

MTSAT ラピッドスキャン観測データを用いて算出された 台風領域の上層大気追跡風の特徴

小 山 亮*

要 旨

2011～2013年に日本に接近した16個の台風に対して、運輸多目的衛星 MTSAT-1R の 5 分間隔の高頻度衛星雲観測（ラピッドスキャン）の赤外（IR）及び水蒸気（WV）チャンネル画像を使用して上層大気追跡風（AMV）を算出し、その特性を調査した。具体的には、一定以上の品質（品質指標（Quality Indicator）が0.3より大きい）の AMV に対して、衛星画像の時間間隔が AMV の算出データ数に与える影響評価と、気象庁及び防衛省のゾンデ観測データとの比較による AMV の品質評価を行った。本調査の結果、(i) 5 分間隔の画像を用いることにより、風場の時間・空間変動の大きな台風領域でも高密度に AMV の算出が可能であること、(ii) 上層 AMV の台風中心を中心とした接線及び動径風速は、ドロップゾンデ観測に基づく先行研究により得られた巻雲高度付近の風場の特徴と整合的であること、(iii) 上層 IR-AMV と WV-AMV は、算出地点に関して相互に補完する風データであること、などの特性が明らかとなった。また、上層 IR-AMV と WV-AMV で追跡された風場の高度の違いは、台風中心に近いほど小さい傾向も示された。

1. はじめに

台風は、主に熱帯域海上で発生する水平スケール数百～数千 km のメソスケール渦擾乱（小倉 1997）であり、多くの観測に基づく研究によって、台風内の風分布は低気圧性循環（一次循環）、及び対流圏下層のインフローに伴う中心付近の強い対流（上昇運動）、対流圏上層のアウトフロー及びその後の下降運動によって構成される二次循環により特徴づけられることが知られる。また、Holland and Merrill (1984) などの台風を軸対称渦と仮定した理論的研究や、Smith *et al.* (2009) などの数値シミュレーションによる研究により、一次循環の強化には二次循環が重要な役割を果たしていることも明らかにされている。さらに、近年米国では、アメリカ航空宇宙局（National Aero-

nautics and Space Administration : NASA）のハリケーンの発生、急発達プロセス解明のための実験（NASA's Genesis and Rapid Intensification Processes experiment : GRIP）における、ドップラーレーダー、マイクロ波探査計など多くの種類のセンサーを搭載した航空機観測による熱帯低気圧内部の詳細な風場の解明のための研究も進められているところである（Braun *et al.* 2013）。

衛星観測は、特に現場観測データが少ない海洋上における台風の構造及び強度の観測や解析に欠かせない存在となっている。静止気象衛星観測は、近年特にその時間分解能の向上が著しく、2005年以降、運輸多目的衛星 MTSAT（-1R 及び-2）の大気追跡風（Atmospheric Motion Vectors : AMV）算出のための北西太平洋域の15分毎観測（00, 06, 12及び18 UTC）とともに、2008年の T-PARC 特別観測実験（Nakazawa *et al.* 2010）及び2011年以降夏季に4～5分間隔の高頻度衛星雲観測（ラピッドスキャン、太原・毛利 2013）が行われている。AMV は、連続する衛星画像から雲及び水蒸気分布を追跡することに

* 気象庁気象研究所。
royama@mri-jma.go.jp

—2015年2月10日受領—
—2015年7月30日受理—

より算出される風データであり、衛星観測領域で広範囲にデータが得られる（林・下地 2013）。気象庁、欧州中期予報センター（European Center for Medium-Range Weather Forecasts）等の数値予報センターでは、AMV は大気数値予報システムにおける初期値解析で使用されている（山下・下地 2011；Cotton 2014）。AMV の品質は衛星観測の時間・空間分解能と直に関係し、特に流れの曲率の影響による AMV 算出誤差は、画像の時間間隔が短いほど小さくなることが想定される。AMV 算出にラピッドスキャンデータを使うことによって、これまで AMV の主な対象とされてきた総観規模擾乱に伴う風とともに、メソスケール擾乱に伴う時間・空間スケールの小さな風場を捉える可能性も指摘されている（山下・下地 2011）。特に台風領域では、その一次循環及び二次循環を捉えるための重要な風データとなると考えられるが、台風領域で算出される AMV の品質を含めた特性を調べた先行研究はみられない。

本研究は、MTSAT-1R のラピッドスキャンデータを用いて、対流圏上層の AMV、すなわち赤外チャンネル画像から対流圏上層の巻雲等を追跡して得られる上層 IR-AMV、水蒸気チャンネル画像から対流圏上層の雲および水蒸気分布を追跡して得られる WV-AMV を算出して、そのデータ分布等の特性の把握とゾンデ観測を用いた品質評価を目的とした。

2 章で、本研究で用いたデータ及び AMV 算出手法、及び AMV の検証手法を説明する。3 章では、上層 AMV の空間分布の特性とともに、ゾンデ観測データを参照値とした AMV 品質評価結果も示す。最後に 4 章で、本研究の結論と今後の課題を示す。

2. AMV の算出手法と検証方法

本研究では、2011～2013 年の 16 個の台風（第 1 表）を対象として、気象庁気象衛星センターで開発され、MTSAT による AMV の算出で現業的に用いられている AMV 算出モジュール（Oyama 2010）を使用し、0.25 度緯経度格子点上で AMV を算出した。以下、AMV の算出及び検証に使用したデータ、AMV の算出手法及び検証方法について説明する。

2.1 使用データ

AMV の算出に使用した衛星データは、航空機の安全運航支援のため、2011～2013 年の夏季（6～9 月）日中（00～10 UTC）の日本周辺域（23°N～45°N，120°E～146°E）を対象に実施された MTSAT-1R ラ

Table 1 JMA typhoon numbers and verification periods for tropical cyclones investigated in this study.

JMA typhoon number	Verification period
1106	17 June - 19 June 2011
1112	29 August - 5 September 2011
1115	17-20 September 2011
1207	16-18 July 2012
1210	29 July - 2 August 2012
1211	4-7 August 2012
1215	25-28 August 2012
1216	16-17 September 2012
1217	29-30 September 2012
1218	25-29 September 2012
1303	11-12 June 2013
1304	19-20 June 2013
1312	21 August 2013
1317	3 September 2013
1318	14-15 September 2013
1320	23-25 September 2013

ピッドスキャン観測による赤外 1（観測波長：10.3～11.3 μm ）及び水蒸気チャンネル（6.5～7.0 μm ）データである。赤外 1 及び水蒸気チャンネルでは雲の分布が観測され、水蒸気チャンネルでは雲とともに上層の水蒸気分布も観測可能である。観測される輝度温度は、積乱雲など光学的に厚い雲に対しては、一般に雲頂高度が高い（雲頂温度が低い）ほど低い。ここで衛星から観測される雲頂高度は、観測に使用する周波数によって違いが生じうが（Hamada and Nishi 2010）、本稿では、赤外 1 チャンネルで観測される黒体の雲の高度を雲頂高度と呼ぶ。

MTSAT-1R のラピッドスキャンデータの観測時刻は毎時 09 分から 54 分の間の 5 分間隔の時刻となっているが、本研究では AMV と 00 UTC のゾンデ観測との比較のため、0009 UTC～0054 UTC のラピッドスキャンデータを用いて AMV 算出を行っている（詳細は 2.2 節参照）。

ラピッドスキャンデータの他に、AMV の高度の決定及び品質指標（Quality Indicator：QI）算出（2.2 節で述べる）のための参照データとして、前日 18 UTC 初期値の気象庁全球モデル（GSM）の気温、水蒸気及び風の第一推定値（水平解像度 20 km，鉛直 60 層）、及び晴天放射場（MTSAT の赤外、水蒸気チャンネル）データも使用している。また AMV の高度決定において、GSM の気温を MTSAT-1R によって観測される雲の輝度温度と対応させるため、雲と衛

