

大気追跡風算出アルゴリズム 目次

要旨.....	3
1. はじめに.....	4
1.1 大気追跡風とその歴史.....	4
1.2 MTSAT 大気追跡風プロダクト概略.....	6
2. 大気追跡風アルゴリズム詳細.....	11
2.1 ターゲット選択.....	13
2.1.1 ターゲット指定点の作成と陸面判定.....	14
2.1.2 衛星天頂角、太陽天頂角による制限.....	16
2.1.3 画像エントロピーによるターゲット指定点シフト.....	17
2.1.4 輝度温度ヒストグラム法.....	18
2.1.5 積乱雲判定.....	22
2.1.6 中国大陸上での間引き処理.....	24
2.1.7 ターゲット選択の例.....	24
2.2 追跡処理.....	25
2.2.1 相互相関法.....	25
2.2.2 サブピクセル推定.....	30
2.2.3 粗マッチングと補正マッチング.....	31
2.2.4 追跡処理における内部品質管理.....	33
2.3 高度指定.....	38
2.3.1 赤外 1 上・中層風の高度指定.....	40
H2O-IRW インターセプト法.....	41
赤外 1 - 水蒸気放射輝度平面上の放射輝度分布について.....	43
黒体線補正法.....	46
CCC 法.....	49
中・下層雲の高度再指定.....	52
2.3.2 水蒸気風の高度指定.....	53
曇天域水蒸気風の高度指定 (最頻高度法)	54
晴天域水蒸気風の高度指定.....	54
2.3.3 下層風 (赤外 1 下層風、可視風、赤外 4 風) の高度指定 (雲底高度法)	55
2.3.4 高度指定における内部品質管理.....	56
2.4 自動品質評価.....	57
2.4.1 EUMETSAT QI.....	57
2.4.2 RFF.....	61
2.5 ユーザーへの配信.....	61
3. 精度評価.....	62
3.1 精度評価の手法.....	65

3.2 精度評価（対ゾンデ）.....	66
3.3 精度評価（対数値予報第一推定値）.....	71
4. おわりに.....	86
4.1 主要な大気追跡風を算出しているセンターのアルゴリズムとの比較.....	86
4.2 高頻度観測データを使った大気追跡風について.....	88
4.3 まとめと今後.....	89
参考文献.....	92
参考ウェブページ.....	97
付録.....	98
A1 高速フーリエ変換による相互相関係数の計算.....	98
A2 ベストフィットレベル解析による統計調査.....	99
A3 冬の日本海で発生する筋状対流雲域でみられる赤外 1 下層風の負の風速バイアスの事例調査	103
A4 略語集.....	108

大気追跡風算出アルゴリズム Atmospheric Motion Vectors Derivation Algorithm

林 昌宏^{*1}、下地 和希^{*1}
HAYASHI Masahiro and SHIMOJI Kazuki

Abstract

Since 1978 the Meteorological Satellite Center (MSC) of the Japan Meteorological Agency (JMA) has been producing Atmospheric Motion Vector (AMV) and disseminating it to national meteorological services throughout the world. During that period of more than 30 years, many improvements have been made to the AMV derivation, such as the automatic computation of AMV to increase the spatial density of the derivation. AMV is now widely known as an essential meteorological satellite product. AMV is valuable observational data for the Numerical Weather Prediction (NWP) model, particularly over regions where there are few observations. Looking ahead, the imager in the next generation Himawari-8 weather satellite, scheduled to come into operation in 2015, will be substantially upgraded with regard to spatial-temporal resolutions and number of sensor channels in comparison with the MTSAT series. With these many upgrades to the Himawari-8, satellite imager, it is expected that current MSC meteorological satellite products, including AMV, will be improved in terms of their derivation algorithms. The objective of this report is to summarize details regarding the current MTSAT-AMV, which forms the foundations for next generation AMV development. Included in this report are details about selecting target points, the tracking process, and the altitude specification for the current MTSAT-AMV as well as evaluation reports for it and points to consider regarding AMV derivation.

要 旨

気象衛星センターは、1978 年から 30 年以上にわたって静止気象衛星データから大気追跡風 (AMV) を作成し、世界各国の気象機関に配信を行っている。大気追跡風は運用開始以来、算出処理・品質管理の自動化や、算出地点の高密度化が行われるなど種々の改良がなされてきた。現在、大気追跡風は気象衛星ひまわりから算出される重要なプロダクトとして広く知られており、観測手段が少ない洋上や砂漠周辺地域における貴重な風観測データとして、初期値解析を通じて数値予報精度の向上に貢献している。未来に目を向けると、2015 年に運用開始予定の次期静止気象衛星「ひまわり 8 号」では、MTSAT シリーズと比較して、センサーのチャンネル数・データの時間・空間解像度に関して大幅に機能向上する予定である。これに伴い、大気追跡風プロダクトも、衛星の機能向上に対応した算出アルゴリズムの改良が求められている。本報告は、この次世代大気追跡風プロダクトの開発の礎とするために、現行の MTSAT 大気追跡風プロダクト算出に関する事項を総括することを目的とする。そのため、本報告は、現行の MTSAT 大気追跡風プロダクトの算出候補点

¹ 気象衛星センター データ処理部 システム管理課
(2011 年 12 月 3 日受領、2013 年 1 月 8 日受理)

選択・追跡処理・高度指定などのアルゴリズムの詳細のみならず、大気追跡風算出の際の留意点、現行のプロダクトの特徴や精度評価を含む幅広い内容を網羅している。

1. はじめに

1.1 大気追跡風とその歴史

大気追跡風 (Atmospheric Motion Vector:AMV) は、衛星風 (Satellite Wind) と呼ばれ、時間的に連続する複数枚の衛星画像から、雲や水蒸気パターンを追跡しその移動量を求め、その高度を推定することで、風ベクトルを算出するプロダクトである (山下・今井, 2007; Schmetz et al., 1993; Nieman et al., 1997)。

大気追跡風は、静止軌道衛星または極軌道衛星が観測する画像を用いて算出するため、定常的な観測が難しい海上や極域などにおいても広範囲かつ面的なデータが得ることができ、数値予報の初期値解析を通じて数値予報に大きなインパクトを与えることが知られている (Velden et al., 2005; Langland et al., 2009; Yamashita and Ishibashi, 2012)。現在、気象衛星センターでは、国土交通省航空局と気象庁が共同で運用している運輸多目的衛星 (Multifunctional Transport Satellite: MTSAT) が観測した画像を用いて大気追跡風を算出している。算出された大気追跡風は、気象庁の数値予報課での利用のみならず、全球通信システム (Global Telecommunication System: GTS) 回線経由で BUFR (Binary Universal Form for data Representation of meteorological data, WMO 1988) 報により、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) などの海外の数値予報センターに配信され、数値予報モデルへの入力データとして

利用されている。

大気追跡風算出の試みは、1960 年前半に、藤田哲也博士が極軌道衛星 TIROS (Television Infrared Observation Satellite) で観測される雲の移動から大気の動きの解析を試みたことに始まる (Menzel, 2001)。静止軌道衛星の画像による大気追跡風は、1960 年代後半に、世界初の静止軌道衛星である応用技術衛星 1 号 (ATS-1) のスピンスキャンカメラによる全球可視画像からフィルムループ (FL) 法 (後述) によって初めて算出された (Fujita, 1969)。世界各国で大気追跡風プロダクトが現業的に算出されるようになった背景としては、世界気象機関 (World Meteorological Organization: WMO) による世界気象監視計画 (World Weather Watch: WWW) 計画において地球大気開発計画 (Global Atmospheric Research Program: GARP) の一環として実施された第一次地球大気開発計画全球実験 (First GARP Global Experiment: FGGE) の影響が大きい (気象衛星室, 1981; Menzel, 2001)。大気追跡風は、この大規模な全球実験により、観測データが少ない対流圏上層の風データとして重要なものであると考えられた。そのため、この FGGE 期間中に日本 (GMS)・欧州 (Meteosat)・米国 (SMS、GOES-EAST、GOES-WEST 及び GOES-Indian Ocean) の 5 つの静止気象衛星が計画・運用開始され、極域を除く全球域で大気追跡風の算出が行われた (WMO, 1978; Hamada, 1985)。気象衛星センターでも、1978 年 4 月から、静止軌道衛星 GMS の可視・赤外画像を使った大気追跡風算出を現

業化し（浜田，1979）、欧州衛星運用センター（ESOC/ESA）、米国環境衛星局（NESS、現在の NOAA/NESDIS）とともに、大気追跡風を定常的に算出するようになった。

表 1 に、気象衛星センターにおける、大気追跡風プロダクト算出の現業化から現在に至るまでの運用に係る変更を示す。表中の不明な用語は、本稿の後の説明または参考文献を参照されたい。

1978 年 4 月に大気追跡風の算出を現業化した当初は、衛星画像をアニメーションフィルムにしたものを投影板に映す装置で、オペレータ（現業者）が始点と終点を指定することで風ベクトルを算出していた（フィルムループ（FL）方式）。また、FL 方式に加えて、表示装置上で画像を確認しながらオペレータが対話的に追跡雲を指定する方式も採用された（以下、マンマシン（MM）方式）。この MM 方式では、オペレータが追跡雲の始点を指定しコンピュータが相互相関法により風ベクトルを導出する MM1 法、オペレータが追跡する雲の始点・終点とも指定する MM2 法の、2 つの方式を選択できるようになっていた（浜田，1979）。MM 法では、オペレータが風ベクトルの算出や品質管理を行うことで、明らかに間違った風ベクトルを除くことができた（酒井ほか，1998）。しかし、人手を介することによって、オペレータの主観による誤差が入り込むこと、及び大気追跡風の算出数に限界が生じることなどから、大気追跡風算出候補地点選択処理を自動化（Automatic target cloud Selection（AS）法の導入）し（浜田，1984；大島，1988）、徐々に大気追跡風算出処理の自動化が図られてきた。最終的に、2003 年の高密度大気追跡風の配信開始から、オペレータを介したマニュアル方式は完全に廃止され、品質チェック・配信まで、計算機によりすべて自動で行われるようになった（大河原ほか，2004）。風ベクトルの高度を推定する手法につ

いては、当初は上層風に一定高度（300hPa）や圏界面の高度（市沢，1983）、下層風に統計値を用いた雲頂高度（加藤，1979）を採用した。1982 年 4 月には、統計的にゾンデ観測とよく合う高度（ベストフィットレベル）をあらかじめ地域ごとに計算したルックアップテーブルが採用され（Hamada，1982a）、後にそのルックアップテーブルの改善が図られた（Uchida，1991；Takata，1993）。1990 年代になると、数値予報モデルの精度向上などにより数値予報モデルデータからその地点の風ベクトルの高度を推定するようになった（Tokuno，1996）。また、GMS-5 から水蒸気チャンネルが搭載されたことにより、2 つのチャンネルを使った高度指定法である H₂O-IRW インターセプト法が採用されるなど、高度指定法の高度化がなされた（Tokuno，1996）。最近では、H₂O-IRW インターセプト法の改良（今井・小山，2008）、追跡貢献度を利用した CCC 法の導入（Oyama，2010）など、数多くのアルゴリズムの改良に取り組んでいる。

大気追跡風の部外機関への配信頻度に関して、現業化当初は 12 時間毎であったが、1987 年 7 月の電子計算機システム更新時から 6 時間毎（6-hourly）に、2009 年 8 月から 6-hourly に加えて北半球を 3 時間毎に、2011 年 3 月 28 日 03 UTC 以降、北半球・南半球とも 1 時間毎に配信するようになった。

また、衛星搭載イメージャのチャンネル増加に伴う大気追跡風種別の追加も行われてきた。GMS～GMS-4 では赤外風と可視風のみ算出であったが、GMS-5 から水蒸気風の算出が開始され（内田・高田，1996）、MTSAT-1R から赤外 4 風も算出するようになった（Oyama and Shimoji，2008）。

このように、衛星の機能向上と電子計算機の進歩により、大気追跡風プロダクトの種別、配信頻度の増加、及び算出アルゴリズムの改良な

ど、多くのアップデートがなされてきたことが分かる。

表1には気象庁で使用してきた静止気象衛星の仕様の変遷と、次期静止気象衛星ひまわり8号(Himawari-8)で予定されている仕様も記載している。この表を見ると、次期衛星では大幅な変更がなされることがわかる。画像を撮像する時間間隔については、全球観測にかかる時間がおよそ30分から5分になり、全球撮像頻度²もおよそ1時間毎から10分毎になる予定である(横田・佐々木, 2013)。空間解像度に関しては、今まで衛星直下点で可視1km、赤外4kmだったのが、可視(0.64 μ m)0.5km、赤外2.0kmと、およそ2倍の解像度になる。チャンネル数は、現状の5チャンネルが16チャンネルへと、大幅に増加する。表の衛星の仕様をGMSから順に見て行くとわかるように、衛星観測機能がこれほど大幅に変化することはこれまでになく、次期静止気象衛星の強化された観測機能を十分に活用した大気追跡風の開発が求められる。大気追跡風プロダクトには30年以上にわたる運用・開発のノウハウの蓄積があり、次期衛星向けの大気追跡風プロダクトの開発においては、現在の大気追跡風プロダクトアルゴリズムの特徴及び課題を十分把握したうえで、開発を進めることが重要となる。そこで、次期静止気象衛星による大気追跡風プロダクトを開発する際の参考とするため、本報告で、現行の大気追跡風の算出手順とともに、その算出アルゴリズムの詳細なレビューを行うことにした。また、アルゴリズムが持つ理論的な背景や問題点を明らかにするため、大気追跡風の詳細な品質評価についても含めている。

1.2 MTSAT 大気追跡風プロダクトの概略

MTSAT シリーズを始め、現代の静止気象衛星に搭載されたイメージャは多くのチャンネルを持ち、それぞれのチャンネルの波長帯に応じて異なる画像を撮像することができる。現在、気象衛星センターではMTSATの4つのチャンネルの衛星画像から大気追跡風を算出している。大気追跡風の算出は、衛星画像上の“ターゲット”を追跡することによって行う(以下、“ターゲット”と呼ぶ場合は、追跡処理の対象となる雲や水蒸気パターンのことを指すことにする)。

表2に、気象衛星センターで大気追跡風算出に使っているMTSATデータのチャンネル、主な追跡ターゲット及びその算出高度、算出された風ベクトルの配信状況に示す。大気追跡風の算出で使用する代表的なターゲットは、対流圏上・中層では巻雲(Ci)などの上・中層雲や水蒸気パターン(赤外1、水蒸気チャンネル)、対流圏下層では積雲(Cu)などの下層雲(赤外1、可視、赤外4チャンネル)である。なお、以下では、上層は400 hPaより上の高度、中層は400 hPa~700 hPa、下層は700 hPaより下の高度と定義する。

また、この表中で、DCDHとは気象庁予報部数値予報課の初期値解析で利用されているデコードデータ形式の1つである。数値予報課へは、気象庁のスーパーコンピュータシステムを通じてDCDHでも配信している。

² 歴代衛星の全球撮像頻度は通常の全球観測に加え大気追跡風算出のための特別観測が加わるために複雑である。MTSATの観測スケジュールについては図1、それ以前の衛星の観測スケジュールについては気象衛星センター(2002)に詳細が記載されているので参照されたい。

表1 気象衛星センターによる大気追跡風算出年表

使用衛星	観測波長域 (μm)	衛星直下点における空間解像度 (km)	全球撮像にかかるおよその時間	年月日	大気追跡風算出の運用に係る変更
GMS	0.50 - 0.75 10.5 - 11.5	1.25 5.0	30分	1978年4月	GMS可視、赤外画像による大気追跡風算出・SATOB報配信開始(00, 12UTC) 追跡処理: 上・中層風はFL・MM法併用、 下層風は主にMM法 高度指定処理: 上層風は300 hPaに固定 (1979年4月23日から圏界面高度に変更) 中・下層風は雲頂高度(加藤, 1979)を指定 算出領域: 50S-50N、90E-170W (浜田, 1979)
				1978年8月	楕円曲線補間によるサブピクセル推定の開始(市沢, 1983)
				1979年秋頃	上・中層風でMM法が廃止されLF法のみで算出されるようになる(市沢, 1983)
GMS-2	0.50 - 0.75 10.5 - 11.5	1.25 5.0	30分	1981年12月	GMS-2による大気追跡風運用開始 風ベクトルの高度にゾンデ統計調査から決められた一定高度を付加。上層風は季節(4つ)・緯度帯(3地域)でテーブル化し、対応する季節・地域の高度を付加。下層風高度は850 hPaに固定(Hamada, 1982a, Hamada, 1982b)
				1982年4月	自動雲指定(AS)の導入による下層風ターゲット選択の自動化。概ね50S-50N、90E-170Wの領域内で1.0度毎の格子点上で大気追跡風を算出(浜田・加藤, 1984)
GMS-3	0.50 - 0.75 10.5 - 11.5	1.25 5.0	30分	1984年9月	GMS-3による大気追跡風運用開始
				1987年3月	FL法の廃止。上・中層風にも自動雲指定が導入される。部外機関への配信時刻が00, 06, 12, 18 UTC(6-hourly)になる(大島, 1988)
				1988年5月	台風周辺詳細風を04 UTCに15分間隔の北半球観測から算出(Uchida et al., 1991)
GMS-4	0.50 - 0.75 10.5 - 11.5	1.25 5.0	30分	1989年12月	GMS-4による大気追跡風運用開始
				1990年4月	上層風ベクトルに一定高度を付加するために季節(4つ)・緯度帯(3地域)で分けられていたテーブルを月毎(12つ)・緯度帯(10度毎、9地域)に細分化(Uchida, 1991)
				1993年4月	上層風ベクトルの高度割り付け用テーブルを緯度帯で5度毎(20地域)になるようにさらに細分化(Takata, 1993)
GMS-5	0.55 - 0.90 6.5 - 7.0 10.5 - 11.5 11.5 - 12.5	1.25 5.0 5.0 5.0	30分	1995年6月	GMS-5による大気追跡風運用開始 水蒸気風算出・配信開始(内田・高田, 1996)水蒸気風は品質管理まで自動。上・中層風で積乱雲域チェックの導入。上・中層風で高度割り付け用テーブルによる高度割り付けを止め、数値予報値を用いた雲頂高度指定が採用される(Tokuno, 1996)
				1996年9月	赤外上層風にH ₂ O-IRWインターセプト法の導入(Tokuno, 1996)
GOES-9	0.55-0.75 3.80-4.00 6.50-7.00 10.2-11.2 11.5-12.4	1.0 4.0 4.0 4.0 4.0	30分	2003年5月	代替運用衛星GOES-9による大気追跡風運用開始・台風周辺詳細風廃止 高密度大気追跡風(水平間隔0.5度ごと)配信開始、水蒸気風を曇天域と晴天域に分割、下層風で雲底高度法導入、QI・RFFによる品質管理完全自動化、BUFR報配信開始(大河原ほか, 2004)

使用衛星	観測波長域 (μm)	衛星直下点における空間解像度 (km)	全球撮像にかかるおおよその時間	年月日	大気追跡風算出の運用に係る変更
MTSAT-1R	0.55 - 0.90 3.5 - 4.0 6.5 - 7.0 10.3 - 11.3 11.5 - 12.5	1.0 4.0 4.0 4.0 4.0	30分	2005年7月	MTSAT-1R大気追跡風運用開始 (Imai, 2006) 北半球は毎正時に大気追跡風を計算し庁内で利用 (南半球は6-hourly)
				2007年5月	赤外1上・中層風と曇天域水蒸気風に最頻高度法導入と黒体線補正法の導入による高度指定法の改善。算出候補地点選択にエントロピー計算の導入 (今井・小山, 2008)
				2008年3月	赤外4風の算出・庁内利用開始 (Oyama and Shimoji, 2008)
				2008年6月	SATOB報配信終了 (Oyama and Shimoji, 2008)
				2009年5月	CCC法による高度指定法の改善。テンプレートサイズが一律32ピクセル×32ラインだったのを表5のように変更。算出領域拡張 (50S-50N 60S-60N、衛星天頂角制限60度 65度) (Oyama, 2010a)
				2009年8月	6-hourlyに加え、03, 09, 15, 21UTCの時刻に、北半球で算出された風ベクトルをBUFR報で配信 (Oyama, 2010b)
				2009年9月	追跡処理の改善 (Oyama, 2010b)
MTSAT-2	0.55 - 0.90 3.5 - 4.0 6.5 - 7.0 10.3 - 11.3 11.5 - 12.5	1.0 4.0 4.0 4.0 4.0	30分	2010年8月	MTSAT-2大気追跡風運用開始
				2011年3月	大気追跡風の毎正時配信開始
				2012年9月	陸面判定テーブルの高密度化 (Hayashi, 2012)
Hiwamari-8	0.43 - 0.48 0.50 - 0.52 0.63 - 0.66 0.85 - 0.87 1.60 - 1.62 2.25 - 2.27 3.74 - 3.96 6.06 - 6.43 6.89 - 7.01 7.26 - 7.43 8.44 - 8.76 9.54 - 9.72 10.3 - 10.6 11.1 - 11.3 12.2 - 12.5 13.2 - 13.4	1.0 1.0 0.5 2.0 2.0 2.0 2.0 2.0 2.0 2.0 2.0 2.0 2.0 2.0 2.0	5分	2014年	Himawari-8打ち上げ (予定)
				2015年	Himawari-8大気追跡風運用開始 (予定)

表 2 MTSAT-2 の画像から算出される大気追跡風

追跡に使用するチャンネル (中心波長)	チャンネルの水平解像度 (衛星直下)	大気追跡風を算出する高度	主な追跡ターゲット	配信状況
赤外 1: IR1 (10.8 μ m)	4 km	上・中層	巻雲などの上・中層雲	BUFR 報による配信 (GTS 経由) DCDH による配信(庁内利用のみ)
		下層	積雲などの下層雲	
水蒸気: WV (6.8 μ m)	4 km	上層(曇天域)	巻雲 水蒸気パターン	
		上・中層(晴天域)	水蒸気パターン	
可視: VIS (0.63 μ m)	1 km	下層	積雲などの下層雲	
赤外 4: IR4 (3.8 μ m)	4 km	下層	積雲などの下層雲	DCDH による配信(庁内利用のみ)

ここで、表 2 で示された MTSAT シリーズが持つ各チャンネルの特性について、大気追跡風プロダクト算出に関連する部分を簡単に説明しておく。各チャンネルの特性全般の解説は、気象衛星センター(2000)、気象衛星センター(2005)や井上(2006)などを参照されたい。

1) 赤外 1 チャンネル

大気に対する透過率が高い大気の窓(Atmospheric Window)領域にある長波放射を観測するチャンネルであり、赤外窓チャンネル(InfraRed Window channel: IRW channel)とも呼ばれる。このチャンネルは、大気による散乱・吸収の影響が小さく、厚い雲が存在していなければ地表面も観測することができる。したがって、対流圏上層から下層までの雲の動きを追跡した移動ベクトルを算出することができる。また、赤外 1 チャンネルでは厚い雲に対してはほぼ黒体放射とみなせるため、雲頂から射出される長波放射に対応する輝度温度からその雲頂温度を推定することができる。

2) 水蒸気チャンネル(赤外 3 チャンネル)

このチャンネルは、中心波長が水蒸気の吸収帯にあり、水蒸気による影響を強く受けた放射を観測する。水蒸気チャンネルは、水蒸気吸収の強さから通常は地表面を観測できないが、対流圏上・中層の雲及び水蒸気分布を観測することになるため、雲のない領域でもこれらの高度の風ベクトルを算出することが可能である。

3) 可視チャンネル

可視チャンネルは、太陽放射(短波放射)の雲・地表による反射光を観測している。得られる観測データの空間解像度は、赤外チャンネルよりも高い。また、可視チャンネルでは、光学的に厚い下層の雲は地表面(特に海面)に比べて反射率が高く、地表面と下層雲雲頂との画像上のコントラストが赤外 1 チャンネルで観測した場合より大きくなる。このため、可視チャンネルは下層雲の観測に適しており、下層風の算出(昼間のみ)に使用されている。

4) 赤外 4 チャンネル

赤外 4 チャンネルは、短波放射と地球からの長波放射のエネルギーがちょうど同程度になるような波長帯に属している。このため、昼間は地表・雲で反射された上向き短波放射と長波放射が混じる一方、太陽が当たらない夜間は長波放射が主体となり、時間帯によって性質が異なる。昼間は、太陽光の雲で反射した放射と雲からの長波放射の両方が混じった放射を観測するため、追跡を行ってもどのようなターゲットを追跡されたかを知ることが難しい。一方、

夜間では、太陽光の影響が無いことに加えて、赤外 1 チャンネルに比べて水蒸気吸収の影響が小さいことや、光学的厚さがとても薄い上層雲が存在する場合その下の下層雲が観測できることがある、などの利点がある (Dunion and Velden, 2002a)。以上のことを考慮して、気象衛星センターでは、夜間の領域 (可視風の算出範囲外) で、赤外 4 チャンネルを使用した下層風算出を行っている。

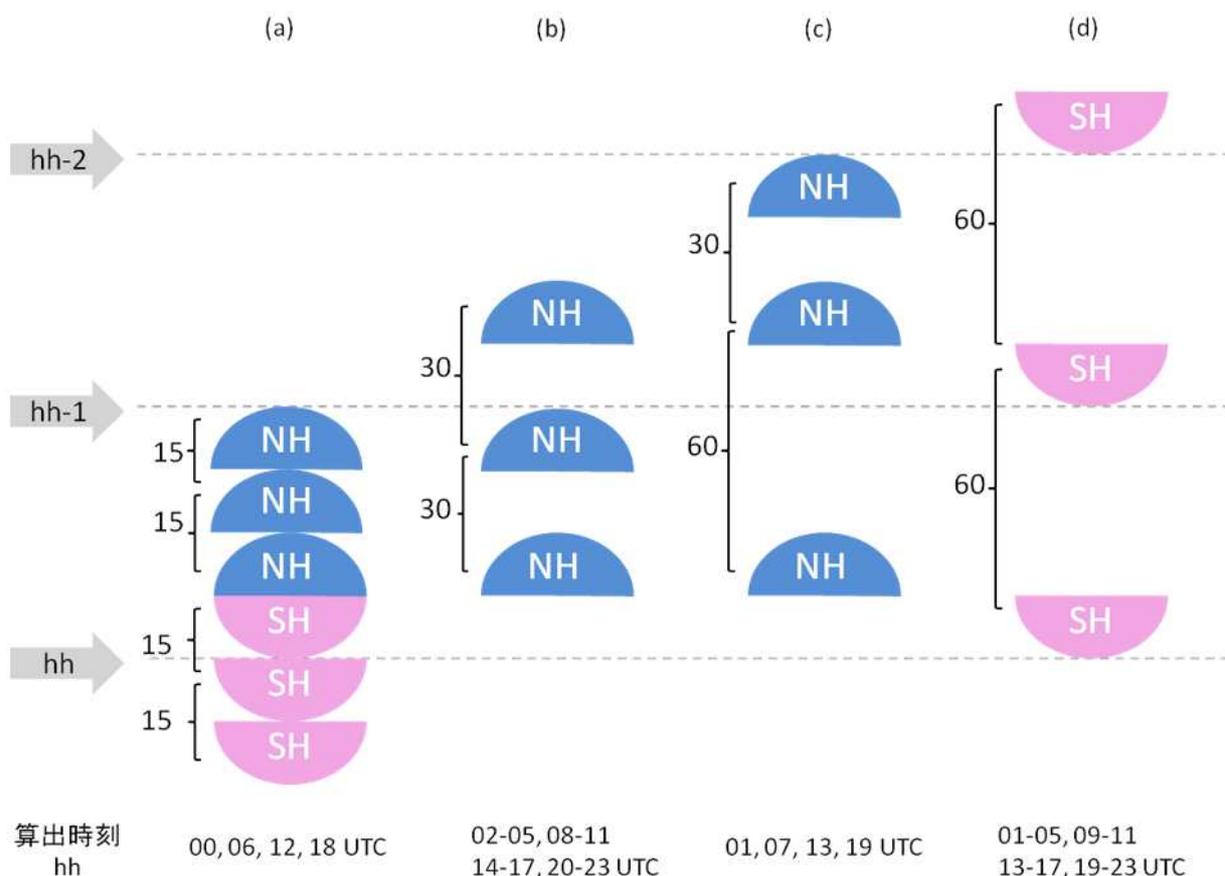


図 1 大気追跡風算出時刻 hh UTC に使用する画像セグメントとその撮像時間間隔

青色の半円で表わされる NH は北半球の画像セグメント、桃色の半円で表わされる SH は南半球の画像セグメントを表す。中括弧の横の数字は画像間隔を表す (分)。(Imai (2006) の図 2 を改変)

北半球における大気追跡風の算出は、算出時刻によって、(a) 15 分間隔、(b) 30 分間隔及び (c) 60 分間隔の 3 パターンの撮像間隔の画像が用いられる。対して南半球は、(a) 15 分間隔及び (d) 60 分間隔の撮像間隔が用いられる。

大気追跡風の算出には、図 1 のように、品質管理を考慮に入れ、3 枚の時間的に連続した画像を使用している (2.2.4、2.3.4、2.4 節)。この報告全体を通して、大気追跡風に用いる 3 枚の画像を時間系列順に A 画像、B 画像、C 画像と呼ぶことにする。風ベクトルは、A 画像と B 画像 (2 枚連続で使うときはまとめて AB 画像と呼ぶ)、B 画像と C 画像 (2 枚連続で使うときはまとめて BC 画像と呼ぶ) からそれぞれ 1 ベクトルずつ算出するが、BC 画像から算出したベクトルをユーザーに提供する最終的な風ベクトルとしている。最終的な風ベクトルには、C 画像を用いて決定した高度が割り付けられている。

図 1 に、各時刻の大気追跡風算出に使用する 3 枚の画像データの撮像時刻を示す。図 1 の (a) の大気追跡風の算出時刻は 15 分間隔の画像、(b) は北半球で 30 分間隔、(c) は北半球で 60 分間隔、(d) は南半球で 60 分間隔の撮像間隔で得られた画像を用いて大気追跡風を算出していることを示す。このように、A、B、C 画像の選び方が少々複雑になっている理由は、00、06、12 及び 18 UTC で、15 分間隔で撮像した画像を使って風ベクトルを算出できるように MTSAT の観測スケジュールが組まれているためである (Imai, 2006)。

また、この報告では数多くの略語が登場するので、略語集を付録 A4 に記載した。適宜参照してもらいたい。

2. 大気追跡風アルゴリズム詳細

この章では、大気追跡風アルゴリズムの詳細を解説する。図 2 に気象衛星センターにおける大気追跡風算出アルゴリズムの流れを示す。最初に、各種設定ファイルから大気追跡風算出のための各種パラメータを読み込んだ後、風ベク

トルの算出が難しい地点の除去やターゲットに応じた最適な大気追跡風算出候補地点 (以下、ターゲット指定点と呼ぶ) の選択を行う (2.1 節)。次に、選択されたターゲットを連続する画像を使って追跡することで、移動ベクトルを算出する (2.2 節)。算出された移動ベクトルは、ターゲットが存在すると考えられる高度に割り付けられ (2.3 節)、その地点を代表する風ベクトルとなる。高度指定後、品質評価が行われ、品質指標が付加される (2.4 節)。こうして出力された風ベクトルは、各々の目的に応じて複数の配信形式 (BUFR 形式、DCDH 形式) に変換され、ユーザーに配信される (2.5 節)。

大気追跡風算出に必要な入力データと出力データをまとめると以下のようになる。

入力データ：

- (1) 衛星画像データ (衛星データ)
時間的に連続した気象衛星 (MTSAT) の画像データ (赤外 1、水蒸気、可視及び赤外 4 チャンネルそれぞれについて、A、B 及び C 画像)
- (2) 晴天放射場量データ (衛星データ + 数値予報データ)
衛星画像から数値予報データ等を用いて推定した晴天放射場データが格納されたファイル (佐々木, 1989)
- (3) 鉛直温度分布データ (数値予報データ)
気象庁全球数値予報モデル (GSM) データの温度・湿度の鉛直分布と、放射伝達モデルにより衛星到達までの放射減衰量を計算したデータが格納されたファイル。水平解像度 0.5 度、鉛直 19 層 (地表 ~ 10 hPa まで + 対流圏界面)
- (4) 赤外水蒸気対応テーブルデータ (数値予報データ)
気象庁全球数値予報モデルの鉛直温度

分布データから、衛星が観測すると考えられる赤外 1 チャンネルと水蒸気チャンネルの輝度温度 (brightness Temperature of BlackBody: TBB) を放射伝達計算により計算したデータが格納されたファイル。水平解像度 1.0 度、鉛直 12 層 (1000 hPa ~ 100 hPa まで)

- (5) 格子点風データ (数値予報データ)
 気象庁全球数値予報モデルの風データを格納した格子点データが格納されたファイル。水平解像度 0.5 度、鉛直 18 層 (地表 ~ 10 hPa まで)

出力データ :

- (1) 大気追跡風データ (BUFR 形式及び DCDH 形式)
 大気追跡風ベクトルの算出時刻、風向、風速、高度、水平位置、品質情報などのデータが格納されたファイル

なお、大気追跡風データは気象衛星センターの内部形式である風ベクトルファイル (浜田, 1979) という形式で保存されている。風ベクトルファイルには、気象衛星センター内での調査や開発の利便性を考え、風向・風速や高度、品質指標といった最終的な風ベクトルのアウトプットだけでなく、風ベクトル算出の過程で用いられた様々なパラメータが格納される。

また、運用において算出に係る時間を短縮するため、図 3 のように計算地域を 4 分割して並列処理を行っている。最終的に、セクター毎に計算された風データ (自動品質管理済) は、1 つの風ベクトルファイルにまとめられる。このファイルのデータをエンコードして、BUFR 形式や DCDH 形式のファイルを作成する。

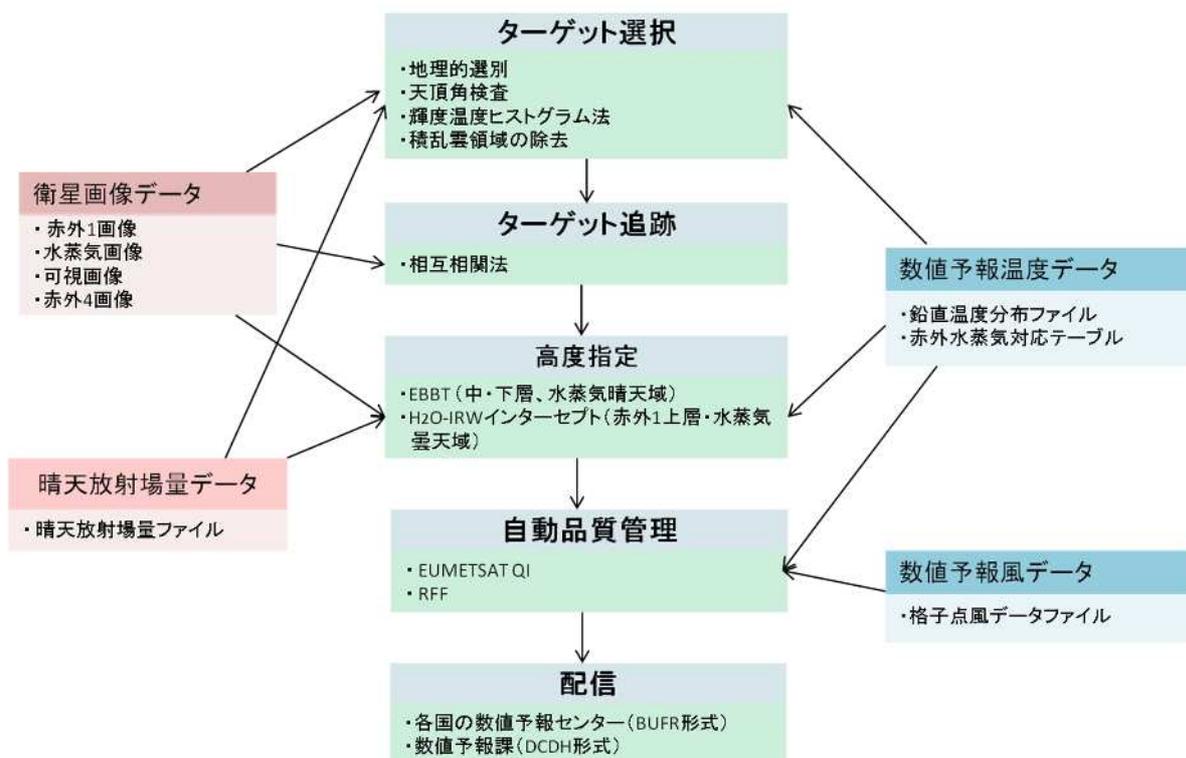


図 2 風ベクトル算出から配信までの流れ

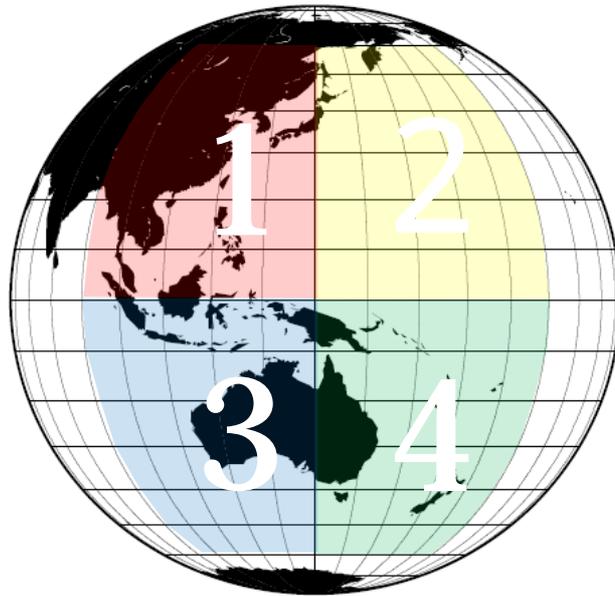


図 3 大気追跡風算出の並列処理のためのセクター(数字はセクター番号)

セクター1 (90E ~ 140E、 0 ~ 60N)

セクター2 (140E ~ 170W、 0 ~ 60N)

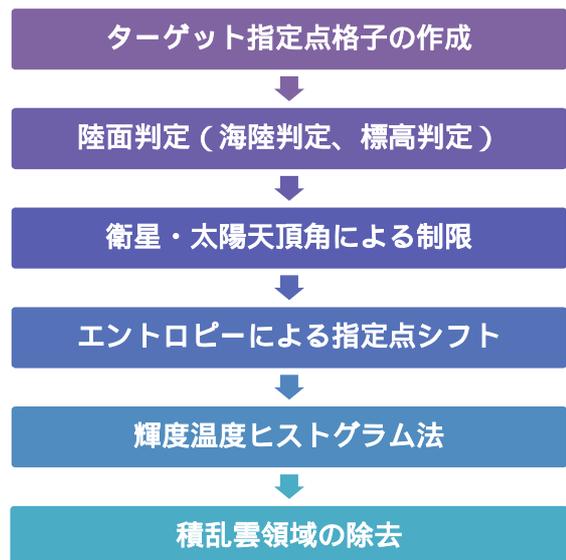
セクター3 (90E ~ 140E、 60S ~ 0)

セクター4 (140E ~ 170W、 60S ~ 0)

2.1 ターゲット選択

ターゲット選択は、大気追跡風算出のためのターゲットを選択するための処理である。この処理を行っておくことで、地理的・気象的な要因により精度が極端に低い風ベクトルを算出しやすい地点を事前に省くことができ、算出に係る時間を短縮できる。また、ターゲットの存在する高度をあらかじめ判定しておくことで、効率的にそのターゲットに適した高度指定アルゴリズムを選択することができる。ターゲット選択処理の流れは右記のフローチャートのとおりである。

以下、このフローチャートの各要素について解説する。



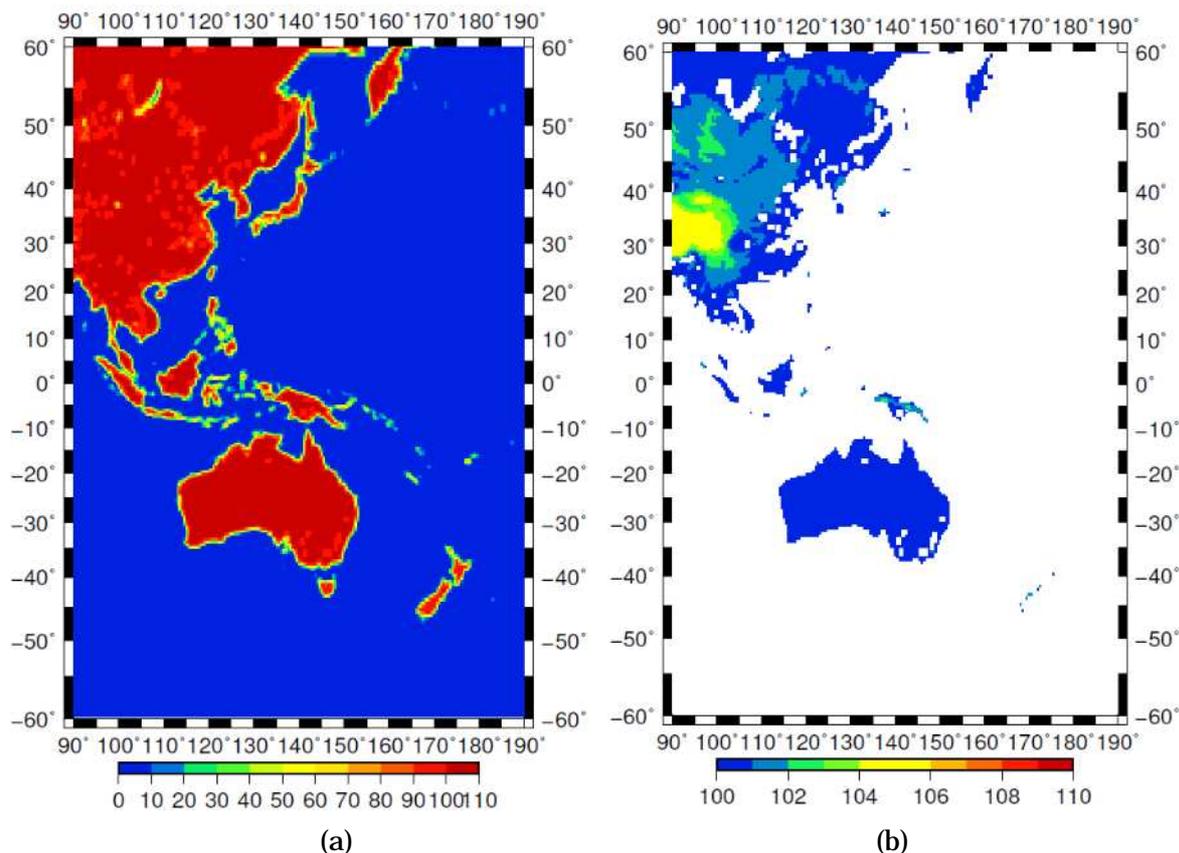


図4 陸地占有率 (a) と標高データ (b)

陸面の情報は、0.5度×0.5度の緯経度間隔のテーブルで与えられる(合計240×200個の格子点)。テーブルには、陸地被覆率が100%の地点では標高情報がkm単位で足され、100+標高[km]の値が格納されている。(a)はそのテーブル用いて陸地被覆率を描画したものである。この図で値が0の地点は格子内が完全に海の地点であり、0~100の間の地点は海岸線など格子内に陸地と海が存在する地点、100は完全に陸地である地点を表す。(b)には100以上の標高データを示す。

2.1.1 ターゲット指定点の作成と陸面判定

大気追跡風のターゲット指定点格子は、60N~60S、90E~170Wの領域で、緯度・経度方向ともに0.5度間隔で作成される。これらのターゲット指定点作成を行う順番は、仮に処理が途中で打ち切られても、算出領域全域で均等にターゲット指定点が分布するように決められている。

次に、地表面データを参照し、陸面判定(海陸判定・標高判定)によるターゲット指定点の

選別を行う。ここで参照される地表面の情報は、59.5S~60N、90E~170.5Wの領域において、0.5度×0.5度の緯経度間隔であらかじめテーブル化されたものを使用する(陸面判定テーブル)。陸面判定テーブルには、各地点の陸の占める割合(陸地被覆率:0~100)に、その地点の標高データをkm単位で加えた値が格納されている³。たとえば、陸だけからなる標高がn kmの地点に格納される値は100+nとなる(図4)。

³ 陸面判定テーブルの作成には、陸地被覆率データはGLCC、標高データはGTOPO30が使用されている(参考ウェブページ)。

下層風（赤外 1 下層風、可視風、赤外 4 風）の算出では、そのターゲットの雲頂温度が地表温度に近い場合、地形のパターンが大きな影響を与える（浜田, 1984）。これを考慮して、下層風算出においては、陸地を少しでも含むターゲット指定点は除外し、陸地被覆率が 0 の地点をターゲット指定点に採用する（図 4(a)）。

赤外 1 上・中層風・水蒸気風の算出では、陸地被覆率が 102 以下の地点（つまり 3000m 未満の地点）をターゲット指定点に採用する（図 4(b)）。標高が高い地点では、地表面とターゲットが同程度の高度に存在するために地表面とターゲットの区別が困難となる場合があるか

らである。

図 5 に、陸面判定によって選別されたターゲット指定点を示した。赤色の点 1 つ 1 つが、大気追跡風のターゲット指定点である。前述したとおり、下層風（図 5(a)）では、陸地や海岸線を含むと判定された地点は除かれ、陸面占有率が 0 の完全に海上となる地点をターゲット指定点に選んでいることが分かる。一方、上・中層風（図 5(b)）では、ヒマラヤ山脈などの標高が高い地点は除かれている。

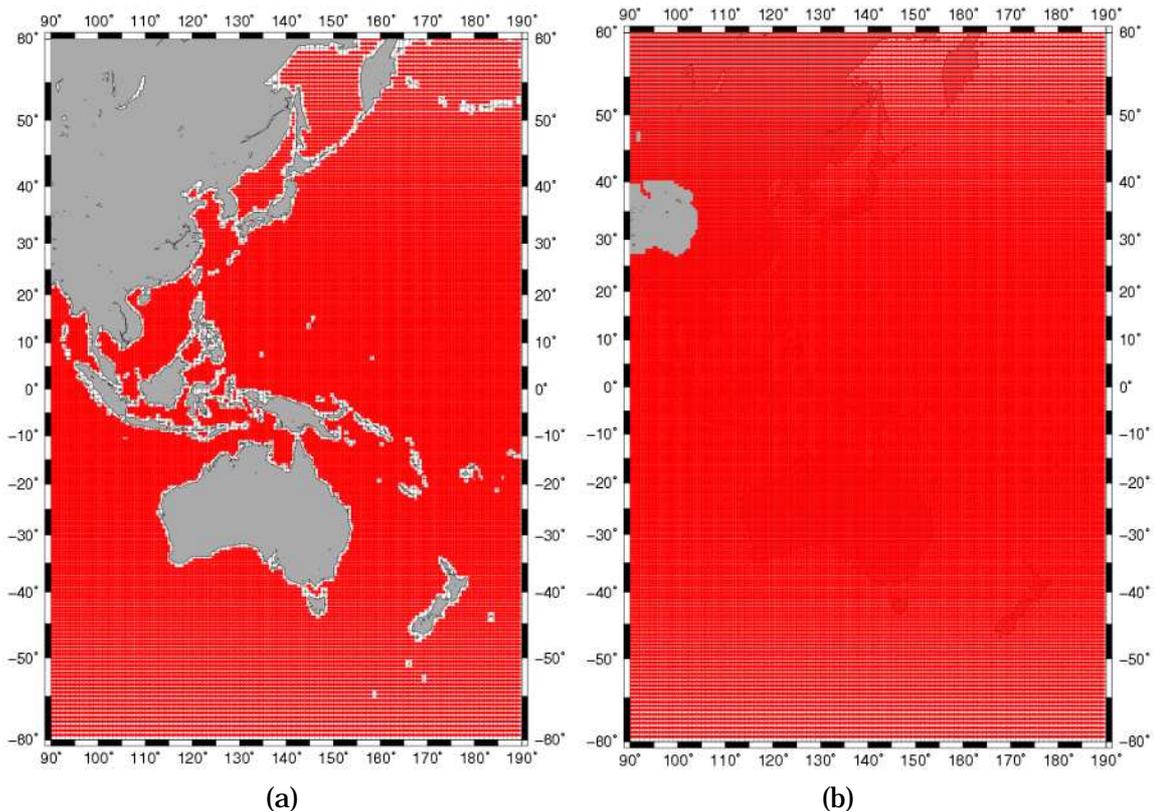


図 5 陸面判定によって選別されたターゲット指定点

赤色の点が陸面判定によって選別されたターゲット指定点。(a)が下層風（赤外 1 下層風、可視風、赤外 4 風）、(b)が上・中層風（赤外 1 上・中層風、水蒸気風）。

2.1.2 衛星天頂角、太陽天頂角による制限

気象衛星センターでは、表3に示す衛星天頂角と太陽天頂角(図6)の閾値を使ってターゲット指定点を選別する処理を行っている。

衛星天頂角による選別では、衛星天頂角65度以上のターゲット指定点を除外している。この理由の1つは、衛星天頂角が大きな地点では、投影変換による画像のひずみ・空間解像度低下が起こるためである。各画素の観測値は、その画素内の放射量の平均値に相当するので、画像のひずみ・空間解像度の低下があると、小さなスケールの現象を表す画像上のパターンが不明瞭になり、ターゲットの移動を精度良く推定できなくなる。2つ目の理由として、衛星天頂角が大きな地点では、観測対象(雲)から衛星までの大気経路長が長く、大気及び水蒸気によ

る減衰が大きいため、正確な風ベクトルの算出が困難であるからである。さらに、大気経路長が増加すると、ターゲットからの放射だけでなく、視線にある別の放射源からの放射や散乱体からの散乱の影響が大きくなるため、目的とするターゲットの放射だけを抽出することが難しくなる。その他の理由としては、衛星天頂角が大きい地点は、斜め方向からターゲットを観測することになるために、画像上の位置と実際の地球上の位置がずれてしまうという問題が挙げられる(原田, 1980)。

太陽天頂角は、昼と夜を区別するために使用している。すなわち、太陽天頂角が85度より小さい領域を昼間、太陽天頂角が85度より大きい領域を夜間と定義している。可視風は昼間、赤外4風は夜間でのみ算出する。

