

大気追跡風の品質向上へ向けた開発
**Developments for Quality Improvement of
Atmospheric Motion Vectors Product**

今井 崇人¹、小山 亮²

IMAI Takahito and OYAMA Ryo

Abstract

Meteorological Satellite Center (MSC) of Japan Meteorological Agency (JMA) has been producing Atmospheric Motion Vectors (AMVs) product by using successive images of geostationary satellites since 1978. The AMV data is important observational wind data for numerical prediction. Hence, the data is used in the numerical prediction model of JMA, and foreign numerical prediction centers, the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), United Kingdom Meteorological Office (UKMO), National Centers for Environmental Prediction (NCEP) and so forth.

This paper reports the developments for improving the quality of AMVs, which was achieved by MSC in 2006. The work was performed to improve two AMV derivation processes focusing on upper and middle level IR and WV AMV, that is, 1) the height assignment method, and 2) the determination of candidate points for AMV calculation. The negative bias of AMV wind speed against sonde observational wind, which has been in the upper and middle tropospheric layers in the northern and southern middle latitudes for the past few decades, was significantly reduced after introducing the first improvement. Moreover, the accuracy of tracking the movement of the uppermost clouds in IR images and features in WV images is improved by using the second improvement for some types of clouds. These improvements have been introduced into JMA's operational AMV calculation system at 06UTC on 30 May 2007.

要 旨

気象衛星センターでは、1978年以降、静止気象衛星の連続する複数の画像を使って大気追跡風（以下、衛星風）プロダクトを作成している。作成された衛星風は、気象庁とともに、ヨーロッパ中期予報センター（ECMWF）、英国気象局（UKMO）、米国環境予測センター（NCEP）等において、重要な風データとして数値予報で利用されている。

本技術報告では、衛星風の精度向上のため2006年度に気象衛星センターで実施した改良について報告する。この改良は、1) 衛星風に高度を割り付けるため手法（高度指定法）の改良、及び2) 衛星風算出候補点を決定するための雲指定点選択法の改良に分けられる。今回の赤外上・中層風及び水蒸気風を対象とした改良の結果、特に1)の高度指定法の改良によって、長年の問題となっていた中緯度対流圏中・上層でのゾンデ風に対する負の風速バイアスが大幅に改善された。さらに、2)の雲指定点選

¹ 気象衛星センターデータ処理部システム管理課（現所属：気象庁予報部予報課）

² 気象衛星センターデータ処理部システム管理課
(2007年10月5日受領、2008年2月1日受理)

扱法の改良によって一部の上層雲及び水蒸気パターンについて追跡精度の改善がみられた。これらの改良は2007年5月30日06UTCにルーチンに導入されている。

1. はじめに

大気追跡風（以下、衛星風）は、静止気象衛星の一定の時間間隔の画像を使って雲域または水蒸気パターンの移動を追跡することにより算出される。その高度は雲域の観測輝度温度から数値予報の鉛直温度分布データを参照して決定され、対流圏下層から上層までの高度の風データとして算出される。衛星風はゾンデによる風観測と比べ、海上を含めて広範囲かつ高密度に算出が可能なのが特徴である。気象衛星センターでの衛星風算出の歴史は長く、1978年4月に上層及び下層雲移動風の算出が、1995年6月から水蒸気移動風が開始され現在に至っている（大河原ほか、2004）。算出された衛星風はGTS回線を経由してBUFR（Binary Universal Form for data Representation of meteorological data, WMO, 1988）及びSATOB（Report of Satellite Observation）^{*1}形式で配信され、気象庁をはじめヨーロッパ中期予報センター（ECMWF）、英国気象局（UKMO）、米国環境予測センター（NCEP）等の海外の数値予報センターでも重要な風観測データとして数値予報に利用されている。

近年の数値予報技術の高度化及び精度の向上にとともに、大気客観解析で利用される観測データにはより高い品質が求められるようになってきている。気象衛星センターは、気象衛星調整会議（CGMS）が提言する衛星風の算出手法、品質情報及び配信フォーマットに関する標準化に定めるため、2003年5月22日12UTCから高密度衛星風の作成とBUFR形式での配信を開始した（大河原ほか、2004）。BUFR形式で配信されるデータには、欧州気象衛星機構（EUMETSAT）で開発されたQuality Indicator (QI)（Holmlund, 1998）及びウィスコンシン大学・気象衛星研究機関（UW-CIMSS）で

開発された再帰フィルター関数（Recursive Filter function: RFF）の2種類の品質情報が付加され、ユーザー側で高度なデータの取り扱いが可能になった。

気象衛星センターでは、2003年5月の風算出システム更新の際に、衛星風データの品質向上を目的に2つの高度指定法に関する改良も実施している（大河原ほか、2004）。一つは下層風の高度指定精度の向上を目的として、下層風にその雲の雲底高度を割り付ける手法（Tokuno, 1998）を採用した。これによって、850 hPaの固定値であった下層風の高度が可変値に変更された。さらに、晴天域の水蒸気風の高度を、赤外1（大気の窓領域）及び水蒸気チャンネルの輝度温度データを用いた方法から、水蒸気チャンネルのみの輝度温度に基づいて算出するように変更した。この変更によって、晴天域の水蒸気風の高度が時に極端に低く割り付けられてしまう問題を解決した。

衛星風の長年の問題として、特に中緯度対流圏上・中層で算出される衛星風データにみられる負の風速バイアスの問題がある。観測データに含まれるバイアスは、数値予報にとって最も嫌われる問題で、改善が求められていた。この問題を解消するため、2006年度に、高度指定改善のための改良を実施した。本稿では、この高度指定法の改良の概要とともにその効果について報告する。また、併せて実施した対流圏上層の雲域及び水蒸気パターンの追跡精度を向上させるための算出候補点に関する改良についても紹介する。これら2つの改良は、従来と比較して衛星風の大幅な品質向上をもたらすことが確認され、2007年5月30日06UTCに気象衛星センター計算機システムのルーチンに導入された。

2 改良の背景

従来の衛星風データには、特に偏西風が卓越する

*1 近い将来廃止予定

表1 2007年5月30日06UTCにルーチンに導入した衛星風改良項目の一覧

改良項目		内容	
高度指定法の改良	1	H20-IRWインターセプト法による半透明雲の高度補正をより効果的にはたらかせるための改良	第3章で説明
	2	衛星風に割り付ける代表高度算出手法の改良（巻雲の厚さを考慮して求めた最頻高度（最頻雲高度）を使って衛星風高度を算出する手法）	
雲指定点選択法の改良	3	エントロピーを利用した雲指定点の最適化	第4章で説明

中緯度対流圏中・上層において、ゾンデ風及び数値予報の風データに対して負の風速バイアスがみられた。この負の風速バイアスは、特に赤道上層風で顕著にみられ、数値予報モデルへのデータ同化に際し解析及び予報精度へ悪影響を与えることがある（山下・今井, 2007）。また、気象庁全球数値予報モデルを元に過去26年間の全球再解析を行なった25年長期再解析（Japanese 25-year reanalysis: JRA-25）での衛星風のインパクト調査では、2003年7月での実験で、400 hPa高度より上層の衛星風同化によって、南半球の偏西風が1~2 m/s程度弱められるインパクトが確認されている（Oyama, 2007）。