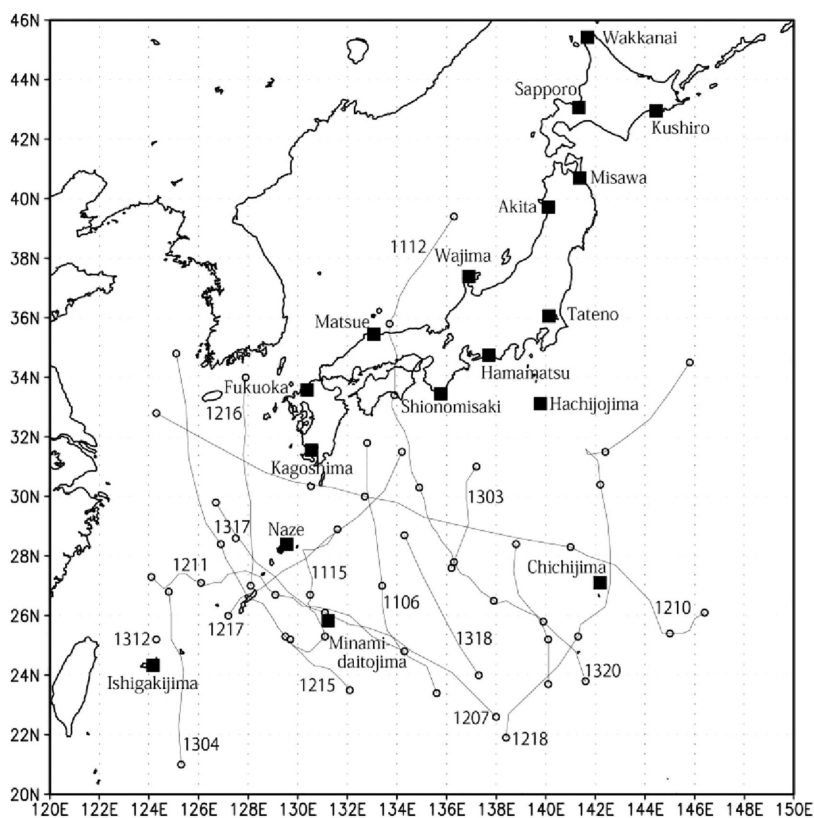


Fig. 1 Tracks of 16 tropical cyclones (TCs) investigated in this study (see Table 1). A number attached to each TC track (e.g., 1106) indicates the JMA Typhoon number (see Table 1). A white circle (○) shows the TC location at 00UTC and a black square (■) shows the location of the sonde observation site.

Table 2 Observation times of successive MTSAT-1R imagery used for derivations of 5-min AMV, 10-min AMV and 15-min AMV. AMVs from successive imagery of Combination-A are used for investigating the dependence of their characteristics on the imagery intervals in the subsection 3.1. Validations of 5-min AMVs with reference to sonde observations at 00UTC in the subsection 3.2, 3.3 and 3.4 adopt AMVs from successive imagery of Combination-B.

		Observation time (UTC)		
		1st image	2nd image	3rd image
Combination A	5-min AMV	0 : 19	0 : 24	0 : 29
	10-min AMV	0 : 14	0 : 24	0 : 34
	15-min AMV	0 : 09	0 : 24	0 : 39
Combination B	5-min AMV	0 : 09	0 : 14	0 : 19

星の間の放射減衰量を放射伝達モデル RTTOV-8 (Saunders 2005) を用いて算出し使用している。

台風中心位置は気象庁ベストトラックデータを用いた。第1図に、第1表の台風の検証期間中の中心位置を示す。またAMVの品質検証には、気象庁のゾンデ観測(稚内、札幌、釧路、秋田、輪島、館野、松江、福岡、潮岬、八丈島、鹿児島、名瀬、父島、南大東島、石垣島)と防衛省のゾンデ観測(三沢と浜松)で得られた風データを使用した。第1図に各ゾンデ観測地点の位置も示す。

2.2 上層AMVの算出手法

前述のとおり本研究では、巻雲等の対流圏上層の雲の移動に基づき算出される上層IR-AMV(以下IR-AMV)、上層の雲及び水蒸気分布の移動に基づき算出されるWV-AMVを扱った。具体的には、以下で説明するAMVの高度が400 hPa面より上のAMVのみを対象としている。

AMVの算出では、連続する3枚の衛星画像(以下A、B及びC画像)を用いて、QIによる品質評価で使用するA-Bベクトル、QIによる品質評価及び最終出力として用いるB-Cベクトルを算出する。画像の時間間隔の違い(5、10及び15分)のAMV算出精度への影響調査(3.1節)では、00時24分をB画像として算出したAMVを使用した(第2表中Combination-A)。この調査以外(3.2、3.3及び3.4節)では、最もゾンデ観測時刻に近いAMVを使用するため、00時14分をB画像として算出したAMVを使用した(第2表中Combination-B)。以後、AMV算出に用いた画像の時間間隔により5-min AMV、10-min AMV及び15-min AMVとして参照する。

移動ベクトルは、第2図に示す相関係数を用いたパ

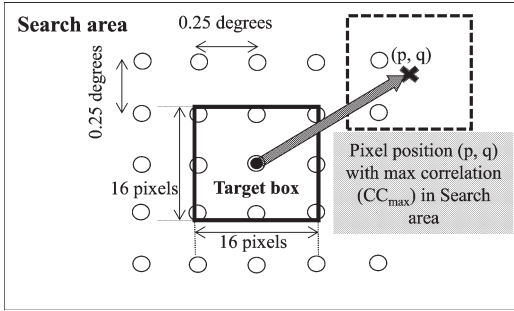


Fig. 2 Illustration for a target box (i.e. a square image clipped from the first image of the successive two images) and the search area (the second image) for pattern matching using cross-correlation coefficient to derive a displacement vector. A white circle shows AMV derivation point: the center of each target box which is shown as the bold-line square. A gray arrow indicates the displacement vector which is derived by tracking clouds and/or water vapor pattern from the two successive images.

ターン・マッチングによって算出する。B-Cベクトルの導出では、1つめの画像(B)内の0.25度緯度格子点位置を起点とする。起点を中心とした16ピクセル(1ピクセルは衛星直下で4km)四方のテンプレート(ターゲットボックス: Target box)と最も大きな相関(CC_{max})をとる地点を、続くC画像(サーチエリア: Search area)内から探索し、その中心を終点とする。移動ベクトルは、この起点から終点のベクトル(第2図中灰色矢印)として求められる。パターン・マッチングで使用する相関係数は式(1)で与えられる。

式(1)中の M はターゲットボックスサイズ(単位はピクセルで偶数)、 $T(i, j)$ はターゲットボックス内の各ピクセルのカウント値(放射輝度と線形で0~1023の値をとる)、 S はサーチエリア内から位置 (p, q) を中心に切り出したサイズ M の矩形領域のカウント値(0~1023)、 $\langle \rangle$ は $M \times M$ 領域内の平均を表す。ここで、パターン・マッチングで算出可能な移

動量はピクセル単位である(5分間隔の画像の場合、1ピクセルに相当する移動速度は4km/5分=約13.3 ms^{-1}) ため、1ピクセル未満の移動量もパターン・マッチングで得られた相関係数分布 $CC(p, q)$ から相関係数曲面を推定し、相関係数の最大ピーク位置を探索することで求めている(サブピクセル推定)。以上の手順は、対象とする風の場の流れの曲率を考慮していないため、曲率が大きな流れでは移動量が実際よりも短く推定されるか、パターン・マッチングに失敗する可能性が高くなると想定される。また、パターン・マッチングにおける品質管理として、得られた相関係数が著しく小さい場合、相関係数曲面上の極大が不明瞭な場合には算出失敗として処理している。A-Bベクトルの算出方法もB-Cベクトルと同様であるが、ターゲットボックスをB画像から切り出し、A画像をサーチエリアとして算出している。

