

3次元レーダー情報を用いた水蒸気相変化量と 3次元風速の同時推定手法

中北 英一・田中 実

A METHOD OF ESTIMATING THREE-DIMENSIONAL WIND VELOCITY AND CONVERSION RATE OF WATER VAPOR USING INFORMA- TION ON ECHO FROM THREE-DIMENSIONALLY SCANNING RADAR

By *Eiichi* NAKAKITA and *Minoru* TANAKA

Synopsis

A method of estimating both three-dimensional wind field and conversion rate of water vapor by the use of information on echo detected by three-dimensionally scanning radar is presented. The basic equations are consist of three conservation equations in terms of the air with the assumption of isotropic convergence, the liquid water and saturated water vapor with the assumption of pusedo-adiabatic process.

The estimated wind field is consistent with the structure of precipitation in quality and the wind field estimated from dual doppler observation in quantity.

1 序 論

短時間降雨予測に関しては、降雨観測レーダーが実用化されて以来種々の手法が提案されてきたが、地形の影響とも相まって数時間先までの予測を精度よく行なうことは非常に困難である。こういった現状を打破するために、中北ら¹⁾は、降水へのインプットである水蒸気の情報²⁾が不可欠であるという観点に立ち、3次元レーダー情報より水蒸気情報を抽出する手法、すなわち水蒸気相変化量推定手法²⁾を開発し、地形の影響を考慮して、気象学的根拠のある短時間降雨予測手法を開発した。

本論文では、前述の水蒸気相変化量推定手法をベースにして、新たに偽湿潤断熱過程を考慮に入れることによって、水蒸気相変化量だけでなくメソβスケールでの風速も同時に3次元レーダー情報のエコー強度データから推定できる手法を提案する。本手法は、開発した短時間降雨予測手法の降雨モデルに、大気鉛直風速を取り込むことを可能にするばかりか、打ち上げが予定されている衛星搭載の降雨レーダーからの情報をもとに、地球規模での水蒸気フラックスや水蒸気相変化量分布、潜熱放出量分布といった地球規模での水循環を推定することを可能とするものである。

まず建設省のレーダーより細かい分解能を有する降雪観測用高速3次元ドップラーレーダー情報のエコー強度を用いて、この手法を適用するとともに、適用結果に基づいて本手法が有効となる時空間スケールを調査する。その上で、建設省の所有する深山の3次元レーダー雨量計の情報に適用することを試みる。また、前述の水蒸気相変化量推定手法における時空間スケールの妥当性を確認する。

さらに、2台のドップラーレーダーにより同時観測され、得られたドップラー速度のデータを用いて、本

論文で提案する手法によってエコー強度分布のみから推定される風速が、どれほど実現象に近く推定されているのかの調査も行う。

なお、本論文で用いたエコー強度データは1988年7月中旬に九州地方で生じた梅雨末期の豪雨時に北海道大学低温科学研究所の所有する降雪観測用高速3次元ドップラーレーダーにより観測されたもの、および1986年7月下旬の梅雨末期に建設省深山レーダー雨量計によって観測されたものである。

2 降雪観測用高速3次元ドップラーレーダーの概要

本論文では、1988年7月から10月にかけて、降雨観測を目的として熊本県飽託郡天明町に設置されていた北海道大学低温科学研究所の降雪観測用高速3次元ドップラーレーダー（以下、ドップラーレーダーという）により観測されたデータの内、7月中旬観測されたデータを用いる。

そこで、本章では、広範囲をルーチ的に観測するために建設省により設置されているレーダー雨量計との比較の意味で、このドップラーレーダーの概要を示す。

この降雪観測用高速3次元ドップラーレーダーは、降雪雲の微細構造を定量的に観測することを重点において設計され、3 cm (Xバンド)の波長の電波を用いているので、理論上40 km遠方で0.05 mm/hrの雨を検出することができる³⁾。もともと、電波の波長が短いほど小さい降水粒子が探知される。ただし、降水による電波の減衰が大きくなり、観測可能範囲は狭くなるので、ルーチ的に広範囲にわたる降水量分布を推定する目的で設置された建設省のレーダー雨量計では、減衰の問題があまりないとされている5 cm (Cバンド)の波長が用いられている。

Fig. 1はこのドップラーレーダーと建設省のレーダー雨量計の観測範囲を比較したものである。内側の円内がドップラーレーダーの観測範囲であり、外側の円内が建設省のレーダーの観測範囲である。ただし、円の中心は1988年にこのドップラーレーダーが設置されていた地点である。

一方、ビーム方向の探知分解能は、建設省の所有するレーダー雨量計が3 km、ドップラーレーダーが250 mであり、後者が12倍の分解能を有しており、したがって、3. で提案する水蒸気相変化量と風速との同時推定手法が、それぞれどういった空間スケールで有効となるかを調査するにはドップラーレー

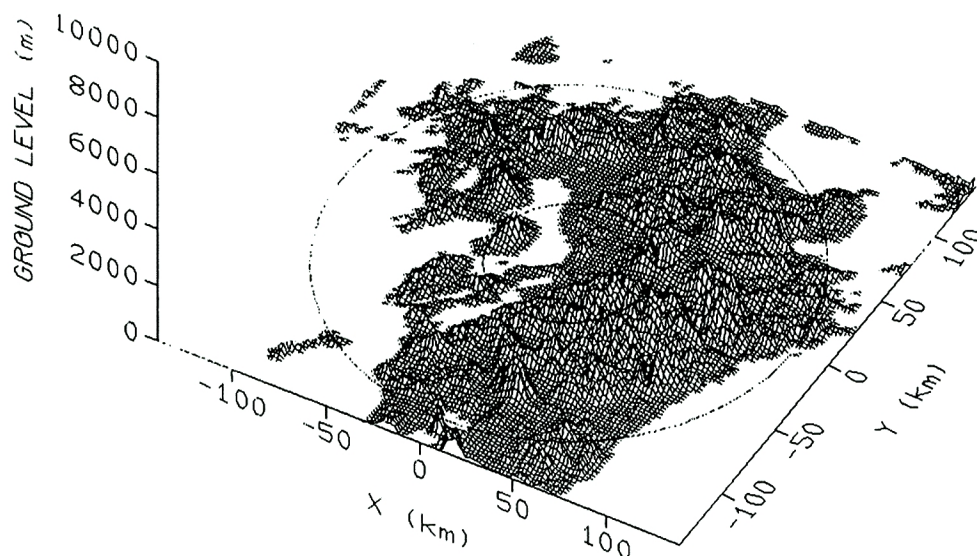


Fig. 1. Comparison of observation ranges between the Miyama Radar (inside the large circle) and the Doppler Radar (inside the small circle).

ダーからの高分解能の降水情報が非常に有効である。

さらに、このドップラーレーダーはエコー強度の3次元分布ばかりでなく、降水粒子のレーダービーム方向の移動速度を観測することができる。すなわち、ドップラーレーダーという名の通り、ドップラー効果によって生じる送信電波と受信電波との位相差を感知して、1 m/s程度の分解能でビーム方向の移動速度を観測する。このようにして観測される速度のことをドップラー速度という。

さて、このドップラーレーダーの走査モードの特徴として、ASI走査モードを有していることがあげられる。ASIとは、Arbitrary Section Indicatingの略で、このレーダー独自の自称である。このASI走査モードには、ASI-1、ASI-2の2種類あり、前者は建設省の深山レーダー雨量計の3次元観測と同じ操作手順であり、バンド雲のように鉛直方向より水平方向に卓越した雲からの降水の観測に適しているのに対し、後者は鉛直断面内を走査しながら方位方向に回転させる走査手順で、積乱雲のように水平方向よりも鉛直方向に卓越した降水の観測に適している。本論文ではそのうち深山レーダーと同じ観測手順であるとともに実際に観測に用いられたASI-1の走査モードによって得られたデータを用いる。具体的に述べると、ASI-1の走査モードはアンテナを水平方向に1回/2秒の速さで回転させ、1回転で水平360°全方位のデータを取得収録し、次の1回転の間に仰角を1°増加させ、これを設定仰角範囲まで繰り返す操作モードである。ここでは、仰角を1°から30°に設定して得られたエコー強度データを用いる。