気象衛星センターは、2005年度に、この中緯度対流圏中・上層における衛星風の負の風速バイアスの原因調査のため、衛星風ベクトルとゾンデ風ベクトルとが最も合致する高度（ベストフィット・レベル）に関する調査を実施した。衛星風の観測高度をベストフィット・レベルに置き換えた場合、中緯度域において負の風速バイアスをもっていた衛星風は、ゾンデ風との差異が十分に小さくなるケースが数多く見られた。概して、衛星風算出時に付加される高度は、ベストフィット・レベルよりも高い高度に割り付けられる傾向にあり、これは負のバイアスが発生する状況と整合する。ジェット域の大半の雲はジェット軸より低く、それより高度が高くなるほど風速が大きくなる。このとき、衛星風の観測高度を誤って高く割り付けると、衛星風データは相対的にその観測高度の風より低風速になり、結果負のバイアスが発生する。この調査結果に基づいて、2006年度に、対流圏中・上層の衛星風についてその高度指定法の抜本的な見直しを実施した。

今回この高度指定法の見直しに加えて、対流圏上層の雲域及び水蒸気パターンの追跡精度向上のため、EUMETSATが現衛星風算出ルーチンで利用を行っているエントロピーを利用した上層雲及び水蒸気パターンの追跡に適したテンプレート画像選出（EUMETSAT, 2004）について開発（以下、雲指定点選択法の改良）を行った。

表1に今回実施した改良の一覧を示す。第3章で高度指定法の改良、第4章で雲指定点選択法の改良について記述する。

3 高度指定法の改良

3.1 改良の目的

衛星風ベクトルの算出は、連続する時刻の衛星画像間で相関係数を利用して類似する領域を探すことで、大気によって流される雲や水蒸気パターンの動きを追跡（相互相関法）することによって行う。このとき衛星風データの高度は、追跡した画像領域に基づき見積もるが、この画像小領域（以下、テンプレート画像）は異なる輝度を持つ複数の画素で構成されるため、代表高度の選定には自由度がある。このため衛星風の高度指定は、各画素の輝度に対応する高度を正しく算出することと、画像追跡に寄与した画素を選択することの二つの段階からなると考えられる。

第一段階である画素の輝度からの高度算出についてであるが、対流圏上層の衛星風を算出する場合、ジェット気流の存在を示唆する巻雲はその形状の保存性の良さからも理想的な追跡ターゲットとして使

われている。しかし、多くの巻雲は光学的に薄いため、赤外窓領域の赤外1チャンネル ($11\mu\text{m}$) で巻雲の雲頂高度を観測する場合、地表面からの放射が巻雲を通り抜け、巻雲の高度の大気温度よりも暖かい輝度温度として観測される。このため、巻雲の高度を観測された放射量から求めるためには、地表面からの放射を差し引いた上で高度を求めなければならない。

気象衛星センターにおける衛星風算出処理では、この光学的厚さが小さい薄い巻雲の高度を取り扱うために、赤外1チャンネルと水蒸気(赤外3)チャンネル ($6.7\mu\text{m}$) の放射量を利用したH₂O-IRWインターセプト法 (Nieman et al., 1993) を採用している。この手法は、数値予報モデル予報値の温度・水蒸気プロファイルから計算された赤外1チャンネル及び水蒸気チャンネルの各高度における放射量データを参照する必要があるが、2006年度の調査の中で、衛星風算出点への空間内挿処理誤差、予報誤差等に起因した観測された放射量との不整合によって、有効に働いていない場合が少なからず確認された。

第二段階の追跡に寄与した画素の選択については、相互相関法による追跡処理では相関係数を利用しているため、テンプレート画像の平均輝度温度からの偏差が大きい画素ほど追跡に寄与する (Büche et al., 2006)。従来の高度指定法では、テンプレート画像内の最低輝度温度をもつ画素の高度をテンプレート画像の代表高度として高度指定が行われていた。H₂O-IRWインターセプト法が使えない状況下では、薄い巻雲など半透明雲の高度は地表面からの放射の影響を除くことができず実際よりも低い高度として算出されてしまうため、一番高い高度を選ぶ最低温度法は簡便で比較的精度の高い高度指定法であったと思われる。しかし実際には、画像のパターンの追跡を支配する輝度温度帯の候補としては、テンプレート画像中でその輝度温度帯の画素が十分な数占めることも必要である。事例検証の結果、異なる動きをする上層雲と中・下層雲が混在するテンプレート画像で、中・下層雲を追跡しているにもかかわらず上層雲の

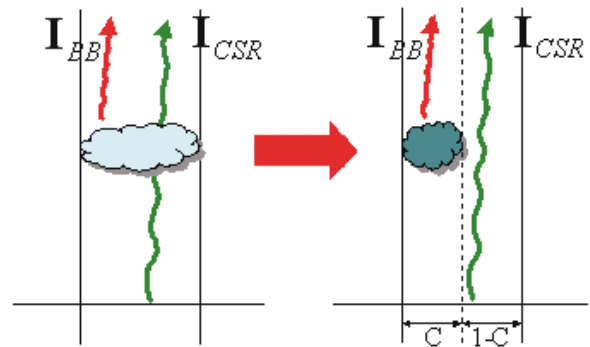


図1 雲と地表面からの放射の説明図

輝度温度(最低輝度温度)を代表温度として高度指定に至ったケースは少なくなかった。

以上の2つの段階それぞれにみられる問題が、衛星風データの高度に誤差をもたらし、特に中緯度域対流圏上中層において、負の風速バイアスをもたらす主要因となっていた。これらの問題の改善を目的として、現行のH₂O-IRWインターセプト法の処理の改良と、テンプレート画像内の雲の厚さを考慮して求めた雲頂温度の最頻値から代表高度を計算する最頻雲温度法の開発を行った。

3.2.1 H₂O-IRWインターセプト法の改良

H₂O-IRWインターセプト法は、図1左のように、雲を透過して衛星に到達する地表からの放射量 I_{CSR} と、雲頂からの放射量 I_{BB} が混在する中から、雲頂からの放射量のみを抽出する。図1左の状況を、図1右のように雲量Cの領域(面積割合Cの黒体の雲)と残りの晴天域と考えると、衛星が観測する放射量は、(1-1)式及び(1-2)式であらわされる。

$$I^{IR1} = C^{IR1} I_{BB}^{IR1} + (1-C^{IR1}) I_{CSR}^{IR1} \quad (1-1)$$

$$I^{IR3} = C^{IR3} I_{BB}^{IR3} + (1-C^{IR3}) I_{CSR}^{IR3} \quad (1-2)$$

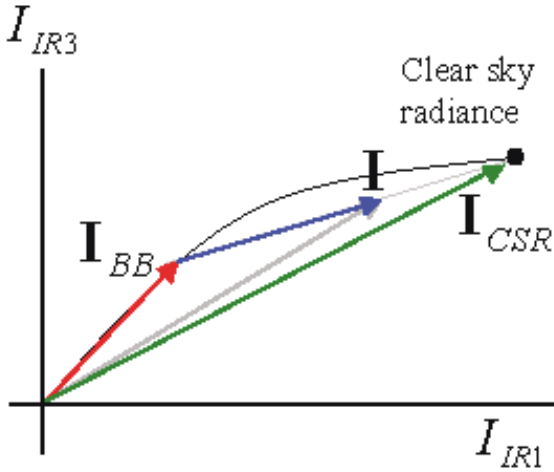


図2 H2O-IRW インターセプト法による雲の高度の算出

ここで、上添え字のIR1とIR3は、MTSAT-1Rの赤外1及び水蒸気（赤外3）チャンネルを表す。最終的に求めたい I_{BB} とその他の部分に分かれるように整理すると(2)式ようになる。

$$\begin{pmatrix} I_{IR1} \\ I_{IR3} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} I_{BB}^{IR1} \\ I_{BB}^{IR3} \end{pmatrix} + (1 - C^{IR1}) \left\{ \begin{pmatrix} I_{CSR}^{IR1} \\ I_{CSR}^{IR3} \end{pmatrix} - \begin{pmatrix} I_{BB}^{IR1} \\ I_{BB}^{IR3} \end{pmatrix} \right\} + (C^{IR1} - C^{IR3}) \left\{ \begin{pmatrix} 0 \\ I_{CSR}^{IR3} \end{pmatrix} - \begin{pmatrix} 0 \\ I_{BB}^{IR3} \end{pmatrix} \right\} \quad (2)$$

