

## 三次元風速場の推定のための 変分法を用いた複数台ドップラーレーダデータの解析手法

清水慎吾\*・前坂 剛\*

### Multiple Doppler Radar Analysis Using Variational Technique to Retrieve Three-dimensional Wind Field

Shingo SHIMIZU and Takeshi MAESAKA

*Storm, Flood and Landslide Research Department,  
National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan  
shimizu@bosai.go.jp, maesaka@bosai.go.jp*

#### Abstract

Method of multiple Doppler radar analysis using variational technique proposed by Gao and Xue (1999) was simplified to be applied to CAPPI dataset directly and modified to employ rigid conditions at top and bottom boundaries. Radial velocity data of a single convective cell simulated by cloud resolving storm simulator (CReSS) was used to investigate the accuracy of this method. Root mean squared error (RMSE) of analyzed horizontal and vertical wind components were  $0.2 \text{ ms}^{-1}$  and  $0.6 \text{ ms}^{-1}$ , respectively. The maximum error of analyzed horizontal and vertical wind components were about 10%. In the analysis using velocity data where the reflectivity was more than 1 dBZe, the both RMSEs of horizontal wind velocity and vertical wind velocity were  $1.5 \text{ ms}^{-1}$ , and the maximum vertical velocity was 20% underestimated. This simplified method could be applied to the investigation of the basic flow structure in a thunderstorm within 20% error.

**Key words** : Doppler radar, Wind field retrieve, Variational method, Dual-Doppler radar analysis

#### 1. はじめに

1 台のドップラーレーダによる強風や突風の検出方法は古くから開発され (Uyeda and Zrníc, 1986), その技術は主要な空港などで実用化されており, 強風災害の低減に役立っている. その応用研究として, 複数台のドップラーレーダデータを用いた三次元風速場を推定する手法も開発されており (Ray *et al.*, 1975, Ray *et al.*, 1980, Chong and Testud, 1983, Bousquet and Chong, 1998, Gao and Xue, 1999), 手法の高精度化への改良が続けられている.

複数台のドップラーレーダを使って三次元風速場を推定する手法は Armijo (1969) や Lhermitte (1970) によって提言され, Ray *et al.* (1975) が初めてその手法を適用し, 竜巻を伴う積乱雲の気流構造を明らかにした. しかし, Ray *et al.* (1975) が使用した鉛直風推定法 (連続の式を変形し, 下層から上層へ水平収束量を鉛直積分する方法: upward integration method) では, 雲頂に近づくとつ

れて鉛直風速の精度が低くなることが報告された (Chong and Testud, 1983, Ray *et al.*, 1980, Doviak and Ray, 1986). Chong and Testud, 1983 によると, 対流圏下層の水平収束量に誤差が含まれる場合, 高度とともに指数関数的に鉛直風速の誤差が増大することが示された. この問題を回避するために, 鉛直一次元に水平収束量の誤差を均等に割り振る方法 (Ray *et al.*, 1980), 鉛直積分する前に水平二次元面内で水平風の誤差を小さくする方法 (Multiple-Doppler synthesis and continuity adjustment technique (MUSCAT) 法: Bousquet and Chong, 1998), および三次元変分法によって全領域同時に最適な風速場を推定する方法 (Gao and Xue, 1999) などが開発されている. 現在, 欧米では MUSCAT 法と三次元変分法の二つが解析に使われる事が多くなってきている.

MUSCAT 法では『解析された風速の三成分  $u, v, w$  から計算されるドップラー速度と観測されたドップラー速度

\*独立行政法人 防災科学技術研究所 水・土砂防災研究部

の差』『連続の式の誤差』『解析される  $u, v$  の二次微分の二乗和』を最小にする  $u, v, w$  の分布を各高度で二次元変分法を用いて求める。ある層で求めた  $u, v, w$  は1つ上層の  $u, v, w$  を求める際の下面境界条件として使用される。下面境界条件として  $w = 0 \text{ ms}^{-1}$  を与え、最下層から各高度面で  $u, v, w$  の分布を順次求める。この方法では各高度で水平風速の誤差をできるだけ小さくすることで高高度における鉛直風の誤差の増大を防いでいる。一方の三次元変分法を用いる Gao and Xue (1999) では『解析された風速の三成分から計算されるドップラー速度と観測されたドップラー速度の差』『連続の式の誤差』『風の三成分のラプラシアン二乗和』『背景風と解析された風の差』を最小にする  $u, v, w$  の組み合わせを全領域で同時に求める。この方法ではすべての格子点においてできるだけ均一に誤差を分担させるので鉛直風の精度が高度に依存しない。

Gao and Xue (1999) の解析手法の特徴として、次の3つの点が挙げられる。1つ目は観測データとして直交座標系に内挿する前の極座標系のデータ (PPI データと呼ぶ) を直接使用する点である。従来、極座標から直交座標系へ変換されたデータセット (CAPPI データと呼ぶ) を解析に使用することが多く、空間内挿による誤差がデータに含まれてしまう。Gao and Xue (1999) ではこの変換を行わないので内挿による誤差が解析に含まれない。2つ目は連続の式を弱い拘束条件<sup>注1</sup>で与えるので、強い拘束条件<sup>注2</sup>で与える Ray *et al.* (1980) のように、境界条件に解が大きく影響される楕円方程式を解く必要がなく、境界条件に全領域の解が強い影響を受けない。故に Gao and Xue (1999) では、上部と下部の境界で  $w = 0 \text{ ms}^{-1}$  という条件を与えなくてもよいと記述されている。3つ目は『背景風と解析される風の差』を考慮する点で、これにより自然に上部と下部の境界で  $w = 0 \text{ ms}^{-1}$  が実現されると記述されている。