また、定量情報としてこのモードのデータを用いる場合は、深山レーダー雨量計の場合⁴⁾と同様に、レーダーの観測範囲を含み、かつレーダーの設置点を低面の中心とする80 km × 80 km × 16 kmの直方体を考えて、これをx軸、y軸方向にそれぞれ320等分、z軸方向に高さ0.5 km以上16 km以下の範囲を31等分して得られる0.25 km × 0.25 km × 0.5 kmのメッシュに分け、その中心を格子点とし、それらの格子点上の値に変換しておく。

また、手法の適用結果を考察するにあたり、RHV走査モードによって得られたエコー強度およびドップラー速度のデータも用いる。この走査モードは、設定した任意方位の鉛直断面内のエコー強度およびドップラー速度を同時に観測するモードである。

3 水蒸気相変化量と3次元風速の同時推定手法

ここでは偽湿潤断熱過程を考慮にいたし、水蒸気相変化量とメソβスケールでの3次元風速を同時推定する際に用いる基礎式および算定手順を述べる。

3.1 基礎式

本手法では、降水の存在する領域では大気は飽和状態にあるとして、偽湿潤断熱過程および等方水平収束の仮定の上で、以下の3式、すなわち、(x, y)を水平面内の座標、zを高さとして、等方水平収束を仮定した連続式

$$\frac{\partial}{\partial x}(\rho u) = \frac{\partial}{\partial y}(\rho v) = -\frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial z}(\rho w), \dots\dots\dots (1)$$

水分の保存式

$$\frac{\partial m_l}{\partial t} + u \frac{\partial m_l}{\partial x} + v \frac{\partial m_l}{\partial y} + w \frac{\partial m_l}{\partial z} = \frac{Q}{\rho} + \frac{\rho_w}{\rho} \frac{\partial r}{\partial z}, \dots\dots\dots (2)$$

偽湿潤断熱過程を考慮した飽和水蒸気量の保存式

$$\left\{ -C_p \left(\frac{RT}{L} + m_s \right) / \left(\varepsilon L \frac{de_s}{dT} + p C_p \right) + \frac{RT}{Lp} \right\} \cdot \left\{ u \frac{\partial p}{\partial x} + v \frac{\partial p}{\partial y} + w \frac{\partial p}{\partial z} \right\} = -\frac{Q}{\rho} \dots\dots\dots (3)$$

を基礎式とし、降水の存在する領域に対して適用する。

ただし、 ρ は乾燥空気の密度、 ρ_s は飽和水蒸気の密度、 ρ_l は単位体積中の水分質量、 ρ_w は水の密度、 $m_s(=\rho_s/\rho)$ は飽和水蒸気の混合比、 $m_l(=\rho_l/\rho)$ は水分混合比、 L は水の潜熱、 C_p は定圧比熱、 R は大気の気体定数 (ただし、乾燥空気と湿潤空気とは区別しない)、 ϵ は定数で 0.622 である。 e_s は飽和水蒸気圧を表し、

$$e_s = 6.122 \exp \left\{ \frac{17.3(T-273.2)}{T-35.9} \right\} \dots\dots\dots (4)$$

により求める。ただし、 T は絶対温度である。

また、 Q は単位体積単位時間あたりの水蒸気相変化量、 r は大気の流れに相対的な降水強度、 u, v, w は流速のそれぞれ水平成分と鉛直成分である。

ここで、湿潤断熱過程とは、飽和した気塊が断熱膨張・圧縮を受ける過程をいい、水蒸気・水滴間の相変化にともなう潜熱の放出・吸収が存在するために、水蒸気を含まない乾燥断熱過程とは気温変化と圧力変化の関係が異なる。さらに湿潤断熱過程の前に設けられている「偽」という言葉によって、放出された潜熱が大気を暖めることだけを考慮し、大気中に存在する水滴を暖めることは無視することを示している。

この偽湿潤断熱過程に従って大気が膨張する場合、気塊の気温と気圧の間には、

$$\frac{dT}{dp} = (RT + Lm_s) / (pC_p + \epsilon L \frac{de_s}{dT}) \dots\dots\dots (5)$$

なる関係が成立する。一方、 e_s は T のみの関数、したがって、 m_s は T, p の関数であることから、

$$\frac{dm_s}{dt} = \left(\frac{\partial m_s}{\partial p} + \frac{\partial m_s}{\partial T} \frac{dT}{dp} \right) \frac{dp}{dt} \dots\dots\dots (6)$$

である。この2式を、

$$\frac{dm_s}{dt} = -\frac{Q}{\rho} \dots\dots\dots (7)$$

に代入することにより (3)式が得られる。

3.2 算定手順

3.1の基礎式の諸変数の内 r, m_l はレーダー情報より求める^{2),5)}。ここでは、ブライトバンドの存在する高度より下層において算定を行なうので、とりあえず水滴の粒径分布 $N(D)$ が Marshall and Palmer 分布⁶⁾、すなわち、

$$N(D) = N_0 \exp(-\Lambda(r)D) \dots\dots\dots (8)$$

$$\Lambda(r) = 41r^{-0.21} \dots\dots\dots (9)$$

$$N_0 = 0.08 \dots\dots\dots (10)$$

に従うものとする。ただし、 D は半径、 r は降水強度である。

また、 u, v の境界値および T, p, ρ は総観場の値を用い、 m_s, e_s は T, p, ρ から求める。すなわち、(3)式に必要な情報としての気温 T に、気塊そのものの気温ではなく総観場の値 T_0 を用いる。これは偽湿潤断熱過程を考慮していないということではなく、偽湿潤断熱過程に従う温度変化量およびそれともなう飽和混合比の変化量の算定式に存在する T に T_0 を代入するということであって、常に気塊の温度が総観場の値 $T_0(x, y, z)$ となるという仮定を設けているわけではない。すなわち、 m_s そのものの値を必要とするのではなく、その気塊の動きに沿った変化量を必要とすることから有効な近似であるといえる。