経験上、(2) 式の右辺第3項は小さいので無視できる。(2) 式をベクトル表記に改めると(3)式ようになる。

$$I = I_{BB} + (1 - C^{IR1})(I_{CSR} - I_{BB}) \quad (3)$$

この式を図2に示す赤外1・水蒸気輻射量二次元平面上で考える。図中右端の晴天放射（Clear sky radiance, I_{CSR} ）と、原点を結ぶ黒の曲線（以下、黒体の線）は、雲量1の厚い雲（射出率1）を想定し、雲からの輻射量をその高度を変えつつ描画したものである。 I_{BB} はこの曲線上にのる。実際には、数値予報モデルの予報値の温度・水蒸気プロファイルに基づいた放射計算により求める。このとき、観測輻射量を表す灰色のベクトル I は、原点と黒体放射の線上の点を結ぶ赤いベクトル I_{BB} と、晴天放射と雲頂からの輻射量の差（ $I_{CSR} - I_{BB}$ ）を $1 - C^{IR1}$ 倍した青いベクトルの和であることを示す。したがって、晴天放射 I_{CSR} と観測輻射量 I を通る直線と、黒体の線と交差する点を求めることで、雲頂からの輻射量 I_{BB} を見積もることが出来る。

H2O-IRWインターセプト法の利用によって、画素内の雲量が1より小さい場合や、光学的厚さが小さい薄い巻雲などが画素に含まれる場合など、画素の

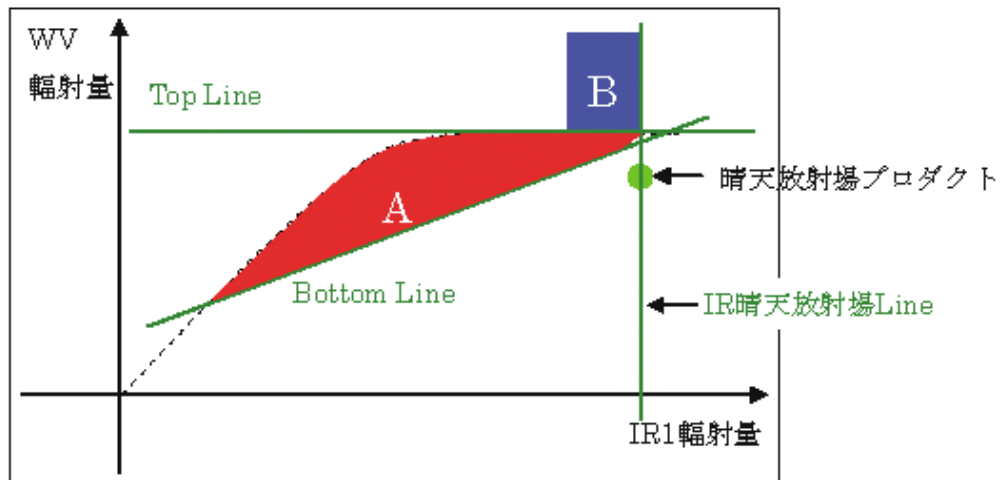


図3 赤外1-水蒸気輻射量二次元面の模式図

観測放射量 I が黒体の線上にのらない雲に対しても雲頂高度が求められる。今回、H2O-IRWインターセプト法による雲頂高度の算出をより有効に働かせるために、以下の[1]～[3]の改良を行った。[1]及び[2]は、数値予報モデル予報値から算出された黒体の線を、実際の観測放射量に適合させるための改良である。[3]は、雲頂高度算出をすべての画素についてもれなく行うための改良である。

[1] 赤外1及び水蒸気の観測放射量に基づいた晴天放射の推定

赤外1チャンネルの放射量をX軸、水蒸気チャンネルの放射量をY軸にとった図2と同じ二次元面上に、プレート画像内の各画素についてプロットすると、多くの場合に図3の領域Aの一部あるいは領域Aの一部に領域Bが加わった領域に分布する。ここで、領域Bは、一般に対流圏上・中・下層の水蒸気量が少ない晴天域での観測放射量に対応している (Tokuno, 1998)。同一の温度場及び水蒸気場を観測したものである場合、黒体の線は画素によらず共通で、各画素のプロットは領域Aの中を雲の高度、厚みの違いに応じて点在する。

しかし、現在利用しているプレート画像は、その大きさは32ライン×32ピクセル (赤外画像の場合130km四方に相当) と広く、異なる温度場及び水蒸気場が含まれる。実際、前線帯におけるプレート画像について、この観測放射量の二次元面分布を描くと、前線を境とする二つの異なる大気場に対応した二本の黒体の線に対応する分布が確認できるケースがあった。また、黒体の線は、数値予報の予報値を放射モデルに入力し求められるが、予報値や放射モデルの誤差により観測放射量のプロットと整合しない場合がある。これらの理由により、實際上、図2で説明できない黒体の線をはみ出る分布が得られることがある。

この観測放射量の赤外1と水蒸気の二次元面上の分布の特徴と、別途計算される赤外1の晴天放射場 (佐々木, 1989) (以下、晴天放射場プロダクト) か

ら、以下の (a) ~ (c) の手順に従って暫定的に3種類の晴天放射を見積もる。

- (a) 図3において、Top Line とIR1放射量=赤外1の晴天放射場の直線 (IR晴天放射場Line) の交点
- (b) 図3において、Bottom LineとIR晴天放射場Lineの交点
- (c) IR晴天放射場Line付近に分布する画素の内、最も水蒸気放射量の小さな画素の点

(a)~(c)の3通りの方法によって見積もられた暫定晴天放射のうち、赤外1-水蒸気放射量二次元面上において、晴天放射場プロダクトに最も近い推定晴天放射 (以下、推定CSR) を[2]の黒体の線の補正に利用する。

[2] 赤外1-水蒸気放射量二次元面上の黒体の線の補正

黒体の線の位置を[1]で求めた推定CSRと整合するように補正することを考える。水蒸気チャンネルの放射は赤外1チャンネルよりも水蒸気による吸収が大きいため、黒体の点は原点を通る傾き1の線よりも下側で“高度 (温度)”と“上層に分布する水蒸気量”の二つの要素に応じた分布をする。高度が高くなるにつれ大気中の水蒸気量が少なくなるので、赤外1及び水蒸気チャンネルの放射の水蒸気吸収による差も小さくなり、放射量が小さくなるにつれて原点を通る傾き1の線に漸近していく。一方、もし着目している空間の水蒸気量が増加・減少した場合、各チャンネルの放射の水蒸気による吸収量は増加・減少する。十分な水蒸気がある場合、黒体の線は傾きが1より大きい軌跡を赤外1-水蒸気放射量二次元面上に描くが、水蒸気が減少するとその軌跡の傾きは1に近づき、原点を通る傾き1の線に接する。今回の改良では、水蒸気量の増減を示す軌道を描く関数にのるように黒体の線上の数点を推定CSRの補正量に基づいて補正を行い、補正後の点を繋いで補正後の黒体の線を求めることとした。

