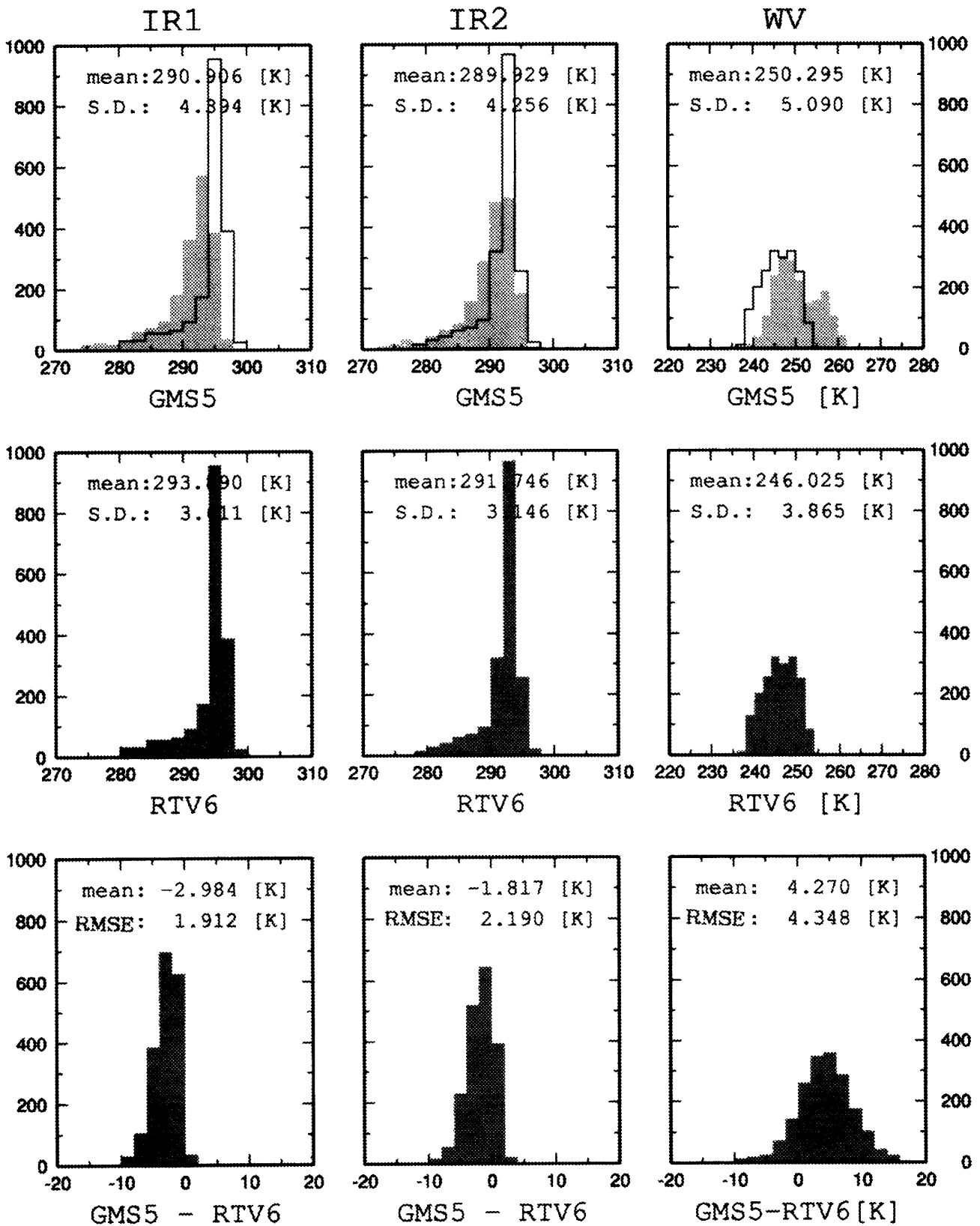


図5-3 2001年7月8日00Zのデータのうち晴天域のみ。他は図5-1に同じ。

12z 08/07/01

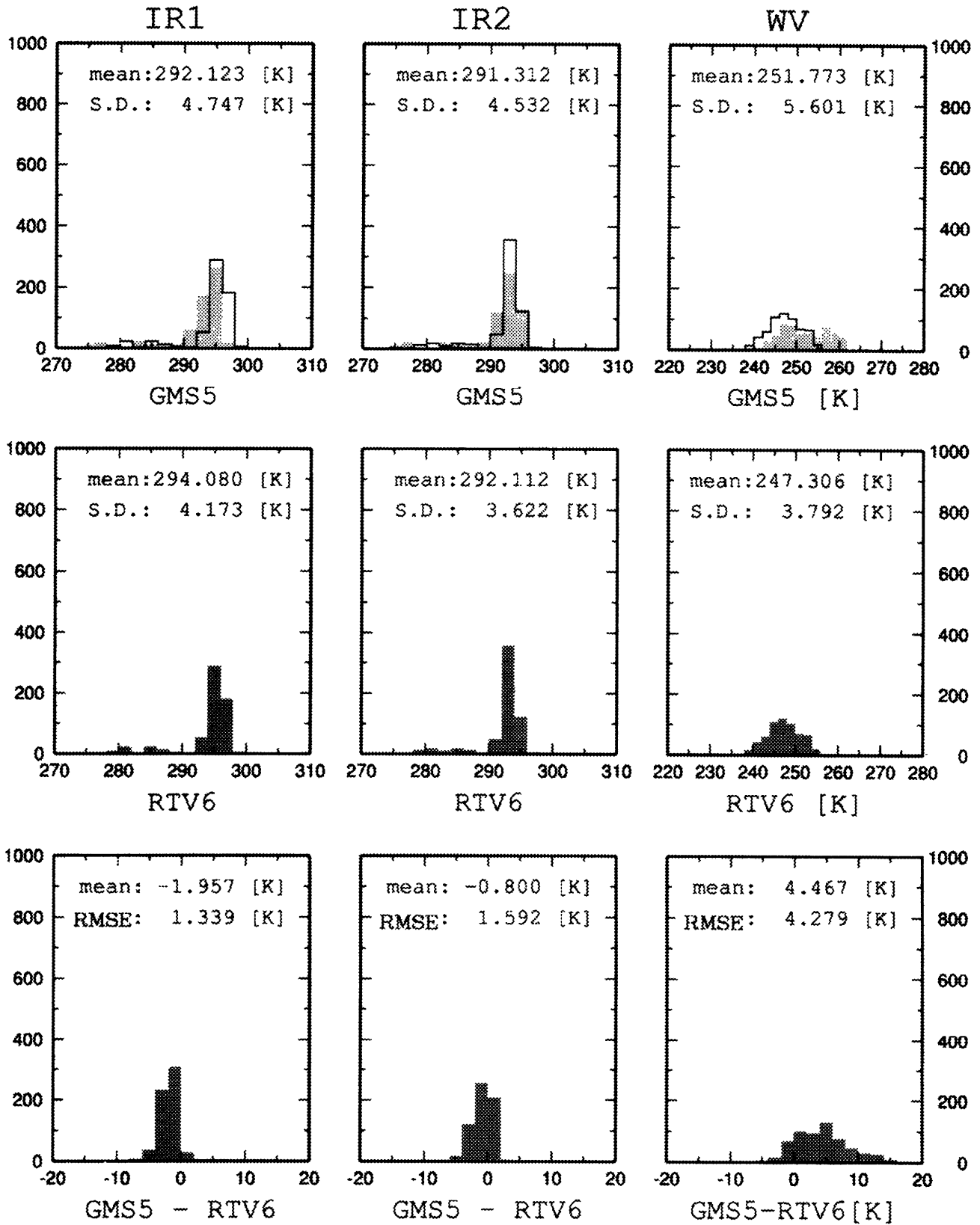


図5-4 2001年7月8日12Zのデータのうち晴天域のみ。他は図5-1に同じ。

00z 09/07/01  
WV

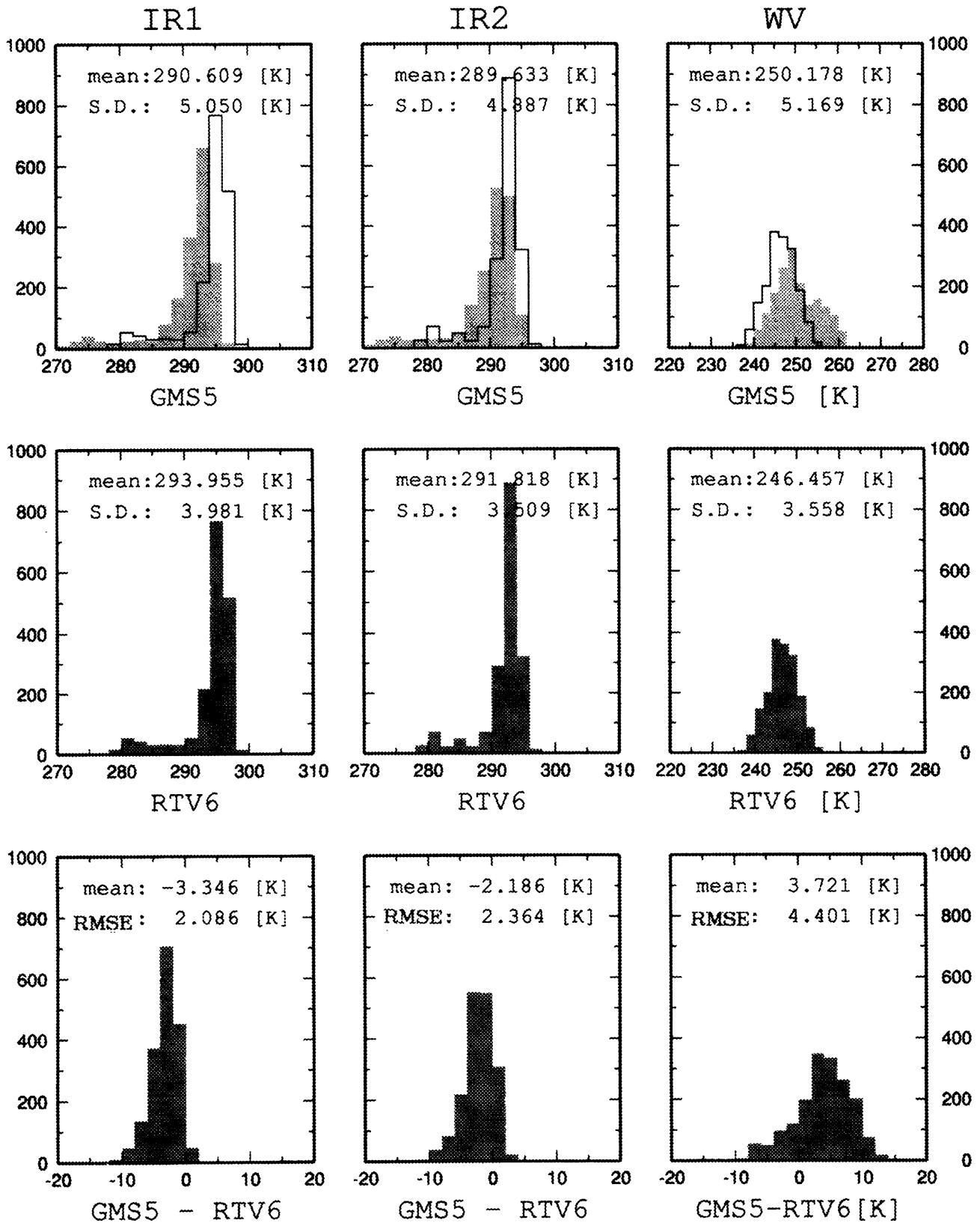


図5-5 2001年7月9日00Zのデータのうち晴天域のみ。他は図5-1に同じ。



である(4.3節)。散布図の項で指摘したように、観測TBBの方が大きくなっていることがヒストグラムでも確認できる。比較のため、同様の図を図5-3、5-4、5-5に示した。日時はそれぞれ2001年7月8日00Z、12Z、9日00Zで、いずれも海域で晴天域に関するデータである。いずれのデータを見ても観測TBBが大きくなる傾向があるが、分布の形状としては計算TBBが観測TBBに近いものになっており、計算TBBに特定の値が突出している赤外チャンネルとは違っている。観測TBBと計算TBBの差(下図)を見ても分布が左右対称に近い形状になっている。

放射伝達モデルは数値計算のための離散化や高速化のための近似を行っているため、計算輝度温度には系統的な誤差が生じる。観測、放射計算ともに完全であれば両者の差は常に0になるが、観測TBBにも誤差があり、計算TBBも、放射モデルに依存した誤差のほかに、気温や水蒸気の鉛直分布など、大気の状態に由来する誤差も存在する

変分法を用いたデータ同化を行う場合、観測データや第一推定値の系統的な誤差(バイアス)は致命的な精度の低下を招くので解析前処理の段階で可能な限り除去しなければならない。‘観測TBB-計算TBB’の分布は形状だけを見ると性質のよいもののように見えるが、観測TBBがなぜ大きくなるのか?、地域差があるのか?などの原因を特定することで、適切なバイアス補正処理を構築する必要がある。本稿で取り上げた事例の標準偏差は5K前後であるが、すでに変分法による衛星データ同化で高い実績を上げているECMWFの場合、METEOSAT-7の水蒸気チャンネルに関しては、2K程度のRMSEを実現している。

## 6. 結果の考察

### 6.1 第4節、第5節の結果について

晴天格子だけに限定されているが、赤外1、2チャンネルに関して、RTTOV6の計算TBBはGMS-5による観測TBBをよく表現しているようだ。両者の画像や散布図、ヒストグラムを比較した結果、RTTOV6の計算TBBが大きくなる傾向があった。またデータの分布のばらつきはRTTOV6の計算TBBの方が小さく、赤道域についてはその傾向が強かった。RTTOV6の方が過大にTBBを評価しているようだが、領域によっては観測TBBの方が大きくなる場合もあり、それは赤外2の方がやや強く見られた。窓領域といわれる波長帯に該当する赤外1、2は二酸化炭素、オゾンなどの大気中成分による吸収はないが、下層の水蒸気による影響は小さいながらも2つのチャンネルの差を見ることで、有効な情報として取り出すことが可能である。また、大気中成分の影響が少ないだけに雲はもっとも大きな影響因子である。本稿ではその雲の影響をRTTOV6による放射計算には取り込んでいない。

計算TBBの方が大きくなる傾向が見られたが、GMS-5の観測TBBはバイアスをもつとの報告もある<sup>17</sup>。これらも踏まえて計算TBBと観測TBBの差の原因を特定し、系統誤差を取り除くことで、数値予報モデルを検証するための監視システムとしての利用も考えられる。

