

---

 報 告
 

---

## 気象ドップラーレーダーから算出される VAD 風の 品質管理手法の開発及びデータ特性の調査

梶原 佑介\*・大野 洋\*\*

### 要 旨

VAD (Velocity Azimuth Display) 法を用いることにより、単一のドップラーレーダーの観測データから、レーダー上空における水平風 (VAD 風) の鉛直分布を算出することができる。VAD 風は、風が一様な場においては算出精度が高いものの、ドップラー速度データが十分に得られない場合や風が一様な場においては精度が低下することが知られている。しかし、このような低精度のデータを判別するための品質管理手法は、いまだ確立されておらず、これまで VAD 風は気象業務に十分に活用されてこなかった。

そこで、気象庁が運用する気象ドップラーレーダーから算出される VAD 風を対象に、ドップラー速度データの方位角方向の分布の偏りや風の場の非一様性を考慮した新たな品質管理手法を考案した。これにより、精度が低いデータのみを的確に除去することが可能となり、GPS ゾンデ等の観測データと比較検証を実施した結果、品質管理後の VAD 風はウィンドプロファイラと同等の品質を有することが確認された。また、観測事例やデータ取得率について調査したところ、レーダーの設置場所や季節、時間によっては、降水エコーのみならず非降水エコーからも VAD 風が得られることが分かった。さらに、VAD 風を算出する際の副産物を乱気流監視のための指標として活用できる可能性を示した。

これらの特長を生かし、今後、実況監視や数値予報モデルでの活用が期待される。

### 1. はじめに

現業用気象レーダーのドップラー化は、2006 年の東京レーダーを皮切りに全国 20 か所で順次進められ、2013 年春に完了した。新たな観測データであるドップラー速度に関しては、空港気象

ドップラーレーダー (DRAW : Doppler Radar for Airport Weather) のデータと併せて数値予報モデルの初期値解析に利用されている (小泉, 2004 ; 石川, 2007) ほか、メソサイクロン検出や VVP (Volume Velocity Processing)<sup>1</sup> 風といったプロダ

---

\* 観測部観測課 (現 内閣府) \*\* 観測部観測課  
(平成 27 年 3 月 30 日発行)

<sup>1</sup> 正確には、単一仰角における扇形領域を解析体積とする VARD (Velocity ARa Display ; 立平・鈴木, 1994) 法を用いて仰角ごとに風の 3 次元的な分布を算出し、高度別に作成したテーブルに従って複数仰角による結果を合成したものを VVP 風として用いている。

クトを通じて実況監視にも利用されている（宮城ほか，2007；宮城ほか，2009）．このうち VVP 風は，データの算出対象となる空間領域内で風が空間座標  $(x, y, z)$  について線形に変化しているという仮定の下，単一のドップラーレーダーの観測データから求められる水平風であり，降水域における風の 3 次元的な分布の把握に効果を発揮する．しかし，線形性の仮定を満たすための十分な観測データ数を確保できない場合や，台風中心付近など渦度の強い領域では，精度が悪化すると指摘されている（小泉，2004）．

一方，VAD（Velocity Azimuth Display）法という，VVP 法と同様な仮定の下，レーダー上空における風の鉛直分布を算出する手法が知られている（Browning and Wexler, 1968）．この手法により得られた風（以下，VAD 風）は，VVP 風より高精度かつ高分解能であることが確認されており，また手法もシンプルであることから，研究分野を中心に，世界各国において利用されてきている．米国や欧州の一部では，品質管理に注力して（Matejka and Srivastava, 1991; Chrisman, 2010 など）VAD 風を現業利用している気象機関もあり，さらに GTS（Global Telecommunication System）を通じたデータ交換や，インターネット上におけるデータ公開を実施している機関も存在する（<http://www.metoffice.gov.uk/science/specialist/cwinda/wradar/>, 2015.1.19 閲覧）．

そこで，気象庁が運用している全国 20 か所の気象ドップラーレーダーのデータを用いて VAD 風を算出し，的確な品質管理を施した高精度の観測データをリアルタイムに提供できれば，ウィンドプロファイラ（以下，WPR）観測網の補完としての利活用が見込まれる．さらに，数値予報モデルにおいて，仰角  $5.9^\circ$  以上のドップラー速度データは，降水の落下速度の影響を避けるため現在利用されていない（小泉，2004）が，降水の影響を分離できる（第 2.1 節に後述）VAD 風として利用することにより，数値予報モデルの精度向上への貢献も期待される．

気象庁は，現在，全国 9 か所の DRAW の観測データを用い，航空官署における実況監視に利用するための風の情報として，VVP 風とともに，

鉛直間隔約 300m，上限高度 5km 弱の VAD 風を作成している（石原ほか，2001）．その精度は，航空機観測（ACARS：Automatic Communications Addressing and Reporting System）による風データとの比較によると，相関係数は風速で 0.87～0.91，風向で 0.97～0.98，RMSE は風速で 2.6～3.2m/s，風向で  $16 \sim 17^\circ$  と実用性能としては有用であると報告されている（赤枝，2001）．しかしながら，ドップラー速度のデータ数が十分得られない場合における算出精度の低下（青柳・石原，1986；坪木・若浜，1989）は依然として課題であり，また現在採用されている品質管理手法は，精度の低下を生じさせる要因ごとに十分検討されたものではない．さらに，GPS ゾンデ等の高精度な観測データとの長期的な比較検証も行われていない．全国様々な箇所に設置されている気象ドップラーレーダーにおける VAD 風を現業利用するためには，上記の課題を克服しつつ個々の設置環境や機器特性を考慮した的確な品質管理手法の検討並びにデータ品質の検証が必要不可欠である．

これらの背景を踏まえ，観測部の技術開発課題「航空利用のためのウィンドプロファイラ観測方法の開発」の一環として，2011 年度後期から VAD 風の利用に係る調査及び開発を開始し，2013 年度末におおむね計画した内容を完了した．本稿では，その結果を中心に，気象ドップラーレーダーの観測から求めた VAD 風の現業利用に向けた，調査・開発の結果について報告する．

第 2 章では，VAD 風の算出方法及び新たに考案した品質管理手法について述べる．第 3 章では，VAD 風の特徴について，WPR の観測データとの比較を行いながら，観測事例を通じて紹介する．第 4 章では，GPS ゾンデ及び WPR の観測データを用いた観測精度の検証結果を示し，第 5 章では，データ取得率に関する特徴を述べる．そして，第 6 章において今後の開発課題を示した後，第 7 章では，全体のまとめを行う．

## 2. VAD 風の算出方法

### 2.1 原理

ドップラーレーダーでは，雨粒など電波を散乱する物体の移動によって発生するドップラー効果

を利用し、レーダーの電波を発射する方向（視線方向という）の速度、いわゆるドップラー速度を測定することができる。このドップラー速度を用いて風向・風速を算出する手法が VAD 法であり、その原理については、国内外の多くの文献 (Doviak and Zrníc, 1993 ; 坪木・若浜, 1989 ; 石原, 2001 など) において報告されているため、ここでは具体例を交えた簡潔な説明にとどめる。

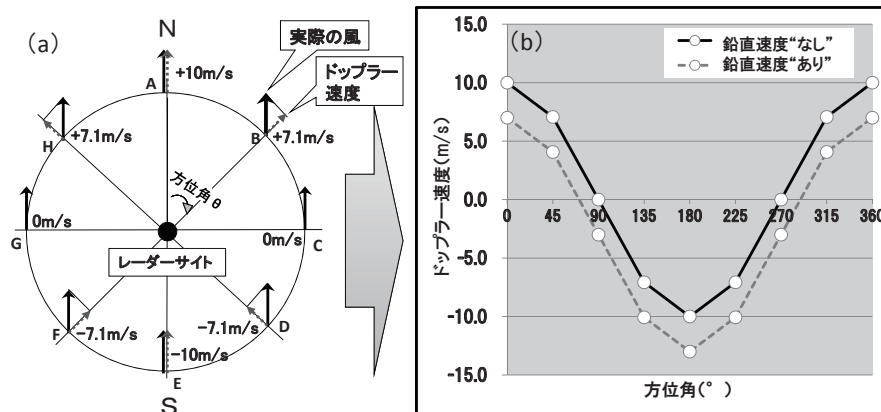
まず、一様な南風が吹いており、降水粒子の落下速度が 0m/s の場合を想定する（説明の都合上、南風の風速は  $10/\cos 30^\circ = 10 \times 2/\sqrt{3} \approx 11.5\text{m/s}$  とし、模式図を第 2.1 図 a に示す）。このとき仰角  $30^\circ$  で PPI (Plane Position Indicator) スキャンを行うと、レーダーから真北の点 A においては正のドップラー速度 +10m/s が、また、北東の点 B では +7.1m/s、真東の点 C では 0m/s と徐々に値は減少し、南東の点 D では -7.1m/s 等々の値が観測される。ここで、レーダーからの距離が一定の円周上 (第 2.1 図 a の円周で表され、以下「走査円」という) において横軸を方位角、縦軸にドップラー速度をプロットすると、観測値は正弦波を描く (第 2.1 図 b)。この波形の振幅と位相がそれぞれ求める風速と風向に対応しており、仰角を  $\phi$  とすると、振幅は水平風  $\times \cos \phi$ 、風向は正弦波が極小となる方位角 (位相) となる。実際には、最小二

乗法等を用いて、正弦波を観測されたドップラー速度データにフィッティングさせることにより、風速・風向を求めることができる<sup>2</sup>。

続いて、降水粒子が一様な速度で落下している場合を考える。落下速度が 6m/s であるとする、ドップラー速度としては負の方向へ平行移動した値が観測される (第 2.1 図 b の破線)。このとき正弦波形の振幅及び位相には変化がないため、降水粒子の落下速度が一様ならば、VAD 風算出に支障はない。この下方、若しくは上方への平行移動量  $W$  は降水粒子の鉛直速度に対応しており、降水粒子の鉛直速度 (大気鉛直速度と降水粒子の自由落下速度との和) を  $w_{rain}$  とし、レーダーからの視線方向の距離を  $r$ 、東西風を  $u$ 、南北風を  $v$  で表すと、 $W$  は近似的には (2.1) 式で表される。

$$W = w' \sin(\phi) = w_{rain} \sin(\phi) + \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) r \cos^2(\phi) \quad (2.1)$$

このように、平行移動量から求められるパラメータ  $W$  若しくは  $w'$  には、降水粒子の鉛直速度の項と水平発散・収束による項の 2 つが含まれ、お互いを分離できない。(2.1) 式の右辺第二項が小さい (本例のように一様風の場合は 0) 場合には、 $w'$  は  $w_{rain}$  の近似値となり、上空の雨雪判別をする際などに有用な情報ともなる。ただし、第二項



第 2.1 図 一様な南風 ( $10 \times 2/\sqrt{3}\text{m/s}$ ) を仮定した場合に、仰角  $30^\circ$  の PPI スキャンで観測されるドップラー速度の (a) 模式図及び (b) グラフ  
(b) で鉛直速度“あり”は、降水粒子の落下速度が 6m/s の場合。

<sup>2</sup> なお、WPR による風向・風速の推定の原理も、使用するビームの数、散乱体の違いを除けば、VAD 法とほとんど同じである。

には  $r \cos^2 \phi$  が含まれていることから、水平発散・収束が小さい場合であっても、レーダー遠方になる上空では  $w'$  と  $w_{rain}$  のかい離が大きくなりやすい点には注意が必要である（第3章に実際の観測事例を示す）。

さて、ここまでは走査円周上で風が一様とみなして風向・風速と  $w'$  の計3つのパラメータにより風の様子を推定したが、以下の(2.2)式を用いることにより、風の様子を線形に変化する、つまり一次勾配を持つことを考慮に入れた、5つのパラメータにより風の様子を推定することも可能である。

$$V_d(\theta) = u_0 \cos(\phi) \sin(\theta) + v_0 \cos(\phi) \cos(\theta) \quad (2.2a)$$

$$+ w_{rain} \sin(\phi) + \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) r \cos^2(\phi) \quad (2.2b)$$

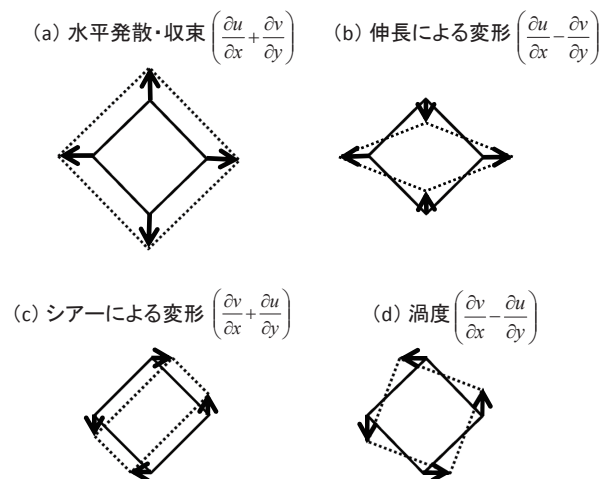
$$+ \frac{1}{2} \left( \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{\partial u}{\partial x} \right) r \cos^2(\phi) \cos(2\theta) \quad (2.2c)$$

$$+ \frac{1}{2} \left( \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) r \cos^2(\phi) \sin(2\theta) \quad (2.2d)$$

ここで、 $V_d$  はドップラー速度、 $\theta$  は方位角、 $u_0$  及び  $v_0$  はレーダー直上における東西風及び南北風を表す。なお、簡略化のため地球の湾曲と大気による電波の屈折の効果は省略してある。ここで、 $u$  及び  $v$  の一次勾配が伴う項についての考察を行う。線形に変化する風の様子は、①水平発散・収束（正方形を大きく／小さくする）、②伸長による変形（正方形をひし形に変形させる）、③水平シアーによる変形（面積一定のまま正方形を長方形に変形させる）、④渦度（正方形を回転させる）の4つの成分（第2.2図に模式図を示す）に分解することができ、(2.2)式の第四項(2.2bの第二項)、第五項(2.2c)、第六項(2.2d)がそれぞれ①～③により生じた効果を表している。なお、ドップラーレーダーでは視線方向と直交する速度成分は観測できないため、レーダーを中心とする回転は分からない。そのため、項が(2.2)式に無いことから分かるように、VAD法で渦度は推定できない。

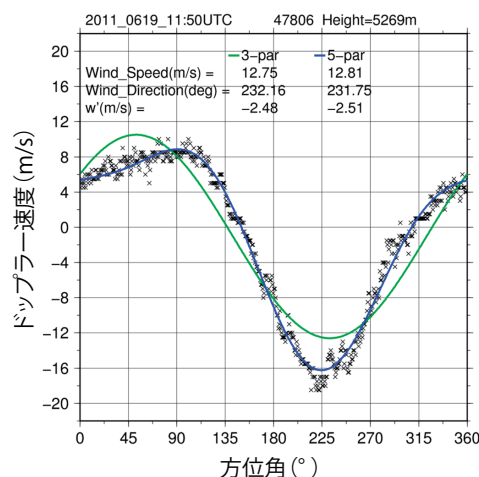
第2.3図は、実際の観測値に(2.2)式を適用して風の様子を推定した結果である。一様な風を仮定した3パラメータによる推定（緑線）では観測値から大きく外れているものの、風の様子の線形な変

化を考慮した5パラメータによる推定（青線）では、観測データにより近いフィッティングができています。このように、(2.2c)式と(2.2d)式で表される変形の効果が卓越する場合は実際にしばしば見られ、特に走査円の直径が大きくなる低仰角の観測において、その効果が顕著に現れることが多い。そのような場合、3パラメータと5パラ



第2.2図 (a) 水平発散・収束、(b) 伸長による変形、(c) シアーによる変形、(d) 渦度、の各流れの場についての模式図

小倉(2000)の図8.3及び図8.4を一部改変して引用した。



第2.3図 水平シアーが大きい層における3パラメータ（緑）と5パラメータ（青）のVAD法による推定曲線

図中の上部にそれぞれの推定曲線から得られる風速(Wind\_Speed)・風向(Wind\_Direction)及び鉛直速度( $w$ )の値も併せて付している。観測仰角は25°。



メータによるそれぞれの推定曲線は大きく異なるにもかかわらず、得られる水平風は、3パラメータによる推定では風速 12.75m/s・風向 232.16°, 5パラメータによる推定では風速 12.81m/s・風向 231.75° とほぼ同じ結果になる。この理由は、(2.2)式で表されるとおり、数学的には走査円周上のドップラー速度を方位角  $\theta$  に対して2倍角の項までフーリエ展開して各項の係数を求めることと同義であり、各三角関数 ( $\cos\theta, \sin\theta, \sin 2\theta, \dots$ ) の直交性により係数はそれぞれ独立に求まることによる。ただし、大きなデータ欠損があると上記の直交性は成り立たなくなり、異常なフィッティング結果が生じやすい。一般的に、推定パラメータが多くなるほど、データ欠損の影響が大きくなる傾向がある。

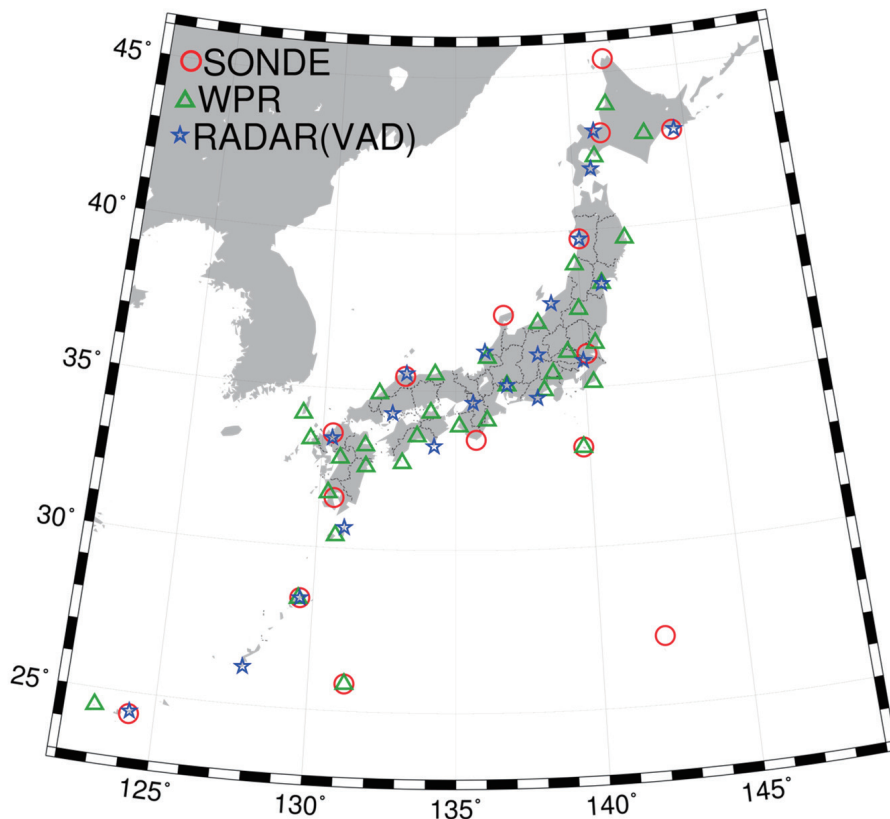
なお、線形でない風の場合の VAD 風は、走査円周上の平均的な風と一致しなくなるが、非線形性が小さければこの影響は軽微であることが報告されている (Caya and Zawadzki, 1992)。さらに、

高仰角を利用して走査円の直径をできるだけ小さくすることにより、非線形の影響は無視できるほど小さくなると考えられる。実際に、循環の強い台風周辺であっても、高仰角のデータを利用する限り、実用上はそれほど過敏になる必要はない(付録 A)。

## 2.2 気象ドップラーレーダーへの適用

### (a) レーダーの配置図及び諸元

気象庁が運用している気象ドップラーレーダーの配置図を第2.4図(☆印)に示す。日本全国の降水現象を監視するため、南西諸島から北海道に渡り計20サイトによる観測網を敷いている。一部はWPRと同一敷地内(仙台・名古屋)若しくは近傍(名瀬)に設置されているが、それ以外の多くのサイトは、例えば大阪、松江、広島や室戸岬のように、ちょうどWPR観測網の隙間を埋める位置に設置されている。なお、WPR及びラジオゾンデの観測装置がほとんど平野部に設置さ



第2.4図 気象庁が展開しているラジオゾンデ(南鳥島を除く)・WPR・レーダーの観測地点を表した図  
ラジオゾンデは丸印(赤)、WPRは三角印(緑)、レーダーは星印(青)で示している。

れているのに対して、レーダーは遠方まで見渡せるよう山岳地に設置されているものも多く、半数の観測点でアンテナの標高が 300m 以上となっている。

次に、気象ドップラーレーダーの諸元を第 2.1 表に示す。レーダーごとに送信周波数が若干異なるものの、その他の諸元についてはほぼ同一の仕様である。様々なニーズに応えるため、主に以下の 3 方式を組み合わせて観測を実施している。

- ①観測できるのは反射強度のみであるが 400km の探知が可能である「低 PRF 観測」(PRF: Pulse Repetition Frequency)
- ②折り返し速度がやや低下するものの 250km まで速度観測が可能な「中 PRF 観測」
- ③探知範囲は 150km と狭いが強度と速度の両方を観測できる「高 PRF 観測」