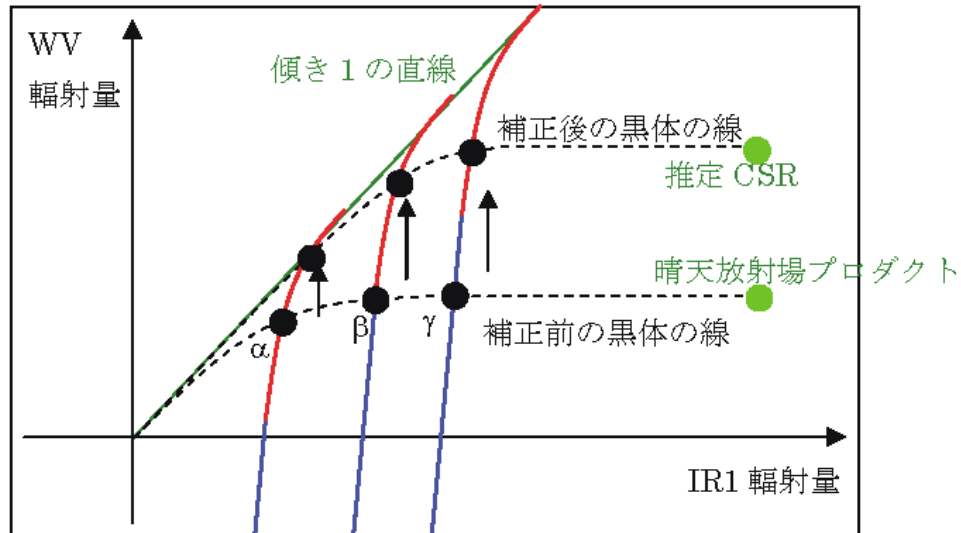


図 4 黒体の線の補正の模式図

黒体の線上の各点の位置を補正するための関数として、図4に示す赤い曲線（逆一乗関数）と青い半直線（傾き2の線）を採用した。赤い曲線及び青い直線によって、水蒸気チャンネルの鉛直分解能がなくなる前後の補正を表現するので、線の定義は水蒸気チャンネルの鉛直分解能が無い高度域（最下層の黒体とほとんど同一の水蒸気輻射量を持つ）にある最高高度（最小の赤外1輻射量をもつ）の点 β の補正時に行なう。赤い曲線は点 β で傾き2をもち、原点を通る傾き1の線との接点をもつように決める。青い線は点 β を通る傾きが2の線である。点 α や点 γ の補正には点 β で定義した赤と青の線を傾き1の線に接するように並進させたものを用いる。

なお、黒体の線上の各点のX軸方向の補正量は全ての点で共通とした。ここでX軸方向の補正量は、晴天放射場プロダクトに最も近い黒体の線上の点が前述した関数の描く軌道に沿って推定CSRまで移動したときにX軸方向に移動した量とする。

[3] H2O-IRWインターセプト法の適用手法の変更

改良前の処理では、赤外1-水蒸気輻射量二次元面上で画素の分布をいくつかのクラスタに分けて、それぞれのクラスタの重心に対してH2O-IRWインターセプト法による高度補正を行っていた。しかし調査

の結果、このクラスタに対する高度補正では、時に一部の画素がクラスタの構成要素とみなされない場合があり、結果として正しく高度を算出できていないケースがあることが分かった。また、黒体の線より小さな水蒸気輻射量を持つ画素であるにも関わらず、属するクラスタの重心の水蒸気輻射量が黒体の線上よりも大きくなってしまったために、結果として高度が正しく算出されない画素も見られた。

以上の問題を解決するため、改良後の処理では、テンプレート画像内の全ての画素に対してH2O-IRWインターセプト法による高度補正を行うことにした。

3.2.2 代表高度算出手法の改良

改良前は、32ライン×32ピクセルの切り出し画像内の最低温度側から0.1%（赤外上層風）または10%（水蒸気風（曇天域））の赤外1の輝度温度を使って代表高度を求めていた。今回の改良では、この最低温度の利用をやめ、切り出し画像内で最も出現頻度が多い雲の輝度温度（最頻雲温度）を使って代表高度を決定するようにした。

最頻雲温度の計算において、オリジナルの細かい高度区分のヒストグラムから直接最頻値を求めると、テンプレート画像内で支配的でない高度区間の雲の偶発的ピークを拾ってしまうことがある。これを避

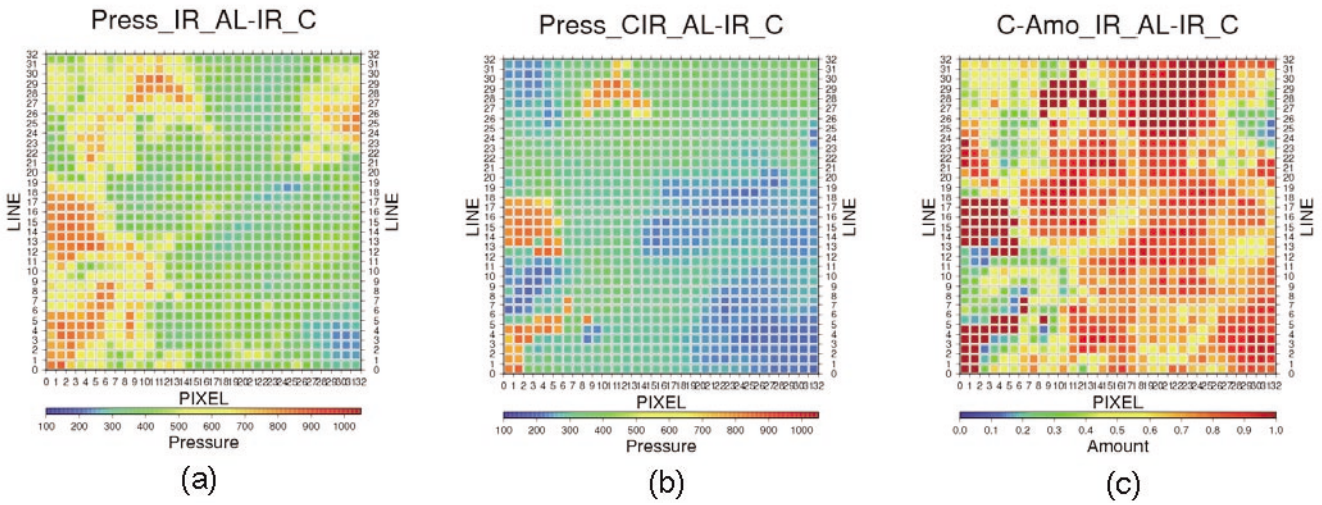
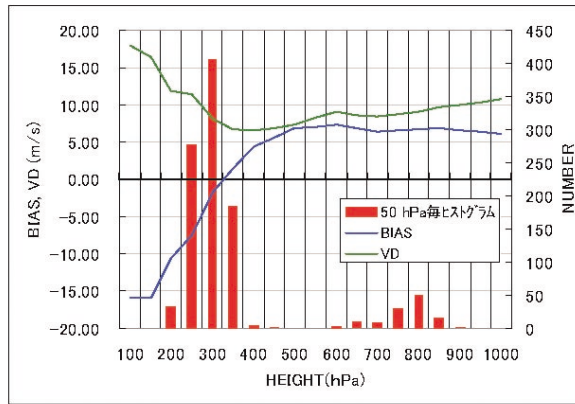
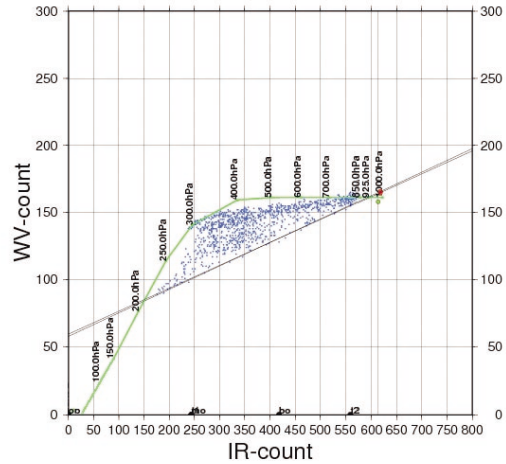