本研究では三次元変分法を用いる Gao and Xue (1999) の解析手法に幾つかの変更を加えた手法を示し、その精度評価を行う。変更点としては、ゾンデの風と基本場の風が顕著に異なる状況では『背景風と解析される風の差』を小さくする必要がないので、Gao and Xue (1999) の3つ目の特徴と異なり、常に上部と下部に  $w = 0 \text{ ms}^{-1}$  の制約を設けた。また、Gao and Xue (1999) の方法では毎回のイタレーションで PPI データ点への内挿が行われ計算機コストが高い事から、本解析では PPI データから CAPPI データに事前に変換を行ったデータを使って解析を行った。数 km スケールの鉛直流を対象とするならば、1 km 格子間隔程度の CAPPI データで十分解像できるので、CAPPI データに変換する際に生ずる誤差、つまり数 10 m のスケールの現象を平滑化する誤差は問題にならないと考えた。この手法の精度評価を行うために、雲解

像モデル CReSS (Tsuboki and Sakakibara, 2002) を用いて、理想的な孤立した積乱雲を再現し、再現結果の雨混合比と風の三成分から理想的な二台のドップラーレーダデータ (反射強度、動径風) を作成した。作成したドップラーレーダデータから本研究で示す手法を用いて、三次元気流の復元の精度を調べた。

## 2. 三次元変分法を用いた風の三成分の推定方法

Gao and Xue (1999) の解析方法を CAPPI データに適用できるように簡略化した。最小にすべき評価関数を  $J$  と表記し、 $J$  を最小にする全領域の  $u, v, w$  の組み合わせを求める事が目的である。式 (1) が示すように  $J$  は式 (2) から式 (5) でそれぞれ表される4つの評価関数の総和として示される。

$$J = J_o + J_d + J_s + J_b \quad (1)$$

$$J_o = \frac{1}{2} \sum_{i,j,k,m} \lambda_o (Vr_m - u \cos A - v \cos B - (w + w_t) \cos C)^2 \quad (2)$$

$$J_d = \frac{1}{2} \sum_{i,j,k} \lambda_d D^2 \quad (3)$$

$$J_s = \frac{1}{2} \left[ \sum_{i,j,k} \lambda_s (\nabla^2 u)^2 + \sum_{i,j,k} \lambda_s (\nabla^2 v)^2 + \sum_{i,j,k} \lambda_s (\nabla^2 w)^2 \right] \quad (4)$$

$$J_b = \frac{1}{2} \left[ \sum_{i,j,k} \lambda_{ub} (u - u_b)^2 + \sum_{i,j,k} \lambda_{vb} (v - v_b)^2 + \sum_{i,j,k} \lambda_{wb} (w - w_b)^2 \right] \quad (5)$$

$$D = \frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} \quad (6)$$

ここで4つの評価関数は観測誤差 ( $J_o$ )、連続の式の誤差 ( $J_d$ )、平滑化フィルター ( $J_s$ )、および背景風と解析される風の差 ( $J_b$ ) である。式 (2) の  $Vr_m$ 、および  $\cos A, \cos B, \cos C$  は各格子点における動径風、およびレーダの位置からの方向余弦を示す。また  $m$  はレーダの台数を、 $w_t$  は降水粒子の落下速度を示す。式 (2) の  $D$  は式 (6) で表される非弾性系の発散量を示す。式 (6) の  $\rho$  は大気密度を示す。式 (1) と式 (2) の  $\lambda_o, \lambda_d$  は代表的な観測の誤差分散および連続の式の誤差分散のそれぞれの逆数である。式 (4) の  $\lambda_s$  は平滑化の大きさを調整する量である。式 (5) の  $\lambda_{ub}, \lambda_{vb}, \lambda_{wb}$  はそれぞれゾンデの風と解析された風の三成分の誤差分散の逆数を示す。Gao and Xue (1999) と異なる点は式 (2) の動径速度が CAPPI データに変換されたものを扱うことである。

各  $\lambda$  の代表的な値は経験的な誤差の二乗の逆数で与える。例えば動径風の観測誤差はおおよそ  $1 \text{ ms}^{-1}$  (石原, 2000) と考えると  $\lambda_o$  は  $1 \text{ m}^{-2} \text{ s}^2$  と与えられる。また収束発散の代表的な誤差を  $10^{-3} \text{ s}^{-1}$  と考え、 $\lambda_d$  を  $10^6 \text{ s}^2$  とする。このようにして  $\lambda$  の値を決めると  $J$  の各項は無次元化され同じ1桁のオーダーになる。 $\lambda_s$  と  $\lambda_b$  の大きさについては代表的な誤差の値は現象によって大きく異なるため、

注1: 最小にしたい変数を二乗した形で評価関数に取り込む事を指す。この変数が正確には0にならなくても、できるだけ最小になるような解が得られる。反対に二乗しない形で取り込む場合は強い拘束条件と呼ばれ、この変数が完全に0になる解が得られる。

注2: 強い拘束条件として与えるとオイラー方程式が楕円型偏微分方程式として表される。Ray *et al.*, (1980)はこの楕円方程式を解いている。

許容誤差を決定するパラメータとして考える。スムージングを例にすると、 $\lambda_s$  を大きくするとスムージングの許容誤差を小さくし、ラプラシアンがかなり小さくなるまでスムージングが行われる。

式 (2) に示すように、観測誤差  $J_o$  は複数台のレーダによって得られる CAPPI データのドップラー速度と解析される  $u, v, w$  から算出したドップラー速度の差の二乗を全領域で総和したものとして表現される。落下速度は Foote and Du toit (1969) と Straka *et al.* (2001) に従って、霰、雪、雨、雨と雪の混合物に分類し、反射強度と大気密度からそれぞれ見積もった。

式 (3) に示すように、連続の式の誤差  $J_d$  は非弾性近似の連続の式の誤差の二乗したものを全領域での総和したもので表現される。式 (6) の  $D$  は中心差分で計算し、側面境界で勾配無し条件、上部・下部境界では  $u, v$  に関して勾配無し条件、 $w$  に対して  $0 \text{ ms}^{-1}$  を与える固定端の境界条件を与えて計算した。