### 6.2 観測TBBと計算TBBの相違の原因として考えられること

放射モデルを使ってTBBを計算することによって、TBBという物理量を通して観測値と第一推定値を比較することができる。完全な放射計算モデルを使えば、入力データの真値からのずれが観測TBBと計算TBBの差として現れるということである。実際には、完全な放射計算モデルなどなく、大気のプロファイル以外の入力パラメータの誤差として、①射出率の誤差、②透過率誤差、③時間内挿・空間内挿にともなう誤差、④雲の混入等が考えられる。また放射計算モデル

<sup>17</sup> 気象衛星調整会議(Coordination Group for Meteorological Satellites略称 CGMS)では精度向上のために波長帯の同じセンサの相互キャリブレーションを提唱している。公式結果ではないが、GMS-5のIR2はGOESやNOAAの同波長帯のチャンネルと同程度の精度、IR1は1.5K程度の負のバイアスがあるといわれている。

自体の誤差としては、⑤計算の高速化・効率化のため放射伝達方程式を離散化・近似したことによる誤差、⑥透過率計算の際の仮定の誤差（吸収物質の混合比、エアロゾル、オゾンに関する設定など）、⑦応答関数の誤差、⑧衛星天頂角補正の誤差、等が考えられる。

ただ、このうち、①、②、⑤、⑥については、RTTOVは高精度モデル<sup>18</sup>との相互比較の結果によれば（R. Saunder et al. 1999）、赤外域のバイアス誤差はほとんどなく（0.01K以下）、RMSEで0.1K程度であり<sup>19</sup>、今の段階では考慮しなくても支障はないと考えられる。③についても、時間的にはGMSの観測は公称時刻の前30分以内に行われ、空間的にも、放射計算は各格子単位で行うので問題ないと考えられる。また⑧についても全体的に衛星の視野角に依存するようなデータの分布は見られないのでRTTOV内で行われている天頂角補正がうまく行っているようだ。

こういったことから、不当な誤差の原因として注意する必要があるのは④、⑦である。④については、放射計算には雲を考慮していないので、観測データも雲のない領域のものを使った。しかし、ごく薄い雲やGMS-5の観測画素5kmより小さなスケールの雲が存在する可能性は常にある。また、本稿では1度格子のデータとして扱っており、そのような大きな領域（緯度30度付近なら約80km×80km）にまったく雲が存在しないということは考えにくい。1度格子に変換した観測TBBに対する雲の影響はあるものとするのが自然で、本来の晴天TBBよりも観測TBBは小さくなる应考虑すべきである。それがどの程度か定量的に見積もるのは今後の課題で、晴天判別の精度さらなる検証、精度評価の必要性もある。⑦については、今回の計算では観測データとして使用したGMS-5用のパラメータではなく、GOES-10のものを使っているため、誤差の混入は避けられない。定量的には双方の応答関数を使

ってきちんと計算しなければならないが、双方の応答関数から次のようなことが推測される。仕様上の波長帯は両者それほど大きな違いはないものの、実際の応答関数（図1-1、1-2）を見ると大きな差があり、IR1についてはほぼ同じと見てよいが、IR2と水蒸気チャンネルに関して顕著である。GMS-5を基準にして考えるとGOES-10の応答関数は、IR2では波長の長い方に、水蒸気チャンネルでは波長の短い方にずれている。これらはいずれも水蒸気による吸収が大きくなる波長帯である。そのずれ方、さらに観測TBBとしての差がどの程度になるかは大気鉛直プロファイルや水蒸気量によるので一概にはいえませんが、吸収が大きくなればより高い大気の放射を観測するので観測されるTBBは小さくなる。したがって、本稿の計算TBB（GOES-10）は本来の計算TBB（GMS-5）よりも小さくなり、観測TBB-計算TBBを大きくする要因として作用すると考えられる。IR2が地表面に近い大気の下層の水蒸気に影響されるのに対して、水蒸気チャンネルは大気の中上層に分布する水蒸気の影響も受けるため、大きな誤差の原因となる可能性がある。