IR-AMVの高度(気圧面)は、ターゲットボックス内の上層雲の赤外1輝度温度を雲頂温度とみなし、GSM第一推定値の気温プロファイル及び雲と衛星の間の放射減衰量を参照して求めている。光学的に薄い巻雲については、赤外1輝度温度は巻雲下の雲及び地表からの放射に影響されるため、水蒸気-赤外インターセプト法(Nieman *et al.* 1993)による輝度温度補正を行っている。

WV-AMVの高度は、本来は水蒸気チャンネル輝度温度を用いた高度決定が妥当であると考えられるが、IR-AMV同様、水蒸気-赤外インターセプト法を適用した上層雲の赤外1輝度温度を用いて決定している。これは、一般に大きいことが知られる水蒸気予報誤差を考慮した措置である。水蒸気チャンネルを使用して高度決定を行うためには、数値予報モデルの水蒸気予報値と衛星の水蒸気チャンネル輝度温度の比較を行う必要があるが、水蒸気予報誤差が大きい場合、大きな高度決定誤差となりうる。

AMVの高度算出のためのターゲットボックス内256個($=16 \times 16$)のピクセルからの上層雲ピクセルの選択では、IR-AMVの場合は、赤外1輝度温度が高い地表及び中・下層雲を除くピクセルのうち、パターン・マッチングにおいて CC_{max} への寄与度が大き

$$CC(p, q) = \sum_{i,j=1}^M \left[\frac{(T(i, j) - \langle T \rangle) \left(S\left(i + p - \frac{M}{2}, j + q - \frac{M}{2}\right) - \langle S \rangle \right)}{\sqrt{\sum_{i,j=1}^M (T(i, j) - \langle T \rangle)^2} \sqrt{\sum_{i,j=1}^M \left(S\left(i + p - \frac{M}{2}, j + q - \frac{M}{2}\right) - \langle S \rangle \right)^2}} \right] \quad (1)$$

なピクセルを採用している。ここでターゲットボックス内の各ピクセル (i, j) の $CC_{\max}$ への寄与度は、式 (1) 右辺の Σ 内の $[\]$ の式において (p, q) を $CC_{\max}$ の位置 $(p_{\max}, q_{\max})$ で置き換えた (i, j) に関する式であるが、ターゲットボックス内の平均輝度温度からの偏差が大きなピクセルほど大きい。WV-AMV では、ターゲットボックス内の上層雲ピクセルのうち最大度数をとる赤外 1 輝度温度を高度指定に使用している。この最大度数の導出は 2 段階で行っており、まず雲の厚さを考慮したクラスタリングとして高度 50 hPa 刻みのヒストグラムを作成し、その最頻値をとる高度区間を求める。次に、この高度区間内でオリジナルのヒストグラムで最も出現頻度が多い高度を代表高度とする。この最大度数の利用により、ターゲットボックス内の雲分布によっては、IR-AMV の高度の方が WV-AMV よりも高度が高めに算出される場合がある。高度の最終出力は C 画像から算出した高度としている。

AMV の品質管理は、欧州気象衛星開発機構 (European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites : EUMETSAT) で開発された QI (Holmlund 1998) を用いて行った。QI は世界気象機関 (World Meteorological Organization : WMO) が利用を推奨している品質指標で、気象庁及び海外の数値予報センターで AMV のフィルタリングに使用されている。QI は、A-B、B-C ベクトルの比較による検査、周囲ベクトルとの比較による検査、数値予報値に対する検査に基づき算出され、0~1 の値をとる (値が大きいほど高品質)。QI 導出の詳細は付録に示す。

2.3 上層 AMV の検証方法

本検証では、台風中心から半径 6 度 (1 度=110 km と定義) 以内の領域を台風領域と定義し、この領域内の上層 AMV を検証した。ここで用いた半径 6 度は、本研究で扱った台風の上層 AMV の接線風速の平均が正 (低気圧性循環) である最大の半径におよそ対応する。また、大きく品質が劣る AMV を除くため、QI が 0.3 より大きい AMV のみを対象とした。この QI 閾値は、主に熱帯域を対象とした積乱雲域監視のための上層発散プロダクト作成のための Meteosat の WV-AMV の選別でも使用されている (EUMETSAT 2015)。

AMV の品質はゾンデ観測 (第 1 図) による風データを真値として評価した。ゾンデ風を用いた AMV

の評価は、WMO の勧告 (Schmetz *et al.* 1999) の下に気象庁及び海外の衛星処理センターでも現業的に行われている。評価では、AMV 算出可能時刻 (2.1 節参照) 及びゾンデ観測時刻 (00UTC 及び 12UTC) を考慮して、第 1 表に示す期間の 00UTC のみを対象とした。今回使用したゾンデ観測の 00UTC の観測では、前日 2330UTC 過ぎにゾンデの放球が行われ、上層 AMV が存在する 400~200 hPa 面は、前日 2351 UTC~当日 0004 UTC 頃に観測される。このため、ゾンデ風と上層 AMV の比較は概ね観測時刻差 30 分以内で行うことができる (第 2 表参照)。ただし、ゾンデの上昇に伴うゾンデ位置の水平方向の移動については考慮せず、どの高度のゾンデ観測も放球地点での観測として扱う。各地点の AMV は、AMV から半径 32 km (ターゲットボックスサイズの半分の距離) 内のゾンデ観測 (AMV の高度と最も近い高度の観測データ) と比較した。

3. 結果

3.1 上層 AMV の基本的特性

台風領域で算出された上層 AMV の例として、第 3 図に 2011 年台風第 6 号 (1106) の領域で算出された 5-min AMV を示す。輝度温度の低い巻雲等の上層雲域で、それらの移動を示す AMV が算出されていることが分かる。

画像の時間間隔の AMV 算出への影響を確認するため、第 1 表に示す台風の台風領域で算出した 5-min AMV、10-min AMV 及び 15-min AMV のデータ数を第 3 表に示す。まず注目される点は、QI が 0.3 より大きい AMV 数の比較において 5-min AMV で最も算出数が多い点である。この結果は、より短い時間間隔の画像を使うことで移動ベクトル算出が可能となる地点が増えることを示唆する。次に QI 閾値を 0.5 とすると、QI 閾値を 0.3 とした場合よりもデータ数が少なく、10-min AMV の数が最も多い傾向がみられる。さらに QI 閾値を 0.8 とすると、データ数は QI 閾値を 0.3 とした場合の 50% 程度になり、IR-AMV では 10-min AMV、15-min AMV、5-min AMV の順で、WV-AMV では 15-min AMV、10-min AMV、5-min AMV の順で数が多くなる。ここで 5-min AMV のデータ数が最も少ない傾向は、5-min AMV が 10-min AMV 及び 15-min AMV に比べて、全体に QI が低めに計算される傾向を示唆している。5-min AMV の QI が低めに計算される理由として、画像の時間間