式 (4) に示すように  $u, v, w$  のそれぞれに対しラプラシアン<sup>3</sup>の二乗の総和 ( $J_s$ ) を評価関数に加えることで、 $u, v, w$  のラプラシアンが 0 に近づくような滑らかな分布を得ることができる。計算は中心差分で行い、境界では片側差分を行い、2 倍した  $\lambda_w$  を使用した。

式 (5) で示すように、背景風との差  $J_b$  はゾンデなどの外部データの  $u_b, v_b, w_b$  と解析される  $u, v, w$  の差の二乗の和で示される。Gao and Xue (1999) では  $\lambda_b$  を一定の 0.01 と与えている。しかし常にゾンデの風が基本場の風を代表しているわけではない。ゾンデの風が基本場の風と大きく異なっているような状況で、この  $J_b$  を考慮すると降水システムの側面で大きな収束量および発散量が形成され、不自然な循環場が復元される事がある。このような状況では  $J_b$  をむしろ考慮しない設定が望ましい。本解析では Gao and Xue (1999) と異なり、背景風の評価関数を考慮しない場合を考慮し、上部・下部境界で常に  $w = 0 \text{ ms}^{-1}$  の条件を掛ける。

評価関数  $J$  はすべての格子点における  $u, v, w$  の関数である。データ格子点の数を  $m$  とすると  $J$  は  $3m$  個の次元を持つ関数である。式 (2) から式 (5) ですべての  $3m$  個の変数は正値二次形式<sup>注3</sup>の形をしているので、 $J$  が最小値をとる  $3m$  個の変数の組み合わせがただひとつだけ存在している。図 1 に概念的に  $J$  の関数の形を示す。

図 1 の  $J_{min}$  が  $J$  の最小値を与える場所である。言い換えれば、 $J_{min}$  では  $\nabla J$  が 0 になる場所である。  $3m$  個の変数にある適当な値を与えた時にその場所 (図 1 における N1 に相当) での勾配  $\nabla J$  を計算し、その勾配の方向に  $3m$  個の変数の値を変更する (N2 の場所に移る)。この計算を  $\nabla J = 0$  とみなせるまで繰り返すと  $J$  を最小とする全領域の  $u, v, w$  が求まる。このような最小値の探索方法は最急降下法と呼ばれており、効率は悪いが最もシンプルで確実な方法である。最急降下法を行うために毎回  $J$  を  $u, v, w$  それぞれで微分した勾配が必要になる。あるグリッドに

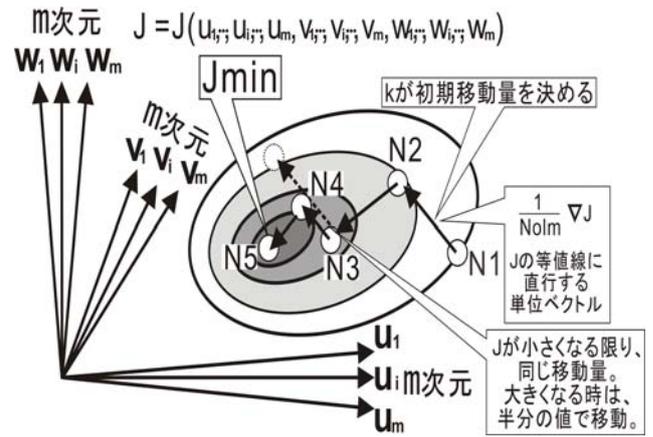


図 1 最急降下法による最小値探索法<sup>3</sup>の概念図。評価関数  $J$  は  $3m$  次元の関数 ( $m$  個の格子データ) で、陰影が濃いほど  $J$  が小さくなる。 $N$  はイタレーションの回数を示す。初期値 ( $N1$ ) から  $J$  の勾配が負となる方向に大きさ  $k$  をもつベクトルを修正量として与える。修正後に  $J$  が修正前に比べて増加した場合は、修正量を半分にする (例:  $N3 \rightarrow N4$ )。  $J$  が十分に停留値に近づいたと見なした場合は、計算を終了する。

Fig. 1 Conceptual model of steepest descent method. Cost function  $J$  is a  $3m$ -dimensional function ( $m$  is the number of observation grid). Darker shade indicates smaller value of cost function.  $N$  indicates iteration a step number. Gradient vector of  $J$  is used to obtain updated wind field. Iteration process to update the wind field is continued until a satisfactory solution to minimize the cost function is found.

$$\frac{\partial J}{\partial u} = \lambda_o(-\cos A) * (V_{r_m} - u \cos A - v \cos B - (w + w_t) \cos C) + \lambda_b * (u - u_b) - \lambda_d \rho \frac{\partial D}{\partial x} + \lambda_{su} \nabla^2 (\nabla^2 u) \quad (7)$$

$$\frac{\partial J}{\partial v} = \lambda_o(-\cos B) * (V_{r_m} - u \cos A - v \cos B - (w + w_t) \cos C) + \lambda_b * (v - v_b) - \lambda_d \rho \frac{\partial D}{\partial y} + \lambda_{sv} \nabla^2 (\nabla^2 v) \quad (8)$$

$$\frac{\partial J}{\partial w} = \lambda_o(-\cos C) * (V_{r_m} - u \cos A - v \cos B - (w + w_t) \cos C) + \lambda_b * (w - w_b) - \lambda_d \rho \frac{\partial D}{\partial z} + \lambda_{sw} \nabla^2 (\nabla^2 w) \quad (9)$$

おける勾配を式 (7) から式 (9) に示す。式 (7) から式 (9) で得られた勾配を用いた最急降下法によってすべての格子点の  $(u, v, w)$  を更新する。最急降下法による更新を式 (10) に示す。ベクトル表記では式 (11) となる。ここで式 (10) および式 (11) の  $\alpha$  は移動量をコントロールする変数である。式 (12) で示すように  $\alpha$  は負の値を持つ  $k$  を  $J$  のノルムで割ったものとして定義される。つまり、式 (11) の第二項は  $J$  の勾配の負の方向を向いた単位ベクトルに大きさ  $k$  をかけた移動量を示す (図 1 のベクトル)。