### 6.3 観測TBBと計算TBBの大きな相違の原因は何か？

今回の計算では、雲を含まないと仮定した大気に関して放射計算を行ったので、晴天格子の情報により晴天域のデータを取り出して両者を比較した。しかし、観測TBBと計算TBBにかなり大きな差を生じた領域があった（図3-2ほか）。その原因として考えられるのは、前節の④、⑦と、放射モデルの入力値として与えた大気鉛直プロファイルと実際の大気との大きな相違、の3つである。このうち、入力プロファイルの観点から大きな差を生じた原因の特定を試みた。

観測TBBと計算TBBが大きくなったのは図3-2のA、B、Cである。また、別の事例として7月8日00Z、8日12Z、9日00Zのデータをそれぞれ図3-4、3-5、3-6に示したが、図3-4のA、B、C、D、図3-5のA、B、図3-6のA、B、C、D、E、Fでも両者の差が大きくなっていく。

<sup>18</sup> 放射モデルの検証に用いられる高精度放射計算モデルはLBL法（ラインバイライン）に基づいて構築されたモデルである。脚注8参照。

<sup>19</sup> この文献はRTTOV5に関する比較調査のデータ。水蒸気チャンネルについては0.5K程度のRMSEがあって改良の対象となっており、第6版では新たな射出率設定モデルが導入された。

まず、観測データで直接確認することを考えた。検証するための実際のプロファイルとしてはラジオゾンデの観測データが適しているが、ラジオゾンデの観測点は限られており、顕著な差が出たこれらの領域に近い観測点があったのはこれらのうちのごくわずかで、ここでは近くにゾンデ観測データのあった図3-2のA、図3-2のB、図3-4のB、図3-4のC、図3-5のA、図3-5のB、図3-6のC、図3-6のDについて以下に示す。

水蒸気チャンネルの荷重関数は、夏季は600~250hPaに分布し、ピークは350hPa付近である。中下層(~400hPa)に水蒸気が多く分布しているほど荷重関数のピークは上層側に移動するから観測されるTBBは小さくなる。水蒸気はおもに中下層に分布するので、荷重関数のことを考慮すれば、ゾンデ水蒸気<モデル水蒸気ならば計算TBBの方が小さくなるであろう。

図6-1が図3-2のAの領域に対応する水蒸気の鉛直プロファイルで、以下、図6-2が図3-2のB、図6-3が図3-4のB、図6-4が図3-4のC、図6-5が図3-5のA、図6-6が図3-5のB、図6-7が図3-6のC、図6-8が図3-6のDに対応している。可能な限り近い観測点を選んであるが、緯度経度で3~4度というのは、距離にして200~300kmに相当し(緯度30°付近)、対象としている領域の大気プロファイルの代表値としての妥当性に問題がないとはいえない。その点は踏まえた上で、これらのゾンデ観測による水蒸気の鉛直プロファイルと計算に使用したデータを比較すると、放射モデルの入力データの方が中層での水蒸気量が多くなっており、結果として小さなTBBを計算してしまった可能性がある。

次に、検証するための観測データがない領域については、衛星観測からリトリブした可降水量のデータで検証することを考えた。衛星観測にもとづく可降水量データは鉛直方向の積算値であるからゾンデ観測データによる検証ほどの信頼性はないが、ある程度の目安にはなるであろう。使用した衛星データはSSM/Iのデータである。NESDISがftpサイトで提供している可降水量に変換済みのデータで、分解能は0.25度×0.25度である。図7-1、7-2はそれぞれ2001年7月4日、8日のデータをもとに作成した画像である。左下が可降

水量の画像である。左上は雲水量、右上は分表示の観測時刻である。ほかの図のデータがUTCであるのに対してこのデータはJSTである(したがって、540JSTが00Zに該当する)。可降水量の図にあるアルファベットは、図3のアルファベットに対応している(図3-1、3-2が図7-1に、図3-3、3-4が図7-2に対応する)。7月4日00Zの事例では、観測時刻を考えると、領域A、Bが比較の対象となる。いずれも10~20mm程度の可降水量の領域になっている。領域A、Bは、近くにゾンデ観測点があって既述のとおり実際の大気の水蒸気量よりも放射計算に使った大気の水蒸気量が多かったのではないかと考えられる。比湿の鉛直プロファイルを使って可降水量を計算すると、7月4日00ZのAではゾンデデータでは9.0mm、放射計算の入力データでは34.0mm、Bについてはそれぞれ13.8mm、26.1mmになり、RTTOV6の放射計算の入力の方がかなり大きな水蒸気量になっている。比較したかったのは、むしろゾンデ観測点が多く存在せず、かつ計算TBBの方が大きくなっている領域Cであるが、この事例では残念ながら該当する時刻のSSM/Iのパスがないので比較できなかった。次に、7月8日00Zの事例では、領域Aについて見る。この領域の可降水量は60mm程度である。放射計算に用いた鉛直プロファイルは下層から中層にかけてかなり湿ってはいるが(プロファイルから計算した可降水量45.5mm)、付近のゾンデ観測点のもの(同59.4mm)と比較すると、むしろ全層にかけてゾンデのプロファイルの方が湿っており、水蒸気量の違いから大きな放射輝度の差を説明することはできない(図6-9)。上述のとおり、衛星観測にもとづく可降水量は鉛直積算の値なので、高度に依存する水蒸気チャンネルの観測TBBに対応づけることには限界があるとしても、放射計算の入力データと実際のプロファイルとの差がTBBの差として出ているどうかを判別するにはもう少し細かい検討が必要のようだ。ゾンデ観測データを入力として改めて放射計算モデルを実行しその計算TBBを見ることで、プロファイルの差による影響もある程度定量的に見積もることができるだろう。

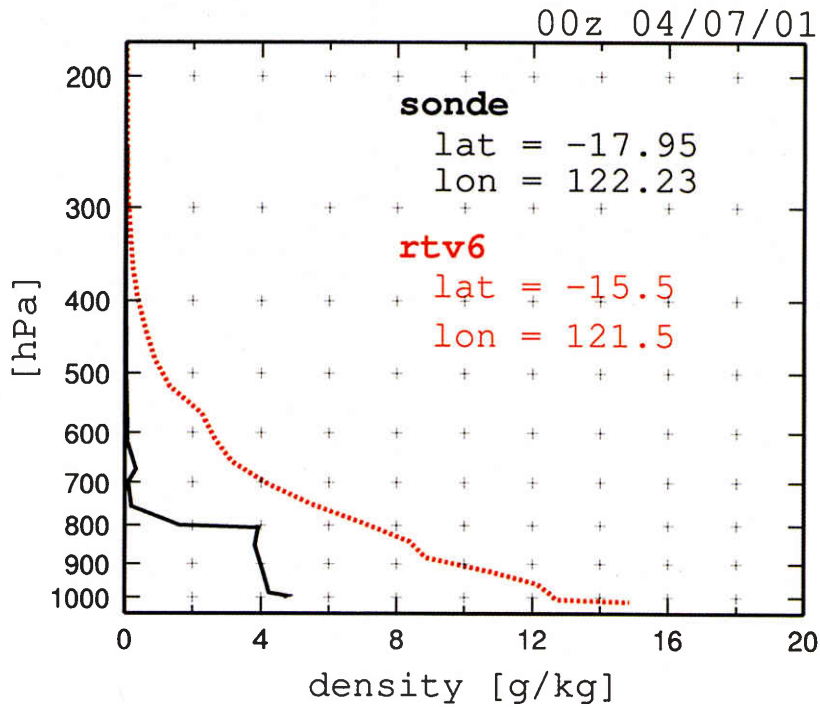


図6-1 図3-2の領域Aの2001年7月4日00Zの温度、比湿の鉛直プロファイル。計算に使用したデータを破線で、近くのゾンデ観測点のデータを実線で示している。それぞれの緯度 (lat)、経度 (lon) を示している。緯度 (lat) の負値 (マイナス符号つき) は南緯を表わしている。縦軸は気圧で単位はhPa、横軸は水蒸気量で単位はg/kg。