さて、最終的に u, v, w, Q が未知数となる。その算定手順を Fig. 2 に示す。図中の w_w, w_d は解を求

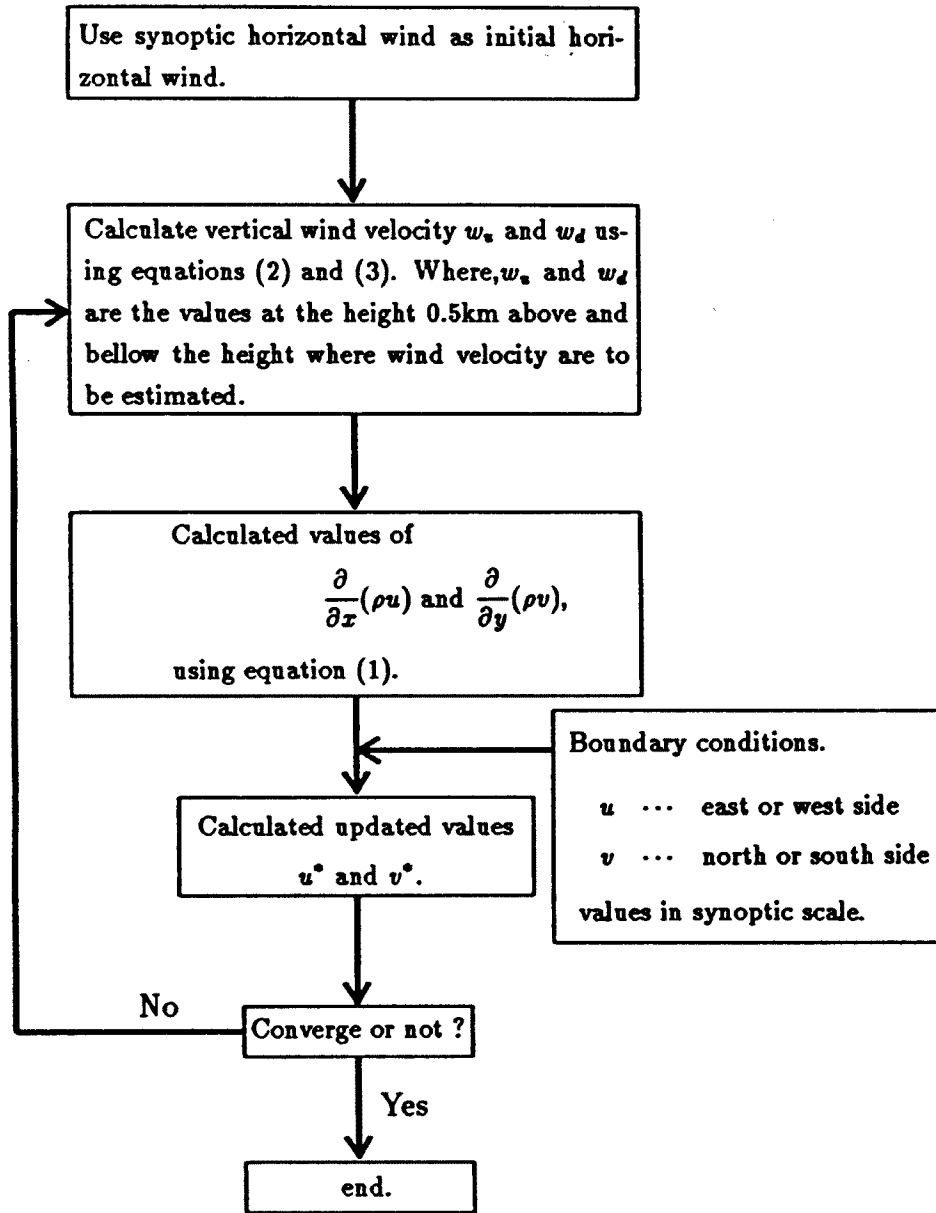


Fig. 2. Procedure of the calculation.

める高さのそれぞれ上下 0.5 km 離れた鉛直風速の値であり、微分はすべて中央差分で近似する。また、収束の判定としては、前ステップの u, v と更新値の u^*, v^* とが、すべての格子点において $\max_{xy} \{|u-u^*|, |v-v^*|\} < 10^{-6}$ を満たせば、解が収束したものと計算を終了する。このようにして得られた収束後の u^*, v^* を用いて、(2), (3) 式から求めた高度における鉛直風速 w と水蒸気相変化量 Q を求める。与えられた境界条件のもとでは、差分化した基礎式は u, v, w, Q の格子点値に関する連立 1 次方程式を成すので、収束解が局所解であることはない。

4 3次元ドップラーレーダーを用いた同時推定手法に関する時空間スケールの調査および検討

ここでは、建設省の所有するレーダーより細かいスケールで観測できる降雪観測用高速3次元ドップラーレーダーから得られるデータを用いて、文献2)の既に関連されている水蒸気相変化量推定手法およびここで提案する手法が有効となる時空間スケールを調査し、本手法が建設省の所有するレーダー雨量計に適用できるのか検討を行なう。

4.1 調査方法

既に関連され深山レーダー雨量計情報に適用されている水蒸気相変化量推定手法において用いられている基礎式、すなわち(2)式において $w=0$ とした

$$\frac{\partial m_i}{\partial t} + u \frac{\partial m_i}{\partial x} + v \frac{\partial m_i}{\partial y} = \frac{Q}{\rho} + \frac{\rho_w}{\rho} \frac{\partial r}{\partial z}, \dots\dots\dots (11)$$

$$\rho \frac{\partial m_i}{\partial t} + \rho u \frac{\partial m_i}{\partial x} + \rho v \frac{\partial m_i}{\partial y} = Q + \rho_w \frac{\partial r}{\partial z}, \dots\dots\dots (12)$$

としたものを用いて、平滑化のスケールに応じて各項の値を求めて調査を行なった。このように、両辺に ρ をかけたのは、 Q の単位に合わせるためである。

降雪観測用高速3次元ドップラーレーダーの観測水平分解能は0.25kmであることから

$$\Delta d = 0.25 + 0.5n \quad [\text{km}] \dots\dots\dots (13)$$

として、各格子点を中心とした Δd km四方内のデータを平均してその格子点の値とすることをここでは平滑化スケール n の平滑化と呼ぶことにする。ただし、ここで対象とした降雨の場合、時間的に平滑化できる程のデータの数が得られなかったので水平方向の空間平均のみで調査をする。すなわち、レーダー情報から得られる降水強度 r 、水分混合比 m_i の格子点 (i, j) での平滑化された値は、

$$r_n(i, j) = \sum_{l=i-n}^{i+n} \sum_{k=j-n}^{j+n} r(l, k) / (1+2n)^2 \dots\dots\dots (14)$$

$$m_{in}(i, j) = \sum_{l=i-n}^{i+n} \sum_{k=j-n}^{j+n} m_{in}(l, k) / (1+2n)^2 \dots\dots\dots (15)$$

により得られる。建設省のレーダー雨量計の水平分解能が3km×3km程度であることから、その平滑化のスケールは $n=5$ または $n=6$ となる。さらに、既に関連され建設省の所有する深山レーダー雨量計に適用されている水蒸気相変化量推定手法においては15km四方の r 、 m_i の平均値が用いられているので、その平滑化のスケールは $n=29$ または $n=30$ となる。

4.2 調査結果およびその考察

1988年7月17日の強雨域の異なるに2地点に関して、ブライツバンドの影響の及ばない高度3kmの(12)式各項の値を種々の平滑化のスケールに応じて求めたのがFig.3である。ただし、総観場の u 、 v 、 ρ はレーダーサイトの上空の高層観測データを用いて行なった。

座標軸は、横軸を平滑化のスケール n (MSNと記してある)、縦軸を各項の値とした。また、短波線が $\rho \partial m_i / \partial t$ の項を、一点鎖線が $\rho u \partial m_i / \partial x$ 項を、中破線が $\rho v \partial m_i / \partial y$ の項を、長波線が $\rho_w \partial r / \partial z$ の項を、3点鎖線が Q をそれぞれ示している。

平滑化のスケール n がおおよそ25($\Delta d=12.75$ km)より大きいと Q と $\rho_w \partial r / \partial z$ の絶対値がほぼ等しく、他の項の影響が小さいのに対して、平滑化のスケール n がおおよそ25より小さくなると、 Q と $\rho_w \partial r / \partial z$ の絶

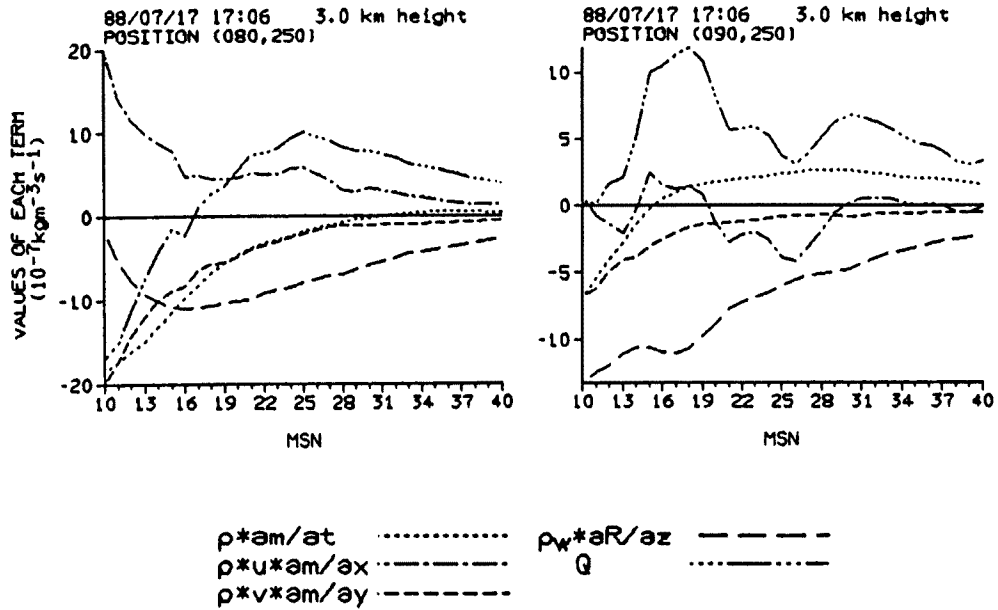


Fig. 3. Values of each term in the basic equation(12) for various scales of averaging. The symbol MSN is equivalent to n in equation(14), (15) (a) and (b) correspond to heavy rainfall at different points).