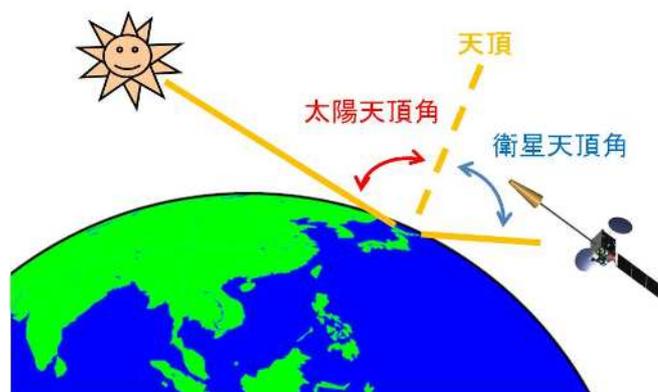


図6 衛星天頂角と太陽天頂角

衛星天頂角が大きい地点では、衛星データの空間解像度の低下や、ターゲット～衛星間の大気経路長が長いことによる大気減衰の影響の増大等の要因により、大気追跡風を精度よく算出することが困難になる。太陽天頂角は昼と夜を区別するため使用している。

表3 天頂角 による算出制限

チェック項目	大気追跡風種別	制限
衛星天頂角	全ての風種別	< 65°
太陽天頂角	赤外1風、水蒸気風	制限なし
	可視風	< 85° (昼間)
	赤外4風	> 85° (夜間)

2.1.3 画像エントロピーによるターゲット指定点シフト

追跡処理では、2.2 節で述べるように、ターゲット指定点を中心にしてみわりの画素を切り出した小領域（以下、テンプレート。2.2.1 節で再度説明する）を用いてパターンマッチングを行うので、テンプレート内にできるだけ多くの情報を含むことが望ましい。言い換えれば、テンプレート内画素の放射輝度（Radiance）のコントラストが大きいほど、ターゲットの形状が明瞭と考えられるので追跡が容易になる。どのくらいコントラストが大きいかを定量化するには、情報理論でエントロピーとして定義される量を用いることができる（今井・小山，2008）。ここでは、テンプレートの画像エントロピーを

$$S_{\text{en}} = - \sum_{i=1}^N P_i \times \log_2 P_i \quad (\text{式 2.1.1})$$

で定義する。ここで、 P_i はテンプレート内において画素がカウント値 i （量子化された放射輝度に対応（放射輝度と線形））。階調数 N は、MTSAT シリーズの場合 1024 をもつ確率であり、テンプレート内の総画素数で規格化される。（式 2.1.1）の定義から、テンプレート内の画

素の放射輝度値が多様であるほどエントロピーは大きくなるのがわかる。

気象衛星センターでは、赤外 1 上・中層風と水蒸気風については、このエントロピーを用いてターゲット指定点の位置をシフトする処理を行っている。実際の処理は以下のように行う（図 7 参照）：

- 1) ターゲット指定点のまわりにある、5 画素 × 5 画素の各々の画素を中心としたテンプレート（25 枚）を切り出す。
- 2) 1) で切り出した 25 枚のテンプレートすべてでエントロピーを計算する。
- 3) 計算された中で最大の画像エントロピーを持つテンプレートの中心点にターゲット指定点の位置をシフトする。

なお、赤外 1 上・中層風の画像エントロピーの計算においては上・中層にあるターゲットのコントラストのみを考慮したいので、下層雲・地表面に相当する画素のマスク処理を行っている。具体的には、各画素の赤外 1 チャンネルの放射輝度を輝度温度に変換し、さらに鉛直温度分布データ（第 2 章冒頭）を参照して雲頂高度を推定する⁴。そして、700 hPa 面以下の高度の画素はエントロピーの計算に使用しない。また、赤外水蒸気対応テーブルから取得した水蒸気チャンネルの晴天放射の温度より輝度温度が高い画素も同様に計算に使用しない。

4 衛星観測で得られるデータは画素ごとの放射輝度値であり、より使いやすい輝度温度値にはキャリブレーションテーブル（木川，1999）を用いて変換する（MTSAT のキャリブレーションテーブルは気象衛星センターのホームページで公開されている：参考ウェブページ）。変換された輝度温度値を現実の大気状態と比較するには、さらに輝度温度（赤外 1 チャンネル）雲頂高度、もしくは雲頂高度輝度温度（赤外 1 チャンネル）へと変換することが必要となる。雲頂高度と輝度温度（赤外 1 チャンネル）間の変換は、数値予報データの値を放射伝達モデルによって大気減衰量を補正した値（鉛直温度分布データ）を用いることにより行う。

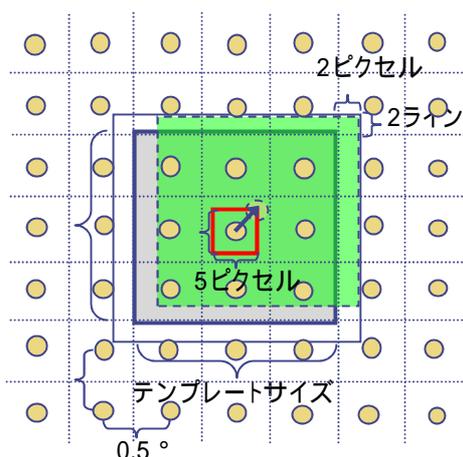


図7 エントロピーによる指定点シフトの概念図（今井・小山（2008）より転載）

山吹色の丸：0.5度間隔のターゲット指定点

半透明の丸：シフト後のターゲット指定点

灰色四角形領域：シフト前のテンプレート

赤四角形領域：ターゲット指定点の候補となる画素領域（5画素×5画素）

緑四角形領域：ターゲット指定点シフト後のテンプレート

2.1.4 輝度温度ヒストグラム法

テンプレート内の画素の輝度温度（光学的に厚い雲の場合は雲頂温度に相当）の分布を解析することにより、1）テンプレート内にあるターゲットの高度分類を行うこと、2）追跡・高度指定が難しいターゲットを持つターゲット指定点の除去、が可能となる。気象衛星センターでは、あらかじめ定められた閾値に基づいて、テンプレート内の画素の輝度温度データを使ったヒストグラム解析（以下、輝度温度ヒストグラム法）を行っている。なお、赤外1上・中・下層風、可視風、赤外4風では赤外1チャンネルのテンプレート、水蒸気風では水蒸気チャンネルのテンプレートを用いて輝度温度ヒストグラム法を行う。

輝度温度ヒストグラム法では、次の3つのテストによりターゲット指定点の選択を行う：

テンプレート内に目的とする高度のターゲットが存在するかどうか（ターゲット高度判定）

ターゲットの鉛直方向の厚さはどの程度か（ターゲットの存在範囲判定）

雲量は十分あるかどうか（雲量判定）

これら各チェック項目に対する閾値は

- ・ターゲットの高度に関連した閾値： TLM_{low} 、 TLM_{high} 、X、Y、及びZ
- ・ターゲットの厚さに関連した閾値： T_1 、 T_2
- ・雲量に関する閾値： TLM_{amt} 、 C_{min} 、 C_{max}

があり、これらの値は事前に設定ファイルで与えておく。各閾値の意味と現在使用している値は表4.1を参照されたい。表4.1では、輝度温度の閾値ではなく気圧の閾値（PLM）が与えられているが、鉛直温度分布データ（2章冒頭）

を利用して PLM → TLM のように気圧から温度に変換し、観測された輝度温度と比較する。また、表 4.2 で示される TBB_{min} 、 TBB_{max} 、 TBB_{low} 、 C_{amt} はテンプレート内のヒストグラム解析で逐次計算されるパラメータであり、以下で説明する各判定に適宜使用される。なお、気象衛星センターの輝度温度ヒストグラム解析の処理

では同時に雲型 (cloud type) 判別も行っているが (浜田・加藤, 1984) これより後の処理では使用しないので説明を省略した。

表 4.1 輝度温度ヒストグラム法で用いられる閾値

	詳細 (詳細)	赤外 1 下層風, 可視風, 赤外 4	赤外 1 上・ 中層風	水蒸気風
PLM_{low}	(その風種別で) 目的とするターゲットの高度の下限	950 hPa	500 hPa	500 hPa
PLM_{high}	目的とするターゲットの高度の上限	650 hPa	150 hPa	150 hPa
PLM_{amt}	雲域境界高度 (これより上の高度を“雲”と定義する)	850 hPa	500 hPa	500 hPa
TLM_{low}	PLM_{low} から鉛直温度分布データにより変換された温度			
TLM_{high}	PLM_{high} から鉛直温度分布データにより変換された温度			
TLM_{amt}	PLM_{amt} から鉛直温度分布データにより変換された温度			
X	最冷値から高温側 X% の画素の輝度温度を TBB_{min} (表 4.2) とする (テンプレート内の全画素数に対する割合)	0.1%	0.1%	10.1%
Y	最暖値から低温側 Y% の輝度温度を TBB_{max} (表 4.2) とする (テンプレート内の全画素数に対する割合)	99.9%	99.9%	89.9%
Z	TLM_{low} から低温側 Z% の画素の輝度温度を TBB_{low} (表 4.2) とする (テンプレート内の全画素数に対する割合)	1.0%	1.0%	1.0%
T_1	ターゲットの鉛直方向存在範囲の下限	2.0	2.0	2.0
T_2	ターゲットの鉛直方向存在範囲の上限	35.0	60.0	40.0
C_{min}	許容する雲量の下限値	1.0%	5.0%	0.5%
C_{max}	許容する雲量の上限値	100%	99%	100%

表 4.2 テンプレート内のヒストグラムから逐次算出するパラメータ

	詳細
TBB_{min}	テンプレート内の最冷値から X% にある画素の輝度温度
TBB_{max}	テンプレート内の最暖値から Y% にある画素の輝度温度
TBB_{low}	TLM_{low} から低温側 Z% にある画素の輝度温度
C_{amt}	“雲量” (TLM_{amt} より低い輝度温度を持った画素の割合)

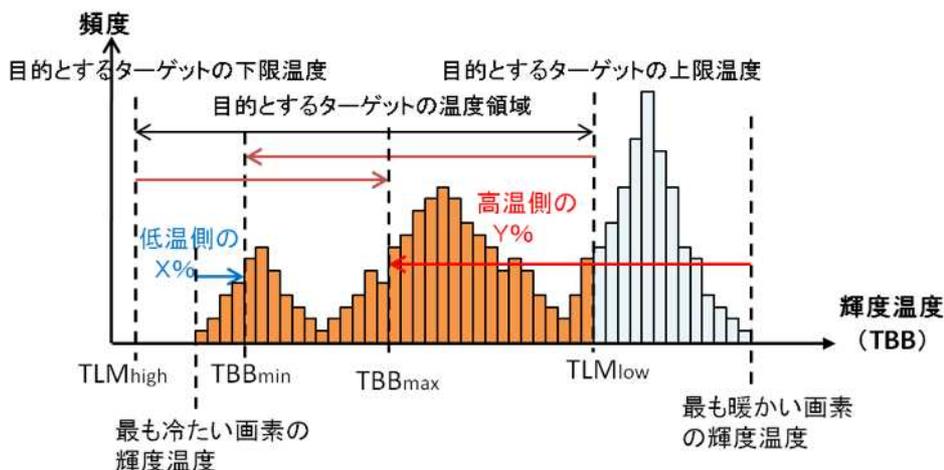


図8 ターゲット輝度温度（高度）判定

テンプレート内にあるターゲットの“雲頂温度”(雲頂高度)が目的とする温度(高度)領域内に入っているかどうか判定する。TLM_{low} は目的とするターゲットの上限温度(高度の下限)、TLM_{high} は目的とするターゲットの下限温度(高度の上限)を表す。ヒストグラム上でそれぞれ最低温側から X%、最高温側から Y%のところに輝度温度TBB_{min}、TBB_{max}を計算してターゲットの代表輝度温度(代表高度)とし、目的とするターゲットの温度領域(高度領域)に入っているかを確認する。

ターゲット高度判定

ここでは、ターゲット指定点のまわりのテンプレート内に、目的とする高度のターゲットが存在しているかどうかの判定を行う。

ターゲット高度判定の方法を、図8を使って説明する。まず、ヒストグラム上で最も冷たい画素から高温側に X%のところに画素の輝度温度TBB_{min}と、最も暖かい画素から低温側に Y%のところに画素の輝度温度である TBB_{max}を計算し、それらをテンプレート内にあるターゲットの代表輝度温度とする。そして、それらの輝度温度があらかじめ与えられた下限温度TLM_{high}と上限温度TLM_{low}内にあるか確認する。つまり、

$$\begin{aligned} TLM_{high} &\leq TBB_{min}, \\ TBB_{min} &\leq TBB_{max} \leq TLM_{low} \end{aligned} \quad (式 2.1.2)$$

となったとき、テンプレート内に目的とする高度のターゲットが入っていると判断する。表 4.1を見ると、XとYは、TBB_{min}とTBB_{max}には冷たい輝度温度領域にある同じ画素の値が入るように決められているので、(式 2.1.2)の条件は実質的に

$$TLM_{high} \leq TBB_{min} = TBB_{max} \leq TLM_{low} \quad (式 2.1.3)$$

となる。これは、テンプレート内にあるターゲットの“雲頂高度”がTLM_{low}とTLM_{high}の間であればターゲット指定点に選択するという単純な条件となる(浜田・加藤, 1984)。

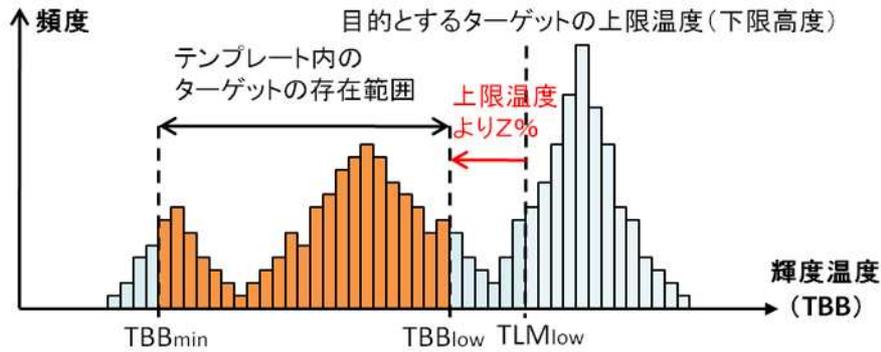


図 9 ターゲットの存在範囲判定

テンプレート内にあるターゲットの鉛直方向の厚さを調べる。上限温度 TLM_{low} から $Z\%$ だけ低温側にある TBB_{min} を計算し、 TBB_{low} との輝度温度差 ($TBB_{low} - TBB_{min}$) をテンプレート内にある目的とする高度にあるターゲットの存在範囲とする (図中で橙色を付けた領域)。この輝度温度差があらかじめ与えられた閾値内にあるかどうかを調べ、閾値外ならばターゲット指定点を除外する。

ターゲットの存在範囲判定

このテストは、ターゲットの鉛直方向の存在範囲を確認するものである。厚い巻雲や層雲など雲が厚く広がっている場合など、ターゲットの形状が不明瞭でテンプレート内のコントラストが小さい場合は正確な追跡処理を行うことが困難である。また、鉛直方向に風のシアがあると、異なる高度に位置するターゲットは異なる速度で移動するので、テンプレート内に複数の高度のターゲットが存在する場合はそのテンプレートを代表する風ベクトルが一意に決まらない。そういったターゲットを含む地点のターゲット指定点を除外するための判別手法を図 9 に示す。

具体的には、あらかじめ与えられた上限温度 TLM_{low} から $Z\%$ のところにある画素の輝度温度 TBB_{low} をテンプレート内の低い高度にあるターゲットの代表輝度温度、 TBB_{min} (参照) を高い高度にあるターゲットの代表輝度温度とする。その輝度温度差 ($TBB_{low} - TBB_{min}$) をターゲットの鉛直方向の存在範囲とみなす。

そして、この輝度温度差 ($TBB_{low} - TBB_{min}$) を事前に与えられた閾値 T_1 、 T_2 と比べることで、ターゲットの存在範囲の判定を行う。

$$T_1 \leq TBB_{low} - TBB_{min} \leq T_2 \quad (\text{式 2.1.4})$$

温度差が T_1 より小さい場合はコントラストが小さすぎて正確な追跡処理が困難であると判断する。 T_1 の値は、試行の結果 2 が与えられている (浜田・加藤, 1984)。また、温度差が T_2 より幅が大きいときは複数の高度にターゲットが存在する領域であると判断し、ターゲット指定点を除外する。

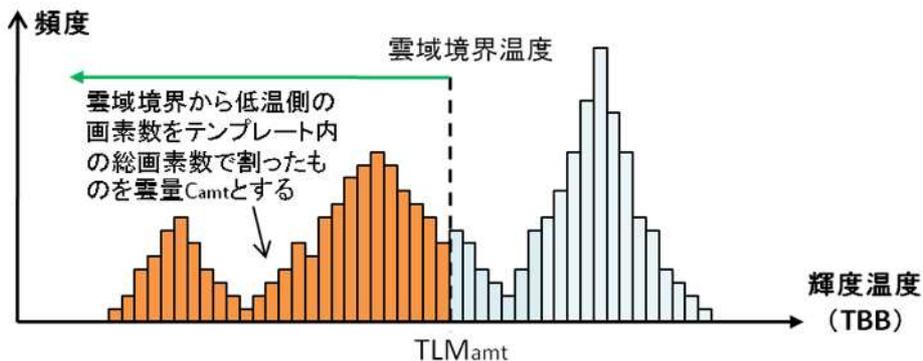


図 10 雲量判定

テンプレート内に目的とする雲の“雲量”がどの程度あるかをチェックする。TLM_{amt} は雲域の下限として与えておく温度であり、この温度以下の輝度温度を持つ画素数をテンプレート内の総画素数で割ったものを雲量C_{amt}と定義する。テンプレート内に含まれる雲量が多すぎる場合と少なすぎる場合にはターゲット指定点を除外する。

雲量判定

図 10 に示すように、“雲”が存在すると考えられる高度の下限值に対応する温度TLM_{amt}を予め与えておき、この温度より低い輝度温度を持った画素数の割合を“雲量”C_{amt}と定義する。テンプレート内すべてにターゲットが一樣に分布している場合と、ターゲットがほとんど存在しない場合にはターゲット指定点を除外する(大島, 1989)。その判定は、計算された雲量(C_{amt})が雲量下限(C_{min})と雲量上限(C_{max})内に入っているかどうかを調べることにより行う。その条件は

$$C_{min} < C_{amt} < C_{max}$$

(式 2.1.5)

と記述できる。

2.1.5 積乱雲判定

積乱雲の発生点近傍及びその周囲の上層発散にともなう上層雲(アンビル)などは、周辺の場合と異なる動きをすることが多く、品質の良

い風を得ることが難しいことが知られている(Fujita, 1991; Bedka and Mecikalski, 2005)。そのため、上層風と水蒸気風の算出処理では、積乱雲が発達した領域に属すると考えられるターゲット指定点を除去する(Tokuno, 1996)。図 11(a)を使用して、積乱雲領域検出の原理を説明する。衛星から下層雲域を観測しようとする場合、赤外 1 チャンネルでは大気中の水蒸気による吸収の影響が小さいため、下層雲の雲頂を観測できる。一方、水蒸気チャンネルは、上・中層の水蒸気による強い吸収の影響を受けるため下層雲は観測されず、上・中層の水蒸気分布を観測する。このため、赤外 1 チャンネルと水蒸気チャンネルが観測する輝度温度には大きな差がみられる。一方、光学的に厚く雲頂高度が高い積乱雲の場合には、雲頂が対流圏上層に達するために、赤外 1 チャンネルと水蒸気チャンネルが観測する輝度温度の差は小さくなる。

以上説明した赤外 1 と水蒸気チャンネルの違いを利用して、衛星センターでは各ターゲット指定点の積乱雲判定を行っている。図 11(b)を

用いて説明する。まず、図 11(b)のように、テンプレート内に 2 画素×2 画素からなる小領域で区切る。次に、その小領域で赤外 1 チャンネルと水蒸気チャンネルの平均輝度温度をそれぞれ計算する。そして、それらの平均輝度温度の差をとり、その差が 3 よりも小さいかどうかを調べる。すなわち、図 11(b)のテンプレート内で、ピクセル方向に i 番目、ライン方向に j 番目の小領域の位置を (i, j) として、

$$\overline{TBB}_{IR1}(i, j) - \overline{TBB}_{WV}(i, j) < 3 \quad]$$

ただし、 $i, j = 1, 2, 3 \dots M/2$

(式 2.1.6)

ここで、 $\overline{TBB}_{IR1}(i, j)$ は赤外 1 チャンネルで観測された位置 (i, j) の小領域の平均輝度温度、 $\overline{TBB}_{WV}(i, j)$ は水蒸気チャンネルによる同じ小領域の平均輝度温度、 M はテンプレートのサイズ（ライン方向及びピクセル方向の画素数）である。輝度温度差が 3 より小さいと判定された小領域の数がテンプレート内の小領域の総数 $(M/2 \times M/2)$ の 10%以上ある場合に、ターゲット指定点は発達した積乱雲域であるとみなす。発達した積乱雲領域とみなされたターゲット指定点は棄却され、後の処理では使用されない。

という条件を満たすかどうかのテストを行う。

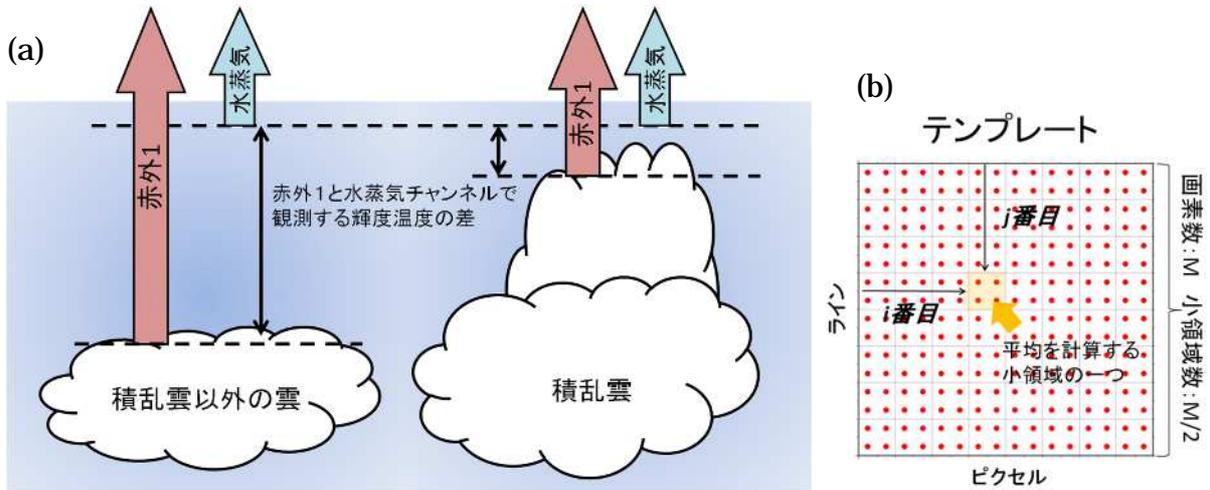


図 11 積乱雲判定の概念図

(a) 積乱雲判定の原理の説明。赤色の矢印は、赤外 1 チャンネルで観測する雲からの放射、青色の矢印は、水蒸気チャンネルで観測する放射を示しており、矢印の長さはその大きさを表す。積乱雲の場合（右）、対流圏上層まで雲頂が達するので、赤外 1 チャンネルで観測する積乱雲の輝度温度が、水蒸気チャンネルで観測する輝度温度と近くなる。

(b) 実装されている積乱雲判定計算方法の模式図（16 画素×16 画素）。赤色の点は画素の中心位置を表す。細線で区切られた 2 画素×2 画素で作られる四角の小領域（例：橙色の四角）で赤外 1 チャンネルと水蒸気チャンネルの輝度温度の平均値を計算し、その差をとる(式 2.1.6)。

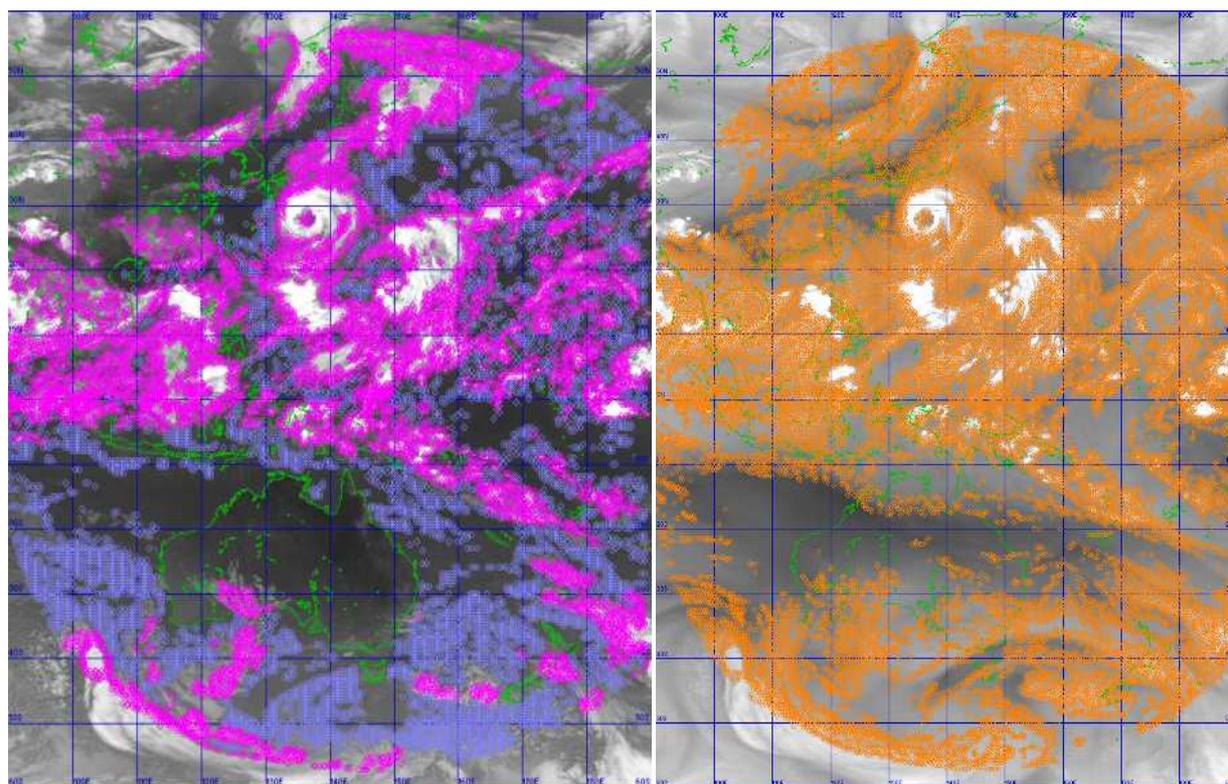
2.1.6 中国大陸上での間引き処理

赤外 1 上・中層風については、ターゲット選択処理の最後で、中国大陸上の以下の 1~4 の矩形領域に対して、ターゲット指定点を半分に間引く処理を行っている。

1. 西北端(50N, 90E) 東北端(50N, 120E)
西南端(21N, 90E) 東南端(21N, 120E)
2. 西北端(50N, 120E) 東北端(50N, 130E)
西南端(40N, 120E) 東南端(40N, 130E)
3. 西北端(50N, 130E) 東北端(50N, 135E)
西南端(43N, 130E) 東南端(43N, 135E)
4. 西北端(21N, 90E) 東北端(21N, 110E)
西南端(10N, 90E) 東南端(10N, 110E)

2.1.7 ターゲット選択の例

図 12 に、赤外 1 上・中層風、赤外 1 下層風、及び水蒸気風のターゲット指定点選択の例(2011 年 9 月 1 日 00UTC)を示す。ターゲット指定点は、衛星天頂角によって存在する領域が円形に制限されているとともに、それぞれの風種別に対応したターゲットが選択されていることがわかる。積乱雲域に対応する輝度温度が低い(白い地点)についてはすべて除かれていることも確認できる。また、水蒸気風のターゲット指定点では、赤外 1 画像上で雲が無いと考えられ領域も選択されている。これらの選択されたターゲット指定点を使用して、ターゲットの追跡処理(2.2 節)を行う。



(a)

(b)

図 12 ターゲット指定点の例 (2011 年 9 月 1 日 00UTC)

(a) 赤外 1 上・中層風(マゼンタ)及び赤外 1 下層風(紫)、(b) 水蒸気風(橙)。 (a)及び(b)の背景は、それぞれ赤外 1 輝度温度、水蒸気輝度温度であり、白いほど輝度温度が低いことを示す。

2.2 追跡処理

ある対象の移動速度を求めるためには、その対象が「いつ」「どこ」にあったのかを正確に知るだけで良い。対象の単位時間あたりの移動ベクトルは、位置ベクトルの差を時間で割るだけで求められるからである。大気追跡風においては、衛星画像が「いつ」撮像されたのかは既知であるため、雲の移動速度を知るには、着目している雲域が次の時刻の衛星画像では「どこ」に存在しているのかさえわかればよい。そのために、定量化された「画像パターンの類似度」を用いて、探索したい雲域のパターンと似た画像パターンが次の時刻ではどこに移動したか調べることを行う。画像パターンの類似度を定量化した上で画像パターン同士を比較して、2つの画像が似通った画像パターンを持つかどうかを調べる手法をパターンマッチング (pattern matching) と呼ぶ。気象衛星センターを始め、欧州気象衛星開発機構 (European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites: EUMETSAT) やウィスコンシン大学気象衛星共同研究所 (University of Wisconsin - Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies: UW-CIMSS) で開発された大気追跡風算出アルゴリズムを採用している米国国立気象衛星データ情報サービス (National Environmental Satellite, Data, and Information Service: NESDIS) などの海外の主な大気追跡風処理センターでは、相互相関係数を「画像パターン同士の類似度」として採用する相互相関法をターゲット追跡に使用している。なお、相互相関法以外にも、「画像パターン同士の類似度」としてユークリッド距離 (Dew and Holmlund, 2000) を使用する手法や、オブティカルフロー (Bresky and Daniels, 2008; 下地, 2009) などの調査も行われている。

相互相関法による追跡処理では、2枚の衛星画像から1つの移動ベクトルを算出する。1.2節の最後で述べたように、気象衛星センターにおける大気追跡風算出では、風ベクトルの品質評価を目的として、1時刻分の風算出につき、A、B、C画像の計3枚の衛星画像を使用している。最終的に、BC画像から得られたベクトルをその時刻の移動ベクトルとしている。

2.2.1 相互相関法

相互相関法によるターゲット追跡手法 (Cross Correlation Matching) は、長年主要な大気追跡風算出センターで採用されている信頼性の高い追跡手法である (Leese et al., 1971; 浜田, 1979 など)。

相互相関法によるパターンマッチングを、図13を用いて説明する。まず、時間的に連続した2枚の衛星画像 (AB 又は BC 画像) を用意し、1枚目の衛星画像からターゲット指定点を中心とした大きさ $M \times M$ 画素のテンプレート (Template (ターゲット追跡のためのひな形画像), Target Box と呼ばれる) と呼ばれる小領域 T 、2枚目の衛星画像の同地点で大きさ $N \times N$ 画素のサーチエリア (Search Area) を切り出す。さらに、ラグエリア内の各画素位置 (p, q) を中心に $M \times M$ 画素のサーチエリアからの切り出し画像 $S_{(p,q)}$ を切り出し (以下では、1枚目の画像から切り出したひな形となる矩形の画像を「テンプレート」、ラグエリア内で切り出した2枚目の画像におけるひな形と比較する矩形画像を「サーチエリアからの切り出し画像」と呼ぶ)、テンプレートの放射輝度とサーチエリアからの切り出し画像の放射輝度から、次の式により「画像パターンの類似度」である相互相関係数 $CC(p, q)$ を計算する:

$$CC(p, q) = \frac{\text{Cov}(p, q)}{\sigma_T \sigma_{S(p,q)}} \quad (\text{式 2.2.1})$$

ここで、 $\text{Cov}(p, q)$ はテンプレートとサーチエリアからの切り出し画像の放射輝度値の共分散行列(Covariance Matrix)、 σ_X はX画像(XはテンプレートT、サーチエリアからの切り出し画像 $S_{(p,q)}$ のいずれかを表す)の放射輝度値の標準偏差であり、それぞれ

$$\text{Cov}(p, q) = \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^M (T(i, j) - \mu_T)(S_{(p,q)}(i, j) - \mu_{S(p,q)}) \quad (\text{式 2.2.2})$$

$$\sigma_X^2 = \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^M (X(i, j) - \mu_X)^2 \quad (\text{式 2.2.3})$$

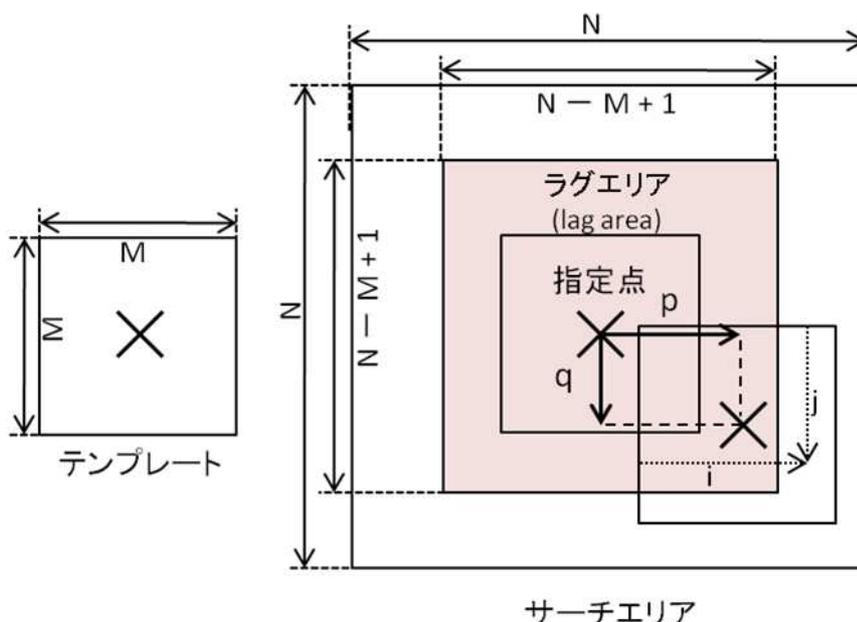


図 13 パターンマッチングの概念図

ターゲット指定点とテンプレート、サーチエリアを用いたパターンマッチングの概念図。まず、ターゲット指定点を中心としてテンプレート(M×M画素)を切り出す。そして、テンプレートと似た画像パターンを、次の時刻の同一地点の画像から切り出したサーチエリア(N×N画素)内から探す。具体的には、サーチエリア内でターゲット指定点から(p,q)画素だけずらした位置を中心としてサーチエリアからの切り出し画像を切り出し、「画像パターンの類似度」を調べる。色を付けた領域が、サーチエリアからはみ出さずにサーチエリアからの切り出し画像を切り出せるラグエリア(lag area)と呼ばれる領域である。相互相関法ではラグエリア中の領域すべてで「画像パターンの類似度」である相互相関係数を計算し、どの位置において「画像パターンの類似度」が最も高いかを調べる。

と定義される。ここで、 $T(i, j)$ はテンプレート内画素 (i, j) の放射輝度値、 $S_{(p, q)}(i, j)$ は (p, q) を中心に切り出したサーチエリアからの切り出し画像内画素 (i, j) における放射輝度値の意味である。また、 μ_x は X 画像における平均放射輝度値を表す。ラグエリア内の各画素 (p, q) について計算された相互相関係数の配列は $p - q - CC$ の三次元空間上で二次元曲面をなす。この曲面はマッチングサーフェス (matching surface) または相関曲面 (correlation surface) と呼ばれる。マッチングサーフェスの「高さ」 CC は相関係数値、すなわち「画像パターンどうしの類似度」を表している。マッチングサーフェスの原点 (ターゲット指定点) を始点、 CC が最大となる位置 (p', q') :

$$CC(p', q') = \max[CC(p, q)]$$

(式 2.2.4)

を終点とするベクトルを、ターゲットの移動ベクトルとみなす。ただし、この移動ベクトルは画素単位で表わされた移動量である。地球上における風速や風向は、マッチングサーフェス上の原点 $(0, 0)$ 及び最大位置 (p', q') を、衛星の軌道・姿勢情報を元に緯度経度で求め、これらから計算したターゲットの移動距離を画像の撮像時刻間隔で割ることにより求められる。

図 14 に、15 分間隔の 2 枚の赤外 1 画像を使って相互相関法によるパターンマッチングを行った例を示す。図 14 の (a) は赤外 1 画像のテンプレート (32 ピクセル × 32 ライン) (b) は次の時刻の赤外 1 画像からテンプレート位置を中心として切り出したサーチエリア (64 ピクセル × 64 ライン) (c) は、(a) と (b) から計算したマッチングサーフェス (33 ピクセル × 33 ライン) である。(b) には、サーチエリアの中心にテ

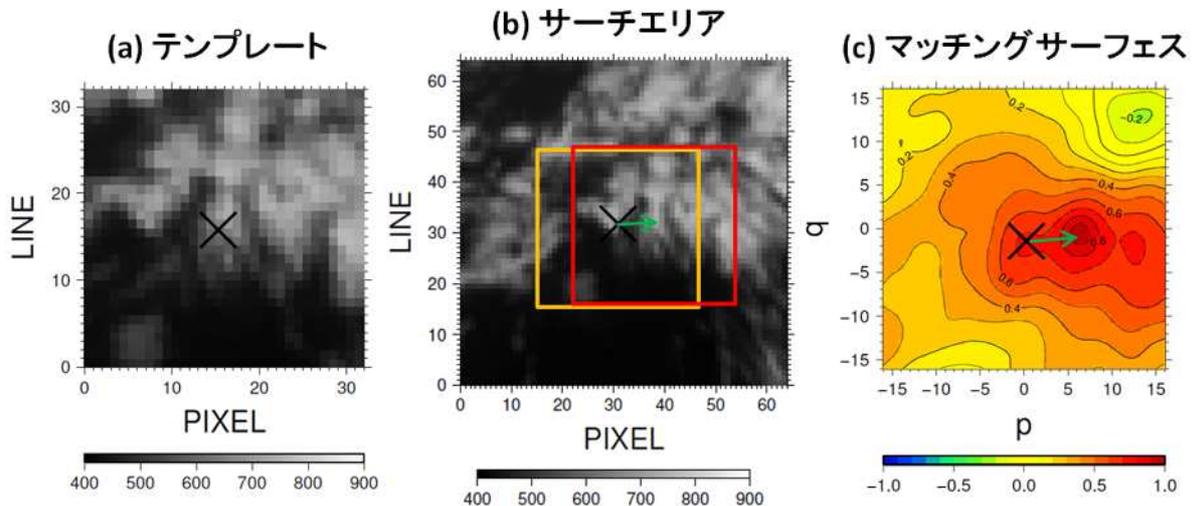


図 14 15 分間隔の MTSAT-2 赤外 1 画像を使って相互相関法によるパターンマッチングを行った例 (2011 年 4 月 1 日 00 UTC (22.9N, 170.4E))。 (a) テンプレート (32 ピクセル × 32 ライン) のカウント値 (放射輝度と線形) (b) サーチエリア (64 ピクセル × 64 ライン) のカウント値、 (c) マッチングサーフェス (相関係数値: -1 ~ 1)。

(b) 内の橙色の枠はテンプレートの位置、赤色の枠はテンプレートの模様が最もよく一致するサーチエリアからの切り出し画像の位置を示す。緑矢印は、テンプレートの中心位置を始点、相関係数値が最大の位置を終点としたベクトルを示しており、この雲域の移動ベクトルである。

ンプレートと同じサイズの領域（橙色の四角）を示している。ここで、テンプレート（a）内の雲域のパターンが、次の画像（b）でどこに移動したかを考える。サーチエリア（b）を確認すると、赤色の四角枠内の画像パターンがテンプレートの画像パターンとほぼ同じであることがわかる。この状況から、テンプレート内の雲域は、紙面左からやや右上へ向かう風に流されて橙色の四角の位置から赤色の四角の位置に移動したと考えられる。この移動ベクトルを図 14（b）内に緑色の矢印で示した。次に、マッチングサーフェス（c）をみると、 $p \sim 6$ 、 $q \sim 1$ 付近が相関係数最大の地点（ p', q' ）であることがわかる。マッチングサーフェス中心を始点、（ p', q' ）を終点としたベクトルを、図 14(c)内に緑色の矢印で示した。（b）の緑色の矢印と、（c）の緑色の矢印を比較すると両者はほぼ一致している。

ここで、相互相関法によるパターンマッチン

グにおける注意点について触れておく。図 15 のように、A 画像ではテンプレートの中心位置から少し南にあった雲が、B 画像ではテンプレートの中心位置から少し東の位置に移動した場合を考える。B 画像は A 画像から一定時間（ Δt ）後に撮像された画像とする。このとき、雲の変位ベクトル Δx_{cloud} は、A 画像の時刻に雲のあった位置（破線で表された雲の位置にあたる）と B 画像の雲の位置をつなぐ赤矢印で表わすことができる。これを、時間差 Δt で割ると、単位時間当たりの移動ベクトル（すなわち速度ベクトル） $v_{cloud} (= \Delta x_{cloud} / \Delta t)$ が得られる。次に、パターンマッチングで得られる移動ベクトルを考える。パターンマッチングで得られる移動ベクトルは、雲単体の移動ベクトルでなく、実際にはテンプレートの中心位置からサーチエリアからの切り出し画像の中心位置を指す並進ベクトル $\Delta x_{template}$ （図中の緑矢印）である。

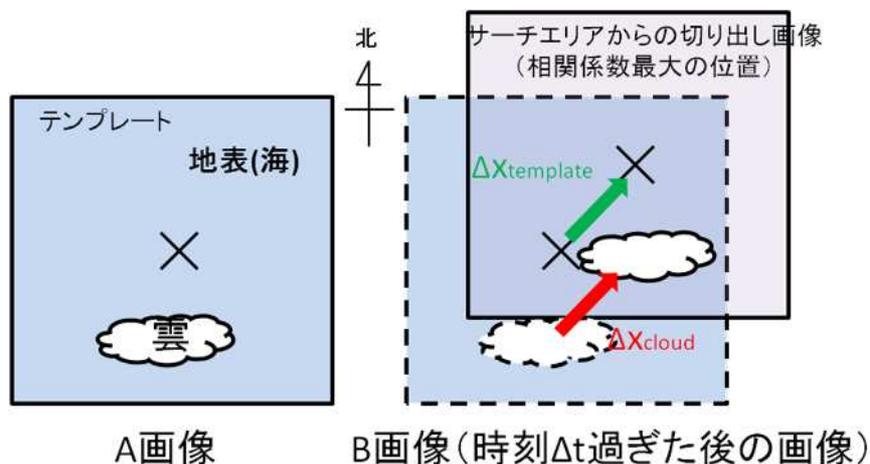


図 15 相互相関法によるパターンマッチングで導出される移動ベクトルの模式図

B 画像は、A 画像の撮像時刻からある一定時間 Δt を経過した後に撮像された画像とする。速度 v_{cloud} をもった雲が、A 画像から B 画像にかけて赤矢印のように距離 Δx_{cloud} だけ動いたとする。緑矢印のように、ターゲット指定点から最大相関係数位置までのベクトルをテンプレートの並進ベクトル $\Delta x_{template}$ とすると、 Δx_{cloud} と $\Delta x_{template}$ は“ほぼ一致”する。 $\Delta x_{template}$ を撮像時間間隔 Δt で割ると、テンプレートの移動ベクトル $v_{template}$ が得られる。この $v_{template}$ を雲の速度 v_{cloud} と同一であるとみなす。

このときの単位時間当たりの移動ベクトルは、 $v_{\text{template}} = \Delta x_{\text{template}} / \Delta t$ となる。パターンマッチングによる風ベクトル算出処理では、これを実際の雲の速度ベクトルとみなしている。つまり、パターンマッチングによる風ベクトルの算出は、 $v_{\text{template}} = v_{\text{cloud}}$ という仮定のもとに成り立っている。雲単体を追跡するのと違い、テンプレートには他のターゲットや地表が写り込むので、ターゲット選択や高度指定処理ではそのことを考慮した解析が必要となる。特に、高度指定処理においては、ターゲット以外の情報を含むテンプレートから、「ターゲットを吹き流しているその地点を代表する風」の高度を正確に推定しなければならず、非常に難しい問題となる。(以降では「ターゲットを吹き流しているその地点を代表する風」を環境場の風と呼ぶことにする。)

また、重要な仮定として、パターンマッチングによる大気追跡風の算出は雲の速度ベクトル v_{cloud} が環境場の風ベクトル v_{env} と一致している ($v_{\text{cloud}} = v_{\text{env}}$) という仮定がある。これはパッシブトレーサー (passive tracer) 仮定と呼ばれる (Hubert and Whitney, 1971)。この仮定は、画像の撮像時間間隔 Δt の間にターゲットの形状に大きな変化が無く、環境場の風が定常とみなせるような場合に、近似的に成り立つものである。

最後に、テンプレートサイズとターゲットが持つ時間的・空間的スケールについて少し言及しておく。ここまで述べてきたように、テンプレートの大きさは、パターンマッチングの際に参照する空間的な大きさであり、大まかには追跡したいターゲットの代表的な空間スケールとみなせる。ここで注意しなければならないのは、気象現象の空間的なスケールと時間的なスケールはおおむね比例関係にあることが知ら

れており (Orlanski, 1975)。小さな雲域は早い時間間隔で変形・消散し、大きな雲域は長い時間間隔その形を保つ (Fujita (1970) など) ことである。たとえば、比較的長い撮像時間間隔で得られた画像間のマッチングに大きなテンプレートを使うと、テンプレート内にある小さなターゲットは時間を経て変形・消散して追跡に寄与しなくなるので、残った大きな時空間スケールのターゲットのみを追跡することになる。この場合、その小さなターゲットに追跡しようと小さなテンプレートを使用しても、目的とする小さなターゲットは次の画像では変形・消散してしまっているため、全く追跡が行えない。このような寿命の短い小さなターゲットを追跡するには、短い撮像時間間隔で得られた画像と、小さなテンプレートの組み合わせが必要となる。このように、画像の撮像時間間隔と追跡したいターゲットのスケールに合わせてテンプレートサイズを調整する必要があり、衛星画像の撮像間隔とテンプレートサイズの間には細心の注意が必要である (Takano and Saito, 1986; Sohn and Borde, 2008; Shimoji, 2012)。また、ターゲット指定点の間隔に対して大きなテンプレートを用いると、同一のターゲットが隣り合うターゲット指定点のテンプレートの両方に入ることがある。このような場合、隣り合ったターゲット指定点でほとんど同じターゲットを追跡してしまうことになり、大気追跡風ベクトルは空間的な誤差の相関を持つことになる (Bormann et al., 2003)。テンプレートサイズ及び算出格子間隔の決定の際には、この空間誤差相関にも留意しなければならない。

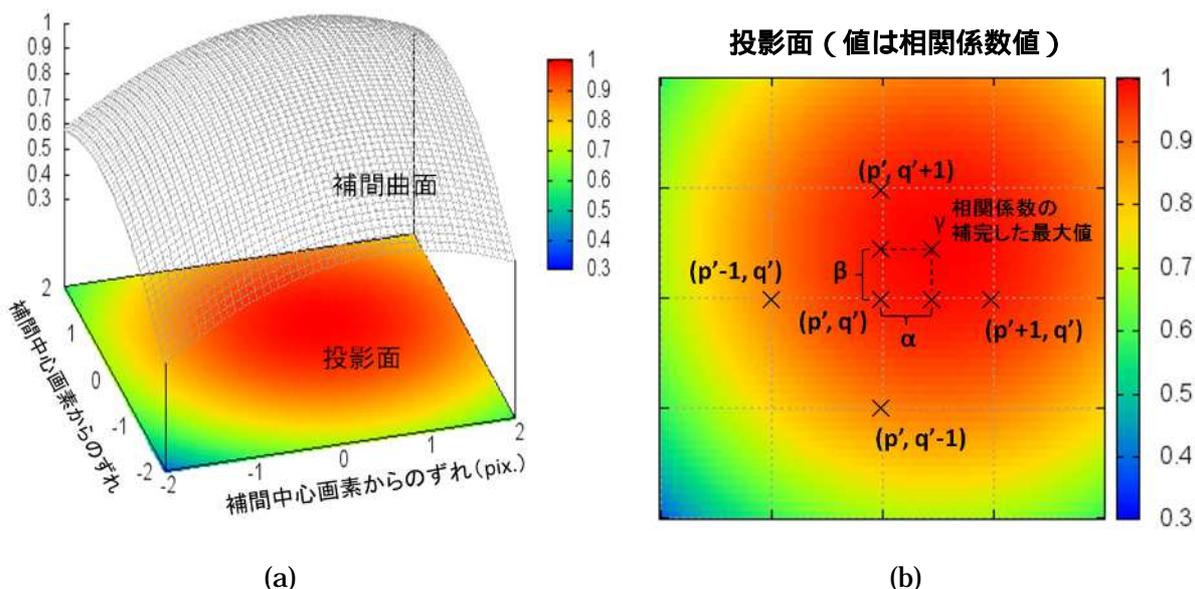


図 16 マッチングサーフェスの補間

(a)は、楕円曲線近似で求めたマッチングサーフェスを示す。量子化された画素格子点に楕円曲線をフィッティングし、その楕円曲線から、1画素以下の分解能で、最大相関係数をとる位置を求める。具体的には、(b)のように、量子化された画素格子点上で最大相関係数値をもつ (p', q') を中心とした周辺4点から、 (p', q') からの水平方向のずれ、とその地点での最大値が求まる

2.2.2 サブピクセル推定

2.2.1 節で考慮した移動量ベクトルは1画素単位に量子化（離散化）された位置の上で求まる。撮像時間間隔でターゲットが量子化された間隔より大きな距離を移動しなければ追跡を行うことができないことを考えると、撮像時間間隔と量子化間隔により追跡誤差が決まる。この誤差は「画像間隔による量子化誤差」と呼ばれる（浜田, 1983）。この誤差を無視した1画素単位の移動量ベクトルではあまりにも粗すぎるため、実用的な風ベクトルを得ることができない⁵。このため、1画素未満の移動量を推定

する必要が生じる。

今後、1画素未満の移動量を推定することをサブピクセル推定と呼ぶことにする。サブピクセル推定の方法の1つは、画素間隔により量子化されているマッチングサーフェスの補間を行うことである。マッチングサーフェス上で、最大相関係数を持った画素付近の空間変化率等の情報を用いることで、正しいと思われるピーク位置、とピークの値を推定（補間）するわけである（図16）。気象衛星センターでは、マッチングサーフェス上で楕円曲線による補間を行い、サブピクセル推定を行っている。