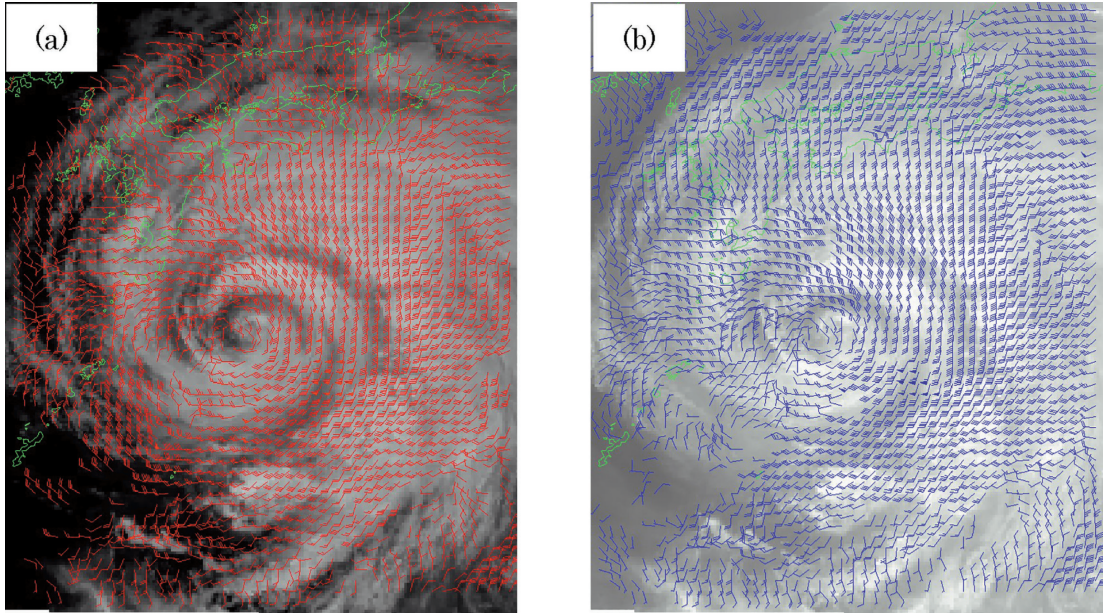


Fig. 3 (a) IR-AMV (above 400 hPa level, $QI > 0.3$) obtained by using MTSAT-1R rapid-scan imagery at intervals of 5 minutes with the background of IR channel (wavelength: $10.3\text{--}11.3\ \mu\text{m}$) brightness temperature (TB) for Typhoon Ma-on (1106) at 0914UTC on 18 July 2011. (b) Same as (a) but for WV-AMVs (above 400 hPa level, $QI > 0.3$) with the background of WV channel ($6.5\text{--}7.0\ \mu\text{m}$) TB.

Table 3 Numbers of 5-min AMV, 10-min AMV and 15-min AMV with QI greater than 0.3, 0.5 and 0.8 respectively within a radius of 6 degrees from the TC center.

	IR-AMV			WV-AMV		
	5-min AMV	10-min AMV	15-min AMV	5-min AMV	10-min AMV	15-min AMV
$QI > 0.3$	51259	51165	48041	61651	58602	55408
$QI > 0.5$	47275	48242	45325	53990	54038	51765
$QI > 0.8$	23118	27767	26731	23733	29878	30411

隔が短いほどその間の雲の移動距離が短いため移動ベクトル算出誤差が大きくなり、結果として、A-B, B-C ベクトルの差が大きくなることが挙げられる。

次に IR-AMV と WV-AMV の算出データ数を比較すると、全般に WV-AMV の方が多い傾向がみられる。これは、WV チャンネル画像を使うとターゲットボックス内に上層雲が少ない場合でも水蒸気分布も含めて移動を捉えられているためと解釈できるが、反対に IR-AMV のみが算出されている地点も全 WV-AMV 数に対する比で 9～10% ほど存在する。IR-AMV のみ算出されている地点は、台風中心付近に形成される輝度温度が低い濃密な雲域 (Central Dense Overcast : CDO) 等でみられる傾向があった。

これらの領域は、WV 画像が IR 画像に比べてコントラストが小さい領域に対応し、WV-AMV の移動ベクトル算出が困難となっていると推測される。以上の結果は、台風領域の風をより密に捉えるためには、AMV 算出に使用する画像

のチャンネル、及び間隔に依存する特性に基づいて AMV を使用することの重要性を示唆する。

第 4 表には、共通地点 (252 地点) で算出された 5-min AMV, 10-min AMV 及び 15-min AMV ($QI > 0.3$) の品質をゾンデ風に対して評価した結果を示す。まず平均風速 (wind speed) についてみると、WV-AMV の方が IR-AMV よりも大きい傾向がみられる。この傾向は、IR-AMV と WV-AMV は地点によって僅かに異なる高度の風を捉えていることを示唆していると考えられる。次に、平均風速と画像間隔との関係を見ると、IR-AMV では 5-min AMV と 10-min AMV はほぼ同じ平均風速、15-min AMV はそれより僅かに小さい。WV-AMV では画像間隔が短

Table 4 Averaged AMVs (QI>0.3) wind speed, and the bias and vector difference with reference to sonde winds within a radius of 6 degrees from the TC center. 5-min AMV, 10-min AMV and 15-min AMV calculated at the same locations (number=252) were used in the statistics. A value in parentheses denotes the normalized value by the averaged AMV wind speed.

(ms ⁻¹)	IR-AMV (number =252)			WV-AMV (number =252)		
	5-min AMV	10-min AMV	15-min AMV	5-min AMV	10-min AMV	15-min AMV
Wind speed	13.15	13.15	13.13	13.79	13.50	13.42
Bias	-0.78(-0.06)	-0.78(-0.06)	-0.81(-0.06)	-0.42(-0.03)	-0.52(-0.04)	-0.50(-0.04)
Vector difference	7.05(0.54)	6.69(0.51)	6.70(0.51)	7.77(0.60)	7.78(0.61)	7.45(0.58)

Table 5 Averaged 5-min AMVs (IR-AMV and WV-AMV) wind speed for QI>0.3, QI>0.5 and QI>0.8, and their biases and vector differences with reference to sonde winds within a radius of 6 degrees from TC center. A value in parentheses denotes the normalized value by the averaged wind speed.

	IR-AMV				WV-AMV			
	Wind Speed (ms ⁻¹)	Bias (ms ⁻¹)	Vector difference (ms ⁻¹)	Number	Wind Speed (ms ⁻¹)	Bias (ms ⁻¹)	Vector difference (ms ⁻¹)	Number
QI>0.3	12.53	-1.30(-0.10)	8.12(0.65)	426	12.09	-1.52(-0.13)	9.06(0.75)	516
QI>0.5	13.41	-0.02(0.00)	7.60(0.57)	353	13.20	-1.01(-0.08)	8.58(0.65)	410
QI>0.8	16.84	-0.64(-0.04)	6.82(0.40)	159	16.76	0.59(0.04)	7.36(0.44)	161

くなるほど平均風速が大きい傾向がみられる。この平均風速と画像間隔との関係の一つの解釈として、短い画像を使うほど台風領域内の風の場の曲率の影響が小さい可能性が考えられるが、A-B、B-Cベクトルの風向差の調査では、5-min AMV～15-min AMVで特徴的な違いはみられなかった。

風速バイアス (bias) については、IR-AMV、WV-AMVともに約-0.8～約-0.4 ms⁻¹と小さな負の値であり、風速で規格化した値も-0.06～-0.03と小さい。ベクトル差 (vector difference) については、WV-AMVの方がIR-AMVよりも僅かにベクトル差が大きいことが特徴として挙げられる。この理由としてWV-AMVの方がIR-AMVよりも風速が大きいことや、AMVの高度の推定精度の違いが考えられる。高度推定精度の違いについては、具体的にはWV-AMVの高度を赤外1チャンネル輝度温度を用いて算出していることが影響している可能性がある。次に画像間隔の違いに注目すると、IR-AMVでは5-min AMVで最もベクトル差が大きな傾向が、WV-AMVでは5-min AMV及び10-min AMVでベクトル差が大きくなる傾向がみられる。この傾向は、画像間隔が短くなるほど雲の移動距離が短くなることによる移動ベクトル算出の困難さを示唆している可能性がある。実際に移動ベクトルの算出誤差の大きさを反映

すると考えられるA-Bベクトル、B-Cベクトル間のベクトル差を風速毎に算出すると、画像の時間間隔が短いほど、低風速域を中心にベクトル差が大きい傾向がみられた(図略)。

以上の調査により、AMV算出に使用するMTSATの観測チャンネルと画像間隔に依存したAMVの特性が示されたが、検証で使用したAMVについて t 検定(浅野ほか 1993)を行うと、5-min AMVと15-min AMVのベクトル差が等しいとする帰無仮説は16%の有意水準で棄却された。今後も事例を追加して、本検証結果のサンプリング誤差の影響等について調査を行っていく必要がある。