対値は次第に一致しなくなり、相対的に他の項の影響が大きくなることわかる。また、 $\rho \partial m_i / \partial t$ の項の値が全般的に小さくない。ところが、既に開発されている水蒸気相変化量推定手法においては、対応する平滑化スケールにおいては、 $\rho \partial m_i / \partial t$ 項の値は他の項と比べて相対的に小さいと報告されている²⁾。原因としては、本論文において使用しているデータの空間分解能と時間分解能とに釣合が取れてないこと、すなわち、空間的には非常に細かいデータを使用しているのに対し、時間的には5分間隔という建設省のレーダーデータと同じ時間分解能のデータを使用していることから生じている。

以上より、平滑化のスケール n が小さい場合、移流項の絶対値が大きくなるので、3. で述べた方法において、水平風速 u, v に対して、算定される w, Q の感度が良くなり、最終的に算定される水平風速は総観スケールの値とは大きく異なるので実現象に近い水平風速になることが期待される。さらに、建設省のレーダーデータに関しても、平滑化のスケール n の値を小さくすれば適用できるといえる。

逆に、平滑化のスケール n が大きくなると、 $Q, \rho_w \partial r / \partial z$ 項に比べて、移流項の絶対値が相対的に小さくなるので、水平風速 u, v に対して、 w, Q の感度が悪くなり、最終的に算定される水平風速は総観スケールのものとあまり異ならないものと考えられる。すなわち、移流項に比べて $\rho_w \partial r / \partial z$ 項が大きくなるような平滑化スケールにおいては、3. で述べた同時推定手法の結果は、既に開発されている水蒸気相変化量推定手法と同じになると期待される。したがって、水蒸気相変化量推定手法において用いられている平滑化スケール (15 km × 15 km, $n = 29, 30$) においては、総観場の水平風速を用い、 $w = 0$ としていることは妥当であり、 u, v, w の与え方に矛盾しない有効なスケールであるといえる。

5 3次元ドップラーレーダー情報への適用結果

ここでは諸変数の内、総観場の値を用いるものについてはすべてレーダーサイト上空における高層観測データの値を使用する。ただし、すべて水平面内では一定とし鉛直方向にのみ変化するとする。ここで用

いたデータは、1988年7月17日17時1分、同6分、同11分に降雪観測用高速3次元ドップラーレーダーにより観測されたエコー強度データである。そして、ブライトバンドの影響とグラウンドクラッターの影響がないよう考慮して3 km高度において算定を行った。また、境界条件を与える位置は、風向と雨域の位置を考慮に入れて、西端および南端として算定した。

Fig. 4 (等値線は20, 30, 35, 40, 45, 50, 55[dBZe])は対象としている降雨のエコーの強度分布図で、(a)~(f)は、平滑化スケール $n=0, 5, 10, 15, 20, 30$ において平滑化されたものにそれぞれ対応してい

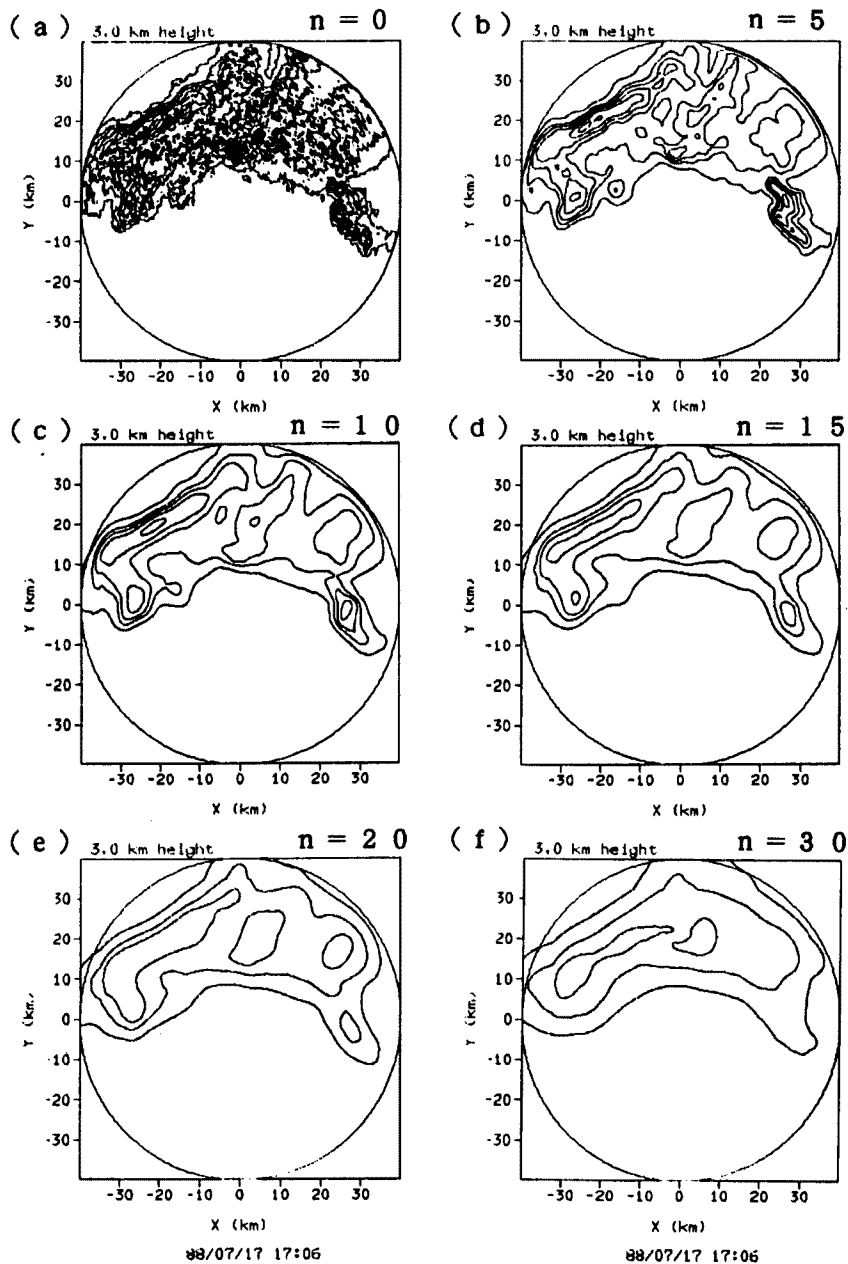


Fig. 4. Horizontal distributions of radar reflectivity detected by the doppler radar for various scales of averaging n .