⁵ たとえば、MTSATの赤外画像の1画素の大きさは衛星直下点で、約4kmである（表2）。画像の撮像時間間隔が30分のとき、ターゲットが衛星直下の1画素を移動するのに最低でも $4000\text{m} \div 1800\text{秒}$ で 2.2 m/s 以上の風速が必要となる。30分間隔で撮像されたMTSAT赤外画像の量子化誤差はこの程度の大きさになる。また、撮像時間間隔が15分と短くなると、1画素分移動するのに 4.4 m/s 以上の風速が必要となり、撮像時間が短くなると画像間隔による量子化誤差は大きくなる。また、衛星直下点から離れるほど空間解像度が低下するので（図6）、この場合も量子化誤差が大きくなる。

楕円曲線は一般的に、

$$z - \gamma = \frac{(x - \alpha)^2}{a^2} + \frac{(y - \beta)^2}{b^2} \quad (\text{式 2.2.5})$$

で与えられる(浜田, 1979)。ここで x 、 y は、画像上での水平位置、 z はマッチングサーフェスの値である。(式 2.2.5)は、 α 、 β 、 γ 、 a 、 b の 5 つの変数を含むため、5 つの格子点の値を用いれば解くことができる。図 16(b)のようにラゲエリア内の最大相関係数をとる画素位置 (p' , q') を補間中心画素とし、その周りの 4 点の相関係数値を使用すると、(式 2.2.6)が得られる。 α がマッチングサーフェス上における画素位置 (p' , q') からの水平方向のずれに、 β は補間された位置における相互相関係数の最大値に対応する。サブピクセル推定を行ったときは、移動ベクトルの終点を画素位置 (p' , q') から ($p' + \alpha$, $q' + \beta$) に補正する。

正確なマッチング計算を行い補正する 2 段階マッチング手法を採用している。この 2 段階のマッチング手法の段階を順に、粗マッチング (coarse matching) と補正マッチング (fine matching) と呼ぶ(図 17)。表 5 に、現在気象衛星センターで採用しているマッチングのためのテンプレート・サーチエリアサイズを示した。粗マッチング中のセルの括弧の中は間引き率を表す(後述)。表 5 を見ると、テンプレートのサイズは画像の撮像時間間隔や大気追跡風種別によって複雑であることがわかる。このようにテンプレートサイズを変更しているのは、2.2.1 節の最後で述べたように、画像の撮像時間間隔に適したターゲットを適切に追跡し、風ベクトルを算出するためである。撮像時間間隔と大気追跡風算出時刻の対応は図 1 を参照されたい。

2.2.3 粗マッチングと補正マッチング

実際の運用での追跡処理過程においては、まず、着目している領域の周辺も含めた広い範囲の移動量を求め、その後にオリジナルの範囲で

$$\begin{aligned} \alpha &= p' + \frac{CC(p' - 1, q') - CC(p' + 1, q')}{2\{CC(p' + 1, q') - 2CC(p', q') + CC(p' - 1, q')\}} \\ \beta &= q' + \frac{CC(p', q' - 1) - CC(p', q' + 1)}{2\{CC(p', q' + 1) - 2CC(p', q') + CC(p', q' - 1)\}} \\ \gamma &= -\frac{1}{8} \left[\frac{\{CC(p' - 1, q_0) - CC(p' + 1, q')\}^2}{\{CC(p' + 1, q') - 2CC(p', q') + CC(p' - 1, q')\}} \right. \\ &\quad \left. + \frac{\{CC(p', q' - 1) - CC(p', q' + 1)\}^2}{\{CC(p', q' + 1) - 2CC(p', q') + CC(p', q' - 1)\}} \right] \end{aligned} \quad (\text{式 2.2.6})$$

表5 テンプレートサイズ・サーチエリアサイズ

撮像時間 間隔 (分)	大気追跡風種別	方向	テンプレートサイズ(単位:ピクセル)		サーチエリアサイズ(単位:ピクセル)		
			粗マッチング	補正マッチング	粗マッチング	補正マッチング	
15	上・中層 赤外 1 風	緯度	16(=16 × 1)	16	32(=32 × 1)	32	
		経度	48(=16 × 3)	16	96(=32 × 3)	32	
	水蒸気風	緯度	16(=16 × 1)	16	32(=32 × 1)	32	
		経度	48(=16 × 3)	16	96(=32 × 3)	32	
	下層 赤外 1 風	緯度	16(=16 × 1)	16	32(=32 × 1)	32	
		経度	32(=16 × 2)	16	64(=32 × 2)	32	
	下層 赤外 4 風	緯度	16(=16 × 1)	16	32(=32 × 1)	32	
		経度	32(=16 × 2)	16	64(=32 × 2)	32	
	可視風	緯度	96(=32 × 3)	32	192(=64 × 3)	64	
		経度	128(=32 × 4)	32	256(=64 × 4)	64	
	30	上・中層 赤外 1 風	緯度	24(=24 × 1)	24	64(=64 × 1)	64
			経度	72(=24 × 3)	24	192(=64 × 3)	64
水蒸気風		緯度	24(=24 × 1)	24	64(=64 × 1)	64	
		経度	72(=24 × 3)	24	192(=64 × 3)	64	
下層 赤外 1 風		緯度	24(=24 × 1)	24	64(=64 × 1)	64	
		経度	48(=24 × 2)	24	128(=64 × 2)	64	
下層 赤外 4 風		緯度	24(=24 × 1)	24	64(=64 × 1)	64	
		経度	48(=24 × 2)	24	128(=64 × 2)	64	
可視風		緯度	96(=32 × 3)	32	192(=64 × 3)	64	
		経度	128(=32 × 4)	32	256(=64 × 4)	64	
60		上・中層 赤外 1 風	緯度	24(=24 × 1)	24	128(=64 × 2)	64
			経度	72(=24 × 3)	24	320(=64 × 5)	64
	水蒸気風	緯度	24(=24 × 1)	24	128(=64 × 2)	64	
		経度	72(=24 × 3)	24	320(=64 × 5)	64	
	下層 赤外 1 風	緯度	24(=24 × 1)	24	128(=64 × 2)	64	
		経度	48(=24 × 2)	24	192(=64 × 3)	64	
	下層 赤外 4 風	緯度	24(=24 × 1)	24	128(=64 × 2)	64	
		経度	48(=24 × 2)	24	192(=64 × 3)	64	
	可視風	緯度	96(=32 × 3)	32	320(=64 × 5)	64	
		経度	128(=32 × 4)	32	384(=64 × 6)	64	



図 17 2 段階マッチングによる風ベクトルの導出

(1) 粗マッチング

粗マッチングでは、周辺も含めた広範囲の大きな移動量を求めるために、表 5 で与えられた間引き間隔で間引きながら、オリジナルと同じ画素数のテンプレート・サーチエリアを用いたマッチングを行う。たとえば、サーチエリア 192 画素中で間引き間隔が 3 なら、 $(64 \times 3) \times (64 \times 3)$ で、2 つおきの画素値をとって実際は 64×64 の画素でマッチングを行う。こうすることで、1/3 倍の解像度ではあるが、オリジナルの 3 倍の領域でターゲットの追跡を行うことができる。すなわち、追跡可能な移動量を大きくとることができる。一方、間引きによる解像度の低下により移動先の位置の推定精度は低い。ちなみに、付録 A1 で説明されている高速フーリエ変換を行うためには、間引き後のサーチエリアサイズは 2 の n 乗倍でなければならない。

この段階では、サブピクセル推定は行わない。サブピクセル推定を行って補正マッチングの開始地点をサブピクセルの位置で求めても、結局、補正マッチングでは量子化された画素点上でしかマッチングを行えないからである。

(2) 補正マッチング

補正マッチングの段階では、粗マッチングによって、すでに二枚目の画像上でのターゲットの大きな位置（ターゲットの移動先）はわかっているため、その大きな位置を起点として間引きなしでマッチングする。すなわち、粗マッチングで求められた二枚目の画像におけるターゲットの推定位置を中心としてサーチエリアを間引きなしのオリジナルの解像度で切

り出し、オリジナルのサイズ・解像度のテンプレートを使ってマッチング計算を行う。これにより、ターゲットの画素単位の移動量が求められる。補正マッチングを行った後、1 画素未満の移動量推定のために 2.2.2 節で解説したサブピクセル推定を行い、補正マッチングの移動量を補正する。

最終的な移動量は、粗マッチングによる移動量と補正マッチング（サブピクセル推定を含む）による移動量のベクトル和として求められる。

2.2.4 追跡処理における内部品質管理

これまで見てきたように、大気追跡風の算出は、直接その地点・高度の風を観測するわけではなく、雲のパッシブトレーサー仮定（2.2.1 節）や、観測された赤外 1 輝度温度からの高度推定（2.1.4 節）など、様々な仮定をして風ベクトルを算出している。しかし、そういった仮定が成り立たないケースも多く、風ベクトル推定の過程で、ユーザーによる利用に影響を与えるほどの誤差が混入することがある。このため、算出された風ベクトルの品質管理は非常に重要になる。より高度な品質管理は、EUMETSAT の QI（2.4 節）によって風ベクトル計算終了後に行うが、追跡精度が悪い移動ベクトルを棄却するための処理を内部品質管理として行っている。

気象衛星センターでは、追跡処理終了後に(1) 風速チェックによる内部品質管理、(2) マッチ

ングサーフェスの形状に基づく内部品質管理、を行っている。これら内部品質管理で用いられる閾値は、あらかじめ作成されたパラメータファイルにより与えられる。(1)及び(2)の閾値を、それぞれ表6及び表7に示す。以下でこれらについて説明する。

(1) 風速チェック

風速差チェックは、AB 画像から算出された移動ベクトル v_{AB} と、BC 画像から算出された移動ベクトルの大きさ v_{BC} を比べることで、ターゲットが持つ加速度を調べ、算出された移動ベクトルの品質をチェックするものである。時間的に連続した風ベクトルを比べることは、ただ単純に追跡が失敗したベクトルを除くためだけのものではなく、次に示すように2つの重要な意味がある。

1 つ目は、環境場の風が加速度を持っている場合の除外である。図 18 の(a)にその典型例を示す。この例は直線的な加速度を持つ場合である。AB 画像と BC 画像で風速が大きく違う

($|v_{AB}| \neq |v_{BC}|$; 縦棒に囲まれたベクトルはそのノルムを表す)場合、その位置・その時間帯を代表する移動ベクトルが一意に決まらないため、棄却することになっている。一方、加速度をもって移動しているターゲットを棄却できない場合がある。図 18 の(b)のように、環境場の風が赤矢印のように回転成分をもっている場合を考える。このとき、AB 画像、BC 画像を用いた追跡で得られる移動ベクトルは緑色のベクトルようになる。この緑色のベクトルは、実際の風の場合を表す赤色の矢印と円運動している分だけ異なる。この場合も移動ベクトルが一意に決まらないが、風速自体は変化していない($|v_{AB}| = |v_{BC}|$)ので、風速差チェックだけでは棄却できない。こういった場合は、2.4 節で述べる EUMETSAT QI において風向 QI、ベクトル QI、空間 QI の QI 成分の値が低くなることで対処される。なお、EUMETSAT QI の風速 QI、ベクトル QI はこのチェックと独立でない。

表 6 風速チェックによる内部品質管理(風速チェック)のための閾値

	大気追跡風種別	棄却条件
風速差チェック	赤外 1 上・中層風 水蒸気風	$10.0\text{m/s} \leq \text{風速(AB 画像)} - \text{風速(BC 画像)} $
	赤外 1 下層風 可視風 赤外 4 風	$5.0\text{m/s} \leq \text{風速(AB 画像)} - \text{風速(BC 画像)} $
風速下限値	赤外 1 上・中層風 水蒸気風	風速(AB 画像) < 2.5m/s もしくは 風速(BC 画像) < 2.5m/s
	赤外 1 下層風 可視風 赤外 4 風	風速(AB 画像) < 1.0m/s もしくは 風速(BC 画像) < 1.0m/s

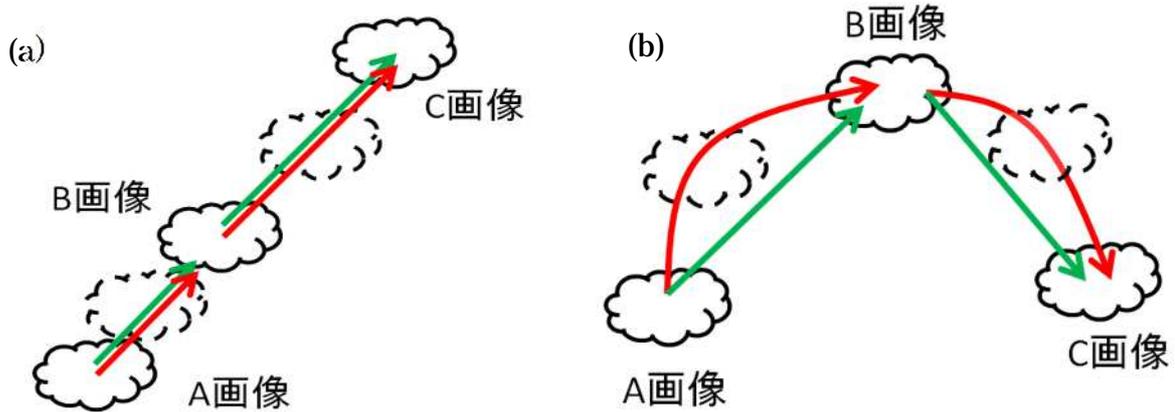


図 18 雲が加速度をもって移動している場合

雲が、A 画像、B 画像、C 画像と、時間が経つにつれ順に図のように移動した場合を考える。赤矢印は、実際の雲の移動経路、緑色矢印は計算される移動ベクトルを表す。

2 つ目は、画像の位置ずれ（ナビゲーションずれ）に起因する不良移動ベクトルの除去である。衛星の画像の画素の位置は、あらかじめ決められた地点の観測に基づく画像位置ずれ量の解析（ランドマーク解析）（伊達、2008）や、衛星の軌道情報・姿勢情報等の予測に基づいて、地球座標上の緯度・経度に変換される。しかし、予測できない衛星の軌道変化や姿勢変化などが起こった場合には、軌道情報や姿勢情報が不正確な値を示す場合があるため、衛星画像の画素を緯経度に写像したときに正しい座標との間でずれが生じることがある。2 枚の画像を撮像している間に位置ずれが起きたとすると、画像上では位置ずれの分だけターゲットが移動したように見えるので、この位置ずれに起因する移動量ベクトルが本来算出されるべき移動ベクトルに加えられてしまうこととなる。この結果、算出される移動ベクトルは

$$\mathbf{v}_{\text{derived}} = \mathbf{v}_{\text{true}} + \mathbf{v}_{\text{navi}} + \Delta\mathbf{v}$$

と表される。ここで、 $\mathbf{v}_{\text{derived}}$ は算出された移動ベクトル（ \mathbf{v}_{AB} もしくは \mathbf{v}_{BC} ）、 \mathbf{v}_{true} は地球上で実際にターゲットが動いた“真の”移動ベクトル、 \mathbf{v}_{navi} は画像の位置ずれによる移動ベクトルで、 $\Delta\mathbf{v}$ は算出誤差などその他の誤差要因による移動ベクトルのずれである。A-B-C 画像を撮像する間のどこかで大きな位置ずれが一回起きた場合、 \mathbf{v}_{AB} もしくは \mathbf{v}_{BC} に大きな \mathbf{v}_{navi} が加算され、移動ベクトル間の大きさに違いが生じる（ $|\mathbf{v}_{\text{AB}}| \neq |\mathbf{v}_{\text{BC}}|$ ）。そのため、画像位置ずれによる大部分の不良移動ベクトルは風速差チェックにより棄却できる。

風速下限値チェックは、計算された風速が小さく、明らかに精度が低いと考えられる風ベクトルを棄却するものである。計算された移動ベクトルの風速が小さい場合は、単純に追跡処理が失敗した場合や、実際にターゲットの移動速度が遅い場合などが考えられる。撮像時間間隔内で画像の解像度以下の距離しか動かないようなターゲットの移動量は、サブピクセル推定（2.2.2 節）を行っているとはいえ正確に求めることは難しいので、速度の小さいベクトルは棄却するようにしている。

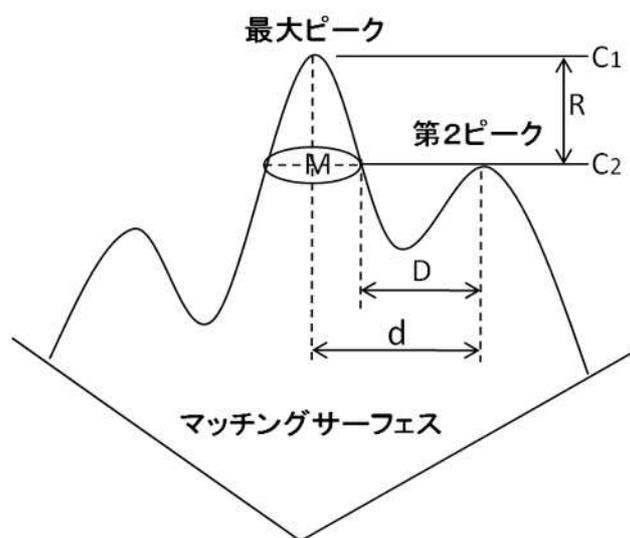
表7 マッチングサーフェスの形状に基づく品質管理のための閾値

第2ピークを探索するための閾値

チェック項目	大気追跡風種別	粗マッチング	補正マッチング
第2ピーク 判定基準(距離)	赤外 1 上・中層風、水蒸気風	2.2 画素	2.2 画素
	赤外 1 下層風、可視風、赤外 4 風	1.8 画素	1.8 画素
第2ピーク 探索基準(大きさ)	赤外 1 上・中層風、水蒸気風	0.2	0.2
	赤外 1 下層風、可視風、赤外 4 風	0.2	0.2

第1ピークの品質管理のための閾値

チェック項目	大気追跡風種別	粗マッチング	補正マッチング
最大ピーク値 (最大相関係数值)	赤外 1 上・中層風、水蒸気風	0.6	0.5
	赤外 1 下層風、可視風、赤外 4 風	0.21	0.21
最大ピーク値付近の 尖鋭度	赤外 1 上・中層風、水蒸気風	1×10^{-5}	1×10^{-6}
	赤外 1 下層風、赤外 4 風	2×10^{-5}	1×10^{-5}
	可視風	5×10^{-5}	5×10^{-6}
最大ピーク位置の 移動限界	赤外 1 上・中層風、水蒸気風	16 画素	6 画素
	赤外 1 下層風、赤外 4 風	16 画素	3 画素
	可視風	16 画素	8 画素
最大ピーク値と 第2ピークの差	赤外 1 上・中層風、水蒸気風	0.003	0.003
	赤外 1 下層風、可視風、赤外 4 風	0.01	0.01
最大ピーク位置と 第2ピークの距離	赤外 1 上・中層風、水蒸気風	3 画素	3 画素
	赤外 1 下層風、可視風、赤外 4 風	3 画素	3 画素



最大ピーク値(最大相関係数值)	C_1
第2ピーク値	C_2
最大ピーク値付近の尖鋭度	$S = R^2 / (4 \times M)$
最大ピーク値と第2ピーク値の差	$R = C_1 - C_2$
最大ピークと第2ピーク位置間の距離	d
最大ピーク位置の移動限界	-
第2ピーク探索のための最大ピークからの距離	D
第2ピークに対する最大ピークの面積	M

図 19 マッチングサーフェスの形状を表すためのパラメータ

(2) マッチングサーフェスの形状に基づく品質管理

この品質管理では、相互相関法による追跡処理で得られたマッチングサーフェスの情報に基づいて、品質の悪いベクトルを棄却する。

マッチングサーフェスの形状を調査することで、パターンマッチングの結果が良好であるか否かを調べることができる。マッチングサーフェスの形状は、マッチングサーフェスにおける最大ピークの状態や最大ピークと第 2 ピークの関係をj知ることjで、大まかに判定できる (Smith and Phillips, 1973; 浜田, 1980)。図 19 に、マッチングサーフェスの形状に基づく品質管理に使用するパラメータを示す。

第 2 ピークの探索は次のようにする：

- 1) マッチングサーフェス上の各点 (格子点) を、相関係数値の大きい順にソートする。
- 2) ソートされた格子点を、相関係数値の大きい方から順に探索する。
- 3) 新たな格子点値とすでに探索された格子点との距離を計算する。
- 4) 3) で計算した距離の中で一番小さいものを D とする。 D を表 7 の「第 2 ピーク探索基準 (距離)」と比べ、この基準より近ければ隣り合う、遠ければ隣り合わないと判定。
- 5) 隣り合うと判定された場合は、最大ピークの“山”に属さない新たな“山”が見つかったとし、この格子点を第 2 ピークとする*6。探索終了。
- 6) 隣り合わないと判定された場合は次の格子点へ。2) へ戻る。

1) ~ 6) の手順で探索を行うが、途中で新たな

格子点の相関係数値が表 7 の「第 2 ピーク探索基準 (大きさ)」を下回った場合、このマッチングサーフェスに第 2 ピークは存在しないものと判定する。

現在使用されているマッチングサーフェス形状に関する 5 つの検査項目と、その閾値を、表 7 の下段に示す。以下、これら検査項目を説明する。

最大ピーク値 (最大相関係数値)

最大相関係数値 C_1 が 1 に比べてとても小さい場合には、テンプレートとサーチエリアからの切り出し画像の類似度が低く精度の高い追跡が行われていないと考えられる。このため、表 7 に示す閾値より低い場合には棄却する。

最大ピーク値付近の尖鋭度

マッチングサーフェスの最大ピーク値付近の起伏がなだらかでピーク位置がはっきり決まらず、高精度な移動量決定が困難な場合がある。そのような移動ベクトルを除くため、尖鋭度 (Sharpness) を次のように定義し品質管理に用いる。

$$S \equiv \frac{R^2}{4M} \quad (\text{式 2.2.7})$$

R は最大相関係数値と第 2 ピークの相関係数値との差である。 M は、 N を第 2 ピーク探索時に求められる第 2 ピークの相関係数の大きさの順位とすると、 $M \equiv N - 1$ で定義される。最大相関係数値をもった 1 番目の点から M 番目の点まではすべて最大ピークの山の一部と考え

*6) 2) でマッチングサーフェス上の点は大きい順にソートされているので、この最大ピークの“山”に属さない (山に属する格子点と隣り合わない) 新たな“山”の最初の構成要素は、新たな“山”のピークであることが保証されている。

られるので、M は第 2 ピーク値の平面で切断した時の最大ピークの山の底面積とみなせる（図 19）。もし、第 2 ピークが発見されない場合にも、M には打ち切り順位 N のひとつ前の値である $N - 1$ を代入する。尖鋭度が表 7 に示す閾値より低いときは、高精度な移動決定が困難であるとして、この移動ベクトルを除外する。

最大ピーク位置の移動限界

マッチングサーフェスの中心点（ターゲット指定点）から最大ピークまでの距離を計算し、その距離が表 7 に示す閾値より大きいとき、移動ベクトルを棄却する。この品質管理は、マッチングサーフェスの端に最大相関値がある場合、さらにその外側に移動先がある可能性があることから考え出されたものである（浜田, 1979）。また、この品質管理は算出可能な最大風速の上限を与える。ただし、現在は表 5 と表 7 を見ればわかるように、この閾値は運用で使用しているマッチングサーフェスの大きさ ÷ 2 と一致していないので、算出可能な最大風速の上限を与える役割しか果たしていない。

最大ピーク値と第 2 ピーク値の差

追跡自体のノイズが支配的な場合やテンプレート内に複数のターゲットが存在する場合などに、最大ピーク値と第 2 ピーク値の相関係数の差 R が小さくなる。その相関係数の差が表 7 の閾値より小さい時は、その地点で正確な移動ベクトルが得られる可能性が低いとし、移動ベクトルを除く。

最大ピーク位置と第 2 ピークの距離

最大ピークから第 2 ピークまでの距離 d が表 7 の閾値より近いときは、ターゲットの移動位置が一意に決まらないため、移動ベクトルを棄却する。

2.3 高度指定

高度指定は、ターゲット追跡処理で算出した速度ベクトルに、推定したターゲットの高度を割り付けて、その地点の風ベクトルとする処理である。速度ベクトルをターゲットが位置する高度に正確に割り付けることは非常に重要である。なぜならば、もしターゲットが実際に存在しない高度に速度ベクトルを割りつけてしまうと、算出された風ベクトルが環境場の風（実際の風の場合）と整合しなくなるからである（図 20）。特に、風の場合に鉛直シアがある場合に高度指定誤差の影響は大きくなる。また、3 章で述べるように、中緯度の偏西風が卓越する領域、東南アジアの熱帯地域などの対流雲起源の巻雲が多く出現する地域（Luo and Rossow, 2004）などによる気象学的・地理的な要因で、系統的に誤った高度指定を行ってしまい、算出された風ベクトルが空間的・時間的な誤差相関を持つことがある。現在、大気追跡風の主な想定利用法として数値予報モデルへの同化が挙げられるが、数値予報におけるデータ同化の手法として、気象庁をはじめ、国際的にも広く利用されている変分法は、観測データに系統的な誤差がないという仮定のもとに構築されている（たとえば、露木（2002））。このため、高度指定の誤差分布がバイアスを持っていると大気追跡風ベクトルを同化する際に悪影響をもたらすことにつながる。

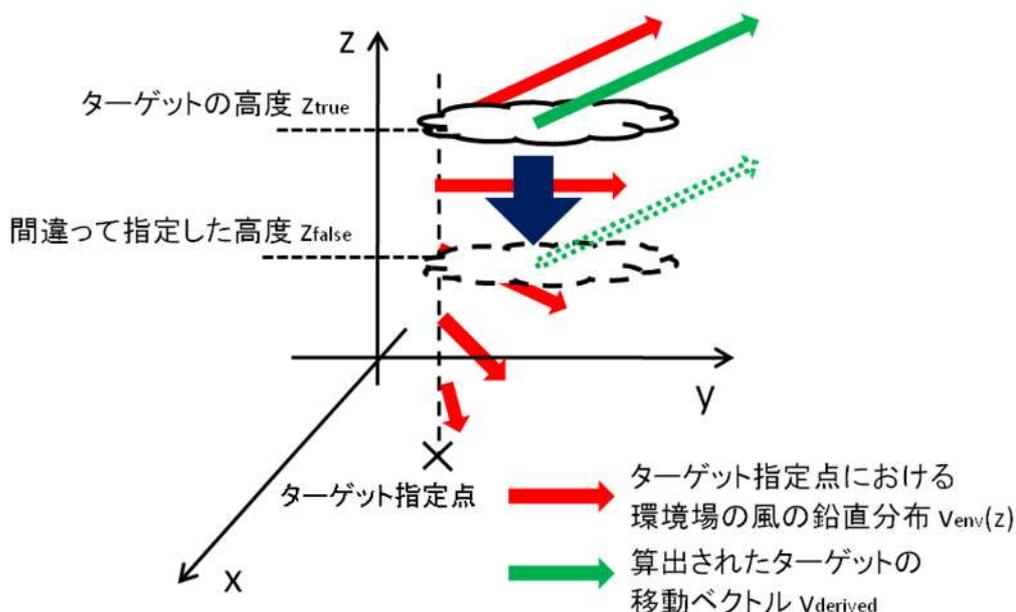


図 20 風の場合に鉛直シアがあるときに高度指定を誤った場合の状況を示す模式図

x, y 軸は水平座標軸、z 軸は鉛直座標軸を表す。ターゲット指定点近傍における環境場の風 $v_{env}(z)$ に大きな鉛直シアがある場合を考える。このとき、高度 z_{true} にあるターゲットを追跡して得られた速度ベクトル ($v_{derived}$) を、誤って高度 z_{false} に指定した場合 (緑点線矢印の高度)、大きな誤差をもつデータになってしまう。

高度指定を行うには、追跡したターゲットの高度を正確に推定しなければならない。しかし、それには多くの困難がある。まず、ターゲットは鉛直方向・水平方向に広がりを持つので、ターゲットのどこの部分を代表高度に指定すべきかという問題がある。上層風のターゲットである巻雲では、雲頂から雲層の真中付近が雲の移動速度と環境場の風ベクトルがほぼ一致する最適な高度であるのに対して、下層風のターゲットである積雲では、雲底高度付近が最適な高度であることが知られている (Hasler et al., 1979; Fujita et al., 1975)。水蒸気画像上のパターンがターゲットである晴天水蒸気風では、水蒸気の層と考えられるある一定の大きさを持った高度幅を代表高度とすると、ある一点を代表高度とした場合よりもゾンデ観測と比較した時の方が成績が良くなるという報告もある (Rao et al., 2002; Velden and Bedka, 2009)。

また、ターゲット追跡ではターゲットそのものをトラッキングするのではなくテンプレートを使用するので、テンプレート内のどこを代表高度とするのか一意に決まらないことも高度指定の精度を下げる要因となる。さらに、別の要因として、衛星で観測された輝度温度を雲頂高度に変換する際の誤差もあると考えられる。気象衛星センターでは、この変換に鉛直温度分布データを用いているが、ここでの時間・空間内挿誤差・数値予報モデル及び放射モデルに内在する誤差も、高度指定の正確さに影響していると考えられる。ターゲットの高度を正しく見積もるためには、ターゲットの特性を理解するとともに、テンプレート内の画素の放射輝度を適切に選択し、解析することが肝要となる。

気象衛星センターでは、テンプレート内の各画素の高度を求めるための手法として、大きく分けて 2 つの手法を採用している。1 つは、赤

外 1 チャンネルもしくは水蒸気チャンネルの単一チャンネルを用いて、観測されたターゲットの輝度温度をターゲットの温度とみなして高度を推定する方法である。これは等価輝度温度 (Equivalent Brightness Temperature of BlackBody: EBBT) 法と呼ばれる。もう 1 つは、巻雲などの光学的に薄いターゲットの高度を、赤外 1 と水蒸気チャンネルの 2 つのチャンネルを用いて推定する方法 (H₂O-IRW インターセプト法) である。

以下、風種別ごとに、気象衛星センターで採用されている高度指定アルゴリズムを解説する。運用では、A 画像、B 画像及び C 画像それぞれで高度を計算しており、これら 3 つの高度は内部品質管理で使用されている (2.3.4 節)。最終的に C 画像から得られた高度を風ベクトルの代表高度に採用している。

2.3.1 赤外 1 上・中層風の高度指定

赤外 1 上・中層風は、主に巻雲 (Ci) などの上層雲をターゲットとして算出される。追跡の観点からは、巻雲は画像上で地表面とのコントラストもはっきりしており、形状の保存性も良いため、上層風のターゲットに適している (Fujita (1970), Imaizumi (1992) など)。しかし、高度指定処理を行うときに、衛星から見ると巻雲が「半透明雲」であることが問題となる。半透明雲の問題を理解するために、図 21 で示された、衛星が単一チャンネルで散乱等のない半透明雲からの放射と地表からの放射 (晴天放射: Clear Sky Radiance (CSR)) を観測するという、非常に単純化された例を考えてみる。半透明雲を衛星から観測すると、次の 2 つの理由で、雲頂からの放射に地表放射 (雲より下の高度からの放射) が混じり観測される放射輝度が大きくなる。1 つ目は、雲が光学的に薄く射出率 e が 1 より小さいときである (図 21 (a))。射

出率が小さい雲は、地表からの放射が雲を透過し、雲頂からの放射と地表からの放射が混じることになる。2 つ目は、雲が光学的に厚い場合でも、画像上の画素すべてを雲で占めていないときである (図 21 (b))。1 画素に射出率が 1 の黒体の雲が占める割合を“画素内の雲量 a ”とし、その画素をすべて黒体の雲が占めていれば画素内の雲量は 1、全く雲がなければ 0 とする。画素の大きさに比べて小さい雲や細長い雲など、雲量 a が 1 に満たない雲は地表からの放射が混じる。これら 2 つの原因で、衛星が観測する放射には相対的に暖かい地表からの放射が混じり、半透明雲の雲頂高度を本来より低く推定してしまう可能性がある。単一のチャンネルによる衛星観測においては、画素内の射出率 e と画素内の雲量 a を区別できないため、射出率と画素内の雲量を合わせた $E = e \times a$ をここでは有効射出率 (Effective Emissivity) もしくは有効雲量 (Effective Cloudiness) と呼び、まとめて扱う。以後、巻雲に代表される有効射出率が 1 より小さい雲を半透明雲と呼ぶ。

半透明雲であっても、地上放射の影響を除くことができれば、正しい雲の温度及び高度を推定することができると考えられる。しかし、半透明雲の観測では、雲頂温度と有効射出率の 2 つが同時に不定となるため、1 チャンネルのみではその雲の高度を決めることはできない。このため、複数のチャンネルを用いた手法がいくつか提案されている。気象衛星センターでは、半透明雲の観測値から地上放射の影響を除く手法として、赤外 1 及び水蒸気チャンネルを使用した、H₂O-IRW インターセプト法を採用している。

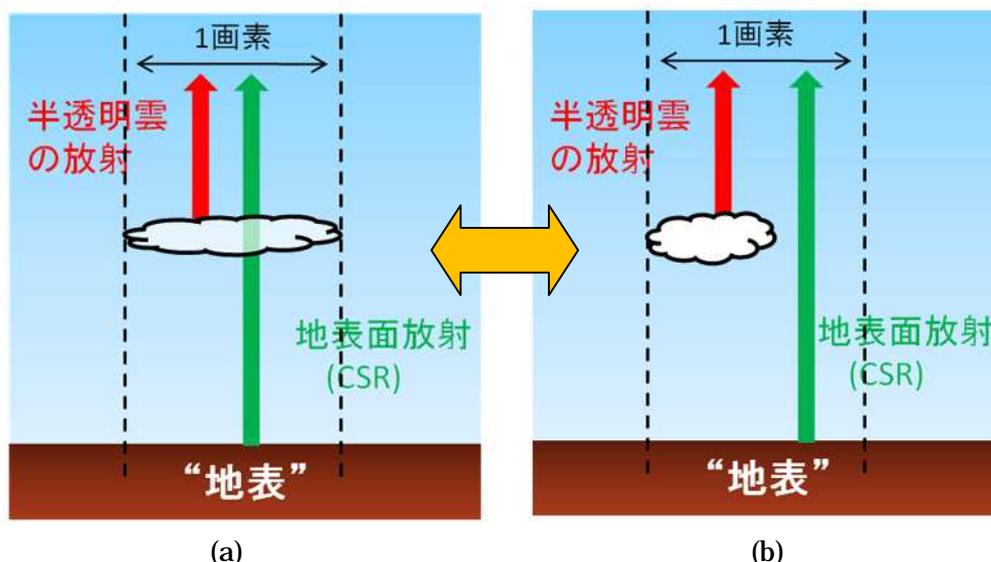


図 21 衛星から半透明雲の観測

(a)は半透明雲が1画素を占めているが、光学的に薄い場合。(b)は、光学的厚さが1の雲がその画素の一部に分布する場合。半透明雲を観測すると、(a)では地表からの放射が半透明雲を透過することで、(b)では地表からの放射が雲の無い領域を通過することで、地上放射が混じり雲頂を実際より低く推定してしまう。今の場合、射出率 e と画素内の雲量 a は区別できない。

H₂O-IRW インターセプト法

H₂O-IRW インターセプト法は、赤外 1 及び水蒸気チャンネルの放射輝度を使って、半透明雲の放射輝度を補正するために考え出された手法である (Szejwach, 1982; Nieman et al., 1993)。図 21 のように、衛星から、赤外 1 及び水蒸気チャンネルで、気温が T_N の高度にある単層の半透明雲を観測する場合を考える。赤外 1 及び水蒸気チャンネルは、可視光に比べて波長が長いので大気による散乱の影響は小さいと考えられる。そのため、大気の散乱の効果を無視し、地表からの放射と雲による吸収・射出による効果のみ考えると、赤外 1 と水蒸気チャンネルが観測する放射輝度はそれぞれ、

$$R_{IR1}(T_{IR1}) = E_{IR1}R_{IR1}(T_N) + (1 - E_{IR1})R_{IR1}(T_G) \quad (式 2.3.3)$$

$$R_{WV}(T_{WV}) = E_{WV}R_{WV}(T_N) + (1 - E_{WV})R_{WV}(T_F) \quad (式 2.3.4)$$

と書くことができる。ここで、 T_{IR1} と T_{WV} は各チャンネルが観測する輝度温度、 T_G と T_F はそれぞれ赤外 1 チャンネルと水蒸気チャンネルの晴天放射場の輝度温度である。また、 E_{IR1} は赤外 1 チャンネルの半透明雲に対する有効射出率、 E_{WV} は水蒸気チャンネルの半透明雲に対する有効射出率である。今井・小山 (2008) にならって、(式 2.3.3) と (式 2.3.4) を赤外 1 チャンネルと水蒸気チャンネルが観測する放射輝度を成分としたベクトル表記で書き直すことにする。赤外 1 チャンネルと水蒸気チャンネルで観測する同一の半透明雲の有効射出率は、ほぼ等しいことが知られているので (たとえば、Szejwach (1982))、 $E_{IR1} = E_{WV}$ において E_{WV} を消去すると、(式 2.3.3) と (式 2.3.4) は

$$\begin{pmatrix} R_{IR1}(T_{IR1}) \\ R_{WV}(T_{WV}) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} R_{IR1}(T_N) \\ R_{WV}(T_N) \end{pmatrix} + (1 - E_{IR1}) \left(\begin{pmatrix} R_{IR1}(T_G) \\ R_{WV}(T_F) \end{pmatrix} - \begin{pmatrix} R_{IR1}(T_N) \\ R_{WV}(T_N) \end{pmatrix} \right)$$

$$\mathbf{R}_{OBS} = \mathbf{R}_{BB} + (1 - E_{IR1})(\mathbf{R}_{CSR} - \mathbf{R}_{BB})$$

(式 2.3.5)

と書ける。ここで、赤外 1 チャンネルが観測する放射輝度を横軸に、水蒸気チャンネルが観測する放射輝度を縦軸にとった平面を、赤外 1 - 水蒸気放射輝度平面と呼ぶことにする。すると、この平面上で、(式 2.3.5)は、観測される放射輝度ベクトル \mathbf{R}_{OBS} 指す点が、半透明雲の有効射出率を 1 とみなした時の雲頂放射ベクトル \mathbf{R}_{BB} と晴天放射場量ベクトル \mathbf{R}_{CSR} の指す 2 点間を結ぶ直線上に乗ることを意味する (図 22)。ところで、ある地点のある高度に黒体の雲を置いた場合に、衛星が観測する黒体からの放射輝度は、赤外 1 - 水蒸気放射輝度平面上の一点として決まる。そして、その黒体の雲の高度を変えていって得られた点同士を結んだ曲線を“黒体線”と呼ぶことにする。この黒体線は、数値予報データの鉛直プロファイルから推定するこ

とができる。同様に、晴天放射場量も数値予報値などから推定することができる。これらを既知とすると、晴天放射場量 \mathbf{R}_{CSR} から観測された放射輝度 \mathbf{R}_{OBS} へ直線を引き、その直線と黒体線との交点を探すことによって、地表面からの放射の影響を除くように補正した半透明雲の雲頂からの放射輝度である \mathbf{R}_{BB} を求めることができる。赤外 1 - 水蒸気放射輝度平面上で交点を探し半透明雲の高度を補正することから、この手法は H_2O -IRW インターセプト法と呼ばれている。以降、放射輝度ではなく輝度温度を用いて H_2O -IRW インターセプト法の議論を行っている箇所があるが、輝度温度でも同様の議論が可能である (隈部・佐藤, 2006)。なお、気象衛星センターでは H_2O -IRW インターセプト法の計算に放射輝度値を使用している。

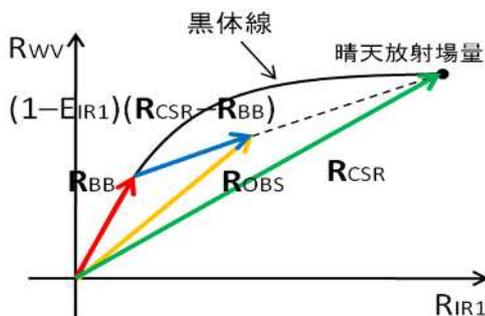


図 22 H_2O -IRW インターセプト法概念図 (今井・小山 (2008)の図 2 を改変)

横軸を赤外 1 チャンネルで観測される放射輝度 R_{IR1} 、縦軸を水蒸気チャンネルで観測される放射輝度 R_{WV} とする平面上 (赤外 1 - 水蒸気放射輝度平面) では、観測される放射 \mathbf{R}_{OBS} は、晴天放射場量 \mathbf{R}_{CSR} と半透明雲の有効射出率を 1 とした時の放射輝度 \mathbf{R}_{BB} を結ぶ直線上に乗る。黒色の実線は、有効射出率=1 の厚い雲 (雲量 1 の黒体) を想定し、その雲からの放射量を、その高度を変えつつプロットしたものである (黒体線)。晴天放射場量は晴天放射場プロダクトもしくは鉛直温度分布データ、黒体線は鉛直温度分布データもしくは赤外水蒸気対応テーブルを使用する。晴天放射場量 \mathbf{R}_{CSR} から観測された放射輝度 \mathbf{R}_{OBS} に引いた直線と黒体線の交点を求めることで、地上放射の影響が除かれた半透明雲の雲頂からの放射輝度を求めることができる。

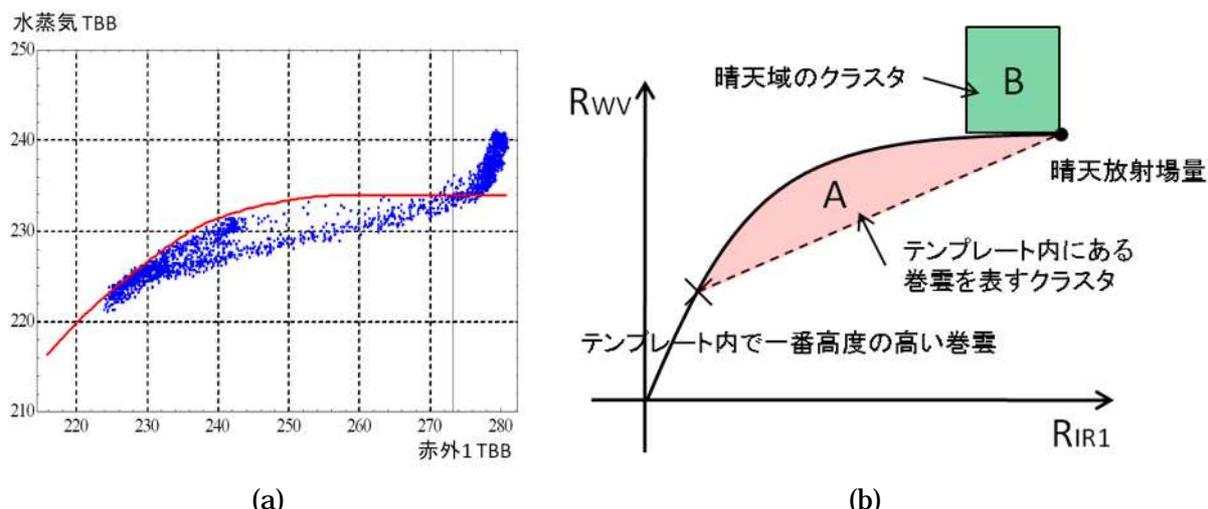


図 23 テンプレート内画素の赤外 1 - 水蒸気輝度温度平面上の分布

(a) MTSAT-2 データ (15 × 15 画素のエリア) で作成した分布の例 (2011 年 1 月 9 日 04UTC (42.7N,174W))

(b) 標準的な分布の概念図

赤外 1 - 水蒸気放射輝度平面上における放射輝度分布について

ここまで、衛星から赤外 1 及び水蒸気チャンネルの放射輝度を観測し、晴天放射場と黒体線を仮定すれば半透明雲の雲頂放射を H_2O -IRW インターセプト法により推定できることを述べた。しかし、これはあくまでも単一の地点(画素)の雲頂高度の推定を目的としたものである。実際には、ターゲットの追跡はテンプレートを用いて行う。そのため、空間的な広がりのあるテンプレートから、ターゲットが存在すると考えられる水平位置や高度を適切に選ぶ必要がある。ここではその準備として、赤外 1 - 水蒸気放射輝度平面上におけるテンプレート内画素の放射輝度分布について解説する。

図 23 (a)に、赤外 1 - 水蒸気放射輝度温度平面でのテンプレート内画素の典型的な分布の一例を示す。図 23(a)の分布は、大ざっぱには図 23(b)に示すような 2 つのクラスター(図中、領域 A 及び B)に分類される(Tokuno, 1998; 今井・小山, 2008)。領域 A は巻雲に対応する画

素の放射輝度値が分布する領域、領域 B は晴天域に対応する画素の放射輝度値が分布する領域である。

巻雲からの放射が領域 A に分布する理由は、以下のような簡単なモデルを考えると把握することができる。テンプレート内に巻雲が 2 つ、それぞれ h_1 (hPa)、 h_2 (hPa) の高度に存在しているとする ($h_1 < h_2$)。これらの巻雲は鉛直単層に存在し、テンプレート内で有効射出率が 0 ~ 1 までの値をとっているものとする。まず、 h_1 の高度を持った巻雲からの放射を考える。衛星が観測する輝度温度は図 24(a)のように、 h_1 に黒体を置いた場合に対応する黒体線上の有効射出率が 1 の点から、有効射出率が 0 のその地点の晴天放射場量の点に引いた直線上に分布する(式 2.3.5)。次に高度 h_2 の巻雲を考える。高度 h_1 より低い高度 h_2 にある巻雲は、周囲の高い気温に対応して、一般に h_1 より大きな放射輝度を持つので、図 24(b)のように、赤外 1 - 水蒸気輝度温度平面上で、高度 h_1 を持った巻雲の直線の“上”の直線上に分布する。実際のテンプレート内には様々な高度を持った雲が分

布する。そのため、テンプレート内にある巻雲の放射輝度値は、一番高度の高い巻雲群を表す直線をボトムライン(図 23(b)の破線)として、図 23(b)のように A の中に分布することになる。

テンプレート内に曇天域に加えて晴天域に対応する画素もある場合、その晴天域の画素の放射輝度値は黒体線を飛び出し、B の位置に分布する。以下ではこの理由を説明する。そのために、まず、黒体線の水蒸気依存性を考える。ある地点で気温の鉛直分布は変化させず、水蒸気量の鉛直分布のみを変化させたときの黒体線の変化を図 25 に示す。赤色の曲線で表わされる黒体線の水蒸気量を基準とする。基準値より水蒸気量を減らすと、より下層の暖かい水蒸気層からの放射が観測されることになり、水蒸気チャンネルの放射輝度が相対的に大きくなる。この結果、黒体線はグラフの上方向にシフトする(緑色の破線)。また、水蒸気量が増えると、上層の水蒸気による吸収が増加するため、

黒体線は下方向にシフトする(青色の点線)。晴天放射場量は、ほぼ赤外 1 輝度温度 = 一定の直線上を移動する。これは赤外 1 チャンネル輝度温度の水蒸気量変化に対する応答が、水蒸気チャンネルに比べてとても小さいためである。テンプレートには空間的な広がりがあり、テンプレート内の各地点で上層水蒸気量が変化する。そのため、各地点の水蒸気量の変化に応じて複数の黒体線が存在することになる。

これを踏まえ、図 23(b)のように分布する理由を、図 26 のようにテンプレート内に曇天域(上層水蒸気量 q_1)に加えて晴天域(上層水蒸気量 q_2)存在する簡単なモデルで説明する。一般に、曇天域は晴天域に比べて一様に上層水蒸気量が多いと考えられる($q_1 > q_2$)。曇天域の赤外 1 - 水蒸気放射輝度平面上の分布を考えると、一様に水蒸気が分布しているとき、前述のとおり雲の高さと有効射出率に応じて図 26(b)で赤色の黒体線の下の A の部分に分布する。

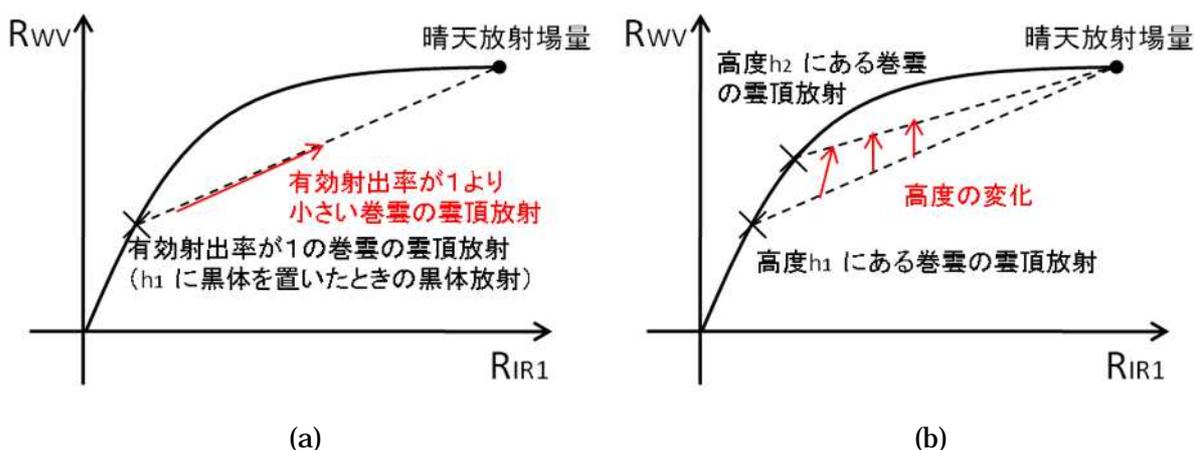


図 24 テンプレート内部における巻雲の赤外 1 - 水蒸気放射輝度平面上での分布

- (a) : ある高度 (h_1) に存在する巻雲の雲頂からの放射を考えた場合。有効射出率が 1 の場合は黒体線に乗る、有効射出率が 0 に近づくほど晴天放射場量に近づく。
- (b) : テンプレート内より高い雲頂高度 h_2 をもつ巻雲がある場合には、高度 h_1 にある巻雲を表す直線の垂直方向に分布する