注 3: 正値二次形式とは  $(a+b)^2 = a^2 + b^2 + 2ab$  のように正の 2 次<sup>3</sup>の項のみで表される多項式を示す。

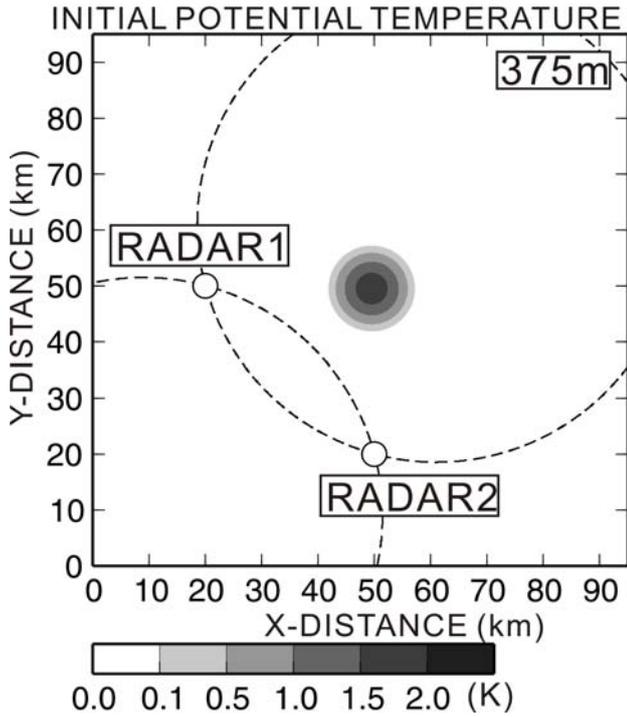


図2 理想実験の計算全領域と初期値に与えた温位の偏差の分布と2台のドップラーレーダの位置。破線は2台のレーダからのビームが30度で交差する領域を示す。

Fig. 2 Domain of simulation, locations of two Doppler radars, and distribution of initial thermal bubble. Broken lines indicate traces where intersection angle of two radar beams is 30 degree.

確実に最小値に収束させるためには、最小値に近づくにつれて $k$ を小さくさせ、移動量を小さくさせる必要がある。あるイタレーションで移動量が大きく、評価関数が増加した場合には(図1のN3からN4の移動)、以後の計算には半減させた $k$ を使用する。

$$\begin{pmatrix} u_1^{n+1} & \dots & u_m^{n+1} & v_1^{n+1} & \dots & v_m^{n+1} & w_1^{n+1} & \dots & w_m^{n+1} \end{pmatrix}^T \\ = \begin{pmatrix} u_1^n & \dots & u_m^n & v_1^n & \dots & v_m^n & w_1^n & \dots & w_m^n \end{pmatrix}^T + \\ \alpha \begin{pmatrix} \frac{\partial J}{\partial u_1} & \dots & \frac{\partial J}{\partial u_m} & \frac{\partial J}{\partial v_1} & \dots & \frac{\partial J}{\partial v_m} & \frac{\partial J}{\partial w_1} & \dots & \frac{\partial J}{\partial w_m} \end{pmatrix}^T \quad (10)$$

$$\mathbf{U}^{n+1} = \mathbf{U}^n + \alpha \left( \frac{\partial J}{\partial \mathbf{U}} \right)^n \quad (11)$$

$$\alpha = \frac{k}{NolmJ} \quad (12)$$

### 3. 使用したデータと使用したモデル

理想的なドップラーレーダデータを作成するために雲解像モデル Cloud Resolving Storm Simulator (CRSS: Tsuboki and Sakakibara, 2002) を用いた理想実験を行った。格子間隔を水平に1 km, 鉛直に200 mとする、96 km × 96 km × 16 kmの領域を計算領域(図2)とした。初期条

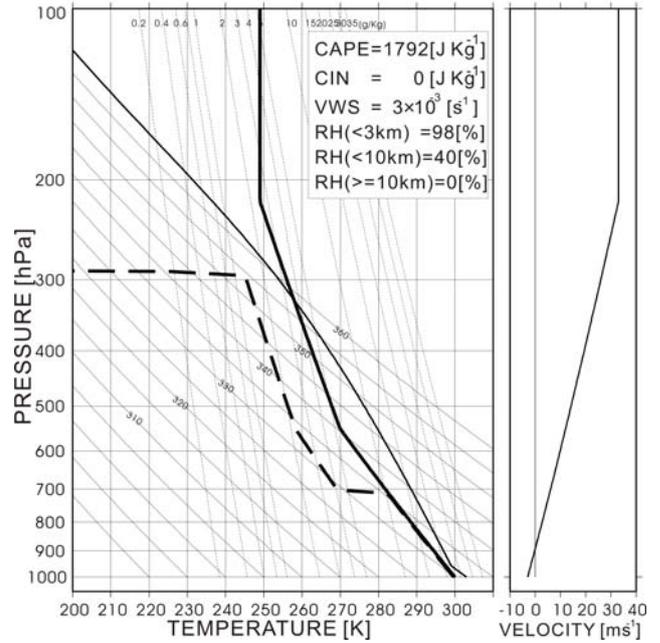


図3 理想実験の初期値に与えた気温, 露点温度, 水平風(x成分のみ与えた)の鉛直プロファイル。太い実線で気温, 太い破線で露点温度, 実線でパースルの温度の軌跡を示す。細かい実線と破線はそれぞれ乾燥断熱線と等飽和混合比線を示す。右側に水平風速(x成分のみ与え, y成分は全層0 ms<sup>-1</sup>を与えた)のプロファイルを示す。各種のパラメータを右上のコラムの中に示した。対流有効位置エネルギー(CAPE)が1,792 JKg<sup>-1</sup>で対流抑制(CIN)が0 JKg<sup>-1</sup>, 鉛直シアア(VWS)が0.003 s<sup>-1</sup>, 相対湿度(RH)が高度3 km以下で98%, 高度10 km以下で40%という環境場を与えた。パースルの始点で2 Kの温度偏差を与えた。