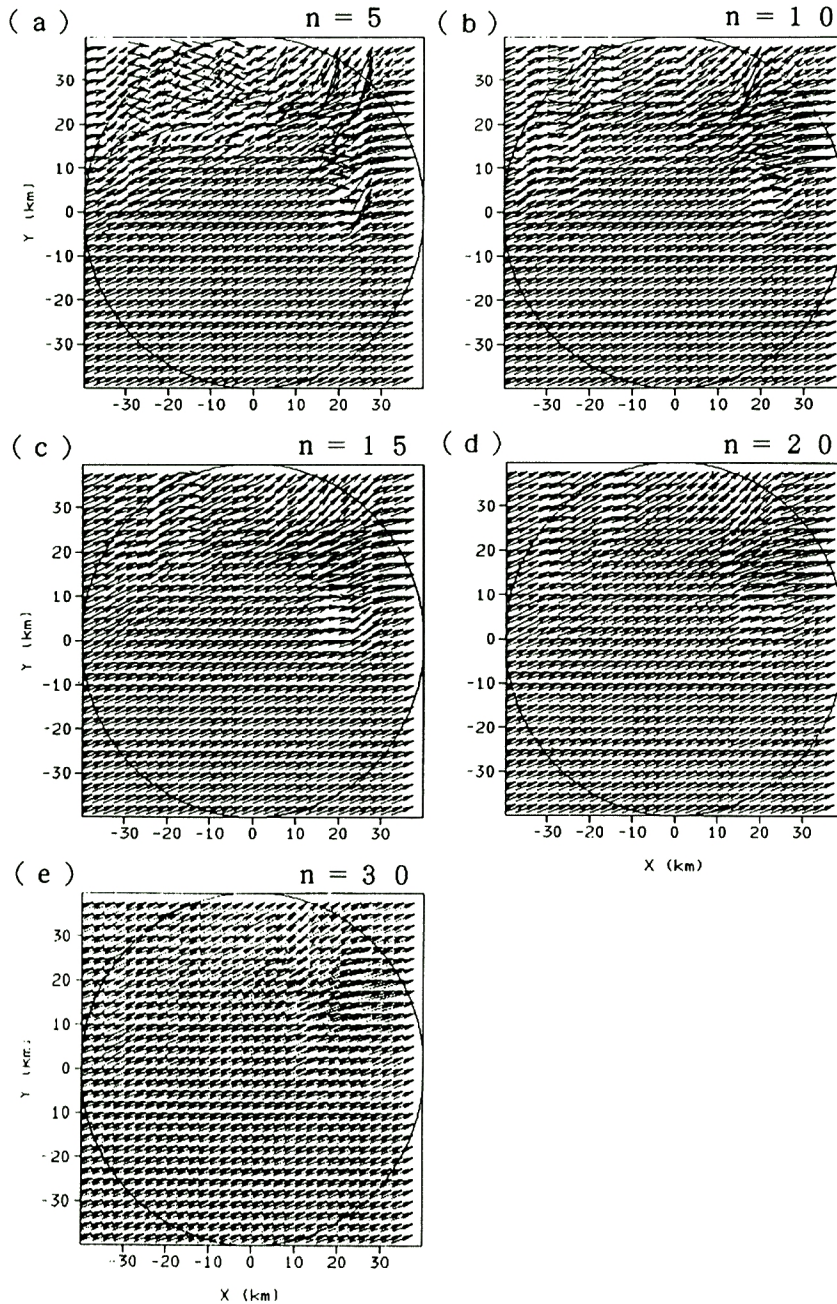


Fig. 5. Distributions of horizontal wind estimated from reflectivity for various scales n .

る。また、Fig. 5は、本論分で提案している手法により得られた水平風速の算定結果である。(a)~(e)は、それぞれ平滑化のスケールが $n = 5, 10, 15, 20, 30$ の時のものである。 $n = 0$ での水平風速の算定結果がないのは、本ケースの場合、3. で述べた収束計算において収束しなかったからである。(a)は $n = 5$ 、すなわち建設省のレーダーの分解能である $3 \text{ km} \times 3 \text{ km}$ に対応しており、(e)は $n = 30$ 、既に開発されている水蒸気相変化量推定手法において行なわれている平滑化のスケールに対応している。

これらの水平風速の算定結果からは、平滑化のスケールが大きくなるほど風速の乱れが小さくなってい

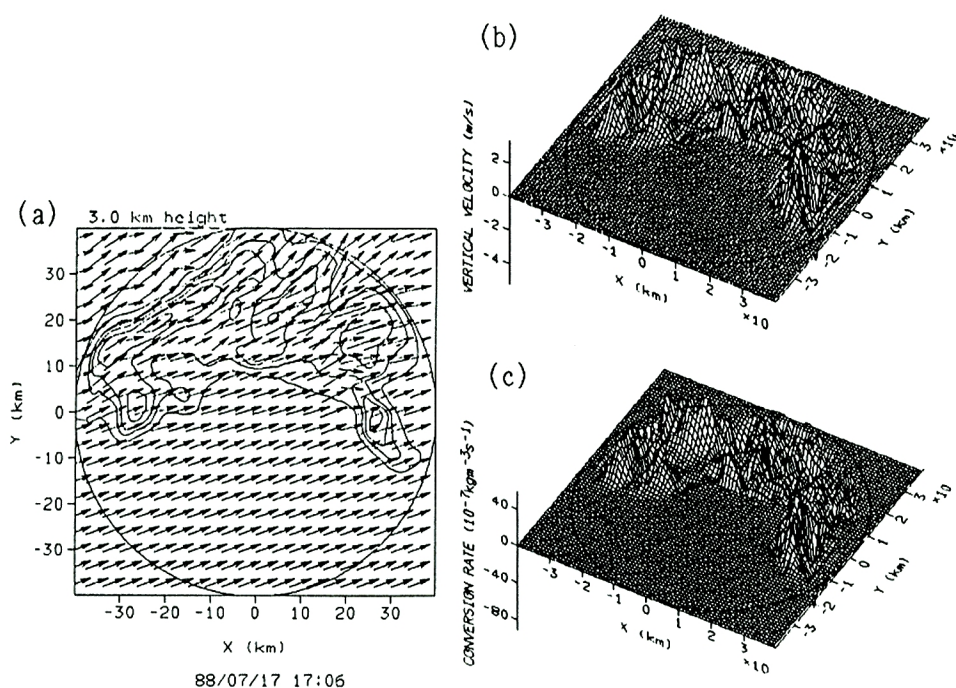


Fig. 6. Results calculated by our method (averaged scale n equals to 10). ((a): Estimated distribution of horizontal wind with reflectivity, (b): horizontal distribution of vertical velocity, (c): horizontal distribution of conversion rate).

くことがわかる。(e) ではほぼ一様な水平の風速といえる。すなわち、総観場の風に近くなっている。従って、4. で述べたように、既に開発されている水蒸気相変化量推定手法において用いられている平滑化のスケールにおいては u, v, w の与え方は妥当である。さらに、平滑化のスケールが $n=5$ の算定結果である (a) を見ると、一様でない水平風速が算定されており、このことは、建設省のレーダーデータにもここで提案している同時推定手法が適用できることを示している。

次に、Fig. 6 の (a) は水平風速の算定結果にレーダーエコーの強度分布を重ねたもので、ベクトルの長さは時速の10分の1を表わしている。(b), (c) はそれぞれ鉛直風速、水蒸気相変化量の算定結果を3次元的に表示したものである。これらは平滑化のスケール $n=5$ 、すなわち、5.25 km 四方内の r, m_i のデータを平均して平滑化したものを用いた 3 km 高度に対する結果である。

(b), (c) を見ると水蒸気相変化量 Q と鉛直風速 w の分布形態はまったく同じで、鉛直方向の風が上昇しているところでは Q は正、すなわち水蒸気が水分に変化しており、下降しているところでは負となっている。これは3. の仮定による。また、定量的には、本ケースは対流圏界面まで発達したかなり強い対流性降雨であり w に関してみれば平滑化のスケールからみてもみても妥当である。さらに、 Q のオーダーが、既に開発し建設省深山のレーダーデータに適用されている水蒸気相変化量推定法²⁾による算定結果と一致しており妥当な値といえる。

Fig. 7 は2. で述べた RHV 走査モードにより観測されたエコー強度の分布図である。ただし、レーダーサイドを通り、北北西と南南西を結ぶ鉛直面内での17時9分の分布図である。この図の左部分に存在するかなりの高度まで伸びている強エコーの部分は、すでに示した水平面内におけるエコー強度の分布図で確認されるレインバンドに対応しており、その右側の高さ5 kmの所に帯状のブライトバンドが存在していることがわかる。

また、Fig. 8 は同時刻、同断面内のドップラー速度の分布を表わしたものであり、色が濃くなるにつれてレーダーのビーム走行線に沿って降水粒子がレーダー方向に近づいていることを、また、色が薄くな