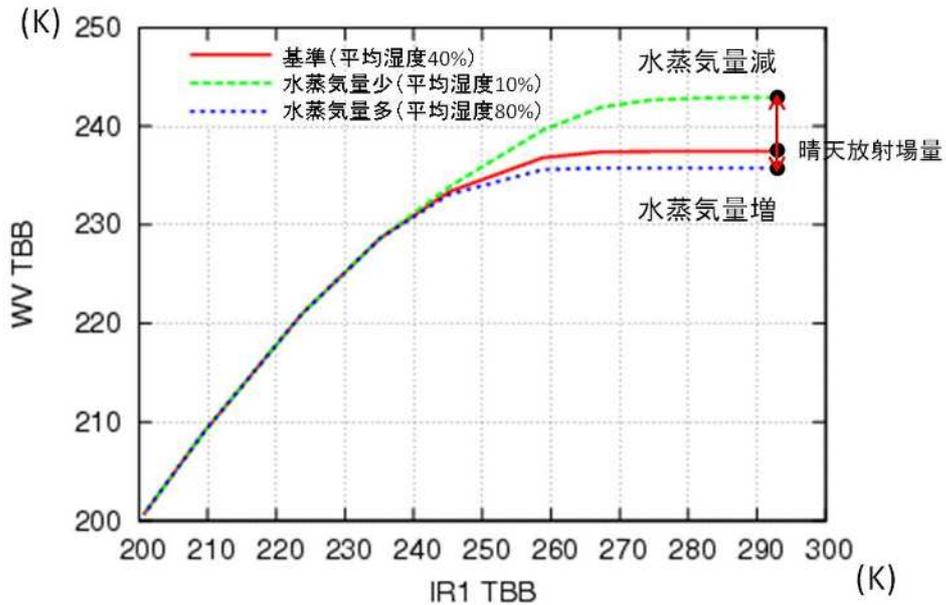


図 25 水蒸気量を変化させたときの晴天放射場量と黒体線の変化

2011 年 9 月 1 日、(35N、145E) の地点の数値予報の鉛直プロファイルデータを使用し、上層の平均湿度を一様に 10%、40%、80% と変化させて各々放射計算を行い、得られた黒体線をプロットしたものである。ただし、放射輝度を輝度温度に変換してあり、横軸は赤外 1 チャンネルの輝度温度、縦軸は水蒸気チャンネルの輝度温度である。赤の実線は上層の平均湿度を一様に 40% として黒体線を計算したものである。緑の破線は上層の平均湿度を一様に 10% とした時の黒体線であり、青の点線グラフは上層の平均湿度を 80% とした時の黒体線である。

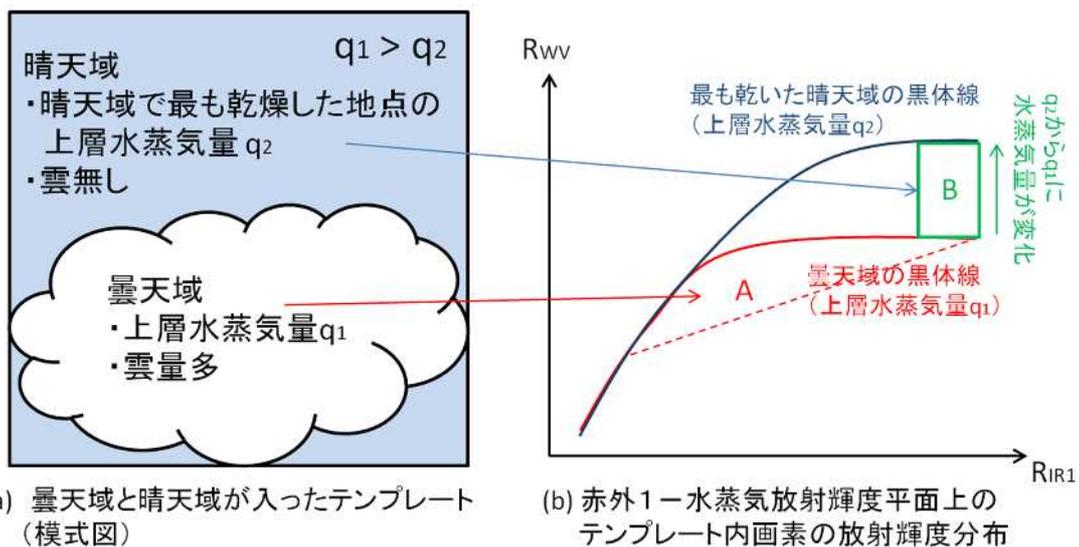


図 26 曇天域・晴天域の簡単な模式図によるテンプレート内画素の放射輝度分布の説明

テンプレート内に曇天域 (上層水蒸気量 q_1) と晴天域 (上層水蒸気量 $q_2 \sim q_1$) が存在しているとすると (a)、その場合、曇天域と晴天域の画素はそれぞれ (b) の A と B に分布することになる。

次に晴天域の分布を考えると、水蒸気量は、雲域境界付近の q_1 から、テンプレート内で最も乾燥した地点の q_2 まで連続した値をとると考えられる。この水蒸気量の変化に対応して、図 26(b)の赤色の実線から青色の実線まで黒体線は変化する。晴天域は雲がないので、衛星が観測する晴天域各地点の放射輝度値は、赤外 1 - 水蒸気放射輝度平面上において各黒体線の晴天放射場量付近に分布する。このため、テンプレート内の晴天域の放射輝度値は、 q_1 の黒体線の晴天放射場量近辺から、最も乾いた晴天域の黒体線の晴天放射場量近辺を上限とした B の位置に分布することになる。なお、以上の説明は、2012 年度に行った、晴天域と曇天域の区別が明瞭な地点（寒冷前線域など）の事例調査に基づくものである（具体的な結果は示さない）。

黒体線補正法

前述したように、黒体線の形状は鉛直水蒸気分布量に大きく依存する。鉛直水蒸気分布量は数値予報のデータを利用しており、数値予報モデルの不確実性にともなう予報誤差や、格子点で表された離散値を空間的・時間的に内挿する際の内挿誤差など、数値予報モデルに起因する誤差が存在する。そのため、観測された放射輝度をそのままインターセプト法に適用しようとすると、この鉛直水蒸気分布量の誤差が、高度の誤差として現れる。特に、数値予報値の水蒸気分布誤差のため観測値が黒体線からはみ出すケースが多いことが報告されている。そういった数値予報誤差などからくる黒体線の推定誤差を減少させるため、数値予報値から得られた黒体線を実際のテンプレート内の観測放射輝度データを使って補正する処理を導入している（今井・小山, 2008）。黒体線の補正は、

1) 観測された赤外 1 - 水蒸気放射輝度平面上の分布から晴天放射場プロダクトを修正し、2) 修正された晴天放射場プロダクトに整合するように黒体線を補正する、という手順で行う。以下で、その内容を説明する。

1) 観測された赤外 1 - 水蒸気放射輝度平面上の分布から晴天放射場量推定

H₂O-IRW インターセプト法は、観測値のほかに、晴天放射場量と黒体線を与えれば適用できる。晴天放射場は晴天放射場ファイルから与えられ、黒体線は、鉛直温度分布データまたは赤外水蒸気対応テーブルから与えられる（第 2 章冒頭）。しかし、これらは前述のとおり観測値と整合しない場合があるので、観測と整合させるように補正を行う。今、図 27 で与えられる場合を考え、晴天放射場量を補正する。観測された分布の特徴から観測に整合する晴天放射場量を抽出することを考える。晴天放射場に近いテンプレートの放射輝度の分布の特徴は、以下の 3 つの直線（ライン）で表現できる：

1. 黒体線漸近線ライン：

高温（低高度）側の黒体線が漸近する直線である。A 領域の上限を与える。

2. 巻雲雲頂高度ライン：

理論的には最も雲頂高度が高い巻雲が従う直線である。A 領域の下限を与える。

3. 晴天放射場量修正ライン：

晴天放射場修正ラインは、数値予報値の水蒸気プロファイルに誤りがあった場合に、晴天放射場量が移動するラインを与える^{*7}。

この 3 つのラインから得られる三点を利用し、実際の晴天放射場量を推定する（図 27）。この三点は以下のように定義される。

⁷ 図 25 で説明したように、晴天放射場量は水蒸気をある程度変化させても赤外 1 放射輝度方向の変化量は比較的少ないので R_{IR1} = 一定の直線で近似する

- a. 図中の黒体線漸近線ラインと晴天放射場量修正ラインの赤外 1 放射輝度値の交点
 - b. 図中の巻雲雲頂高度ラインと晴天放射場量修正ラインの交点
 - c. 晴天放射場量プロダクトの赤外 1 放射輝度値付近に分布する最も水蒸気放射輝度値の小さな点
- これらのの中から晴天放射場プロダクトの指す点に最も近いものを選ぶ。すでに推定された結果である晴天放射場プロダクトと近いものを選ぶことで、大きく外れた候補を除くことができ、結果はロバストになる。

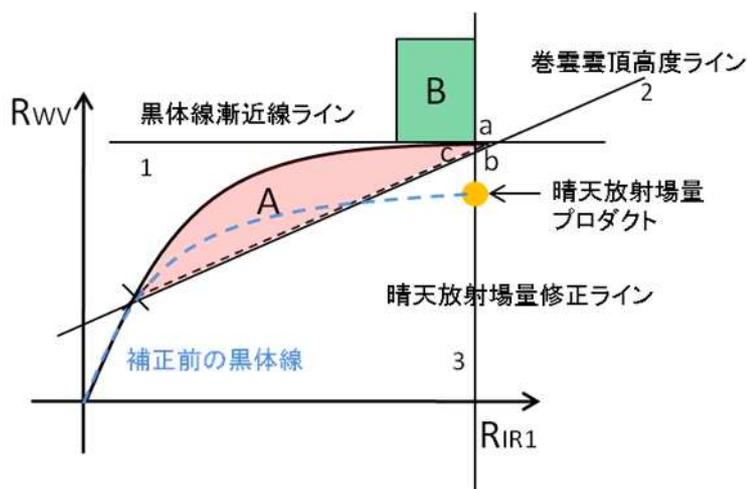


図 27 黒体線補正の模式図

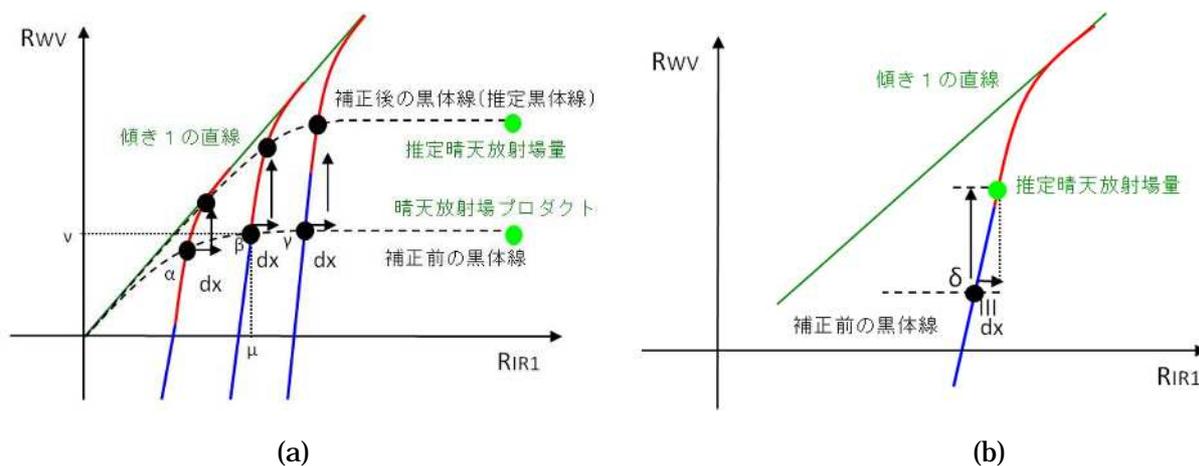


図 28 黒体線持ち上げ曲線による黒体線の補正

- (a) : 黒体線持ち上げ曲線による推定処理の概念図。位置 (μ, \quad) で曲線を決定し、その曲線上の点で黒体線を補正する。点 μ のまわりの点 α や点 β でも、この曲線を、原点を通る傾き 1 の直線に接するように平行移動させたものを用いる
- (b) : 上記の曲線が推定晴天放射場量と補正前の黒体線と交わる点との赤外方向の差を dx とし、補正後の黒体線はすべてこの dx だけずれた位置にくるようにする

2)黒体線を1)で修正した晴天放射場と整合するように補正

1)の処理で補正した晴天放射量場を、補正前の黒体線と、全く水蒸気による吸収がない場合の黒体線の間で1)で定めた晴天放射場量と整合するように黒体線を補正する。全く水蒸気による吸収がない場合は、赤外1と水蒸気チャンネルが観測する放射輝度は同じになると考えられるので、赤外1-水蒸気放射輝度平面上では原点を通る傾きが1の直線⁸⁾(xを赤外1チャンネルの輝度温度、yを水蒸気チャンネルの輝度温度とすると $y = x$)に漸近する。補正前の黒体線を、原点を通る傾き1の線との間で尤もらしく動かす関数(黒体線持ち上げ曲線: $f(x)$)として、図28のように、赤い曲線と青い半直線を合わせた曲線を採用する。青い線は傾きが2の直線、赤い線は逆1乗の曲線である。この黒体線持ち上げ曲線 $f(x)$ は、補正前の黒体線上で水蒸気チャンネルの放射輝度の変化がほとんどなくなる点 (μ, \quad) で決定する⁹⁾。赤い曲線は点 μ で傾き2をもち、原点を通る傾き1の直線と接点を持つように決め、青い線は点 μ を通る傾きが2の線として決める。この黒体線持ち上げ曲線を数式で表記すると、点 μ における黒体線持ち上げ曲線 $f(x)$ は、s, t, u, vを定数として

$$f(x) = \begin{cases} 2x + s & (x < \mu) \\ -\frac{t}{x-v} + u & (x \geq \mu) \end{cases}$$

(式 2.3.6)

である。これらの定数は、上記の点 μ をとおり、点 μ で傾き2をもち、直線 $y = x$ と $f(x)$ が $x \geq \mu$ で接するという条件から決まる。点 μ 以外の点における黒体線持ち上げ曲線は、点 μ で定義した $f(x)$ を直線 $y = x$ と接したまま形は変えず平行移動させたものを使用する(図28(a)では点 μ や点 μ を通る直線が例示してある)。

この持ち上げ曲線 $f(x)$ だけでは推定黒体線を持ち上げる量が決まらず、推定黒体線を一意に決めることはできない。持ち上げる量を決めなければならないが、それには、1)で決定した推定晴天放射場量が基準となる。 $f(x)$ をその推定晴天放射場量のところまで移動させた図が図27(b)である。このとき、 $f(x)$ と補正前の黒体線の交点 δ とする。そして、その δ と推定晴天放射場量のx方向の差を dx とする。この dx を固定して、補正前の黒体線を持ち上げ曲線 $f(x)$ に沿って持ち上げた線を、推定黒体線として決定する。つまり、推定黒体線は、 dx を定数として、黒体線上の各点について $f(x_{\text{補正前の黒体線}} + dx)$ となるようにして決める。

気象衛星センターの上・中層風の高度指定処理では、このようにして決められた推定黒体線、推定晴天放射場量を用いて、テンプレート内の全画素についてH₂O-IRWインターセプト法を適用し雲頂高度を補正している。

⁸⁾ 厳密には、この直線は傾き1にはならない。なぜならば、黒体放射は波長依存性を持っており(プランクの式)、波長に依存して観測される放射輝度の大きさが変化するためである。このため、気象衛星センターでは、対流圏上層に対応する温度2点を放射輝度に変換してその傾きをとることによりこの直線の傾きと切片を補正している($y = x \rightarrow y = a_{\text{corrected}}x + b_{\text{corrected}}$)。

⁹⁾ 実際の点 μ の決め方は、まず、黒体線上で最大の水蒸気放射輝度値を持つ場所を探し、その後その水蒸気放射輝度値の付近で最も赤外1チャンネルの放射輝度が小さい場所を探すことによって行う。

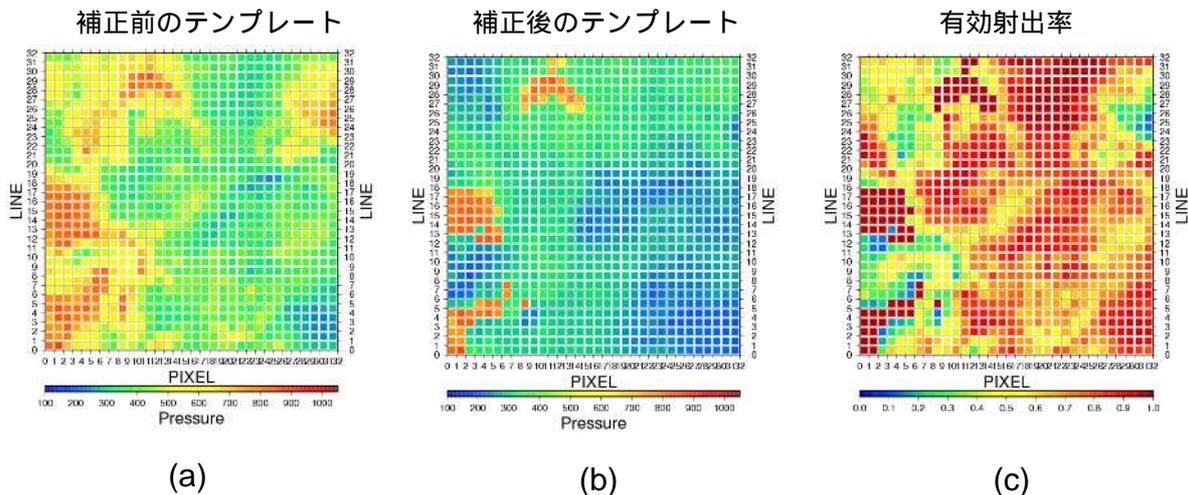


図 29 H₂O-IRW インターセプト法により巻雲の雲頂高度を補正した例 (2006 年 8 月 15 日 06UTC (145.5E,16.0N) ; 今井・小山 2008 より転載)

(a) 赤外 1 チャンネルの輝度温度からそのまま変換した高度 (hPa) (b) インターセプト法により補正された高度 (hPa) (c) 各画素の有効射出率 (0 ~ 1)

図 29 に、半透明の巻雲を観測した例について、テンプレート内画素の雲頂高度(H₂O-IRW インターセプト法補正前及び後) 及びそのテンプレート内画素の有効射出率を示す。H₂O-IRW インターセプト法を適用することで、雲頂高度が図 29(a)から図 29(b)に補正されていることが確認できる。また、有効射出率が小さい画素ほど、雲頂高度が大きく補正されていることも確認される。

CCC 法

H₂O-IRW インターセプト法でテンプレート内の全画素について半透明雲の補正を行った後でも、高度指定にテンプレート内のどの位置の画素を使用すべきかという課題が残る。追跡の観点から逆に考えると、追跡処理に大きく寄与した画素位置がターゲットの位置と考えられる。風ベクトルの高度を指定するためには、そういった追跡に寄与した画素の値を適切に考慮すれば正確な推定ができると思われる。気

象衛星センターでは、追跡への貢献度を定量化し高度指定に応用する方法として、Cross Correlation Contribution(CCC)法(Büche et al. (2006); Oyama et al. (2008); Borde and Oyama (2008))を採用している。

ターゲットの追跡に用いている相互相関係数の式(式 2.2.1) ~ (式 2.2.3)をみると、テンプレート内画素の放射輝度の平均値から差が大きな値を持つ画素が最終的な相関係数値 CC に対して大きな寄与を持つことが分かる。これに注目して、CCC 法では、各画素の最終的な相関係数への寄与度を考慮して、ターゲットの高度を計算する。

相関係数が最大となる画素の位置を(p',q')とすると、(式 2.2.1)から、

$$\begin{aligned}
 CC(p', q') &= \sum_i^M \sum_j^M \frac{(T(i, j) - \mu_T)(S_{(p', q')}(i, j) - \mu_{S_{(p', q')}})}{\sigma_T \sigma_{S_{(p', q')}}} \\
 &\equiv \sum_i^M \sum_j^M CC_{ij}(p', q')
 \end{aligned}$$

(式 2.3.7)

のように相関係数値の成分として CC_{ij} を定義できる。ところで、 CC_{ij} をテンプレート内のすべての画素で合計すると相関係数値になる。逆に考えると、 CC_{ij} はその (i, j) の位置にある画素が（テンプレート内にある画素の総数で規格化すれば）どれだけ合計の相関係数値に寄与したかを表している。つまり、この意味で CC_{ij} はテンプレート内の各画素の追跡貢献度を定量化したものと考えることができる。この CC_{ij} を使って、次の（式 2.3.8）のように、各画素の追跡貢献度 CC_{ij} を重みとした平均赤外 1 放射輝度値 R_1 を計算し、これをテンプレート内のターゲットの代表放射輝度とする。

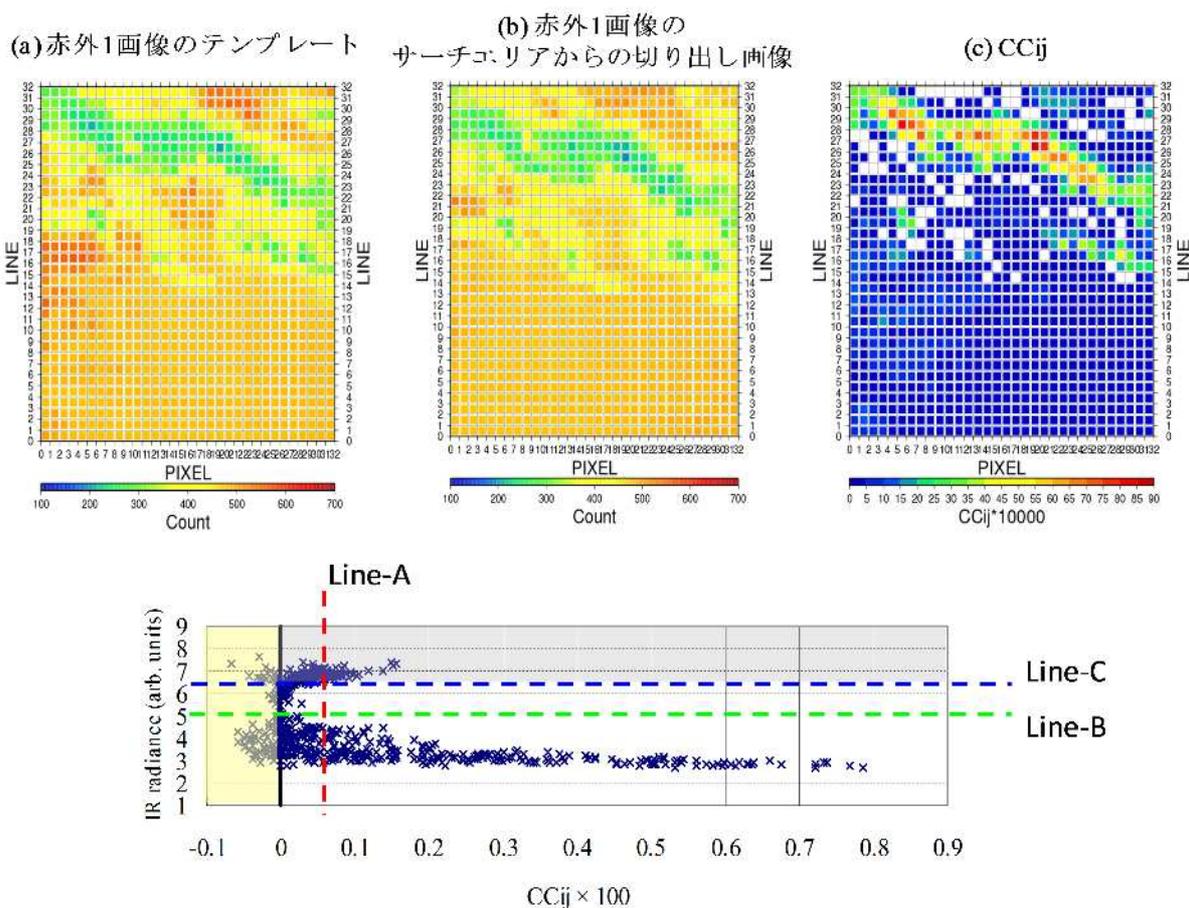
$$R_1 \equiv \frac{1}{\sum_i^M \sum_j^M CC_{ij}} \sum_i^M \sum_j^M R_{ij}^{cor} \times CC_{ij}$$

(式 2.3.8)

ここで、 R_{ij}^{cor} は H₂O-IRW インターセプト法によって補正された画素 (i, j) の赤外 1 チャンネルの放射輝度である。この放射輝度 R_1 をキャリブレーションテーブルから輝度温度に変換、さらに鉛直温度分布データを用いて高度に変換し、決定高度とする。ここで、和を取るときに、 CC_{ij} が負の値をとる画素値と、後述する方法で下層雲や地表面放射と考えられる画素値は除く。

CCC 法による赤外 1 上・中層風の高度指定を、実際に巻雲を追跡している例（図 30）を使

ってさらに説明する。図 30 (a)にテンプレートの赤外 1 カウント値（放射輝度）、(b)にテンプレートとの相関係数が最大となる地点 (p', q') におけるサーチエリアからの切り出し画像の赤外 1 カウント値、(c)には(a)と(b)から計算した CC_{ij} （の 10000 倍値）を示す。(a)、(b)及び(c)から、ターゲットの巻雲と考えられる放射輝度の低い画素で CC_{ij} の値が大きくなっていることが分かる。(d)には、縦軸に赤外 1 の放射輝度、横軸に CC_{ij} の値をとった散布図を示す。この散布図は、赤外 1 放射輝度の平均値（Line-B：緑色の破線）を中心とした“C”の形をとるが、これは、 CC_{ij} の定義式（式 2.3.7）が放射輝度に対して 2 次曲線（放物線）を描くような形になっているからである。Line-A（赤色の破線）は、テンプレート内の CC_{ij} の平均値を示す。この Line-A と放物線との交点を通る x 軸に平行な直線 Line-C（青色の破線）を定義し、これよりも大きな放射輝度を持つ画素（灰色の領域）はすべて下層雲や地表面からの放射とみなし、 R_1 の計算(式 2.3.8)には使用されない。また、 CC_{ij} が負である画素も同様に R_1 の計算には使用されない。



(d) オリジナルの赤外 1 放射輝度に対する CC_{ij} の散布図

図 30 CCC 法による赤外 1 上・中層風の高度指定 (Oyama (2010a)の図 7 より転載、巻雲を追跡している例 (2007 年 3 月 10 日 12UTC (35S,131E)))

- (a) テンプレートの赤外 1 カウント値 (32 ピクセル×32 ライン)
- (b) テンプレートとの相関が最大のサーチエリアからの切り出し画像の赤外 1 カウント値 (32 ピクセル×32 ライン)
- (c) (a)及び(b)から求めた各画素の追跡への貢献度 CC_{ij} (× 10000)
- (d) 赤外 1 放射輝度に対する CC_{ij} 値の散布図

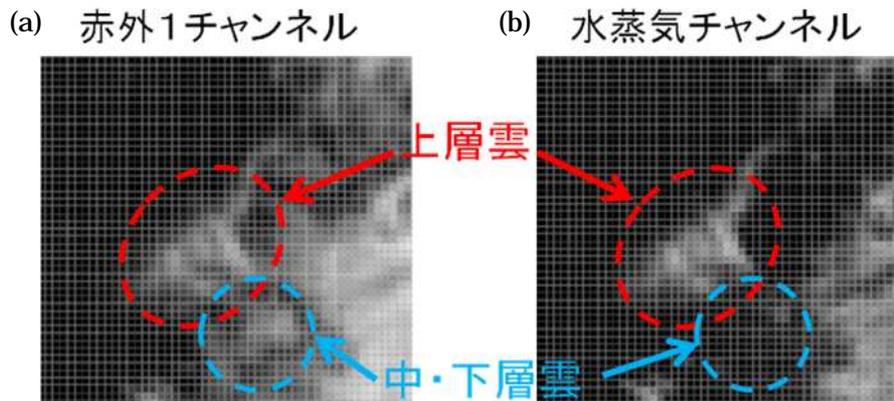


図 31 赤外 1 チャンネル (a) と水蒸気チャンネル (b) の雲の見え方の違い (MTSAT-2 画像)

MTSAT-2 の赤外 1 と水蒸気チャンネルで、上層雲、中・下層雲を観測している例を示した。白い色が冷たい画素に、黒い色が暖かい画素に対応する。赤丸の破線内には上層雲が存在するが、赤外 1 チャンネルと水蒸気チャンネルではほぼ同じように観測されており、両者の相関係数は高い。対して、中・下層雲は、赤外 1 チャンネルでは見える中・下層雲が水蒸気チャンネルでは見えず、両者の相関は低い。

中・下層雲の高度再指定

ターゲット指定点選択で上層のターゲットとして選択されたものの中にも、一部のターゲットは中・下層雲とみなし高度を決定した方がよい場合がある。そのような風ベクトルの高度をより正確に推定するために、以下の方法を利用して中・下層と判定されたターゲットに対して、中・下層雲用の高度指定アルゴリズムを使って再度処理を行う。具体的な処理フローを図 32 に示す。まず、CCC 法で決定された高度が 400 hPa 面よりも低い高度に計算された場合に、赤外 1 画像で切り出したテンプレートと水蒸気画像から切り出したテンプレート間の相関係数を調べる (Xu et al., 1998)。このときの相関係数 r は、2.2.1 節の記号を使うと、

と書ける。ここで、 T_{IR1} と T_{WV} はそれぞれ赤外 1 チャンネルと水蒸気チャンネルのテンプレートを表す。計算された相関係数値 r が 0.35 より低い場合は、追跡されたターゲットを中・下層雲とみなし、下層風の高度指定法である後述の雲底高度法 (2.3.3 節) によってターゲットの高度再指定を行う。この相関係数を利用した方法は、図 31 に説明するのとおり、上層雲は赤外 1 チャンネルと水蒸気チャンネルでは同じように見えるが、中・下層雲は同じように見えないことを利用したものである。

$$r = \frac{\sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^M (T_{IR1}(i,j) - \mu_{T_{IR1}})(T_{WV}(i,j) - \mu_{T_{WV}})}{\sigma_{T_{IR1}} \sigma_{T_{WV}}}$$

(式 2.3.9)

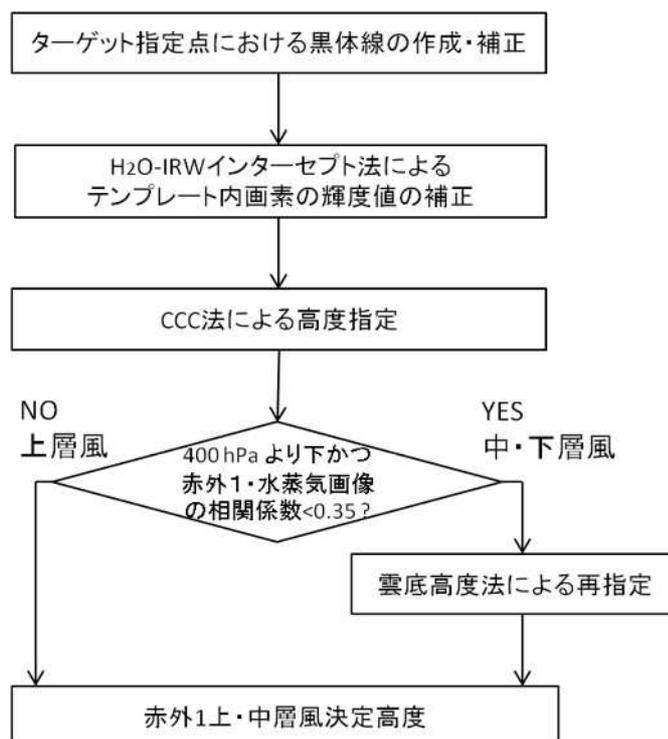


図 32 赤外 1 上・中層風高度指定のフローチャート

2.3.2 水蒸気風の高度指定

水蒸気風は、水蒸気チャンネルデータを使用して、上層の雲及び水蒸気のパターンを追跡することで算出される。このため、上層雲が存在しない場所でも風ベクトルを算出できるという利点がある。ただし、完全に水蒸気パターンのみを追跡することになる晴天域では、高度指定が非常に難しいことが知られている (Eigenwilling and Fischer, 1982)。追跡した晴天域の水蒸気パターンが単層からの放射によるものに限られるならば高度指定の困難は比較的小さいと考えられるが、大抵の場合は複数の層からの放射が混在して水蒸気パターンを作り出している (Velden et al., 1997; Rao et al., 2002)。曇天域と晴天域ではその放射の性質が異なるため、上層雲を追跡して算出される水蒸気風を曇天域水蒸気風、雲の無いところで

水蒸気パターンのみを追跡して算出される水蒸気風ベクトルを晴天域水蒸気風と区別している。

曇天域水蒸気風の算出処理では、赤外 1 上層風と同じように H₂O-IRW インターセプト法によって補正したテンプレート内の各画素の赤外 1 チャンネルの輝度温度を用いて高度を求める。ただし、赤外 1 上層風で使用されている CCC 法ではなく、後述する最頻高度法によって代表高度を計算する。もし、最頻高度法で 400 hPa 面よりも低い高度に計算された場合は、その風ベクトルを晴天域水蒸気風に分類し、水蒸気チャンネルの輝度温度を使用して再度高度指定をやり直す。

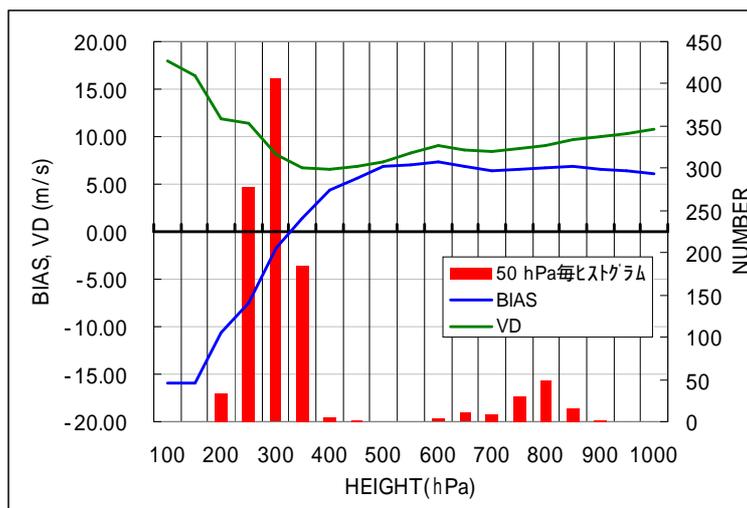


図 33 テンプレートの 50 hPa 毎高度ヒストグラム (棒グラフ) と GSM 第一推定値に対する風速 BIAS (青の折線グラフ) 及びベクトル差 (緑の折線グラフ) の大きさ (今井・小山 (2008) の図 6(a)より転載、例は 2006 年 8 月 15 日 06UTC (16.0N, 145.5E))

曇天域水蒸気風の高度指定 (最頻高度法)

曇天域水蒸気風では、最初に H₂O-IRW インターセプト法 (2.3.1 節) を用いて、テンプレート内の雲の赤外 1 放射輝度を補正する。次に、補正されたテンプレート内画素の赤外 1 チャンネル放射輝度を雲頂高度に変換し、雲頂高度に関するヒストグラムを作成する。このヒストグラムのピン幅は、対流圏の各層の雲の厚さを考慮して 50 hPa とする。図 33 に、図 29 で扱った例を使って作成した 50 hPa 毎高度ヒストグラムを示す。このヒストグラム中で最頻値をとる高度区間を求める。その後、50 hPa ヒストグラムで最頻をとった高度区間内でさらに 1 hPa 間隔のヒストグラムを作成し、その中で最も出現頻度が多い高度を代表高度とする。このように、大きな区間幅から小さな区間幅へと 2 段階のヒストグラムを用いて高度を決定することで、偶発的なピークを拾ってしまうことを避けることができる (今井・小山, 2008)。

この手法は、テンプレート中に現れる画素の

放射輝度の最頻値がそのテンプレート内のターゲットを代表しているとみなす手法である。上層風の主なターゲットである巻雲は鉛直に薄く単層で表現できる場合が多いので、比較的精度良く成り立つ。

晴天域水蒸気風の高度指定

曇天域水蒸気風の高度指定で 400 hPa 以下の高度に割り付けられた風ベクトルは、すべて晴天域水蒸気風に分類される。晴天域水蒸気風の高度は、テンプレート内の水蒸気チャンネルの輝度温度の平均値を求め、その値を高度に変換することで求められる (平均温度法)。

まとめとして、水蒸気風の高度指定のフローチャートを図 34 に示した。

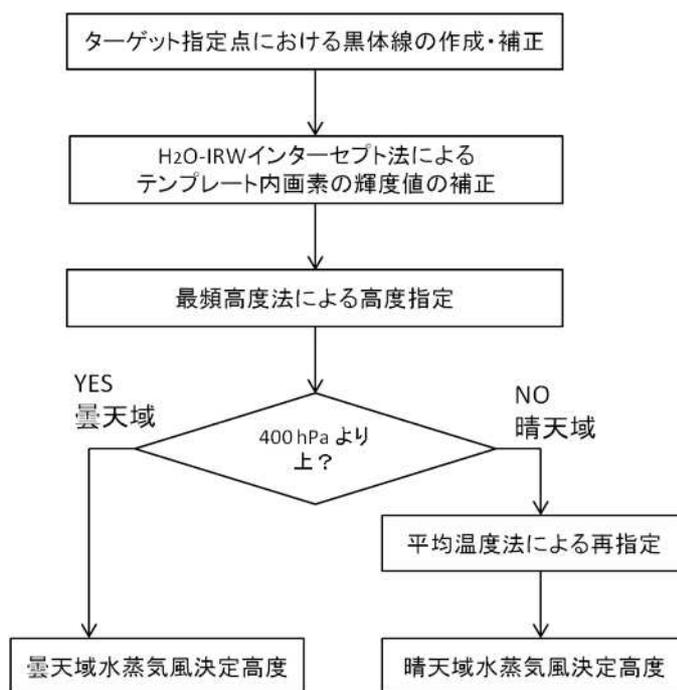


図 34 水蒸気風高度指定のフローチャート

2.3.3 下層風（赤外 1 下層風、可視風、赤外 4 風）の高度指定（雲底高度法）

下層風は積雲などの下層雲を追跡することで算出される。積雲は一般に光学的に厚く、その赤外輝度温度をほぼ雲頂温度とみなせるので、上層風の高度指定で行ったような半透明雲のための補正の必要性は低い。しかし、2.3 節の冒頭でも触れたとおり、積雲の移動速度はその雲底付近の風速との対応がよいという観測結果に基づき (Hasler et al., 1979)、下層風の高度は雲頂ではなく雲底の高度を指定する必要がある。衛星からは積雲の雲底は見えないので、積雲の雲底高度をなんらかの方法で推定しなければならない。多くの大気追跡風算出センターでは、積雲の雲底高度の推定には Le Marshall et al. (1994) によって考案された雲底高度法 (Cloud Base Method) が用いられている。雲底高度法は、テンプレート内の輝度温度をヒストグラム解析し、雲底と考えられる温度を推定する手法である。この雲底高度法を使っ

て得られた大気追跡風は、ゾンデ観測で得られた風ベクトル (Dunion and Velden (2002b) など)、衛星ライダー観測による推定雲底高度 (Seze et al., 2008) とよい対応が指摘されており、一定の成功を収めている。

気象衛星センターにおいても、下層風の高度指定処理にこの雲底高度法を採用している (Tokuno, 1998)。図 35 に、気象衛星センターで採用している雲底高度法のアルゴリズムの模式図を示す。図 35 は、テンプレート内に地表と積雲域が観測されている場合の輝度温度ヒストグラムの模式図である。テンプレート内の輝度温度をヒストグラム解析すると、地表面放射に相当するクラスと、積雲域からの放射に相当するクラスとに分けられると考えられる。そのため、あらかじめパラメータとして与えられた雲域境界値 (その地点の高度 925 hPa の輝度温度値を使用) の高度を輝度温度に変換し、その輝度温度より低い輝度温度の画素はすべて積雲域のクラスとみなす (図 35 の橙

色で示されている部分)。次に、積雲域と考えられる輝度温度の平均 μ と分散の平方根(標準偏差) を計算する。そして、

$$T_{\text{cloud base}} = \mu + \sqrt{2} \times \sigma \quad (\text{式 2.3.10})$$

を、積雲域の雲底高度の輝度温度と定義する。ここで、 $\sqrt{2}$ という値は、経験的に決められた定数値である (Ottenbacher et al., 1996)。この輝度温度を高度に変換することで、積雲の雲底高度が得られる。雲域境界値より高い高度の画素をすべて(式 2.3.10)の計算に利用するため、巻雲などの高度の高い雲がプレート内に存在する場合に高度が高く推定されてしまうことがある。そのため、風ベクトルの高度が 850 hPa より高く指定された場合には 850 hPa に再指定する処理を加えている。この再指定処理は、850 hPa に下層風を割り付けた場合にゾンデで観測された風と最もよく合うという調査結果 (Hamada, 1982b)により、一律に 850 hPa に下層風の高度を割り付けていた時代の名残である。

2.3.4 高度指定における内部品質管理

2.2 節で、3 枚の画像から算出される 2 つの風ベクトルを用いて、追跡結果の品質管理を行っていることを述べたが、高度指定処理においても同様な品質管理を行う。A 画像で計算した高度を P_A 、B 画像で計算した高度を P_B 、C 画像で計算した高度を P_C とすると、各高度の差のいずれかが 130 hPa より大きければ ($|P_A - P_B| \geq 130 \text{ hPa}$ 、 $|P_B - P_C| \geq 130 \text{ hPa}$ もしくは $|P_A - P_C| \geq 130 \text{ hPa}$)、ターゲット指定点の風ベクトルを不良とみなし棄却する。この品質チェック基準を満たさないベクトルは、高度指定の結果が大きく誤っている場合か、雲頂高度が急激に変化している場合に算出されていると考えられる。そのような場合には、風ベクトルの品質が担保できないので除外する。

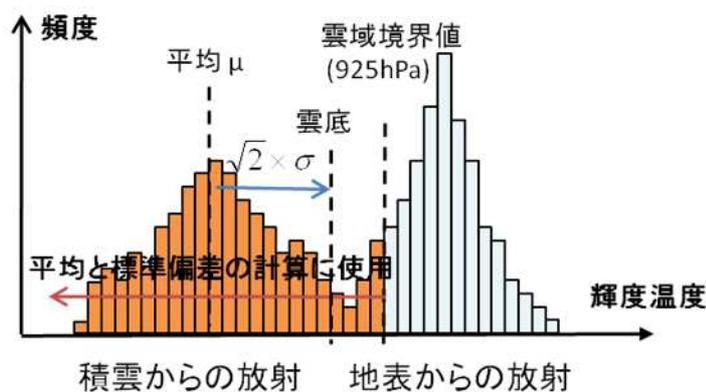


図 35 雲底高度法の説明図

プレート内に地表面と積雲域のみが含まれる場合のヒストグラムの模式図。雲域境界より輝度温度が低いものを積雲域に相当するクラスタとみなし、その平均と分散から雲底高度を推定する。

2.4 自動品質評価

2.2.4、2.3.4 節では、風ベクトル算出の過程で風ベクトルの内部品質管理が行われていることを述べた。ここでは、風ベクトル算出後に行われるより高度な品質評価手法を説明する。

気象衛星センターでは、気象衛星調整会議 (CGMS) の勧告 (Schmetz et al., 1999) に従って、EUMETSAT で開発された Quality Indicator (QI) (Holmlund, 1998) と、UW-CIMSS で開発された Recursive Filter Flag (RFF) (Hayden and Purser, 1995) による品質指標フラグを大気追跡風の配信時に個別に付加している。

以下では A 画像と B 画像の画像から算出された風ベクトルを V_{AB} 、B 画像と C 画像の画像から算出された風ベクトルを V_{BC} とする。

2.4.1 EUMETSAT QI

EUMETSAT QI による品質評価は、 V_{AB} と V_{BC} の差・近傍の風ベクトル・数値予報データとの整合性 (consistency) を定量化したものである。この品質管理の手法では、これらのベクトル間の差が小さい場合に風ベクトルの品質が良いと考える^{*10}。

最終的な QI は、後述する風向 QI、風速 QI、ベクトル QI、空間 QI、数値予報 QI の合計 5 つの成分を計算した後、重みを付けて足し合わせ、平均したものにチャンネル間鉛直不均一性 (Inter-channel Vertical Heterogeneity; IVH) フィルタをかけたものを採用する。また、数値予報モデルの影響をできるだけ考慮したくな

い場合には、数値予報 QI を除いたものを、(数値) 予報値チェックなし QI として品質評価に使用する。

表 8 に、気象衛星センターで使用している QI を算出する際に使用する定数 (A、B、C、D) をまとめる。これらの定数は EUMETSAT により QI の値とゾンデと比較した時の精度が線形に改善するように経験的に決められた値である (EUMETSAT, 2005)。

QI の各成分の計算方法は次のとおりである。

風向 QI

風向 QI は、 V_{AB} と V_{BC} の風向差を検査し、風向の変化が大きいほど品質が悪いとする加速度整合性検査の 1 つである。風の場合が加速度を持ち風向が大きく変化する場合には、算出に失敗した風ベクトルであるか、その地点・時間において代表性が悪い風ベクトルであると考えられる。風向 QI の具体的な計算式は

$$QI_{dir} = 1 - \left[\tanh \left(\frac{\text{Difference}}{A \exp \left(-\frac{\text{Speed}}{B} \right) + C} \right) \right]^D \quad \text{(式 2.4.1)}$$

Difference : V_{AB} と V_{BC} の風向差 (度)

Speed : V_{BC} の風速 ($|V_{BC}|$)

A, B, C, D : 定数 (表 8)

で与える。 V_{AB} と V_{BC} の風向が大きく違う場合に、低い品質指標を付加している。

¹⁰ この品質管理で基本となるのは、考えている時間スケール (衛星画像の撮像時間などに対応)・空間スケール (ターゲット指定点の間隔やテンプレートサイズなどに対応) で、その地点の風ベクトルに大きな変化がないという仮定である。現在、大気追跡風プロダクトの算出環境では、全球モデルへの同化を目的として比較的大きなスケールの風の場合の算出を想定しており (Bedka and Mecikalski, 2005)、時間的・空間的に環境場の風に変化が少ないという仮定をともなった品質管理が可能となっている。

表 8 QI の計算に使用するパラメータ

	A	B	C	D	W(重み)
風向 QI	20.0	10.0	10.0	4.0	1
風速 QI	0.2	0.0	1.0	3.0	1
ベクトル QI	0.2	0.0	1.0	3.0	1
空間 QI	0.2	0.0	1.0	3.0	2
数値予報 QI	0.4	0.0	1.0	2.0	1 または 0
IVH フィルタ	0.03	0.01	0.8	40.0	

風速 QI

この検査も加速度整合性検査の 1 つであり、風速の差に関するものである。風向 QI では、 V_{AB} と V_{BC} の風速差を検査し、風速が大きく異なるものほど低い品質指標を付加する。

$$QI_{spd}$$

$$= 1 - \left[\tanh \left(\frac{\text{Difference}}{\text{MAX}(A \cdot \text{Speed}, B) + C} \right) \right]^D$$

(式 2.4.2)

Difference : V_{AB} と V_{BC} の風速差 (m/s)

Speed : V_{BC} の風速 ($|V_{BC}|$)

A, B, C, D : 定数 (表 8)

ここで、MAX(X, Y) は変数 X と Y のうち、大きい方を採用するという意味である。表 8 では、0.0 が与えられているが、これは常に $A \cdot \text{Speed}$ (> 0) を採用するという意味になる。

ベクトル QI

ベクトル QI は、 V_{AB} と V_{BC} のベクトル差を検査し、ベクトル差の大きい場合に低い品質指標を付加するものである。これも ・ 項と同様の加速度整合性検査である。また、 ・ 項と独立な検査ではない。

$$QI_{vec}$$

$$= 1 - \left[\tanh \left(\frac{\text{Difference}}{\text{MAX}(A \cdot \text{Speed}, B) + C} \right) \right]^D$$

(式 2.4.3)

Difference : V_{AB} と V_{BC} のベクトル差

Speed : V_{BC} の風速

A, B, C, D : 定数 (表 8)

空間 QI

この検査は、前述の ~ のような加速度整合性検査ではなく、周辺の風ベクトルを比較対象として、風ベクトルの空間的一様性を調べる検査である。 V_{BC} について、近接した最もベクトル差の小さい風ベクトル $V_{\text{Best Buddy}}$ との差を調べ、差が小さければ高い品質指標を付加する。

$$QI_{spa}$$

$$= 1 - \left[\tanh \left(\frac{\text{Difference}}{\text{MAX}(A \cdot \text{Speed}, B) + C} \right) \right]^D$$

(式 2.4.4)

Difference : V_{BC} と $V_{\text{Best Buddy}}$ とのベクトル差

Speed : V_{BC} と $V_{\text{Best Buddy}}$ の平均風速

A, B, C, D : 定数 (表 8)

$V_{\text{Best Buddy}}$ を探索する範囲は、品質を評価したい風ベクトルを中心とした緯度 ± 1.0 度、経度 \pm

1.0 度、高度 ± 50 hPa の範囲である。このとき、比較する風ベクトルの風種別は問わない。もしこの範囲に風ベクトルが見つからなかった場合、 $QI_{spa} = 0$ とする。

数値予報 QI

この検査では、衛星画像から算出された大気追跡風ベクトル V_{BC} と、同一地点にある数値予報モデルの第一推定値の風ベクトル V_{for} (格子点風データ (第 2 章) を用いる) との差の大きさを比較する。次の計算式のとおり、 V_{BC} が V_{for} に近いほど品質が良いとする。

$$QI_{for} = 1 - \left[\tanh \left(\frac{\text{Difference}}{\text{MAX}(A \cdot \text{Speed}, B) + C} \right) \right]^D$$

(式 2.4.5)

Difference : V_{BC} と V_{for} のベクトル差
 Speed : V_{for} の風速
 A, B, C, D : 定数 (表 8)

チャンネル間鉛直不均一性 (IVH : Inter-channel Vertical Heterogeneity) フィルタ

IVH フィルタ QI_{IVH} は、下層風 (赤外 1 下層風、可視風、赤外 4 風) に対して計算される^{*11}。この検査を行う目的は、本来上層に高度指定すべき移動ベクトルを、誤って下層に指定してしまうケースが少なからずあり (付録 A2) そういったベクトルに低い品質指標を付加するためである。IVH フィルタでは、下層風ベクトルが水蒸気風の風速に近ければ、本来上層に指定すべき移動ベクトルであると判定しその風ベ