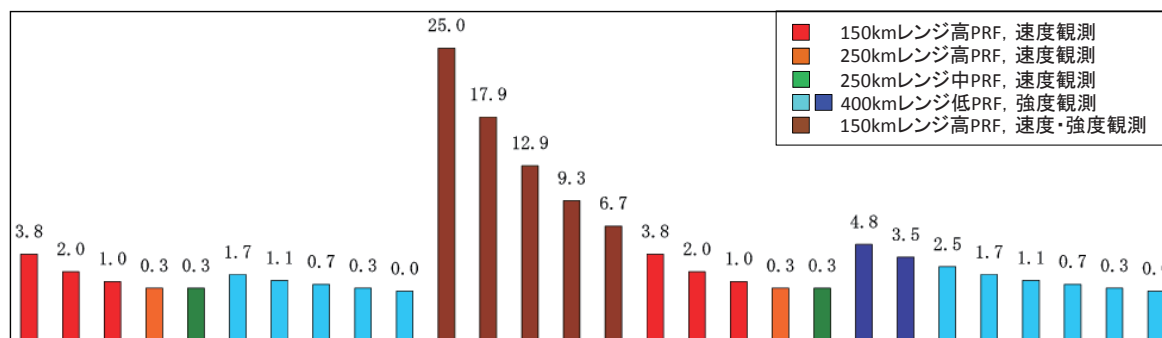
第 2.1 表 気象ドップラーレーダーの諸元

項目	値		
送信周波数	5.30~5.37GHz		
アンテナ利得	~44dBi		
ビーム幅	1.0°		
アンテナ回転数	4rpm		
ピーク送信電力	250kW		
データサンプリング間隔	視線方向:250m (1.67μs) 方位角方向:0.7°		
	高PRF観測 (速度・強度)	中PRF観測 (速度)	低PRF観測 (強度)
パルス幅	~1.0μs	~1.0μs	~2.5μs
PRF	940/752Hz	600/480Hz	330Hz
折り返し速度 (ハイブリッド法適用後)	52.5~53.2m/s	33.5~34.0m/s	—
探知範囲	150km	250km	400km

また、より精度の高い速度観測を行うため、2 種類の PRF による観測と空間的なドップラー速度の連続性に基づくデータ処理を組み合わせたハイブリッド法(楠ほか, 1996; Yamauchi *et al.*, 2006) が採用され、折り返し速度は高 PRF 観測で約 53m/s まで増大している。第 2.5 図に東京レーダーの 10 分間のスキャンシーケンスを示す。1 スキャンに約 15 秒かかり、6.7° 以上の仰角は 10 分間に 1 回のみ観測であるが、5 分ごとに全国合成レーダーエコー強度を作成するため、低仰角については 10 分間に 2 回観測が行われる。なお、各レーダーにおけるスキャンシーケンスの大まかな構成は同じであるが、最高仰角 25° 以外はそれぞれサイト周辺の地形に合わせた仰角で運用されている。

(b) 使用したレーダーデータ

本調査・開発で用いた気象ドップラーレーダーによる観測データは、気象業務支援センターを通じて庁外にも配信されている GRIB2 形式のレーダー毎極座標ドップラー速度 GPV (2 次データ) である。レーダーサイトごとのレーダー観測所処理装置では、反射強度及びドップラー速度データ(以下、それぞれ強度データ、速度データ)としてそれぞれ 1 次データと 2 次データの二種類を作成し、気象レーダー観測処理システムの中央処理局へ送信している。速度の 1 次データは、視線方向 250m 間隔、方位角方向 0.7° 間隔、2 次データは、軽量化のため視線方向のみ 500m 間隔に間引いた(1 番目, 3 番目, 5 番目…と一つ飛ばしのデータ



第 2.5 図 東京レーダーのスキャンシーケンス  
図中の数値は仰角 (°) を示す。

を採用) ものである。また、強度データは、1 次も 2 次も視線方向 500m 間隔、方位角方向 0.7° 間隔である<sup>3</sup>。1 次データはより多くのデータが格納されている一方、GRIB2 形式でないことや過去データが全ては保存されていない等のデメリットがあったので、本開発には 500m 間隔の 2 次データを用いることとした。なお、本報告における調査・開発中に、レーダーデータがフォーマット通りのレンジ定義点から 150 ~ 450m (サイトごとに異なる) ずれていることが分かった (詳細は付録 B を参照) ため、上記のずれを補正した上で調査に利用した。

また、強度データについては、同じく 2 次データを用い、走査円周上の (真数) 平均値を利用した。

なお、気象ドップラーレーダーの速度幅データは、現状では気象庁本庁に集約されておらず利用が困難であるため、本調査では使用しなかった。

### (c) VAD 風データの解釈

前述のとおり、観測データが視線方向に格納されている間隔は 250m 若しくは 500m であるため、算出される VAD 風の高度方向のデータ間隔は、1 次データを利用した場合で  $250\text{m} \times \sin \phi$ 、2 次データの場合は  $500\text{m} \times \sin \phi$  となる。しかし、各レーダーはいずれも速度観測では  $1.0\mu\text{s}$  のパルス幅を使用しているため散乱体積の長さは 150m となり、視線方向の分解能は後者で表される。さらに、アンテナから発射する電波のビーム幅が約 1° であることを考慮すると、サイトのごく近傍ではビームの広がり小さいため、高度分解能は散乱体積の長さ  $150\text{m} \times \sin \phi$  となるが、サイトから遠方ではビーム幅に比例して大きくなる。ここで、ビーム内の強度分布にガウス関数を適用し、ビーム幅 (片道) を  $\theta_{1/2}$ 、光速を  $c$ 、パルス幅を  $\tau$  とすると、あるレンジ  $r$  における散乱体積  $V$  は (2.3) 式で表される (Doviak and Zrníc, 1993)。

$$V = \pi \left( \frac{r\theta_{1/2}}{2} \right)^2 \frac{\Delta R}{2 \ln 2} \cong \pi \left( \frac{r \cdot 0.85\theta_{1/2}}{2} \right)^2 \Delta R ; \Delta R = \frac{c\tau}{2} \quad (2.3)$$

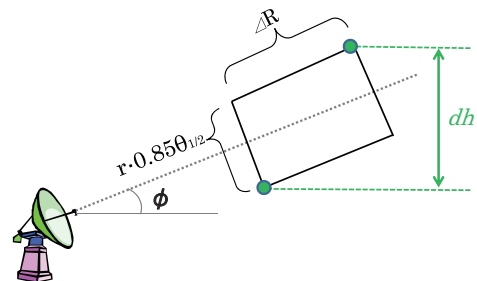
すなわち、ビーム幅内のどこでも均等に電力が分布していると近似した場合に、散乱体積を直径  $r \cdot 0.85\theta_{1/2}$ 、長さ  $\Delta R$  の円柱と捉えることができることを (2.3) 式は表しており、高度分解能をこの円柱の「最高高度 - 最低高度」で定義すると (第 2.6 図)、高度分解能  $dh$  は (2.4) 式で表される。

$$dh = \Delta R \sin \phi + r \cdot 0.85\theta_{1/2} \cos \phi \quad (2.4)$$

また、地球の曲率を無視できる範囲内であれば、アンテナからの高度を  $h$  として、(2.4) 式は (2.5) 式に変形できる。

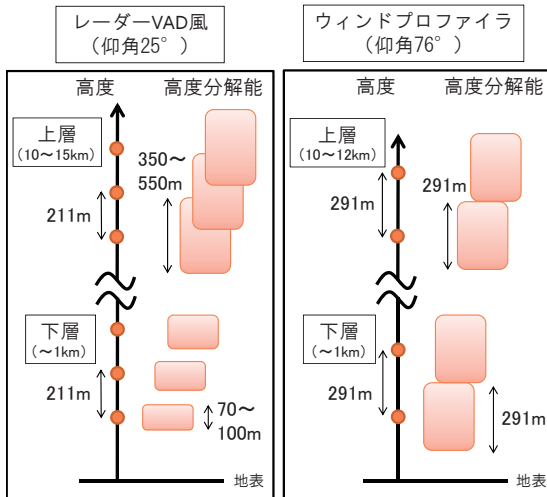
$$dh = \Delta R \sin \phi + 0.85\theta_{1/2} \frac{h}{\tan \phi} \quad (0 < \phi < \frac{\pi}{2}) \quad (2.5)$$

上式から、レーダー VAD 風の高度分解能は、仰角を一定とした場合、高度に比例して大きくなる性質があることが分かる。ここで、 $c$  を  $3.0 \times 10^8$  (m/s)、 $\tau$  を  $1.0 \times 10^{-6}$  (s)、 $\theta_{1/2}$  を 1°、 $\phi$  を 25° として (2.5) 式に代入すると、アンテナ高度から約 1km では  $dh$  は約 95m、高度 10km では約 381m となる。WPR の高度分解能との違いも含め、第 2.7 図に模式図を示す。VAD 風の算出では、低仰角を用いた方がより高い高度分解能が得られると考えがちだが、例えば東京レーダーで 5 番目に高い仰角 6.7° では、高度方向のデータ間隔は 58m である一方、高度分解能は高度 2km でも 270m 程度まで低下することになる。一般に、風は高度方向に大きく変化しやすいことから、高度分解能が高度方向のデータ間隔を超える場合には、データの解釈や定量的な評価には特に注意が



第 2.6 図 ビーム幅を考慮した場合の近似的な散乱体積と高度分解能  $dh$  を表した模式図

<sup>3</sup> なお、2013 年度のレーダー観測所処理装置更新により、強度・速度ともに視線方向 250m 間隔の 2 次データも利用可能となった。



第2.7図 レーダー VAD 風とウィンドプロファイラにおける高度分解能等の違いを表した模式図

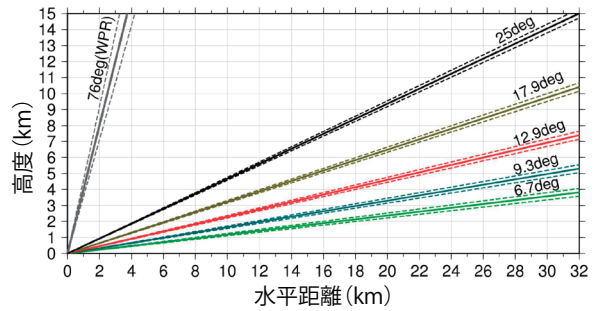
必要である。

最後に、第2.8図に各仰角のレーダーサイトからの水平距離と高度の関係を示す。WPRの仰角は約76.0°(仙台・若松及び2013年度の機器更新以前での他地点のWPRは約80.2°)であり、アンテナ上空の狭い領域のみを観測範囲としているが、気象ドップラーレーダーの場合、最も高い仰角でも25°であり、高度5kmではレーダーの周囲約12kmの円内、高度15kmでは周囲約32kmの円内と、解析領域はWPRのそれより一桁程度大きい<sup>4</sup>。特に高高度の観測においては、先述した風の非線形性による誤差が入り込む余地が大きくなるため、品質管理やデータの利用には注意を払う必要がある。一方、伸長や水平シアーによる変形項の推定に関しては、項の係数として $r$ が乗じられていることから、むしろ上空の方が推定精度は高い。

以上の議論のまとめとして、VAD風の観測データとしての解釈に関わるWPRとの違いを第2.2表にまとめた。

(d) 算出に用いたプログラム

VAD風の算出には、気象研究所が開発したレー



第2.8図 東京レーダーの高い方から5番目までの仰角及びWPRにおけるビーム高度を示した図  
 原点はアンテナ高度とし、縦横の縮尺は1:1とした。地球の湾曲と大気による電波の屈折の効果を考慮に入れて計算し、ビームの広がり破線で示している。

第2.2表 レーダー VAD 風とウィンドプロファイラの比較表

	レーダーVAD風 (仰角25°、2次データ)	ウィンドプロファイラ (仰角76° (80.2°)) *括弧内は仙台・若松
データの時間間隔	10分	10分
10分値の内容	10分間のうちのある15秒間の平均値 (X3~X4分台)	1分平均値の10分平均
データの高度間隔	211m	291m(296m)
高度分解能	63~500m(高度による)	ほぼ291m(296m)
高度10kmの観測範囲	サイトから半径20km強	サイトから半径2.4km(1.7km)
水平発散や変形場の影響	観測範囲が広くなる中上層で影響あり	観測範囲が狭いため、基本的に影響なし

ダー解析ソフト Draft (田中・鈴木, 2000) に収録されている VAD 風算出プログラム (drawvad) を一部改修して利用した。drawvad は標準的な VAD 法を実装しており、折り返し補正機能も備えている。また、関東地域メソ解析プロジェクト (鈴木ほか, 1999) や DRAW 等での使用実績があるため、本開発で用いることとした。主な改修点は、伸長及び水平シアーによる変形項を加えた5パラメータによる推定を可能としたこと、既存の品質管理パラメータを調整したこと、新たな品質管理パラメータを出力するようにしたこと、更に最小二乗法によるフィッティングの際に異常値を除いてフィッティングを計3回繰り返す処理を追加したこと、の4点である。折り返し補正については、複数の初期値(試行風)を用いて最も

<sup>4</sup>ただし、気象庁のWPRは1分間の観測値を10分平均して用いることから、風速の大きな場ではWPRもある程度広がった領域を捉えているとも言える。



良くフィッティングできた結果を採用する手法が drawvad に実装されている（同様な手法は Siggia and Holmes (1991) にも見られる）。鉛直速度が 0m/s の場合、仰角 25° では水平風速が約 58m/s で ドップラー速度の一部に折り返しが発生するが、上記手法により、実際にこれを超える風速の場合においても、VAD 風が正しく算出されることを確認している（第 2.9 図）。

### 2.3 品質管理手法

VAD 風の算出においては、様々な原因により、異常な風が出力されることがある。ここでは、品質管理手法の検討のため、VAD 風の誤差の要因をドップラー速度の観測値に起因するものと VAD 法による風の推定手法に起因するものに分けて分析する。

ドップラー速度の観測において生じる誤差は、WPR に関連して行われた分析に倣うと、以下の三つに分類できる（観測部観測課高層気象観測室，2003）。

①観測値が真値のまわりにばらついて分布する「ランダム誤差」

風の時間的な揺らぎやドップラー速度の測定誤差（フーリエ変換や 0.5m/s 単位でのデータ格納による量子化誤差等）に起因して生じる。

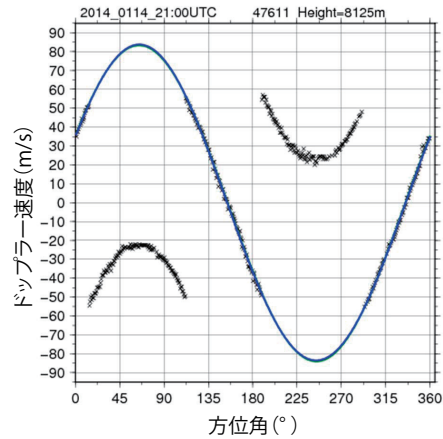
②観測値の平均値が真値との間に偏差を持つ「系統誤差」

前述したレンジのずれのように不完全な校正等によって生じうる。

③発生数は少ないが観測値が真値と大きくかけ離れた値を示す「大誤差」

目的以外の物体からの信号（クラッタという）の混入、混信、折り返し補正処理の失敗、など様々な原因によって発生しうる。

さらに、ドップラー速度から VAD 風を算出する際に、解析領域内における水平風の非線形な変化や、大気鉛直速度若しくは降水粒子の落下速度の空間的な不均一といった、VAD 法の仮定が満たされないことに起因する誤差が生じる。これ



第 2.9 図 2014 年 1 月 14 日 21:00UTC の長野レーダーにおける強風時のフィッティング例

方位角 14 ~ 112° 及び 189 ~ 293° のドップラー速度データに折り返しが発生している。VAD 法により算出された水平風速は 92m/s。

らの誤差を生む原因を一つ一つ吟味し、それぞれに対して的確な品質管理を行うことが、信頼性の高い観測データを提供するために肝要である。

ここで、drawvad に含まれる品質管理処理は強風除去のみであったことから、上記の①、③が生じていると判定したものを除去する手法を新たに開発し、ほかの観測データとの比較によりその効果を検証した。本節ではまず各手法の概要と判定に用いるしきい値の検討結果について述べ、第 4 章では、品質管理後のデータをほかの観測データとの比較により検証した結果について説明する。なお、現在気象庁の WPR における品質管理で利用されている鉛直シアチェック及び二次曲面近似チェックについても導入を検討したが、以降で説明する品質管理のみではほぼ全ての異常値を取り除けることが分かったため、適用を見送った。

#### (a) 異常速度データ除去

ドップラーレーダーによる観測には、グランドクラッタ（クラッタのうち、山や木、建物などからの信号）やシークラッタ（クラッタのうち、海面の波からの信号）の混入、外来波による混信、虚像による誤観測、折り返し補正処理の失敗などにより異常なドップラー速度データが混入することがある。これらへの対処を行わないまま最小二乗法によるフィッティングを行うと、推定曲線が

異常値に引きずられ、正しい推定ができなくなるおそれがある。このため、一旦求めた近似曲線から大きく離れたドップラー速度データがあった場合、それらを除き再度フィッティングを行う処理を計3回繰り返すことで、最適な結果を得られるようにした。しきい値は、最小二乗フィッティングで得られる RMSE (Root Mean Squared Error) の出現頻度を参考に、6m/s とした。

なお、フィッティングの際に除去されるデータ数の多さは、データの品質の悪さを示す指標になると考えられるため、フィッティングに使用したデータ数と全データ数の比を「有効データ率」と定義し、後段の品質管理で用いることとした。

(b) 強風除去

drawvad には、風速 100m/s 以上の強風を除去する処理が実装されているが、これまでのラジオゾンデ観測による極値を参考に、しきい値を風速 170m/s に変更した。

(c) 推定誤差チェック

ドップラー速度の観測値にランダム誤差のみが含まれる場合、3パラメータによる最小二乗推定では、東西風速 ( $u_0$ ) 及び南北風速 ( $v_0$ ) それぞれの推定誤差の二乗平均平方根  $\varepsilon$  は次式で表される (導出は付録 C を参照)。

$$\varepsilon = \frac{\sigma_0}{\cos\phi} \sqrt{\frac{1-|G|^2}{N \det(\mathbf{A})}} \quad (2.6)$$

ここで、N は方位角方向のデータ数、|G| は単位円上に重さ 1 のデータを並べた際の原点から重心までの距離、 $\det(\mathbf{A})$  は付録 C の (C.9) 式で表される行列  $\mathbf{A}$  の行列式である。また、 $\sigma_0$  は (2.7) 式で表されるとおり、ドップラー速度の測定誤差  $\sigma_m$  と風の時間的な揺らぎ  $\sigma_t$  を合わせた量であり、最小二乗フィッティングで得られる RMSE がこれに相当する。

$$\sigma_0 = \sqrt{\sigma_m^2 + \sigma_t^2} \quad (2.7)$$

ただし、風や鉛直速度が水平一様でなく局所的に変化しているような場合は、その効果によっても RMSE が大きくなってしまいうため、推定誤差が過大評価されることに注意が必要である。

(2.6) 式から、推定誤差  $\varepsilon$  は以下の場合に大き

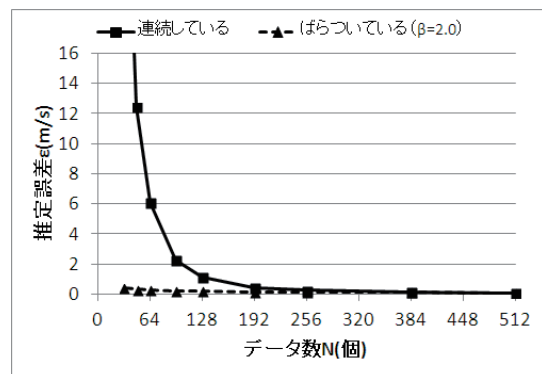
くなる事が分かる。

- ① データ数が少ない (= N が小さい)
- ② フィッティングの RMSE が大きい (=  $\sigma_0$  が大きい)
- ③ 仰角が高い (=  $\phi$  が大きい)
- ④ ある方位にデータが偏っている (=  $1-|G|^2 / N \det(\mathbf{A})$  が大きい)

①, ②及び③は直感的にも理解しやすいが、④の性質については多少説明が必要であろう。そこで、

$$\beta = \sqrt{\frac{1-|G|^2}{\det(\mathbf{A})}} \quad (2.8)$$

とおくと、例えば、速度データが走査円の全周に渡って得られている場合は、 $|G|=0, \det(\mathbf{A})=0.25$  となり、 $\beta$  は最小値 2.0 をとる。また、データ数が減り、特定の方角方向に偏ると、 $1-|G|^2$  は 0 に近づく一方で  $\det(\mathbf{A})$  はそれ以上に小さな値をとるようになり、 $\beta$  は増大する傾向にある。ただし、データ数が減ってもうまく方位角方向にばらついている場合には、 $\beta$  は最小値 2.0 をとることになる。例えば、 $10^\circ$  おきに 36 点のデータがある場合など、均等に正多角形上のデータが得られている場合は、点数は少なくとも  $\beta = 2.0$  となる。ここで、 $\sigma_0 = 1.0\text{m/s}$  とおいた場合の、 $\varepsilon$  と N の関係を第 2.10 図に示す。速度データが連続的に得られている場合、データ数 N が 100 程度以下で急激に推定誤差が大きくなる一方で、N が小さくても適度にデータがばらついていて  $\beta$  が小さけれ



第 2.10 図 データが方位角方向に連続して得られている場合 (■印) と等間隔でばらついている場合 (▲印) における、推定誤差  $\varepsilon$  とデータ数 N の関係

ば精度悪化は抑えられることが分かる。

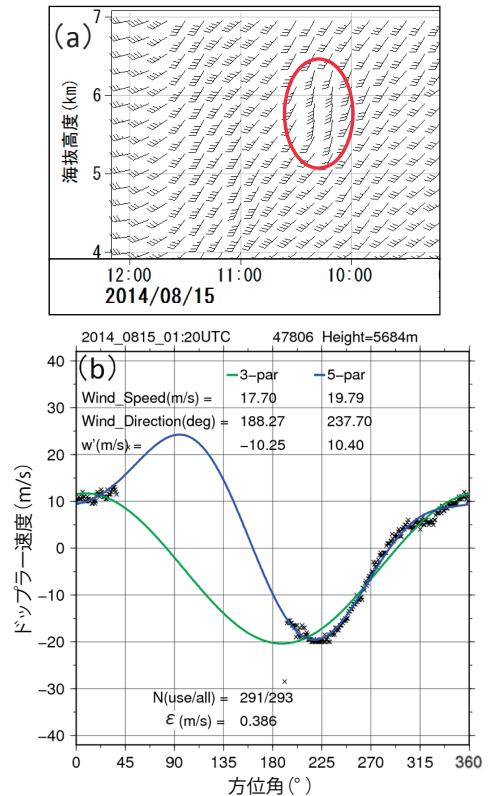
このような性質を踏まえ、 $\varepsilon$  が大きな値を持つ場合には品質を不良とする手法を導入することとした。このとき GPS ゾンデデータとの比較検証の結果等を参考に、しきい値は 0.5m/s とした。また、便宜上、データ数 N の最大値である 512 の約 5% に当たる 25 を、VAD 風算出に必要な N の下限とした。