図5 改良されたH₂O-IRWインターセプト法による高度算出の一例 (2006年8月15日06UTC (145.5E, 16.0N))。
 (a) 赤外1の輝度温度から直接求められた高度 (hPa)、(b) H₂O-IRWインターセプト法を適用して算出された高度 (hPa)、(c) 各点の雲量 (0~1)



(a)



(b)

図6 H₂O-IRWインターセプト法の適用例 (2006年8月15日06UTC, (16.0N,145.5E))
 (a) 高度補正された画素による高度に関するヒストグラムと数値予報第一推定値に対する風速BIAS及び差ベクトルの大きさ
 - 赤: 50 hPa毎に積算したヒストグラム
 - 緑: 差ベクトルの大きさ (VD)
 - 青: 風速BIAS (BIAS)
 (b) 赤外1-水蒸気カウント値二次元面図
 青点: テンプレート画像内の各画素の分布
 緑線: 黒体の線
 緑点: 晴天放射場プロダクト
 赤点: 推定CSR

けるために、まず対流圏の各層の雲の厚さを考慮したクラスタリングとして50hPa刻みの高度に関するヒストグラムを作成し、その最頻値をとる高度区間を求める。次にこの高度区間内でオリジナルのヒストグラム上で最も出現頻度が多い高度を代表高度とするようにした。この最頻雲温度は、赤外上層風及び水蒸気風（曇天域）の代表高度決定に使用するようにした。

3.3 適用例

本節では、3.2で説明した高度指定法改良の適用例（2006年8月15日06UTC、（145.5E、16.0N））を示す。まず、図5にテンプレート画像の各画素の（a）赤外1画像の輝度温度から直接算出された高度、（b）H2O-IRWインターセプト法による高度補正を3.2.1の[1]～[3]の改良を施した上で適用して高度算出された高度、及び（c）雲量を示す。図5（a）と（b）との比較から、図5（c）中の雲量が小さい黄色～青色の画素に対して、H2O-IRWインターセプト法による高度補正によって算出高度が大きく改善されている。

次に、図6に（a）テンプレート画像内画素の高度に関するヒストグラムと数値予報第一推定値に対する風速バイアス及び差ベクトルの大きさ、及び（b）赤外1-水蒸気カウント値（輻射量と線形）二次元面図を示す。図6（a）から、第一推定値に対する風速バイアス及びベクトル差が小さい高度区間とヒストグラムの極大が存在する高度区間がともに300 hPa付近にあり一致している。H2O-IRWインターセプト法の改良に加えて最頻雲温度法を導入したことにより、衛星風の高度が第一推定値に対するベストフィット・レベルにごく近い高度に割り付けられる結果となった。仮にテンプレート画像内の最低温度を代表高度算出に使った場合、図6（a）で確認すると200～250 hPaが代表高度となることが分かるが、この場合、第一推定値に対して大きな負の風速バイアスを持つことになる。

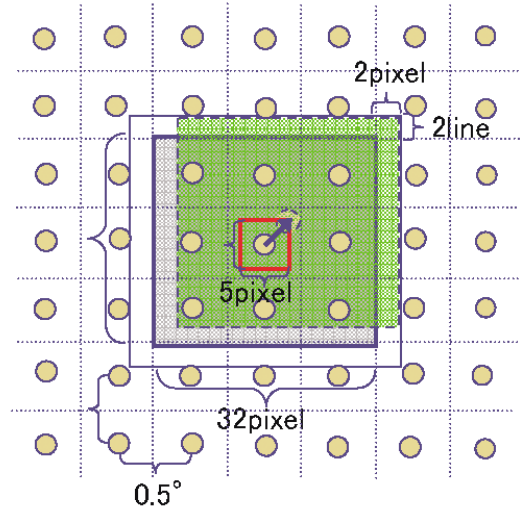


図7 上層雲エントロピー法の説明図。灰色の領域：中心位置が0.5度×0.5度緯経度格子上的場合のテンプレート画像。緑色の領域：上層雲エントロピー法により選択されるテンプレート画像。中心は0.5度×0.5度格子から5ライン×5ピクセルの範囲内に取り得る。赤枠：25個のテンプレート画像候補の中心が取り得る範囲。茶色丸：0.5度×0.5度緯経度格子。

4 エントロピーを利用した雲指定点選択

4.1 改良の概要

相互相関法を使用した雲パターンの追跡処理では、テンプレート画像のコントラストが大きいと追跡精度が向上する。本改良では、特に上層雲の追跡精度を向上させるため、エントロピーを利用した上層雲の情報をより多く含むテンプレート画像を選択する手法（以下、上層雲エントロピー法）を導入した。この改良によって対流圏上層の赤外風及び水蒸気風の精度の向上が期待される。

従来の衛星風算出処理では、各0.5度×0.5度緯経度格子点に算出候補点（以下、指定点）を設定し、この指定点を中心とした32ライン×32ピクセルのテンプレート画像を追跡していた。上層雲エントロピー法では、このテンプレート画像の中心位置をエントロピーを利用して微調整する。図7のように、まず0.5

表2 2006年12月4日18UTCでのTest及びRtnのGSM第一推定値との比較。(a)赤外上層風、(b)水蒸気上層風。統計対象はQIが0.85以上の衛星風。

(a) IR上層風(400 hPa以上)

	北半球(20N-90N)		熱帯(20S-20N)		南半球(90S-20S)	
	Test	Rtn	Test	Rtn	Test	Rtn
平均風速(m/s)	41.90	41.67	13.19	12.80	33.61	33.95
風速D値(m/s)	-4.04	-4.23	0.64	0.51	-1.79	-1.66
RMSVD(m/s)	8.17	8.27	3.27	3.17	4.93	4.98
算出数	727	748	672	753	650	656

(b) WV上層風(400 hPa以上)

	北半球(20N-90N)		熱帯(20S-20N)		南半球(90S-20S)	
	Test	Rtn	Test	Rtn	Test	Rtn
平均風速(m/s)	41.23	40.25	13.13	13.28	33.30	33.26
風速D値(m/s)	-1.03	-1.99	1.16	1.10	1.66	1.68
RMSVD(m/s)	7.61	8.08	3.79	3.74	5.42	5.50
算出数	1017	1059	1384	1453	1762	1722

度×0.5度格子点を中心とした5ライン×5ピクセル内の各ピクセルを中心とした25個のテンプレート画像を候補とし、式(4)によってそれぞれについてエントロピーを計算する。ここで、5ライン×5ピクセルは、隣り合う雲指定点とオーバーラップしない最大の範囲として選択した。

$$\text{エントロピー} = -\sum P(DN) \times \log_2 P(DN) \quad (4)$$

なお、P(DN)は、テンプレート画像内で、輻射量と線形関係にあるカウント値DNをもつピクセルの度数を1024(階調数)で規格化したものである。エントロピーは定義よりテンプレート画像がさまざまな輝度帯に属する画素を含む場合に大きな値をとるのでコントラストの指標となる。