クトルに低い品質指標を付加する処理を行う。下層風ベクトルの同一の緯経度 (QI 割り付けを行いたい風ベクトルを中心として ± 0.5 度のセグメント内) に水蒸気風ベクトル V_{WV} があった場合に、A 画像と B 画像を使って算出した速度ベクトル V_{AB} と V_{WV} のベクトル差を求める。そして、その値が大きいほど下層風と上層風の差が大きく、下層風である可能性が高いとして、高い品質指標を付加する。

$$QI_{IVH} = 1 - \left[\tanh \left(\frac{\text{Difference}}{\text{MAX}(A \cdot \text{Speed}, B) + C} \right) \right]^D$$

(式 2.4.6)

Difference : V_{AB} と同セグメント内 V_{WV} (AB 画像から算出) のベクトル差
 Speed : V_{BC} の風速
 A, B, C, D : 定数 (表 8)

ここで、同セグメント内に水蒸気風ベクトルがない場合、 QI_{IVH} には 1.0 を代入する。

以上 から の処理で算出した QI の各成分を使って、以下の式で最終的な QI を計算する。

$$QI = QI_{IVH} \times \frac{\sum_i W_i QI_i}{\sum_i W_i}$$

(式 2.4.7)

W_i : 重み (表 8)
 i = QI の各成分 { 風速、風向、ベクトル、空間、予報値 }

という計算式で最終的な QI が計算される。

¹¹ 厳密には 600 hPa より低い高度の風速 15 m/s 以上の風ベクトルに対して計算される。

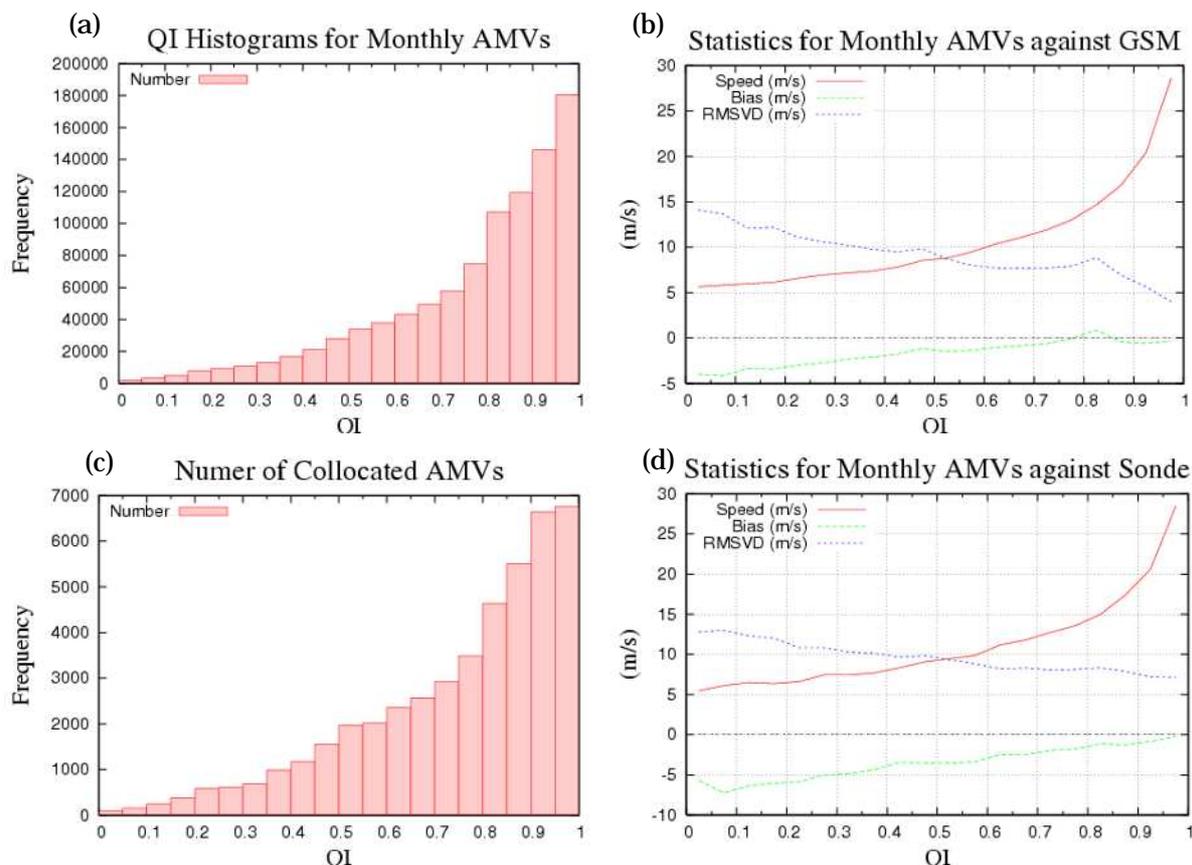


図 36 QI の値と精度 (赤外 1 上・中層風、2011 年 9 月)

(a)は赤外 1 上・中層風の QI の値に対する算出個数の分布。(b)は赤外 1 上・中層風の平均風速と GSM の第一推定値に対する、赤外 1 上層風の風速バイアス (緑線) と RMSVD (青線) という統計値 (3.1 節) である。(c)は 3.1 節の基準でゾンデと比較が行われた大気追跡風。(d)はゾンデと比較した時の統計値である。

最後に、QI の値に対する大気追跡風の精度について触れておく。

図 36 に、MTSAT-2 から算出した 2011 年 9 月の赤外 1 上・中層風の算出数及び品質の QI に関するヒストグラムを示す。この図は、QI 値に対して 0.05 の幅のヒストグラムで統計値を計算したものであり、それぞれ、(a)データ数、(b)平均風速と GSM 第一推定値に対する風速バイアス・RMSVD (3.1 節参照) である。同様に、(c)ゾンデ観測と比較が行われた赤外 1 上・中層風のデータ数、(d)ゾンデ観測と比較が行われた赤外 1 上・中層風の平均風速とゾンデ観測に対する風速バイアス・RMSVD である。(a)でデータ数を確認すると、QI が大きい方にデ

ータが偏っていることが確認できる。(b)で GSM 第一推定値に対する風速バイアス・RMSVD を確認すると、これらの値は QI の大きさにほぼ比例して改善している。ただし、細かく見ると、算出数・風速バイアス・RMSVD とも、0.80~0.85 あたりに小さなピークが見られ、それより大きな QI で風速バイアス・RMSVD は急激に改善している。これは QI を相加平均(式 2.4.7)で計算しているためである。数値予報 QI は全体に対して 1/6 の重みを持つので、それに対応して 0.84 付近から全体の QI に大きく効いてくる。ゾンデ観測に対する風速バイアス・RMSVD でも、GSM 第一推定値との比較でみられた傾向と同様、QI の値が大き

いほど風速バイアス・RMSVD が小さい傾向が見られる。

2.4.2 RFF

RFF は、0 から 1 の値をとる品質指標であり、Recursive Filter (RF) と呼ばれる客観解析の出力の 1 つである。1 に近くなるほど品質が高いとされる。ここで RF とは、2 段階の 3 次元風ベクトル場の再帰フィルタによる客観解析を通じて、大気追跡風データと数値予報モデルの予報値から得られた客観解析場に、個々の大気追跡風データを適合させる手法である (Hayden and Purser, 1995; Olander, 2001)。この手法はかなり処理が煩雑であり、また、最終的に得られる品質指標 (RFF) の評価についても難しい (大河原ほか, 2004)。そういった事情から、気象衛星センターでは、UW-CIMSS から受領した RFF のプログラムの移植時から

現在に至るまで、RFF について積極的な調査・評価が行われた実績はない。RF の処理についての詳細の解説は Olander (2001) を参照されたい。

2.5 ユーザーへの配信

大気追跡風の主なユーザーは、気象庁及び国外の数値予報センターである。気象庁内には、気象庁スーパーコンピュータシステムを通じて DCDH 形式の大気追跡風プロダクトが予報部数値予報課に提供されている。また、庁外には、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) などの海外の数値予報センターやその他の関連機関に、GTS 回線経由で BUFR 報による大気追跡風プロダクトが配信されている。表 9 に、具体的な配信状況を示した。

表 9 配信状況

	風ベクトル	毎時風ベクトル
フォーマット	BUFR	DCDH
想定利用者	予報部数値予報課 海外の数値予報センター	予報部数値予報課
配信時刻	赤外1風、水蒸気風: 毎正時 可視風: 00-09, 21-23 UTC	赤外1風、水蒸気風: 毎正時 可視風: 00-09, 21-23 UTC 赤外4風: 07-23 UTC
算出チャンネル	赤外1 水蒸気 可視	赤外1 水蒸気 可視 赤外4
領域	90E ~ 170W, 60N ~ 60S	90E ~ 170W, 60N ~ 60S
空間分解能	0.5度正方格子	0.5度正方格子
風ベクトル階調	高度: 0.1 hPa 風向: 1 deg. 風速: 0.1m/s	高度: 0.1 hPa 風向: 1 deg. 風速: 0.1m/s
配信時のQC	QIが0.7以上の風ベクトルを配信	算出に成功した全ての風ベクトルを配信

3. 精度評価

図 37～39 に、気象衛星センターのルーチン（2011 年 9 月 1 日 00UTC）を示す(QI>0.6)。で算出された MTSAT-2 大気追跡風の例（2011

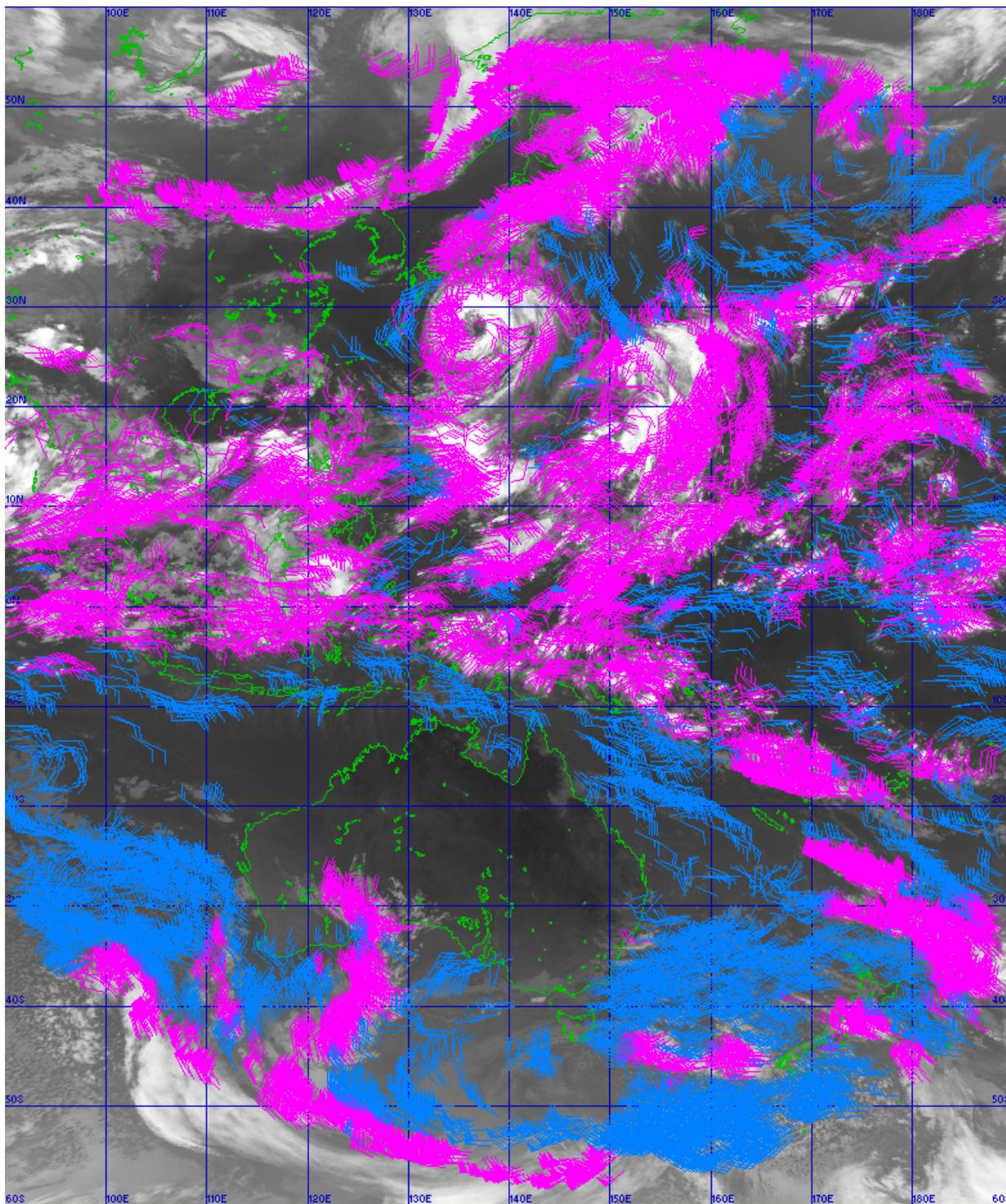


図 37 赤外 1 風の一例（2011 年 9 月 1 日 00UTC、背景は赤外 1 画像）
マゼンタの矢羽根:上・中層風 青の矢羽根:下層風

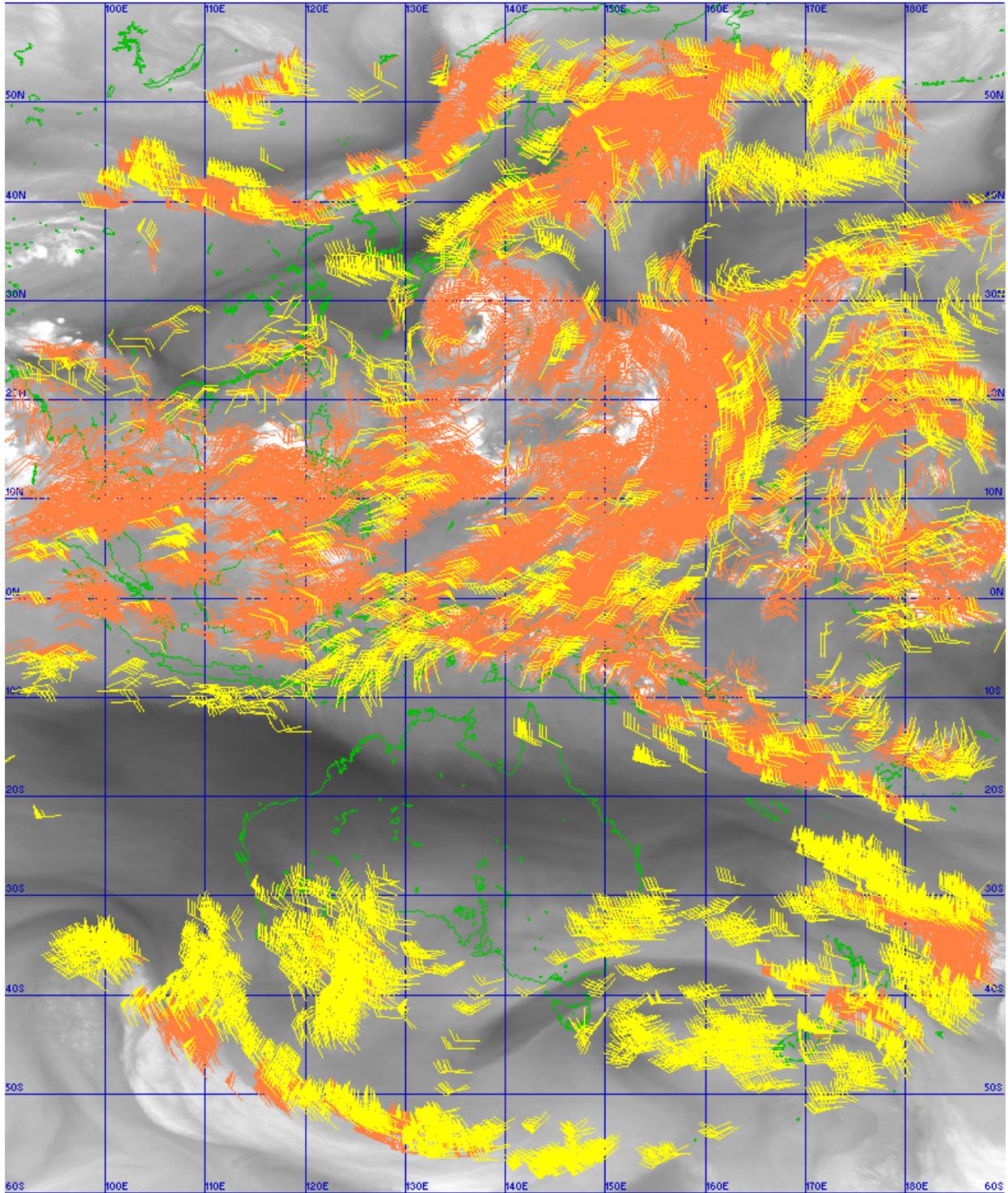


図 38 水蒸気風の一例(2011 年 9 月 1 日 00UTC、背景は水蒸気画像)

橙の矢羽根:曇天域 黄の矢羽根:晴天域

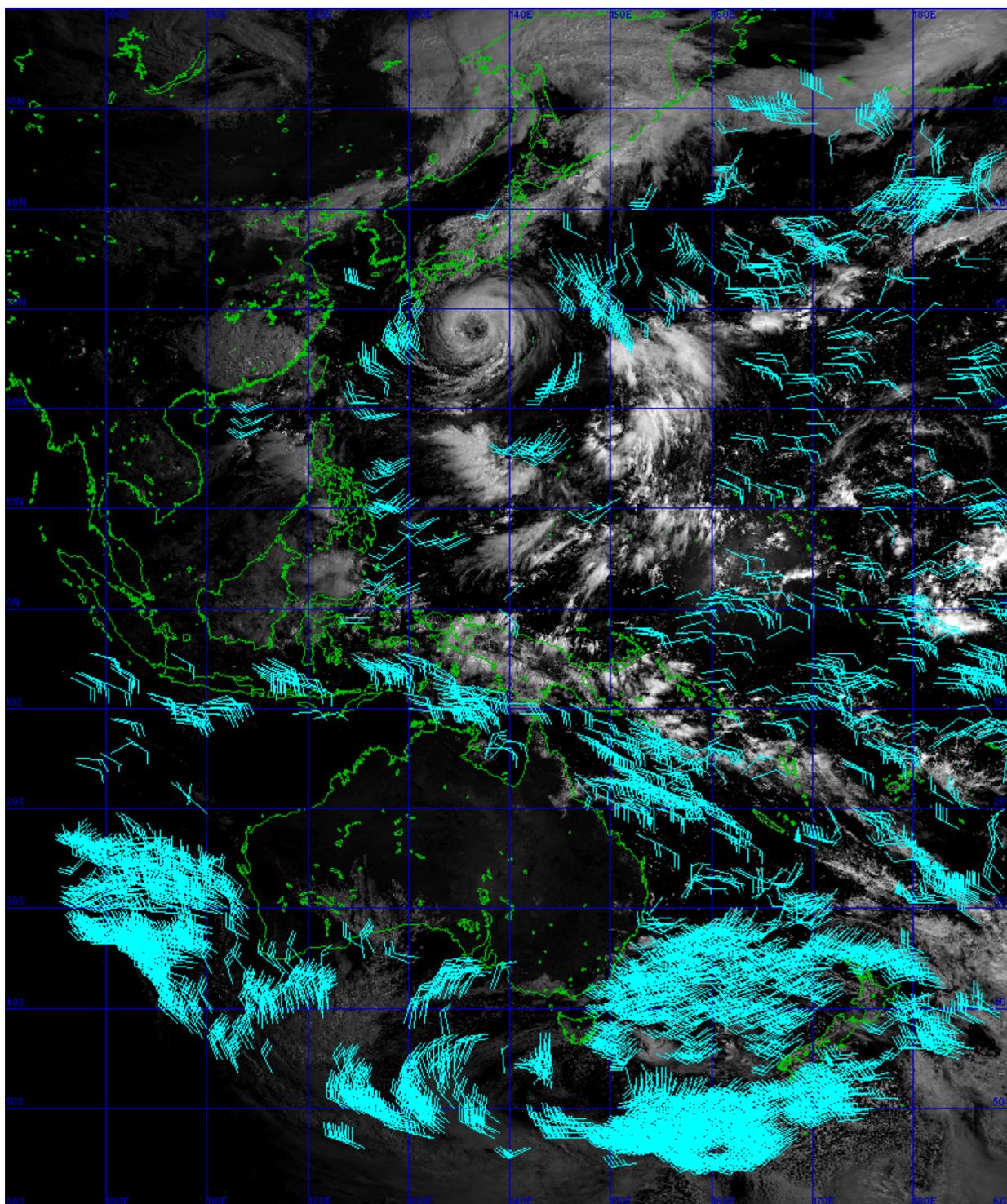


図 39 可視風の一例 (2011 年 9 月 1 日 00UTC、背景は可視画像)
水色の矢羽根:可視風

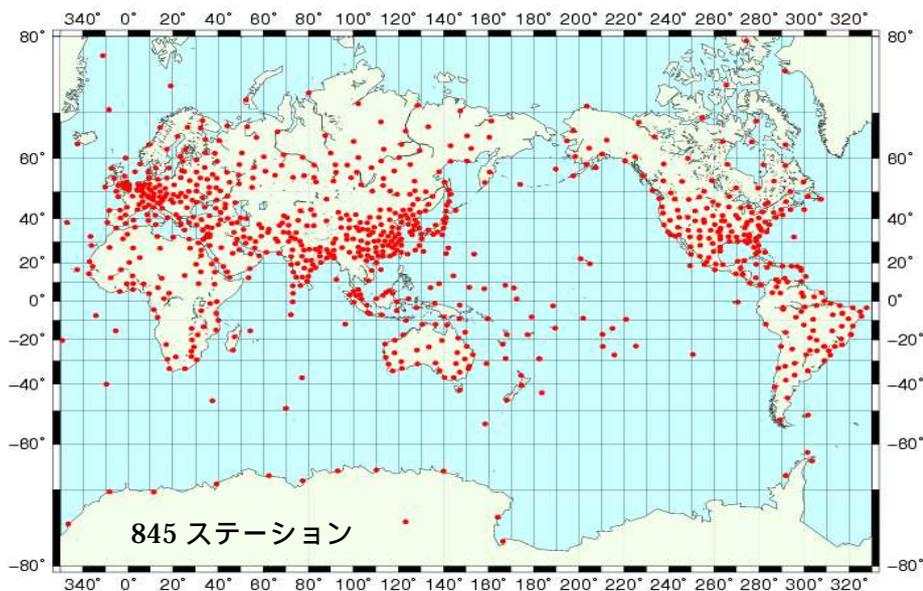


図 40 世界のラジオゾンデステーション (WMO のラジオゾンデカタログ 2007 年 7 月版より)

算出した大気追跡風の精度の評価は、プロダクトの品質を確認する上で不可欠である。また、様々な角度で評価することで、大気追跡風プロダクトの特徴を把握することができ、今後の開発方針決定などの観点からも重要である。ここでは、気象衛星センターの大気追跡風の精度評価の結果と、そこで確認される特徴について述べる。

3.1 精度評価の手法

大気追跡風の精度を見積もるためには、算出された地点における“真値”と考えられる風ベクトルと大気追跡風の比較を行うことが必要である。当然、“真値”と比較することはできないが、通常この目的を達成するためには、“真値”に近いと考えられる直接観測 (ground truth) と比較が行われる。また、比較する風観測が“真値”でなくても、他の観測資料と比較を行うことで、相対的な大気追跡風の性質を知ることができる。

大気追跡風と比較する観測データとして、ラジオゾンデによる観測データが慣例的に利用されている。ラジオゾンデ観測は、WMO の勧告により¹² 各国の気象局により実施されており、リモートセンシング観測ほどではないにせよ、高層の大気状態についてある程度の空間的・時間的観測密度を確保しており、国際的な比較を行う上でも基準として使用できる (図 40)。このため、大気追跡風の精度評価はラジオゾンデデータを用いて行うことが望ましいが、図 40 から明らかなように、その観測地点は海洋上で少ないなど、空間に不均一であるため、注意しなければ地域的に偏った結果を導いてしまうことがある。そのため、数値予報の精度が向上してきた現在では、大気追跡風の面的な傾向を見たい時などに数値予報モデルの第一推定値との比較が行われることが増えてきた。ただし、モデルには系統誤差がある場合も多いため、モデルの特徴をおさえた上で比較を行う必要がある。

¹² Global Observing System (GOS) マニュアル (WMO, 2010) : 高層観測は、気圧・気温・湿度・風の 1 つ以上の項目について、少なくとも 00, 12 UTC において 250 km (過疎地や海洋上では 1000 km) 以内の間隔のネットワークとしなければならない。

大気追跡風の精度評価のための統計量は様々なものが考えられているが、主に、風速バイアス (Wind Speed Bias)、MVD (Mean Vector Difference: 平均ベクトル誤差)、RMSVD (Root Mean Square Vector Difference: 平均平方根二乗ベクトル誤差) が広く使われている (Tokuno, 1996)。この章でも、これらの統計量を使って評価した結果を示す。

比較したい風データ (ゾンデ観測や数値予報値など) に対する大気追跡風の風速バイアスは、次の式で計算される。

$$BIAS = \frac{1}{N} \sum_{i,r=1}^N [\sqrt{u_i^2 + v_i^2} - \sqrt{u_r^2 + v_r^2}] \quad (\text{式 3.1.1})$$

ここで、

- u_i = 大気追跡風の u 成分
- v_i = 大気追跡風の v 成分
- u_r = 比較する風データの u 成分
- v_r = 比較する風データの v 成分
- N = 比較を行う風データの総数

である。 u 成分はその地点における局所的な東西方向の風速、 v 成分は南北方向の風速を表し、それぞれ東と北を正とする。風速バイアスは、比較対象の風データとの風速差の平均値を表す。バイアスは系統誤差とも呼ばれ、サンプル数を増やして偶然誤差に起因する誤差を除いても残る値である。そのため、信頼できる風データに対して大気追跡風が風速バイアスを持つ地点がある場合、その地点では風ベクトルの算出アルゴリズムに何かしら問題がある可能性が示唆される。

また、MVD と RMSVD も同様に、次の式で

計算される:

$$MVD = \frac{1}{N} \sum_{i,r=1}^N \sqrt{(u_i - u_r)^2 + (v_i - v_r)^2} \quad (\text{式 3.1.2})$$

$$RMSVD = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i,r=1}^N [(u_i - u_r)^2 + (v_i - v_r)^2]} \quad (\text{式 3.1.3})$$

MVD と RMSVD は、大気追跡風の比較対象の風データに対するばらつきを表す。つまり、この値が小さいほど、統計的に比較対象の風データと近い風データが得られていることになる。比較対象の風データの品質が保証されているとき、MVD や RMSVD が小さければ算出された風ベクトルデータの精度が良いといえる。

3.2 精度評価(対ゾンデ)

算出された大気追跡風データと、ゾンデの観測位置・観測時間が完全に一致することは非常にまれであるため、大気追跡風データと空間的・時間的に十分近くにあるゾンデ観測を比較対象とする (コロケーション)。大気追跡風は世界各国の算出センターで算出されているが、コロケーションの条件が異なると、各センターで算出された大気追跡風の品質を同じ基準で比較することができない^{*13}。そのため、WMO の下に組織された気象衛星調整会議 (Co-ordination Group for Meteorological Satellite: CGMS) や国際風ワーキンググループ (International Wind Working Group; IWWG) の勧告により、できるだけ同じ条件で統計値を計算することが推奨されている (Schmetz et al., 1999)。その推奨条件は、表 10、11 のとおりである。

¹³ 大気追跡風とゾンデ観測との時間差や空間的距離が統計値に与える影響については Velden and Bedka (2009) が参考になる。

表 10 風ベクトルの地域による分類

緯度、経度による分類	北半球 (NH): 20N 以北 熱帯 (TR): 20N ~ 20S 南半球 (SH): 20S 以南
------------	--

表 11 大気追跡風とゾンデのコロケーション条件

水平距離	半径 150 km 以内
鉛直距離	± 25 hPa 以内
時間差	± 1.5 時間以内

CGMS により、各国の大気追跡風算出センターが算出した大気追跡風の精度評価としてゾンデ観測との比較を行い、その精度評価結果を IWWG コミュニティ内で共有することが推奨されている。以前から、気象衛星センターにおいても、CGMS レポートとしてゾンデ観測との比較結果を毎月報告している。その報告から抜粋した大気追跡風 ゾンデ統計値時系列を図 41 ~ 図 45 に示す。各図において、(a)のデータがゾンデ観測とコロケーションされた大気追跡風データの数、(b)がコロケーションされた大気追跡風の平均風速、(c)が風速バイアス、(d)が RMSVD である。この時系列図の統計期間は 2000 年から 2012 年である。この期間内に運用衛星が GMS-5、GOES-9、MTSAT-1R、MTSAT-2 と替わっているが、それぞれの衛星運用期間との対応、主な大気追跡風プロダクトの仕様変更などは、第 1 章の表 1 を参照されたい。なお、比較に使用した大気追跡風は 00UTC 及び 12UTC (ゾンデ観測時刻) のデータである。

2007 年の中頃にすべての大気追跡風種別でコロケーション数が増加しているが、これは、それまで配信していた SATOB 報の配信を停止したことに伴い (表 1 参照) 毎月作成してい

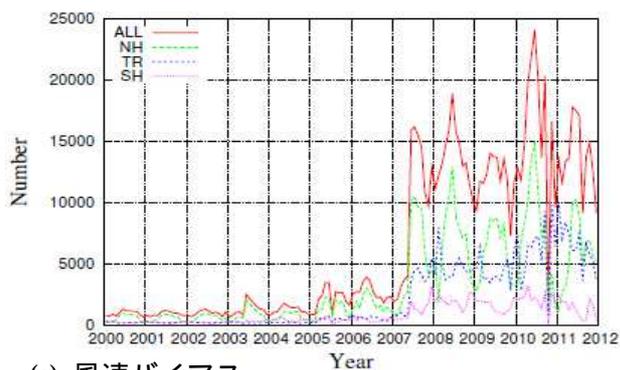
る統計レポートに使用するデータを 1.0 度格子 (SATOB 報に格納するデータの格子間隔) から 0.5 度格子 (BUFR 報) に変更したことに起因する。

この図で注目されるのは、季節変動と品質の時系列変化である。上・中層風、下層風ごとに傾向は似ているので、それぞれ個別にみていく。

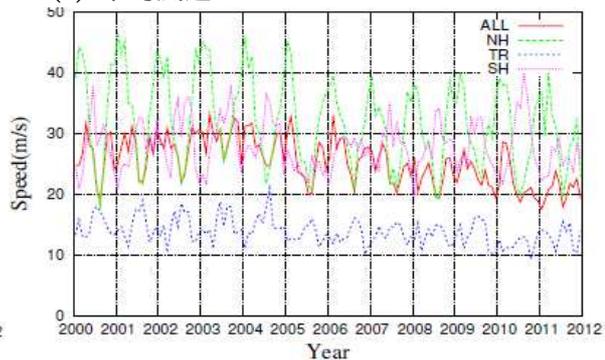
・上・中層風

ゾンデ観測データに対する上・中層風 (赤外 1 上層風 (図 41、上層のみ)、曇天域水蒸気風 (図 43)、晴天域水蒸気風 (図 44)) の特徴を確認する。算出数は、夏半球では多く、冬半球では少ない傾向がある。特に北半球でその傾向が顕著である。これは、追跡しやすい上・中層雲の出現頻度が季節・気候特性により異なるためである。また、北半球に比べ南半球でコロケーション数が少ないのは、南半球では陸上のゾンデ観測点が少ないためである (図 40)。平均風速の季節変動を見ると、冬季中緯度のジェットの高まりに対応して、冬半球では風速が速く (特に北半球では ~ 40 m/s)、夏半球では風速が遅く (20 m/s 程度) になっていることがわかる。

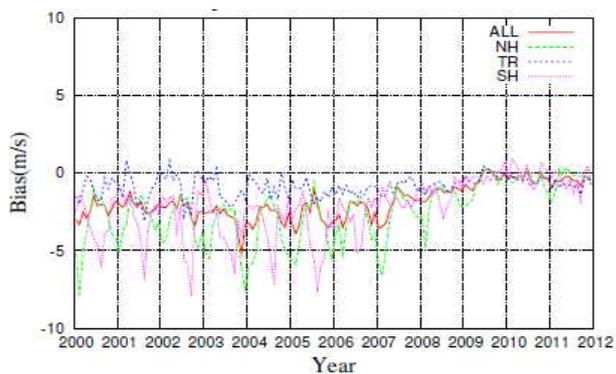
(a) 算出数



(b) 平均風速



(c) 風速バイアス



(d) RMSVD

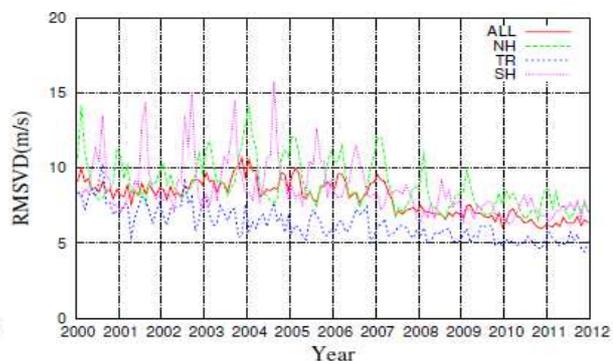
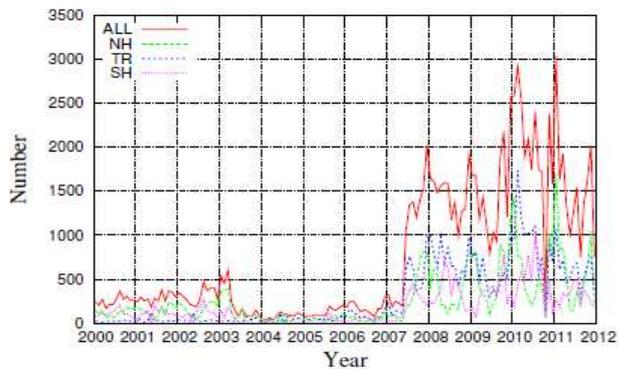
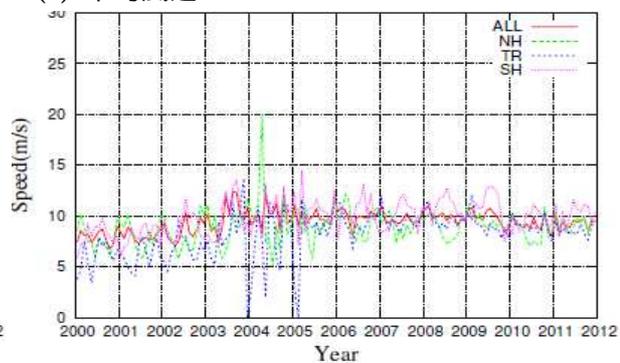


図 41 赤外 1 上層（中層は含まない）風対ゾンデ統計時系列（2000-2012） $QI>0.85$

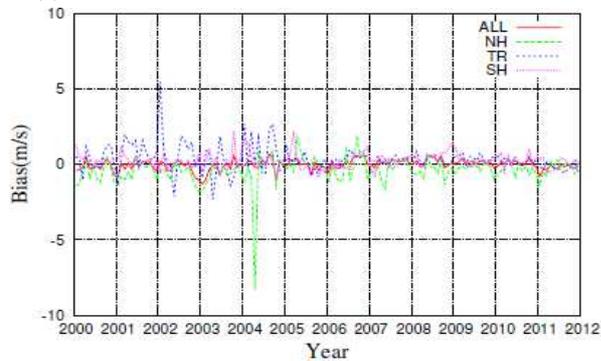
(a) 算出数



(b) 平均風速



(c) 風速バイアス



(d) RMSVD

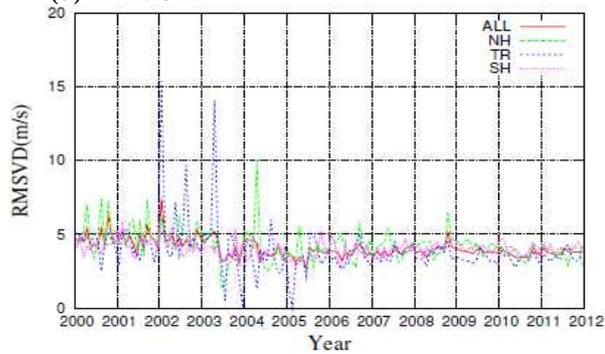


図 42 赤外 1 下層風対ゾンデ統計時系列（2000-2012） $QI>0.85$

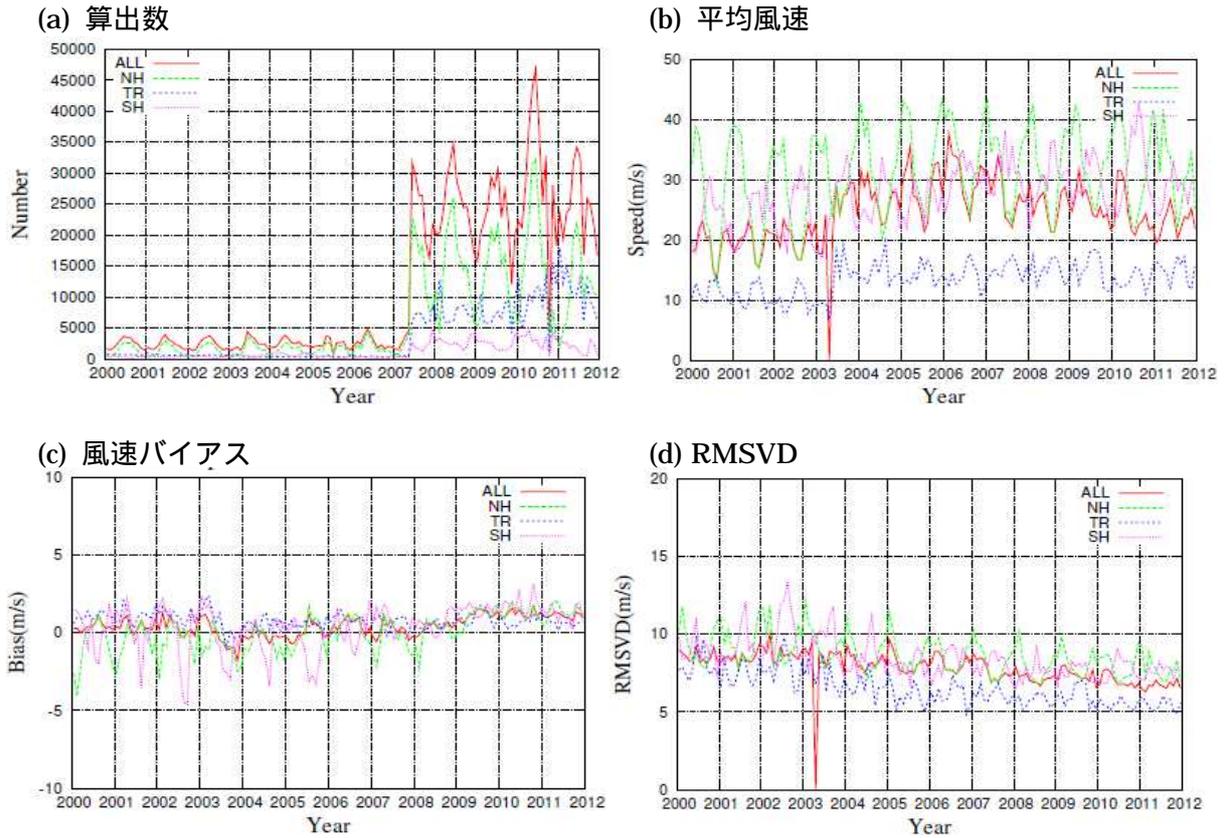


図 43 曇天域水蒸気風の対ゾンデ統計時系列 (2000-2012) QI>0.85

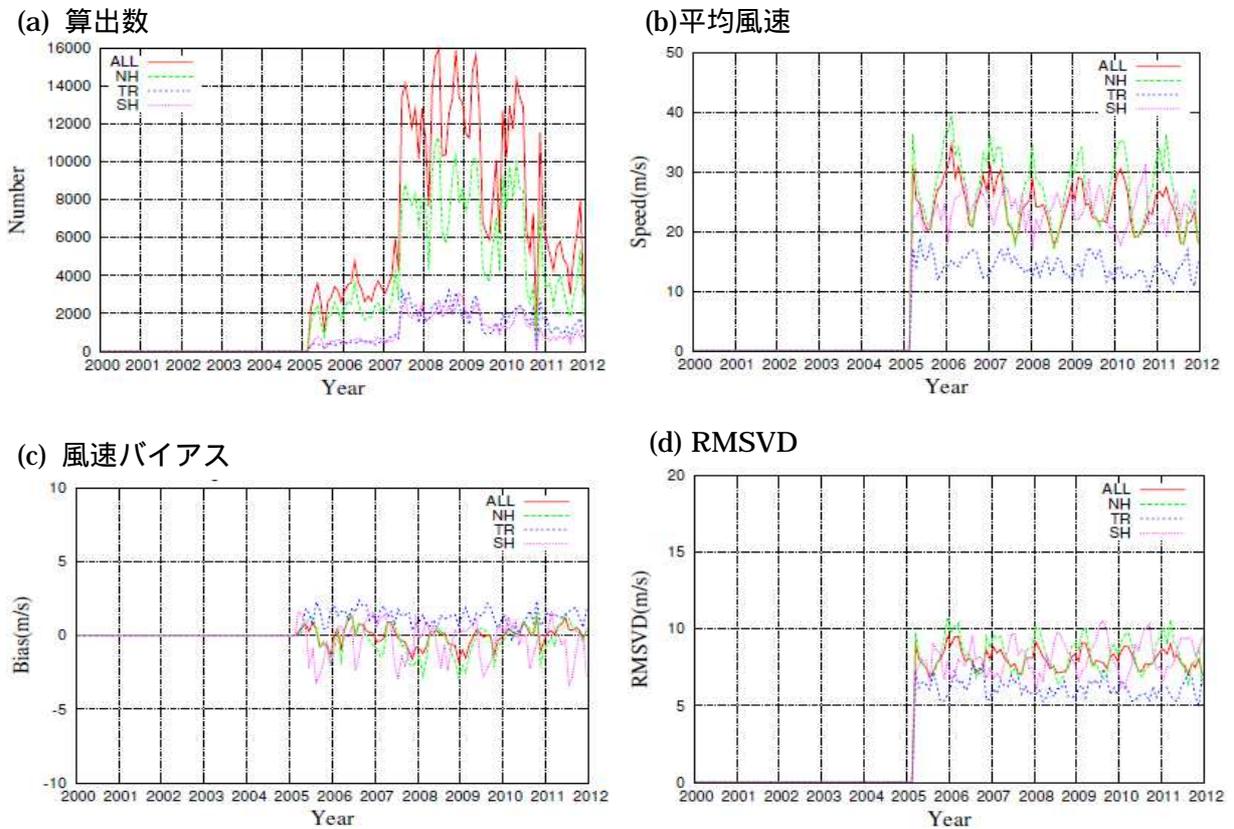


図 44 晴天域水蒸気風の対ゾンデ統計時系列 (2000-2012) QI>0.85

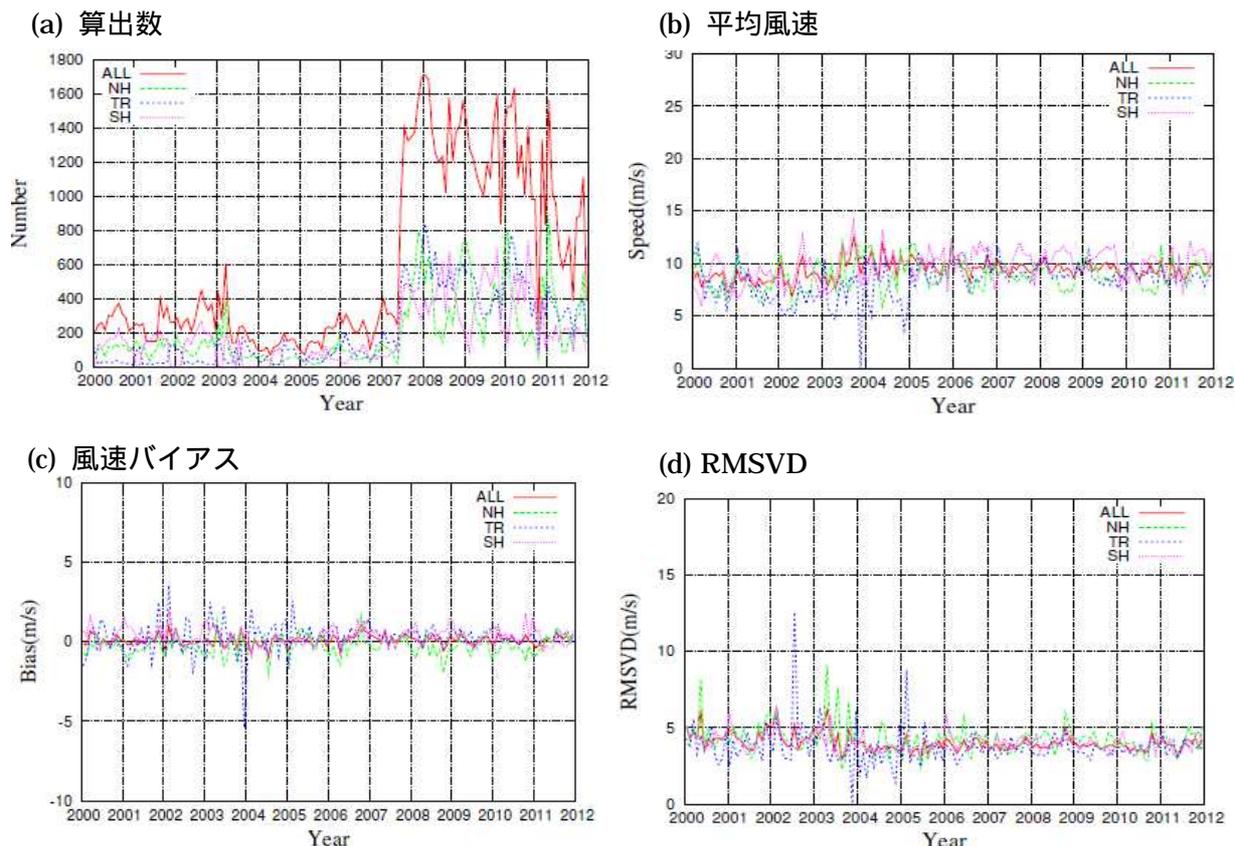


図 45 可視風の対ゾンデ統計時系列 (2000-2012) QI>0.85

熱帯の風速にも同様な周期変動が見られるが、平均風速は 15 m/s 程度と小さく、南半球や北半球ほど顕著でない。風速バイアスの時系列を見ると、ジェットが強まる冬半球で比較的大きな負の風速バイアスを持っていることがわかる。ジェット領域での負バイアスは、海外のセンターで算出された大気追跡風にもみられ、大気追跡風における世界共通の主要問題として認識されてきた。Forsythe and Saunders (2008) では、この負の風速バイアスの原因として次の 5 つを挙げている：

1. 算出される風ベクトルは空間的・時間的に平均されたものなので、(時間的・空間的に大きく変動する)強風域では、1つの時間・場所で代表しようとする代表性が悪い
2. 大気追跡風はある大きさを持った鉛直

層の動きを追跡しているが、高度指定は一点のみを指定するため誤差が生じる

3. 雲は基本的にジェット軸から少しずれたところ(上下、もしくは横)に存在するため、ジェット軸の強風域より遅い
4. 風に流されて移動する雲の移動速度は、実際の風速に達するまでの時定数が大きい。そのため、大気追跡風では風速を過小評価する(雲がパッシブトレーサーでない)
5. 高度指定の系統的な誤差

図 41、図 43 及び 図 44 を確認すると、強風域でみられる上・中層風の負バイアスは、最近も多少は見られるものの、算出手法の改良によってその大きさは小さくなってきていることがわかる。具体的には、2007 年 5 月の上・中層

風へ最頻高度法と黒体線補正アルゴリズムの導入（今井・小山, 2008）2009 年 5 月のテンプレートサイズの変更と CCC 法導入（Oyama, 2010）の時期に、負バイアスが大きく減少している。しかし、曇天域水蒸気風では、この負バイアスが改善した代わりに、2009 年の中ごろから 1 m/s 程度の正（強風）バイアスが見られるようになってきている*14。RMSVD については、平均風速が大きく、負バイアスの大きな冬季で大きくなる傾向は依然とみられるが、その大きさは上述の改良のおかげで、年々小さくなってきている。近年の、上層風（ $QI > 0.85$ ）のゾンデと比較した時の品質は、風速バイアスが $-2 \sim 2$ m/s 程度、RMSVD は $5 \sim 8$ m/s 程度である。

・下層風

ゾンデ観測データに対する下層風（赤外 1 下層風（図 42）、可視風（図 45））の特徴を確認する。算出数は上層風とは逆に、冬半球で多く夏半球で少ない傾向がある。平均風速を見ると、上・中層風よりも傾向は小さいが、冬に平均風速が大きく夏に小さい傾向がある。風速バイアスは、冬の北半球でやや負バイアス傾向にあるものの、北半球・熱帯・南半球とも 0 m/s 付近にあり安定している。RMSVD も 2005 年ごろ以前は少しばらつきがあるものの、近年はどの地域・どの季節でも 4 m/s 程度となっている。

3.3 精度評価（対数値予報第一推定値）

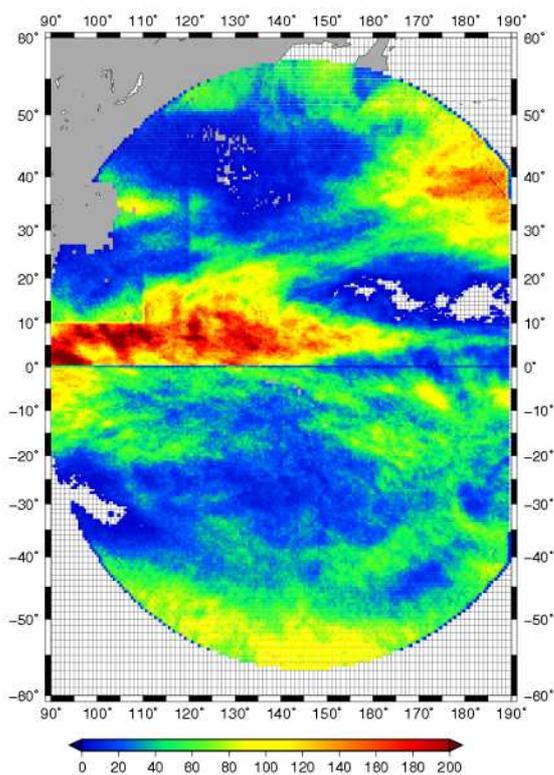
3.1 節で述べたように、ゾンデ観測は、陸上の高層気象観測点及び船舶による観測に限られているため、広範囲かつ高密度に算出される大気追跡風の特徴を把握するには限界がある。面的に大気追跡風の特徴を把握するためには、数値予報の第一推定値との比較による評価がよく行われる。