3.2 上層 AMV の QI 依存性

3.1節でQIが0.3より大きい上層AMVについてその品質特性を示したが、AMVを実際の台風の風の場の解析へ適用するためには、利用目的に応じた品質管理が必要である。本節では、上層AMVのQIを用いた品質管理の可能性を示すため、QI閾値毎の5-min AMVの対ゾンデ風品質(風速バイアス及びベクトル差)を調べた結果を示す。ここでは、IR-AMVとWV-AMVの共通地点以外の地点のAMVデータも用いて検証を行った。結果を第5表に示す。

まず平均風速に注目すると、QI閾値を0.3、0.5、0.8と大きくするほど増大する傾向がみられる。この

傾向は、風速が大きな AMV ほど品質が高いことを示唆し、AMV 算出手法から想定される AMV の基本的性質と矛盾しない。風速バイアスについては、いずれの QI 閾値に対しても $\pm 1 \text{ ms}^{-1}$ 程度と小さい。ベクトル差は、IR-AMV と WV-AMV で QI 閾値を大きくするほど減少する傾向がみられる。以上の結果は、上層 AMV の品質管理が QI を用いることにより可能であることを示唆する。

以上で得られた AMV の誤差は、AMV の代表性誤差 (二宮 2013) に加えて、移動ベクトル算出誤差と高度算出誤差に起因すると考えられる (Velden and Bedka 2009)。3.3 節でこれに関する考察を行う。

3.3 IR-AMV と WV-AMV の高度分布の比較

本節では、IR-AMV と WV-AMV の 5-min AMV について高度分布の特徴を示す。ここでは、台風の風分布が軸対称に近い場合を対象とするため、中緯度偏西風の影響が小さいと考えられる緯度 (北緯30度以南) に台風が位置していた時刻の 5-min AMV ($QI > 0.3$) のみを対象とした。第 4 図に、台風中心からの半径、AMV の高度毎に積算した IR-AMV 及び WV-AMV のデータ数を示す。両 AMV の分布はよく似ており、半径 2 度付近では 180~200 hPa 面、半径 5 度付近では約 240 hPa 面にデータ数のピークをもつ。IR-AMV と WV-AMV の高度が整合的であるのは、高度がともに赤外 1 チャンネル輝度温度に基づいて割り付けられていることに起因すると考えられるが、一部の高度、半径で、高度指定方法の違い (2.2 節) によるとと思われる僅かな系統的な分布の違いもみられる。

次に AMV の高度が実際に移動ベクトル算出に使われた雲の高度になっているかを検証するため、IR-AMV と WV-AMV の共通地点 (205 地点) に対してゾンデ風に基づくベストフィットレベル (best-fit level) 解析 (Hamada 1982 など) を行った。ベストフィットレベル解析とは、移動ベクトルは正しく算出されていると仮定して、AMV とベクトル差最小の

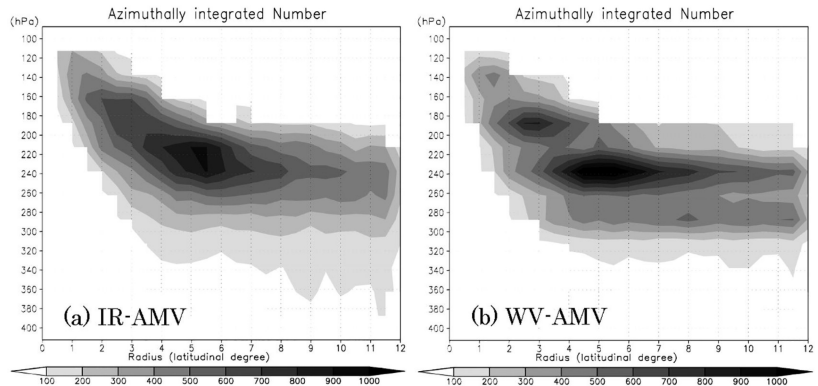


Fig. 4 Numbers of 5-min AMVs ($QI > 0.3$) for 25-hPa pressure level and 0.5-degree radius boxes for 16 tropical cyclones (see Table 1) which existed south of 30°N . Panels (a) and (b) are created using the locations where both IR-AMVs and WV-AMVs were derived.

Table 6 Averages of AMV heights and best-fit levels to sonde winds for 5-min AMVs of IR-AMV and WV-AMV ($QI > 0.3$), which are computed using 205 collocation data.

(degree)	AMV height (hPa)		Best fit level (hPa)	
	IR-AMV	WV-AMV	IR-AMV	WV-AMV
radius ≤ 2	186.1	187.7	194.7	192.4
$2 < \text{radius} \leq 6$	213.3	221.0	218.6	197.7

ゾンデ風の高度 (ベストフィットレベル) を求め、移動ベクトルが実際にゾンデ風のどの高度の風と最もよく合っているかを調べるものである。この結果を第 6 表に示すが、半径 2 度内では IR-AMV と WV-AMV の高度にはほとんど差はみられず (186~187 hPa)、ベストフィットレベル (共に 192~194 hPa 面) よりも僅かに高いことが分かった。この AMV の高度とベストフィットレベルの違いは、AMV 高度が僅かにバイアスを含んでいる可能性を示唆する。一方、半径 2~6 度では、AMV の高度は平均的に IR-AMV (約 213 hPa) の方が WV-AMV (約 221 hPa) よりも僅かに高かった。この IR-AMV と WV-AMV の高度の違いは高度算出手法の違いによって説明される (2.2 節)。WV-AMV のベストフィットレベル (約 198 hPa 面) が IR-AMV (約 218 hPa 面) よりも僅かに高い傾向は、WV-AMV の方が IR-AMV よりも高い高度のターゲット (上層雲高度付近の水蒸気) も捉えている場合があることを示唆する。また、WV-

AMV のベストフィットレベル (約198 hPa) が AMV 高度 (約221 hPa) よりも高い傾向は、WV-AMV の高度決定に WV チャンネルを使用することによって改善する可能性を示唆している。

ゾンデ風を誤差がない真値と仮定した場合、ベストフィットレベルで求めたベクトル差は、AMV の代表性誤差と移動ベクトル決定誤差の合計で説明される。ベストフィットレベルと AMV 高度でそれぞれ AMV とゾンデ風のベクトル差を求めると、IR-AMV (WV-AMV) では半径 2 度以内で 5.3 ms^{-1} 及び 8.9 ms^{-1} (5.0 ms^{-1} 及び 8.3 ms^{-1})、半径 2 ~ 6 度で 2.5 ms^{-1} 及び 7.1 ms^{-1} (2.5 ms^{-1} 及び 8.2 ms^{-1}) であった。この結果に基づく、IR-AMV (WV-AMV) のベクトル差の 60 ~ 35% (60 ~ 30%) が AMV の代表性誤差と移動ベクトル決定誤差、残りが AMV の高度の決定誤差ということになる。この結果は、検証に用いたゾンデ風の決定誤差、代表性誤差に依存するが、IR-AMV、WV-AMV とともに、台風中心に近い場所ほど、その代表性誤差と移動ベクトル決定誤差の合計が占める割合が大きい可能性を示唆する。

3.4 AMV の高度近傍の接線風速及び動径風速の鉛直プロファイル

本研究で対象とした台風領域では、上層 AMV は多くの場合赤外 1 及び水蒸気チャンネルで観測される巻雲を追跡することによって算出され、対流圏界面直下付近の台風中心からの風の吹き出しが卓越した風の場を捉えていると考えられる。本節では、上層 AMV の高度が概ね巻雲の雲頂高度に対応していると考え、AMV を先行研究により得られた巻雲の高度付近の風プロファイルと比較する。