(d) 2 種類の推定結果の比較チェック

速度データが方位角方向に不均一に分布している場合、欠落した領域での値を推定するための情報が少ないことから、推定精度が悪化する場合がある。(c) で定義した  $\beta$  にはこれに関する情報が含まれているが、観測値がランダム誤差以外を含む場合には必ずしも有効な情報とはならない。例えば、第 2.11 図は夏季の対流雲に伴うエコーに対する VAD 解析例であり、図中赤丸で囲んだ風は、前後の時刻等と見比べると風向がやや南寄り過ぎて精度が悪いように見えるが、データ数 N は 290 程度あり、推定誤差もそれほど大きくない(第 2.11 図 b の下部)。そこで、欠落した領域の影響を見積もるため、推定パラメータ数を 3 と 5 で切り替えたときの水平風の算出結果の差によって評価する方法を考案した。

速度データがある方位角方向で集中的に欠落している場合を考える。例えば、風の場合の一次勾配が大きいと思われる第 2.3 図の例において、特定の区間のデータのみを用いて 3 パラメータ及び 5 パラメータによりそれぞれフィッティングさせると、5 パラメータによる推定では第 2.3 図に近い推定ができたのに対して、3 パラメータによる推定では大きく異なる結果となった(第 2.12 図 a)。一方、第 2.12 図 b は同じ事例で異なる区間のデータを用いてフィッティングへの影響を見たものであるが、この例においては、5 パラメータによる推定で正常な推定値(図中の破線)からかけ離れた風が算出されている。

先述したとおり、三角関数の直交性により、データ数 N が十分に大きい場合には、風の場合の一次勾配の大きさやパラメータの数にかかわらず精度良い推定が可能である。しかし、欠落領域が大き



第 2.11 図 夏季の対流雲に伴う異常な風の算出例 (2014 年 8 月 15 日 1:20UTC に福岡レーダーで観測)

(a) 赤丸で囲んだデータは異常値と考えられ、(b) はその際の推定曲線。図の下部にドップラー速度のデータ数 N (使用したデータ数 use / 全データ数 all) 及び推定誤差 ( $\varepsilon$ ) を付した。

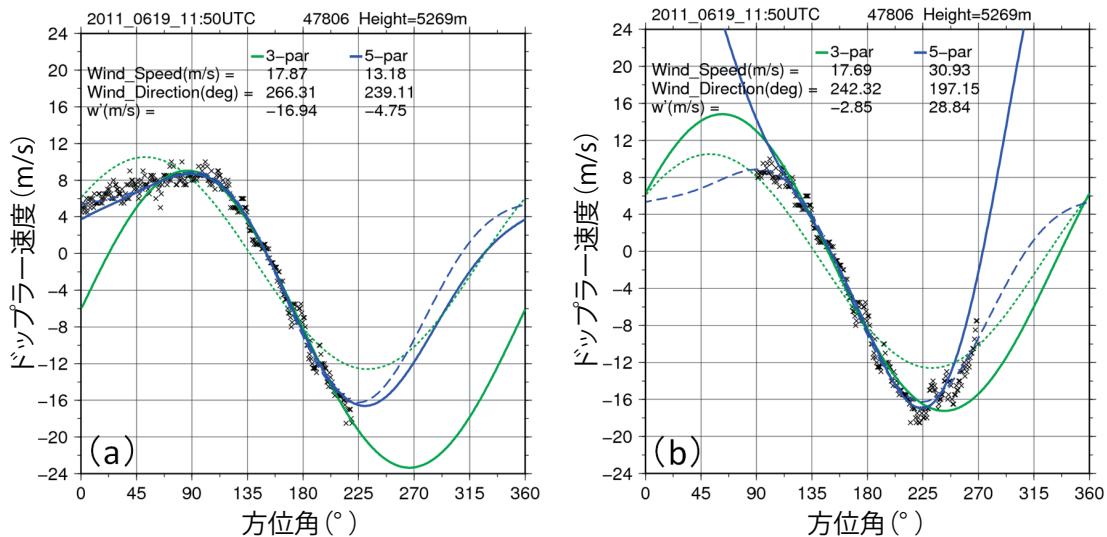
くなると、パラメータの数による自由度の差が影響して推定値が一意に定まらなくなり、非一様性が強い場においては両者の結果は大きく異なってくる。具体的には、データの欠落領域が大きくなる状況において、3 パラメータでは「風の場合の一次勾配が大きい場合」に、5 パラメータでは「局所的な風の変化がある場合」に、それぞれ誤った風が算出されやすい傾向がある。両者の苦手とする条件が異なるため、両者の算出結果が異なる場合には、例えば数値予報モデルによる予測値などの何らかの追加情報が無い限り、どちらがより正しいかを判断することができない。そこで、両者の水平風のベクトル差をとり、その絶対値があるしきい値を超えるような場合に、観測データを品質不良とする仕組みを取り入れることとした。な

お、両者の違いが小さい場合には、GPS ゾンデデータを用いた検証においてわずかに精度の良い（図略）、3パラメータによる推定結果をVAD風の観測データとして採用することとした。また、上述の風ベクトル差の絶対値のしきい値は3.0m/sとした。

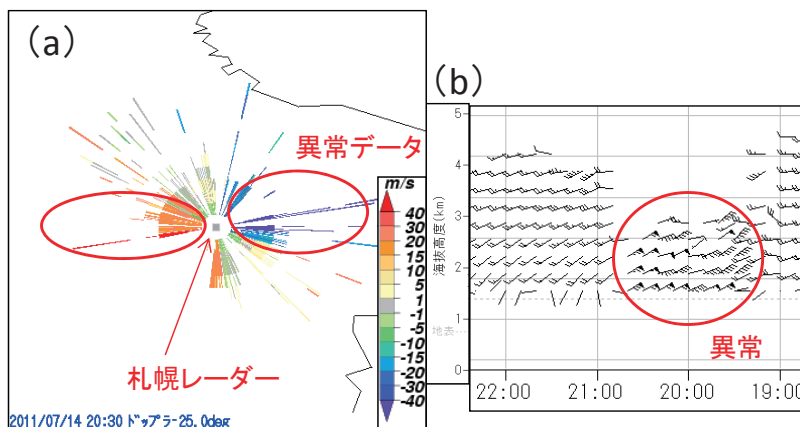
(e) 有効データ率チェック

第2.13図 a は札幌レーダーで観測されたドップラー速度を示したものである。サイト付近で不自然に大きなドップラー速度（図中の赤丸内）が混在した結果、第2.13図 b のように20時前後に

強い東北東の風（図中の赤丸内）が算出されたが、これは札幌のGPS ゾンデで観測された西南西の風（図略）とは正反対の風向であり、また前後の風と比較しても不自然に急変している。このように異常なドップラー速度が多数混入すると、(a) の品質管理で正常なドップラー速度の方が除かれてしまう場合がある。そこで、有効データ率（＝解析に用いた速度データ数／全速度データ数）を調べることで、その値がある割合以下になった場合に、異常なドップラー速度が多数混入しているとみなし、求めた風を不良とする方法を導入した。このとき、利用率のしきい値を厳しくする



第2.12図 第2.3図の事例で、データを一部 (a: 220 ~ 360°, b: 0 ~ 90° 及び 270 ~ 360°) 取り除き、3パラメータ（緑）と5パラメータ（青）でそれぞれフィッティングした結果  
点線（破線）はデータが全て揃っている場合の3パラメータ（5パラメータ）による推定曲線（第2.3図の曲線と同値）。



第2.13図 (a) 2011年7月14日20:30JSTの札幌レーダーにおける仰角25°のドップラー速度 (b) 対応するVAD風の時間高度断面図



ほど算出される風の精度が向上する傾向が見られたが、それにより品質不良と判定される VAD 風のデータ数との兼ね合いを考慮し、しきい値は 90%とした。なお、上記のような異常なドップラー速度はサイト近傍のみ出現する傾向が見られたため、高度 3km 未満の観測データのみこの処理を実施している。これにより、異常な風が算出されることは無くなった。

(f) 弱風除去

観測対象領域の風速が小さい場合、ドップラー速度は 0m/s に近い値を持つが、0m/s 付近の速度の観測データはクラッタによる影響を受けやすい。このため、レーダーの信号処理においても様々なクラッタ除去の仕組みが組み込まれているが、全てを除去することは不可能であり、ときに品質が劣化した観測値が現れることがある。

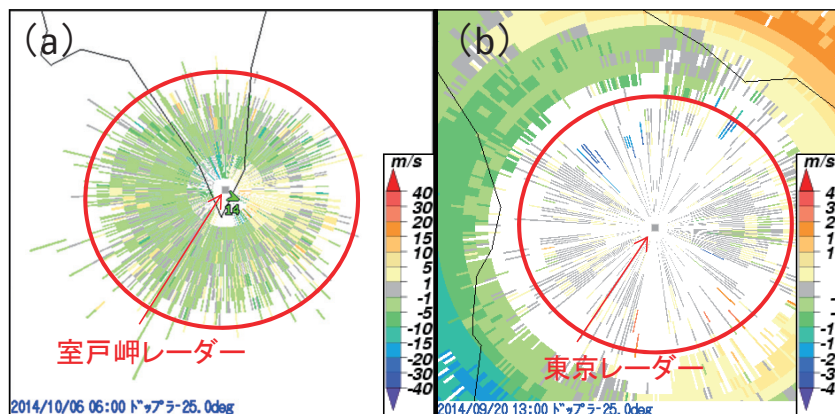
例えば、台風や発達した低気圧など降雨と強風を伴うじょう乱がレーダー付近を通過した後に、第 2.14 図 a に示すような弱いドップラー速度がサイト付近で多数観測され、異常な弱風の原因となることがしばしばある。これは、目的以外の方向への電波の漏れ（サイドローブという）により何らかのクラッタを捉えていることが原因と考えられるが、詳細は不明である。このような現象が出現した際の状況を詳しく調べると、求まる水平風速が小さく（数 m/s 以下）、推定誤差  $\epsilon$  が大き

い（0.3m/s 程度以上）という特徴が共通して見られる。そこで、このような風を不良とすべく、風速 5m/s 未満かつ  $\epsilon$  が 0.3m/s（弱風が出現しやすい札幌・秋田・東京・名古屋・松江・室戸岬については 0.15m/s）より大きい風を不良とする品質管理手法を導入した。

また、強風時以外であっても、第 2.14 図 b のように冬季の大気下層でノイズ状の弱いドップラー速度が観測され、異常な弱風が算出されてしまうことがある（特に東京で出現しやすい）。この原因についても詳細は不明であるが、弱風の特徴としては、データ数 N はおおむね 250 以下で推定誤差  $\epsilon$  もそれほど大きくないことから、ここでは風速が 5m/s 未満かつ N が 256 未満の風を不良と判定することとした。大気下層で主に見られるエンゼルエコー（第 3.4 節を参照）の中には同様の特性を持つものも多く、これらも同時に除去してしまいうことがありますが、品質の悪いデータは極力出力させないという方針により、上記のしきい値を設定している。

(g) 鉛直速度チェック

一般に、降水粒子が落下する際の終端速度は最大で 10m/s 程度であり、VAD 風の  $w'$  が大気鉛直速度及び水平発散・収束の効果を含むことを考慮しても、ある程度の範囲内に収まることが想定される。そこで、大気鉛直速度（水平発散・



第 2.14 図 (a) 2014 年 10 月 6 日 06:00 (JST) の室戸岬レーダー (b) 2014 年 09 月 20 日 13:00 (JST) の東京レーダーにおける仰角 25° のドップラー速度

(a) については地上気象観測の風向・風速も併せて示している。どちらもサイト近傍（赤丸内）に不自然に弱いドップラー速度が観測されていた。

収束の効果を含む) の妥当な範囲を検証したところ、正常なデータはおおよそ ± 5m/s 以内に収まると判断できた(図略)ため、これに降水粒子の自由落下速度を加味した - 15 ~ +5m/s の範囲から外れるデータは品質不良と判定することとした。ただし、(2.1) 式で表したとおり、走査円が大きくなると水平発散・収束の効果がより大きく影響するため、低仰角の観測に対しては、適切なしきい値を設けるのが難しい。よって、本チェックは仰角 25° のデータのみを対象としている。

以上、VAD 風算出及び品質管理のフローをまとめると、第 2.15 図のとおりとなる。

### 3. 観測事例

本章では、VAD 風の代表的な観測事例を取り上げ、WPR による観測データとの比較を通じ、その特徴やデータ利用上の留意点などを述べる。

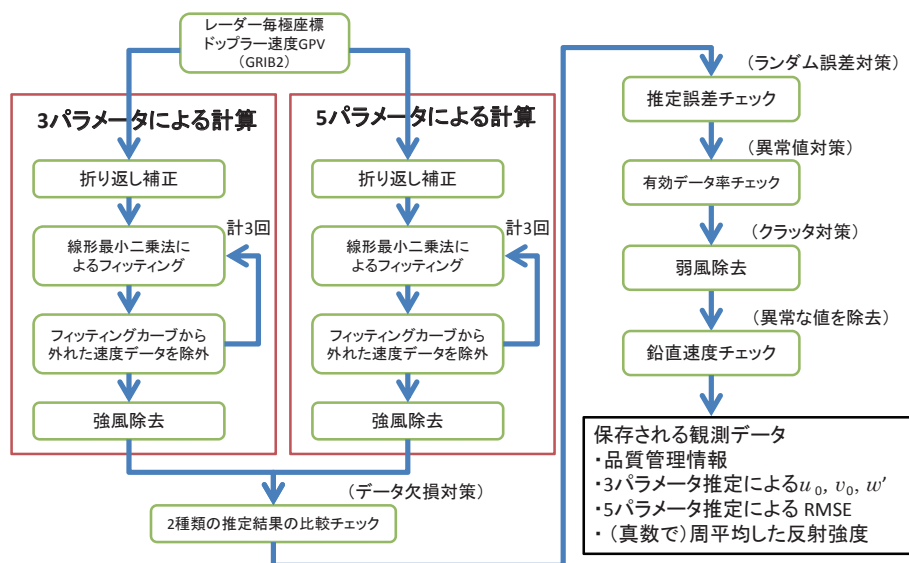
#### 3.1 層状性降水

温帯低気圧の通過時等にしばしば現れる層状性降水では、長時間に渡って大気下層から上層までの広い範囲で多くの風データが得られる。また、上空の雲域、いわゆる上空エコーが降水域に先行しているときは、地上降水の前にも上空の風デー

タが得られる場合が多い。

第 3.1 図に、名古屋レーダーによる層状性降水の観測事例を示す。名古屋では同一敷地内にレーダーと WPR が設置されていることから、比較のため、WPR の観測データも併せて図示した。本事例では、地上気象観測で降水を観測し始めたのは 16:05 であるが、上空の厚い雲域内には氷晶等の降水粒子が存在しており、地上降水の前であっても高度約 2 ~ 9km にかけて VAD 風の観測データが得られている。このときの雲底はエコーが得られている下限の高度 2km 付近と推定され、それより下層では降水粒子が存在しないことから観測データは得られていない。一方、特に大気が湿っているときは、WPR では降水粒子がなくとも屈折率の揺らぎからのエコーが得られるため、地上付近まで観測データが得られる、といった特徴の違いがある。このときの最大観測高度は VAD 風の方が WPR より若干低くなっているが、これは上記の理由のほか、信号処理手法の違い等により、WPR の方がより微弱なエコーを観測できるからである。

地上降水の開始以降は、VAD 風、WPR ともに高度約 2.5km 以下において上空に比べより大きな負の鉛直速度<sup>5</sup>を観測しており(第 3.1 図 a, c),



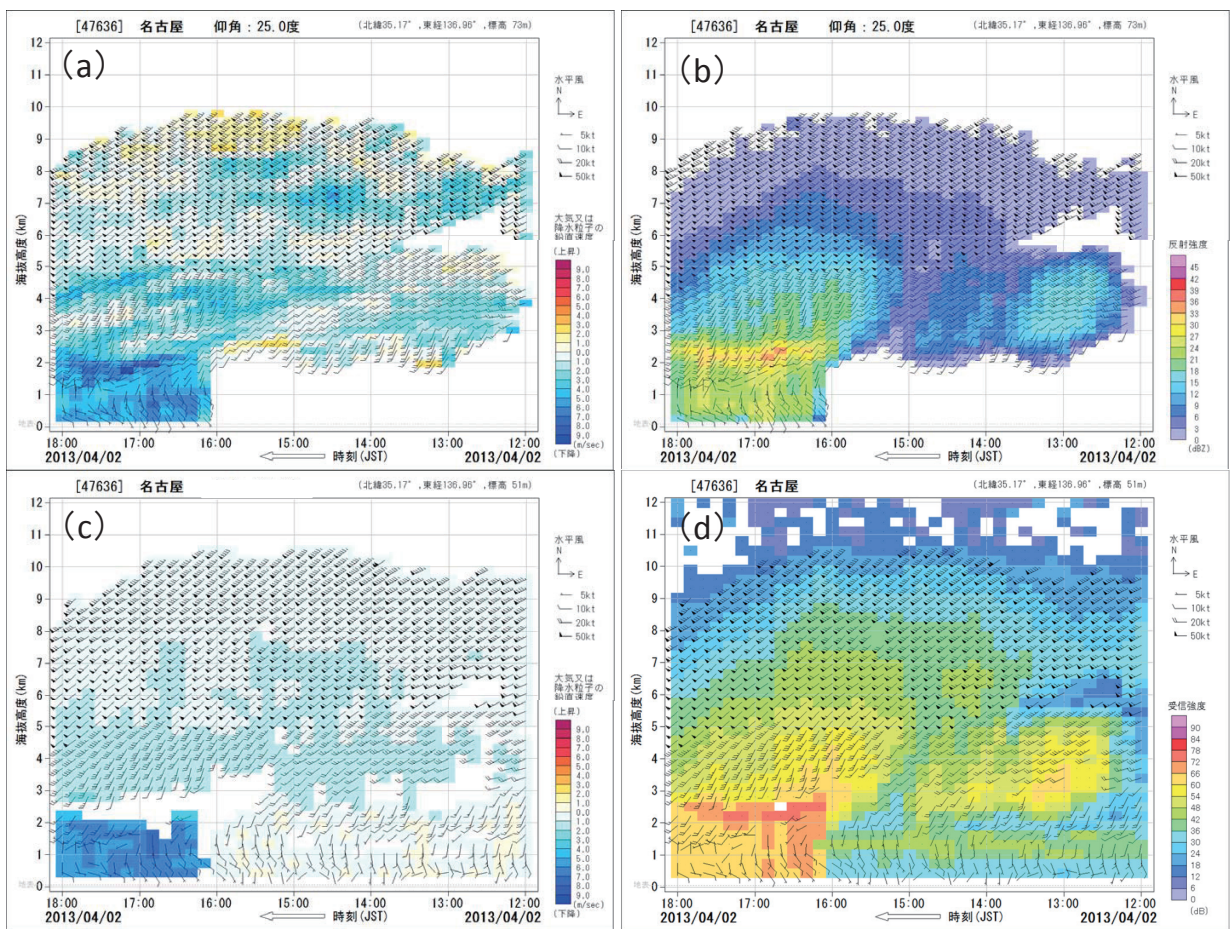
第 2.15 図 VAD 風算出及び品質管理のフロー

<sup>5</sup> 第 2.1 節で述べたとおり、厳密には鉛直速度ではないが、本章では便宜上この名称を用いる。

また、反射強度及び受信強度についても 2.5km 付近にその上下より値が大きい層が明瞭になっている (第 3.1 図 b, d). このような層は、気温 0°C 付近において表面が融けて水膜で覆われた氷晶が、電波をより強く散乱する性質をもつことで現れるものであり、融解層若しくはブライトバンドと呼ばれている. VAD 風では、WPR の観測値と異なり、4 ~ 5km にかけて鉛直速度がやや大きめの負の値が観測されているが、これは第 2 章で説明したように、鉛直速度の算出に水平発散・収束

の効果が含まれているためであり、必ずしも上下方向の運動に対応している訳ではない. このよう に大気中～上層における VAD 風の鉛直速度の解釈には注意が必要である.

なお、WPR のデータでは融解層付近に欠測が 多数見られるが、これは当時の WPR のデータ処理の特性上、ドップラー速度が高度方向に急変する層で欠測となりやすい問題があったためである (現在はこの問題は解消されている).



第 3.1 図 2013 年 4 月 2 日の名古屋における (a, b) VAD 風 (c, d) WPR による層状性降水の観測例 (a, c) は鉛直速度, (b) は反射強度, (d) は受信強度を併せて示している.