この節では、MTSAT-2 データから算出した大気追跡風を GSM の第一推定値と比較した結果を示す。ここで、数値予報データを時間的・空間的に（線形）内挿して大気追跡風と数値予報データのコロケーションを行った。また、 $QI > 0.8$ の大気追跡風ベクトルのみを統計に使用した。ここで、0.8 という閾値は、数値予報 QI による数値予報モデルの寄与が大きすぎない範囲で（第 2.4.1 節）、品質の良いベクトルの閾値となることを期待して採用した。さらに、ここで示す統計値はその月の毎時大気追跡風データについて計算したものであるため、15 分、30 分、60 分間隔の衛星画像から算出された特徴の異なる風データが混在していることに注意されたい（2.2.1 節）。特に、北半球と南半球で MTSAT の観測スケジュールが違うこととともない、大気追跡風の算出に用いる画像の撮像時間間隔が南北半球で大きく異なる*15（図 1）。

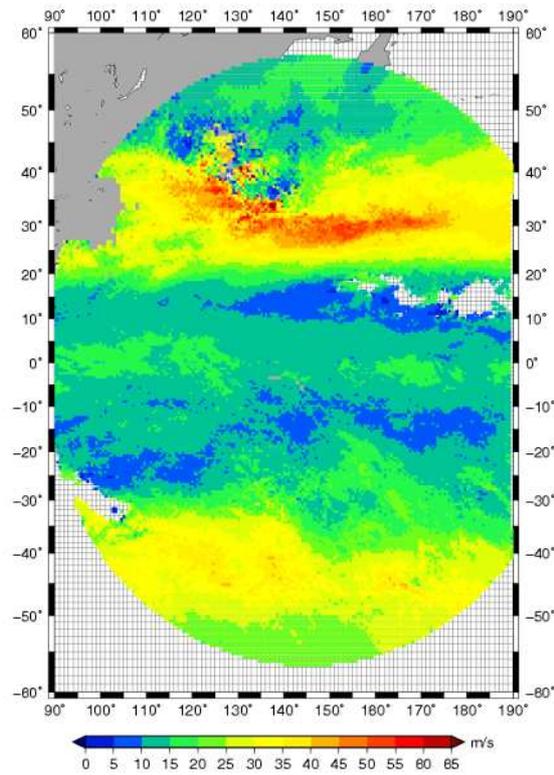
図 46～51 に、北半球上層で負の風速バイア

¹⁴ Sohn and Borde (2008) や、Daniels and Bresky (2010) の調査によると、テンプレートサイズを小さくすると算出される大気追跡風の風速が増加することが指摘されており、テンプレートサイズを小さくしたことが品質の変化に寄与した可能性がある。また、高度指定の観点からは、Cotton (2012) のモデルベストフィットレベルを用いた調査（付録 A2）によると、気象衛星センターが算出した曇天域水蒸気風は、実際の高度より低い高度に割り付いている可能性が指摘されている。

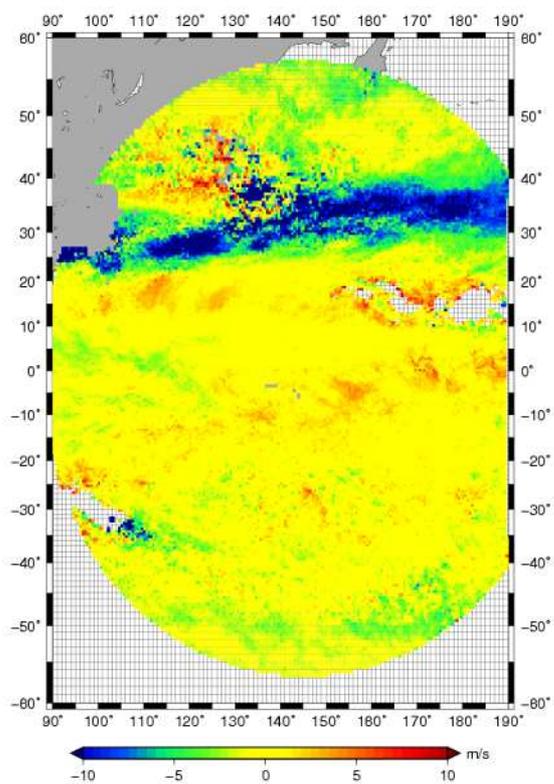
¹⁵ 画像撮像間隔による具体的な影響は、撮像時間が長くなるほどターゲットが変形・消散するためにターゲットを追跡できなくなるので、大気追跡風算出数が大きく減少することである。また、時間スケールの変化にともなった風ベクトルの品質の変化が見られる（Takano and Saito, 1986）。



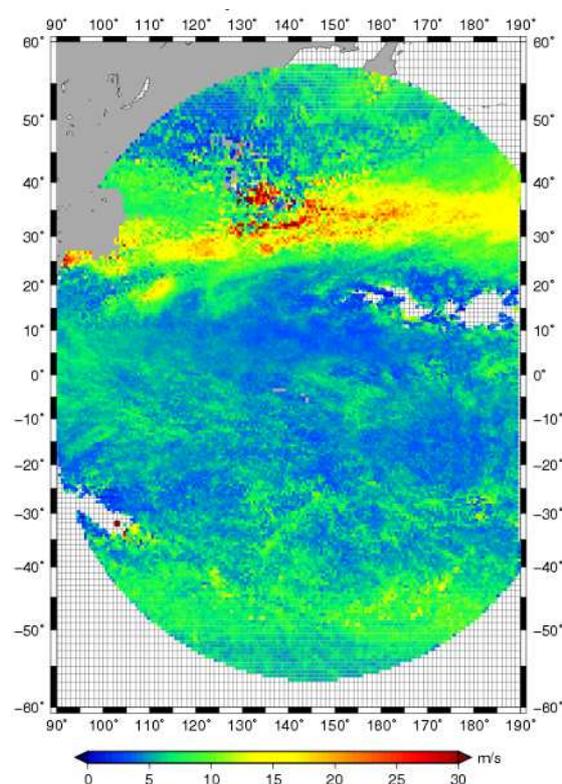
(a) 算出数



(b) 平均風速 (m/s)



(c) 風速バイアス(m/s)



(d) RMSVD (m/s)

図 46 2011 年 1 月 赤外 1 上・中層風の水平面マップ (QI>0.80)

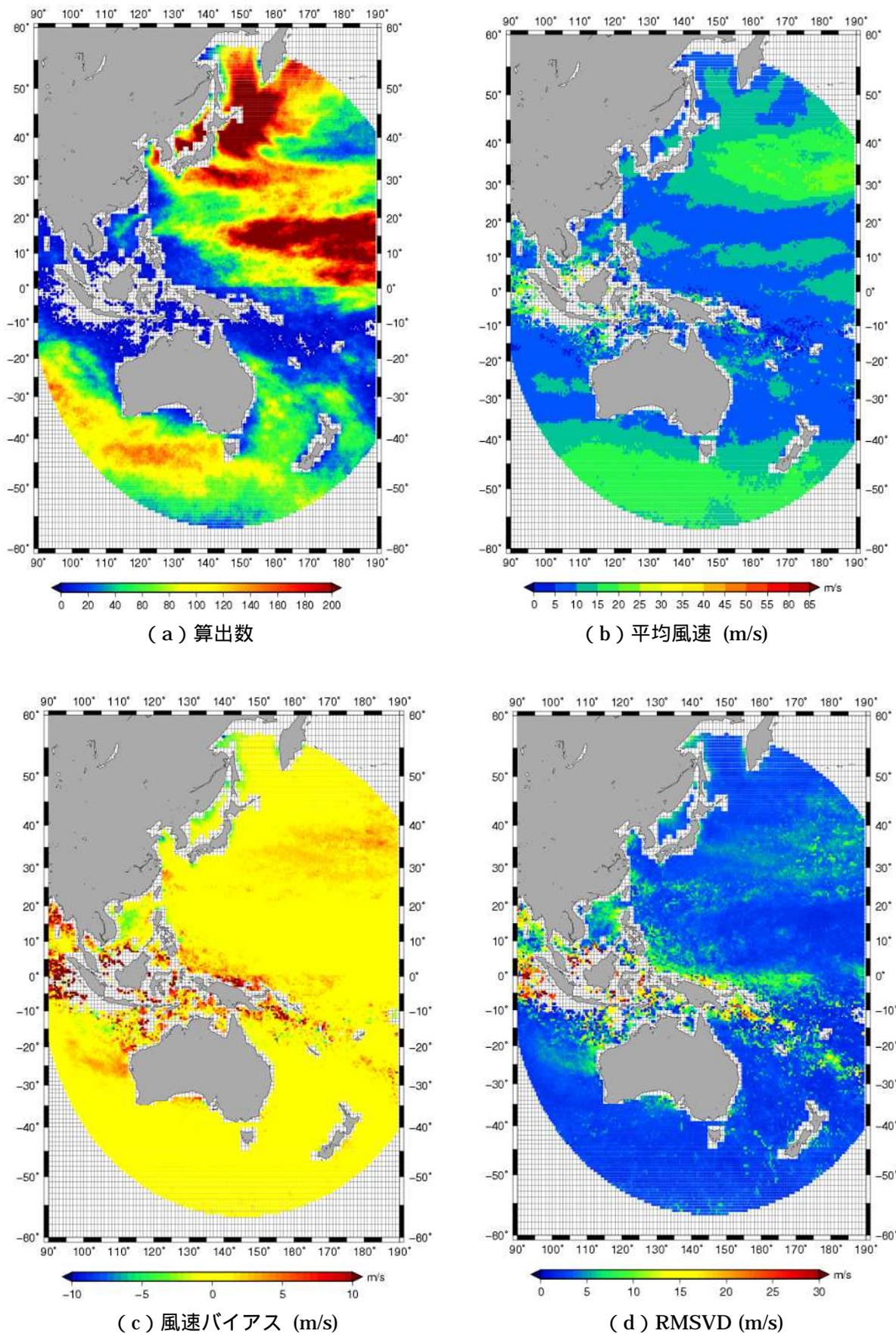
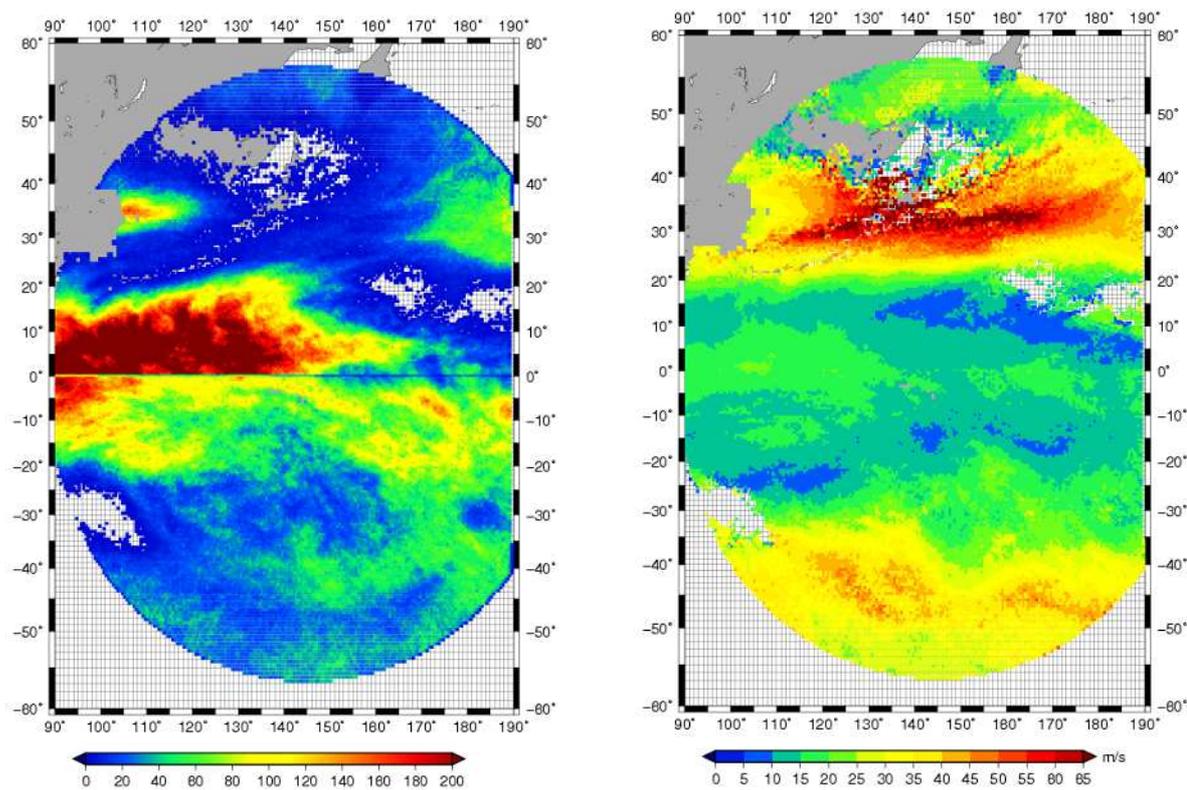
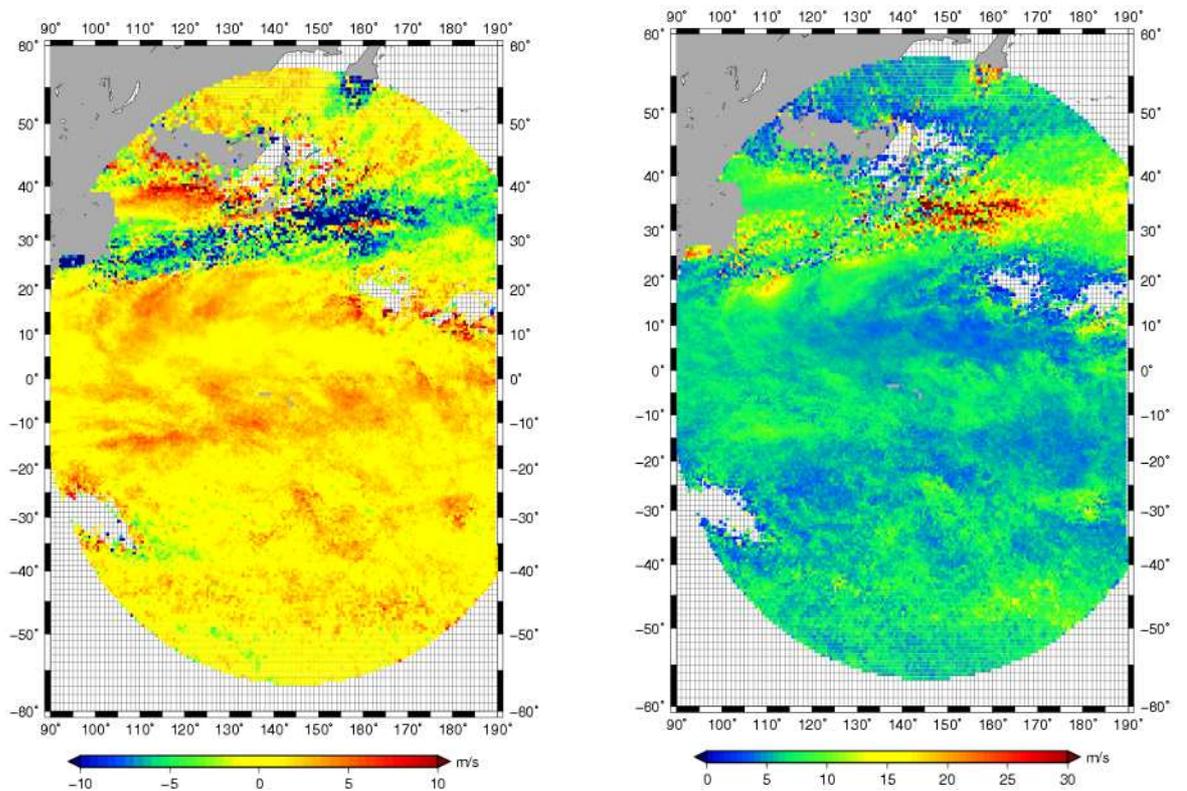


図 47 2011 年 1 月 赤外 1 下層風の水平面マップ (QI> 0.80)



(a) 算出数

(b) 平均風速 (m/s)



(c) 風速バイアス (m/s)

(d) RMSVD (m/s)

図 48 2011 年 1 月 曇天域水蒸気風の水平面マップ (QI > 0.80)

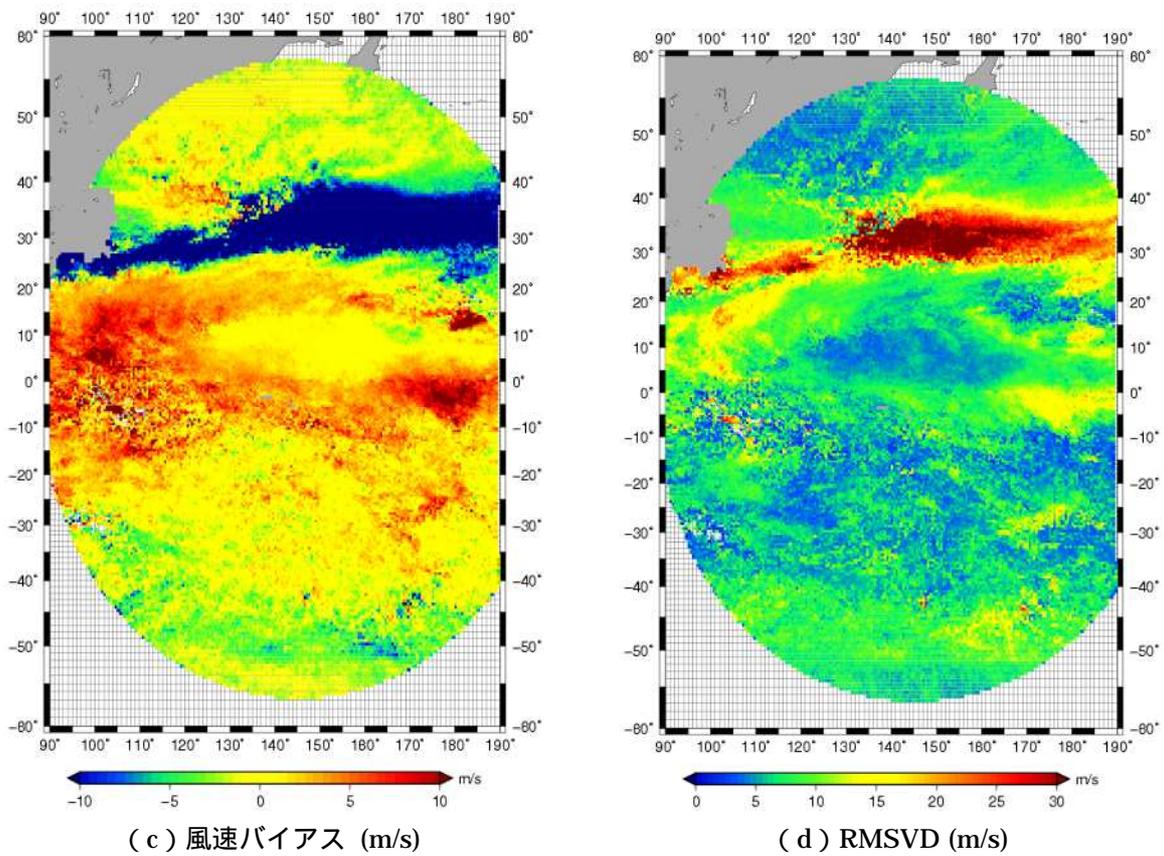
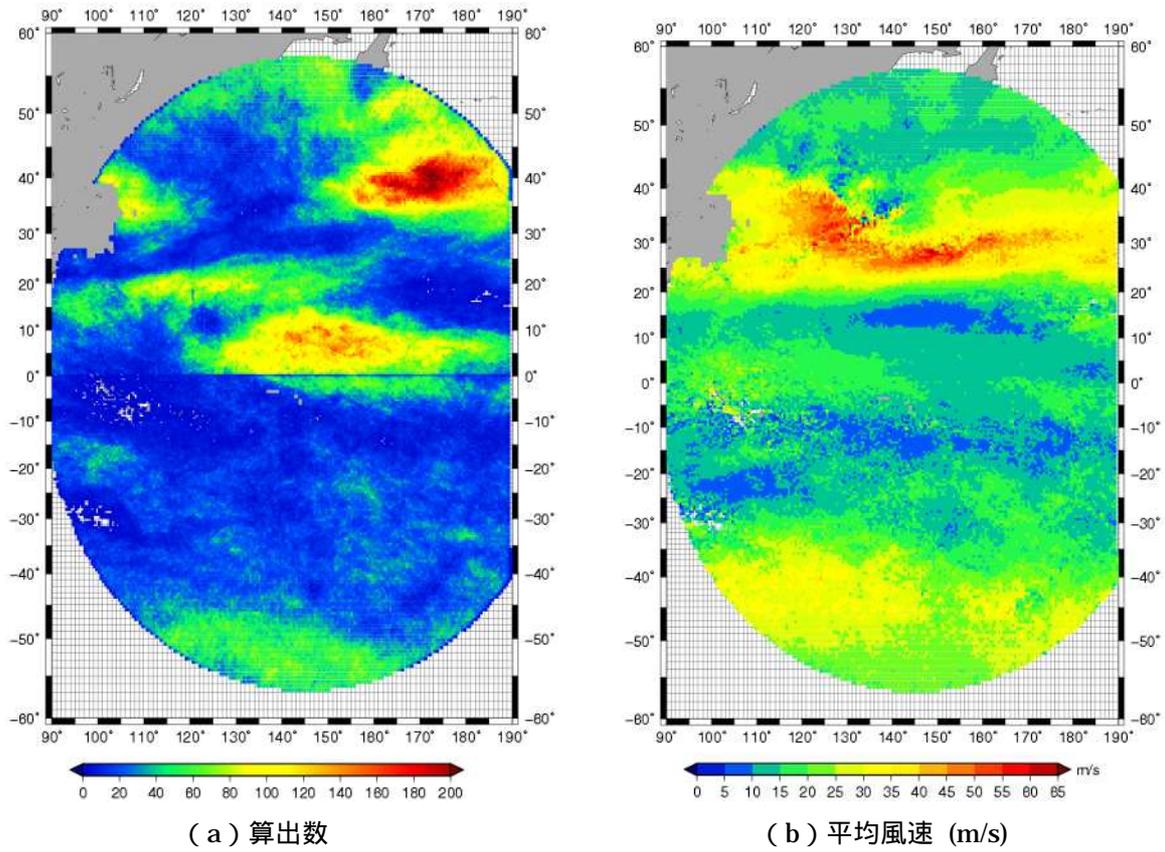
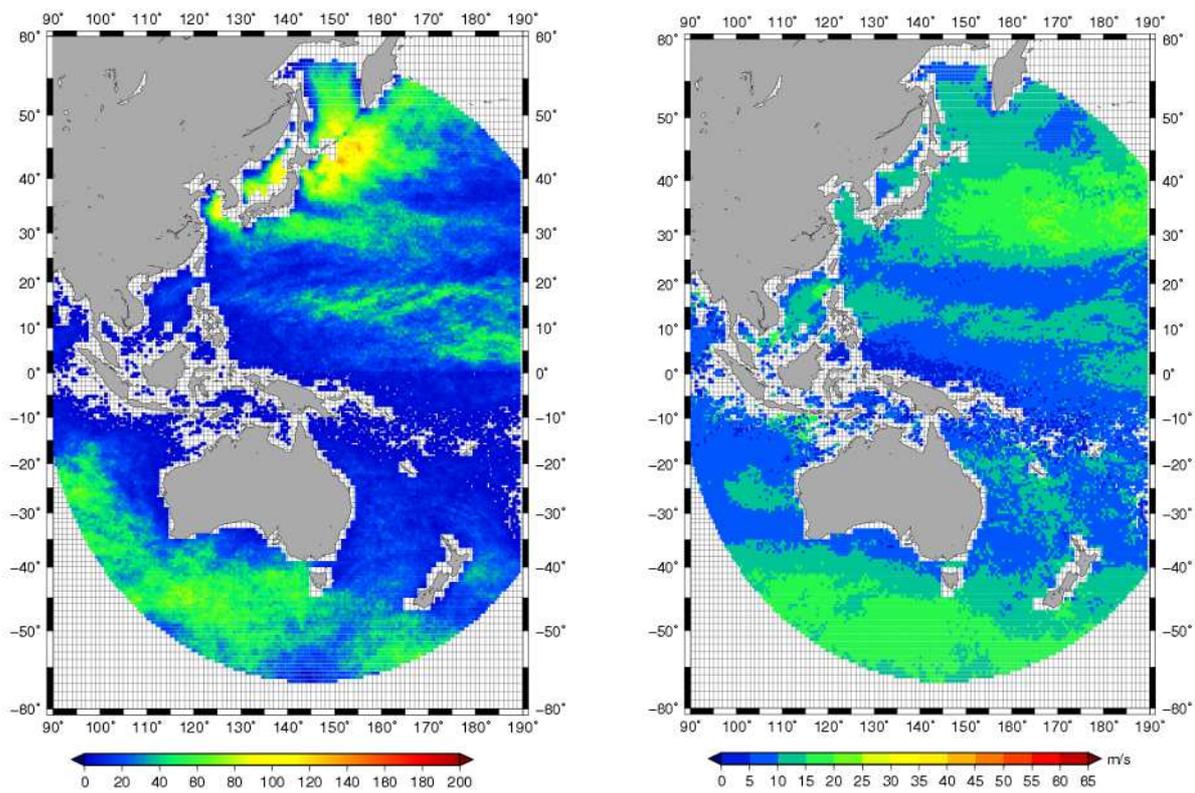
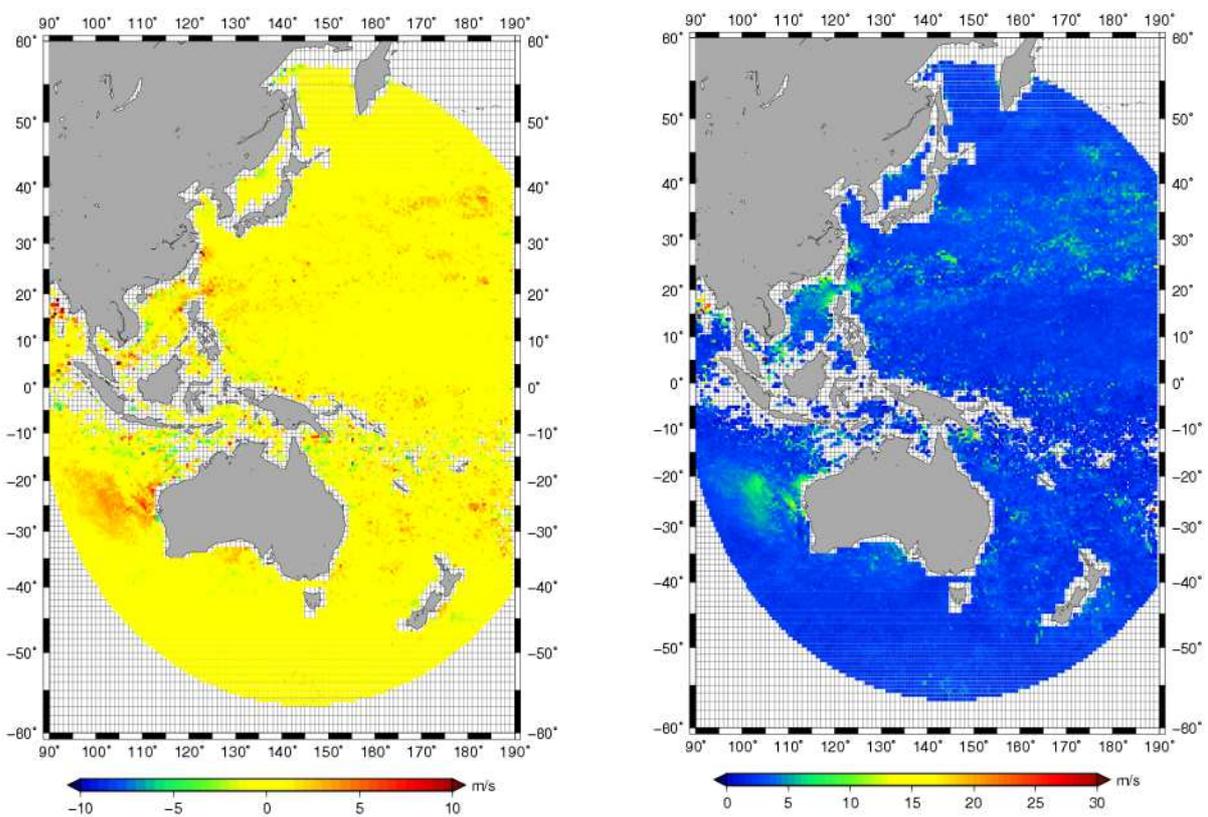


図 49 2011 年 1 月 晴天域水蒸気風の水平面のマップ (QI > 0.80)



(a) 算出数

(b) 平均風速 (m/s)



(c) 風速バイアス (m/s)

(d) RMSVD (m/s)

図 50 2011 年 1 月 可視風の水平面マップ (QI > 0.80)

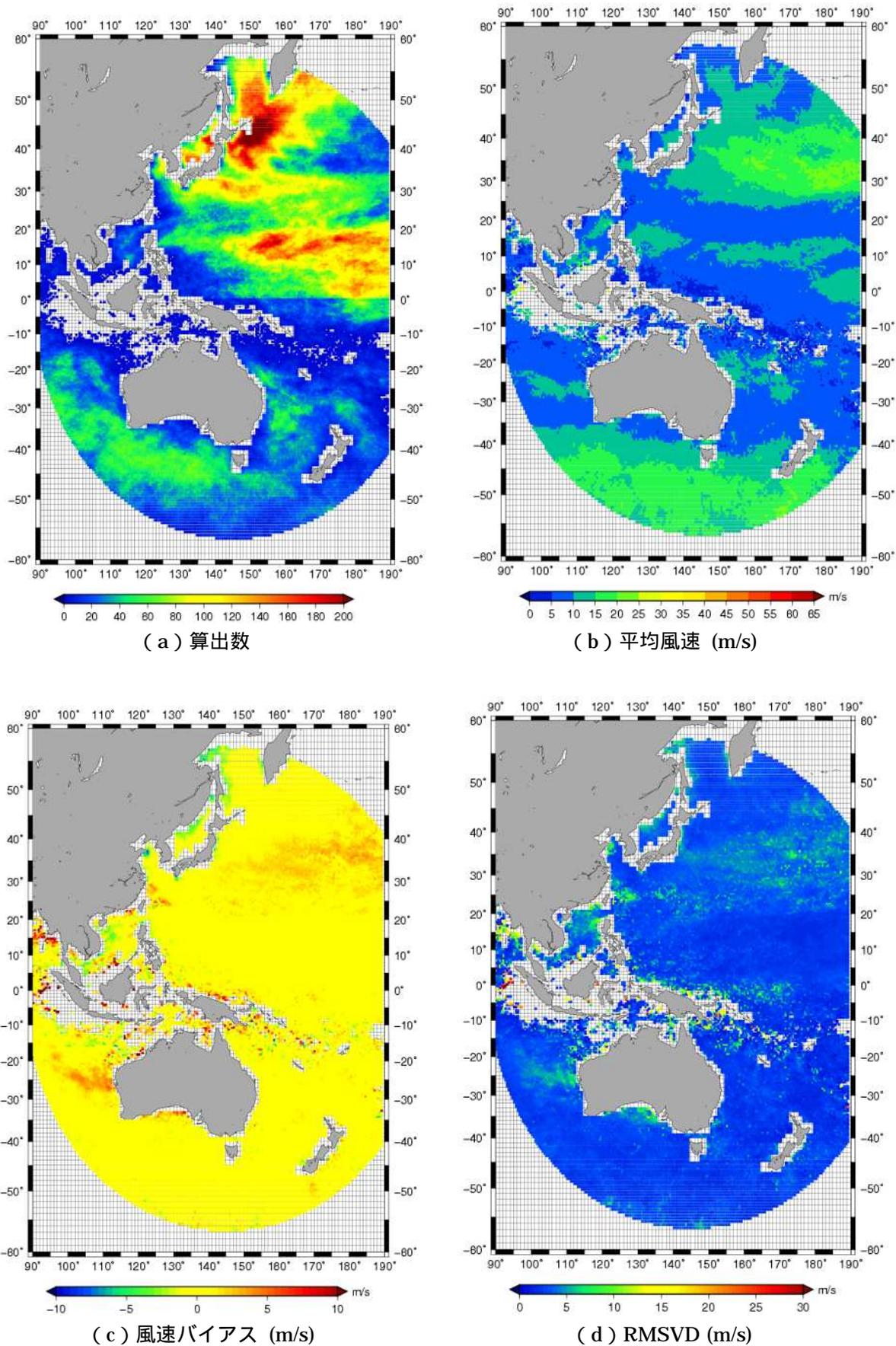


図 51 2011 年 1 月 赤外 4 風の水平面マップ (QI> 0.80)

スが顕著であった 2011 年 1 月の、緯経度ごと (0.5 度×0.5 度)の大気追跡風の算出数と平均風速、及び GSM 第一推定値に対する風速バイアスと RMSVD を示す。

ゾンデ観測との比較と同様に、上・中層風と下層風に分けてみていく。

・上・中層風

GSM 第一推定値に対する赤外 1 上・中層風 (図 46)、曇天域水蒸気風 (図 48)、晴天域上層風 (図 49) の特徴を確認する。算出数をこのように面的に見ると、上・中層風のターゲットの気候学的な出現頻度に応じて、上・中層風が算出されやすい地域と算出され難い地域があり、大気追跡風が算出される地域には大きな偏りがあることが分かる。ただし、赤外 1 上・中層風の算出数が中国大陸上で大きく減っているように見えるのは、2.1.6 節で説明したように、赤外 1 上・中層風は中国大陸上でターゲット指定点を半分に間引いているためである。平均風速を見ると、特徴的なのは、30N 付近に平均風速が 60 m/s 程度もある中緯度ジェットの強風域が観測されていることである。風速バイアスを見ると、中緯度ジェットの強風域に対応して -10 m/s にもなる大きな負の風速バイアスが見られ、この領域では RMSVD の値も大きいことがわかる。興味深いことに、負の風速バイアスが最も大きく観測されている領域と平均風速の水平マップで確認される強風軸とは少しずれているように見える。この中緯度ジェット以外の地域では、赤外 1 上・中層風では比較的バイアスや RMSVD は小さい。対して、曇天域・晴天域水蒸気風は、熱帯を中心として正の風速バイアス・やや大きな RMSVD が存在することがわかる。特に晴天域水蒸気風は、追跡・高度指定とも難しいため、赤外 1 上・中層風・曇天域水蒸気風に比べて精度が悪い。

・下層風

次に、GSM 第一推定値に対する赤外 1 下層風 (図 47)、可視風 (図 50)、赤外 4 風 (図 51) の特徴を確認する。算出数を見ると、上・中層風と同様にターゲットの気候学的な出現頻度に応じて、大気追跡風が算出される地域に偏りがあることが分かる。風速のバイアスの傾向を見ると、赤外 1 下層風において東南アジアの島の周辺で正の風速バイアスが顕著であり、その値が 10 m/s を越えるようなところもある。可視風では、赤外 1 下層風で東南アジアの島周辺に見られた正の風速バイアスはほとんど見られない。また、可視風ほど顕著ではないが、赤外 4 風も赤外 1 下層風と比べて東南アジアの島周辺において極端な正の風速バイアスが存在する地域が少なくなっている。この正の風速バイアスに関する考察は、付録 A2 の議論を参考にされたい。また、この熱帯における正の風速バイアスとは別に、赤外 1 下層風と赤外 4 風ではユーラシア大陸東岸に負の風速バイアスが見られる。この負の風速バイアスの原因の具体的な考察については付録の A3 を参照されたい。他の地域では、下層風の風速バイアスは比較的小さい。RMSVD については、上述の東南アジアの島周辺の大きな正の風速バイアスの存在する領域やユーラシア大陸東岸の大きな負の風速バイアスの存在する領域では大きな値をとるが、他の領域では比較的その大きさは小さい。

次に、大気追跡風の算出数、風速、及び GSM 第一推定値に対するバイアス、RMSVD の緯度帯平均 (Zonal mean) にみられる特徴を紹介する。緯度帯平均をとることで、大気追跡風の各緯度帯・高度帯の平均的な特徴を知ることができる。

図 52 ~ 図 57 はそれぞれ、赤外 1 上・中層風、下層風、曇天域水蒸気風、晴天域水蒸気風、可

視風、赤外 4 風の緯度帯平均（緯度 2.0 度×高度 10.0 hPa 間隔）した統計値を示す。(a)が算出数、(b)が平均風速、(c)が風速バイアス、(d)が RMSVD である。これらの図は、前出の水平面マップと同様、2011 年 1 月の月統計である。

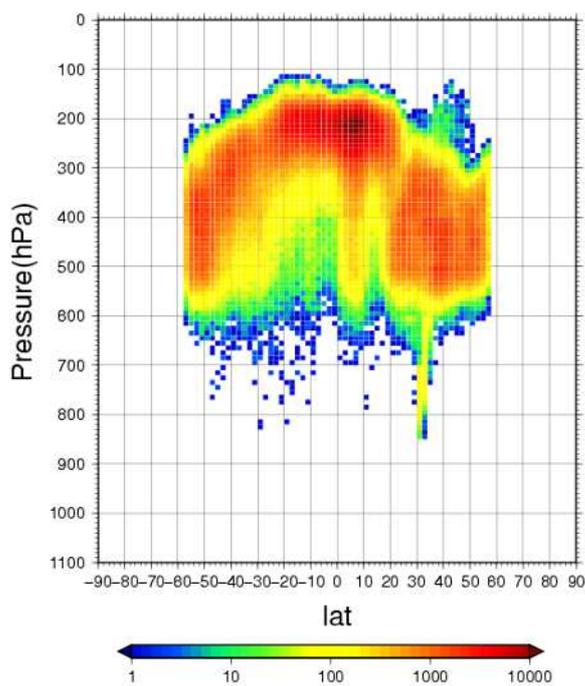
・上・中層風

赤外 1 上・中層風（図 52）、曇天域水蒸気風（図 54）、晴天域水蒸気風（図 55）の特徴を確認する。算出数を見ると、圏界面の高さ（対流圏の厚さ）に対応して、熱帯から緯度が高くなるにつれて算出される高度が低くなる傾向があることがわかる。圏界面の低い冬半球では夏半球と比べて少し低めの高度で算出されている。平均風速では、水平面マップと同様に中緯度ジェット領域が顕著である。風速バイアスを見ると、中緯度ジェットが卓越する風速の速い領域では、10 m/s を越える大きな負の風速バイアスがみられる。また、曇天域水蒸気風では、熱帯の 300 hPa ~ 400 hPa 付近に顕著な正の風速バイアスが見られる。熱帯のそれより上の高度では、正の風速バイアスは見られない。水蒸気風の正の風速バイアスの問題は、他センターが算出している大気追跡風にも熱帯収束帯を中心として見られるものである。しかし、気象衛星センターが算出する大気追跡風では熱帯を中心として広く広がっており、その傾向が顕著であるとの指摘もある（Cotton and Forsythe, 2010）。RMSVD は、通常の領域ではゾンデ観測と同様 5 m/s ~ 10 m/s の範囲にあるが、ジェット軸などバイアスの大きな場所では 20 m/s を越えることもある。

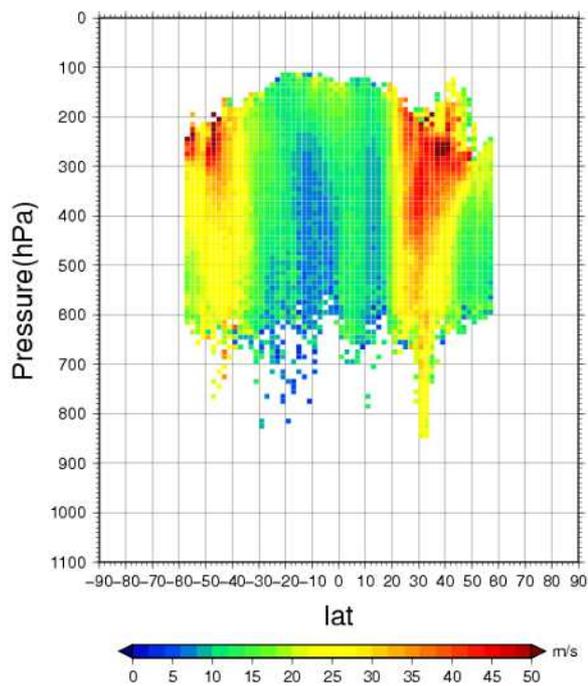
・下層風

赤外 1 下層風（図 53）、可視風（図 56）、赤外 4 風（図 57）の特徴を確認する。算出数の図からすぐに目につくのは、850 hPa 面をほとんど分布が不自然な点である。これは、下層風の高度指定で高度上限（850 hPa）を設けている

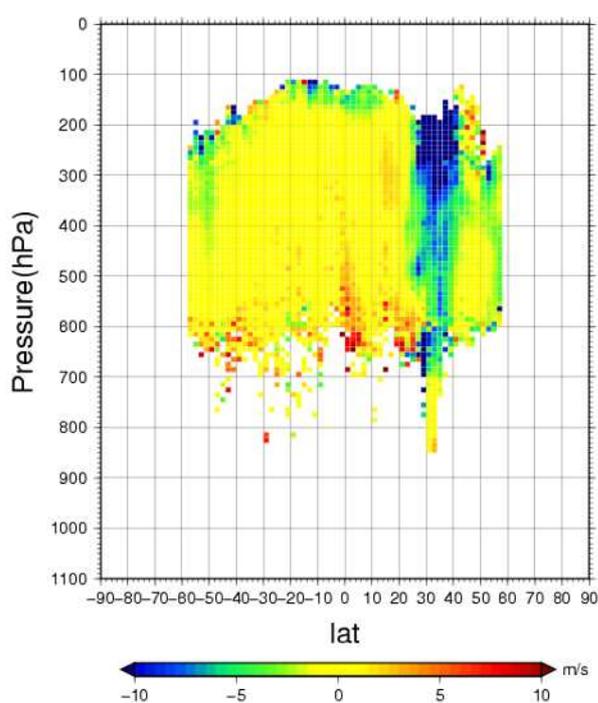
ことによる（2.3.3 節参照）。下層風の高度分布はこの 850 hPa 付近から下の高度を中心に狭い区間に分布している。このため、700 hPa ~ 850 hPa の高度は、大気追跡風がほとんど算出されない領域となっている。平均風速を見ると、中緯度では 15 ~ 20 m/s 程度の風速であり、強風軸は 900 hPa より少し下の高度にあるように見える。熱帯での平均風速は 5 ~ 10 m/s 程度と小さい。風速バイアスについて見ると、赤外 1 下層風と赤外 4 風の 50N ~ 60N の 950 hPa ~ 1000 hPa 付近に比較的大きな負の風速バイアスがみられる。これは水平面マップ（図 47(c)、図 51(c)）において樺太やその北西の海岸付近に見られた負の風速バイアスと考えられ、日々のモニタリングにより、数は少ないが毎年冬、特に 1 月頃に見られることがわかってきている。他の領域での風速バイアスは、ほぼ全領域にわたって小さい。赤外 1 下層風の緯度帯平均（図 53(c)）では、水平面マップ（図 47）で見られた東南アジアの島周辺の強い正の風速バイアスが見られない。次に RMSVD について見ると、赤外 1 下層風は可視風や赤外 4 風と比較して熱帯域の RMSVD が大きい（可視風や赤外 4 風では 3 ~ 5 m/s 程度なのに対して、赤外 1 下層風では 10 m/s 程度）ことが特徴として挙げられる。



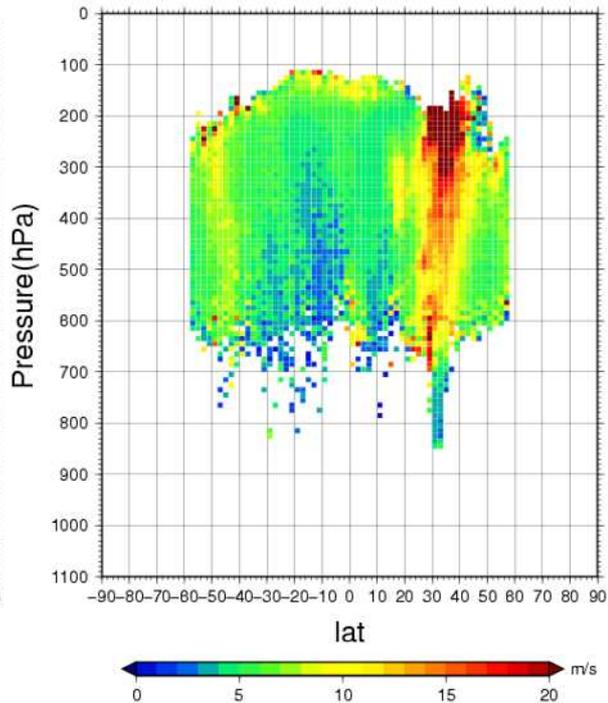
(a) 算出数



(b) 平均風速 (m/s)



(c) 風速バイアス (m/s)



(d) RMSVD (m/s)

図 52 2011 年 1 月 赤外 1 上・中層風の緯度帯平均 (QI > 0.80)

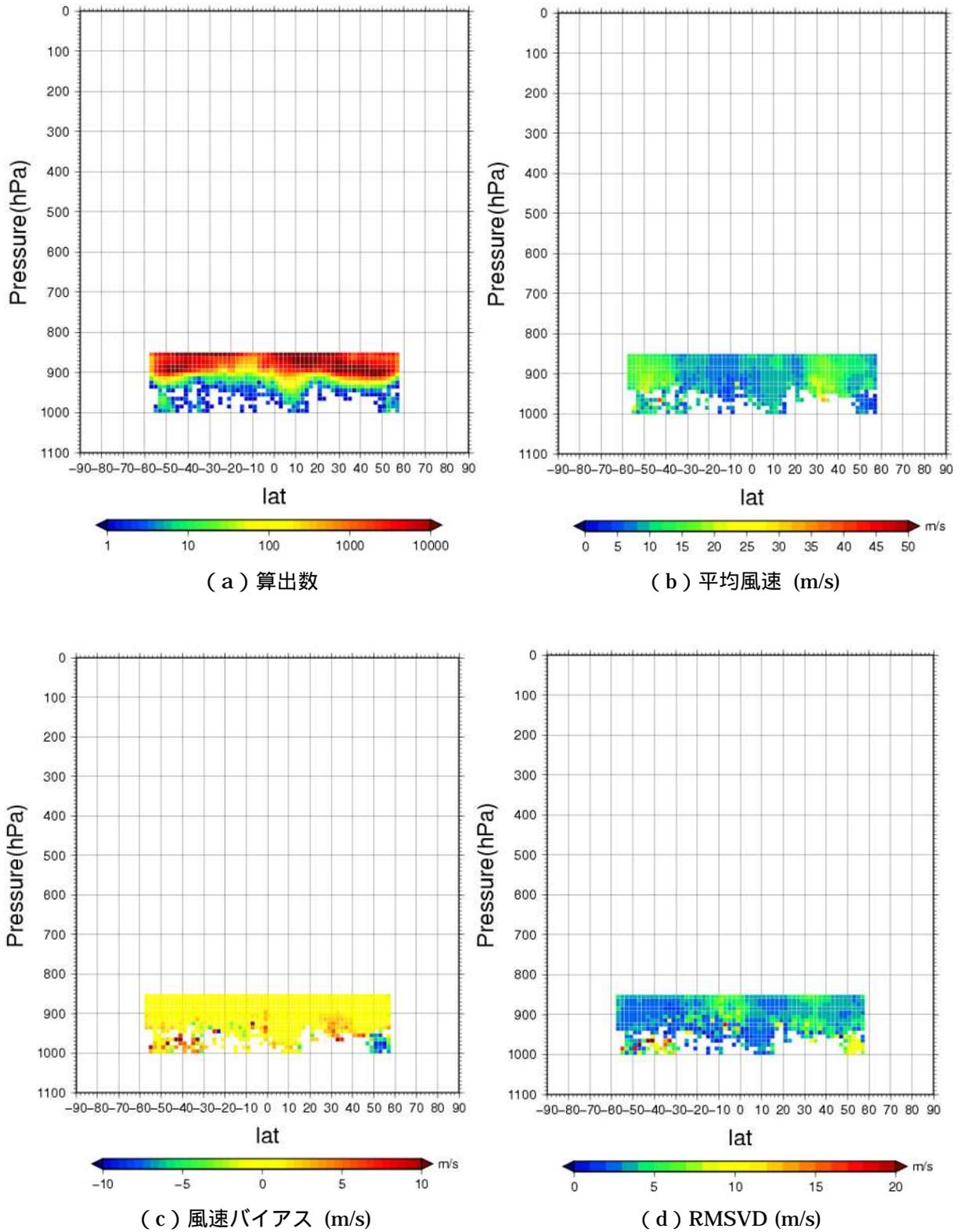


図 53 2011 年 1 月赤外 1 下層風の緯度帯平均 (QI>0.80)