第 5 図は、Molinari *et al.* (2014) により得られた熱帯低気圧中心から主に約 300 ~ 600 km の領域で実施されたドロップゾンデ観測 (1997-99 年及び 2002-05 年) に基づく、巻雲直下に乱流層が存在する状況における熱帯低気圧内部の風の鉛直プロファイルである。第 5 図の巻雲高度付近の風プロファイルにみられる特徴は、接線風速は高度上昇と共に減少し巻雲存在高度付近では 0 に近づくこと、動径風速は巻雲存在高度以下では弱い負の値 (インフロー)、巻雲内の高度では最大約 10 ms^{-1} の正の値 (アウトフロー) となっていることである。以下、この Molinari *et al.* (2014) で示された風プロファイルと、本研究で対象とした上層 AMV 及び比較に用いたゾンデ風を比較する。

第 6 図に、検証対象の 16 個の台風に対して求めた

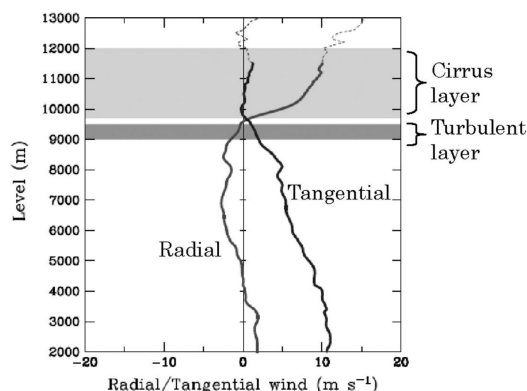


Fig. 5 Composite vertical profile of tangential and radial components of drop sonde winds when a turbulent layer is observed right below cirrus clouds by NOAA Gulfstream IV (G-IV) aircraft observations in radius of 1000 km from the center of hurricanes in 1997-1999 and 2002-2005 (Molinari *et al.* 2014).

AMV 高度を基準としてコンポジットしたゾンデ風の接線風速、動径風速及び積算データ数を示す。第 4 図同様、風分布が軸対称に近い台風を対象とするため、北緯 30 度以南に台風が位置していた時刻を対象とした。ゾンデ風の接線風速は概ね高度上昇とともに減少する分布をしており、その減率は半径 2 度 (約 220 km) 内 (第 6 図 a) で最も小さく、半径 4 ~ 6 度内 (第 6 図 c) で最も大きい。ゾンデ風の動径風速は、半径 2 度内 (第 6 図 a) では負 (AMV の高度付近で $-1 \sim -2 \text{ ms}^{-1}$)、半径 2 ~ 4 度内 (第 6 図 b)、4 ~ 6 度内 (第 6 図 c) では正となっている。Molinari *et al.* (2014) の解析範囲に近い半径 4 ~ 6 度内の動径風速 (第 6 図 c) の特徴は、第 5 図の巻雲高度付近の動径風速の特徴と、動径風速が最大 10 ms^{-1} の値となっている点で整合的である。接線風速に関しても、高度が高くなるほど値が小さくなっている点は、第 5 図の巻雲高度からその直下の高度における接線風速の特徴と整合的といえる。以上の結果は、今回扱った台風領域の AMV の高度が実際に巻雲の高度付近に位置していたことを示唆している。

同様に第 6 図に示す上層 AMV の接線及び動径風速 (第 6 図中 $y=0$ 上のプロット) は、半径 2 度より外側 (第 6 図 b, c) ではゾンデ風と概ね整合的であるが、半径 2 度内 (第 6 図 a) では特に動径風速に関して違いがあり、AMV では正、ゾンデ風では負の値

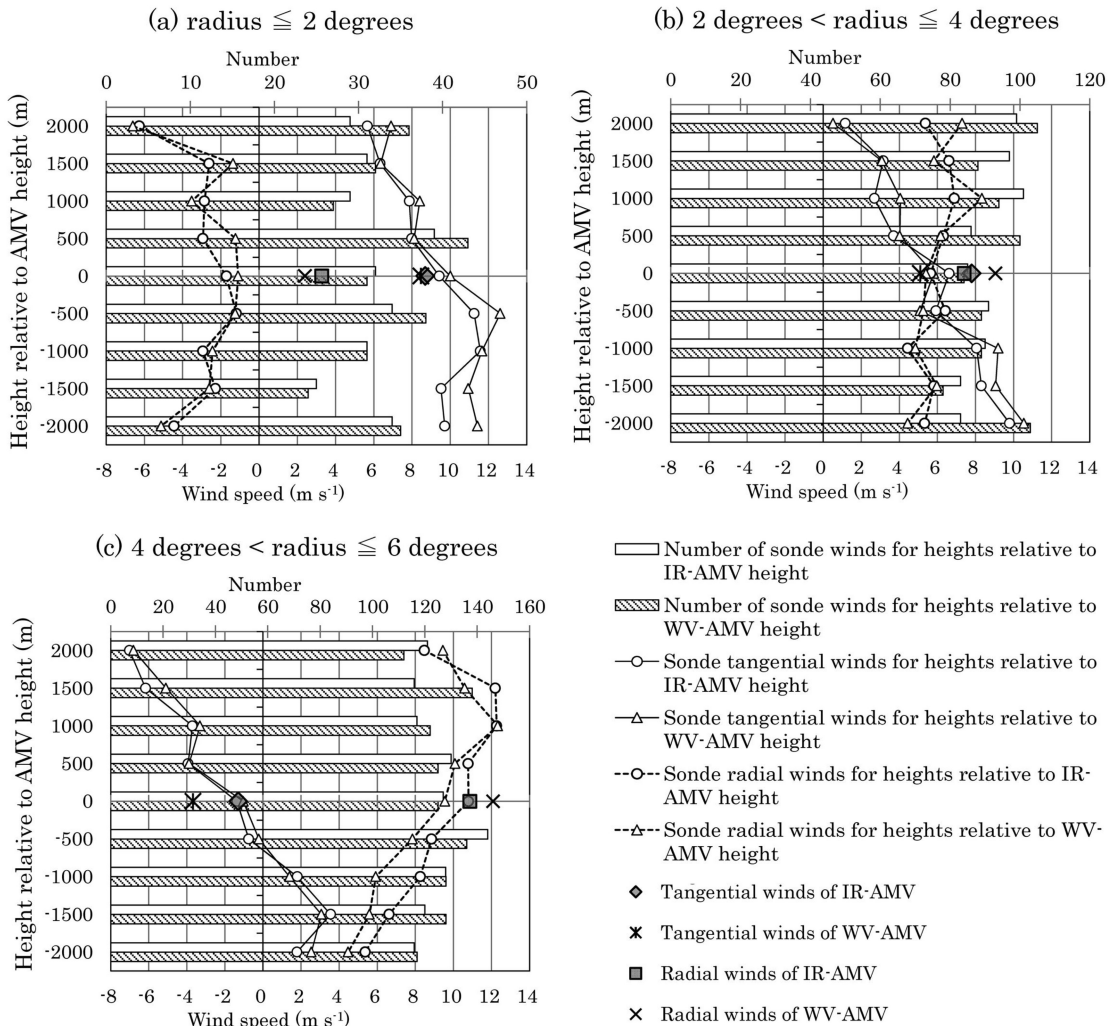


Fig. 6 Averaged tangential and radial components of sonde winds and numbers for heights relative to the AMV height, and the averaged tangential and radial components of AMVs (shown at the origin of the vertical axis). 5-min AMVs for IR-AMV and WV-AMV ($QI > 0.3$) are used for creating this figure. Panels (a), (b) and (c) are ones for radii of 0-2 degrees, 2-4 degrees and 4-6 degrees from the TC center, respectively.