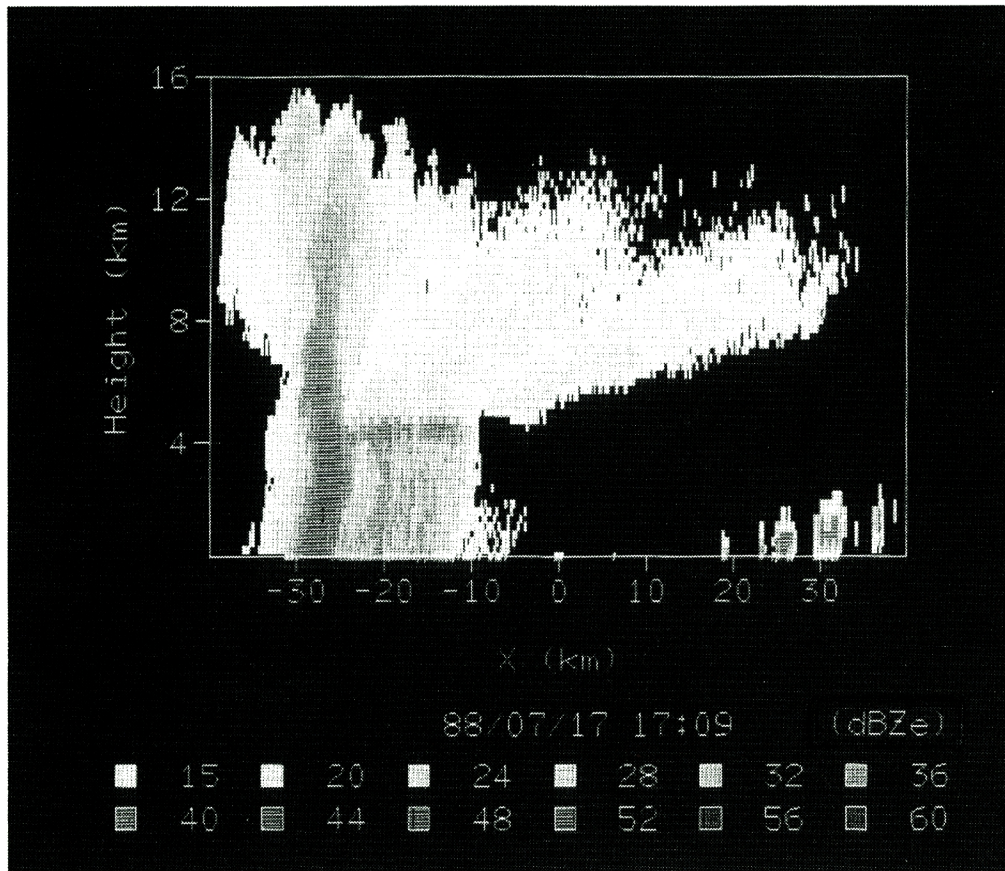


Fig. 7. Radius-height cross section of reflectivity.

るにつれて速さかっていることを示している。この図から、全体として雨域が左から右へと移動していることがわかる。しかし、下層2 km以下の高度において、x軸の-5 kmから-20 kmのあたりにかけてレーダーサイトから遠ざかる風速が観測されているのがわかる。x軸の-30 kmあたりに存在する強降水域の下層ではレーダーサイトに近づく風速が観測されている。これらのことから、レーダー方向から吹いてくる風速を示している薄い灰色の部分の三角形の形をしていることを考慮に入れると、強降水域を下降してきた大気がこのあたりで地表面にぶつかることにより四方に分散して、そのうちレーダーサイト方向に進む大気が、レーダー方向から流れてくる風の下に潜り込み、レーダーサイトからの湿潤空気を押し上げているものと推定される。もともと、強雨域では上空の降水粒子が下降流をともなって下降する際に、中層から流入する乾燥空気によって蒸発し、その潜熱のため下降流がさらに冷却されることになる。本ケースは、その重たい空気が湿潤空気の下に潜り込むという対流性の降雨の状態を表わしているものと考えられる。また、濃い灰色と薄い灰色の境目は、陣風線と考えられる。これを模式図にしたのが Fig. 9 である。

Fig. 10(等値線は20, 30, 35, 40, 45, 50, 55[dBZe]) の (a), (b) は (c) の黒線上の鉛直断面内におけるレーダーエコーの強度分布と風速分布を示したものである。この図より、鉛直方向に伸びている強エコー部(網かけ部分周辺)で下降流が、右側では上昇流が見られる。これは、レーダーエコーとドップラー速度から推定した本ケースの下層風の状況の模式図である Fig. 9 と比べても、現象をよく説明付けている良好な算定結果といえる。

以上のことから、ここで提案している同時推定手法により、風速と水蒸気相変化量が定性的・定量的の両面から満足いく結果が得られた。

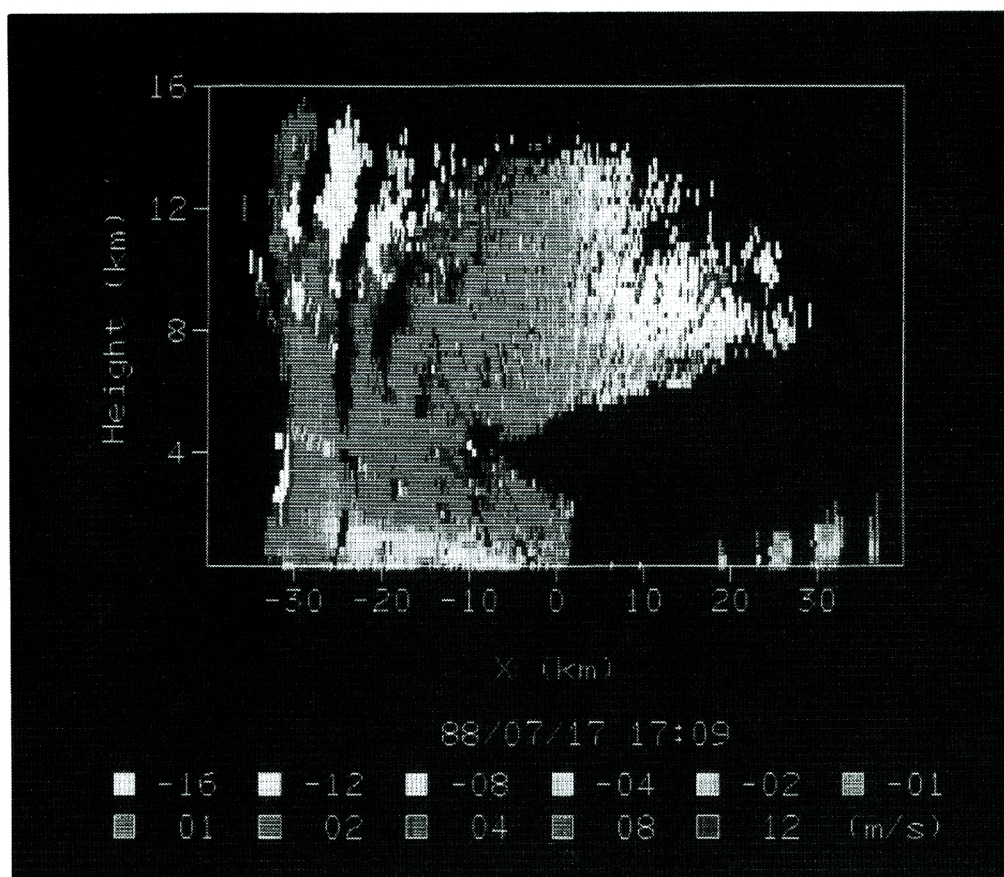


Fig. 8. Radius-height cross section of doppler-derived velocity along beam lines.

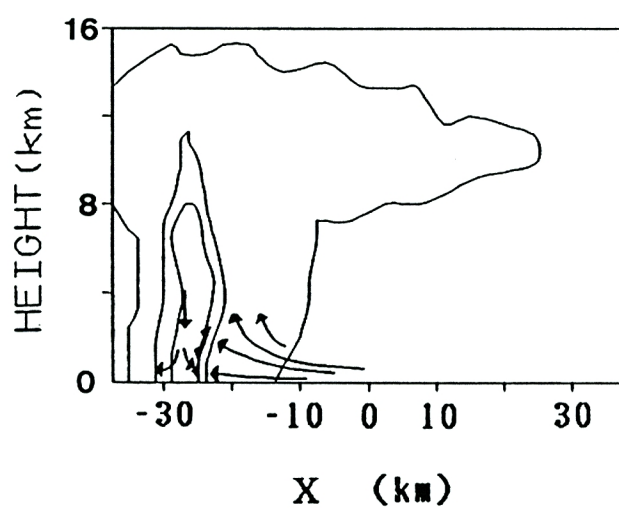


Fig. 9. A schematic of the relation between wind and reflectivity estimated from Fig. 7 and Fig. 8.