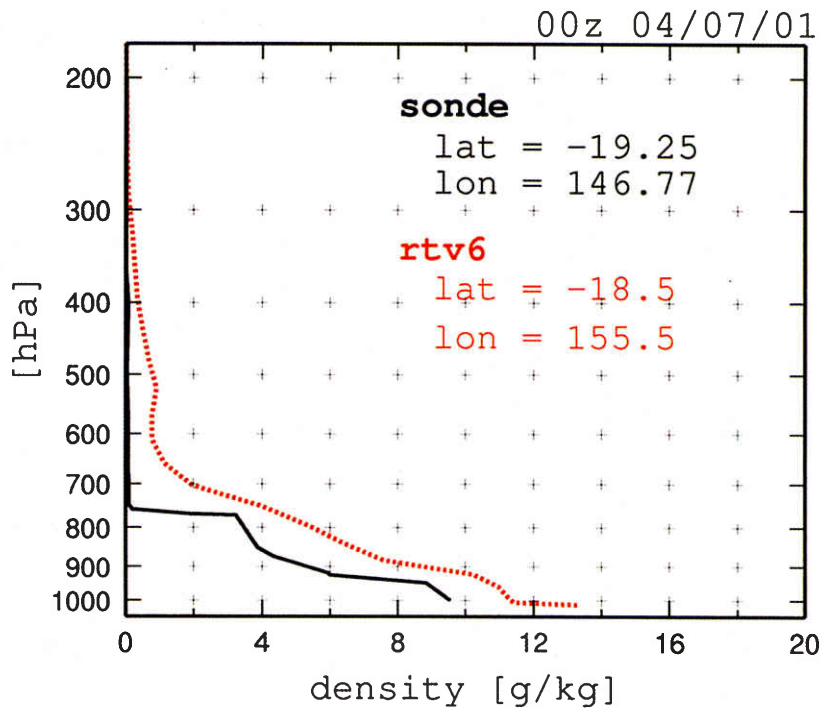


図6-2 図3-2の領域Bの2001年7月4日00Zの温度、比湿の鉛直プロファイル。

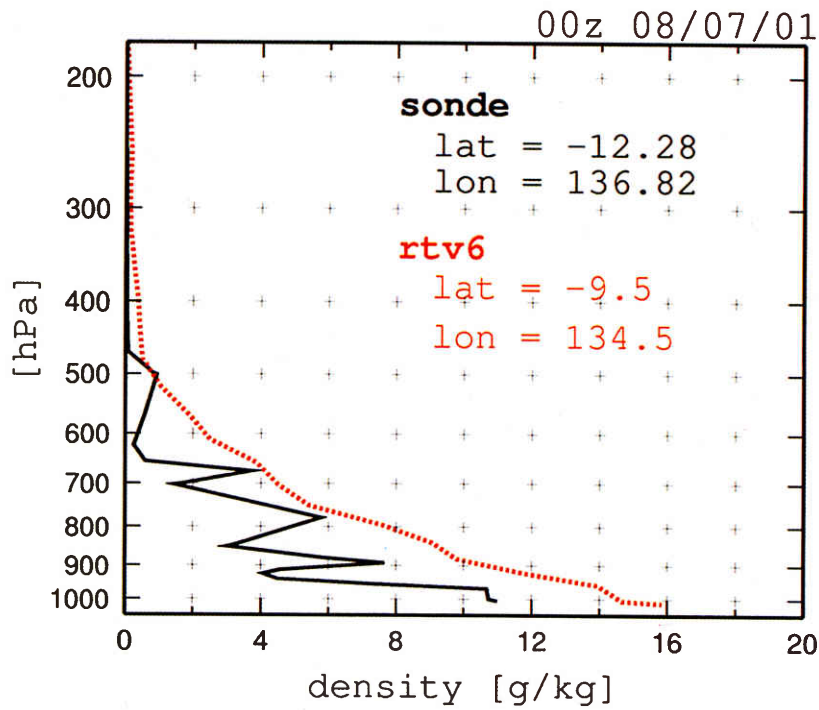


図6-3 図3-4の領域Bの2001年7月8日00Zの温度、比湿の鉛直プロファイル。

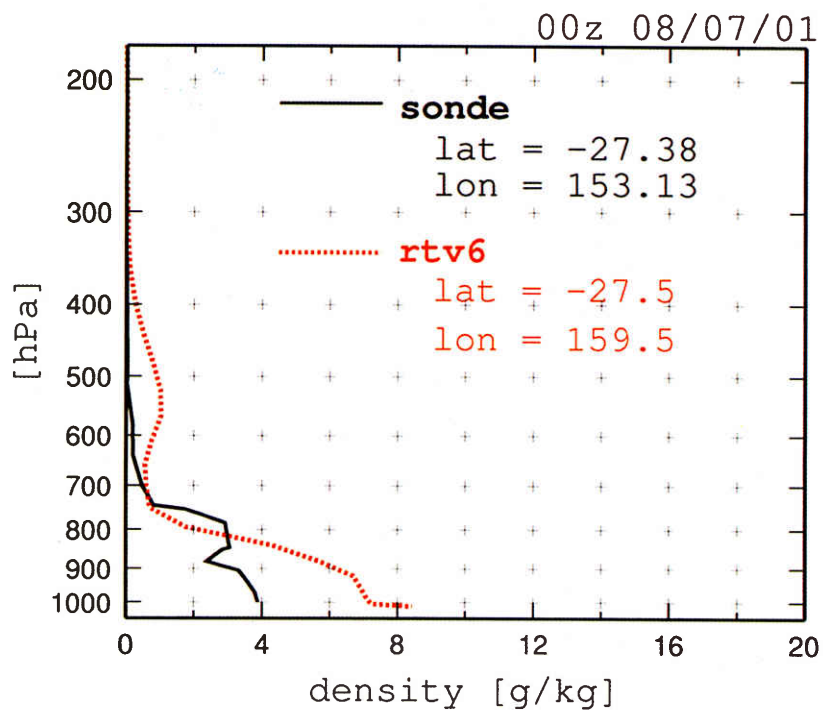


図6-4 図3-4の領域Cの2001年7月8日00Zの温度、比湿の鉛直プロファイル。

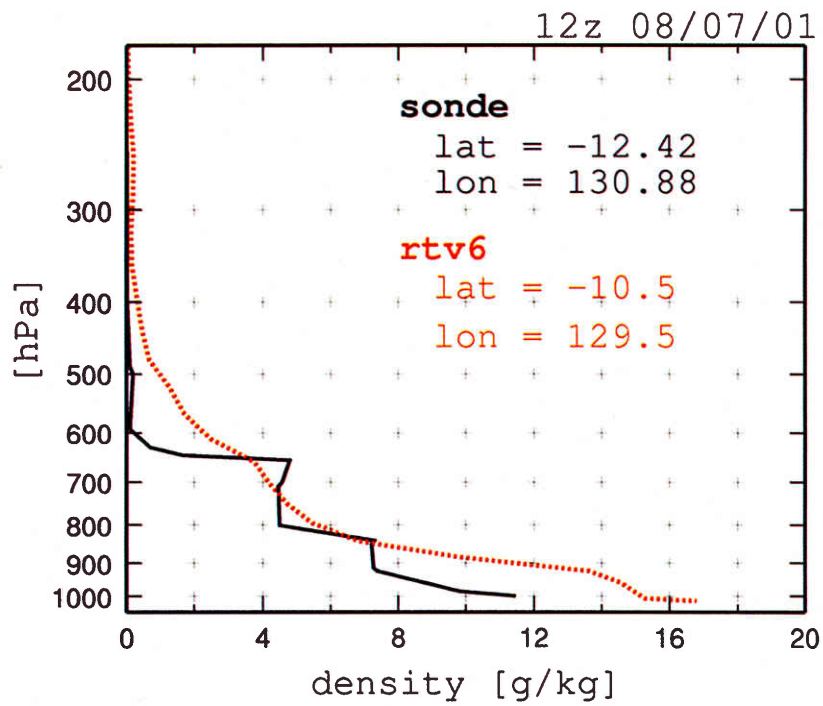


図6-5 図3-5の領域Aの2001年7月8日12Zの温度、比湿の鉛直プロファイル。

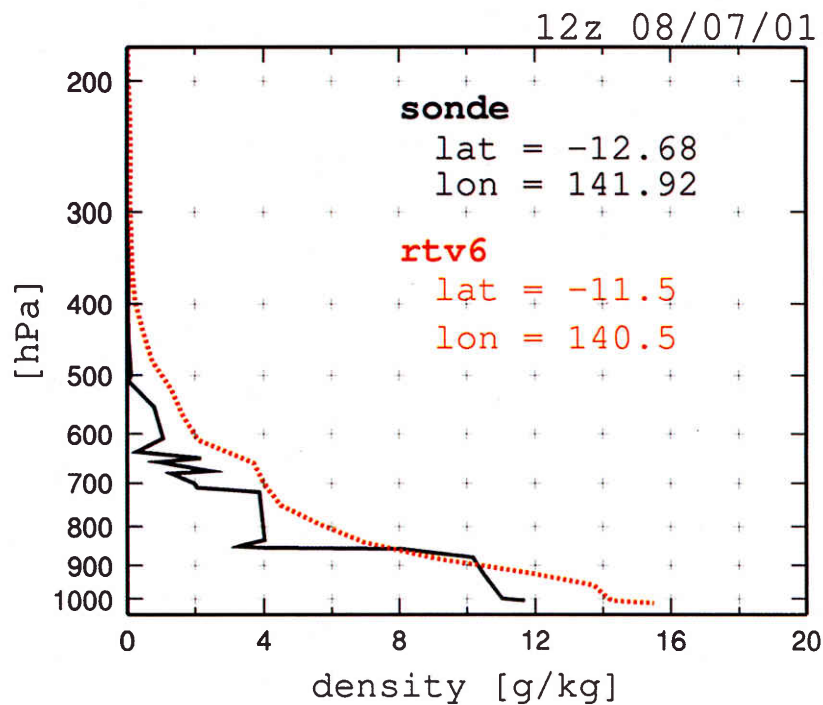


図6-6 図3-5の領域Bの2001年7月8日12Zの温度、比湿の鉛直プロファイル。