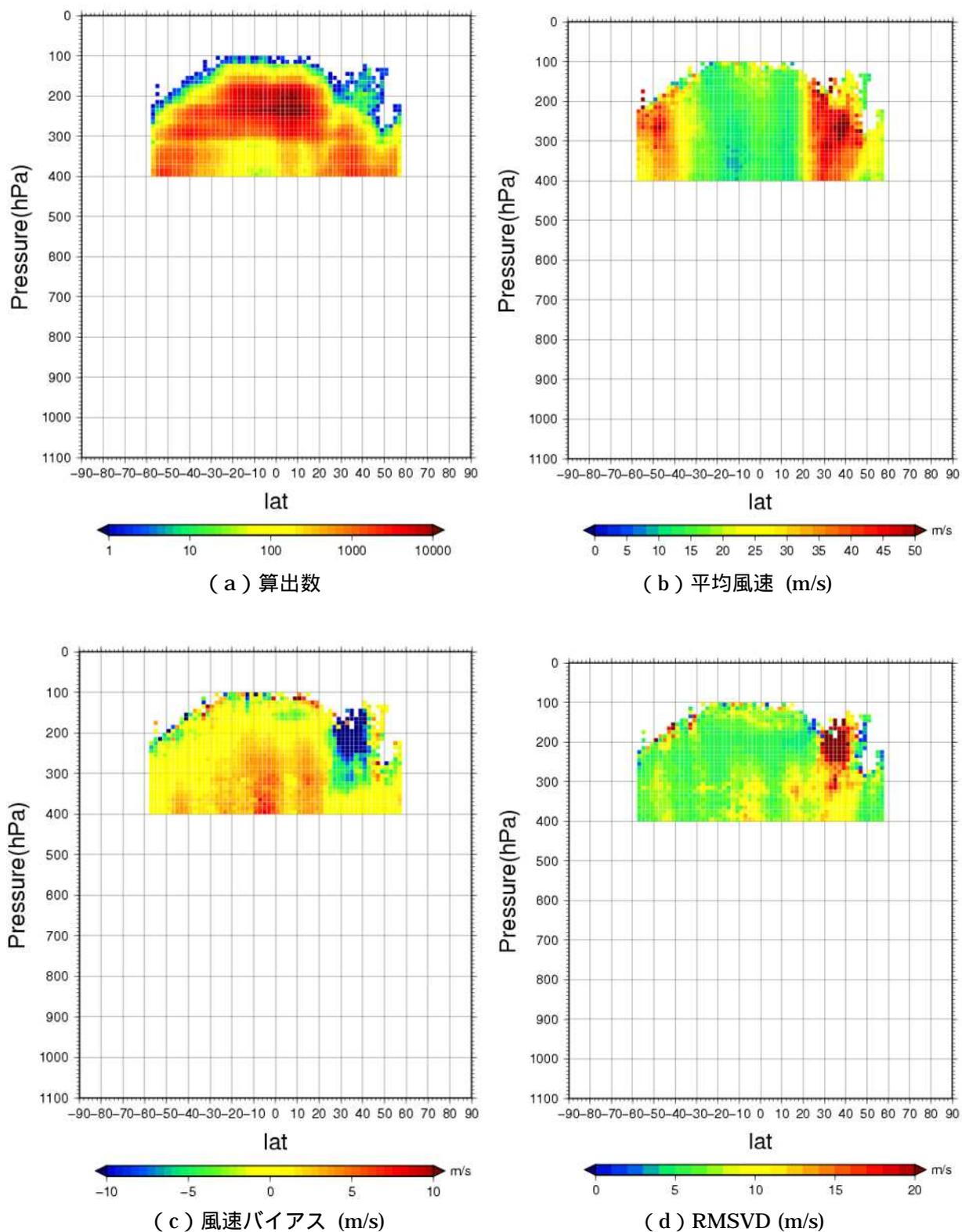
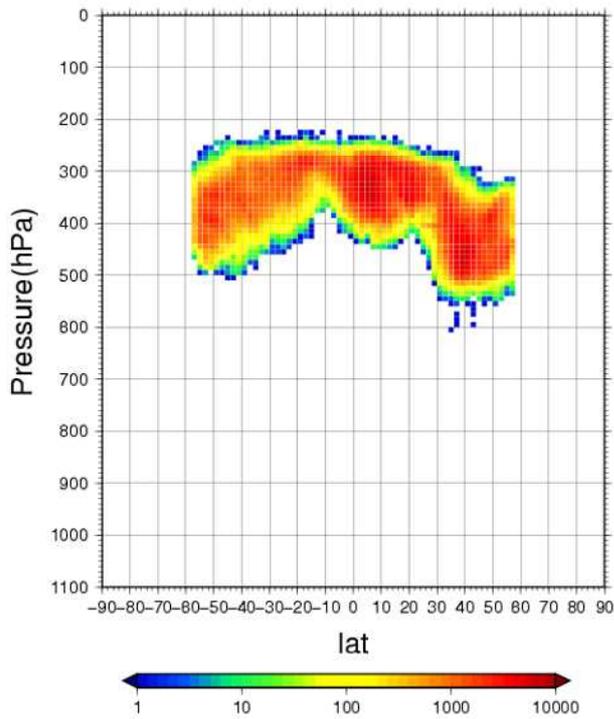
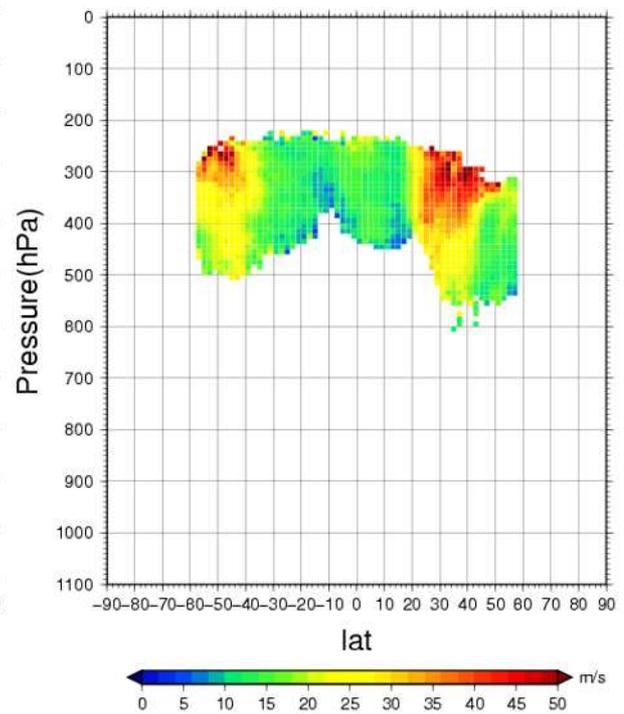


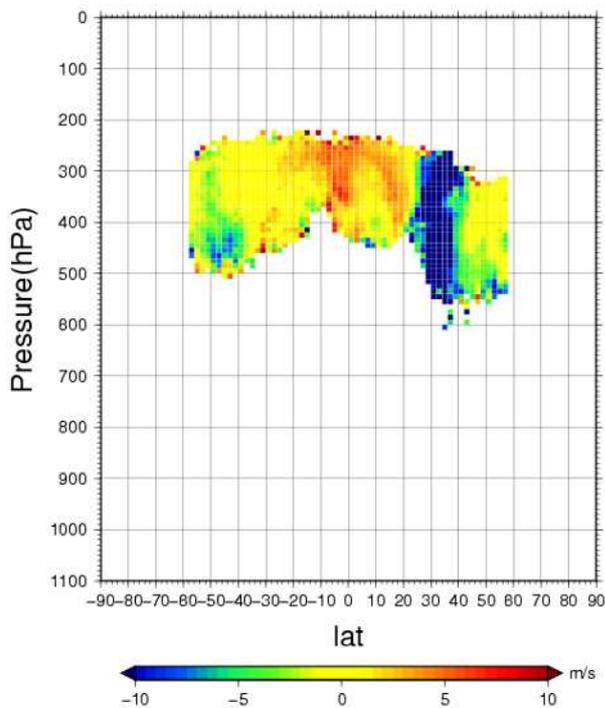
図 54 2011 年 1 月 曇天域水蒸気風の緯度帯平均 (QI > 0.80)



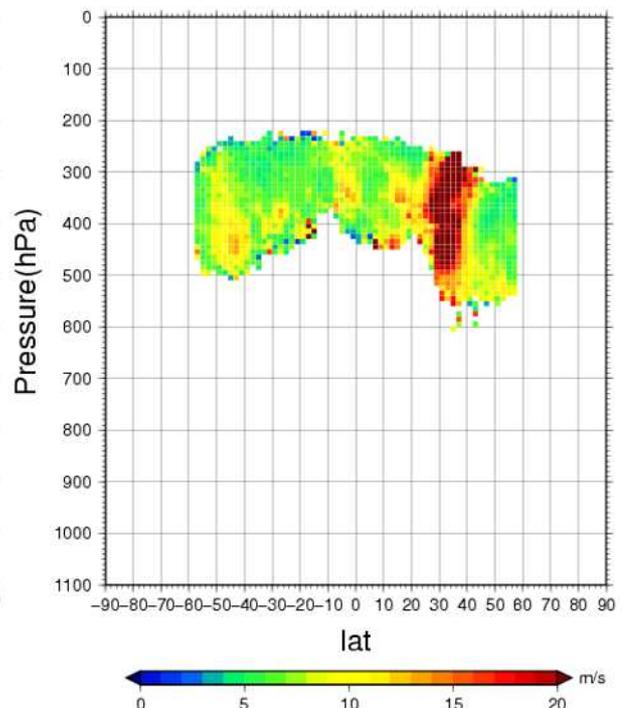
(a) 算出数



(b) 平均風速 (m/s)

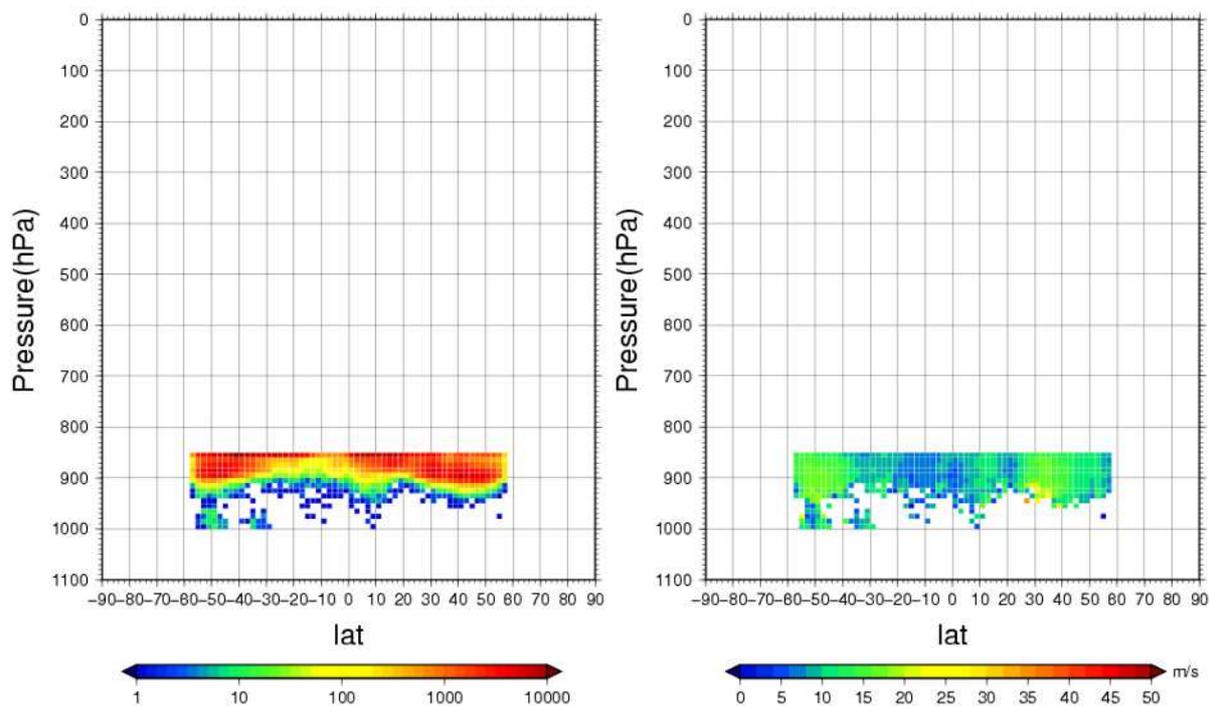


(c) 風速バイアス (m/s)



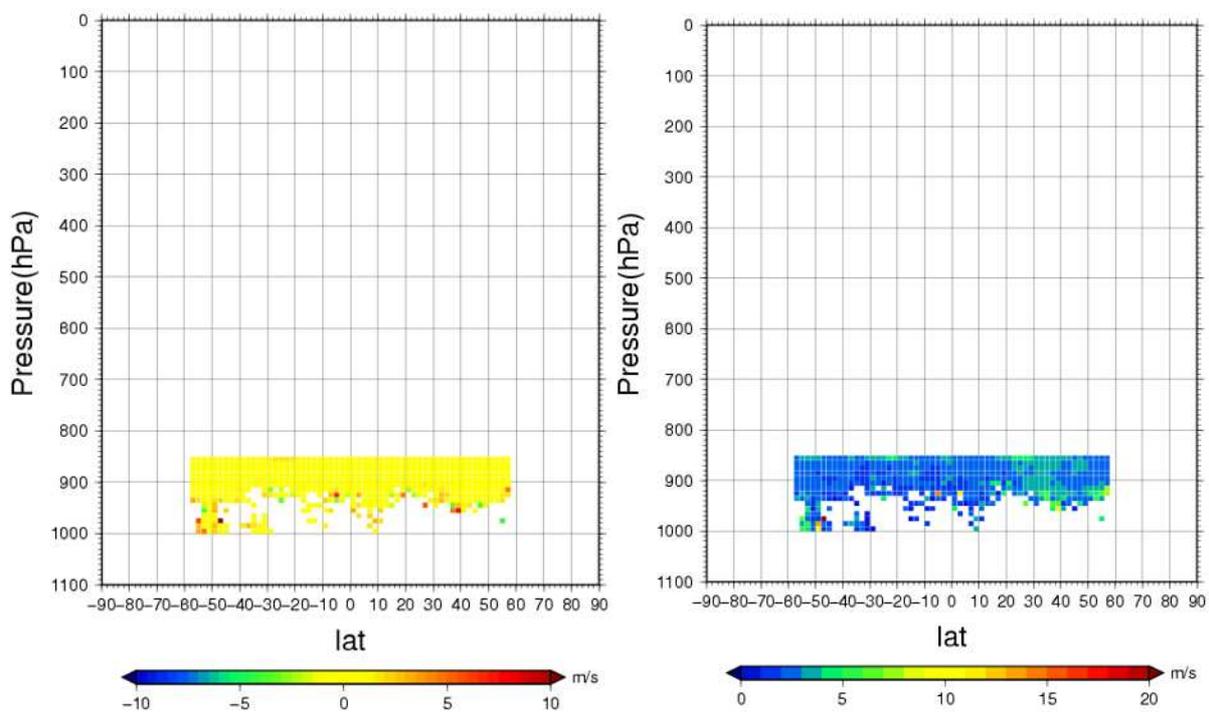
(d) RMSVD (m/s)

図 55 2011 年 1 月 晴天域水蒸気風の緯度帯平均 (QI > 0.80)



(a) 算出数

(b) 平均風速 (m/s)



(c) 風速バイアス (m/s)

(d) RMSVD (m/s)

図 56 2011 年 1 月 可視風の緯度帯平均 (QI > 0.80)

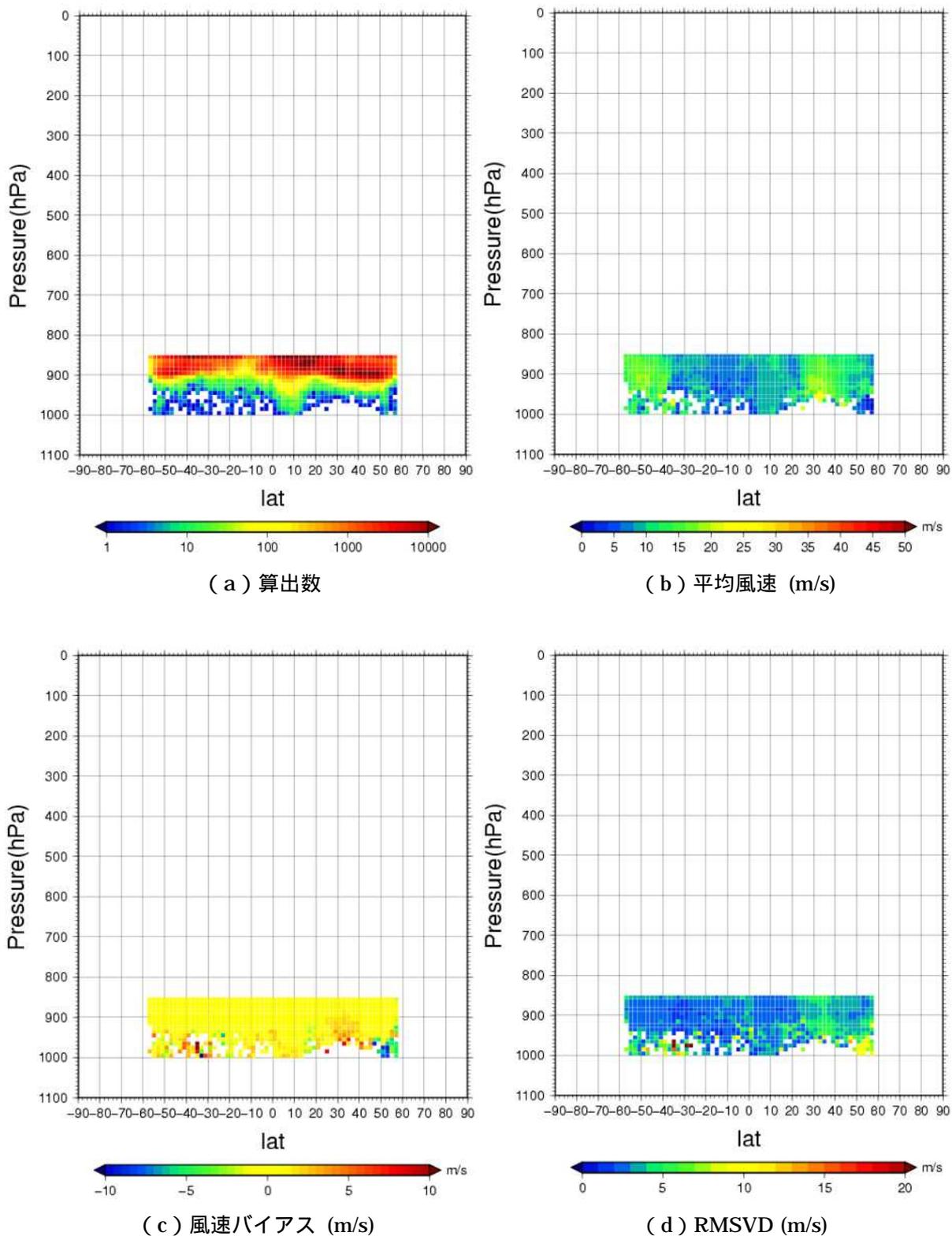


図 57 2011 年 1 月 赤外 4 風の緯度帯平均 (QI > 0.80)

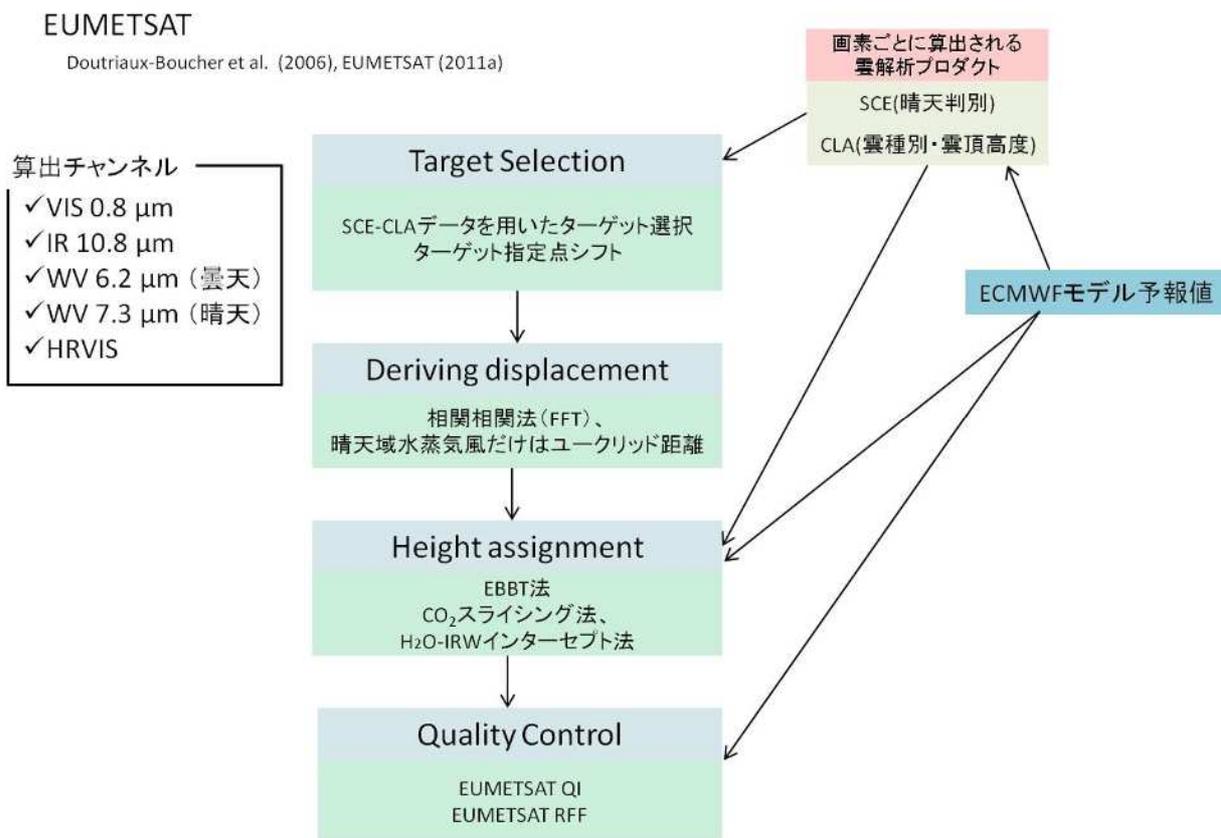


図 57 EUMETSAT の大気追跡風算出フローチャート

4. おわりに

4.1 主要な大気追跡風を算出しているセンターのアルゴリズムとの比較

これまで気象衛星センターの大気追跡風プロダクトのアルゴリズムやその精度について詳細に見てきた。しかし、大気追跡風プロダクト算出アルゴリズムを把握するためには、他の大気追跡風算出センターが採用しているアルゴリズムと気象衛星センターのアルゴリズムとの比較を行うことで違う角度から眺めてみることも重要である。そこで、EUMETSAT、NOAA/NESDIS (UW-CIMSS で開発したアルゴリズムを使用) という 2 つの主要な算出センターによる大気追跡風の算出アルゴリズムを

簡単に紹介する^{*16}。さらに詳しい内容は参考文献を参照されたい。

・ EUMETSAT

EUMETSAT は、東経 0 度付近で運用している静止気象衛星 Meteosat の観測データを使用して、大気追跡風を算出している。2005 年に運用開始された Meteosat-8 を始めとする Meteosat Second Generation (MSG) は、現時点では静止気象衛星で最多の 12 チャンネルを持っており (Schmetz et al., 2002) そのチャンネルの多さを利用したプロダクトが作成されている。

EUMETSAT の大気追跡風プロダクト算出のフローチャートを示すと図 57 のようになる

¹⁶ これらのセンターでは、極軌道衛星データからも大気追跡風を算出しているが、ここでは静止気象衛星データを用いた大気追跡風アルゴリズムの紹介にとどめる。

(Doutriaux-Boucher et al., 2006; EUMETSAT, 2011a)

ターゲット選択、追跡、高度指定、品質指標付加という流れは、気象衛星センターのアルゴリズムと同じである。しかし、EUMETSAT では、多チャンネルの優位性を生かし、晴天判別や雲相、雲頂高度などを詳しく解析することによって(シーン解析(SCE)・雲解析(CLA))、雲の有無や雲頂高度などの雲情報を画素ごとに付加したプロダクトを作成している。このプロダクトをもとにターゲット選択や高度指定を行うことで高品質の大気追跡風の算出を可能にしている。高度指定処理では MTSAT シリーズにはない 13 μ m 付近を中心波長に持つ CO₂ チャンネルを用いた CO₂ スライシングという手法 (Menzel et al., 1983) も高度指定処理に採用されている。また、曇天域・晴天域に対応する 2 つの水蒸気チャンネルを利用して、水蒸気風を精度よく算出している。当初は、オゾンチャンネルで成層圏下層の風ベクトルを算出する予定であったが (Schmetz et al., 2002) 現在でも導入されていない。

・ NOAA/NESDIS (UW-CIMSS が開発したアルゴリズムを使用)

NOAA/NESDIS は 2 機の GOES シリーズ衛星を西経 75 度付近 (GOES-EAST) と西経 135 度付近 (GOES-WEST) で運用しており、これらの 2 機の衛星から現業的に大気追跡風を算出している。GOES の衛星画像から算出される NOAA/NESDIS の大気追跡風プロダクトは、CIMSS で開発された算出アルゴリズムをほぼそのまま採用している (Velden and Bedka, 2009)

図 58 に NOAA/NESDIS の大気追跡風プロダクト算出アルゴリズムのフローチャートを示

した (Nieman et al., 1997; Velden et al., 1998; Olander, 2001)。現状の GOES シリーズは MTSAT シリーズとそれほど性能が変わらないが、NOAA/NESDIS の大気追跡風は気象衛星センターとは、少し違った手順を踏むアルゴリズムを採用している。一番の特徴は数値予報モデルのデータを積極的に活用する実践主義的なアルゴリズムである。たとえば、数値予報モデルの風データを使用するために高度指定をターゲット追跡の前に行い、対応する高度にある数値予報モデルの風ベクトルの移動先からサーチエリアを切り出す場所を決めるといったことを行う。また、2.4 節で紹介した RF を用いた品質管理が行われることは気象衛星センターや EUMETSAT のアルゴリズムと同じだが、RF によって解析された風ベクトルの風速や高度の値も “edited wind” として配信されている。

WMO、CGMS が主催し隔年で開催される国際風ワークショップ (International Winds Workshop: IWW) では、各国の大気追跡風算出センターでの大気追跡風の運用・開発状況の報告をはじめ、各センター間の大気追跡風比較プロジェクト (Genkova et al., 2008) など、大気追跡風に関する国際協力の提案が行われている。それらの成果は IWWG のウェブページから参照することができる。また、気象衛星センター算出の大気追跡風を含めた各国の大気追跡風の特徴や誤差の評価は、NWP SAF のモニタリングレポートに詳しい。これらのウェブページの URL は参考ウェブページの項に掲載しているので、必要に応じて参照されたい。

NESDIS (UW-CIMSS)

Niemnn et al. (1997), Olander et al. (2001)

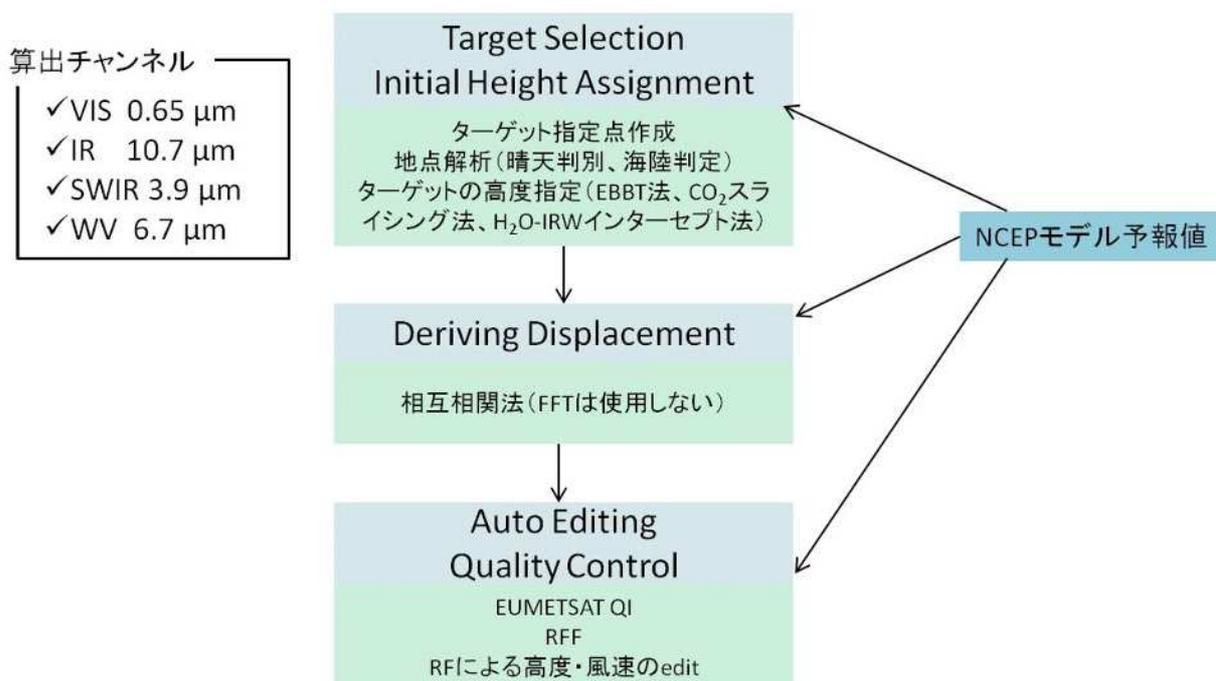


図 58 NOAA/NESDIS(UW-CIMSS)における大気追跡風算出フローチャート

4.2 高頻度観測データを使った大気追跡風について

気象衛星センターでは、2008 年の T-PARC 実験(中澤, 2008)や、2011 年から毎夏に行われている航空ユーザー向けの夏季特別観測において、MTSAT による高頻度観測から大気追跡風を算出している。高頻度観測においては、通常は全球や半球で行っている観測を特定の小さな領域に絞ることによって、短い撮像時間で画像が得られる。通常観測より短い時間間隔で得られた画像を追跡することにより得られた大気追跡風は、高頻度大気追跡風(Rapid-scan AMV)と呼ばれている。高頻度大気追跡風は、高頻度観測の短い時間間隔に対応して、小さなスケールの現象を捉えることができる(山下・下地, 2011)。そういった時間・空間的に小さなスケールを持った風ベ

クトルの算出をすることで、数値予報のメソモデルへのデータ同化への貢献や、ナウキャストに役立つプロダクトとなることが期待されている。ただし、大気追跡風の算出の仮定では、2.4.1 節(脚注 8)で少し触れたように、特に品質管理においてメインユーザーである数値予報センターでの利用を想定して、時間的・空間的に大きく風場が変化しないという仮定をして風ベクトルを算出している。しかし、より小さなスケールに属するような風を算出する際には、そういった仮定がうまく成り立たなくなる(Bedka and Mecikalski, 2005)。運用で高頻度観測により高品質な小さなスケールの風ベクトルを算出しようとする際には、現在の主流である EUMETSAT QI といった品質指標では対応できないので、品質管理の問題をどのように解決するかが特に大きな課題となって

いる。

MTSAT による高頻度大気追跡風に関して様々な調査が行われ、非常に興味深い結果が数多く得られている。しかし、ここでそれを記述しようとする膨大になるので、ここではその紹介のみにとどめ、高頻度大気追跡風については今後まとめることとしたい。

4.3 まとめと今後

1) MTSAT 大気追跡風の精度改善に向けて

気象衛星センターにおいて、大気追跡風は、30 年以上にわたる運用の経験と継続的な開発の成果もあり、安定した運用が実現されている。特に、近年の大気追跡風は、図 41～図 45 のゾンデ統計の時系列に見られるように、新しい算出処理アルゴリズムの導入により大きく品質が改善されてきた。しかし今回のレビューで、大気追跡風プロダクトは、陸面解析・雲解析・ターゲット追跡・高度指定・品質評価を行う総合的かつ複合的なプロダクトであるために、プロダクト細部の開発・修正が間に合っていない点が数多く見受けられた。たとえば、ターゲット選択の陸面判定(2.1.1 節)では、ターゲット指定点の間隔より解像度が低い格子点上(緯経度で 1.2 度×1.0 度間隔)で計算された値を用いて海陸判定・標高判定を行っていたために、実際には海上しかテンプレートに含まないターゲット指定点まで海岸線等の陸面を含むと判定されて棄却されていた。そのため、緯経度間隔が 0.5 度×0.5 度のターゲット格子点上で、現行のテンプレートの大きさに合った陸面情報を計算して格納したテーブルを開発し(Hayashi, 2012)、2012 年 9 月 17 日 03 UTC から運用に適用した。他に改善すべき事項としては、輝度温度ヒストグラム法に代表されるターゲット選択アルゴリズムが挙げられる。輝度温度ヒストグラム法のアルゴリズムは、AS 法の導入時(浜田・加藤, 1984; 大島 1988)から

ほぼ変更されていない。当時から衛星のチャンネル数は増加しており、多チャンネルを利用した雲解析手法が発展している(井上(2006)など)。この観点から、ターゲット選択はまだ改良する余地があると考えられる。高度指定については、3 章で触れたように、下層風高度指定における 850 hPa への高度再指定処理により大気追跡風が 700 hPa-850 hPa でほとんど算出されていない問題や水蒸気風の熱帯域の正の風速バイアスの問題がある。現在、これらの高度指定の問題については、2.3 節で述べたように、風ベクトルのバイアスに直結するので、気象衛星センターで適宜調査・開発を行っている。また、各種パラメータの閾値など、古くから更新されていないパラメータも多く、現状にそぐわないものが散見される。ただ、次期静止気象衛星のための大気追跡風プロダクトの開発もあり、現行プロダクトの修正にばかり開発コストをかけられない現状もある。上述した現状にそぐわない大気追跡風プロダクトの古い部分を改良する開発を行うかどうかは、次期静止気象衛星のための大気追跡風の開発計画と照らし合わせながら考える必要がある。

表 12 Himawari-8/9 に搭載予定のチャンネルを基準とした MTSAT、GOES-R 及び MTG との比較。
大気追跡風の算出が予定されているチャンネルにはチェックをいれている。

中心周波数 (μm)	Himawari-8/9		MTSAT		GOES-R		MTG	
	解像度(衛星直下; km)	大気追跡風算出	解像度(衛星直下; km)	大気追跡風算出	解像度(衛星直下; km)	大気追跡風算出(予定)	解像度(衛星直下; km)	大気追跡風算出(予定)
0.46	1	?	-		1		1	
0.51	1	?	-		-		1	
0.64	0.5	✓	1	✓	0.5	✓	0.5	✓
0.86	1	?	-		1		1	
1.6	2	?	-		1		1	
2.3	2	?	-		2		0.5	
3.9	2	✓	4	✓	2	✓	1	✓
6.2	2	✓	4	✓	2	✓	2	✓
7.0	2	?	-		2	✓	-	
7.3	2	?	-		2	✓	2	✓
8.6	2	?	-		2		2	
9.6	2	?	-		2		2	
10.4	2	✓	4	✓	2	✓	1	✓
11.2	2	?	4		2		-	
12.3	2	?	-		2		2	
13.3	2	?	-		2		2	

2) 次期静止気象衛星による大気追跡風

来る 2015 年の次期静止気象衛星（ひまわり 8 号、9 号）の運用開始に伴い、観測機能が大幅に強化される（表 1）。衛星画像の空間分解能は大幅に改善し、全球画像の撮像に要する時間は大幅に短縮される。空間分解能が改善し撮像時間間隔が短くなることにより、より小さなテンプレートを使用することができるようになり、小さなスケールを代表した風ベクトルを算出することが可能になる。また、テンプレートを小さくすることで空間誤差相関の減少が期待できるため、現行 0.5 度間隔で算出している大気追跡風プロダクトの高密度化も可能になる。搭載チャンネル数が 5 バンドから 16 バン

ドに増加することに関しては、ターゲットの微物理的特性（波長特性）や様々な高度に感度のあるチャンネルの増加（Shmit et al. (2005) の図 3 など）を考慮した雲プロダクトが作成可能になり、ターゲット選択処理・高度指定処理の高度化が期待できる。

ところで、2016 年には NOAA/NESDIS による GOES-R が、2018 年には EUMETSAT による MTG (Meteosat Third Generation) の打ち上げが予定されており、他センターでも次期静止気象衛星の運用開始に向けたプロダクト開発が進んでいる。そこで、他センターの次世代静止気象衛星による大気追跡風プロダクト算出計画を概観しておく。表 12 に Himawari-8

を基準として、GOES-R (Daniels et al. (2012) から引用) MTG (EUMETSAT (2011b) から引用) で予定されている大気追跡風プロダクトの比較を載せた。まず、GOES-R の大気追跡風プロダクトは、現行の MSG 大気追跡風における高度指定処理 (4.1 節) と同様に、GOES-R 用に高度化された雲解析プロダクトを高度指定処理に用いる予定である。また、Nested tracking (Daniels and Bresky, 2010) のような革新的なアルゴリズムも採用される予定である。それ以外のアルゴリズムは現行のプロダクトと大幅な変更はない (Daniels et al., 2012)。MTG の大気追跡風プロダクトでは、MSG 向けの大気追跡風アルゴリズムから大きな変更はないが、チャンネル数の増強に伴い雲解析プロダクトがバージョンアップされる予定である (Borde et al., 2012)。この雲解析プロダクトの改善により、ターゲット選択処理や高度指定処理の高精度化が期待されている。

このように他センターの次期静止気象衛星に向けた大気追跡風アルゴリズムを見ると、NOAA/NESDIS で Nested tracking という新しい処理は追加されるものの、これは現行の衛星でも可能な手法であり、現行の大気追跡風プロダクトをベースとしている。まとめると、現状で、次期静止気象衛星の観測機能の強化による大気追跡風プロダクトの改善で主に期待されているのは、1) 解像度の改善による大気追跡風の高密度化、2) 雲解析プロダクトの高度化によるターゲット選択・高度指定処理の高精度化である。

次期静止気象衛星の画像データから高密度・高品質の大気追跡風プロダクトを安定的に算出・配信するという目的達成のためには、新しいセンサの可能性を探るだけでなく、長年にわたって安定的に運用されてきた現状の大気追跡風プロダクトのアルゴリズムをまず土台として、その上で新規のアルゴリズムを開発す

ることが重要である。気象衛星センターにおける次期静止気象衛星のための大気追跡風プロダクトの開発 (JMA, 2012) においても、以上のことに留意して開発を進めていきたい。

謝辞

本稿をまとめるにあたって、システム管理課の今井崇人氏には、有益な議論や助言をいただきました。また、システム管理課の画像二次班の皆様には、原稿の通読をお願いし、貴重なご意見をいただきました。匿名の査読者様には、数多くの的確なコメントと修正をいただきました。この場を借りてお礼申し上げます。

参考文献

- 市沢成介, 1983: 風計算業務の経緯と最近の衛星風の精度, 気象衛星センター技術報告, 第8号, 85-100.
- 井上豊志郎, 2006: マルチチャンネルデータの利用, 気象研究ノート, 212, 1-31.
- 石黒真木夫, 松本隆, 乾敏郎, 田邊国土, 2004: 階層サイズモデルとその周辺, 岩波書店, 258pp.
- 今井崇人, 小山亮, 2008: 大気追跡風の品質向上へ向けた開発, 気象衛星センター技術報告, 第51号, 41-55.
- 内田裕之, 高田左知男, 1996: 雲移動風・水蒸気移動風, 気象衛星センター技術報告特別号(1996), 103-110.
- 大河原望, 今井崇人, 隈部良治, 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.
- 大島隆, 1988: 自動算出法の現業用上層風算出システムへの適用と算出ベクトルの特性, 気象衛星センター技術報告, 第17号, 45-62.
- 加藤一靖, 1979: 雲頂高度, GMS システム総合報告, データ処理解説編(その2), 気象衛星センター技術報告, 特別号 II-2, 43-57.
- 木川誠一郎, 1999: 運輸多目的衛星画像前処理アルゴリズム, 気象衛星センター技術報告, 第37号, 1-18.
- 気象衛星室, 1981: 静止気象衛星事始め(1), 測候時報, 48, 23-34.
- 気象衛星センター, 2000: 気象衛星画像の解析と利用, 162pp.
- 気象衛星センター, 2002: 創立25年史, 156pp.
- 気象衛星センター, 2005: 3.7 μ m 帯画像の解析と利用, 130pp.
- 隈部良司, 佐藤芳昭, 2006: 水蒸気画像の利用と衛星風, 気象研究ノート, 212, 51-63.
- 酒井誠, 西村修司, 藤田由紀夫, 1998: MSC に
おける上層風ベクトル自動算出の現状とマンマシン処理の効果, 気象衛星センター技術報告, 第35号, 15-27.
- 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 II, 123-139.
- 下地和希, 2009: オプティカルフローを用いた大気追跡風プロダクトの開発, 気象衛星センター技術報告, 第53号, 1-12.
- 伊達謙二, 2008: ランドマーク解析を用いた HRIT データの位置補正, 気象衛星センター技術報告, 第50号, 31-50.
- 露木義, 2002: 変分法によるデータ同化の基礎, 数値予報課報告・別冊第48号, 1-16.
- 中澤哲夫, 2008: 台風のための双方向予報システムの構築に向けて, 天気, 55, 374-378.
- 浜田忠昭, 1979: 風計算, GMS システム総合報告, データ処理解説編(その2), 気象衛星センター技術報告, 特別号 II-2, 15-42.
- 浜田忠昭, 1980: 静止衛星画像から雲移動量を求め風を推定する場合の精度について, 気象衛星センター技術報告, 第1号, 33-52.
- 浜田忠昭, 1983: 静止気象衛星画像からの風計算処理における最適画像取得時間間隔について, 気象衛星センター技術報告, 第7号, 79-87.
- 浜田忠昭, 加藤一靖, 1984: GMS 風計算システムにおける客観的雲指定法と算出ベクトルの精度, 気象衛星センター技術報告, 第9号, 27-38.
- 原田知幸, 1980: 衛星画像を用いた雲位置の補正, 気象衛星センター技術報告, 第10号, 53-57.
- 山下浩史, 今井崇人, 2007: 大気追跡風, 数値予報課報告・別冊第53号, 36-56.
- 山下浩史, 下地和希, 2011: 高頻度大気追跡風, 数値予報課報告・別冊第57号, 37-49.
- 横田寛, 佐々木政幸, 2013: 静止地球環境観測

- 衛星「ひまわり 8 号及び 9 号」の紹介, 気象衛星センター技術報告, 第 58 号, 121-138.
- Bedka, K. M. and J. R. Mecikalski, 2005: Application of satellite-derived Atmospheric Motion Vectors for estimating mesoscale flows, *J. Appl. Meteor.*, 44, 1761-1772.
- Borde, R. and R. Oyama, 2008: A direct link between feature tracking and height assignment of operational Atmospheric Motion Vectors, *Proc. of the Ninth International Winds Workshop*, Annapolis, Maryland, USA.
- Borde, R., A. de Smet, G. Dew, P. Watts, H. J. Lutz, M. Carranza and M. Doutriaux-Boucher, 2012: AMV extraction algorithm in preparation for MTG, *Proc. of the Eleventh International Winds Workshop*, Auckland, New Zealand.
- Bormann, N., S. Saarinen, G. Kelly and J. N. Thepaut, 2003: The spatial structure of observation errors in Atmospheric Motion Vectors from geostationary satellite data, *Mon. Wea. Rev.*, 131, 706-718.
- Bresky, W. and J. Daniels, 2008: The feasibility of an optical flow algorithm for estimating Atmospheric Motion Vector, *Proc. of the Ninth International Winds Workshop*, Annapolis, Maryland, USA.
- Büche, G., 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.
- Cooley, W. and J.W. Tukey, 1965: An algorithm for the machine calculation of complex Fourier series, *Math. Comp.*, 19, 297-301.
- Cotton, J. and M. Forsythe, 2010: Fourth analysis of the data displayed on the NWP SAF AMV monitoring website, NWP SAF.
- Cotton, J., 2012: Fifth analysis of the data displayed on the NWP SAF AMV monitoring website, NWP SAF.
- Daniels, J. and W. Bresky, 2010: A new nested tracking approach for reducing the slow speed bias associated with Atmospheric Motion Vectors (AMVs), *Proc. of the Tenth International Winds Workshop*, Tokyo, Japan.
- Daniels, J., W. Bresky, S. Wanzong, C. S. Velden and H. Berger, 2012: GOES-R Advanced Baseline Imager (ABI) algorithm theoretical basis document for derived motion winds (Version 2.5), NOAA/NESDIS.
- Dew, G. and K. Holmlund, 2000: Investigations of cross-correlation and Euclidean distance target matching techniques in the MPEF environment, *Proc. of the Fifth International Winds Workshop*, Lorne, Australia, 235-243.
- Dunion, J. P. and C. S. Velden 2002a: Using the GOES 3.9 micron shortwave channel to track low-level cloud-drift winds, *Proc. of the Sixth International Winds Workshop*, Madison, WI, USA, 277-282.
- Dunion, J. P. and C. S. Velden, 2002b: Application of surface-adjusted GOES low-level cloud-drift winds in the environment of Atlantic tropical cyclones. Part I: Methodology and validation, *Mon. Wea. Rev.*, 130, 1333 – 1346.
- Doutriaux-Boucher, M., M. Forsythe, R. Saunders and P. Francis, 2006: MSG wind height assignment problems, *Forecasting*

- Research Technical Report, UKMO, 469.
- Eigenwilling, N., and H. Fischer, 1982: Determination of mid-tropospheric wind vectors by tracking pure water vapor structures in Meteosat water vapor image sequences. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 63, 44-58.
- EUMETSAT, 2005: Wind vector automatic quality control, Technical Notes, EUMETSAT.
- EUMETSAT, 2011a: MSG MPEF algorithm specification document, EUMETSAT.
- EUMETSAT, 2011b: MTG-FCI: ATBD for Atmospheric Motion Vector product, EUMETSAT.
- Forsythe, M. and M. Doutriaux-Boucher, 2005: Second analysis of the data displayed on the NWP SAF AMV monitoring website, NWP SAF.
- Forsythe, M. and R. Saunders, 2008: Third analysis of the data displayed on the NWP SAF AMV monitoring website, NWP SAF.
- Fujita, T. T., K. Watanabe and T. Izawa, 1969: Formation and structure of equatorial anticyclones caused by large-scale cross-equatorial flows, determined by ATS-1 photographs, *J. Appl. Meteor.*, 8, 649-667.
- Fujita, T. T., 1970: Basic problems on cloud identification related to the design of SMS-GOES spin scan radiometers, SMRP Papers, No. 84, The University of Chicago.
- Fujita, T. T., E. W. Fearl and W. E. Shenk, 1975: Satellite-tracked cumulus velocities, *J. Appl. Meteor.*, 14, 407-413.
- Fujita, T. T., 1991: Interpretation of cloud winds, Proc. of the First International Winds Workshop, Washington, DC, USA, 99-104.
- Genkova, I., R. Borde, J. Schmetz, J. Daniels, C. Velden, and K. Holmlund, 2008: Global atmospheric motion vector inter-comparison study, Proc. of the Ninth International Winds Workshop, Annapolis, Maryland, USA.
- Hamada, T., 1982a: New procedure of height assignment to GMS satellite winds, MSC technical note, 5, 91-95.
- Hamada, T., 1982b: Representative heights of GMS satellite winds, MSC technical note, 6, 35-47.
- Hamada, T., 1985: Summary of operational wind derivation systems used during and after FGGE period, MSC technical note, 12, 1-14.
- Hasler, A. F., W. C. Skillman and W. E. Shenk, 1979: In situ aircraft verification of the quality of satellite cloud winds over oceanic regions, *J. Appl. Meteor.*, 18, 1481-1489.
- Hayashi, M., 2012: Recent status and development of Atmospheric Motion Vectors at JMA, Proc. of the Eleventh International Winds Workshop, Auckland, New Zealand.
- Hayden, C. M. and R. J. Pursor, 1995: Recursive filter objective analysis of meteorological fields: Application to NESDIS operational processing, *J. Appl. Meteor.*, 34, 3-15.
- Holmlund, K., 1998: The utilisation of statistical properties of satellite-derived Atmospheric Motion Vectors to derive Quality Indicators, *Weather and Forecasting*, 13, 1093-1104.
- Holmlund, K. and S. Wanzong, 2012: Report from working Group 1 (WG1): Wind

- extraction methods, Proc. of the Eleventh International Winds Workshop, Auckland, New Zealand.
- Hubert, L.F. and L.F. Whitney, 1971: Wind estimation from geostationary satellite pictures, *Mon. Wea. Rev.*, 99, 665-672.
- Imai, T., 2006: Status of Atmospheric Motion Vector in JMA, Proc. of the 8th Int. Winds Workshop, Beijing, China.
- Imaizumi, T., 1992: The representativeness of various clouds as tracers of the flow, MSC technical note, 25, 1-13.
- Takano, I. and K. Saito, 1986: Statistical analyses of wind field obtained from short interval VISSR observations, MSC technical note, 29-37.
- JMA, 2012: JMA's Atmospheric Motion Vectors, JMAWP-07, CGMS40.
- Langland, R., C. Velden, P. Pauley and H. Berger, 2009: Impact of satellite-derived rapid-scan wind observations on numerical model forecasts of hurricane Katrina, *Amer. Meteor. Soc.*, 1615-1622.
- Le Marshall, J., N. Pescod, B. Seaman, G. Mills and P. Stewart, 1994: An operational system for generating cloud drift winds in the Australian region and their impact on numerical weather prediction, *J. Wea. Forecasting*, 9, 361-370.
- Leese, J. A., C. S. Novak, and B. B. Clark, 1971: An automated technique for obtaining cloud motion from geosynchronous satellite data using cross correlation, *J. Appl. Meteor.*, 10, 118-132.
- Luo, Z. and W. B. Rossow, 2004: Characterizing tropical cirrus life cycle, evolution, and interaction with upper-tropospheric water vapor using Lagrangian trajectory analysis, *J. Climate*, 17, 4541-4563.
- Menzel, W. P., W. L. Smith and T. R. Stewart, 1983: Improved cloud motion wind vector and altitude assignment using VAS, *J. Cli. Appl. Meteor.*, 22, 377-384.
- Menzel, W. P., 2001: Cloud tracking with satellite imagery: From the pioneering work of Ted Fujita to the present, *Bull. Amer. Meteor.*, 22, 377-384.
- Nieman, S. J., J. S. Schmetz and W. P. Menzel, 1993: A comparison of several techniques to assign heights to cloud tracers, *J. Appl. Meteor.*, 32, 1559-1568.
- Nieman, S. J., W. P. Menzel, C. M. Hayden, S. T. Wanzong, C. S. Velden, and J. Daniel, 1997: Fully automated cloud-drift winds in NESDIS operations, *Bull. Amer. Meteor.*, 78, 1121-1133.
- Olander, T., 2001: UW-CIMSS satellite-derived wind algorithm, Technical report, University of Wisconsin.
- Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 56, 527-530.
- Ottenbacher, A., A. Tomassini, K. Holmlund and J. Schmetz, 1996: Low-level cloud motion winds from METEOSAT high-resolution visible imagery, EUMETSAT/ECMWF Fellowship Program Research Report, 2, 1-13.
- Oyama, R., R. Borde, J. Schmetz and T. Kurino, 2008: Development of AMV height assignment directly linked to feature tracking at JMA, Proc. of the Ninth International Winds Workshop, Annapolis, Maryland, USA.
- Oyama, R. and K. Shimoji, 2008: Status of

- and future plans for JMA's atmospheric motion vectors, Proc. of the Ninth International Winds Workshop, Annapolis, Maryland, USA.
- Oyama, R., 2010a: Upgrade of Atmospheric Motion Vector derivation algorithms at JMA/MSM, MSM technical note, 54, 1-32.
- Oyama, R., 2010b: Recent upgrades of and activities for Atmospheric Motion Vectors at JMA/MSM, Proc. of the Tenth International Winds Workshop, Tokyo, Japan.
- Press, W. H. and coauthors, 丹慶勝市ほか訳, 1993: Numerical Recipes in C (C言語による数値計算のレシピ), 技術評論社, 688pp.
- Rao, A., C. Velden and S. Braun, 2002: The vertical error characteristics of GOES-derived winds: Description and experiments with NWP, J. Appl. Meteor., 41, 253-271.
- Salonen, K., J. Cotton, N. Bormann and M. Forsythe, 2012: Characterising AMV height assignment error by comparing best-fit pressure statistics from the Met Office and ECMWF system, Proc. of the Eleventh International Winds Workshop, Auckland, New Zealand.
- Schmetz, J., K. Holmlund, J. Hoffman, B. Strauss, B. Mason, V. Gaertner, A. Koch and L. van de Berg, 1993: Operational cloud-motion winds from Meteosat infrared images, J. Appl. Meteor., 32, 1206-1225.
- Schmetz, J., D. Hinsman, and W. P. Menzel, 1999: Summary of the fourth international winds workshop. Bull. Amer. Meteor. Soc., 80, 893-899.
- Schmetz, J., P. Pili, S. Tjemkes, D. Just, J. Kerkmann, S. Rota and A. Raitier, 2002: An introduction to Meteosat Second Generation (MSG), Bull. Amer. Meteor. Soc., 83, 977-992.
- Seze, G., S. Marchand, J. Pelon and R. Borde, 2008: Comparison of AMV cloud top pressure derived from MSG with space based lidar observations (CALIPSO), Proc. of the Ninth International Winds Workshop, Annapolis, Maryland, USA.
- Schmit, T. J., M. M. Gunshor, W. P. Menzel, J. Gurka, J. Li and A. S. Bachmeier, 2005: Introducing the next-generation Advanced Baseline Imager on GOES-R, Bull. Amer. Meteor. Soc., 86, 1079-1096.
- Shimoji, K., 2012: A study on relationship between spatial and temporal image resolutions for AMV derivation of next-generation satellites, Proc. of the Eleventh International Winds Workshop, Auckland, New Zealand.
- Smith, E. A., and D. R. Phillips, 1973: Quality control of wind vectors, International SSEC Report, University of Wisconsin.
- Sohn, E. H. and R. Borde, 2008: The impact of window size on AMV, Proc. of the Ninth International Winds Workshop, Annapolis, Maryland, USA.
- Szejwach, G., 1982: Determination of semi-transparent cirrus cloud temperature from infrared radiances: Application to METEOSAT, J. Appl. Meteor., 34, 3-15.
- Takata, S., 1993: Current status of GMS wind and operational low-level wind derivation in a typhoon vicinity from short-time interval images, Proc. of the Second International Winds Workshop, Tokyo, Japan, 37-50

- Timothy, L. and T. L. Olander, 2001: UW-CIMSS satellite-derived wind algorithm user's guide, UW-CIMSS.
- Tokuno, M., 1996: Operational system for extracting cloud motion and water vapor motion winds from GMS-5 image data, Proc. of the Third International Winds Workshop, Ascona, Switzerland, 21-30.
- 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 the Fourth International Winds Workshop, Saanenmoser, Switzerland, 61-68.
- Uchida, 1991: Height assignment of GMS high-level cloud motion wind, Proc. of the First International Winds Workshop, Washington, DC, USA 27-32.
- Uchida, H., T. Ohshima, T. Hamada and S. Oasano, 1991: Low-level cloud motion wind field estimated from GMS short interval images in typhoon vicinity, Geophys. Mag., 44, 37-50.
- Velden, C. S., C. M. Hayden, S. Nieman, W. P. Menzel, S. Wanzong and J. Goerss, 1997: Upper-tropospheric winds derived from geostationary satellite water vapor observations, Bull. Amer. Meteor. Soc., 78, 173-195.
- Velden, C. S., T. L. Olander and S. Wanzong, 1998: The impact of multi-spectral GOES-8 wind information on Atlantic tropical cyclone track forecasts in 1995. Part I: Dataset methodology, description, and case analysis, Mon. Wea. Rev., 126, 1202-1218.
- Velden, C. S. and Coauthors, 2005: Recent innovations in deriving tropospheric winds from meteorological satellites. Bull. Amer. Meteor. Soc., 86, 205-223.
- Velden, C. S. and K. M. Bedka, 2009: Identifying the uncertainty in determining satellite-derived atmospheric motion vector height attribution, J. Appl. Meteor., 48, 450-463.
- Xu, J., Q. Zhang, F. Xiang and L. Jian, 1998: Cloud motion winds from FY-2 and GMS-5 meteorological satellites, Proc. of the Fourth International Winds Workshop, Saanenmoser, Switzerland, 41-48.
- Yamashita, K. and T. Ishibashi, 2012: Impact studies of AMVs and scatterometer winds in JMA global operational NWP system, Proc. of the Eleventh International Winds Workshop, Auckland, New Zealand.
- WMO, 1988: World Meteorological Organization manual on codes, Publication 306, Volume 1, Part B, Supplement No. 3. Contains of the official descriptions of the code form for BUFR and GRIB, WMO.
- WMO, 2010: Manual on the Global Observing System (Volume I – Global Aspects), WMO.