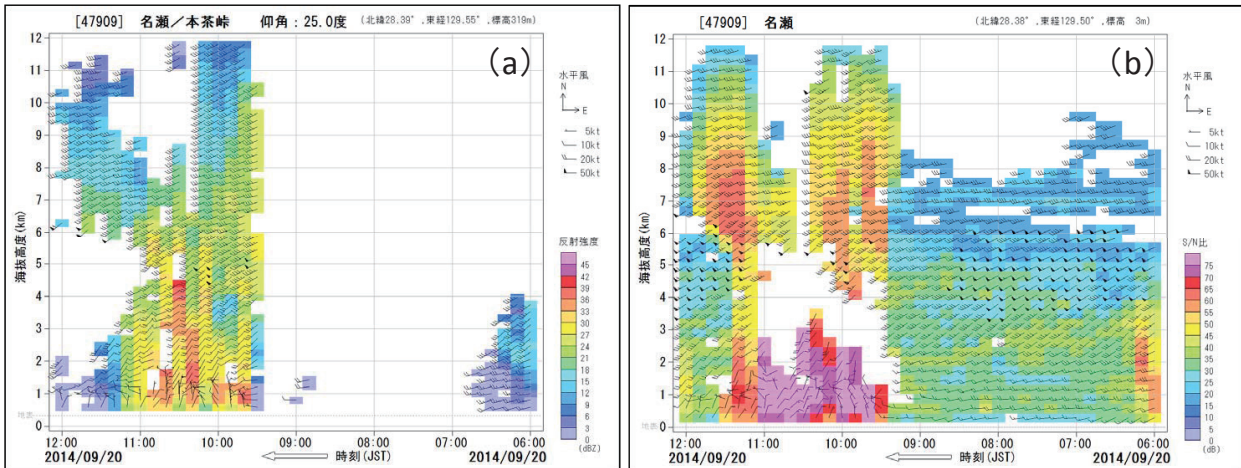


### 3.2 対流性降水

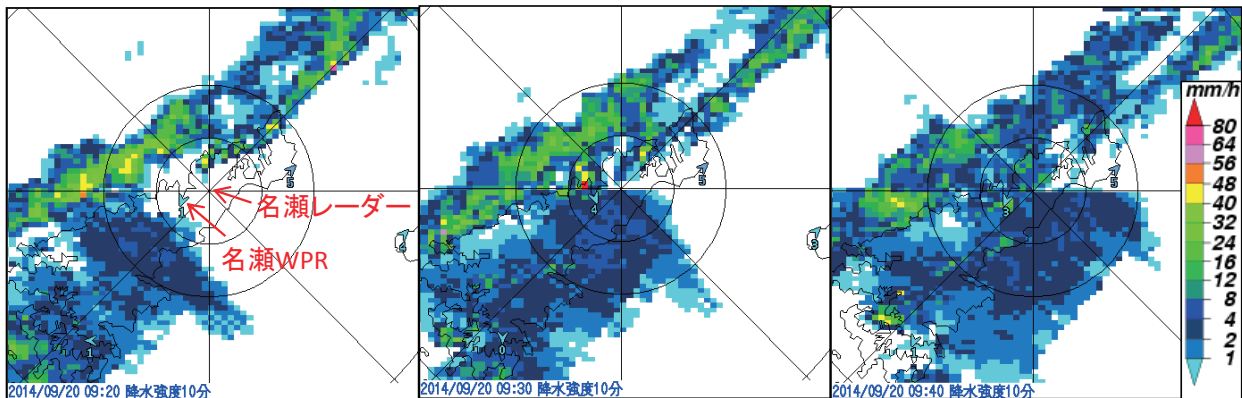
次に、対流性エコーが通過するときの観測例を第3.2図に示す。この事例では9:30～9:40に前線に伴う対流性の強いエコーがサイト付近を通過している(第3.3図)。WPRでは降水域がまだサイトに到達していない時間でも高度8km程度まで観測できているが、VAD風では、降水粒子が上空に存在しないと考えられる9:20まではほとんどデータが取得できていない。

大気下層に着目すると、対流性エコーによる観測データが得られるまでは西風であったが、WPRでは9:30から、VAD風では9:40から地表～高度1km付近にかけて北風に変化しており、また、両者ともに10:00頃は北西風であったが

11時頃には北風～北北東風に変化している点から、対流性降水時の観測においてもVAD風とWPRが観測データとしての対応が良いことが分かる。ただし、対流性降水では風の場合が一様でない場合が多く、かつ、エコーが特定の方位のみしか得られない場合は、第2.3節dで述べたとおりVAD法による推定精度が悪化するため、品質管理において不良と判断される観測データが層状性降水と比べて多くなる。WPRのデータ処理においても同様の影響があり、9:30～11:00にかけて高度2～5kmのデータが多数欠測となっているが、これはビーム(WPRの場合は天頂及び東・西・南・北の5方向のみ)ごとに捉えた風の場合が不均一であり、品質管理において不良とされているこ



第3.2図 2014年9月20日の名瀬における (a) VAD風 (b) WPRによる対流性降水の観測例  
(a)は反射強度、(b)はS/N比を併せて示している。



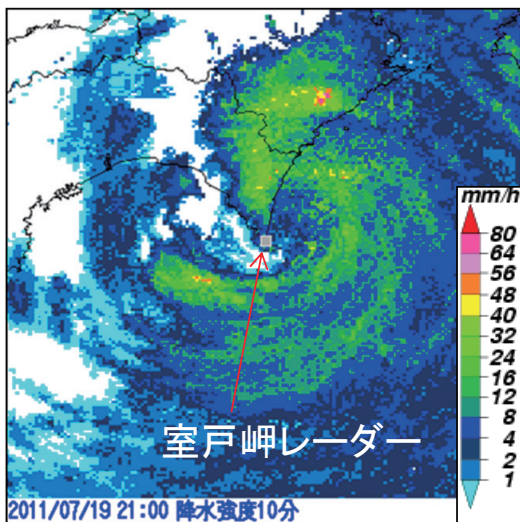
第3.3図 2014年9月20日の奄美大島付近における全国合成レーダーエコー強度(10分ごと)の時系列  
地上気象観測の風向風速も重ねて示している。同心円の中心は名瀬レーダーであり、内側の円は中心から20km、外側は40kmである。



とによるものと考えられる。一方、VAD風ではWPRで品質不良となった高度の観測データが取得できているが、これは方位角方向のドップラー速度のデータ数がある程度確保できたことで、品質管理にて良好と判定されたためと考えられる。

### 3.3 台風

例年、主に夏から秋にかけて、台風が日本付近を襲来する。その中心付近がサイトの上空を通過したときには、WPRと同様に、VAD風でも台風内部の構造を捉えることができる。太平洋側沿岸を北東進して室戸岬付近を通過したT1106について、室戸岬レーダーによる観測成果を第3.4図及び第3.5図に示す。20:20頃までは下層～中層に渡って南東風が卓越していたが、台風中心付近の通過とともに反時計回りに風向が変化していく様子が捉えられている。20:50には台風中心が室戸岬付近に最接近したと考えられ、中心付近の弱風域がほぼ垂直になっていることから、この時点では台風はまだ順圧的な構造を保っていたと考えられる。また、21:40頃には、ごく下層（～1km）における風速30m/s以上の強風域もはっきりと捉えられていた。

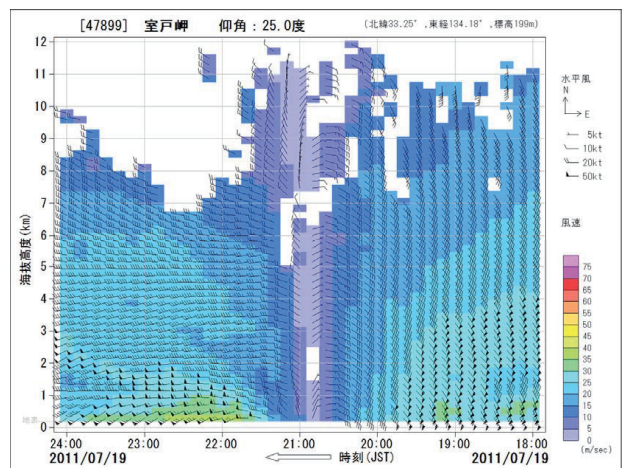


第3.4図 T1106接近時における室戸岬レーダー周辺の全国合成レーダーエコー強度（10分ごと）

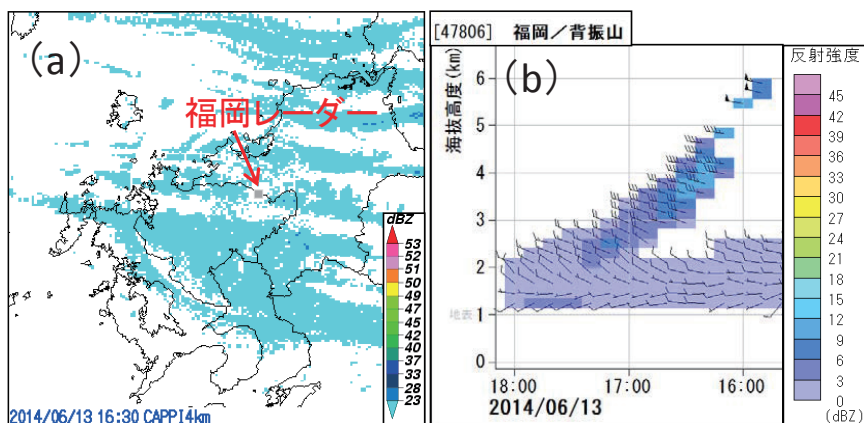
### 3.4 非降水エコー

気象レーダーが捉えるエコーの中には、グラウンド及びシークラッタやチャフ、エンゼルエコーなど降水粒子以外によるもの（非降水エコー）が数多く知られているが、正常なVAD風が算出できる非降水エコーの種類としては、大きく分けてチャフと考えられるエコー（以下、単にチャフという。）とエンゼルエコーの2つが挙げられる。

チャフは、航空機からの飛散物が大気の流れに沿って流れているものと考えられており、これはしばしば降水エコーであるかのように移動し、気象レーダーによる降水の監視上好ましいものではない。しかし一方で、電波を散乱させる飛散物が風に流されているということは、VAD風にとっては観測データが得られる機会でもあり、実際に非降水時における上空の風を調べるためにチャフが用いられることもある（藤吉・中村, 2012）。チャフは朝鮮半島方面から山陰～北九州にかけて出現する（第3.6図a）ことが多く、中には太平洋側まで到達するものもある。VAD風でこのようなエコーを観測した際の特徴は、初めに反射強度の比較的大きいエコーが上空で捉えられ、その後時間が経つにつれて徐々に高度を下げていく（第3.6図b）というものである。このように、チャフに



第3.5図 室戸岬レーダーによるT1106中心付近のVAD風観測例  
図中の色は風速を示す。



第3.6図 2014年6月13日に出現した大規模なチャフと考えられるエコーを捉えた事例での (a) 高度4kmのCAPPI (Constant Altitude Plan Position Indicator) 及び (b) 福岡レーダーによるVAD風の時間高度断面図

よってVAD風が得られ、また反射強度ははっきりそれと分かる特徴を持つことが多く、非降水エコーの監視にも有効に利用できる可能性がある。

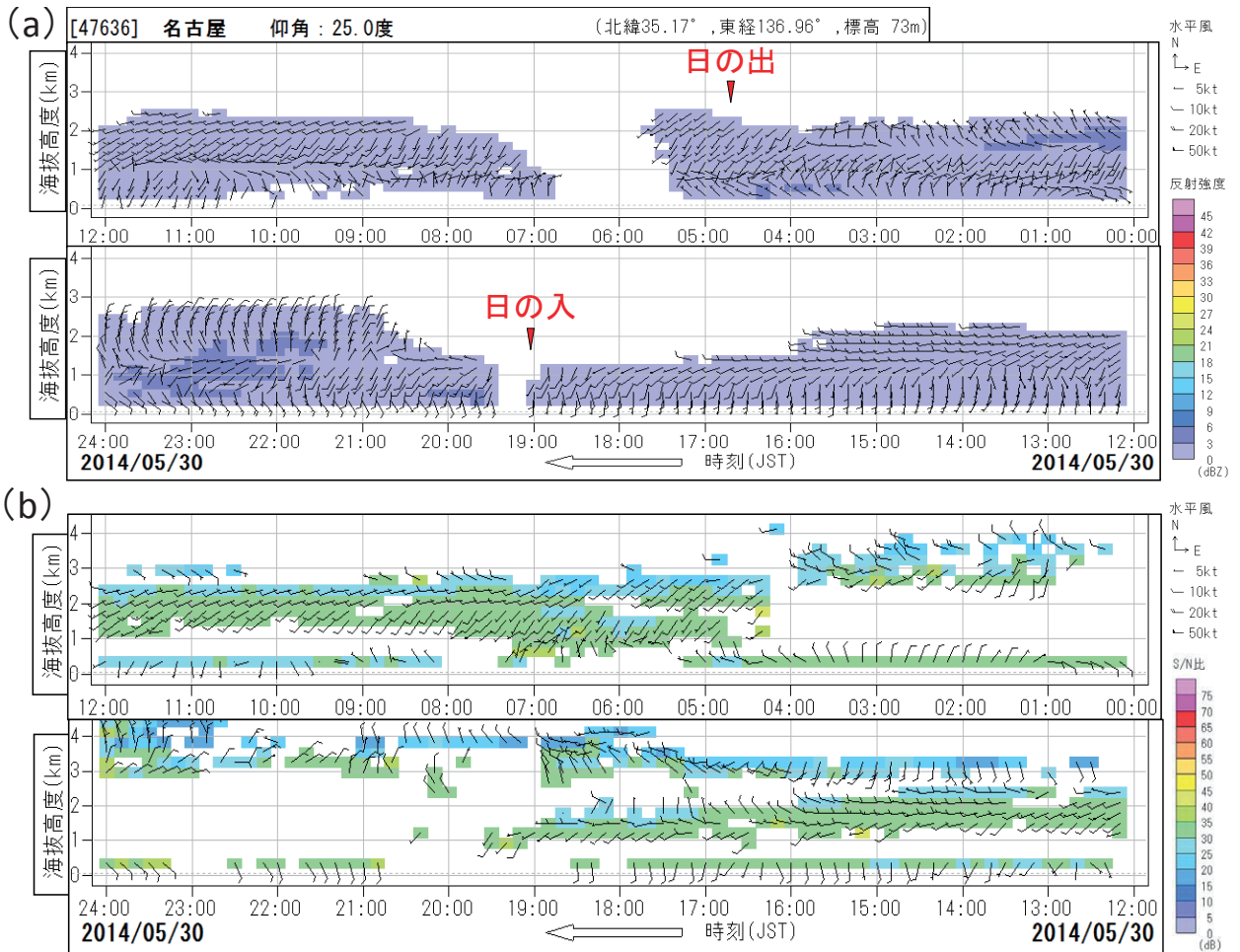
エンゼルエコーは、広義の意味では大気中の非降水エコー全般を指すこともあるが、ここでは狭義の意味として、大気の屈折率のゆらぎ及び昆虫や鳥などの空中を浮遊する生物に起因すると考えられている非降水エコーを対象とする。Kusunoki (2002) 及び楠 (2008) によると、エンゼルエコーの出現特性として、

- ・陸上中心
- ・基本的には日中
- ・風速が弱く、気温が高いとき

が挙げられている。上記はDRAWを用いた調査であるが、本報告で扱っている気象ドップラーレーダーにおいても、同様の特徴が見られており、日中の晴天時には、およそ対流混合層の深さに渡ってVAD風が算出される状況がよく見られる。また、上記のようなエンゼルエコーは、日中のみならず場合によっては夜間でも発生することがあり、その際の反射強度はしばしば日中のそれよりも大きくなると報告されている (Martin and Shapiro, 2007)。海外におけるこれらエンゼルエコーに関する研究 (Wilson *et al.*, 1994; Martin and Shapiro, 2007 など) から、日中・夜間にかかわらず、この対流境界層内のエンゼルエコーの正体は昆虫であるとほぼ断定されている。そして、日中のエコーと夜間のエコーはそれぞれ異なる生物が

起因しているためか、ちょうど夕方と朝の時間に一旦エコーが収まる傾向があることも知られている。日本においても、係留気球と捕虫ネットを用いて、非降水エコー出現時に上空300~500m付近において昆虫や小型のクモ類等が採集されたことが報告されている (楠・松村, 1998)。本報告では、論点が散漫になるのを避けるため、上記エコーの正体はこれ以上追及せず、これらのエコーによって算出されるVAD風の特徴や精度評価に主眼をおくこととする。

第3.7図aに、名古屋において非降水エコーによるVAD風を観測した一事例を示す。取得できている観測データの状況から、①日中 (6:50~19:00)、②夜間 (~5:30及び19:30~)、の大きく2つに分け、それぞれの特徴を述べることにする。まず① (日中) に着目すると、6:50頃から徐々に大気下層で観測データが取得でき始め、11時頃には観測高度が2.5km程度まで及び、夕方になるにつれてその高度は徐々に低くなっていき、日没時刻の19時頃には取得できなくなっている。また、名古屋WPRにおける同日の観測データ (第3.7図b) を見ると、日中はVAD風と同等の風が取得できており、高度2.5km程度まで境界層が発達していることがうかがえる。次に、② (夜間) に着目する。19:00に一旦観測データが途絶えた後、19:30から再び出現し、21:00には高度3km弱に至るまで観測データが取得できていることが分かる。この状態は翌日の明け方まで続き、



第3.7図 2014年5月30日の名古屋における (a) VAD風 (b) WPRによる非降水エコーの観測例  
 (a) は反射強度, (b) は S/N 比を重ねて描いている. 日の出と日の入時刻はそれぞれ 4:40 と 19:00.

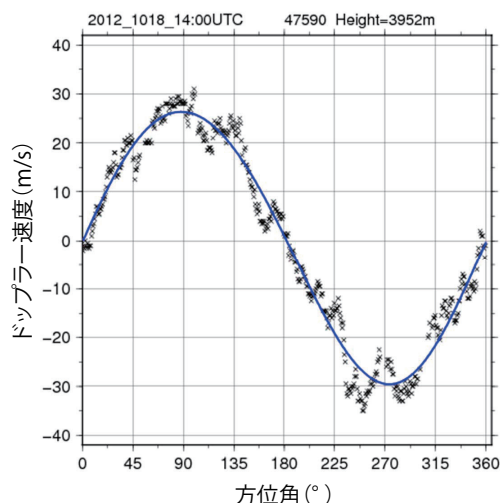
朝 6:00 頃には一旦取得できなくなる (翌日 5/31 の未明~明け方の状況は 5/30 の状況とほぼ同様であったため図は省略する). 日中の風と比較すると, 高度 1km まではどちらも地表から南東~南~南西風と風向が変化しており, 特に 19 時を境に大きく風が変わった様子は見られない. また, 日中は反射強度が 3dBZ より大きくなることはなかったが, 夜間の 22:00 ~ 23:00 にかけては若干大きい反射強度を観測しているという特徴も見られる (当日名古屋では降水は観測されていない). ここで, 名古屋 WPR は, 夜間の高度 1km 弱~3km 弱にかけて観測データが取得できていないが, これは渡り鳥からのエコーを捉え, 品質管理により除去 (鳥エコー除去) されたことが理由と考えられる. ただし, 当該時間の VAD 風は航空機データや数値予報データとおおむね整合的

であった (図略) ことから, VAD 風は鳥エコーによる影響は受けておらず, 場の風に流されている何らかの散乱体 (詳細は不明) を捉えていたものと考えられる.

### 3.5 乱気流発生時

VAD 風を求める際の最小二乗フィッティングの誤差は, フィッティング曲線と個々のドップラー速度との差から算出される RMSE で表され, 風の場の線形な変化を考慮した 5 パラメータによる推定を行った場合には, その値には, ドップラー速度そのものの測定誤差や視線方向の風の時間的な揺らぎのほか, 走査円内における 2 次以降の高次の空間的な風の変動 (第 3.8 図に例を示す) が含まれる. RMSE は, 従来では品質の目安を示すものとして品質管理に使用されていた (青柳・





第3.8図 2012年10月18日14:00UTCに仙台レーダーの上空4km付近で観測されたドップラー速度(各×印)とVAD法による推定曲線(青線)

石原, 1986) が, 上記の性質から, 航空機が乱気流に遭遇するような場においても, 値が増大することが予想される. 以下では, 乱気流が実際に発生した場の観測事例を通してRMSEの有用性を示す. なお, 当該指標については, 空間的に細かな変動のみを評価できる5パラメータによる算出結果を評価の対象としており, また「RMSE」という名称では対象とする物理量が不明確なため, ここでは, 乱流速度偏差(RMSV: Root Mean Squared turbulent Velocity; 以下,  $V_{rms}$ と表す)という名称を用いることとする.

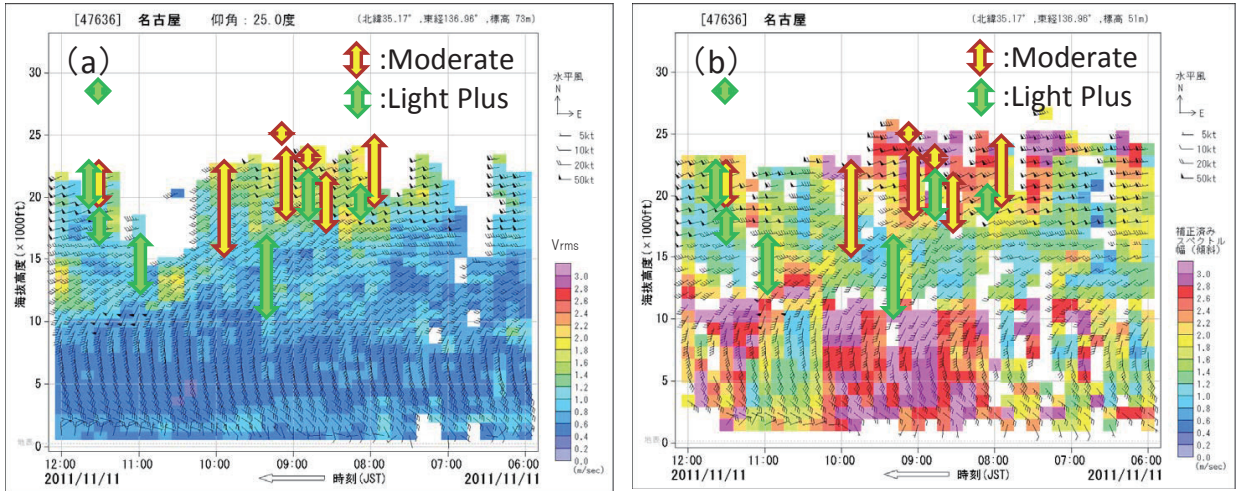
第3.9図は, 名古屋において同時刻のVAD風における $V_{rms}$ とWPRにおけるスペクトル幅を示したものである. どちらも20,000ft(高度約6km)付近で値が大きくなっているが, このとき, 当該高度付近で実際に乱気流に遭遇したことが航空機より通報されている. 前者は, 散乱体積(この高度では250m程度)以上のスケールでの水平風(仰角 $25^\circ$ のため)の乱れを強く反映したものである一方で, 後者は, スペクトル幅の算出原理から, 300m程度の散乱体積以下のスケールでの鉛直風(仰角 $80.2^\circ$ のため)の乱れを強く反映したものとなっている. このように, 両者は異なるスケールの運動を捉えているが, 乱流が等方的で

あり, かつ大きな渦から小さな渦へ損失なしにエネルギーが移っていく性質(カスケードダウンという)を持っていることを考慮すると, 両者には相関があると考えられ, VAD風による $V_{rms}$ を利用することで乱気流を検出できる可能性が示唆される. 第3.9図bを見ると, WPRでは雨粒の落下速度分布の影響により, 10,000ft以下でスペクトル幅が大きくなっているが, VAD風の $V_{rms}$ は小さいことから, 風の時間的・空間的な揺らぎは小さいと考えられ, 実際に乱気流の通報もされていない. 降雨の影響を受けたスペクトル幅の補正方法はいまだ確立されておらず(Kajiwara *et al.*, 2012), 降雨域においてはむしろVAD風の $V_{rms}$ の方が優れた乱気流の検出能力を示していると言えるが, より詳細な $V_{rms}$ の性質については, 定量的な検証により今後明らかにしていく必要がある.