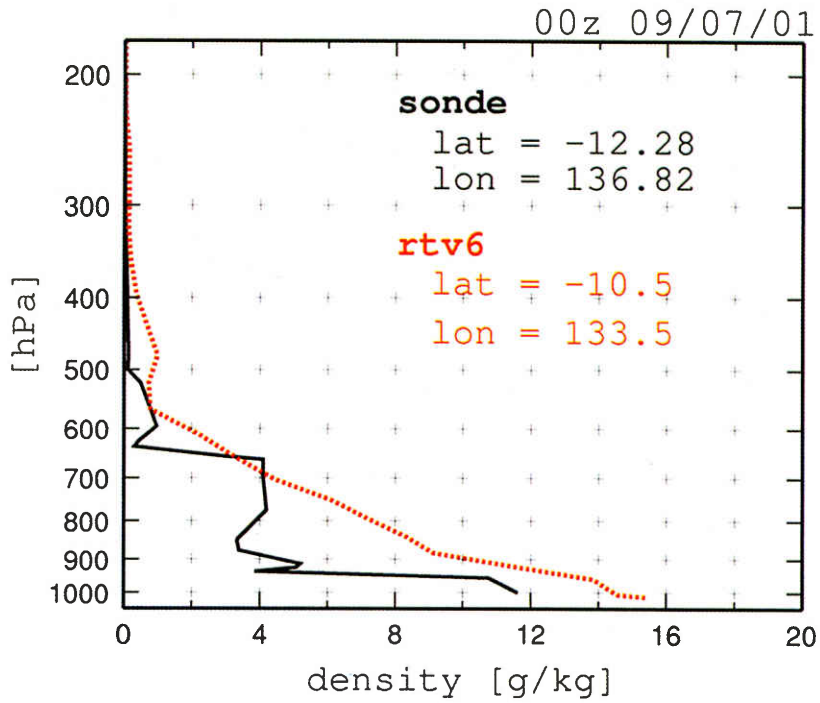


図6-7 図3-6の領域Cの2001年7月9日00Zの温度、比湿の鉛直プロファイル。

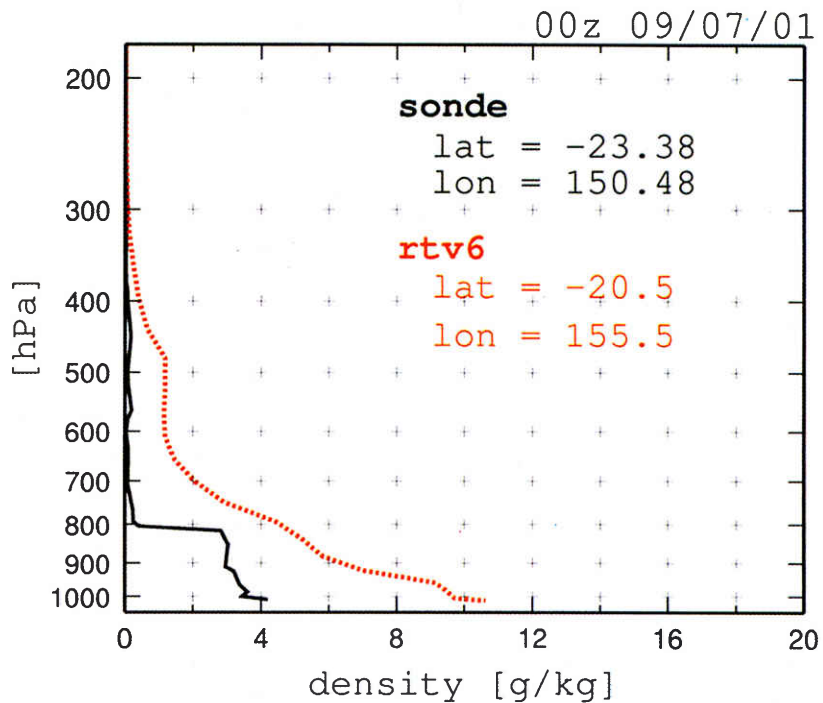


図6-8 図3-6の領域Dの2001年7月9日00Zの温度、比湿の鉛直プロファイル。

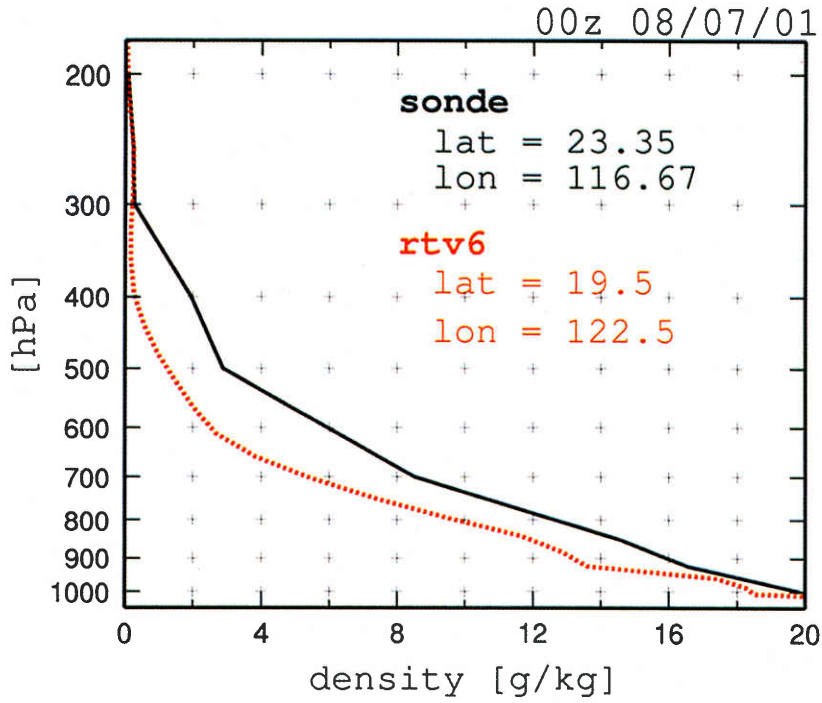


図6-9 図3-4の領域Aの2001年7月8日00Zの温度、比湿の鉛直プロファイル。

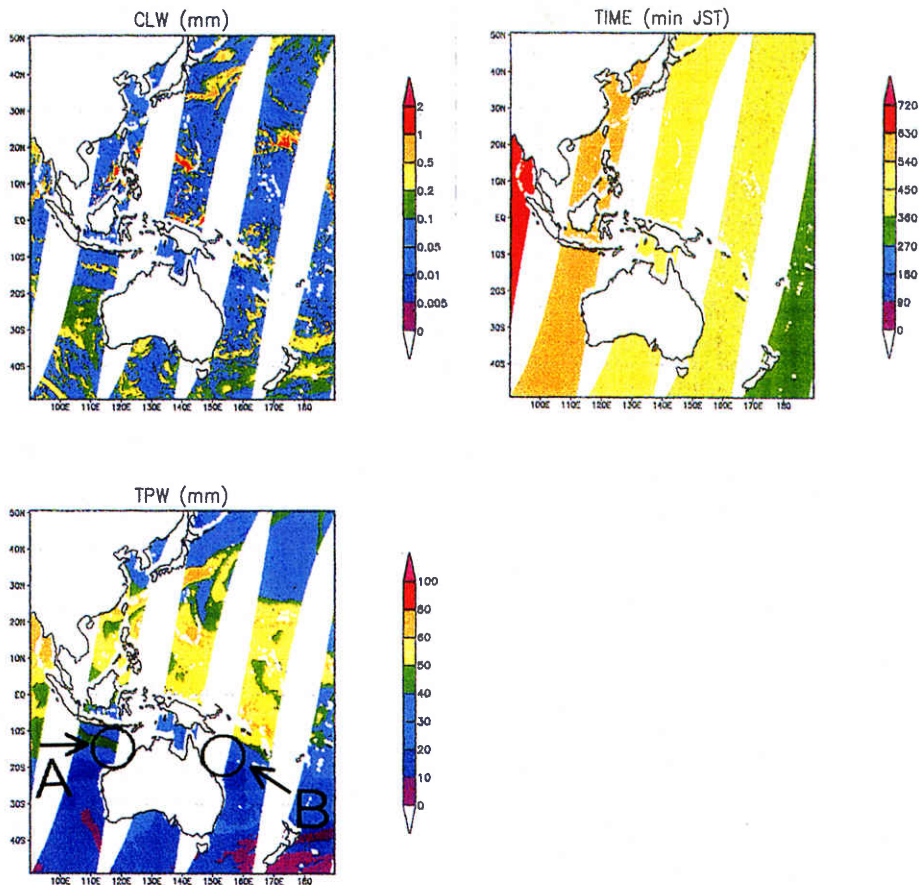


図7-1 2001年7月4日のSSM/Iの観測データをもとにリトリブしたデータから作成した画像。左上が雲水量、左下が可降水量。単位はいずれもmm。右の図は観測時刻。単位は分で00JSTからの通算時間。540JSTが00Zに対応する。