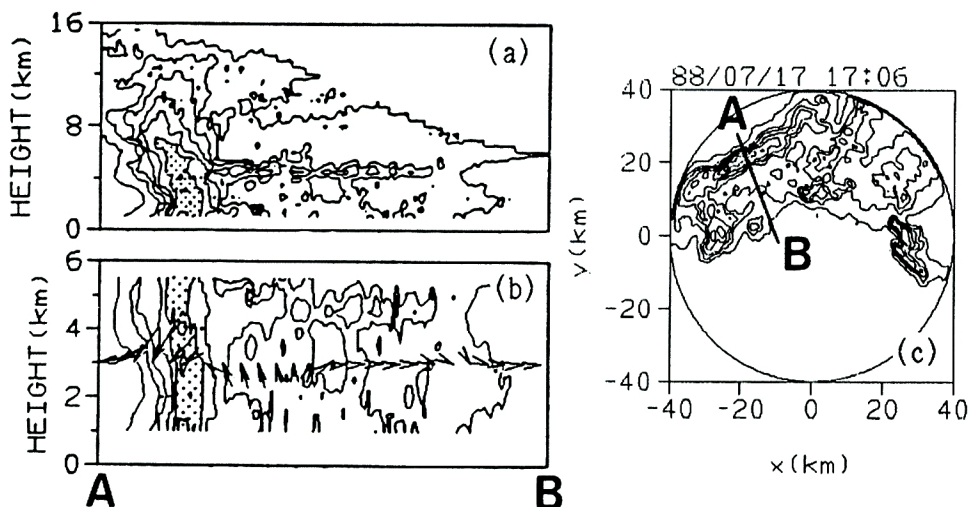


Fig. 10 Radar reflectivity and estimated distribution of wind velocity in the vertical cross section.

6 建設省深山レーダー雨量計情報への適用結果

4. の調査結果に基づき, 3. で示した手法を適用した。 r , m_i は, ブライトバンドによる推定誤差をできるだけ小さくするために改良を加えた算定手法²⁾によって推定した。さらに, 平滑化を行なわなかったため, 4. で述べた平滑化スケール n が $n=5, 6$ の大きさの場合に対応する。算定の際に用いる総観場の値は, 既発表の方法⁵⁾によって算定したものをを用いた。

Fig. 11 は高度 3.5 km における水平風速の算定結果である。(a) は水蒸気相変化量の算定結果で, 等値線は, 絶対値が $1, 2, 4, 8, 16 \times 10^{-7} [\text{kg}/\text{m}^3\text{s}]$ について示してあり, 実線が正值を表し, 破線が負値

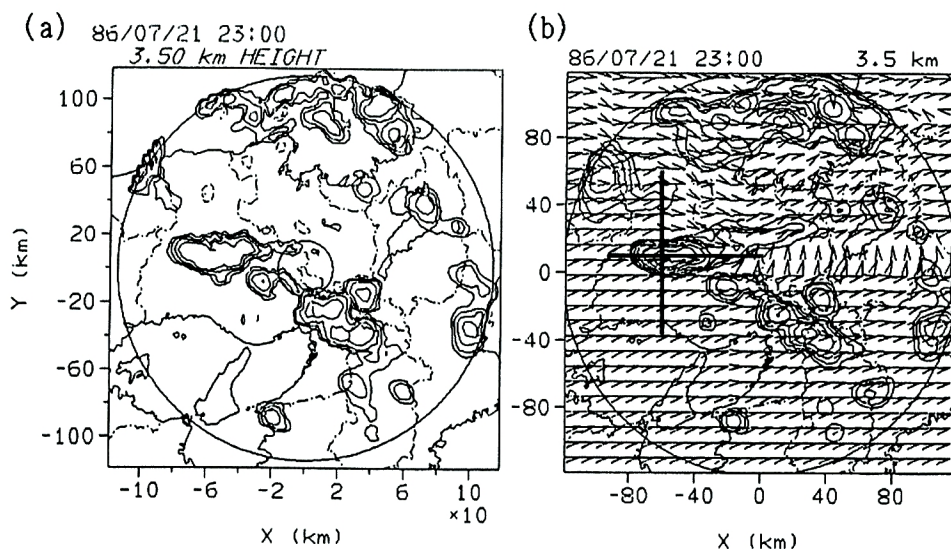


Fig. 11. Distribution of conversion rate and horizontal wind estimated from reflectivity detected by the Miyama Radar Rainguage ((a): conversion rate, (b): horizontal wind with reflectivity).

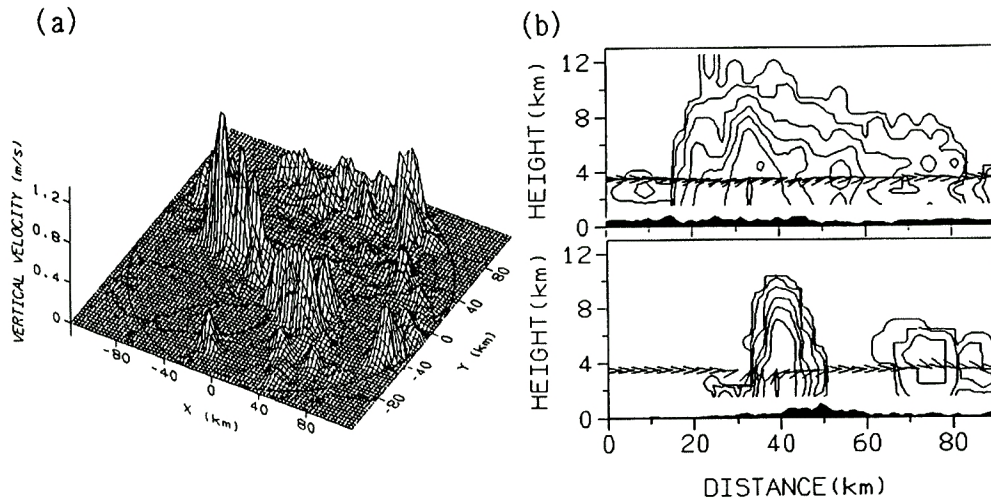


Fig. 12. Distribution of vertical wind estimated from reflectivity detected by the Miyama Radar Rainguage (a): horizontal distribution, (b): vertical cross section of wind and reflectivity along a north to south line and a east to west line. These lines correspond to the lines illustrated in Fig. 11(b).

を表す。若干の蒸発域が算定された以外は、文献2)の方法による同じ平滑化スケールの算定結果とほとんど同じである。一方、(b)は算定した水平風速を算定に用いた r の等値線(1, 2, 4, 8, 16, 32, 64[mm/h])とともに示してある。境界条件に依存はするものの、総観場の水平風速からのずれが算定されている。Fig. 12の(a)は鉛直風速の分布図であり、5.と同様 Q の正負に w の正負が依存している。算定値は高分解能レーダーでの同じ平滑化スケールの結果よりも若干小さいが、平滑化スケールからみて妥当な値といえる。

また、Fig. 12の(b)は兵庫県中央部上空に存在する対流性降雨の東西および南北の鉛直断面内(断面の位置はFig. 11の(b)参照)における平滑化されていないエコー強度分布と算定された風速分布である。平滑化スケールが5.より大きいため、強雨域での下降流は算定されていないが、対流性降雨に向かう上昇流、特に南北断面の分布では5.と同様、下層水蒸気の流入(上流)側にあたる対流性エコーの南寄りに上昇流が算定されている。

このように、算定された値は、定性・定量の両面から良好なものであり、3.の手法を広範囲の観測領域を有する建設省の3次元レーダーにも適用可能であることが明らかとなった。

7 ドップラー風速を用いた精度調査

5.において用いたデータとは別の時刻において、2台のドップラーレーダーにより同時観測されて得られたドップラー速度のデータを用いる。1台のドップラーレーダーからは、ビーム走査線方向の粒子移動速度が得られ、さらに、2台のレーダーで同時に観測することにより水平風速が算定される。その観測結果から水平風速が推定されている時刻、領域に関して、3.で述べた方法によって、エコー強度の分布から風速を算定し、比較することによりその精度を調査した。ただし、同時観測で得られた水平風速の時刻は5.で用いたデータの17日20時27分のものであり、したがって、9分、15分、20分のエコー強度データから、15分での風速を算定し調査を行った。また、 r 、 m_i に関しては、平滑スケール $n=0$ におい

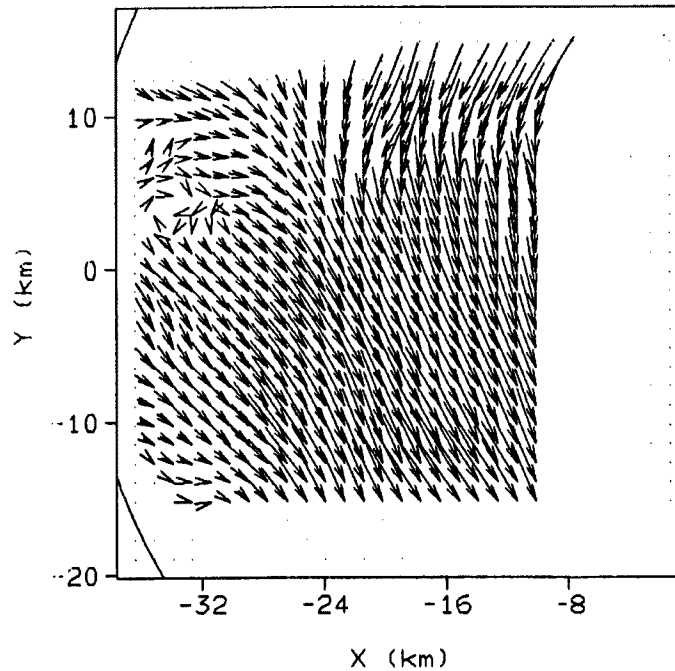


Fig. 13. Estimated distribution of horizontal wind based on dual dopplar radars observation.