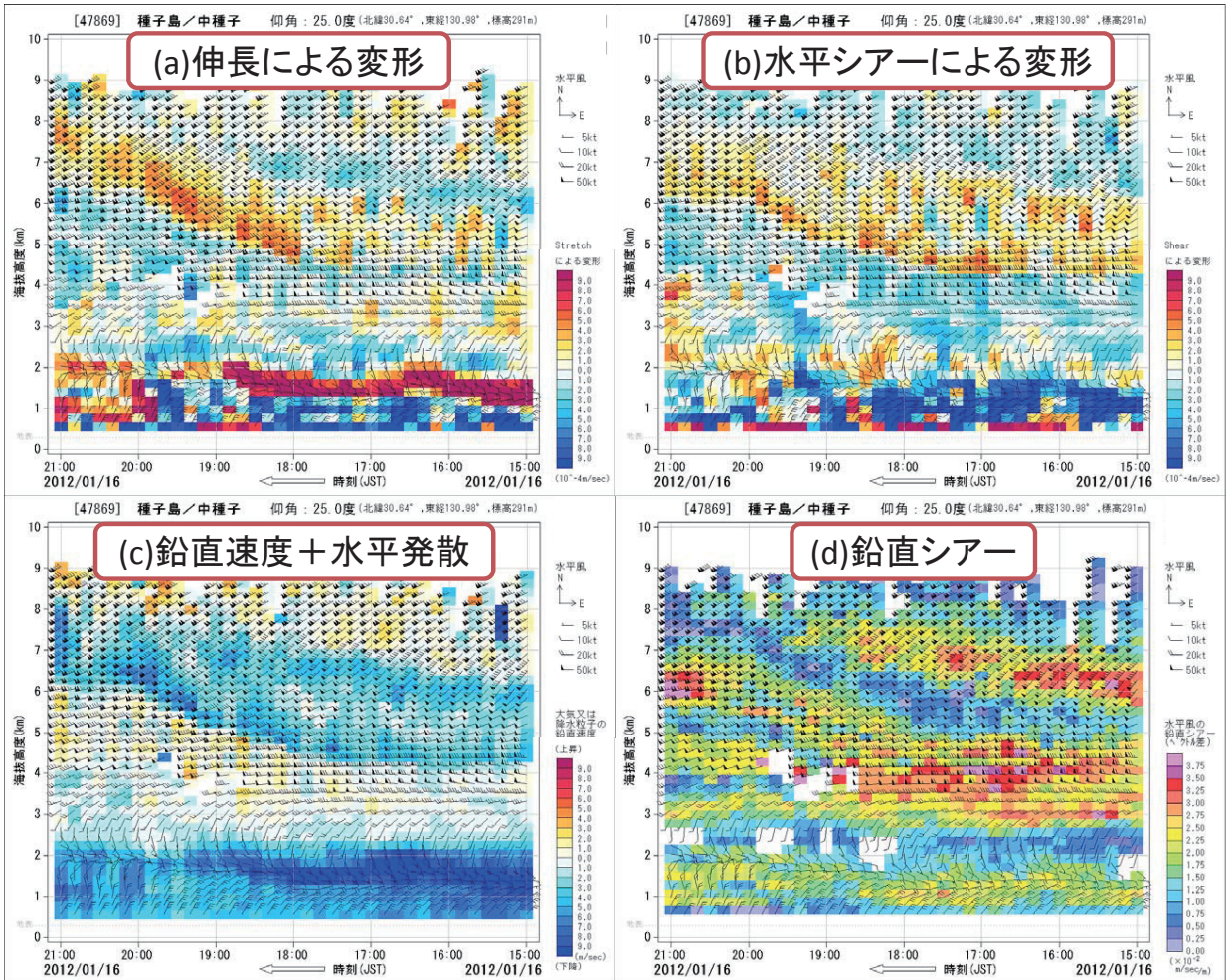
### 3.6 伸長・水平シアーによる変形項の大きな場

最後の事例として, 第3.10図に, 伸長及び水平シアーによる変形項の大きな場における時間高度断面図の例を示す. この事例では, 18時~21時に高度4~7km付近にかけてジェットの前線面が存在し, これに伴って何らかの構造を捉えたデータが得られている. 上記の変形項は水平方向の風の変化を表した量であるため, 特に前線形成過程の理解に資すると考えられるが, その推定精度は高いとは言えず, 定量的な利用には困難が伴う. 特に, (2.2)式から分かるように, 変形項にはレーダーからの距離 $r$ が掛かっているため,  $r$ が小さい, つまり低高度で精度が悪化しやすい特徴がある. 実際に高度2km以下のデータを見ると, 上空のデータに比べて不自然に大きな, 若しくは小さな観測値が多いことが分かる. また, 長期間のデータを検証したが, この事例のように分かりやすい構造が現れることは稀であった. 少なくとも仰角 $25^\circ$ の観測データを用いる場合, 上層に限りデータを利用したとしても, 実況監視等に有効に活用することは難しいと考えられる.





第 3.9 図 2011 年 11 月 11 日の名古屋における (a) VAD 風と  $V_{rms}$ , (b) WPR 風とスペクトル幅 (風速とビーム幅を用いて補正したもの (Kajiwara *et al.*, 2012))  
 図中の矢印は、名古屋観測局から緯度経度  $\pm 0.5^\circ$  以内で通報された乱気流の時間と高度区間を表す。



第 3.10 図 2012 年 1 月 16 日の種子島レーダーにおける (a) 伸長による変形 (b) 水平シアーによる変形 (c) 鉛直速度 (d) 鉛直シアーの観測例

#### 4. 観測精度の検証

前章の観測事例を紹介する中で、VAD法で算出される水平風は、定性的にはWPRの水平風との対応が良く、鉛直速度、反射強度及び $V_{rms}$ と併せて実況監視に有効利用できる可能性があることを示した。次に、客観解析や数値予報モデルでの新規利用に資するため、GPSゾンデ及びWPRの観測データとの定量的な比較による精度評価を行う。なお、気象庁のラジオゾンデに関する高層気象観測システムは、機器更新により、2010年3月以降は全観測地点で従来の方向探知式より測風精度が優れたGPSゾンデの高分解能データ（1秒若しくは2秒値）が取得できるようになり、また幾つかの地点ではレーダーサイトの近隣にラジオゾンデの観測地点があることから、質・量ともにきめ細かな精度評価が可能である。

##### 4.1 GPSゾンデとの比較

高層気象観測におけるGPSゾンデの観測データ（以下、ゾンデデータ）は、その精度の高さから、リモートセンシングによる観測データの較正や、数値予報モデルによる予測の評価にもよく用いられる。そこで、高層気象観測とレーダーの観測が比較的近隣（第4.1表参照）である地点において、観測データ間の相互比較検証を行った。本検証に用いた観測地点は、両者の距離が10km以内にある釧路、秋田、松江、名瀬及び石垣島の5地点である。

一例として、釧路における比較結果を第4.1図に示す。VAD風は、高度0.3～9km程度まで連続的にデータを取得できており、風向・風速ともゾンデデータの観測とおおむね一致している。高度2km付近に風向が南東から東南東に変化している薄い層があるが、両者ともにこの層を表現できている。一方、高度5.5km付近の風向の変化や、高度5kmより上空における風速の細かな変動については、VAD風では表現できていない。これは、上空ではビームの広がりにより高度分解能が落ちている（第2.2節cを参照）ためと考えられる。

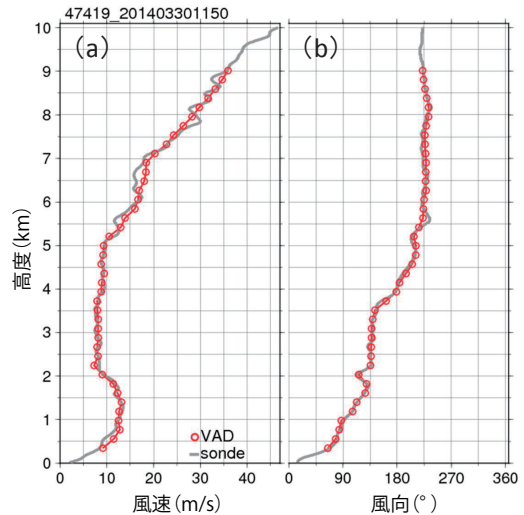
##### (a) 検証方法

本検証に用いるゾンデデータは、高い時間分解

第4.1表 各観測地点におけるゾンデ観測所とレーダー観測所の緯度（北緯）・経度（東経）、観測所間の水平距離、及びゾンデの放球点高度・レーダーのアンテナ高度の対比表

ゾンデ観測所 レーダー観測所	緯度 (°)	経度 (°)	水平距離 (km)	放球点高度 アンテナ高度 (m)
釧路(益浦)	42.95	144.43	7	19
釧路(昆布森)	42.96	144.52		122
秋田	39.72	140.10	0	7
秋田	39.72	140.10		55
松江	35.46	133.07	9	27
松江(三坂山)	35.54	133.10		553
名瀬(本茶峠)	28.39	129.55	0	295
名瀬(本茶峠)	28.39	129.55		319
名瀬WPR	28.38	129.50		3
石垣島	24.34	124.16	10	8
石垣島(於茂登岳)	24.43	124.18		534

※名瀬のゾンデとレーダーは同一敷地内(本茶峠)に設置されているが、WPRは8km程度離れた名瀬候所内に設置されている。



第4.1図 2014年3月30日11:50UTCの釧路におけるVAD風(赤)とGPSゾンデ(灰)による(a)風速 (b)風向の比較

GPSゾンデは同日11:31UTCに放球されている。

能（1秒若しくは2秒）で保存されている観測データを用いた。データの保存期間の制約により、検証期間は、釧路・松江・石垣島については2010年7月～2014年6月までの4年間、秋田については2012年4月～2014年3月の2年間、名瀬については2013年4月～2014年3月の1年間とした。比較対象のデータは、仰角25°における各高度のVAD風データと、その高度を中心として上下方向に分解能(2.5式)の範囲で東西風Uと南北風Vに対して相加平均をとったゾンデデータである。ここで、ゾンデデータの高度はジオポテンシャル高度で格納されているため、(4.1)式に



より VAD 風データに合わせて幾何学高度に変換して用いた.

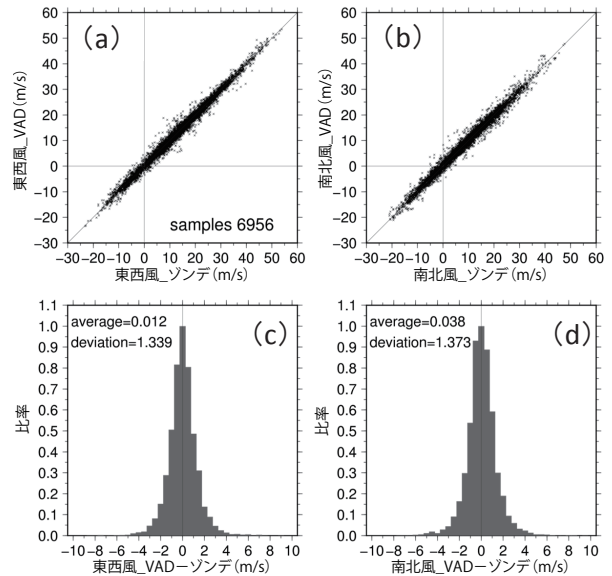
$$Z = \frac{RH}{R \frac{g_\phi}{g_0} - H} \quad (4.1)$$

ここで、 $Z$ は幾何学高度、 $R$ は地球の半径、 $H$ はジオポテンシャル高度、 $g_\phi$ はその位置における平均海面高度の重力加速度、 $g_0$ は標準重力加速度である. この補正による影響は地上付近では小さいが、高度 10km においては 15 ~ 30m 程度の差異となる. また、ゾンデデータは 23 (11) :30 ~ 31UTC に放球したもののみを用い、比較する VAD 風データは、GPS ゾンデの上昇速度(約 6m/s) 及び利用した仰角のスキャンが毎 10 分 - 6 分頃に行われる (例えば、23:40 の仰角 25° のドップラー速度データは実際には 23:34 頃に観測されている) ことを考慮し、アンテナ高度 ~ 高度 3km においては 23 (11) :40UTC、高度 3 ~ 6km においては 23 (11) :50UTC、高度 6 ~ 9km においては 00 (12) :00UTC、高度 9 ~ 12km においては 00 (12) :10UTC、高度 12km ~ においては 00 (12) :20UTC のものを利用した. なお、GPS ゾンデの測風精度は、メーカー仕様では風速 0.5m/s、風向 4° (釧路で使用している GPS ゾンデの場合) である.

(b) 検証結果

まず代表的な検証結果の例として、釧路の中層 (高度 3 ~ 7km) における東西風 U・南北風 V に関する散布図及びヒストグラムを第 4.2 図に示す. 両者ともに顕著なバイアスもなく、ばらつきを表す標準偏差も 1.34 ~ 1.37m/s と小さくなっており、VAD 風データとゾンデデータの対応が良いことが分かる.

次に、各観測地点における観測高度ごとの検証結果を第 4.3 図に示す. 各観測高度別の検証であるため、第 4.2 図に比べるとサンプル数が少なくなるが、高度ごとのより詳細な特徴をつかむことができる. 第 4.3 図から、複数の地点で共通に見られる特徴として、大気下層 (アンテナ高度 ~ 3km) においては、レーダーとラジオゾンデの観測地点が離れていることによると考えられるバイ

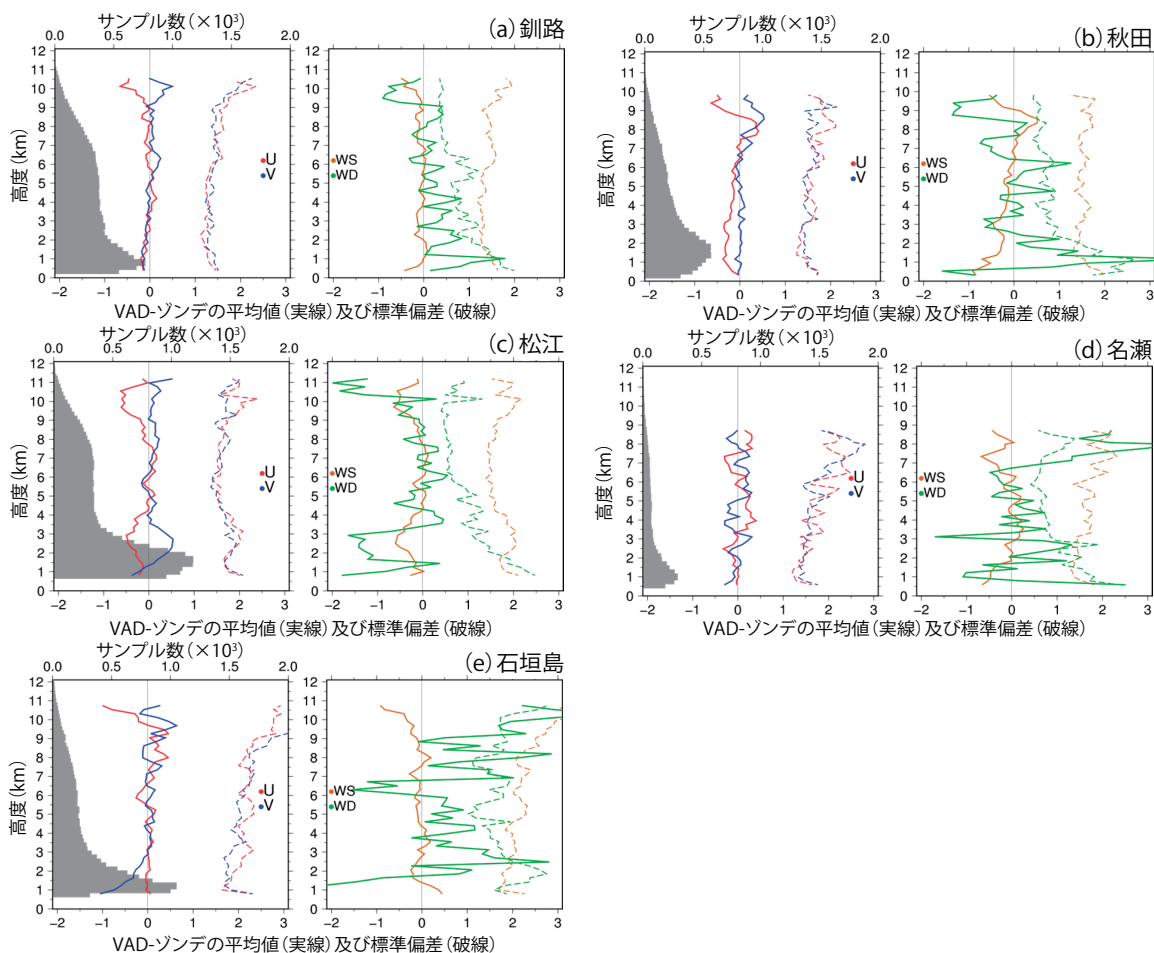


第 4.2 図 釧路の高度 3 ~ 7km において、VAD 風と GPS ゾンデによる (a, c) 東西風 U (b, d) 南北風 V を比較した図

(a, b) は縦軸を VAD 風データ、横軸をゾンデデータとした際の散布図、(c, d) はそれぞれの差 (VAD 風データ - ゾンデデータ) について最頻値で規格化した頻度分布である. (c, d) の左上部には差の平均 (average: m/s) と標準偏差 (deviation: m/s) も併せて示した.

アスやばらつきが大きい観測局もある (c: 松江, e: 石垣島) が、その影響が小さくなると考えられる大気中層 (高度 3 ~ 7km) においては、バイアスはほぼ解消することが分かる. しかし一方で、9km 以上の高度では、ゾンデデータに対して 0.3 ~ 1m/s 程度の若干の負バイアスが VAD 風の東西風 U 及び風速について見られる観測局が多い (a: 釧路, b: 秋田, c: 松江, d: 石垣島) ことが分かる.