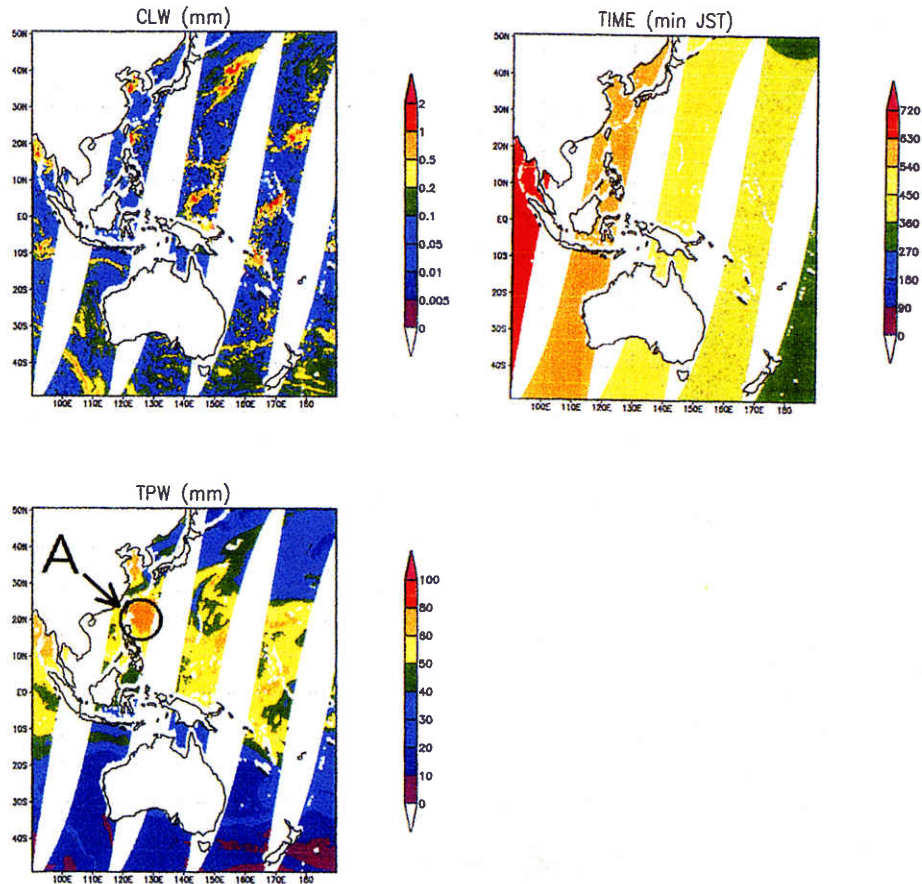


図7-2 2001年7月8日のSSM/Iの観測データをもとにリトリブしたデータから作成した画像。

## 7. まとめ

2001年3月から運用が始まっている最新版の全球モデルの予報値を入力として放射モデルRTTOV 6でGMS-5の観測TBBを計算した。

計算資源の発展もあって、近年の数値予報の性能の進歩には目覚ましいものがあり、ECMWF20を筆頭にいくつもの予報センターが予報モデルの精度をめぐってしのぎを削っている。最近では予報モデルそのものの性能の向上はもちろんであるが、いかに高品質の入力データを提供するか、つまり、観測データをはじめとする各種データからいかにすぐれた解析値を作成し、それを予報モデルに与えるかというデータ同化の分野にも重点が置かれるようになってきている。気象庁でも、これまでは数値予報課がほぼ単独で行ってきたモデル開発を全庁的に取り組むよう方針を見直し、衛星センターも衛星の運用、データ管理センターとしてその一翼を担っている。具体的にはい

くつか数値予報課との共同開発の課題として設定されているが、本稿はそのうちの「変分法による静止気象衛星の水蒸気チャンネルのデータ同化」という開発に取り組んでいる過程で出てきたものである。変分法によりデータを同化するためには観測データと比較したときにそれに近い第一推定値を提供できなければならない。そういった意味では本稿は開発のほんのさわりの部分である。今後、取り組む課題としては、以下のような項目がある。

- バイアス補正の手法：バイアス誤差は解析結果に致命的な誤差を生むので可能な限り除去しなければならない。
- 品質管理のツール：よくない観測データや第一推定値は解析に使ってはならない。また適切にデータを評価するためにも精度のよい晴天判別手法の開発する必要がある。
- 共分散行列の作成。

●アジョイントコードの記述。

最終的に予報モデルに対してどの程度のインパクトがあるのか、予報精度の向上に貢献できるのかどうか、それが判明するのはまだ少し先の話になるが、数値予報モデルへの直接同化という利用形態はこれまでの衛星データの利用とはかなり違っており、これからの衛星センターの業務的な新しい展開の可能性もある。開発の各段階で報告したいと考えている。

本稿では、RTTOV 6にはGMS-5の応答関数から作成した係数ファイルが含まれていないことから、便宜的に同じ波長帯のGOES-10の係数ファイルを使用した。RTTOVは随時改良が加えられており、第7版の登場も近く、これにはGMS-5の係数ファイルも加えられるようだ。GMS-5の係数ファイルを使って改めてRTTOVの計算TBBがどの程度のものかを検証しなければならないが、すでに触れたようにGMS-5の赤外1には負のバイアスがあるとの報告もある。また、同じ波長帯の他衛星センサのチャンネルとの相互比較がCGMSのAI (Action Item要処置事項) になっているので、検証の際にはその結果も考慮したい。ただ水蒸気チャンネルについては、打ち上げ前の地上での応答関数の計測の仕方に問題のあることが指摘されている(栗原・徳野 2000)。

謝 辞

本稿は平成12年度の数値予報課でのOJTの成果をもとにまとめたものです。竹内義明予報官、岡本幸三技術専門官ほか数値予報課の方には色々ご指導いただき、数多くの貴重な助言をいただきました。気象衛星センターシステム管理課徳野正巳調査官からは有益な助言をいただいたのをはじめ、メンバの多くからデータや画像の作成に関して協力いただきました。気象衛星センター解析課折口征二技官にはRTTOV 6に関する技術的なメモを提供していただきました。ここに記して感謝の意を表します。

参考文献

大野木 和敏・高田伸一・小室 肇、1997：データ

品質管理と解析前処理

データ同化の現状と展望、数値予報課報告・別冊第43号、17-61、気象庁予報部

岡本 幸三・太原 芳彦、1999：衛星データ同化概論  
数値予報のための衛星データ同化、数値予報課報告・別冊第45号、気象庁予報部

岡本 幸三、2000：TOVS 1次元変分法 (TOVS 1 DVAR) を用いたTOVSデータ同化

NPD/JMA Technical Memorandum NO.59

気象庁予報部、2000：新しい数値解析予報システム  
平成12年度数値予報研修テキスト 数値予報課報告・別冊第47号 合併号

栗原 茂久・徳野 正巳、2000：GMS-5 VISSRキャリブレーションの現状

気象衛星センター技術報告第38号、53-68、気象衛星センター

佐々木 秀行、1989：基本格子点データの作成  
気象衛星センター技術報告 特別号 (1989) II  
GMSシステム更新総合報告 (1989年版) II データ処理編、123-139、気象衛星センター

柴田 清孝、1999：光の気象学、182、朝倉書店

多田 英夫、1997：データ同化概論

数値予報課報告・別冊第43号、1-6、気象庁予報部

露木 義、1997：変分法によるデータ同化

数値予報課報告・別冊第43号、102-165、気象庁予報部

徳野 正巳、1993：衛星シミュレーション画像

気象衛星センター技術報告第26号、11-34

萬納寺 信崇、1994：4次元データ同化システム

平成6年度数値予報研修テキスト、数値予報課報告・別冊第41号合併号、36-40、気象庁予報部

K. Masuda, T. Takashima, and Y. Takayama, 1988:Emissivity of pure and sea waters for the model sea surface in the infrared window regions

Rem. Sens. Env., 24:313-329

Lauritson., Nelson, G.J. and Porto, F. W., 1979:Data extraction and calibration of TIROS-N/NOAA radiometers.

NOAA Tech. Memo. NESS 107.

McMillin L.M., Fleming H.E. and Hill M.L., 1979: Atmospheric transmittance of an absorbing gas. 3: A computationally fast and accurate transmittance model for absorbing gases with variable mixing ratios.

Applied Optics 181600-1606

McMillin L.M., Crone L.J. and Kleespies T.J., 1995: Atmospheric transmittance of an absorbing gas. 5. Improvements to the OPTRAN approach.

Applied Optics 348396-8399

R. Munro, G. Kelly and R.Saunders, 2000: Assimilation of Meteosat Radiance Data within the 4 D-Var System at ECMWF

EUMETSAT/ECMWF Fellowship program RESEARCH REPORT No. 8, ECMWF · EUMETSAT

R.Saunders, M.Matricardi and P. Brunel, 1999: A fast radiative transfer model for assimilation of satellite radiance observation-RTTOV-5

Research Department, Technical Memorandum No. 282, ECMWF

Vanessa Sherlock, 1999: ISEM - 6: Infrared Surface Emissivity Model for RTTOV-6

Forecasting Research Technical Report No. 299

Wang, W.-C., X.-Z.Liang, M.P.Dudek, D.Pollard, S. L. Thompson, 1995: Atmospheric ozone as a climate gas.

Atmospheric Research, 37, 247-256

Weinreb, M.P., Fleming, H. E., McMillin, L.M. and Neuendorffer, A.C., 1981 Transmittances for the TIROS Operational Vertical Sounder.