エントロピー算出に使用するピクセルは、赤外上層風算出の場合、対流圏上層(400 hPaより高い高度)に対応するカウント値に限定した。この理由は、移動方向、移動量の異なる中層雲及び下層雲の影響を除くためである。水蒸気風算出の場合には、水蒸気画像の観測高度が高いため高さの制限を課さないこととした。こうして計算したエントロピー値を上層雲または水蒸気のパターンがもつ情報量の指標とし、これが最大となるテンプレート画像を最終的なターゲットの追跡に使用した。

この操作で選択された雲指定点候補に対して、従来から行われている陸上での算出数の制限、衛星天頂角および太陽天頂角による算出範囲の制限、テンプレート画像中の32×32個(=1024個)のデータから赤外1チャンネルの輝度温度に関するヒストグラムの解析、積乱雲域の除去、赤外1-水蒸気2次元面上で非線形分布を示す雲の除去を行ったうえで、最終的に使用される指定点が決まる。

4.2 適用例

ここでは、全球予報モデル(GSM)の第一推定値に対して負の風速バイアスがみられた2006年12月4日18UTCの雲域の例について、上層雲エントロピー法を適用する場合の効果について述べる。以下、上層雲エントロピー法を適用した実験をTest、適用しない実験をRtnとよぶ。なお、本実験では3章で説明した新しい代表高度算出法を使用した。

表2(a)に、各領域(北半球、熱帯域、南半球)について、TestとRtn赤外上層風とGSM第一推定値に対するベクトル差のRoot Mean Square(RMSVD)及び風速差(BIAS)を示す。BIASは、Testのほうが北半球及び南半球でわずかながら軽減されており、特に北半球ではRMSVDにも改善がみられる。算出数については、北半球ではTestとRtnでほぼ同数であるが、南半球ではやや増加した。一方、熱帯域ではTestで算出

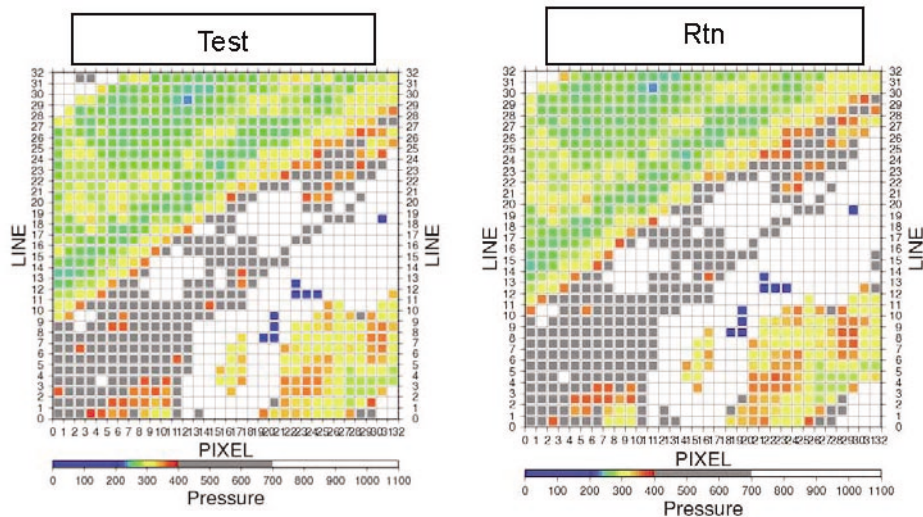


図8 Testで改善した衛星風（2006年12月4日18UTC, (31 N,141E)）のテンプレート画像。

数の減少がみられた。水蒸気風についても、表2 (b) にTestとRtnのGSM第一推定値との比較結果に示す。

図8に、Testで負の風速バイアスが顕著に改善されたデータについて、TestとRtnで追跡に使用されたテンプレート画像を示す。Testのテンプレート画像は、Rtnのそれよりも北西方向に1ピクセルずつずらしたものとなり、Rtnに比べ若干であるが上層雲を多く含むようなテンプレート画像となっている。このわずかなテンプレート選択の違いが追跡精度の向上につながり、結果的により正しい風データが計算された。

ここでは改善された例について示したが、雲域によってはBIAS及びRMSVDが改善されない雲域の例もみられた。例えば、赤外上層風の算出において、赤外1チャンネルでの観測で上層雲の移動のみが支配的とはなりにくい寒冷前線の雲バンドの西縁付近などが特徴的であった。また、雲頂のパターンのコントラストが著しく小さい厚い巻雲でも追跡精度が向上していなかった。このような雲は追跡してもその濃淡の無さ、パターンの保存性の低さにより追跡精度が上がっていないと考えられる。現在のところ、エントロピーを利用した雲指定点選択によってこれらの雲域での追跡精度を向上させるのは困難と考えており、現行の輝度温度ヒストグラムによる雲解析の高度化など他の手立てが必要と考えている。

5 改良前後の衛星風の品質の評価

今回実施した改良では、対流圏上・中層の赤外風、及び曇天域の水蒸気風において精度の向上及び算出数の増加がみられた。

表3-1及び3-2に、2007年1月における改良前後の赤外上層風（高度400 hPa以上）および中層風（高度700 hPa～400 hPa）の北半球（20N～50N）、熱帯域（20S～20N）および南半球（50S～20S）での対ゾンデ風評価をそれぞれ示す。冬である北半球において、RMSVD及びBIASが改良によって大きく改善されていることが分かる。QIが0.85以上の衛星風の算出数は、上・中層をあわせた数で比較すると、改良後は改良前に比べて約1.2倍増加している。この算出数の増加は、新衛星風データが旧衛星風データに比べて高度がより低く、つまり正しく算出されたことによって、結果的に高いQIをもつデータ数が増加したことによる。これは、中層でのデータ数の顕著な増加とも表れている。一方で、相対的に小さい風速をもつ衛星風のQI値が高まったことにより、新衛星風では旧衛星風に比べて平均風速は若干小さくなった。熱帯域及び夏である南半球においても、北半球ほどではないが、改良後はRMSVD及びBIASの明らかな改善がみられる。特に、熱帯域での算出数は、上・中

表3-1 QIが0.85以上の赤外上層風(400 hPaより上層)の対ゾンデ精度(2007年1月統計)

表3-2 QIが0.85以上の赤外中層風(400 hPaより下層、700 hPaより上層)の対ゾンデ精度(2007年1月統計)

表3-3 QIが0.85以上の曇天域水蒸気風の対ゾンデ精度(2007年1月統計)

表3-4 QIが0.85以上の晴天域水蒸気風の対ゾンデ精度(2007年1月統計)

表3-1 QI0.85以上の赤外上層風(400 hPaより上層)の対ゾンデ精度 [2007年1月統計]

改良前	北半球	熱帯	南半球	改良後	北半球	熱帯	南半球
RMSVD(m/s)	12.20	6.12	8.24	RMSVD(m/s)	9.93	5.79	7.08
BIAS(m/s)	-6.09	-1.39	-2.00	BIAS(m/s)	-3.57	-0.31	-1.29
風速(m/s)	39.00	12.42	24.26	風速(m/s)	37.75	12.39	23.38
データ数	20870	28206	33399	データ数	17373	43549	30769

表3-2 QI0.85以上の赤外中層風(400 hPaより下層、700hPaより上層)の対ゾンデ精度 [2007年1月統計]