また、個別に見られる特徴として、釧路では、高度 9km 以上の層を除き、U・V ではバイアスも 0.2m/s 程度以下、標準偏差についても 1.2 ~ 1.6m/s と非常に小さくなっており、検証した 5 サイトの中では最もゾンデデータと整合する結果が得られた. 釧路のラジオゾンデ観測地点とレーダー観測地点間の水平距離は約 7km であるが、海沿いの平坦な地形でもあることから、大気下層でもほぼ同様な風が捉えられているものと推測される. さらに、名瀬と石垣島の観測データに共通



第4.3 図 東西風 U (赤:m/s)・南北風 V (青:m/s), 及び風速 WS (橙:m/s)・風向 WD (緑:°) について, (a) 釧路 (b) 秋田 (c) 松江 (d) 名瀬 (e) 石垣島の VAD 風データとゾンデデータの差の平均 (実線) 及び標準偏差 (破線) を高度ごとに算出した比較検証図

風向の標準偏差は0.1倍して描画している。また、サンプル数は図中に棒グラフで表しており、30未満の層は描画していない。

する特徴として、上空ほど標準偏差が大きくなる様子が見られた (石垣島で顕著)。南西諸島では対流性の降水が発生しやすく、上空で GPS ゾンデが流された地点と、レーダー直上との気象状況が異なる場合が多いことが検証結果に影響しているものと考えられる。このように、VAD 風の品質は降水現象の性質に大きく依存し、風の非一様性が大きい対流性降水よりも、層状性降水の方が算出精度は高くなる傾向がある。大気中層 (高度 3 ~ 7km) から上層 (7km ~) にかけて、南西諸島の観測所よりもそれ以北の観測所でゾンデデータとの整合性が高くなっているが、これは層状性降水と対流性降水の出現頻度の差によるものと考えられる。

観測部観測課観測システム運用室 (2009) では、気象庁の WPR による風の観測データの精度について、八丈島、名瀬及び南大東島のゾンデデータとの比較から、全層平均でバイアス約 0.3m/s 以内かつ標準偏差 1.5 ~ 2.1m/s 程度と報告されている。上記の結果から、観測局による特徴の違いは見られるものの、総じて VAD 風の精度は WPR と同等であると言える。

### (c) 非降水時における精度検証

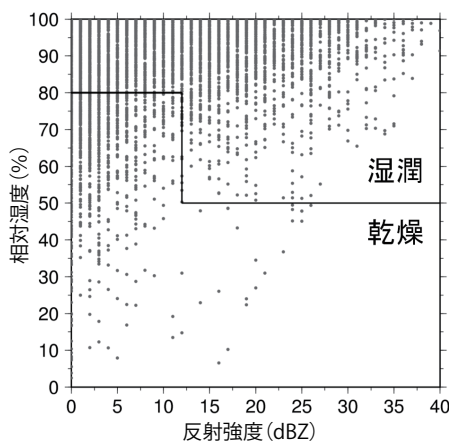
VAD 風の多くは降水エコーや上空エコーなどの降水粒子により得られるが、虫や鳥、大気の屈折率の揺らぎからの微弱な散乱 (ブラッグ散乱という) 等によると考えられるエンゼルエコーから



もデータを得ることができる。エンゼルエコーにより得られる VAD 風の散乱体は降水粒子でないことから、その精度については別途検証を行っておく必要がある。

そこで、VAD 風を降水時と非降水時に区分して評価するため、GPS ゾンデで観測した相対湿度の値を用い、降水時を想定した湿潤な場と、非降水時を想定した乾燥した場それぞれにおいて VAD 風データをゾンデデータと比較した。なお、エンゼルエコーは主に大気下層のみに出現することから、検証対象のデータは高度 3km 以下のものに限った。ここで、「湿潤な場」とは、相対湿度 80% 以上、並びに相対湿度 50% ~ 80% かつ反射強度が 12dBZ (0.205mm/hour の雨に相当) 以上の場合とし、「乾燥した場」とは、相対湿度 50% 未満、並びに相対湿度 50% ~ 80% かつ反射強度が 12dBZ 未満の場合とする。一般的に「乾燥した場」とは相対湿度 50% 未満の状態を指すが、その条件だけでは検証に十分なデータ数を得られないため、相対湿度が比較的高くても反射強度が弱い場合を含めることとした。この区分を示す例として、釧路における相対湿度と反射強度の散布図を第 4.4 図に示す。図中の実線より上部を湿潤な場、下部を乾燥した場のデータとして扱った。

以下、上記の 2 つの区分に分けてデータ量や

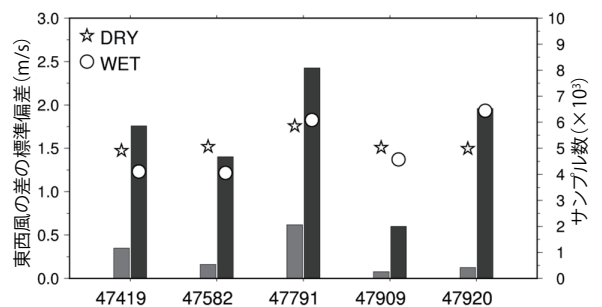


第 4.4 図 釧路において湿潤時と乾燥時とを区分した例

縦軸は GPS ゾンデで観測した相対湿度、横軸はレーダーで観測した反射強度。図中の実線より上部が「湿潤な場」、下部を「乾燥した場」と定義した。

データの品質を検証した。その結果の一部を第 4.5 図に示す。まず区分ごとのデータの割合として、乾燥時は湿潤時の約 7 ~ 25% となった。石垣島においては、湿潤時のデータ数が比較的多い一方で、乾燥時のデータは少なくなったが、これは、離島の石垣島が常に湿潤な環境にあることが理由と考えられる。また、データの品質としては、特に乾燥時において目立ったバイアス等は見られず(図略)、東西風 U の差の標準偏差は、釧路・秋田・名瀬で乾燥時の方が大きく、松江は同程度、石垣島では乾燥時の方が小さいという結果となった。釧路・秋田など北日本においては、水平一様な層状性降水の出現頻度が高いために湿潤時の方が標準偏差は小さくなっていると考えられる。逆に、石垣島においては湿潤時の方が標準偏差は大きくなっているが、これは気候的に対流性エコーが出現するような非一様性が強い場が多いことから、相対的に乾燥時の方がゾンデデータとの整合性が良くなるためと考えられる。

以上、サイトにより特徴が異なるものの、統計的には乾燥時と湿潤時における VAD 風の品質に特段目立った差は見られなかった。ただし、第 3.4 節で述べたとおり、非降水エコーが生物起源の場合、その性質は地域によって大きく異なると推測される。ドイツにおいては、生物起源のエンゼルエコーによる風 (VVP 風) は、降雨時に比べてドッ



第 4.5 図 各観測局 (左から釧路・秋田・松江・名瀬・石垣島) において「乾燥した場」(☆印) と「湿潤な場」(○印) に分けて統計検証を行った際の、VAD 風と GPS ゾンデによる東西風 U の差の標準偏差

それぞれのサンプル数は棒グラフで示した。

プラーライダーによる風とのバイアスは0.2～1.1m/s程度、RMSEは0.7～1.4m/s程度大きくなることが報告されている(Hannsen, 2014)。したがって、今後散乱体の特性も踏まえた個別事例での詳細な調査とともに、本章でゾンデデータと比較検証を行った5観測局だけでなく、ほかの観測局についても、今後何らかの方法により精度検証を行う必要があると考えられる。

#### 4.2 WPR との比較

気象ドップラーレーダーとWPRが同一敷地内に設置されている仙台・名古屋、及び約8km離れて設置されている(第4.1表)名瀬について、双方の観測データを比較した。ラジオゾンデは1日2回の観測であるのに対し、WPRはVAD風と同じく毎10分の観測が可能であるため検証に利用できるサンプルが多くとれるほか、VAD風と同様にサイト直上の風を観測しているなどの共通した性質があり、より整合性が高い検証結果が得られると想定される。

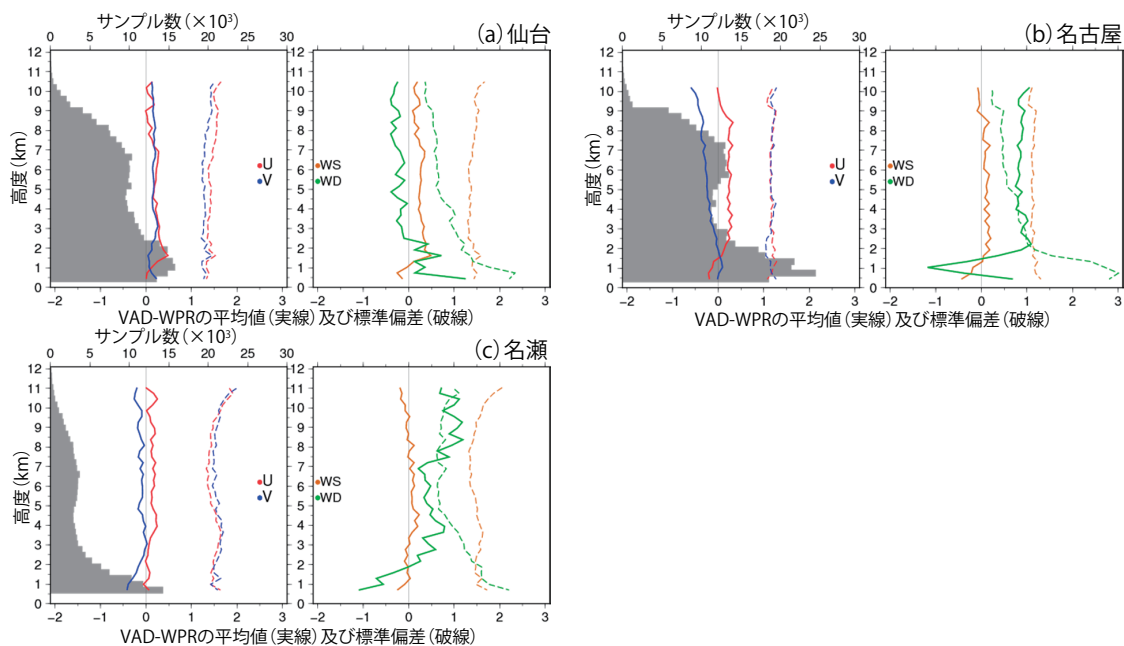
##### (a) 検証方法

検証に用いるWPRの観測データ(以下、WPR

データ)には、リアルタイムで配信されているものではなく、手動による品質管理の成果が反映されているものを用いた。検証期間は、名古屋が2011年7月～2013年6月の2年間、仙台が2012年7月～2014年6月の2年間、そして名瀬が2013年4月～2013年12月の9か月間である。名古屋及び名瀬に関しては、2013年度後半のWPR更新により特性が変化している可能性を考慮し、ここでは更新前のデータのみ用いている。また、WPRデータの高度間隔が、 $300\text{m} \times \cos 9.8^\circ \approx 296\text{m}$ (更新後は $300\text{m} \times \cos 14^\circ \approx 291\text{m}$ )であるのに対し、VAD風のそれは $500\text{m} \times \sin 25^\circ \approx 211\text{m}$ であるので、比較のためには双方の観測高度を合わせる必要がある。ここでは、VAD風データをWPRデータの観測高度に内挿して比較することとした。なお、WPRの測風精度は、メーカー仕様では風速1.0m/s、風向 $10^\circ$ (風速5m/s以上)～ $15^\circ$ (風速5m/s以下)である。

##### (b) 検証結果

検証結果を第4.6図に示す。仙台(a)における東西風U及び南北風V成分による比較では、WPRデータより若干ではあるが0.3m/s程度大き



第4.6図 第4.3図と同様の統計検証を(a)仙台(b)名古屋(c)名瀬のVAD風及びWPRについて実施した比較検証図

サンプル数が300未満の層は描画していない。

くなり、風向・風速成分による比較では、VAD風の風速の方が同じく0.3m/s程度大きく、風向は最大0.4°程度反時計方向へのずれが見られた。ただし、上述したWPRの測風精度を考慮すると、特段のバイアスはないと言える。標準偏差に関しては、U・Vともに、下層～中層において1.2～1.5m/s程度、上層では1.3～1.6m/s程度であった。ここで、秋田におけるゾンデデータとの比較（第4.3図b）では下層～中層が1.2～1.9m/s、上層で1.5～2.1m/sであった結果と比較すると、WPRデータとの比較の方がより整合性がよい結果となっていることが分かる。これは、観測原理や観測点直上の観測であることなどの違いが精度評価に影響を与えているためと考えられる。また、他2サイトにも共通する傾向であるが、高度3km以下の大気下層で風向の標準偏差が大きく（10～25°）、中層～上層では低減する傾向は、ゾンデ風との検証と同様の結果となっている。これは、大気下層で風速が弱い場合が多く、風向のずれが大きくなりやすいためと考えられる。

名古屋における検証結果（b）では、風速にはほとんどバイアスはないものの、2km以上の高度において風向に約1°の正バイアスが見られた。更新後のWPRとの比較ではこのような傾向は見られていない（図略）ため、レーダーと旧WPRのアンテナとの間に相対的な角度のずれがあった可能性もあるが、旧WPR機器は既に撤去されており、詳細は不明である。また、名瀬（c）については、名古屋と同じく、風速にはほぼバイアスはないが、高度7～9kmより上層で風向のバイアスと各要素の標準偏差が増加している。風向のバイアスについては、名古屋と同様に機器の特性などにも影響しているものと考えられる。なお、各要素の標準偏差の増加については、名瀬や石垣島におけるゾンデとの比較でも見られているとおり、VAD風の広い観測領域の中に風の非一様性が強い対流性エコーが部分的に出現するような状況で、両者が捉える風が異なる状況が比較的多くなっていることが原因と考えられる。

以上の比較検証結果を通じ、VAD風とWPRの観測データは、一部異なる特性を示した観測地点はあるものの、観測高度ごとの評価で非常に対応

がよく、同等の精度であることを確認した。

## 5. データ取得率の特性

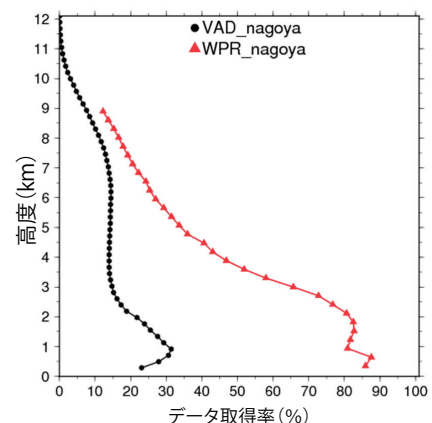
### 5.1 WPR との比較

気象ドップラーレーダーとWPRが同一敷地内に設置されている名古屋において、次の関係式を用いてデータ取得率の比較を行った。

$$\text{データ取得率} = \frac{\text{品質管理を通過した風が得られた回数}}{10分ごとの最大観測可能回数}$$

本検証には、それぞれの観測において品質管理で良好と判定されたデータのみを用い、機器障害や点検等により運用を休止していた時間帯のデータ数は母数に含めていない。統計期間は2010年7月～2013年6月までの3年間である。

第5.1図に比較結果を示す。VAD風のデータ取得率には、①高度約1kmにピークを持つ、②高度2～7kmではほぼ一定となる、③高度7km以上では再び緩やかな減少に転じる、④高度7km以下ではWPRとの取得率を大きく下回るが、それより上空では比較的その差が小さくなる、といった特徴が見られる。WPRは降水がないときでも大気の屈折率の揺らぎからの微弱な散乱（ブラッグ散乱）を捉えることができるのに対し、VAD風が得られる機会は降水時に多いため、高度7km以下ではその差が顕著に取得率に現れて



第5.1図 名古屋におけるVAD風（黒）とWPR（赤）の高度別データ取得率

WPRの9km以上については2013年3月以降に取得可能となったが、統計期間が十分でないため表示していない。

いる。一方、大気上層（高度 7km 付近以上）においては、WPR でも信号が微弱なブラッグ散乱はほとんど捉えることができず、降水をもたらすような雲の中でない限りは信号処理に必要な強度の信号も得られないことから、両者の取得率の差が小さくなるものと考えられる。

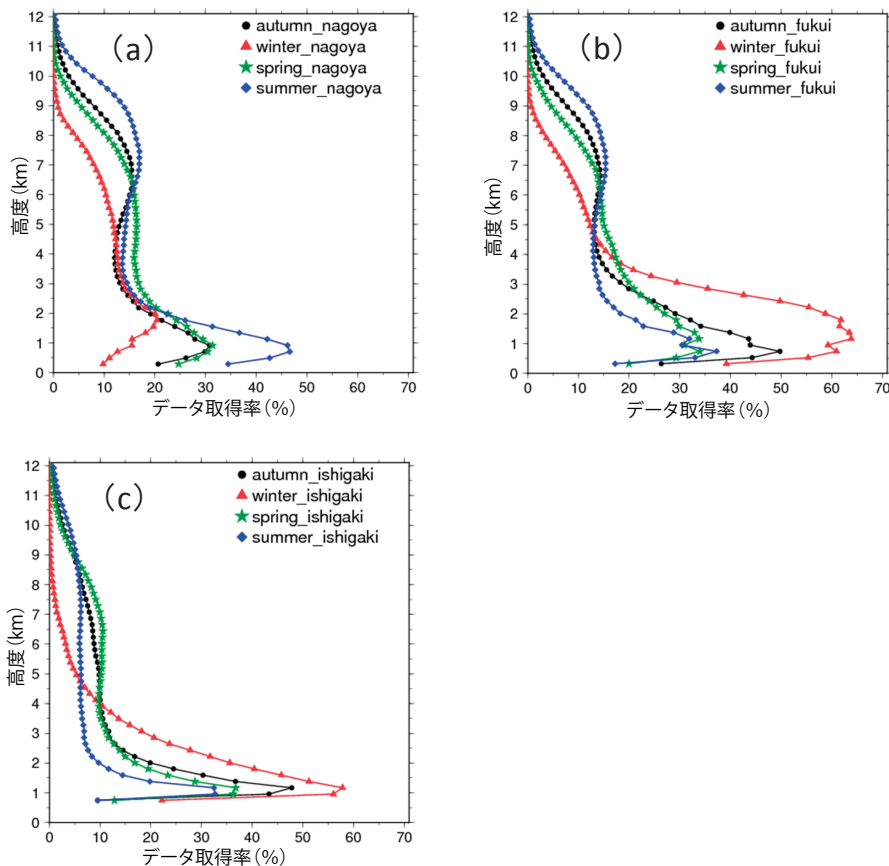
### 5.2 季節ごとの特性

次に、季節ごとのデータ取得率の変化を第 5.2 図に示す。地域ごとに季節の特性が異なると考えられるため、本州の太平洋側と日本海側及び南西諸島の 3 地域の代表として、それぞれ名古屋・福井・石垣島を取り上げた。統計期間は 2010 年 9 月～2014 年 8 月の 4 年間とし、秋季(9 月～11 月)、冬季(12 月～2 月)、春季(3 月～5 月)、夏季(6 月～8 月)に分けて比較した。

名古屋では、特に大気下層において夏季のデータ取得率が 40% 以上と高く、冬季は最大でも

20%程度と取得率が低くなる結果となった。また、高度 3～5km の取得率はどの季節でも余り変わらず、大気上層（高度 7km ～）では下層と同様に夏季が最も高くなる傾向を示した。下層で夏季の取得率が高くなっているのは、非降水エコーによる VAD 風がより多く取得できるためである。

一方、福井のデータ取得率は、特に大気下層において名古屋と逆の傾向を示した。冬季における下層の取得率は 60% 以上と高いが、夏季は四季の中で最も低くなっている。これは、冬型の気圧配置に伴う降雪の影響により冬季にデータが多く取得できる一方、夏季においては名古屋ほど非降水エコーが見られず（第 5.3 節で記述）、取得率がやや低下するためと考えられる。このように下層の取得率には非降水エコーの出現頻度が大きく影響し、地域特性による差が大きい。なお、大気上層の取得率については、夏季に高く冬季に低いという、名古屋と同じ傾向が見られた。



第 5.2 図 (a) 名古屋 (b) 福井 (c) 石垣島における VAD 風の季節別 (黒：秋，赤：冬，緑：春，青：夏) データ取得率



石垣島は、冬季を除き高度 2km 以上のデータ取得率が低い傾向にあり、ほとんどの高度において、夏季より春季・秋季の取得率が高くなった。また、大気下層では季節風の影響により、冬季の取得率が最も高くなっている。石垣島は気候学的には亜熱帯に属しており、本州と比べると上層雲の出現頻度が低いこと、また夏季は太平洋高気圧に覆われ降水の頻度が低いなどの気候的な特徴から、このようなデータ特性の違いが生じると考えられる。

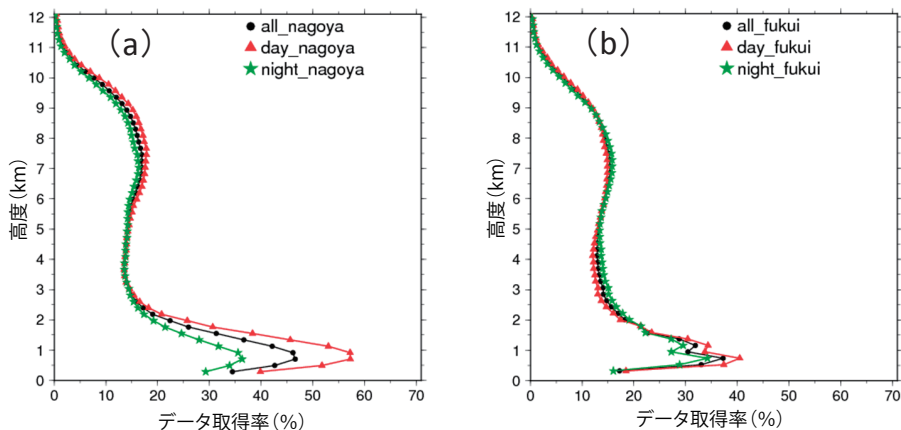
### 5.3 昼夜別の特性

気象に由来するエコーであれば、日射によって励起される対流などのローカルタイムに依存する現象を除き、昼夜とも同じようにデータを取得できるはずである。しかし、例えば WPR では、特に春季・秋季の渡り鳥による鳥エコーが影響し、大気下層においては品質管理後のデータ取得率に昼夜の差が現れることが知られている（観測システム運用室，2009）。一方 VAD 風では、第 3.4 節で述べたとおり非降水エコーが日中に取得されることが多く、昼夜の特性の差が現れる可能性が高い。そこで、観測システム運用室（2009）に倣い、昼を 06:10～18:00、夜を 18:10～06:00 とし、データ取得率の昼夜による違いを調査した。検証期間は 2011 年～2014 年の夏季（6～8 月）とし、非降水エコーが多く見られる名古屋とあまり見られない福井を対象とした。なお、名古屋で

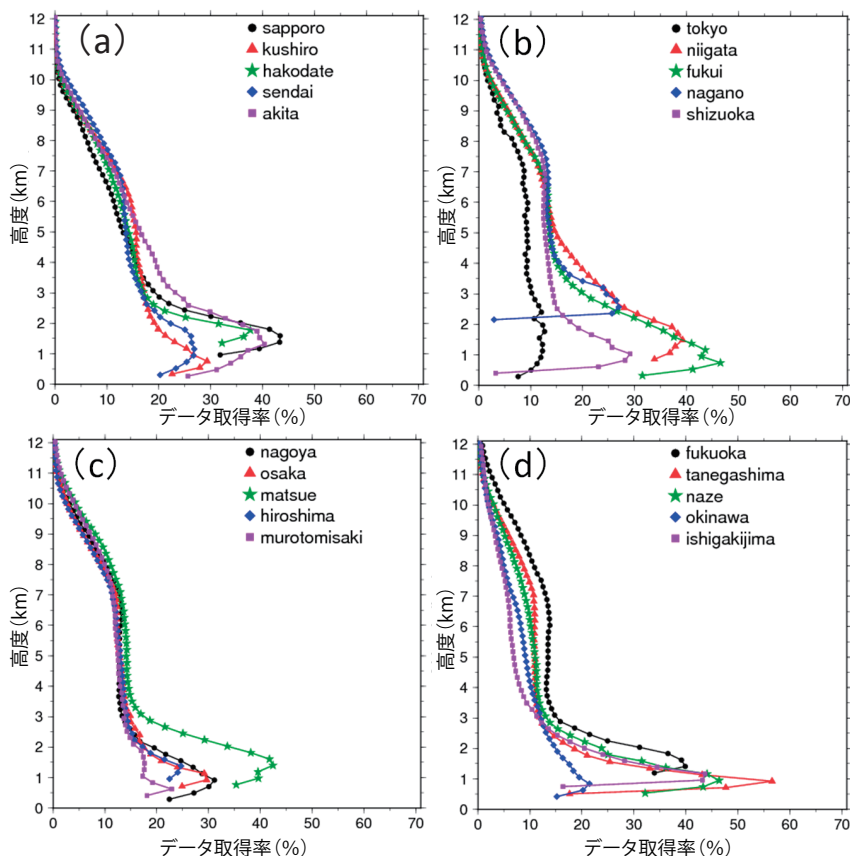
非降水エコーによる VAD 風が福井と比較して多く得られる理由は、設置場所が内陸部であり、福井より多くの非降水エコーが得られる環境にある（Kusunoki, 2002）ことによるものと考えられる。第 5.3 図に調査結果を示す。どちらも大気中層～上層（高度 3km～）にかけてのデータ取得率には差がないが、大気下層では明確な違いが見られた。名古屋では、高度 1km 付近のピークにおいて、夜間の約 36% に対して昼間では約 57% と、データ取得率が高くなっている。一方福井では、名古屋と同様に取得率は昼間の方が高いものの、昼夜の差は 10% 以内にとどまっている。以上から、大気下層のデータ取得率は、昼間の非降水エコーの出現状況によって大きく左右されることが示唆される。

### 5.4 各観測局の特性

気象ドップラーレーダーの観測網全体におけるデータ取得率の特徴を把握するため、全 20 観測局の年間データ取得率を算出した（第 5.4 図）。用いたデータの期間は、2013 年 4 月～2014 年 3 月の一年間である。第 5.4 図の各図から、特徴として、①日本海側の観測局（札幌・函館・秋田・新潟・福井・松江）は下層の取得率が大きい、②アンテナ高度が高くなるとデータ取得率のピークとなる高度も高くなる、③南西諸島では大気中層～上層のデータ取得率が下がる、④特定の観測局（長野・静岡・種子島・石垣島）では最下層の



第 5.3 図 (a) 名古屋 (b) 福井の夏季における VAD 風の時間帯別（黒：区別なし，赤：日中，緑：夜間）データ取得率



第 5.4 図 全 20 観測局の年間データ取得率

以下の 4 つに分割して描画した. (a) : 札幌・釧路・函館・仙台・秋田, (b) : 東京・新潟・福井・長野・静岡, (c) : 名古屋・大阪・松江・広島・室戸岬, (d) : 福岡・種子島・名瀬・沖縄・石垣島.