NOAA Tech. Rep. NESS 85

## APPENDIX A. 変分法と衛星データ、放射モデルの関係

変分法は次の評価関数を使って解析を行う。

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

変数はそれぞれ、

$\mathbf{x}$ : すべての解析値を要素にもつベクトル

$\mathbf{x}_b$ : すべての第一推定値を要素にもつベクトル

$\mathbf{y}_o$ : すべての観測値を要素にもつベクトル

$\mathbf{B}$ : 第一推定値の誤差の共分散行列

$\mathbf{O}$ : 観測誤差の共分散行列

$\mathbf{H}$ : 観測演算子

を表わしている。

評価関数 $J(\mathbf{x})$ は、解析値(真値の推定値)と第一推定値のずれを見積もる項(右辺第一項)と解析値と観測値のずれを見積もる項(右辺第二項)から成る関数で、変分法では、この評価関数を最小にするが解析値となる。

右辺に含まれる観測演算子 $\mathbf{H}$ は解析要素を観測要素に変換するもので、衛星観測の場合、大気のプロファイル(解析要素)を放射輝度温度(観測要素)に変換する放射伝達計算モデルが観測演算子 $\mathbf{H}$ にあたる。変分法ではこの観測演算子に線形関数という制約がないので、観測要素でない放射輝度温度も解析に利用することが可能となる。衛星観測データは、解析変数あるいはそれと線形関係にあることは稀であり、このことは衛星データ利用上大きな利点である。また、放射モデルによる衛星観測データの計算は衛星観測データから解析変数へのリトリーブよりもはるかに変換精度、変換効率が良いので、衛星データのもつ情報をより有効に活用できるという点でも優れている。

変分法による解析では、真の値(解析値)はある正規分布に従って出現し、観測値はそのまわりにある誤差をもって正規分布することが前提になっている。変分法による解析が信頼性の高いものとして成功するためには、観測値が真の値の近傍に分布していなければならない。そのために、放射モデルによる計算TBBが観測TBBをどの程度の精度でシミュレートしているのかを確認する必要がある。

## APPENDIX B. RTTOV 6 による放射計算について

<sup>20</sup> 数値予報の分野における世界の代表的な予報センターは、欧州のECMWFのほかには英国のUMO、フランスのMeteoFrance、米国のNCEP、カナダのCMC、そして日本のJMAがある。

B.1 輝度温度の計算

●放射伝達の計算 (各高度からの放射の鉛直積算)

衛星で観測する大気の放射輝度は大気による散乱の効果を見無視すると

$$L(\nu, \theta) = (1-N)L^{Cr}(\nu, \theta) + N \cdot L^{Cd}(\nu, \theta) \quad (1)$$

となる。ただし、 $\nu$ は周波数、 $\theta$ は衛星天頂角で、 $L^{Cr}$ と $L^{Cd}$ はそれぞれ晴天格子の放射と曇天格子の放射、 $N$ は雲量(0~1)である。晴天格子の放射は次の式で表わされる

$$L^{Cr}(\nu, \theta) = \tau_s(\nu, \theta)\epsilon_s(\nu, \theta)B(\nu, T_s) + \int_{\tau_{ca}}^1 B(\nu, T) d\tau + (1-\epsilon_s(\nu, \theta))\tau_s^2(\nu, \theta) \int_{\tau_{ca}}^1 \frac{B(\nu, T)}{\tau^2} d\tau \quad (2)$$

右辺の第1項は地表面の射出、第2項は大気による射出、第3項は地表面で反射された下向き放射の上向き放射への寄与を表わしている。ただし、 $B(\nu, T)$ は周波数 $\nu$ 、温度 $T$ のプランク関数により求まる放射輝度、 $\tau_s(\nu, \theta)$ は地表面から大気上端までの透過率、 $\tau$ は大気層から大気上端までの透過率、 $\epsilon_s(\nu, \theta)$ は地表面の射出率、 $T$ は大気層の平均温度、 $T_s$ は地表面の輝度温度である。

曇天格子の放射輝度は次式で定義されている。

$$L^{Cd}(\nu, \theta) = \tau_{ca}(\nu, \theta)B(\nu, T_{ca}) + \int_{\tau_{ca}}^1 B(\nu, T) d\tau \quad (3)$$

ただし、 $\tau_{ca}(\nu, \theta)$ は雲頂から大気上端までの透過率、 $T_{ca}$ は雲頂の温度、雲頂の射出率は1としている。この仮定は赤外域の場合、十分に厚く光学的に不透明な雲に関しては良い近似であるが、光学的に薄い雲やマイクロ波の帯域には使えない。

また、式(2)、(3)は厳密には単色性の放射に関して成り立つものであるが、強い吸収がない場合にはある程度の幅の波長帯に関して積分した放射についても良い近似を与える (McMillin et al 1979) ので、このモデルではそれを仮定している。式(2)を離散化すると

$$L_i^{Cr} = \tau_{s,i}\epsilon_{s,i}B_i(T_s) + \sum_{j=1}^i L_{i,j}^{Cr} + (1-\epsilon_{s,i}) \sum_{j=1}^i L_{i,j}^{Cd} \left[ \frac{\tau_{i,j}^2}{\tau_{i,j-1}\tau_{i,j}} \right] + L_i^* \quad (4)$$

ただし、 $L_i^{Cr}$ は晴天格子の放射輝度、 $\tau_{i,j}$ はチャンネル*i*の第*j*層から大気上端までの透過率をチャンネル*i*の応

答関数に関して積分したもの、 $L_i$ は地表面から地表面のすぐ上の層*Js*(最下層の大気)への小さな寄与分である。

$L_{i,j}^*$ は次式で定義されている

$$L_{i,j}^* = \frac{1}{2} [B_i(T_j) + B_i(T_{j-1})] (\tau_{i,j-1} - \tau_{i,j}) \quad (5)$$

$B_i(T_j)$ は修正プランク関数で、プランク関数をチャンネルの応答関数で補正したもので、温度 $T$ 、チャンネル*i*に対しては

$$B_i(T) = \frac{c_{1i}}{\exp(c_{2i}/(a_i + b_i \cdot T)) - 1} \quad (6)$$

となる。ただし、 $c_{1i} = c_1 \cdot \nu_i$ 、 $c_{2i} = c_2 \cdot \nu_i$ で、 $c_1$ 、 $c_2$ はプランク関数定数、 $\nu_i$ はチャンネル*i*の中心周波数である。 $a_i$ 、 $b_i$ はいわゆる帯域補正係数 (band correction coefficient, Weinreb et al., 1981; Lauritson et al., 1979 参照) と呼ばれるもので、チャンネルの応答関数から計算されるパラメタである。

式(5)は大気層からの射出の平均は、大気層の上面からの射出と底面からの射出の平均で近似することを意味している。大気の鉛直方向の分割が、大気層内が均一であるとみなせるほどの分解能であればこの仮定は十分妥当なものである。

光学的に十分厚い雲の赤外波長域の放射輝度式(3)を離散化したものは

$$L_i^{Cd} = \tau_{ca,i} B_i(T_{ca}) + L_i^* + \sum_{j=1}^i L_{i,j}^{Cd} \quad (7)$$

となる。ただし、 $J_{ca,i}$ は、雲頂を含む大気層のすぐ上の層を表わす。右辺第2項は、雲頂が含まれる大気層の寄与分を表わす項で、雲頂を含む層の上と下の層からの放射を内挿補間して算出する。以上から、チャンネル*i*で観測する離散化した大気の放射は

$$L_i = (1-N)L_i^{Cr} + N \cdot L_i^{Cd} \quad (8)$$

となる。

●透過率の計算 (各高度ごとの放射の見積もり)

上述の式(4)、(5)、(7)の計算で使う透過率 $\tau_i$ は次のような手順で計算する。

本文中でも触れたようにRTTOVでは吸収物質を、混

合気体、水蒸気、オゾン、雲水の4つに分類し、それぞれについて透過率  $\tau$  を計算する。混合気体を構成するのは、 $CO_2$ 、 $O_2$ 、 $N_2$ 、 $CH_4$ 、CFC-11そしてCFC-12である。混合気体の密度・存在比率は空間的にも時間的にも変化せず一定値を仮定している。これらのうちのいくつかは空間的にも時間的にも少なからず変動するが、その透過率としての寄与は小さく、一定値として処理して支障がないとしている。オゾンと水蒸気は時間・空間変動する気体としてあつかい、したがって透過率もそれぞれ別に計算する。これら4種類の透過率から全体の透過率を算出するが、それぞれの気体が単独で存在するときと共存するときとは吸収の周波数特性が同じではないので、全体としての透過率を、4つの透過率（混合気体、水蒸気、オゾン）の積で見積もることは厳密には正しくない。RTTOVではより精度の高い近似としてMcMillin et al;1995に基づいた方法を採用し、全体の透過率を次の式で計算している：

$$\tau_{i,j}^{total} = \tau_{i,j}^{mix} \cdot \frac{\tau_{i,j}^{mix+vw}}{\tau_{i,j}^{mix}} \cdot \frac{\tau_{i,j}^{mix+vw+oz}}{\tau_{i,j}^{mix+vw}} \cdot \frac{\tau_{i,j}^{mix+vw+oz+cld}}{\tau_{i,j}^{mix+vw+oz}} \quad (9)$$

ただしはiチャンネル、第j層の全体としての (total) 透過率で、ほか、肩についている *mix*、*mix+vw*、*mix+vw+oz*、*mix+vw+oz+cld* はそれぞれ、混合気体、混合気体と水蒸気、混合気体と水蒸気とオゾン、混合気体と水蒸気とオゾンと雲水の存在下での透過率であることを示している。RTTOVは(9)式右辺の4つの項をそれぞれ混合気体、水蒸気、オゾン、雲水の透過率として計算する。