改良前	北半球	熱帯	南半球	改良後	北半球	熱帯	南半球
RMSVD(m/s)	11.20	4.10	6.17	RMSVD(m/s)	9.46	4.59	5.71
BIAS(m/s)	-5.88	-0.13	-1.13	BIAS(m/s)	-3.88	-0.37	-0.71
風速(m/s)	27.59	9.16	16.99	風速(m/s)	27.37	7.73	18.39
データ数	7305	511	2913	データ数	12383	1277	5810

表3-3 QI0.85以上の曇天域水蒸気風の対ゾンデ精度 [2007年1月統計]

改良前	北半球	熱帯	南半球	改良後	北半球	熱帯	南半球
RMSVD(m/s)	10.21	5.74	7.75	RMSVD(m/s)	9.63	6.09	7.08
BIAS(m/s)	-0.88	0.59	0.78	BIAS(m/s)	-1.27	0.98	0.62
風速(m/s)	43.65	13.29	27.95	風速(m/s)	40.61	14.10	25.71
データ数	17783	16350	25455	データ数	28531	63404	44030

表3-4 QI0.85以上の晴天域水蒸気風の対ゾンデ精度 [2007年1月統計]

改良前	北半球	熱帯	南半球	改良後	北半球	熱帯	南半球
RMSVD(m/s)	9.61	6.25	7.13	RMSVD(m/s)	9.73	6.22	6.88
BIAS(m/s)	-1.02	0.93	0.67	BIAS(m/s)	-2.09	0.59	0.11
風速(m/s)	35.66	13.42	22.85	風速(m/s)	30.62	12.76	20.41
データ数	41819	20317	41330	データ数	37540	20658	37232

※ 表右側の色付きのボックスは、RMSVD及びBIASが1m/s以上の改善(水色)及び改悪(赤)した統計値を表す。

層を合計した算出数で比較すると、改良後は改良前の約1.6倍となっている。

表3-3に曇天域水蒸気風、表3-4に晴天域水蒸気風の比較結果を示す。RMSVD、BIAS及び平均風速を改良前後で比較すると、晴天域の北半球で1 m/s程度のBIASの改悪がみられる以外には大きな変化はみられない。改良による大きな違いはデータ数に表れており、特に曇天域水蒸気風の熱帯域での算出数は、改良後は改良前に比べて約3.9倍にもなった。この大幅な算出数の増加は、従来の曇天域水蒸気風のうち改良によって多くのデータがその高度がより正しく指定されるようになったことで、QIが0.85以上のデータ数が大幅に増加したことを意味する。

次に、図9 (a) 及び (b) に、2006年1月、4月、7

月及び10月の北半球(20N~50N)、熱帯(20S~20N)、南半球(50S~20S)における上層(高度400 hPa以上)の赤外上層風と水蒸気風の対ゾンデ月統計評価結果をそれぞれ示す。赤外上層風では、改良後は改良前に比べて、図中に示したすべての月においてRMSVD及びBIASが大きく改善されていることが分かる。特に、7月の南半球では、BIAS及びRMSVDが共に2m/s以上改善されている。水蒸気風では、赤外上層風ほどの改善幅ではないものの、北半球及び南半球において、図中に示したすべての月においてRMSVDの改善がみられる。

図10に、2007年1月1日00UTCにおける改良前後のQIが0.85以上の上・中層(高度700 hPa以上)の赤外上層風(左)と水蒸気風(右)の算出データの空間

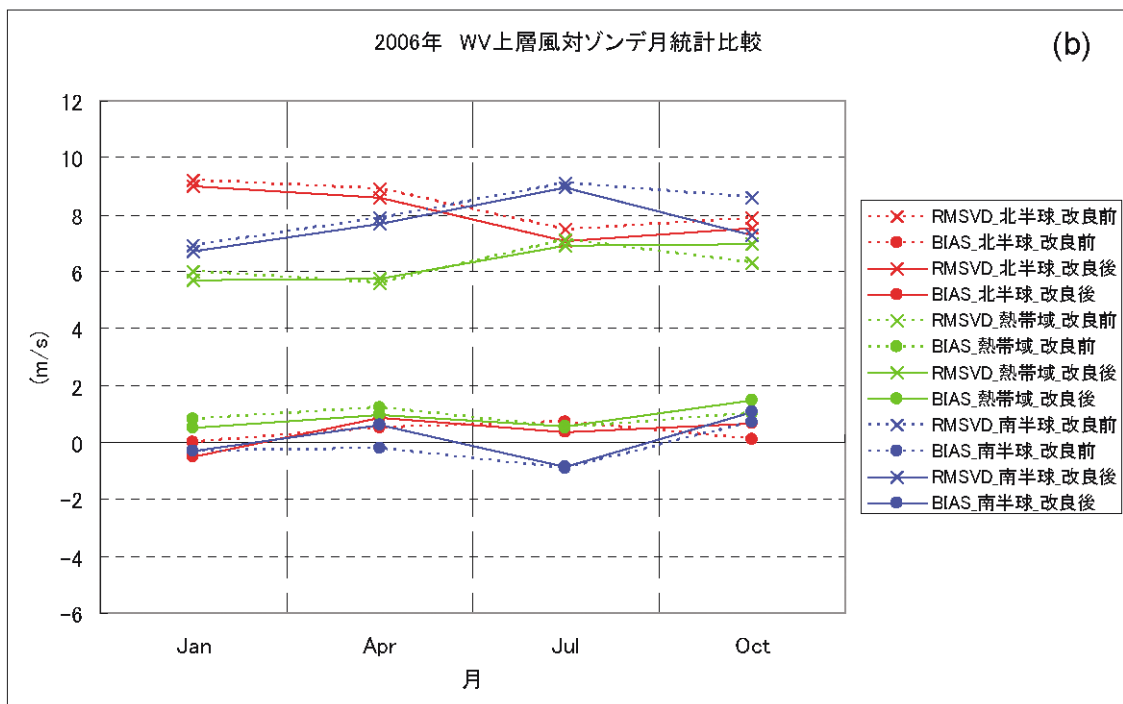
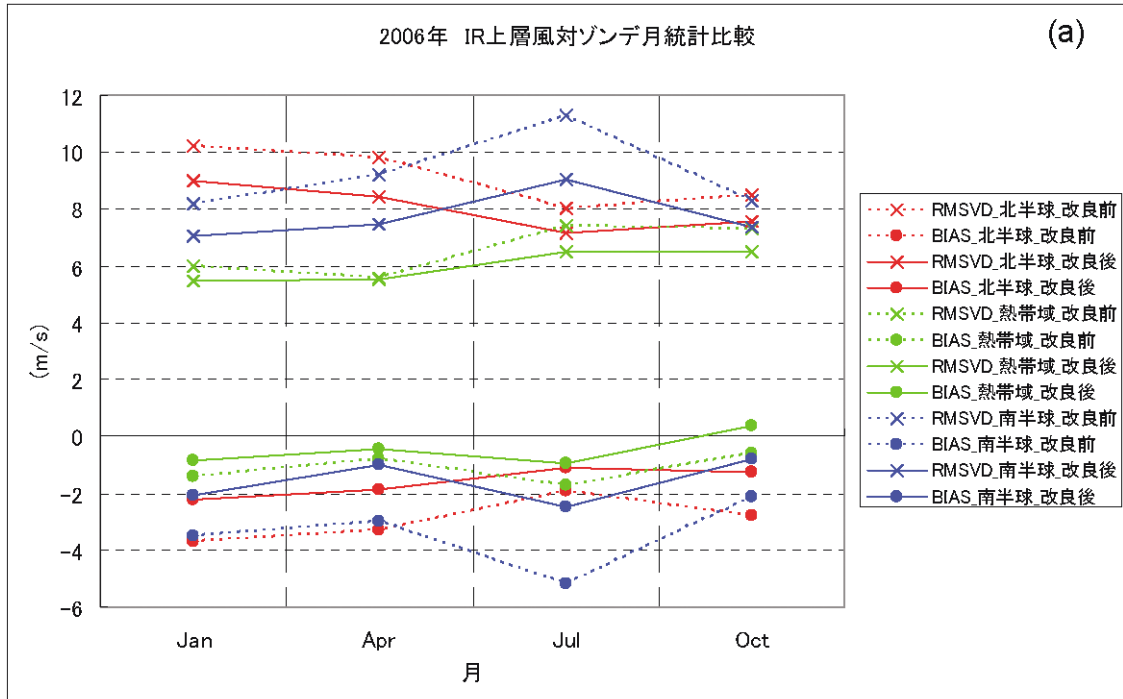