取得率が極端に低い, ⑤東京は周辺の観測局に比べて取得率が低いといった点が挙げられる. ①～③については地理的・気候的な相違による影響と考えられる. 具体的には, ①は第 5.2 節で述べたとおり冬季の取得率が高いこと, ②はレーダー周辺の地形により降水現象及び対流混合層の到達高度が変化すること, ③については, 第 4.1 節で述べたとおり, 南西諸島ではそれ以北に比べて層状性降水の頻度が低く, 中層～上層の観測データを取得できる気象状況が相対的に少ないためと考えられる. ④と⑤に関しては, 同観測局のほかの仰角の観測データについても同様の傾向が見られるため, ノイズやクラッタ等の何らかの要因によりドップラー速度データが十分に取得できていないことが原因と考えられるが, 詳細は不明である.

## 6. 今後の開発課題

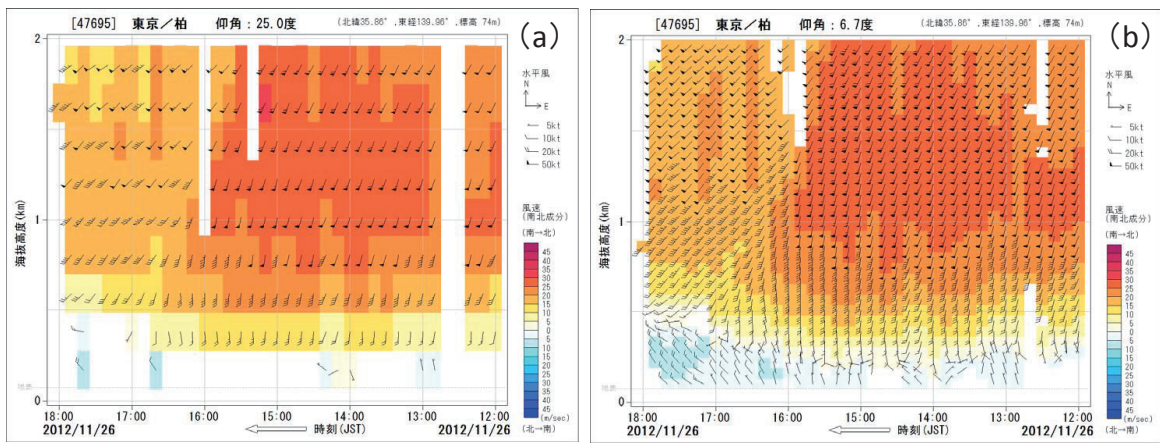
### 6.1 複数仰角及び 250m データの利用

本報告では, 気象ドップラーレーダーによる観測では最も高い仰角である 25° のドップラー速度データから算出した VAD 風について, その品質やデータ特性に係る調査を行ったが, ドップラー速度の観測自体は, 25° を含め計 9 つの仰角で行っている (第 2.5 図参照). 速度と強度を同時に観測している仰角に絞っても, 計 5 つの仰角のデータが利用できる. 米国海洋大気庁 (NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration) が米国で展開しているドップラー式気象監視レーダー (WSR-88D: Weather Surveillance Radar, 1988, Doppler) では, 複数の仰角を用いることにより, どの高度でも走査円の大きさをできるだけ変化させない手法が採用されている (Chrisman, 2010). 気象庁においても, 一つの仰角だけで全

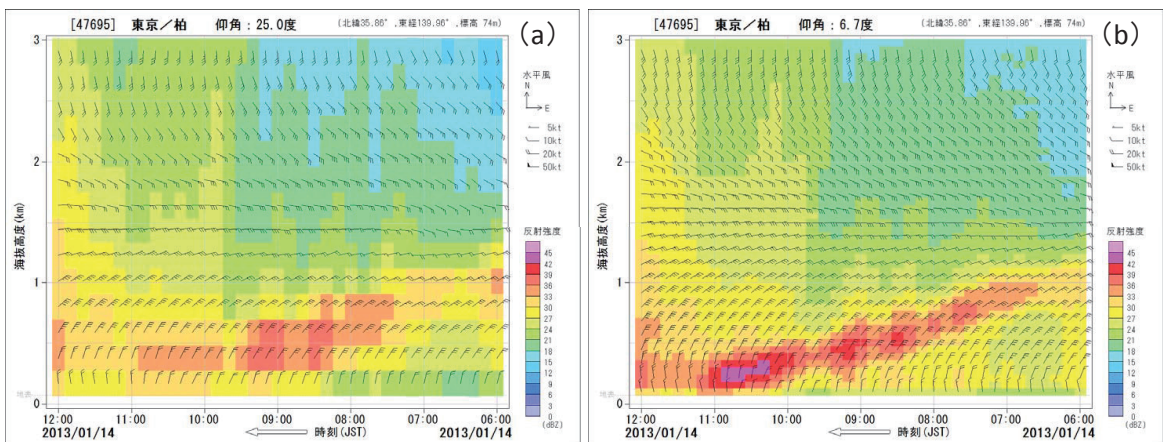
高度の VAD 風を算出するのではなく、低高度のデータは低仰角、高高度のデータは高仰角というように、複合的に仰角を組み合わせることによって品質や取得率の向上を図れる可能性があり、今後の検討課題としたい。

また、低仰角を用いる観測のメリットの一つとして、大気下層での高い高度分解能が挙げられる。第 6.1 図に、関東平野に出現したごく薄い冷気層の観測事例を示す。仰角 25° の観測では、高度分解能が低くかつ地表付近の欠測が多いため気象状況の把握が困難であるが、仰角 6.7° の観測では、地表付近の高度 200 ~ 300m 付近のみ北寄りの風で、その上空はやや強い南寄りの風が吹いている様子を克明に捉えている。VAD 風で温度に係る

情報は得られないとは言え、風の場合から冷気層の厚さのある程度見積もることができよう。また、第 6.2 図は、2013 年 1 月に関東地方に大雪をもたらした事例である。仰角 25° (第 6.2 図 a) では、7:30 頃から高度 800m 付近の反射強度が大きくなっているが、時間変化が分かりづらい。一方、仰角 6.7° の観測データ (第 6.2 図 b) では、6:30 頃から高度 1km 付近で反射強度が大きくなり、その後反射強度のピークが徐々に高度を下げていく様子が捉えられている。このピークが地上付近に達した 11 時頃から地上で降雪が始まった (東京における地上気象観測より) ため、当該ピークは融解層に当たると考えられる。このことから、反射強度の情報だけでも実況監視に有効な手段となること



第 6.1 図 下層の冷気層の流入を捉えた VAD 風の観測例  
2012 年 11 月 26 日の東京レーダーにおける仰角 (a) 25°, (b) 6.7° による。図中の色は南北風速を示す。



第 6.2 図 融解層の下降を捉えた VAD 風の観測例  
2013 年 1 月 14 日の東京レーダーにおける仰角 (a) 25°, (b) 6.7° による。図中の色は反射強度を示す。



が示唆される。

その他、2013年度に全国のレーダー観測所処理装置が更新された際、ドップラー速度・反射強度とともに、250m分解能のデータが気象庁本庁に集約されることとなった。低仰角の観測データと合わせ、利用者のニーズも踏まえながら、今後の利用方法の拡充に係る検討を進めていきたい。

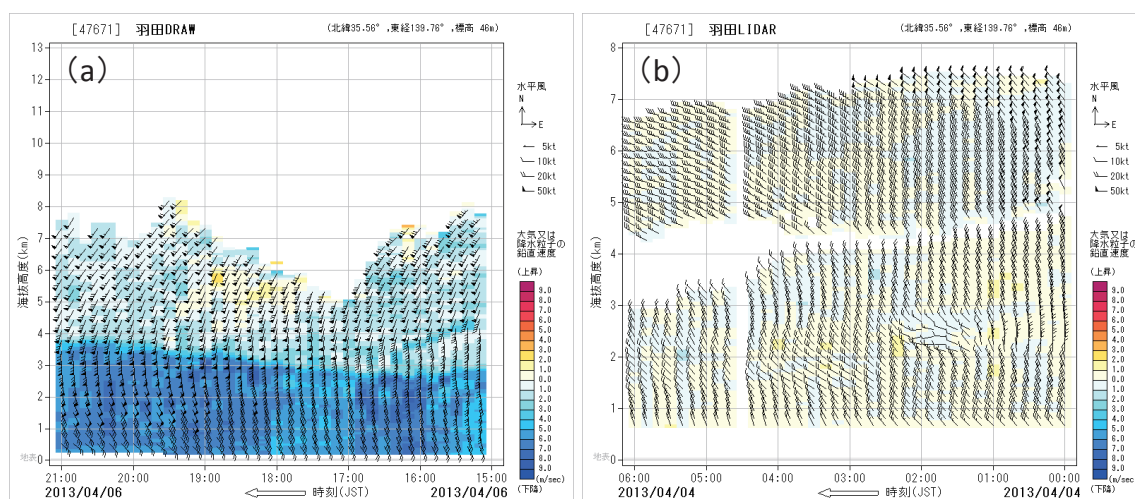
## 6.2 DRAW 及び LIDAR への展開

ここまで、気象ドップラーレーダーによるVAD風について述べてきたが、DRAW及び空港気象ドップラーライダー(LIDAR: Light Detection And Ranging)でも、気象ドップラーレーダーと同様にVAD風の算出が可能である(第6.3図に実例を示す)。DRAW及びLIDARの観測から求めたVAD風は、既にプロダクトとして利用されている(第1章参照)が、気象庁内では一部の端末でしか見られないなど、広く閲覧できる環境にはない。DRAW及びLIDARの観測データはいずれも気象庁本庁に蓄積<sup>6</sup>されており、過去データを用いた検証も可能なため、気象ドップラーレーダーのVAD風とともに利用できる環境を整備することで、観測データの利活用が促進

されると期待される。ただしDRAWでは、現在、反射強度がある一定値以下の場合にはドップラー速度・反射強度をともに収録しない仕様になっているため、エンゼルエコーや上空エコー等の非降水エコーのように反射強度が小さいエコーはほとんど取得できない。

## 7. まとめ

VAD風は、その算出原理自体は40年以上前から既知であったにもかかわらず、現業利用に耐えうる適切な品質管理手法が確立していなかったこともあり、気象業務においては十分に活用されてこなかった。今般、全国20か所の気象ドップラーレーダーにおいてVAD風を算出するに当たり、ドップラー速度データの方位角方向の分布の偏りや風の場の非一様性を考慮し、さらに、各レーダーの設置環境や機器特性も加味した的確な品質管理手法を考案した。また、本手法による品質管理を経たVAD風について、GPSゾンデ及びWPRの過去データを用いてその品質を統計的・事例的に検証したところ、VAD風はWPRと同等の品質を有することが分かった。第1章で述べたとおり、VAD風は降水粒子の落下速度による影響を分離



第6.3図 (a) 2013年4月6日の羽田DRAW, (b) 2013年4月4日の羽田LIDARによるVAD風の観測結果  
仰角は、(a) 28.5° (19:30まで) 及び45.9° (19:40以降), (b) 45°。図中の色は鉛直速度を示す。

<sup>6</sup> DRAWについては、2015年1月現在で気象庁本庁にデータを集約している新千歳空港・東京国際空港・成田国際空港・大阪国際空港・関西国際空港・鹿児島空港・那覇空港の9か所が蓄積の対象。残る福岡空港・中部国際空港についても、今後集約を予定している。



して高精度な水平風を算出できるため、高仰角のドップラー速度データが現在利用されていない数値予報モデルにおいても、その効果が期待される。さらに、VAD風を算出する際に副産物として求まる  $V_{rms}$  が、乱気流の実況監視に有用な指標であることが示唆された。これをWPR観測における補正スペクトル幅と合わせて利用することで、より効果的に乱気流等の現象を把握できるものと考えられる。なお、より詳細な性質については、定量的な検証により今後明らかにしていく必要がある。

データ特性に関する調査から、VAD風の観測データが多く得られるのは降水時であるが、レーダーの設置場所や季節、時間によっては、エンゼルエコー等の非降水エコーからもVAD風が得られることが分かった。ただし、本稿では非降水エコーの散乱体の詳細までは調べていないため、今後これらの正体の解明とドップラー速度に与える影響についての更なる調査が必要であろう。

以上のことから、VAD風は、高層気象観測網、特にWPR観測網の補完として、実況監視や数値予報モデルに十分に活用できる可能性があることが分かった。また、第6章で述べたとおり、改善の余地はまだ十分に残されているため、今後も継続的に開発と検証を進めていく予定である。

## 謝辞

本調査開発を行うに当たり、全般的な内容から細部に至るまで多大なるご助言をくださり、懇切丁寧にご指導いただきました。観測部観測課観測システム運用室の鈴木修室長（現：東京管区気象台気象防災部）に、心からの謝意を表します。また、本稿をより読みやすくするための改善意見を多数いただきました。同室の多田英夫室長、レーダー装置や観測処理システムについてご教授いただくとともに現業化に向けてのご助言をいただきました。観測部観測課の塚本尚樹調査官、レンジのずれに関して貴重なご助言をいただきました。気象研究所気象衛星・観測システム研究部の山内洋主任研究官、空港気象ドップラーライダーのVAD風データをご提供いただいた、観測システム運用室の山本健太郎技術主任に、この場を借りて厚く

お礼を申し上げます。

## 参考文献

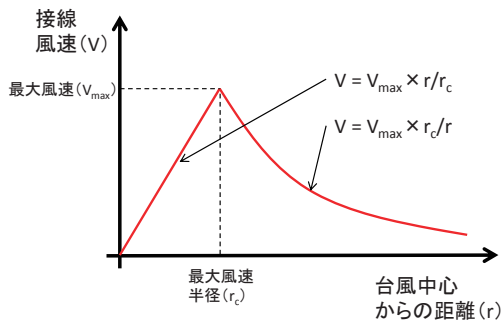
- 青柳二郎・石原正仁，1986：ドップラーレーダーの観測方法，気象研究所技術報告，**19**，35-75。
- 赤枝健治，2001：空港気象ドップラーレーダーによる測風精度と低層ウインドシャー検出性能，レーダー観測技術資料，**49**，10-22。
- 石川宜広，2007：ドップラーレーダーデータの利用，平成19年度数値予報研修テキスト「新しい数値予報モデルの特性」，102-103。
- 石原正仁，2001：ドップラー気象レーダーの応用，気象研究ノート，**200**，39-73。
- 石原正仁・赤枝健治・鈴木修，2001：空港気象ドップラーレーダー，気象研究ノート，**200**，197-216。
- 小倉義光，2000：前線とジェット気流と非地衡風運動，総観気象学入門，東京大学出版社，231-273。
- 観測部観測課高層気象観測室，2003：局地的気象監視システム(WINDAS)による高層風観測業務の開始，測候時報，**70**，63-118。
- 観測部観測課観測システム運用室，2009：局地的気象監視システム(WINDAS)の運用状況について，測候時報，**76**，115-187。
- 楠研一・鈴木修・大野久雄，1996：2つのパルス繰り返し周波数によるデータを用いたドップラー速度折り返し補正のための「複合アルゴリズム」，天気，**43**，681-690。
- 楠研一・松村雄，1998：新たな挑戦-大気プラントンを気象レーダーでとらえる-，インセクタリウム，**35**，103-107。
- 楠研一，2008：非降水エコーの出現状況の把握と利用可能性に関する研究，平成20年度気象研究所年報，198-200。
- 小泉耕，2004：メソ解析へのドップラーレーダー動径風の利用，平成16年度数値予報研修テキスト「非静力学メソ数値予報モデルの現業化」，71-74。
- 鈴木修・赤枝健治・田中恵信，1999：観測データの特性と処理，気象庁技術報告，**120**，37-48。
- 立平良三・鈴木修，1994：単一ドップラーレーダーによる上層風推定の精度，天気，**41**，761-764。
- 田中恵信・鈴木修，2000：レーダー解析ソフト"Draft"の開発，2000年日本気象学会春季大会予稿集，**77**，

- 303.
- 坪木和久・若浜五郎, 1989: 1 台のドップラーレーダーを用いた風速場の測定法: 最小二乗法を用いた VAD 解析, 低温科学 物理篇, **47**, 73-88.
- 藤吉康志・中村健治, 2012: 航空機からのチャフ散布とドップラーレーダーを組み合わせた水平風の 3 次元分布の測定法について, 天気, **59**, 951-955.
- 宮城仁史・枝元勝悟・大森志郎, 2007: ドップラーレーダーデータの現業利用に向けて, 測候時報, **74**, 81-86.
- 宮城仁史・枝元勝悟・萩尾公一, 2009: メソサイクロン検出に関する技術情報の共有, 測候時報, **76**, 95-105.
- Browning, K. A., and R. Wexler, 1968: The Determination of Kinematic Properties of a wind field using Doppler radar, *J. Appl. Meteor.*, **7**, 105-113.
- Caya, D., and I. Zawadzki, 1992: VAD Analysis of Nonlinear Wind Fields, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **9**, 575-587.
- Chrisman, J. N., 2010: Improving the VWP, *NEXRAD Now*, **20**, 3-5.
- Doviak, R. J., and D. S. Zrnic, 1993: *Doppler Radar and Weather Observations*. 2nd ed., Academic Press, 458pp.
- Hannesen, R., S. Kauczok and A. Weipert, 2014: Quality of clear-air radar radial velocity data: Do insects matter?, The eighth european conference on radar in meteorology and hydrology, abstract-ID055, 1-17.
- Kajiwara, Y., H. Hashiguchi, M. Yamamoto, K. Higashi, S. Kawamura, A. Adachi, K. Bessho, and M. Kurosu, 2012: Detecting Turbulence on Air Routes by 1.3GHz Wind Profilers for Aviation Safety, *Proceedings of the 9th International Symposium on Tropospheric Profiling: Needs and Technologies*, p41.
- Kusunoki, K., 2002: A Preliminary Survey of Clear-Air Echo Appearances over the Kanto Plain in Japan from July to December 1997, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **19**, 1063-1072.
- Martin, W. J., and A. Shapiro, 2007: Discrimination of Bird and Insect Radar Echoes in Clear Air Using High-Resolution Radars, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **24**, 1215-1230.
- Matejka, T., and R. C. Srivastava, 1991: An improved version of the extended velocity-azimuth display analysis of single-doppler radar data, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **8**, 453-466.
- Siggia, A.D., and J. M. Holmes, 1991: One pass velocity unfolding for VVP analysis, 25th Conf. on Radar Meteorology, 882-884.
- Wilson, J. W., T. M. Weckwerth, J. Vivekanandan, R. M. Wakimoto, and R.W. Russel, 1994: Boundary layer clear-air radar echoes: origin of echoes and accuracy of derived winds, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **11**, 1184-1206.
- Yamauchi, Y., O. Suzuki, and K. Akaeda, 2006: A hybrid multi-PRI method to dealias Doppler velocities, *SOLA*, **2**, 92-95.