が得られている。台風及びハリケーン内部の平均風プロファイルについては、10年分のゾンデ観測のコンポジット解析 (Frank 1977) や航空機観測に基づく解析 (Hawkins and Rubsam 1968) によって調べられているが、何れの解析でも、半径2度内の100~300 hPa 面は平均的にはアウトフローであるという結果が示されている。しかし、これらの先行研究と、主に対流圏界面直下付近の台風中心からの風の吹き出しを捉えていると考えられる AMV との直接比較による

定量的議論は十分でない可能性がある。

半径2度内の上層 AMV とゾンデ風が異なる理由として、一つにはゾンデ風の接線風速・動径風速の算出にゾンデ位置の移動が考慮されていないことが考えられる。特に、低気圧性回転の強い台風中心に近い場所では、ゾンデは上昇とともに台風の眼の周りを低気圧性回転していると推測され、このゾンデ位置の移動によって、台風中心を中心とした動径風速・接線風速の算出が正確に行われていない可能性がある。また、

高解像度数値モデルを用いた台風のシミュレーションに基づく研究 (Wang and Wang 2014; Ohno and Satoh 2015) によって、アウトフロー層の直上にインフローの存在が指摘されており、ゾンデ風による動径風はこれを観測している可能性も考えられる。

一方 AMV についても、台風中心近傍では流れの曲率が大いことや時間変化の大きな積乱雲の影響により、AMV の算出精度が高くないことも想定される。半径 2 度内で AMV の接線風速がゾンデ風より弱い傾向はこのことを示唆している可能性がある。

4. 結論と今後の課題

2011~2013年の MTSAT-1R の 5 分間隔のラピッドスキャンデータを用いて台風領域の上層 AMV の算出を行い、その特性を調査した。この結果、品質が一定以上 ($QI > 0.3$) の AMV を対象とした場合、5 分間隔の衛星画像を使用することによって、台風領域の時間・空間変動の大きな風の場合でもより多くの AMV が算出可能であることが示された。その一方で、5 分間隔の画像を使用した場合には、AMV の対ゾンデ風ベクトル差が大きくなる傾向と、 QI の大きな AMV の数が少ない傾向もみられ、5 分間隔の画像から算出した AMV の品質及び利用における課題も示唆された。今後の課題として、対ゾンデ風バイアスは、今回調べた上層 AMV では比較的小さかったが、移動ベクトル決定、高度決定それぞれにおけるバイアスがある程度相殺している可能性もあるため、今後この観点での検証が必要と思われる。また、短い時間間隔の画像を使うほど風速が大きくなる傾向と流れの曲率との関係も引き続き課題である。

上層 IR-AMV と WV-AMV の比較では、両 AMV の算出に用いる対象が共に多くの場合巻雲等の上層雲であることから、それらの多くは共通の地点で算出されていたが、上層雲が少ない地点で WV-AMV のみ算出される場合、積乱雲域等で IR-AMV のみが算出される場合もみられ、算出地点に関して相互に補完するデータであることがわかった。また、上層 IR-AMV と WV-AMV で追跡された風の高さ差は、台風中心に近いほど小さい傾向も示された。

台風中心からの各半径における上層 AMV の接線及び動径風速のゾンデ風に対する評価では、概ね上層 AMV のゾンデ風に対する整合性が確認された。半径 2 度内の動径風速に関して AMV とゾンデ風の傾向が異なっていたことについては、ゾンデの位置の移動

を考慮していないことに加えて、アウトフロー層の直上のインフロー層の存在などが影響していたと考えられる。これらの点において、台風中心に近い地点でのゾンデ観測を用いた AMV 検証の課題も残された。

台風領域の上層 AMV は、そのカバレッジの広さから、台風の強度、構造変化の実況監視や、台風強度と上層の流れの非対称構造との関連を解明する研究 (Molinari *et al.* 1995) などでの利用に加えて、将来的には数値予報での利用可能性もあると考えられる。これらの研究・開発においては、各用途に応じて QI を用いたデータの品質管理の他、移動ベクトルに含まれる誤差を軽減するための平均化処理 (Yamashita 2014) を行うなど、適切な利用手法の開発も重要となる。本研究で得られた台風領域の上層 AMV の特性は、今後こうした上記の研究においても役に立つ情報になることが期待される。

AMV の利用法の開発とともに、今回の検証結果を踏まえた AMV 算出の精度向上の取り組みも重要である。2014年10月7日に打ち上げられた静止気象衛星ひまわり 8 号 (佐々木・操野 2011; Bessho 2014) では、可視・赤外センサーの空間解像度も向上し、台風周辺域のラピッドスキャン観測も行われる計画である。これらの静止気象衛星の機能向上は、より空間スケールの小さな風を AMV によってより高い時間・空間分解能で捉えられることにつながると考えられる (Shimoji 2014)。さらに、ひまわり 8 号での多チャンネル化は AMV の高度の算出精度の向上にもつながると期待される。

謝 辞

本研究に際して、気象庁気象衛星センターの下地和希氏、林 昌宏氏には AMV 算出に必要な航空機の安全運航を支援するため観測された MTSAT-1R ラピッドスキャンデータ (HRIT 形式) 及び GPV データの提供等に関して多くの御支援を頂きました。また、気象庁観測部気象衛星課の吉崎徳人氏には AMV 算出に使用した GPV データの作成方法に関して、気象庁予報部数値予報課の山下浩史氏には AMV の数値予報利用の現状に関して御教示頂きました。気象研究所の竹内義明氏及び北畠尚子氏には、本稿執筆にあたり多くの貴重な助言を頂きました。最後に、2名の査読者及び編集委員の大塚道子氏には、原稿改善のための多くの丁寧なコメント頂きました。深く感謝いたします。