参考ウェブサイト

気象衛星センターホームページ(キャリブレーションテーブル等):

<http://mscweb.kishou.go.jp/support/index.htm> (最終閲覧日 2012 年 11 月 27 日)

Global land cover characteristics data base (GLCC), U. S. Geological Survey (陸地被覆データ):

<http://edcsns17.cr.usgs.gov/glcc/> (最終閲覧日 2012 年 11 月 27 日)

GTOPO30 (標高データ):

<http://www1.gsi.go.jp/geowww/globalmap-gsi/gtopo30/gtopo30.html>

International Winds Working Group website:

<http://cimss.ssec.wisc.edu/iwvwg/iwvwg.html>

(最終閲覧日 2012 年 11 月 27 日)

NWP SAF AMV monitoring website:

http://research.metoffice.gov.uk/research/interproj/nwpsaf/satwind_report/index.html

(最終閲覧日 2012 年 11 月 27 日)

$$F(s, t) = \sum_{x=1}^N \sum_{y=1}^M f(x, y) \exp \left\{ -2\pi i \left(\frac{tx}{N} + \frac{sy}{M} \right) \right\}$$

$$G(s, t) = \sum_{x=1}^N \sum_{y=1}^M g(x, y) \exp \left\{ -2\pi i \left(\frac{tx}{N} + \frac{sy}{M} \right) \right\}$$

(式 A.1.2)

で表わされ、(式 A.1.1)のフーリエ変換を $C(s, t)$ とすると、

$$C(s, t) = F^*(s, t)G(s, t)$$

(式 A.1.3)

付録

A 1 高速フーリエ変換による相関係数の計算

実空間上における相互相関係数による風ベクトル算出は 2.2 節で解説したとおりであるが、現業システムでは、計算の高速化を目的として高速フーリエ変換 (Fast Fourier Transform; Cooley and Tukey, 1965) により波数空間上で相互相関係数を計算しているため、その計算法を紹介する。ここでは離散フーリエ変換 (Discrete Fourier Transform) の理論について詳しくは述べないので、詳しい理論は、数あるフーリエ変換の教科書を参考にしてもらいたい (たとえば、Press et al. 丹慶ほか訳 (1993))。

相互相関係数はフーリエ変換の理論を用いることによっても計算できる。離散値 x, y がそれぞれ N, M 個の要素を持つとき、2 つの関数 $f(x, y)$ と $g(x + p, y + q)$ の相関 $c(p, q)$ は次式で定義される。

$$c(p, q) = \sum_{x=1}^N \sum_{y=1}^M f(x, y)g(x + p, y + q)$$

(式 A.1.1)

また、 $f(x, y)$ と $g(x, y)$ のフーリエ変換は

という離散畳み込み定理 (Discrete convolution theorem) が成り立つ。ここで、 $*$ は複素共役を表す。(式 A.1.3)を逆フーリエ変換すると、(式 A.1.1)式の相関 $c(p, q)$ の形になる。(式 2.2.1)の共分散行列 $Cov(p, q)$ は、(式 A.1.1)の形になっているので、この畳み込みの定理を用いると、共分散行列はフーリエ変換したテンプレートの各画素の値 ($T(i, j)$) とサーチエリアからの切り出し画像の各画素の値 ($S(i, j)$) の積という比較的簡単な形で計算できる。高速フーリエ変換を用いると、フーリエ変換が高速に計算できるので、計算時間が短縮される。

現在のシステムでは、相互相関係数(式 2.2.2)は次のステップを踏んで計算される。

- 1) $T(i, j)$ と $S(i, j)$ のフーリエ変換を計算し、 $F(T(\mu, \nu))$ と $F(S(\mu, \nu))$ を得る。ここで i, j は実空間座標、 μ, ν はフーリエ空間の波数である。 $F(f(x))$ は $f(x)$ をフーリエ変換することを表す。
- 2) $F(Cov(\mu, \nu)) = F^*(T(\mu, \nu)) \times F(S(\mu, \nu))$ を計算する。
- 3) $F(Cov(\mu, \nu))$ を逆フーリエ変換し、 $Cov(p, q)$ を得る。

- 4) この $Cov(p, q)$ を式 2.2.3) で計算した標準偏差で割ることにより相関係数が計算される

A2 ベストフィットレベルによる統計調査

大気追跡風の高度指定は難しく、その誤差は地理・季節に依存するため、その誤差の特徴を系統的に把握するのは難しいとされている (Salonen et al., 2012)。たとえば、大気追跡風の誤差の要因を調べた研究として、Fujita (1991) は、全天写真機 (whole sky camera) による雲の移動ベクトルの計測と大気追跡風ベクトルの比較により、高度指定の精度は追跡精度よりも低いことを指摘している。また、Velden and Bedka (2009) は、高度指定誤差が大気追跡風データの不確定性の 70% までを占めるという見積もりを行っている。ここで紹介するベストフィットレベルによる統計調査は、Fujita (1991) などによる調査結果を前提として、高度指定誤差の見積もりを行うものである。ここでは、追跡の精度を完全に信頼し、独立した風資料から風ベクトルの風向・風速が最も合う高度を探すことにより、大気追跡風の高度指定誤差の見積もりを行う。具体的には、大気追跡風の風ベクトルを、同じ地点におけるゾンデ観測や数値予報モデル値の風ベクトルの鉛直プロファイルと比較してそのベクトル差が最も小さくなる高度を、実際にターゲットが位置する高度と仮定する。その高度をベストフィットレベル (Best Fit Level; BFL) と呼ぶ。ここでは、大気追跡風をゾンデ観測と比較したときの BFL をゾンデ BFL、数値予報モデルの風ベクトル (以下、数値予報風ベクトル) と比較した時の BFL をモデル BFL と呼ぶ。

ゾンデ BFL の研究は古くから行われており、大気追跡風の高度指定やその検証に用いられてきた (Hubert and Whitney, 1971; Hamada,

1982b)。近年、従来型観測のない領域においても高度指定誤差を調査するために、数値モデルの鉛直プロファイルを使用した BFL を用いた調査がよく行われるようになってきた (Cotton, 2012; Salonen et al., 2012)。しかし、以下で述べるように BFL を選ぶ場合に任意性があり、それによって大きく結果が異なってくるので、第 11 回国際風ワークショップのワーキンググループでの議論で基準を統一するという話になった (Holmlund and Wanzong, 2012)。そこで、以下でその基準についての解説と、モデル BFL による解析例を簡単に説明する。

モデル BFL は、大気追跡風ベクトルと同一地点での数値予報風ベクトルの鉛直プロファイルと比較して算出する。ただし、そのベクトル差の鉛直プロファイルを見たとき、極小値に対応するピークが複数ある場合 (図 60(b)) と、極小値のピークが広い高度幅で分布している場合 (図 60(c)) には一意に BFL が決まらないので棄却すべきである。しかし、複数ピークとみなす基準や、極小値のピークの広がり具合の許容範囲の設定など、曖昧さの除去は任意性が高いため、統計の結果に大きく依存する (Salonen et al., 2012)。そこで、本稿では、Cotton and Forsythe (2010) に準拠した以下の基準を使用する。

1. 大気追跡風と数値予報風のベクトル差 dv が 4 m/s より大きいところは BFL としない。
2. ベクトル差の極小値 dv_1 をもった BFL 候補地点から、高度差 ± 100 hPa より外に $|dv_1 - dv_2| < 2$ m/s となる dv_2 をもった候補があった場合には、複数のピークを持っているまたはピークが明瞭でないのみならず、BFL を決めない。
3. 補間方法は双曲線補間とする。

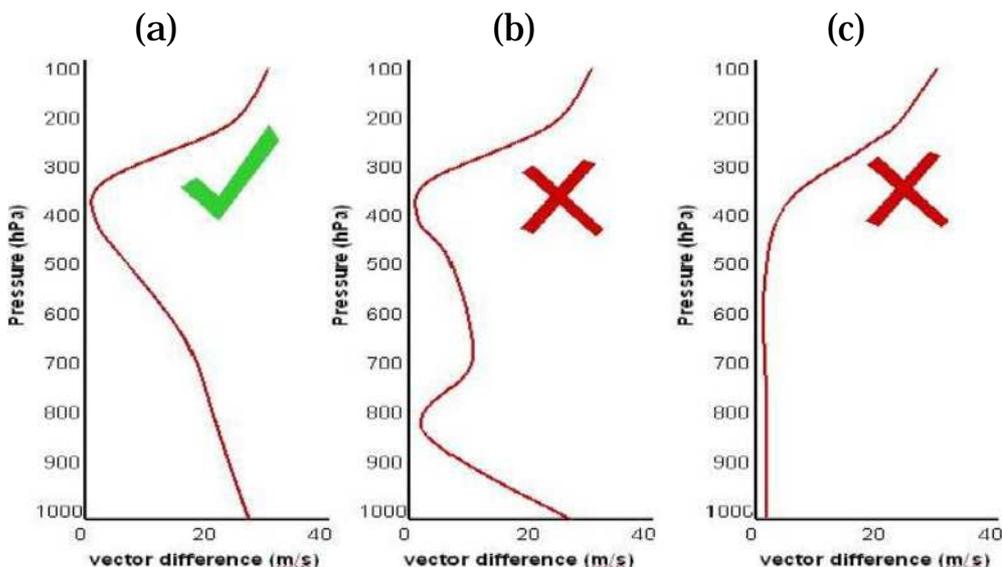


図 60 モデル BFL 決定のためのベクトル差（大気追跡風 - 各気圧面の数値予報風）のプロファイル（Forsythe and Saunders (2008)の図 2 を転載）

大気追跡風ベクトルと数値予報風ベクトル間のベクトル差の鉛直プロファイルの代表例を 3 つ示した。(a)は大気追跡風ベクトルと数値予報風ベクトルのベクトル差の極小値に曖昧さがなく、BFL が 1 つに決まる場合、(b)はベクトル差の極小値が複数ある場合である。また、(c)はベクトル差の極小値のピークが広い高度幅で分布しており一意に BFL が決まらない場合である。(b)と(c)の場合は BFL が正確に求まらないことから、(a)の場合のみ BFL を決定する。

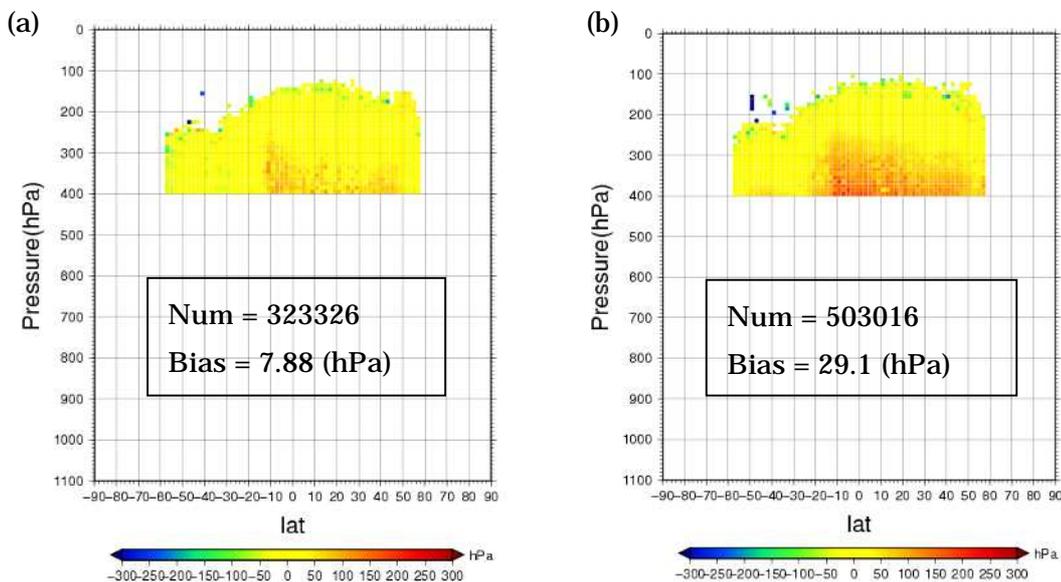


図 61 2011 年 9 月の大気追跡風 (QI>0.8) の高度とモデル BFL の差の緯度帯平均

(a) 赤外 1 上層風、(b) 曇天域水蒸気風

(a)は赤外 1 上層風の気圧面高度とモデル BFL の気圧面高度の差を緯度帯平均した図である(QI>0.8)。(b)は、曇天域水蒸気風に対する同じ図である。図の色は、赤いほど大気追跡風の高度が BFL よりも低く、青いほど大気追跡風の高度が BFL より高いことを示す。(a)、(b)の四角枠中の Num は比較された (BFL が算出された) 風ベクトル数、Bias は比較された全ての風ベクトルの高度差の平均値である。

上の 1~3 の基準を適用したモデル BFL の統計 (使用したモデルは GSM) を行った実例として、MTSAT-2 画像で算出した 2011 年 9 月の (a) 赤外 1 上層風及び (b) 曇天域水蒸気風の高度とモデル BFL の差の緯度帯平均 (2.0 度 × 10.0 hPa のボックス内平均) を図 61 に示す。また、QI の閾値は 0.8 を用いたが、これは 3.3 節と同じ理由からである。図 61 を見ると、赤外 1 上層風の高度は、おおむね BFL とよい一致を示す一方で、曇天域水蒸気風の高度は、熱帯域を中心に 300 hPa ~ 400 hPa において BFL に比べて低い傾向がある。このことは、この領域及び高度において、曇天域水蒸気風の高度が低めに算出されている可能性があることを示唆している。

次に、MTSAT-2 赤外 1 下層風及び可視風についても、図 61 と同じ図を示す (図 62)。赤外 1 下層風では、950 hPa 付近で大きな正の高度バイアスがみられるが、これは移動速度の速い上・中層の雲を間違っ下層に割り付けてし

まっているケースがあるためと考えられる。

この典型例として、図 63 に、ベトナム南東岸の赤外 1 下層風の例 (2011 年 9 月 4 日 00UTC) を示す。図 63(a) は、MTSAT-2 赤外 1 下層風、図 63(b) は MTSAT-2 赤外 1 画像の輝度温度を鉛直温度分布データにより雲頂高度に変換したものである。また、図 63(c) と図 63(d) には、GSM の 850 hPa 面の風の間、200 hPa 面の風の間をそれぞれ示す。図 63(a) の下層風ベクトルが算出された位置を図 63(b) の雲頂高度と比べると、確かに 650 hPa ~ 925 hPa 程度の雲頂高度を持ったターゲットが存在していることが分かる (表 4.1 を参照)。次に、図 63(a) の風ベクトルが算出された図 63(a) と図 63(c) を比較すると、図 63(a) の赤の破線の丸で囲んだ 7 つの風ベクトルは、ほぼ GSM の 850 hPa の風の間とよく合っており、これらの高度の下層風を追跡して得られた風ベクトルであると考えられる。対して、図 63(a) の風速のやや大きい青色の破線の丸で囲んだ 8 つの風ベクトルは、850 hPa の風の間と比較すると風速が大きく、

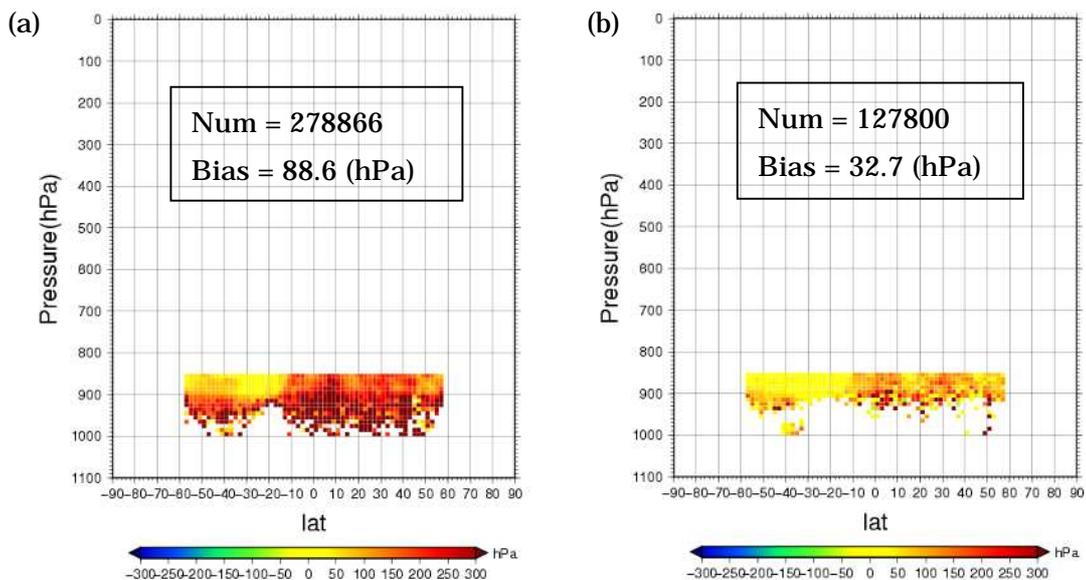


図 62 2011 年 9 月の大気追跡風 (QI>0.8) の高度とモデル BFL の差の緯度帯平均
(a) 赤外 1 下層風、 (b) 可視風

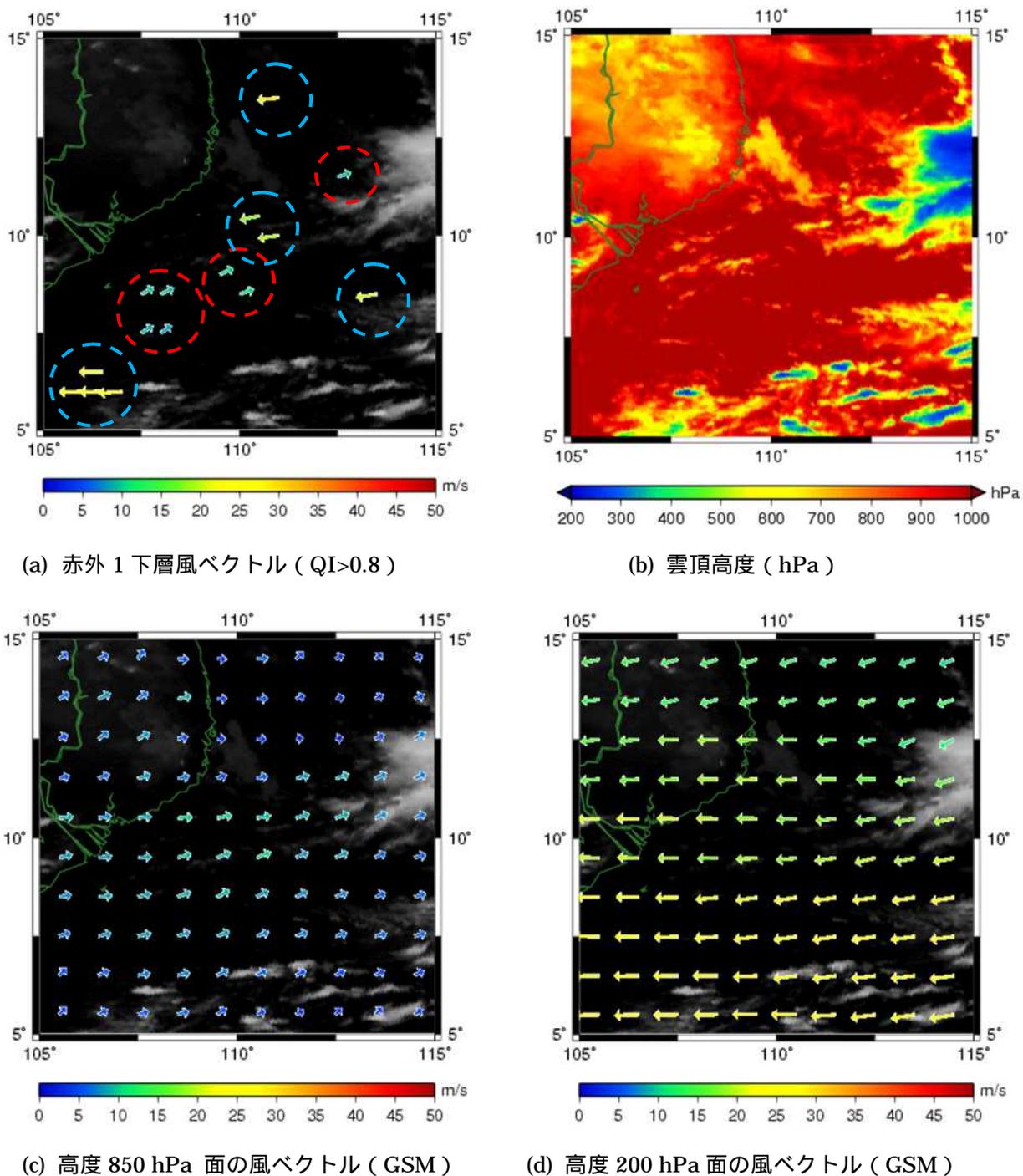


図 63 赤外 1 下層風の算出で誤って薄い上層雲を追跡してしまっている例 (2011 年 9 月 4 日 00UTC、ベトナムの南東岸付近)

(a) MTSAT-2 赤外 1 下層風ベクトル ($QI > 0.8$)、(b) 赤外 1 画像の各画素の輝度温度を、鉛直温度分布データを用いて雲頂高度に変換したもの、(c) GSM 第一推定値の 850hPa 気圧面の風の場を 1 度間隔で示したもの、(d) GSM 第一推定値の 200 hPa 面の風ベクトル。風ベクトルは同時刻の MTSAT-2 赤外 1 画像に重ねて表示した。

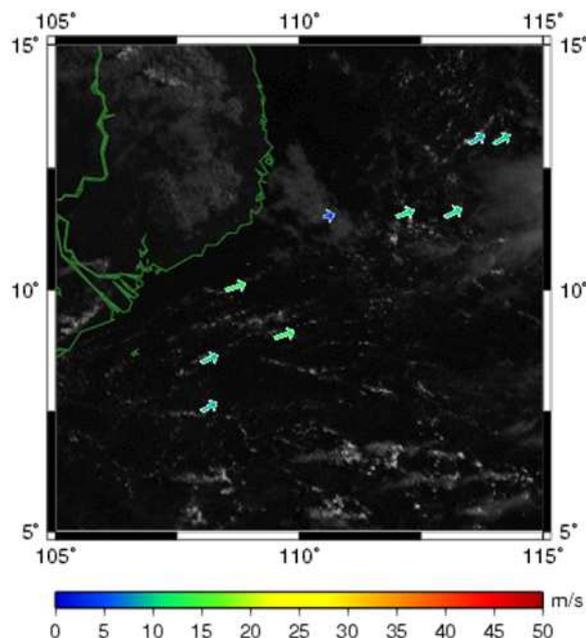


図 64 図 63 と同じ時刻、領域で算出した可視風 (QI>0.8)。背景は MTSAT-2 可視画像。

風向もほぼ逆を向いている。これらの風ベクトルは、むしろ図 63(d)の 200 hPa 面の
上層の風の場とよく一致していることから、半透明な上層雲を追跡した結果、算出されたものであることが示唆される。実際、これらの雲を、時系列を追って(動画で)確認したところ、これらの半透明雲は積乱雲起源の巻雲が風に流されてものである可能性が高い。同時に、図 64 に同じシーンで得られた MTSAT-2 可視風ベクトルを示す (QI>0.8)。この図にみられる可視風ベクトルは図 63(c)の 850 hPa の風の場とよく整合している。可視風では、1.2 節で述べたチャンネル特性により、上層の半透明雲に大きな影響を受けず下層雲を追跡できていると考えられる。

A 3 冬の日本海で発生する筋状対流雲域でみられる赤外 1 下層風の負の風速バイアスの事例調査

ここでは、2011 年度に行った、冬の日本海で発生する筋状対流雲域でみられる下層風の負の風速バイアス (3.3 節で言及) についての調査結果を示す。

図 65 に、気象衛星センターのルーチンで算出された 2011 年 1 月の MTSAT-2 赤外 1 下層風、可視風 (QI>0.85) の GSM 第一推定値に対する風速バイアスを 0.5 度×0.5 度ボックス内で統計した結果を示す。図を見ると、(a)の赤外 1 下層風では、風速 5 m/s 近い負の風速バイアスがユーラシア大陸に近い領域で存在しているのに対して、(b)の可視風では、沿海州の南東沖付近で負の風速バイアスが見られるものの、この負の風速バイアスの大きさは全体に小さい。

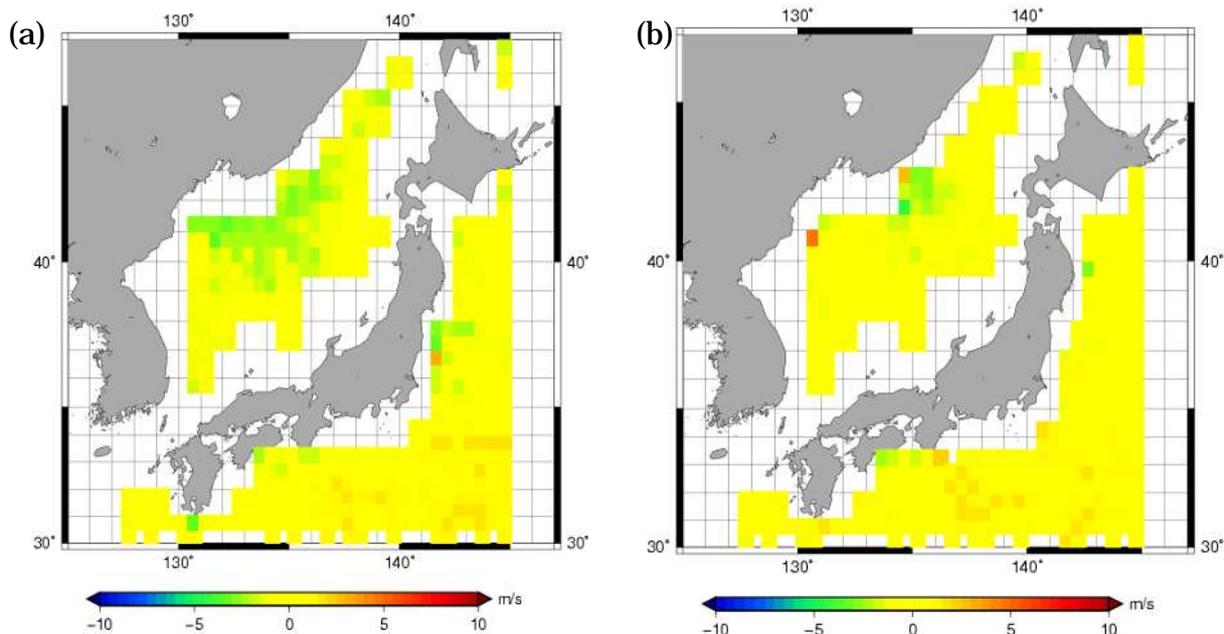


図 65 2011 年 1 月の MTSAT-2 下層風 (QI>0.85, 時刻は 00, 06, 12 及び 18 UTC) の GSM 第一推定値に対する風速バイアス。(a)赤外 1 下層風、(b)可視風。

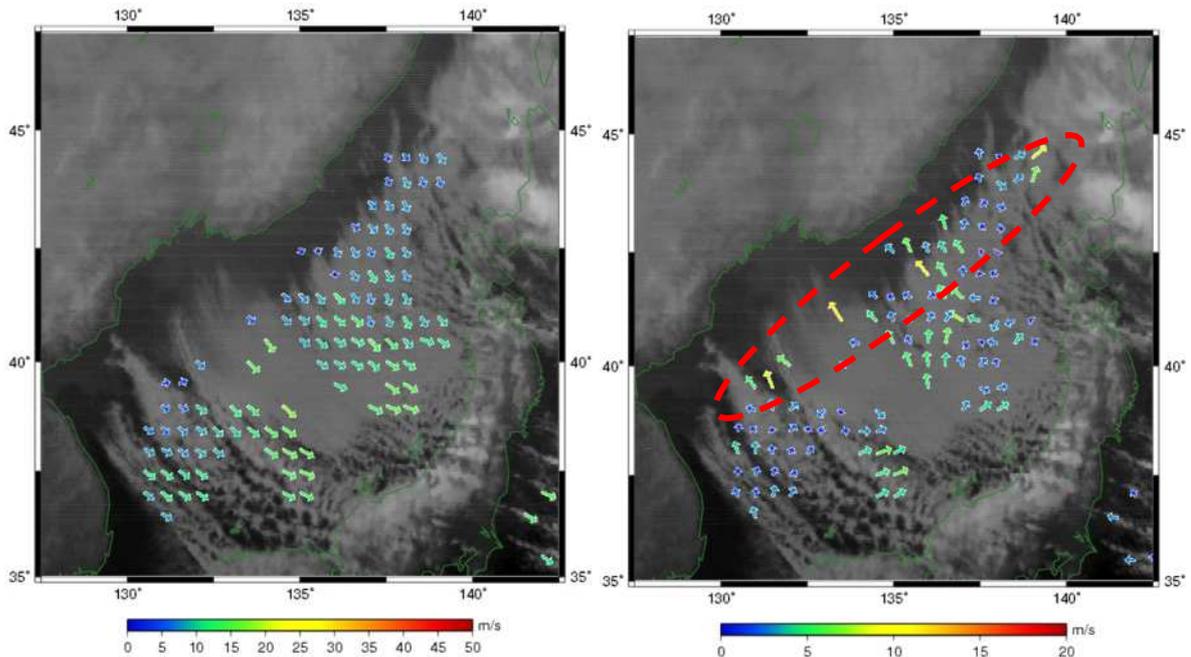
赤外 1 下層風では、ユーラシア大陸に沿って負の風速バイアスが存在する。可視風の負の風速バイアスは比較的小さい。

冬の日本海では、ユーラシア大陸からの寒気の移流により、筋状対流雲列が発生する。この筋状対流雲列は、日本海側の地域に降雪をもたらす原因の 1 つとして広く認識されている (気象衛星センター, 2000)。図 66 に、筋状対流雲域で赤外 1 下層風を算出した例を示す。風ベクトルの分布 (図 66(a)) をみると、風上にある雲域の縁の領域で小さな風速をもった風ベクトルがみられる。また、赤外 1 下層風ベクトルと GSM 第一推定値の風ベクトルの差 (O-B ベクトル) (図 66(b)) をみると、赤色破線の丸で示した大陸側の雲域の縁の周辺では北西に向き約 10m/s のベクトルがみられ、負の風速バイアスとなっていることが分かる。ここの付近で負の風速バイアスが存在する理由を、追跡処理の観点から考察した結果を以下で示す。

この筋状対流雲列を追跡するとき注目す

べき点は 2 つある。1 つ目は、雲列が筋状の形状をとっていること、2 つ目は対流雲が形成される場所 (以下、吹き出し口と呼ぶ) の位置があまり変わらないことである。

まず、1 つ目については、筋状の雲はパターンマッチングにおいて厄介なターゲットして知られており、各々の筋状のターゲットを追跡しようとした場合には精度が担保できないことがわかっている (Forsythe and Doutriaux-Boucher, 2008)。というのも、筋の走向に沿って同じような形状が並ぶことになるため、筋にそって相関係数が大きな値をとってしまい、どこに移動ベクトルの終点をとればいいのかわからなくなってしまうからである。この問題は、認識学で“窓問題”と呼ばれている (石黒ほか, 2004)。この領域における追跡は、この窓問題により追跡精度が下がる。



(a) 2011 年 12 月 26 日 06 UTC 赤外 1 下層風 (b) (a)と同時刻の赤外 1 下層風 O-B ベクトル

図 66 日本海の筋状対流雲域で算出された赤外 1 下層風の例 (2011 年 12 月 26 日 06UTC)

(a)赤外 1 下層風ベクトル (QI>0.6) (b) O-B ベクトル。背景は赤外画像。

日本海には、北西～南東の走向をもつ筋状対流雲がみられる。雲域の縁に沿ってみられる風速の小さいベクトルに対応し、比較的大きな負の風速バイアスがみられる (赤い破線の丸で示した領域)。

1 つ目の問題は正確な移動ベクトルの算出が難しいというだけであり、負の風速バイアスは説明できない。しかし、次に述べる 2 つ目の理由で負の風速バイアスを説明することができる。対流雲ができる吹き出し口では、赤外 1 画像では、似た形状の対流雲がわき出し続けているように見える。吹き出し口は雲域のエッジであり、雲頂温度と海面の輝度温度のコントラストが比較的大きく、追跡結果に大きく影響する。赤外 1 画像では筋状対流雲の構造まで判別できないため、ほとんど移動しない雲域のエッジをターゲットとして追跡してしまっていると思われる (図 67)。一方、図 67 と同一のターゲット指定点における可視画像のテンプレート (32 ピクセル×32 ライン) を使って追跡した事例を図 68 に示す。ここで、可視チャンネルのテンプレート (図 68(a)) のサイズは、

赤外 1 のテンプレート(図 67(a))の約半分で、赤外 1 風より中心付近をみているという違いがあることに注意されたい。

可視チャンネルは解像度が赤外 1 チャンネルより良く (表 2) 光学的に厚い積雲雲頂と海面では反射率が大きく違い、赤外 1 画像より明確なコントラストが得られるので、積雲群の細かい構造を把握できる。このことから、可視風ではその特性から筋状対流雲の細部構造まで考慮して追跡することができるため、赤外 1 下層風に比べ精度のよい追跡が期待できると考えられる。実際に、図 68 で示された可視風のマッチングサーフェスを確認すると、筋状対流雲列の向きの風上側に少しリッジが伸びているが、おおむねピーク的位置は 1 つに決まっている。以上の状況を模式的に示したものが図 69 である。

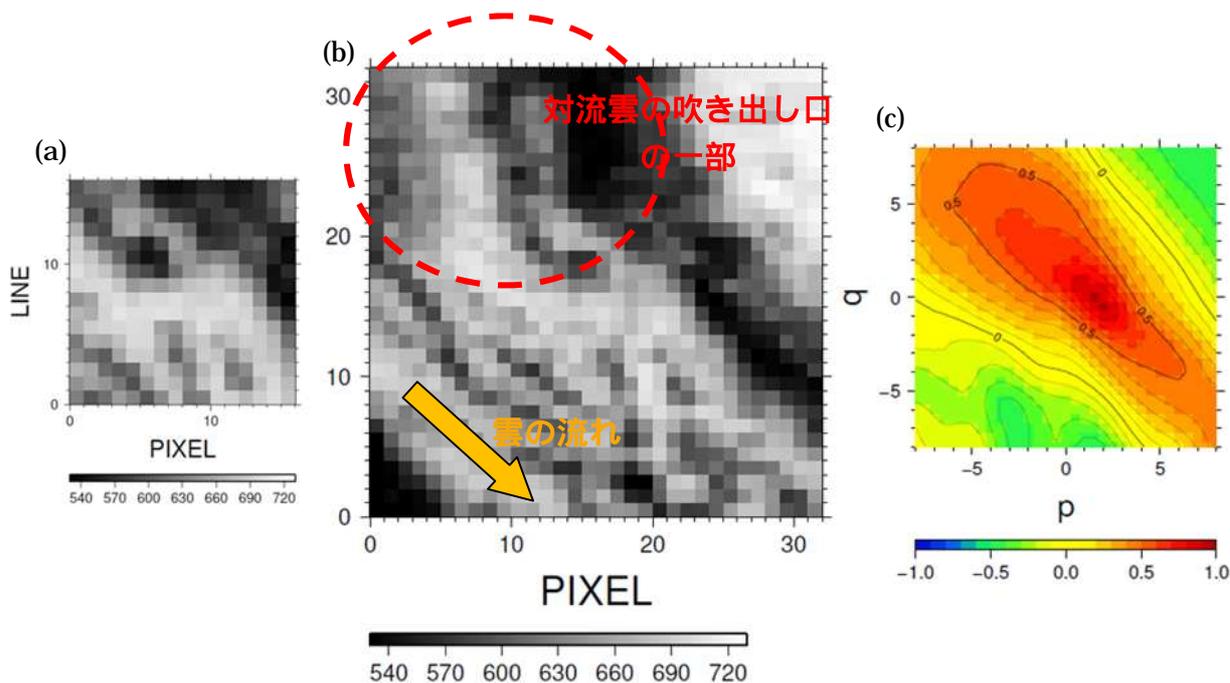


図 67 赤外 1 画像による筋状対流雲発生点付近の追跡(2011 年 12 月 26 日 06UTC(38N, 130.5E))
 (a)テンプレート(16 ライン×16 ピクセル)、(b)サーチエリア(15 分後の画像、32 ライン×32 ピクセル)、(c)マッチングサーフェス。

サーチエリア内には筋状対流雲が北西～南東に並ぶため、マッチングサーフェスのピークもこの方向に引き伸ばされる。赤色の破線の円で示したコントラストの大きい吹き出し口に沿って、相関係数の高い領域は紙面左上(北西の風上側)の方に引き伸ばされている。

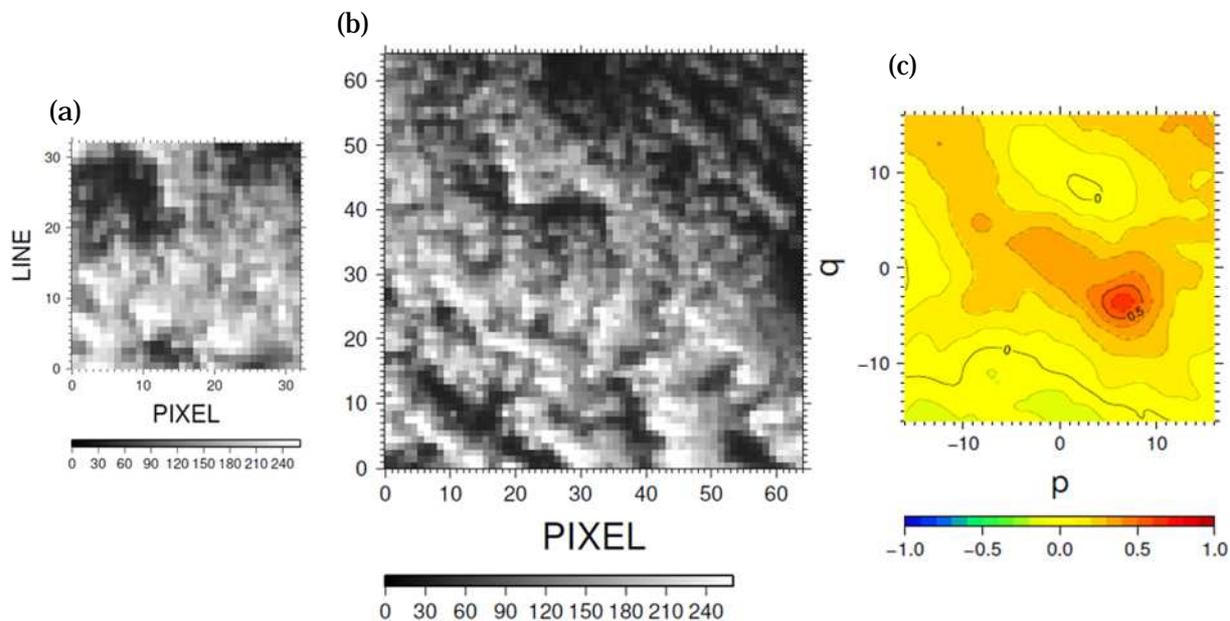


図 68 可視画像による筋状対流雲発生点付近の追跡(2011 年 12 月 26 日 06UTC (38N, 130.5E))
 (a)テンプレート(32 ライン×32 ピクセル)、(b)サーチエリア(15 分後の画像、64 ライン×64 ピクセル)、(c)がマッチングサーフェス。



図 69 筋状対流雲と吹き出し口

サーチエリアに筋状対流雲とその吹き出し口が写り込んでいるとする。筋状対流雲は風に乗って移動するが、筋状対流雲の発生地点のパターンはあまり変化しない。赤外 1 画像では解像度が荒いので、筋状対流雲の内部構造まで判別できず、大ざっぱに言えば、背景（海）と雲のコントラストが大きいエッジ部分領域を追跡してしまう。吹き出し口そのものは、その地点の環境場の風と平衡状態になっているわけではなくゆっくりと移動するので負の風速バイアスが生じる。この吹き出し口は、ターゲットがパッシブトレーサーとなっていない典型的な例であると考えられる。

以上から、日本海の冬季で観測される赤外 1 下層風の負の風速バイアスの原因は、トラッキングが難しい筋状対流雲の領域において、対流雲の吹き出し口を追跡してしまっている可能性が高い。この場合、パッシブトレーサー仮定が成り立っていないため、このような領域では追跡処理を行うべきではなく、ターゲット選択や品質管理などで除くべきであると思われる。

A4 略語集

- AMV : Atmospheric Motion Vectors (大気追跡風)
- AS : Automatic target cloud Selection (客観的雲指定法)
- ATS : Applications Technology Satellite (応用技術衛星)
- BIAS : 系統的な基準値からの差、バイアス
- BFL : Best Fit Level (ベストフィット高度。LBF (Level of Best Fit)ともよばれる)
- BUFR : Binary Universal Form for the Representation of meteorological data (二進形式汎用気象通報式)
- CALIPSO : Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation (米国の雲エアロゾルライダー赤外パスマイナダ衛星)
- CCC 法 : Cross Correlation Contribution 法 (相互相関法による追跡貢献度(相互相関係数成分)を利用した高度指定法)
- CGMS : Co-ordination Group for Meteorological Satellite (気象衛星調整会議)
- CLA : CLOUD Analysis (METEOSAT 第2世代で採用されている雲解析プロダクト)
- CSR : Clear Sky Radiance (晴天放射場量)
- DCDH : 気象庁で使用しているデコードデータ形式の1つ
- EBBT 法 : Equivalent Brightness Temperature of BlackBody (等価輝度温度法。単一のチャンネルで観測した輝度温度を数値予報データを参照して雲頂高度に換算する高度指定法)
- ECMWF : European Centre for Medium-Range Weather Forecast (欧州中期予報センター)
- ESOC/ESA : European Space Operations Centre / European Space Agency (欧州宇宙運用センター)
- EUMETSAT : European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites (欧州気象衛星開発機構)
- FFT : Fast Fourier Transform (高速フーリエ変換)
- FGGE : First GARP Global Experiment (第一次地球大気開発計画全球実験)
- FL 法 : Film loop 法 (フィルムループ法。LF 法と表記される場合もある)
- GARP : Global Atmospheric Research Program (地球大気開発計画)
- GMS : Geostationary Meteorological Satellite (日本の静止気象衛星(ひまわり1号~5号))
- GOES : Geostationary Operational Environmental Satellite (現在の米国の静止気象衛星。現在、東西経135度付近にGOES-WEST、西経75度付近にGOES-EASTの2台体制で運用)
- GOS : Global Observing System (全球監視システム)
- GSM : Global Spectral Model (全球スペクトルモデル。本報告では気象庁の全球数値予報モデルを指す)
- GTS : Global Telecommunication System (全球通信システム)
- HRVIS : High Resolution Visible (MSGに搭載されている高解像度可視チャンネル)
- IRW : InfraRed Window (赤外大気窓)
- IWW : International Wind Workshop (国際風ワークショップ)

IWWG : International Wind Working Group (国際風ワーキンググループ)
IVH : Inter-channel Vertical Heterogeneity (チャンネル間鉛直不均一性)
METEOSAT : Meteorological Satellite (欧州の静止気象衛星)
MM 法 : Man-Machine 法 (マンマシン法)
MSG : METEOSAT Second Generation (METEOSAT 第 2 世代)
MTG : METEOSAT Third Generation (METEOSAT 第 3 世代)
MTSAT : Multifunctional Transport Satellite (運輸多目的衛星)
MVD : Mean Vector Difference (平均ベクトル差)
NCEP : National Center for Environmental Prediction (米国国立環境予測センター)
NESDIS : National Environmental Satellite, Data, and Information Service (米国国立気象衛星データ情報サービス)
NH : Northern Hemisphere (北半球)
NOAA : National Oceanic and Atmospheric Administration (米国海洋大気庁)
RFF : Recursive Filter Flag (再帰フィルタフラグ)
RMSVD : Root Mean Square Vector Difference (二乗平均平方根ベクトル差)
O-B : Observation minus Background (観測値から背景値を引いたもの)
QC : Quality Control (品質管理)
QI : Quality Indicator (EUMETSAT で開発された品質指標)
SATOB : SAT Observation (SATOB 報、衛星データ用の気象通報式)
SCE : SCENE analysis (METEOSAT 第 2 世代で採用されている地点解析プロダクト)
SH : Southern Hemisphere (南半球)
SMS : Synchronous Meteorological Satellite (1970 年代に打ち上げられた米国の静止気象衛星)
TBB : brightness Temperature of Black Body (輝度温度、EBBT ともよぶ)
TIROS : Television Infrared Observation Satellite (米国の極軌道気象衛星タイロス)
TR : Topical Region (熱帯)
UKMO : United Kingdom Meteorological Office (英国気象局)
UTC : Coordinated Universal Time (世界協定時)
UW-CIMSS : University of Wisconsin - Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies (ウィスコンシン大学・気象衛星共同研究所)
WMO : World Meteorological Organization (世界気象機関)
WWW : World Weather Watch (世界気象監視計画)