て収束したので平滑を行っていない。

Fig. 13 は、北海道大学大低温科学研究所および気象研究所の所有するドップラーレーダーのドップラー観測から石原らの方法⁷⁾により石原らが推定した水平風速の分布であり、これを観測値と呼ぶことにする。そして、Fig. 14(a) は、3. で述べた方法により、同時観測の結果から水平風速が推定されている領域において算定した水平風速の分布であり、(b) は南北の鉛直断面内における風速の様子を示したものである。ただし、Fig. 14 の算定には、観測値の u を東端の境界条件、 v を北端の境界条件として用いた。

鉛直風速に関しては、5. において述べたことと同じ良好さで算定されている。さらに驚くことは、観測値を境界条件だけにしか用いてないにも関わらず、エコー強度のみからこれだけ精度良く水平風速が算定できることである。すなわち、水平風速の境界条件が得られれば、ドップラー観測によるものに近い精度で、エコー強度から水平風速が推定できることになる。さらに、調査は必要ではあるものの、たとえ細かな境界値が利用できなかったとしても、偽湿潤断熱過程を用いて鉛直速度、水平収束を推定してから水平風速を算出しているので、ドップラー観測による水平速度から水平収束を算定し、その上で下端からの積分によって推定される鉛直風速と同程度あるいはそれ以上の精度で鉛直風速が算定できる可能性があるといえる。もちろん、ドップラー観測の水平速度を本推定手法の (u, v) として用いて鉛直風速を算定すれば、水平収束の下方からの積分による推定値に比して精度が良くなる可能性がある。

今後、さらに細かな調査として、収束量の調査や、境界条件の与え方による影響の調査などを行い、ここで用いている仮定、すなわち、等方水平収束の仮定、算定の際に用いる高度の仮定などの調査を行っていく予定である。

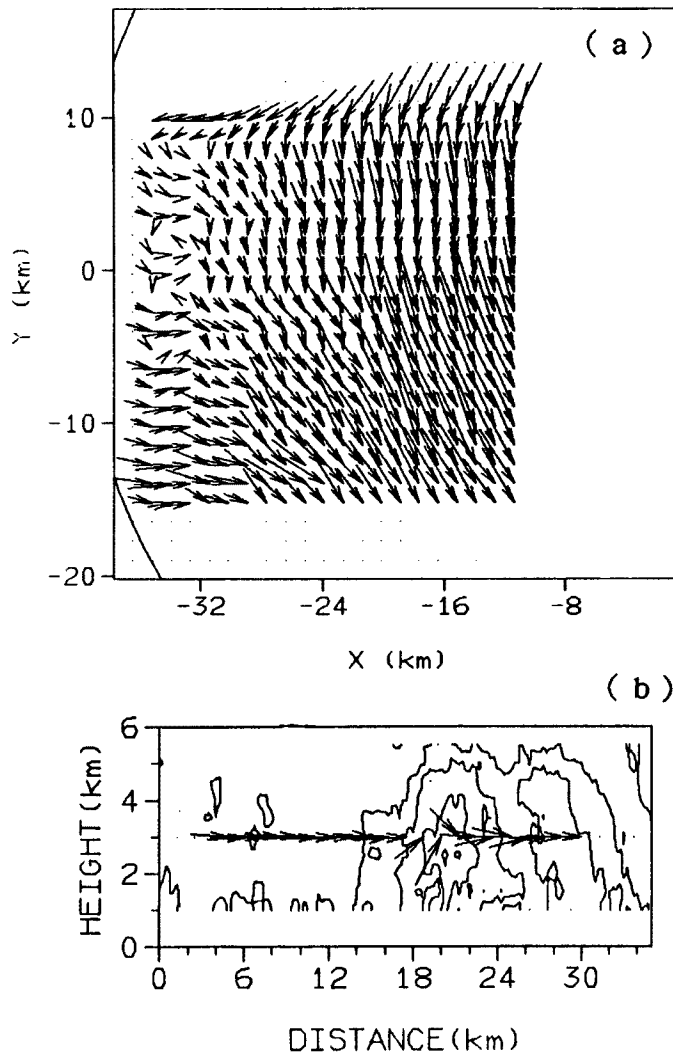


Fig. 14. Distributions of wind velocity estimated from reflectivity by our method ((a): distributions of horizontal wind, (b): vertical cross section of wind and reflectivity).

8 結 論

以上、算定結果は定性・定量の両面からかなり現象を説明付けるものであり、3次元レーダーによるエコー強度の情報から新たな情報が得られるようになった。特に、精度調査においては、観測値を境界条件だけにしか用いてないにも関わらず、エコー強度のみからこれだけ精度良く水平風速が算定された。すなわち、水平風速の境界条件が得られれば、ドップラー観測によるものに近い精度で、エコー強度から水平風速が推定できることになる。さらに、調査は必要ではあるものの、たとえ細かな境界値が利用できなかったとしても、偽湿潤断熱過程を用いて鉛直速度、水平収束を推定してから水平風速を算出しているので、ドップラー観測による水平速度から水平収束を算定し、その上で下端からの積分によって推定される

鉛直風速と同程度あるいはそれ以上の精度で鉛直風速が算定できる可能性がある。もちろん、ドップラー観測の水平速度を本推定手法の (u, v) として用いて鉛直風速を算定すれば、水平収速の下方からの積分による推定値に比して精度が良くなる可能性がある。

今後は、これらに関して調査を進めて行くとともに、この新たな情報を水収支、熱収支を考慮した不安定場のモデル化や推定、さらには、衛星情報に適用して、生かして行くかが課題となる。

最後に、レーダーデータは北大低温科学研究所および建設省淀川ダム統合管理事務所から、ドップラー観測による水平風速の推定値は気象研究所から提供いただきました。また、その際、名古屋大学藤吉康志助教授、気象庁石原正仁様からは、データ利用に関するコメントを頂戴しました。ここに、心から謝意を表します。

参考文献

- 1) 中北英一・山浦克仁・椎葉充晴・池淵周一・高棹琢馬：3次元レーダー情報を用いた降雨生起場の推定と短時間降雨予測手法の開発，京都大学防災研究所年報，第33号B-2，1990，pp.193-212.
- 2) 中北英一・椎葉充晴・池淵周一・高棹琢馬：3次元レーダー雨量計情報の利用の関する基礎的研究(Ⅲ)：京都大学防災研究所年報，第32号B-2，1989，pp.351-361.
- 3) 藤吉康志・遠藤辰雄・山田知充・若濱五郎：降雪観測用高速三次元ドップラーレーダー，低温科学物理篇，第45輯，1986，pp.134-137.
- 4) 中北英一・筒井雅行・池淵周一・高棹琢馬：3次元レーダー情報に関する基礎的研究，京都大学防災研究所年報，第30号B-2，1987，pp.265-282.
- 5) 中北英一・椎葉充晴・池淵周一・高棹琢馬：3次元レーダー雨量計情報の利用に関する基礎的研究(Ⅱ)，京都大学防災研究所年報，第32号B-2，1988，pp.231-240.
- 6) Marshall, J. S., and, W. Palmer: The Distribution of Raindrops with Size, J. Meteorol., Vol. 5, 1948, pp.165-166.
- 7) 石原正仁・榊原 均・柳沢善次・松浦和夫・青柳二郎・今泉孝男：2台のドップラーレーダーによって観測された関東地方の雷雲の内部構造，天気，Vol. 34, pp.321-332.