Fig. 3 Vertical profile of temperature, dew-point temperature, and x-component of horizontal wind velocity for the initial condition of simulation. Thick line and broken line indicate environmental temperature and dew-point temperature profiles, respectively. Thin line indicates temperature trace of lifting parcel. Values of environmental parameters such as CAPE, CIN, and RH are shown in the upper-right box. CAPE and CIN were 1,792 JKg<sup>-1</sup> and 0 JKg<sup>-1</sup>, respectively. Relative humidity were 98% below a height of 3 km and 40% below a height of 10 km. 2 K temperature perturbation was given to a parcel at surface level.

件として水平一様で鉛直方向に図3で示すプロファイルを持つ大気場を与え, さらに領域の中央に2度の温位偏差を持つ楕円球のバブルを初期時刻に与えた(図2)。

初期場の大気は地表で300 Kの気温, 1,000 hPaの気圧

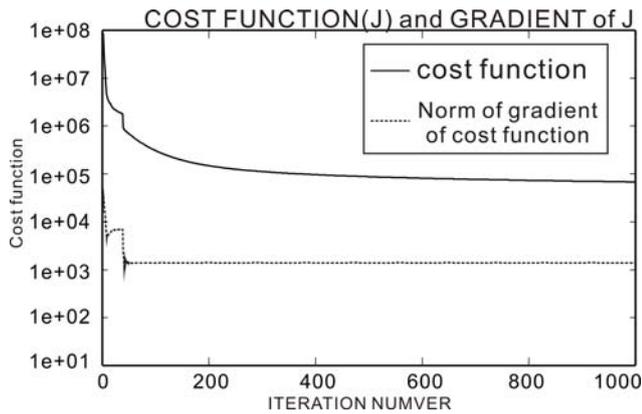


図4 評価関数(実線)と勾配(点線)のイタレーション回数に対する値の変化

Fig. 4 Change of cost function and gradient of cost function as iterative process proceed.

を与え、高度 1 km までは乾燥断熱減率 ( $9.8 \text{ Kkm}^{-1}$ ) で、高度 5 km までは  $6 \text{ Kkm}^{-1}$ 、高度 5 km 以上は  $3 \text{ Kkm}^{-1}$  で気温を下げた (図 3 左の太い実線)。相対湿度は高度 3 km 以下で 98%，高度 10 km 以下で 40%，高度 10 km 以上で 0% を与えた。東西方向のみに地表で  $-3 \text{ ms}^{-1}$  から高度方向に  $3 \text{ ms}^{-1} \text{ km}^{-1}$  の割合で増加させた風速場 (図 3 右の実線) を水平一様に与えた。

数値モデルは CReSS のバージョン 2.2 を使用した。非静力学準圧縮系スキームで力学場を計算し、雲物理過程を暖かい雨のスキームを用いて液相の水物質 (水蒸気、雲水、雨) の混合比の時間発展を計算した。移流項と拡散項は 4 次の中心差分で表現し、渦粘性係数を乱流運動エネルギーで計算する 1.5 次のクロージャーを使用した。今回の計算では地表面物理過程は計算せず、地形は平らな平面を使用し、コリオリ力を考慮していない。上部と下部で固定端条件、側面で放射境界条件を与えた。CReSS はタイムスプリット法による積分を行っており、音波用の短いタイムステップを 1 秒、その他の長いタイムステップを 2 秒で 2 時間分の積分を行った。

CReSS によるシミュレーションの結果、積分時間 5 分後に雨の混合比が形成された。35 分後には水平スケールが 10 km 程度で最大高度 11 km に達した孤立した対流セルが再現された。45 分後には対流セル内で下降流が卓越し、その後すぐに対流セルは衰退した。解析には最盛期と思われる 35 分後の再現結果を用いる。その時刻における雨混合比から、Hauser and Amayenc (1986) の式を使って反射強度に変換した。図 2 に示した位置に 2 台のドップラーレーダがあると想定し、式 (2) の括弧内が 0 になるようにドップラー速度 ( $V_r$ ) を計算した。ドップラー速度を計算する際の落下速度  $w$  は、Foote and Du Toit (1969) を使用した。

このようにして同じ直交座標系における理想的な観測のデータセット (反射強度と 2 台のドップラー速度) と真値となる CReSS が再現した  $u, v, w$  のデータセットを作成した。理想的な 2 台のドップラーレーダデータを用

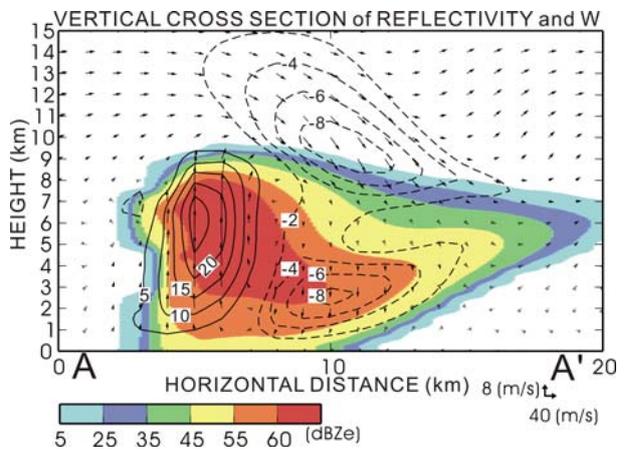
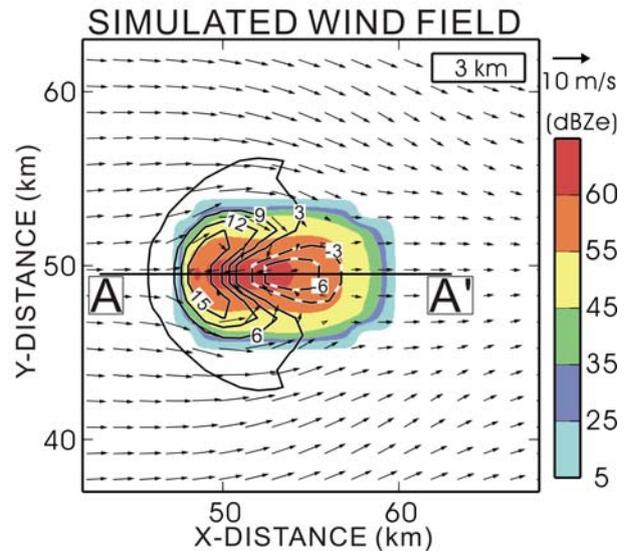