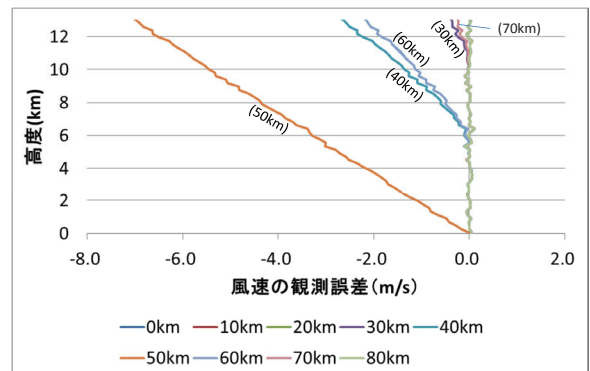
付録 A 台風周辺における精度評価

VAD 法や VVP 法は、計算式に渦度の項を含まないことから分かるように、一般に渦度が大きな領域の観測には適しておらず、例えば大きな渦である台風のような現象の観測では精度悪化が危惧される。本精度評価に当たり、観測頻度の低いラジオゾンデとの比較は困難なため、適当な風場を理想的に与え、この場における真の値（理論値）と VAD 風とを比較する方法で検証を行った。VAD 風の算出には、理想的に設定した風場を、気象ドップラーレーダーと同様の視線方向 500m 及び方位角方向約 0.7° の速度データに変換し、さらにドップラー速度の観測誤差として、ランダム誤差（平均 0m/s、標準偏差 0.5m/s の正規分布を仮定）を加えた。この上で、仰角は 25° に設定し、5 パラメータによる推定を行った。台風の接線方向の風速分布には、渦のモデルとして広く用いられている Rankine 複合渦（第 A.1 図）を仮定し、2011 年 7 月に室戸岬を通過した台風 T1106（本文第 3.5 図）の観測データを参考に、中心から 50km で最大風速 30m/s の強さを設定した。また、計算を簡略化するため、台風中心は移動せずに静止しているものとした。現実の台風は移動しているが、VAD 風の計算対象とする数 10km 以内の範囲の移動速度はほぼ一様とみなせることから、算出精度への影響はほとんど無い。なお、鉛直方向には地上～高度 15km まで一様な風速分布を仮定した。これは非現実的な設定ではあるが、影響の最大値を見積もるといふ観点からこの設定とした。

第 A.2 図に、サイトから 0～80km 離れた位置に台風中心があった場合の、各高度における風速の観測誤差を示す。この結果によると、台風の中心がサイトから 30km 以内にある場合の測風精度の悪化はほとんど見られない。これは、仮定している Rankine 渦では最大風速半径 ( $r_c=50\text{km}$ ) 以内で風が線形に変化しているためである。また、サイトから 70km ( $r_c$  から 20km) 以上離れている場合の誤差も同様に小さい。一方、誤差を生じやすいのは  $r_c$  付近にサイトがある場合で、これは  $r_c$  を挟んで風の変化傾向が大きく変わるからである。最も誤差が大きくなるのは  $r_c$  がサイト直上にある場合で、数 m/s のオーダーで風速の過小評価が生じうるが、 $r_c$  がサイトから 10km 程度離れば、高度 6km 以下では誤差はほとんど見られなくなる。また、たとえ  $r_c$  がサイト直上であっても、風速 (30m/s 程度) に対する大気下層での過小評価の度合いは小さく、また、第 A.1 図のような不連続を伴う構造は通常は大気下層のみに限られ、大気上層ではより緩やかな変化となる傾向があることから、実際には上空でここまで観測誤差が大きくなることは想定されず、実用上はそれほど算出誤差に過敏になる必要はないと考えられる。



第 A.1 図 Rankine 複合渦の模式図



第 A.2 図 レーダーサイトから 0～80km 離れた位置に台風中心があった場合の、各高度における風速の観測誤差 (VAD 風-サイト上空の真値)

付録 B レンジの較正

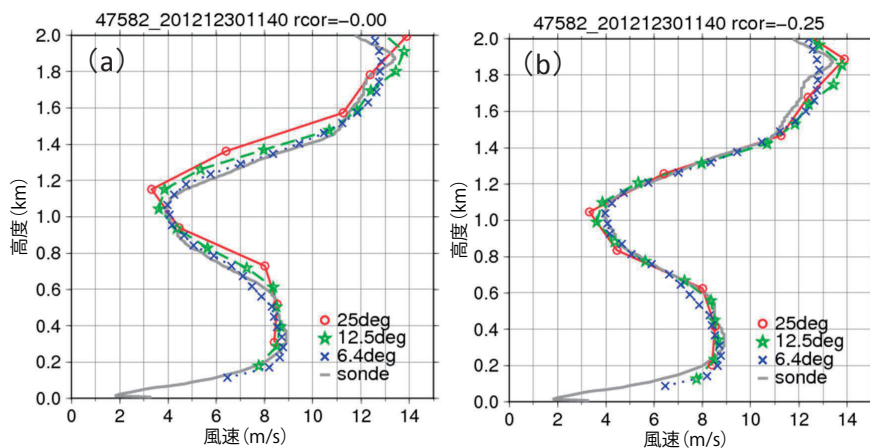
本調査・開発を進める過程で、仰角別の VAD 風の鉛直分布を重ねて描画すると、それらがわずかに異なり、かつ GPS ゾンデデータともずれていることを発見した(第 B.1 図 a)。この原因として、レーダーデータのフォーマット上で、ドップラー速度が定義されているレンジが実際の観測位置とずれていることが考えられた。その場合、観測高度への影響は仰角により異なることになる (B.1 式)。

$$H = h + (r + r_{cor}) \cdot \sin(\phi) \quad (B.1)$$

ここで、 $H$  は観測高度、 $h$  はアンテナ高度、 $r$  はレンジ、 $r_{cor}$  はレンジのずれ量、 $\phi$  は仰角であり、便宜上、地球の湾曲と大気による電波の屈折の効果は省略してある。 $r_{cor}$  は、実際の観測データがフォーマットどおりのレンジよりも遠方を捉えていれば正の値をとり、逆に近傍であれば負の値をとるよう設定した。また上式から、レンジ  $r$  が同じでも、仰角  $\phi$  が大きくなれば、 $r_{cor}$  の変化により  $H$  に与える影響も大きくなることが分かる。

上記の性質を利用し、複数の仰角でそれぞれ VAD 風の鉛直分布を算出し、どの程度高度をずらした時にそれらの分布が一致するか検証を行った。秋田レーダーにおける検証例を第 B.1 図に示す。この例では、レンジを 250m 手前にずらす ( $r_{cor} = -250m$ ) と、どの仰角でも特に 1km 付近のピーク位置が合うようになり、ゾンデデータとも対応がよくなった。ピークにおける風速の値が若干異なるのは、仰角ごとに高度分解能が異なる(本文第 2.2 節 (c) を参照) ことによるものと考えられる。

上記のような比較が可能な地点は、厳密にはゾンデ観測とレーダー観測を同一敷地内で運用している秋田のみであるが、仰角間の比較のみであれば、全サイトでレンジずれ量の検証が可能である。そこで、 $r_{cor}$  を +50 ~ -500m の間で 50m ごとに変化させた上で、仰角 25° と 3 番目に高い仰角(以下、第 3 仰角)でそれぞれ得られた VAD 風のベクトル差の大きさを平均し、その値が最も小さくなる  $r_{cor}$  をレンジずれ量として推定することとした。観測高度は仰角ごとに異なるため、よりデータ間隔が短い第 3 仰角のデータを内挿することにより高度を合わせた。評価には 2012 年 1 月 ~ 12 月の 1 年間の毎正時におけるデータを使用するとともに、高度が高くなると 2 つの仰角の観測範囲が離れてしまうため、使用するデータはアンテナ高度から約 3km 以下のものに限定した。データを毎正時のものに絞った理由は、サンプルを取る期間を確保しつつも計算時間を短縮するためである。なお、秋田、静岡、長野及び名瀬



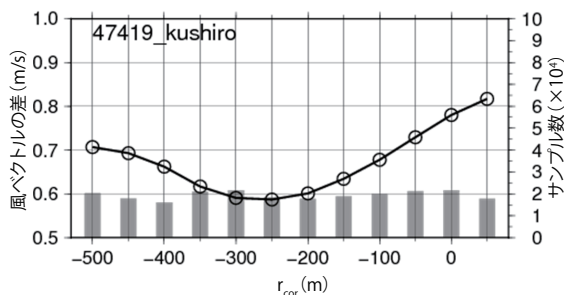
第 B.1 図 2012 年 12 月 30 日 11:35UTC 前後の秋田において、仰角 25° (赤)、12.5° (緑) 及び 6.4° (青) の VAD 風並びに GPS ゾンデ (灰) によりそれぞれ得られた水平風速の鉛直分布

(a) はレンジの原点をデータフォーマットどおりアンテナ位置として、(b) は 250m 手前にずれている ( $r_{cor} = -250m$ ) と仮定して算出したもの。



については、それぞれの気象レーダーをドップラー化した時期が2012年以降のため、評価期間としては秋田が2012年4月～2013年3月、長野が2012年12月～2013年8月、静岡が2013年1月～10月、及び名瀬が2013年4月～12月となる。一例として、第B.2図に釧路レーダーの検証結果を示す。データフォーマットに従ったレンジの解釈 ( $r_{cor}=0$ ) で求めた値よりも、 $r_{cor}$  が負になった方がベクトル差の平均値が小さくなっており、 $r_{cor} = -250\text{m}$  付近で極小となっていることが分かる。実際にこの手法により算出された  $r_{cor}$  の推定値が正しいか検証するため、大気下層で風の鉛直シアーが大きくなっている事例を対象に風の鉛直分布を重ねたところ、おおよそ正しい値であることが分かった (図略)。このことから、釧路レーダーでは、 $r_{cor} = -250\text{m}$  としてデータが格納されていると解釈するのが妥当との判断に至った。ほかのレーダー観測点においても同様に統計検証を実施し、最小値が複数ある場合など統計検証のみで決めかねる場合は、複数事例から最も妥当と考えられる  $r_{cor}$  を推定した (第B.1表)。全てのレーダー観測点で  $r_{cor}$  が負になっているのが共通の特徴ではあるが、ずれの量は一律ではなく、仙台や名古屋のように比較的ずれが小さいところがあれば、札幌のように大きくずれているところも見られる。レーダーデータを面的に利用する場合、レーダー降水強度の格子が  $1\text{km} \times 1\text{km}$  であることから、最大で  $450\text{m}$  程度ずれても実用上大きな影響はない。しかし、鉛直方向のデータとして使用する場合、レンジ方向  $450\text{m}$  のずれは仰角  $25^\circ$  の場合高度  $190\text{m}$  に相当するため、VAD風のデータ間隔が約  $211\text{m}$  であることを考慮すると、ほかの観測と比較検証する際や実用上においても無視できるずれではない。

このレンジずれの原因について調査したところ、レーダーが電波の受信を開始する際の距離  $0$  に相当するタイミングの調整において、従来の方法では誤差があったためと分かった。このため、2013年度の観測所処理装置更新によるレーダーデータ利用の高分解能化に合わせ、鉄塔等の明瞭な反射が得られるハードターゲットを用いてレンジを厳密に調整した結果、レンジのずれがほぼ解消した。本報告における検証に使用しているデータのうち、レンジのずれが解消するまでの期間 (第B.1表の右列) のデータについては、第B.1表の中央列にある  $r_{cor}$  でレンジを補正して算出したものを用いている。



第B.2図 釧路におけるレンジずれ量 ( $r_{cor}$ ) の検証結果

折れ線グラフは、 $r_{cor}$  を変化させた際に、仰角  $25^\circ$  と仰角  $12.5^\circ$  それぞれで得られた VAD風のベクトル差の平均を表す。また、比較検証したサンプル数を棒グラフで表す。

第B.1表 観測局別推定レンジずれ量

観測局 (地点番号)	$r_{cor}$ (m)	レンジのずれを補正した期間
札幌 (47415)	-450	～2013/7/16
釧路 (47419)	-250	～2013/7/30
函館 (47432)	-300	～2013/7/2
仙台 (47590)	-150	～2013/10/29
秋田 (47582)	-250	～2013/9/3
東京 (47695)	-350	～2013/5/21
新潟 (47572)	-250	～2013/9/24
福井 (47705)	-300	～2013/8/27
長野 (47611)	-300	～2013/9/10
静岡 (47659)	-300	～2013/11/5
名古屋 (47636)	-150	～2013/10/8
大阪 (47773)	-250	～2013/6/4
松江 (47791)	-300	～2013/9/17
広島 (47792)	-300	～2013/11/26
室戸岬 (47899)	-300	～2013/10/1
福岡 (47806)	-200	～2013/12/10
種子島 (47869)	-250	～2013/11/12
名瀬 (47909)	-300	～2014/1/14
沖縄 (47937)	-200	～2013/11/19
石垣島 (47920)	-350	～2013/12/2

付録 C 3 パラメータ推定における推定誤差

本付録では、VAD法において、東西風 ( $u$ )、南北風 ( $v$ ) 及び鉛直速度 ( $w'$ ) の3つのパラメータを、最小二乗法により推定する際の誤差について導出する。

まず、一定のレンジにおける各方位角のドップラー速度 ( $Vr_i$ ) は、(C.1) 式で近似できるものとする。

$$Vr_i \approx u \cos \theta_i \cos \phi + v \sin \theta_i \cos \phi + w' \sin \phi \quad (C.1)$$

$u$  : 東西風速,  $v$  : 南北風速,

$w'$  : 鉛直速度 (水平収束・発散及び降水粒子の終端速度を含んだ鉛直速度),

$\theta$  : X 軸を  $0^\circ$  として, 反時計回りにとった方位角,

$\phi$  : 仰角

計算の簡略化のため,

$$\begin{aligned} u \cos \phi &= U \\ v \cos \phi &= V \\ w' \sin \phi &= W \end{aligned} \quad (C.2)$$

とおき、近似による誤差 (残差) を  $res_i$  で表すと、求めるべき  $U, V, W$  は以下の方程式系を満たす。

$$\begin{aligned} Vr_1 &= U \cos \theta_1 + V \sin \theta_1 + W + res_1 \\ Vr_2 &= U \cos \theta_2 + V \sin \theta_2 + W + res_2 \end{aligned} \quad (C.3)$$

...

$$Vr_N = U \cos \theta_N + V \sin \theta_N + W + res_N$$

ここで、評価関数  $J$  を定義すると、(C.4) 式のようになり、

$$J = \sum_{i=1}^N (res_i)^2 = \sum_{i=1}^N (U \cos \theta_i + V \sin \theta_i + W - Vr_i)^2 \quad (C.4)$$

最小二乗法による推定は、 $J$  を最小にする  $U, V, W$  を求めることであるから、

$$\frac{\partial J}{\partial U} = \sum_i 2 \cos \theta_i \cdot (U \cos \theta_i + V \sin \theta_i + W - Vr_i) = 0 \quad (C.5)$$

$$\frac{\partial J}{\partial V} = \sum_i 2 \sin \theta_i \cdot (U \cos \theta_i + V \sin \theta_i + W - Vr_i) = 0 \quad (C.6)$$

$$\frac{\partial J}{\partial W} = \sum_i 2 (U \cos \theta_i + V \sin \theta_i + W - Vr_i) = 0 \quad (C.7)$$

を満たす解を求める問題に帰着する。(C.7) 式を変形して (C.5) 及び (C.6) 式に代入し、 $W$  を消去すると、

$$\begin{aligned} \left[ \sum_i \cos^2 \theta_i - \frac{1}{N} \left( \sum_i \cos \theta_i \right)^2 \right] U + \left[ \sum_i (\cos \theta_i \cdot \sin \theta_i) - \frac{1}{N} \left( \sum_i \cos \theta_i \right) \left( \sum_i \sin \theta_i \right) \right] V &= \sum_i (\cos \theta_i \cdot Vr_i) - \frac{1}{N} \left( \sum_i \cos \theta_i \right) \left( \sum_i Vr_i \right) \\ \left[ \sum_i (\cos \theta_i \cdot \sin \theta_i) - \frac{1}{N} \left( \sum_i \cos \theta_i \right) \left( \sum_i \sin \theta_i \right) \right] U + \left[ \sum_i \sin^2 \theta_i - \frac{1}{N} \left( \sum_i \sin \theta_i \right)^2 \right] V &= \sum_i (\sin \theta_i \cdot Vr_i) - \frac{1}{N} \left( \sum_i \sin \theta_i \right) \left( \sum_i Vr_i \right) \end{aligned} \quad (C.8)$$

となる。ここで、

$$\begin{aligned} \mathbf{A} &= \begin{pmatrix} \frac{1}{N} \left[ \sum_i \cos^2 \theta_i - \frac{1}{N} \left( \sum_i \cos \theta_i \right)^2 \right] & \frac{1}{N} \left[ \sum_i (\cos \theta_i \cdot \sin \theta_i) - \frac{1}{N} \left( \sum_i \cos \theta_i \right) \left( \sum_i \sin \theta_i \right) \right] \\ \frac{1}{N} \left[ \sum_i (\cos \theta_i \cdot \sin \theta_i) - \frac{1}{N} \left( \sum_i \cos \theta_i \right) \left( \sum_i \sin \theta_i \right) \right] & \frac{1}{N} \left[ \sum_i \sin^2 \theta_i - \frac{1}{N} \left( \sum_i \sin \theta_i \right)^2 \right] \end{pmatrix} \\ \mathbf{u} &= \begin{pmatrix} U \\ V \end{pmatrix} \\ \mathbf{c} &= \begin{pmatrix} \frac{1}{N} \left[ \sum_i (\cos \theta_i \cdot Vr_i) - \frac{1}{N} \left( \sum_i \cos \theta_i \right) \left( \sum_i Vr_i \right) \right] \\ \frac{1}{N} \left[ \sum_i (\sin \theta_i \cdot Vr_i) - \frac{1}{N} \left( \sum_i \sin \theta_i \right) \left( \sum_i Vr_i \right) \right] \end{pmatrix} \end{aligned} \quad (C.9)$$

とおけば,

$$\mathbf{A}\mathbf{u} = \mathbf{c} \quad (\text{C.10})$$

となる. よって,  $\mathbf{A}$  の行列式  $\det(\mathbf{A}) \neq 0$  であれば,

$$\begin{aligned} \mathbf{u} = \mathbf{A}^{-1}\mathbf{c} &= \frac{1}{\det(\mathbf{A})} \begin{pmatrix} A_{22} & -A_{12} \\ -A_{21} & A_{11} \end{pmatrix} \mathbf{c} \\ &= \frac{1}{N} \begin{pmatrix} \frac{A_{22}}{\det(\mathbf{A})} & -\frac{A_{12}}{\det(\mathbf{A})} \\ -\frac{A_{21}}{\det(\mathbf{A})} & \frac{A_{11}}{\det(\mathbf{A})} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \sum_i (\cos \theta_i \cdot Vr_i) - \frac{1}{N} (\sum_i \cos \theta_i) (\sum_i Vr_i) \\ \sum_i (\sin \theta_i \cdot Vr_i) - \frac{1}{N} (\sum_i \sin \theta_i) (\sum_i Vr_i) \end{pmatrix} \end{aligned} \quad (\text{C.11})$$

として, 解である  $U, V$  を求めることができる. また, 求まった  $U, V$  を (C.7) 式に代入することにより, さらに  $W$  が求まる. ここで,  $\det(\mathbf{A})$  は,

$$\begin{aligned} N^2 \det(\mathbf{A}) &= \left[ (\sum_i \cos^2 \theta_i) (\sum_i \sin^2 \theta_i) - (\sum_i \cos \theta_i \cdot \sin \theta_i)^2 \right] \\ &\quad + \frac{1}{N} \left[ 2 (\sum_i \cos \theta_i) (\sum_i \sin \theta_i) (\sum_i \cos \theta_i \cdot \sin \theta_i) - (\sum_i \cos^2 \theta_i) \left( \sum_i \sin \theta_i \right)^2 - (\sum_i \sin^2 \theta_i) \left( \sum_i \cos \theta_i \right)^2 \right] \end{aligned} \quad (\text{C.12})$$

を満たす.

次に,  $U, V$  の推定誤差を求めることを考える. ここで,  $Vr_i$  の誤差は相互に無相関であり, かつ等しい分散を持つ ( $\sigma^2(Vr_i) = \sigma_0^2$  (for  $\forall i$ )) と仮定する.  $U$  及び  $V$  の推定誤差をそれぞれ  $\sigma_U, \sigma_V$  とすると, 誤差伝播の法則より,

$$\begin{aligned} \sigma_U^2 &= \sum_k \left( \frac{\partial U}{\partial Vr_k} \right)^2 \sigma_0^2 = \frac{1}{N} \cdot (\mathbf{A}^{-1})_{11} \cdot \sigma_0^2 \\ \sigma_V^2 &= \sum_k \left( \frac{\partial V}{\partial Vr_k} \right)^2 \sigma_0^2 = \frac{1}{N} \cdot (\mathbf{A}^{-1})_{22} \cdot \sigma_0^2 \end{aligned} \quad (\text{C.13})$$

であるから, (C.13) 両式の和をとり, 整理すると,

$$\sigma_U^2 + \sigma_V^2 = \frac{\sigma_0^2}{N \det(\mathbf{A})} \left[ 1 - \frac{\left( \sum_i \sin \theta_i \right)^2 + \left( \sum_i \cos \theta_i \right)^2}{N^2} \right] \quad (\text{C.14})$$

が得られる. よって, 東西風速  $u$  及び南北風速  $v$  それぞれの推定誤差の二乗平均平方根を  $\varepsilon$  とすると,

$$\begin{aligned} \varepsilon &= \sqrt{\sigma_u^2 + \sigma_v^2} = \frac{\sqrt{\sigma_U^2 + \sigma_V^2}}{\cos \phi} \\ &= \frac{\sigma_0}{\cos \phi} \sqrt{\frac{1 - |G|^2}{N \det(\mathbf{A})}} \end{aligned} \quad (\text{C.15})$$

が最終的に得られる. ここで,  $G$  は単位円上に重さ 1 のデータを並べた際の重心を表し,

$$\begin{aligned} \mathbf{G} &= \left( \frac{1}{N} \sum_i \cos \theta_i, \frac{1}{N} \sum_i \sin \theta_i \right) \\ |G|^2 &= \frac{\left( \sum_i \cos \theta_i \right)^2 + \left( \sum_i \sin \theta_i \right)^2}{N^2} \end{aligned} \quad (\text{C.16})$$

を満たす.