この透過率は、各層から衛星高度までの光学的厚さから計算する。光学的厚さは4種類の吸収物質ごとに次のような回帰式を使って計算する。回帰式は  $P$  (気圧)、 $T$  (温度)、 $Q$  (比湿)、 $\theta$  (衛星天頂角) の積からなる多項式である。

$$d_{i,j} = d_{i,j-1} + Y_j \sum_{k=1}^K a_{i,j,k} \cdot X_{k,j} \quad (10)$$

$d_{i,j}$  はチャンネル  $i$  の第  $j$  までの光学的厚さで、 $d_{i,j} - d_{i,j-1}$  は第  $j$  層の光学的厚さになる。 $X_{k,j}$ 、 $Y_j$  は予報変数で、吸収物質ごと、チャンネルごとに設定されており、例としてHIRSとAMSUのものを表2<sup>21</sup>に示した。回帰係数  $a_{i,j,k}$  はLBLモデルに基づいた高精度放射計算モデルを使って、43のプロファイル、0~60度の5つの衛星天頂角、のデータについて放射計算を実行し、あらかじめ求めたものである。

こうして次式によってまず光学的厚さから透過率を計算し

$$\tau_{i,j} = e^{-d_{i,j}} \quad (11)$$

これを使って式(4)、(5)、(7)から放射輝度を計算する。

## B.2 入力パラメータ

●大気鉛直プロファイル(含む 地表面)、雲に関するパラメータ

本文中でも触れたが、RTTOV 6 を構成する43層の気圧レベル (hPa) は以下のとおり

0.10、0.29、0.69、1.42、2.61、4.41、6.95、10.37、14.81、20.40、27.26、35.51、45.29、56.73、69.97、85.18、102.05、122.04、143.84、167.95、194.36、222.94、253.71、286.60、321.50、358.28、396.81、436.95、478.54、521.46、565.54、610.60、656.43、702.73、749.12、795.09、839.95、882.80、922.46、957.44、985.88、1005.43、1013.25

これらの各レベルの大気層について、

温度 (K)、

水蒸気 (kg/kg)、

オゾン (kg/kg)、

雲水量 (kg/kg)

を入力値として与える。雲水量を放射計算の過程に含める機能は第6版で追加された。地表面のパラメータとして入力されるのは、

地表面から2mの高さの温度 (K)

〃 水蒸気 (kg/kg)

〃 風速  $u$  (m/s) ・

〃 風速  $v$  (m/s)、

<sup>21</sup> 雲水に関しては第6版で取り入れられたもの。表2はRTTOV5に関する文献から引用したもので、雲水についての予報変数は含まれていない。

地表面気圧 (hPa)  
 地表面温度 (K)  
 の6つである。さらに雲に関連するパラメータとして  
 雲頂の気圧レベル (hPa)、  
 雲量 (0-1、雲による被覆率)  
 を与える。

●地表面の射出率

地表面の射出率は入力値として設定することもでき  
 るし、RTTOV6自身に計算させることもできる(標準  
 設定)。赤外域の射出率については地表面の種類にかか

わらず一律に1と設定されていたのが、第6版では  
 ISEM6 (Infrared Surface Emissivity Model for RTTOV6)  
 という新しいモデルが導入されて、地表面の種類に応  
 じて計算されるようになっている。地表面の種類は  
 海面、海氷、陸面、雪  
 の4つである。

陸面、海氷/雪についてはそれぞれ0.98、0.99に改善  
 された。いずれも周波数、入射角に対する依存性はな  
 い。

海面の射出率は静穏で風がない状態の鏡面反射を仮

Predictors	uniformly mixed gases	HIRS water vapour/ ozone	AMSU water vapour/ozone
$X_{1j}$	$\delta T_j \sec \theta$	$\delta T_j$	$\delta T_j$
$X_{2j}$	$\overline{\delta T_j^2} \sec \theta$	$\overline{p \delta T_j}$	$\overline{p \delta T_j}$
$X_{3j}$	$\overline{\delta T_j} \sec \theta$	$\delta q_j$	$\delta q_j$
$X_{4j}$	$\overline{p \delta T_j} \sec \theta$	$\overline{p \delta q_j}$	$\overline{p \delta q_j}$
$X_{5j}$	$(\sec \theta - 1)$	$\delta T_j (\sec \theta u_j)^{1/2}$	$\delta T_j (u_j)^{1/2}$
$X_{6j}$	$(\sec \theta - 1)^2$	$\delta T_j^2 (\sec \theta u_j)^{1/2}$	$\delta T_j^2 (u_j)^{1/2}$
$X_{7j}$	$\overline{\delta T_j} (\sec \theta - 1)$	$\delta q_j (\sec \theta u_j)^{1/2}$	$\delta q_j (u_j)^{1/2}$
$X_{8j}$	$\overline{p \delta T_j} (\sec \theta - 1)$	$(\sec \theta - 1) (\sec \theta u_j)^{1/2}$	0
$X_{9j}$	$\overline{\delta T_j} (\sec \theta - 1)$	$(\sec \theta - 1)^2 (\sec \theta u_j)^{1/2}$	0
$Y_j$	1	$(\sec \theta u_j)^{1/2}$	$(\sec \theta u_j)^{1/2}$

$$\overline{\delta T_j} = \frac{1}{p_j} \sum_{t=1}^j \delta T_t (p_t - p_{t-1})$$

$$u_j = 1/2 (q_j + q_{j-1}) (p_j - p_{j-1})$$

$$\overline{p \delta T_j} = \frac{2}{p_j^2} \sum_{t=1}^j p_t \delta T_t (p_t - p_{t-1})$$

$$\overline{p \delta q_j} = \frac{2}{p_j^2} \sum_{t=1}^j p_t \delta q_t (p_t - p_{t-1})$$

$$\delta T_j = 1/2 (T_j - T_j^{ref} + T_{j-1} - T_{j-1}^{ref})$$

$$\delta q_j = 1/2 (q_j - q_j^{ref} + q_{j-1} - q_{j-1}^{ref})$$

表2 RTTOV6で光学的深さ算出のための回帰式の予報変数一覧。HIRSとAMSUのもの。  
 $T_j$ は気温、 $q_j$ は比湿またはオゾンの体積混合比。 $T_j$ 、 $q_j$ の右肩の'ref'は基準プロファイルデータであることを示して  
 いる。基準値として各層の全球平均値を使っている。

定した海面の射出率として計算されている (*K. Masuda et al.* 参照)。この手法は放射の偏向も考慮してFresnelの式による反射率から射出率を計算するものである。Fresnelの式には入射角(つまり衛星視野角あるいは衛星天頂角)と複素屈折率が必要であり、複素屈折率は周波数依存性がある。したがって、RTTOV6の赤外域の海面射出率は、海上風速には依存しないが、衛星天頂角と周波数の関数として設定される。

●センサに関するパラメータ

衛星ならびにセンサごとにその応答関数をもとに作成された係数ファイルが用意されており、衛星、センサ、チャンネルに応じた係数ファイルが設定される。

B.3 RTTOVによる放射計算の流れ (サブルーチンの構成)

RTTOVによる放射計算は二部構成になっている。つまり、計算に必要な諸パラメータを設定する部分と放射計算本体の部分である。

●パラメータの設定・・・サブルーチン名: RTTVI (以下 同)

放射計算の前に一度だけ実行される。衛星シリーズの指定 (NOAA、GOES、METEOSATなど)、衛星番号の指定 (GOESなら8か9か10か、など)、センサの指定 (NOAAにはAVHRRとTOVSがある。TOVSの場合はさらにHIRS、AMSUなどの指定も必要)、チャンネルの指定。

これらを指定することで、それに応じた係数ファイ

ル (応答関数をもとに作成したもの) が放射計算の中で使用されることになる。

●放射計算本体・・・RTTOV

図8はRTTOVのサブルーチンのツリー構造である。

1. PRFIN: 入力変数を設定する。単位の換算なども含む。このサブルーチンはさらに3つの計算過程で構成されている:

● PRSLEV: 指定気圧面の気温、比湿などの設定  
● DEBYE: 透過率に対する雲水の効果を取り入れるためのもので、雲水の光学的厚さを計算する $X_{cl}$ のDEBYE項の部分の計算する。

● PRFTAU: 予報変数 (式(10)の $X$ 、 $Y$ ) を計算する。

2. OPDEP: 光学的厚さを計算する。 $X$ 、 $Y$ はPRFINで計算されている。

3. RTTAU: 透過率を計算する。透過率は各層から衛星までの透過率である。

4. RTINT: 放射強度、輝度温度の計算。このサブルーチンはさらに3つのサブルーチンで構成されている。

● PLNCX: プランクの関係式を使って各層の気温から放射輝度を計算。

● EMISS: 射出率の計算。赤外域はISMEモデル、マイクロ波域はFASTEMモデルに基づいて計算。

● BRIGV: 全層の放射輝度から衛星で観測する輝度温度を計算する。チャンネルに応じて (応答関数ごとに) 修正されたプランクの関係式を使う。

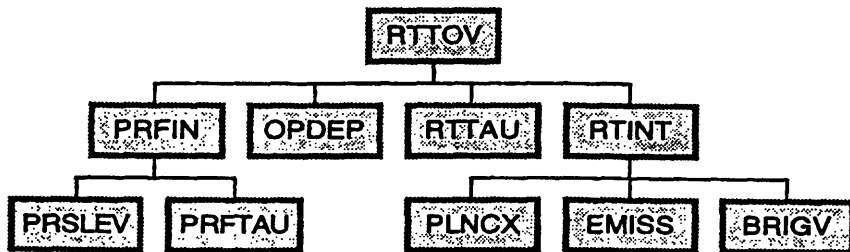


図8 RTTOV6のメインルーチンのサブルーチン・ツリー構造