図5 CReSS によって再現された反射強度と風速の分布. 上図: 高度 3 km における反射強度 (カラー), 水平風 (ベクトル),  $3 \text{ ms}^{-1}$  毎の上昇流 (実線) と下降流 (破線) を示す. 下図: A-A' 断面内の反射強度 (カラー), 気流構造 (ベクトル),  $5 \text{ ms}^{-1}$  毎の上昇流 (実線) と  $2 \text{ ms}^{-1}$  毎の下降流 (破線) を示す.

Fig. 5 Reflectivity and wind field simulated by CReSS. Upper figure: Reflectivity (color), horizontal wind velocity (vector), updraft every  $3 \text{ ms}^{-1}$  (solid line), and downdraft every  $3 \text{ ms}^{-1}$  (broken line) at 3 km in height. Bottom figure: Vertical cross section of reflectivity (color), wind field (vector), updraft every  $5 \text{ ms}^{-1}$  (solid line), and downdraft every  $2 \text{ ms}^{-1}$  (broken line).

いて本稿で示した手法を用いて気流構造を復元した (デュアルドップラーレーダ解析)。復元された気流場と真値とする CReSS によって再現された気流場を比較し、復元の精度を検証する。この解析手法は 2 台以上のドップラーレーダの解析にも適用することができるが、今回は最もよく実施される 2 台のドップラーレーダのデータを使って解析を行い、その精度評価を行う。

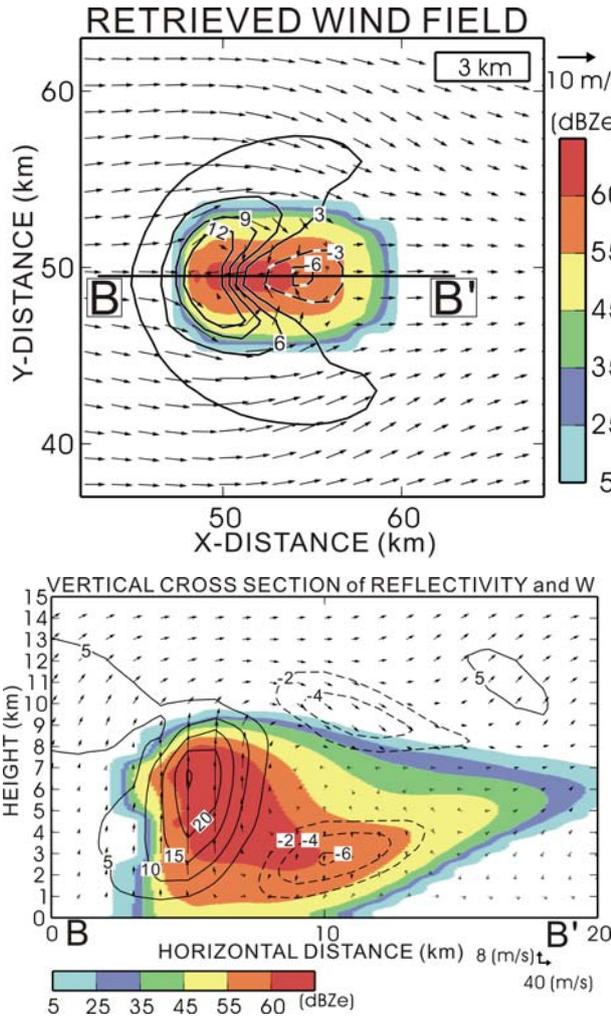


図 6 デュアルドップラーレーダ解析で復元された風速の分布. 上図, 下図ともに, カラー, ベクトル, コンターはそれぞれ図 5 と同じ.

Fig. 6 Wind field distribution retrieved by the variational dual-Doppler radar analysis. Contours, color and vector is same as those of Fig. 5.