図9 2006年における改良前後の衛星風の対ゾンデ月統計品質 (RMSVD及びBIAS) 比較。赤、緑および青線は、それぞれ北半球 (20N~50N)、熱帯域 (20S~20N) および南半球 (50S~20S) のグラフを示し、点線が改良前、実線が改良後を示す。

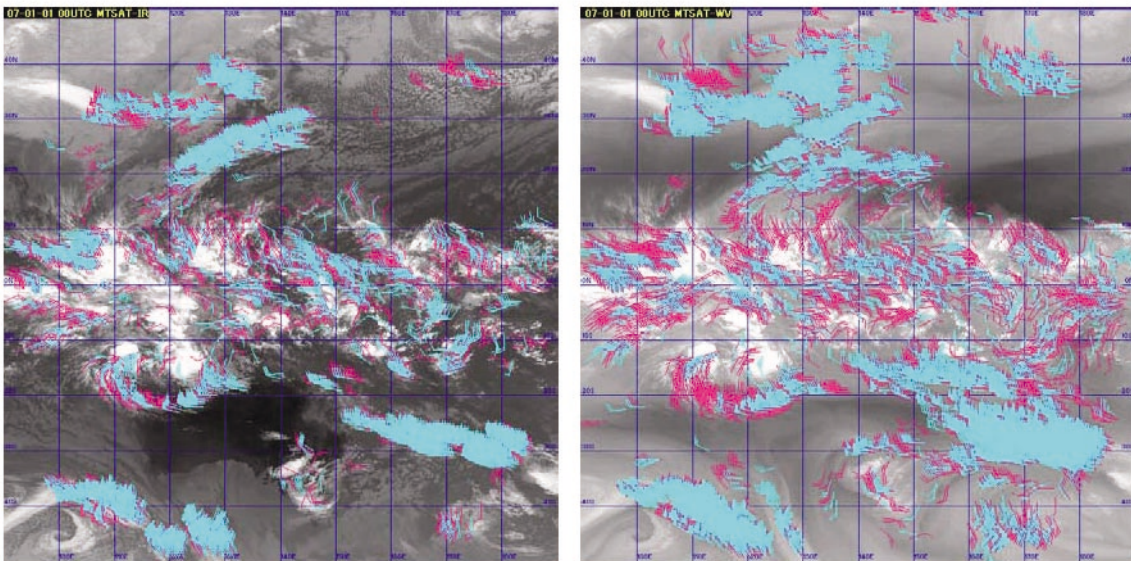


図10 2007年1月1日00UTCのQI0.85以上の赤外上層風（左）と水蒸気風（右）の分布。背景としてそれぞれ赤外1画像と水蒸気画像を重ねている。赤が改良後で青が改良前である。特に赤道域において、改良後のほうが改良前よりもベクトルが顕著に広く分布している。

分布を示す。中緯度帯および熱帯域ともに、改良後は改良前に比べて分布が広がる傾向にあるが、特に熱帯域ではその分布の拡大が著しい。

6 まとめと今後の開発計画

今回の高度指定法の改良によって、中緯度対流圏上・中層でみられていた衛星風の負の風速バイアスを大幅に改善することができた。またこの品質の向上に伴って高QIのデータが大幅に増加し、特に水蒸気風で顕著な増加がみられた。さらにエントロピーを利用した雲指定点選択法の導入によって、一部の上層雲及び水蒸気パターンについて追跡精度を向上させることができた。

今後の開発課題として、Büchle *et al.* (2006)が指摘しているように、より正しい高度指定のためには雲域及び水蒸気パターンの追跡に貢献した画素を使用することが必要と考えている。気象衛星センターでも、この手法を参考にして高度指定法の開発を進めていく予定である。

高度指定法以外の課題として、QIの再調整が挙げられる。2003年5月22日12UTC以降、QI算出に使用する画像データはGMS-5、GOES-9、MTSAT-1Rと変更になり、参照値の全球予報モデル(GSM)もその間の数値予報モデルの様々な高度化によって、その特性にも変化があると思われる。今後、高度指定法の開発が一段落した後にEUMETSATの指針に基づいて再調整を行う予定である。

また、新しい衛星風算出の試みとして、夜間での下層雲識別に優位なMTSAT-1Rの赤外4チャンネル(3.8 μ m)画像を使った赤外4風の算出をテストしており、年内の気象庁数値予報モデルでの利用を目指している。赤外4風は可視風が算出できない夜間において貴重なデータとなることが期待される。

謝辞

数値予報課山下浩史氏をはじめ、数値予報課衛星グループの皆様には、今回の衛星風改良にあたり、助言ならびにデータ評価等で協力をいただきました。

また、気象衛星センターシステム管理課太原芳彦氏、上沢大作氏には、開発を進める中で貴重な技術的サポート及び助言をいただきました。この場を借りてお礼申し上げます。

参考文献

- EUMETSAT, 2004: MSG Meteorological Products extraction facility algorithm specification document, EUM/MSG/SPE/022, 2.6.
- Büche, G., H. Karbstein, A. Kummer, and H. Fischer, 2006: Water vapor structure displacements from cloud-free METEOSAT scenes and their interpretation for the wind field, *J. Appl. Meteor.*, 45, 556-575.
- Holmlund, K., 1998: The utilization of statistical properties of satellite-derived atmospheric motion vectors to derive quality indicators, *Weather and Forecasting*, 13, 1093-1104.
- Nieman, S. J., J. Schmetz and W. P. Menzel, 1993: A comparison of seven techniques to assign heights to cloud tracers. *J. Appl. Meteor.*, 32, 1559-1568.
- Oyama, R., 2007: Characteristics and effectiveness of Atmospheric Motion Vector product (AMV) in Japanese long-term Reanalysis project (JRA-25), *Meteorological satellite center technical note*, 48, 1-36.
- Tokuno, M., 1998: Improvements in the method to extract operational cloud motion winds and water vapor motion winds of the GMS-5 system, *Proc. of Fourth International Winds Workshop*, EUMETSAT, 61-68.
- WMO, 1988. World Meteorological Organization Manual on Codes, Publication 306, Volume 1, Part B, Supplement No. 3. Contains the official descriptions of the code form for BUFR and GRIB.
- 大河原望, 今井崇人, 隈部良司, 2004: 高密度衛星風プロダクトの開発, 気象衛星センター技術報告第 48号, 1-16.
- 佐々木秀行, 1989: 基本格子点データの作成 GMSシステム更新総合報告II データ処理編, 気象衛星センター技術報告特別号II (1989), 123-139.
- 山下浩史, 今井崇人, 2007: 数値予報課報告・別冊第 53号 第2章 大気追跡風 (AMV), 気象庁予報部, 36 - 56.