参 考 文 献

- 浅野長一郎, 江島伸興, 李 賢平, 1993: 基本統計学. 森北出版, 263pp.
- Bessho, K., 2014: Status of next generation Japanese geostationary meteorological satellites Himawari-8/9 and their products. 10th Annual Symposium on New Generation Operational Environmental Satellite Systems, Atlanta, Georgia, <http://www.goes-r.gov/downloads/AMS/2014/pres/02-04/03-Kotaro-Bessho.pdf> (2015.1.30閲覧).
- Braun, S. A., R. Kakar, E. Zipser, G. Heymsfield, C. Albers, S. Brown, S. L. Durden, S. Guimond, J. Halverson, A. Heymsfield, S. Ismail, B. Lambrigtsen, T. Miller, S. Tanelli, J. Thomas and J. Zawislak, 2013: NASA's Genesis and Rapid Intensification Processes (GRIP) field experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **94**, 345-363.
- Cotton, J., 2014: The 6th Analysis report (AR6) of Satellite Application Facility (SAF) for Numerical Weather Prediction (NWP) AMV monitoring. <http://nwpsaf.eu/monitoring/amv/analysis.html> (2015.1.30閲覧).
- EUMETSAT, 2015, Divergence Product: Product Guide. http://www.eumetsat.int/website/wcm/idc/idcplg?IdcService=GET_FILE&dDocName=PDF_DIV_FACTSHEET&RevisionSelectionMethod=LatestReleased&Rendition=Web (2015.7.30閲覧).
- Frank, M. W., 1977: The structure and energetics of the tropical cyclone I. Storm structure. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1119-1135.
- Hamada, A. and N. Nishi, 2010: Development of a cloud-top height estimation method by geostationary satellite split-window measurements trained with CloudSat data. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **49**, 2035-2049.
- Hamada, T., 1982: Representative heights of GMS satellite winds. *Meteor. Satell. Cent. Tech. Note*, (6), 35-47.
- Hawkins, H. F. and D. T. Rubsam, 1968: Hurricane Hilda, 1964, II. Structure and budgets of the hurricane on October 1, 1964. *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 617-636.
- 林 昌宏, 下地和希, 2013: 大気追跡風算出アルゴリズム. 気象衛星センター技術報告, (58), 1-107.
- Holland, G. J. and R. T. Merrill, 1984: On the dynamics of tropical cyclone structural changes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **110**, 723-745.
- Holmlund, K., 1998: The utilization of statistical properties of satellite-derived atmospheric motion vectors to derive quality indicators. *Wea. Forecasting*, **13**, 1093-1104.
- Molinari, J., S. Skubis and D. Vollaro, 1995: External influences on hurricane intensity. Part III: Potential vorticity structure. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 3593-3606.
- Molinari, J., P. Duran and D. Vollaro, 2014: Low Richardson number in the tropical cyclone outflow layer. *J. Atmos. Sci.*, **71**, 3164-3179.
- Nakazawa, T., K. Bessho, S. Hoshino, T. Komori, K. Yamashita, Y. Ohta and K. Sato, 2010: THORPEX - Pacific Asian Regional Campaign (T-PARC). RSMC-Tokyo Typhoon Center Technical Review, (12), 1-4.
- Nieman, S. J., J. Schmetz and W. P. Menzel, 1993: A comparison of several techniques to assign heights to cloud tracers. *J. Appl. Meteor.*, **32**, 1559-1568.
- 二宮洸三, 2013: 気象観測とデータ. *天気*, **60**, 37-42.
- 小倉義光, 1997: メソ気象の基礎理論. 東京大学出版会, 215pp.
- Ohno, T. and M. Satoh, 2015: On the warm core of a tropical cyclone formed near the tropopause. *J. Atmos. Sci.*, **72**, 551-571.
- Oyama, R., 2010: Upgrade of Atmospheric Motion Vector derivation algorithms at JMA/MSC. *Meteor. Satell. Cent. Tech. Note*, (54), 1-31.
- 佐々木政幸, 操野年之, 2011: 静止地球環境観測衛星ひまわり 8 号及び 9 号について. *日本リモートセンシング学会誌*, **31**, 255-257.
- Saunders, R., 2005: RTTOV_8_7 Users Guide. https://nwpsaf.eu/deliverables/rtm/rttov8_ug.pdf (2015.4.23 閲覧).
- Schmetz, J., D. Hinsman and W. P. Menzel, 1999: Summary of the Fourth International Winds Workshop. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 893-899.
- Shimoji, K., 2014: Motion tracking and cloud height assignment methods for Himawari-8 AMV. *Proceedings of the 12th International Winds Workshop*. http://www.eumetsat.int/website/home/News/ConferencesandEvents/DAT_2441511.html (2015.1.30 閲覧).
- Smith, R. K., M. T. Montgomery and V. S. Nguyen, 2009: Tropical cyclone spin-up revisited. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **135**, 1321-1335.
- 太原芳彦, 毛利浩樹, 2013: ラビッドスキャン. *天気*, **60**, 415-417.
- Velden, C. S. and K. M. Bedka, 2009: Identifying the uncertainty in determining satellite-derived atmospheric motion vector height attribution. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **48**, 450-463.
- Wang, H. and Y. Wang, 2014: A numerical study of

Typhoon Megi (2010). Part I: Rapid Intensification. Mon. Wea. Rev., 142, 29–48.

Yamashita, K., 2014: Observing system experiments of MTSAT-1R rapid scan AMV using the JMA operational NWP system from 2011 to 2013. Proceedings of the 12th International Winds Workshop. http://www.eumetsat.int/website/home/News/ConferencesandEvents/DAT_2441511.html (2015.1.30閲覧).

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, (57), 気象庁予報部, 37–49.

付録: Quality Indicator (QI) について

本研究で使用した QI は, 2.2 節における説明のとおりに A-B, B-C ベクトルの比較に基づく検査 (風向差一様性検査 (QI_1), 風速差一様性検査 (QI_2), ベクトル差一様性検査 (QI_3), 隣接する AMV との比較に基づく空間一様性検査 (QI_4), 及び数値予報風データ (GSM 第一推定値) に対する整合性検査 (QI_5) に基づき算出される. これらの検査は, 品質が高い AMV は, ①時間とともに速度が大きく変化しない雲を追跡して算出される, ②近傍の風ベクトルと大きく異ならない, ③数値予報値と大きな乖離が無い, との仮定に基づいている. QI は式 (A1) の通り, 各検査の結果を重み付け平均して得られる. QI および $QI_1 \sim QI_5$ は 0 ~ 1 の範囲の値をとり (1 に近いほど高品質), $W_1 \sim W_3$ 及び W_5 が 1, W_4 が 2 と設定されている (第 A1 表参照).

$$QI = \frac{\sum_i W_i QI_i}{\sum_i W_i} \quad (A1)$$

以下 $QI_1 \sim QI_5$ の算出式を示す. 式中の A, B, C 及び D の値は第 A1 表に示す. 式 (A2) ~ (A6) 中の *Difference* は A-B ベクトルと B-C ベクトル間の検査要素 (例えば風向差検査では風向) の差, *Velocity* は式 (A2) ~ (A5) では B-C ベクトルの風速, 式 (A6) では数値予報風データの風速である.

Table A1 Setting values of coefficients A – D in Eq. (A2)–(A6) and W_i ($i=1, \dots, 5$) in Eq. (A1)

	A	B	C	D	W_i
QI_1	20.0	10.0	10.0	4.0	1
QI_2	0.2	0.0	1.0	3.0	1
QI_3	0.2	0.0	1.0	3.0	1
QI_4	0.2	0.0	1.0	3.0	2
QI_5	0.4	0.0	1.0	2.0	1

(a) 時間一様性検査: A-B ベクトルと B-C ベクトルの比較に基づいた検査.

風向差検査:

$$QI_1 = 1 - \tanh^p \left(\frac{\text{Difference}}{A \times e^{-\text{velocity}/B} + C} \right) \quad (A2)$$

風速差検査:

$$QI_2 = 1 - \tanh^p \left(\frac{\text{Difference}}{\text{Max}(A \times \text{Velocity}, B) + C} \right) \quad (A3)$$

ベクトル差:

$$QI_3 = 1 - \tanh^p \left(\frac{\text{Difference}}{\text{Max}(A \times \text{Velocity}, B) + C} \right) \quad (A4)$$

(b) 空間一様性検査: 空間的に隣接する AMV との比較に基づいた検査.

$$QI_4 = 1 - \tanh^p \left(\frac{\text{Difference}}{\text{Max}(A \times \text{Velocity}, B) + C} \right) \quad (A5)$$

(c) 予報値整合性検査

数値予報風データを AMV 位置に内挿し, AMV と比較して検査する.

$$QI_5 = 1 - \tanh^p \left(\frac{\text{Difference}}{\text{Max}(A \times \text{Velocity}, B) + C} \right) \quad (A6)$$

Characteristics of Upper-Tropospheric Atmospheric Motion Vectors (AMV) in Tropical Cyclone Areas Derived Using MTSAT Rapid-Scan Observation Data

Ryo OYAMA*

* *Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency, 1-1 Nagamine, Tsukuba, Ibaraki 305-0052, Japan.*

(Received 10 February 2015; Accepted 30 July 2015)

Abstract

Upper-tropospheric Atmospheric Motion Vectors (AMV) for 16 tropical cyclones (TCs) in 2011–2013 were derived using rapid-scan imagery of MTSAT-1R infrared (IR) and water vapor (WV) channels at intervals of 5 minutes, and their characteristics were examined. This study particularly investigated on how such short time intervals of imagery affect the number of the derived AMVs with Quality Indicator (QI) above 0.3, and validated the quality of the AMVs with reference to sonde observations of the Japan Meteorological Agency (JMA) and the Ministry of Defense (MOD). The results showed that: (i) the rapid-scan imagery at intervals of 5 minutes enabled to derive spatially high-density AMVs even in the TC area where the spatial and temporal variations of wind field were generally large, (ii) the tangential and radial winds of the AMVs in the TC area were consistent with those of drop sonde observations near cirrus cloud layer which were obtained by a preceding research, and (iii) the upper-tropospheric IR-AMV and WV-AMV could mutually complement each other regarding data coverage. In addition, this study suggested that the difference between the heights of wind fields captured by IR-AMV and WV-AMV tends to be small near the TC center.