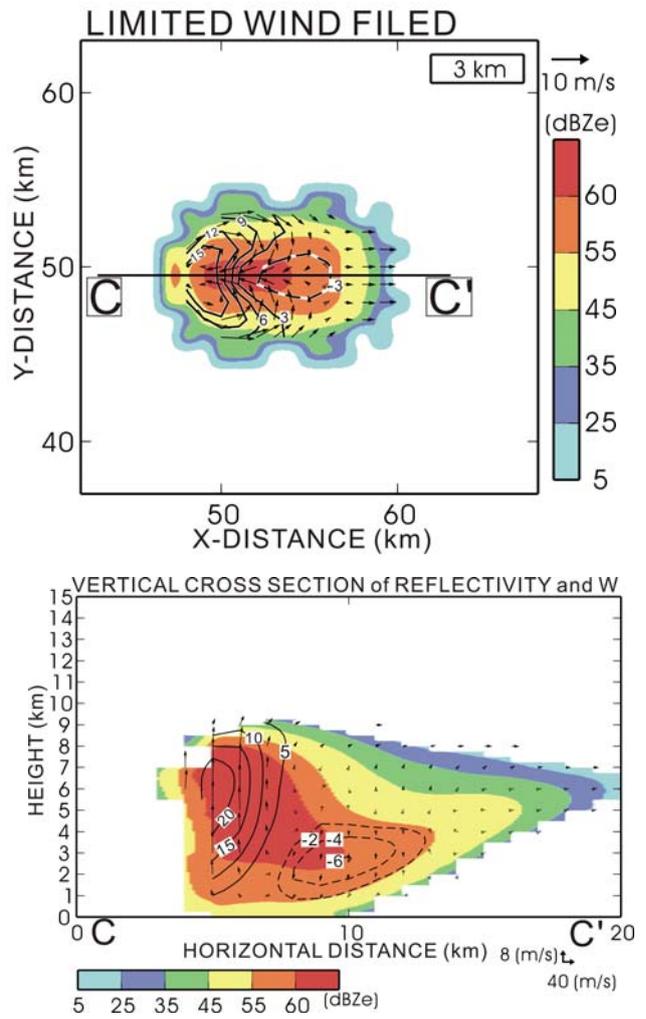


図 7 反射強度が 1 dBZ 以下となる領域の風を与えないデュアルドップラーレーダ解析で復元された風速の分布. 上図, 下図ともに, カラー, ベクトル, コンターはそれぞれ図 5 と同じ.

Fig. 7 Wind field distribution retrieved by the variational dual-Doppler radar analysis using radial velocity in the region where the reflectivity was more than 15 dBZ. Contours, color and vector is same as those of Fig. 5.

#### 4. デュアルドップラーレーダ解析の結果

CReSSによって再現された対流セルが最大上昇流速を持った積分時間 35 分後のデータを用いてデュアルドップラーレーダ解析を行った. このときのイタレーションの回数と評価関数の変化を図 4 に示す. およそ 400 回のイタレーションで  $10^3$  程度の誤差のオーダーを減らすことができた. 400 回を越えてイタレーションを繰り返しても, 勾配の計算に丸み誤差を含むため, 実際には勾配が完全に 0 になることはなかった. しかし勾配は確実に一定値には近づいているので, 評価関数の値は図 1 で示す最小値付近で振動していると考えられる. 400 回で評価関数の値が収束し始めたので, 400 回で計算を打ち切った結果を解析に使用した. 本解析で真値とする CReSS

によって再現された対流セルの高度 3 km の反射強度と水平風の分布 (図 5 上) と対流セルの中心を通る東西断面内の反射強度および風速の鉛直分布 (図 5 上) と対流セルの中心を通る東西断面内の反射強度および風速の鉛直断面 (図 5 下) を示す. 再現された対流セルは積分開始後すぐに凝結が起こり, その 10 分後に混合比  $1 \text{ gkg}^{-1}$  程度の雨を生成した. 積分開始から 35 分後に生成された雨は上層の風に流され西側に広がり (図 5 上), 高度 6 km 付近に層状の降水域を生成した (図 5 下). 図 5 上に示されるように, 温位偏差による正の浮力によって加速された上昇流が対流セルのアップシア側に形成されていた.

ダウンシア側では雨の自重や蒸発による下降流が形成されていた。図5下の鉛直断面に示されるように高度3kmで見られた上昇流は高度6km付近で $25\text{ ms}^{-1}$ のピークを持った。図3で示したように、持ち上げられた気塊が高度10km付近で正の浮力を失う事に対応し、高度10km付近で上昇流が急激に弱まっている(図5下)。上昇流のダウンシア側には、高度10km付近の安定化された層内で発生した重力波もしくは上昇流の補償に対応する下降流と高度5km以下で雨の自重と蒸発による下降流が存在していた。高度5km以下の下降流は最大 $8\text{ ms}^{-1}$ のピークを持っていた。

デュアルドップラーレーダ解析で気流構造を復元した結果を図6に示す。高度3kmにおける復元された上昇流と下降流の最大値(図6上)と真値を比べると、それぞれ $3\text{ ms}^{-1}$ と $1\text{ ms}^{-1}$ の過小評価となった。また、復元された上昇流の面積が広がっていることから(図6上)、解析された風が平滑化されたと考えられる。次に鉛直断面で比較すると(図6下)、復元された高度5km以下の下降流のピークが $6\text{ ms}^{-1}$ 、高度10km付近の下降流のピークが $5\text{ ms}^{-1}$ となり、最大 $3\text{ ms}^{-1}$ の誤差(最大鉛直風に対して11.5%の誤差)を持った。最大水平風の誤差は高度10km付近に存在し、 $2\text{ ms}^{-1}$ となった(図なし)。水平風と鉛直風ともに高度10km以上の風速の精度が悪い。このことは高度10km付近では大気密度が小さいので、質量保存の誤差に対する風速の誤差の割合が大きくなっていると考えられる。非降水領域を含む全領域の水平風および鉛直風の2乗平均平方根誤差はそれぞれ $0.2\text{ ms}^{-1}$ 、 $0.6\text{ ms}^{-1}$ となった。このことからこの手法は基本的な流れの場を高精度で復元し、対流活動が活発な領域でも10%程度の誤差に抑えることがわかった。

実際のドップラーレーダは降水がない場所のドップラー速度を得ることができないので、レーダデータセットを作成する際に反射強度が $1\text{ dBZe}^{\text{注4}}$ 以下の領域に風のデータを与えずにデュアルドップラーレーダ解析を行った(図7)。このとき対流セルの境界でデータを増やすためにデータの空間内挿を境界付近でかけた。このため図7上の反射強度分布が図5上や図6上に比べて広がっている。図5の真値の鉛直流と比べると、水平風と鉛直風の2乗平均平方根誤差はともに $1.5\text{ ms}^{-1}$ で、上昇流で最大 $4\text{ ms}^{-1}$ (15%の誤差)の過小評価、高度5km以下の下降流で $2\text{ ms}^{-1}$ の過小評価(22%の誤差)となった。高度10km付近の下降流は反射強度が $1\text{ dBZe}$ 以下の領域だったので復元されていない。図6の鉛直流と比べると下降流の分布は変化していないのに対して、上昇流は弱く解析されている。このことは図7下に示すように上昇流の強さに影響する下層の収束量と上層の下降流がデータに取り込まれなかった事で上昇流付近の鉛直循環が弱められたと考えられる。実際のデュアルドップラーレーダ解析では、このようなデータ欠損によるピーク値の過小評

価が起こりえるが、 $1\text{ dBZe}$ 以上の領域で速度のデータを得たと仮定する今回の実験では、平均誤差を $1.5\text{ ms}^{-1}$ 以内の誤差範囲に抑え、特に強い鉛直風でもおよそ20%の誤差に抑えることができた。

## 5. まとめ

三次元変分法を用いた Gao and Xue (1999) のデュアルドップラーレーダ解析手法を CAPPI データに直接適用できるように簡略化し、上部と下部の境界に固定端条件を与えるようにスキームを変更した。このスキームの精度評価を雲解像モデル CReSS が再現した対流セル内の気流データを用いて行った。本解析で真値とする CReSS が再現した気流構造と、開発したデュアルドップラーレーダ解析で得られる気流構造を比べて、本手法の復元精度を調べた。解析で得られた気流構造は全体的に風速が平滑化される特徴があるが、全領域における2乗平均平方根誤差が水平風で $0.2\text{ ms}^{-1}$ 、鉛直風で $0.6\text{ ms}^{-1}$ となり、鉛直風の最大値の誤差は10%程度に抑えられ、非常に精度良く復元していたことがわかった。実際のレーダのように雨のある場所のドップラー速度だけを与えて計算した場合には、水平風および鉛直風ともに $1.5\text{ ms}^{-1}$ 以内の誤差範囲に抑えられた。また鉛直風の最大値に対しても20%の誤差にとどまり、基本的な風の流れ場は復元される事がわかった。Gao and Xue (1999) の方法を簡略化した本解析手法でも積乱雲スケールの現象の三次元気流場の復元においては十分な精度が期待できる。

## 参考文献

- 1) Armijo, L. (1969): A theory for the determination of wind and precipitation velocities with Doppler radars. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 570-573.
- 2) Bousquet, O. and M. Chong (1998): A multiple Doppler radar synthesis and continuity adjustment technique (MUSCAT) to recover wind components from Doppler radar measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **15**, 343-359.
- 3) Chong, M. J. and J. Testud (1983): Three-dimensional wind field analysis from dual-Doppler radar data. Part III: The boundary condition: An optimum determination based on a variational concept. *J. Climate and Appl. Meteor.*, **22**, 1227-1241.
- 4) Doviak, R. J., P. S. Ray, R. G. Strauch, and L. J. Miller (1984): Error estimation in wind fields derived from dual-Doppler radara measurements. *J. Appl. Meteor.*, **15**, 868-878.
- 5) Foote, G. B. and P. S. du Toit (1969): Terminal velocity of raindrops aloft. *J. Appl. Meteor.*, **8**, 249-253.
- 6) Gao, J. and M. Xue (1999): A variational method for the analysis of three-dimensional wind fields form two

注4: デシベル表記(常用対数をとって10倍する)で示した等価レーダ反射因子 Ze を指す。

- Doppler radars. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2128-2142.
- 7) Hauser, D. and P. Amayenc (1986) : Retrieval of cloud water and water vapor components from Doppler radar measurements. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 823-838.
- 8) 石原正仁 (2001) : 気象研究ノート. ドップラー気象レーダ, 日本気象学会, **200**, 216pp.
- 9) Lhermitte, R. M. and L. J. Miller (1970) : Doppler radar methodology for the observation of convective storms. Preprints 14th Radar Meteorology Conf., Tucson, Amer. Meteor. Soc., 133-138.
- 10) Ray, P. S., R. J. Diviak, G. B. Walker, D. Sirmans, J. Carter, and B. Bumgarner (1975) : Dual-Doppler observation of a tornadic storm. *J. Appl. Meteor.*, **14**, 1521-1530.
- 11) Ray, P. S., C. L. Ziegler, W. Bumgarner, and R. J. Serafin (1980) : Single and multiple Doppler radar observations of tornadic storms. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1607-1625.
- 12) Straka, J. M., D. S. Zrnic, and A. V. Ryzhkov (2000) : Bulk hydrometeor classification and quantification using polarimetric radar data: Synthesis of relations. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 1343-1372.
- 13) Tsuboki, K. and A. Sakakibara (2002) : Large-parallel computing of cloud resolving storm simulator. *High Performance Computing*, Springer, 243-359.
- 14) Uyeda, H. and D. S. Zrnic (1986) : Automatic detection of gust fronts. *J. Atmos. Ocean Tech.*, **3**, 36-50.
- (原稿受理 : 2006年10月3日)

## 要 旨

Gao and Xue (1999) によって開発された変分法を用いたマルチドップラーレーダ解析手法に対して、三次元格子点のデータセット (CAPPI) に対して直接適用できるように簡略化し、上部・下部に  $w = 0 \text{ ms}^{-1}$  という境界条件を設定する改良を行った。CReSS によって再現された孤立した対流セルの気流構造を真値としたときに、本解析による三次元風速場の推定の精度を検証した。解析された風速場について、2乗平均平方根誤差は水平風、鉛直風のそれぞれ  $0.2 \text{ ms}^{-1}$ 、 $0.6 \text{ ms}^{-1}$  となり、最大鉛直風はおよそ 10% 程度の過小評価となった。反射強度が 1 dBZe 以上の領域で得られたドップラー速度だけで復元した場合、2乗平均平方根誤差は水平風と鉛直風はともに  $1.5 \text{ ms}^{-1}$  であった。また最大鉛直風はおよそ 20% 程度の過小評価となった。Gao and Xue (1999) の手法を簡略化した本手法でも積乱雲スケールの気流構造を十分に復元できる。

**キーワード** : ドップラーレーダ, 気流構造の推定, 変分法, デュアルドップラーレーダ解析