

3次元レーダー情報を用いた広域3次元風速場の推定

中北 英一・村田 憲泰

ESTIMATION OF THREE-DIMENSIONAL WIND VELOCITY IN WIDE AREA USING THREE-DIMENSIONAL DISTRIBUTION OF RADAR REFLECTIVITY

By *Eiichi* NAKAKITA and *Noriyasu* MURATA

Synopsis

We apply a method of estimating three-dimensional wind velocity using reflectivity information proposed by Nakakita et al. (1991) to a wide area which covers almost Japanese Archipelago heading to the coming application into the information from spaceborne radars.

In applying this method into the wide area, we must pass through two problems, one is roughness of the time interval of observations by spaceborne radar and another is that no information on three-dimensional distribution of radar reflectivity will be available before an actual spaceborne radar will be launched. Regarding the former problem, we ignore the temporal variation in a basic equation, and regarding the latter one, we roughly estimate three-dimensional information using horizontal distribution of precipitation intensity which is estimated from GMS data.

After applying this method into a wide area, the assumption of isotropic convergence has changed into the assumption of non-rotational flow so that it could have clearer physical meaning although we know that it would not be reasonable in wide area.

1. 序 論

近年、世界各地でエルニーニョ現象等の異常気象や地球規模の気候変動が人類の生活に与える影響が増大しており、そのため地球規模での気候変動の解明が重要課題となってきた。しかし、気候変動の解明において、重要な位置を占める降水に関しては、日本などの先進国においては地上レーダーによる観測網は完成されたとはいえ、気候変動に重要な影響を及ぼす熱帯域などにおいてはその観測点は少なく、現在のところ地球規模での降水分布を直接得ることは不可能である。このような現状を打破するために、熱帯地方の降水観測を目的として TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) 計画等、人工衛星に降雨レーダーを搭載して、全地球規模の降雨観測を行う計画が種々発表されている。

一方、短時間降雨予測に関しては、種々の手法が提案されてきたが、未だ数時間先までの予測を精度良く行うことは非常に困難である。そこで前報告では、降雨予測を精度良く行うには、降水へのインプットである水蒸気の情報が必要不可欠であるという観点に立ち、3次元レーダー情報から、水蒸気相変化量とメソβスケールでの風速とを同時に推定する3次元風速と水蒸気相変化量の同時推定手法を開発した¹⁾。

以上を土台に、本論文は、地球規模のレーダー情報である衛星搭載降雨レーダーによる観測データに対

し、3次元風速と水蒸気相変化量の同時推定手法を適用することを目的とする。これによって、これまで開発されてきた短時間降雨予測手法に対して広領域の鉛直風速・水蒸気相変化量を取り込むことが可能になるばかりか、地球規模での風速分布、水蒸気相変化量分布および潜熱放出量分布といった地球規模の大気循環・水循環を推定することが可能となると考えられる。

ただし、本論文では、衛星搭載降雨レーダーが未だ打ち上げされておらず実データが存在しないため、それに代わる情報として、気象庁気象衛星センターで開発された「降水強度指数」と呼ばれる日本全域を覆うような降水強度の水平分布²⁾から推定したエコー強度の3次元分布を利用し、広領域データという特性そのものが算定結果に及ぼす影響について調査する。

すなわち、まず3次元レーダー情報を用いて、降水強度の水平分布から、本手法に必要な情報としてのエコー強度の3次元分布の推定を行うとともに、本手法に広領域データを適用する際の問題点に関しても調査、検討を行う。その上で、推定したエコー強度の3次元分布に本手法を適用し、その算定結果の有効性についての検討を行う。さらに、本手法をベースにして、新たに渦無し流れという物理的根拠を包含した手法を提案し、推定したエコー強度の3次元分布に対し適用を試みる。

なお、本論文で用いた降水強度指数データは1985年6月下旬の降水に関して推定されたものであり、エコー強度データはその同時期に建設省深山レーダー雨量計で観測されたものである。

2. 推定手法の概要

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、

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

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

偽湿潤断熱過程を考慮した飽和水蒸気量の保存式

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

を基礎式として、降水の存在する領域に対して適用する。また、基礎式における諸変数については Table. 1 に示す。

本手法に必要な情報としての、水分混合比 m_t および大気の鉛直流れに相対的な降水強度 r の3次元分布は、エコーの3次元分布から推定し、気温 T 、気圧 p 、密度 ρ については総観場の値を用いる。与えた水平風速の境界条件のもとで差分表現すれば、上記の式系は連立1次方程式系をなし、これを解くことによって、3次元風速 (u, v, w) 、水蒸気相変化量 Q を同時に算定することができる。

また、算定手順に関しては、前報告¹⁾同様、以下の手順に従って解を算定する。

- (1) 初期値としての水平風速分布を与える。ただし、繰り返し計算の初めには総観場の様な風を与える。
- (2) 最終的に解を得たい高度 z_c の上下 $\Delta/2$ の2高度に関し、偽湿潤断熱過程のもと、水分及び水蒸気の保存式から鉛直風速 w および水蒸気相変化量 Q の水平分布を求める。
- (3) 得られた2高度の w の水平分布から高度 z_c での $\partial w / \partial z$ を算定し、 $\text{div}(u, v)$ の水平分布を求める。
- (4) u, v に関して境界値を与え、等方水平収束の仮定に基づき、(3)で得られた $\text{div}(u, v)$ の水平分布から更新値としての (u, v) の水平分布を求める。

Table 1. Variables in basic equations

Symbol	Definition
ρ	density of dry air
ρ_s	density of saturated air
ρ_w	density of liquid water
$m_s=(\rho_s/\rho)$	mixing ratio of saturated air
m_l	liquid water mixing ratio
e_s	saturation vapor pressure
Q	conversion rate of water vapor in a unit domain and a unit time
r	precipitation intensity relative to atmospheric flow
(u, v, w)	wind velocity
L	latent heat for liquid water
C_p	specific heat at constant pressure
T	air temprature
p	air pressure
ε	=0.622
R	individual gas constant for air

- (5) u, v の更新値が、前ステップのすべての格子点における u, v に対して収束条件を満たしていれば終了、そうでなければ、 u, v の更新値を(1)で与える水平分布とする。

本手法の基礎式、算定手順に関する詳細については、前報告に譲る。

3. 降水強度指数の概要

本論文では、前述したように、衛星搭載降雨レーダーによって観測される広領域の3次元エコー分布からの3次元風速の推定を目的としている。しかし、衛星搭載降雨レーダーは未だ打ち上げされておらず、その観測データが存在しないのが現状である。そこで、それに代わる情報として、気象庁気象衛星センターで開発された「降水強度指数」(SI: Satellite-derived Index of precipitation intensity)と呼ばれる日本全域を覆うような広領域に関して推定されている降水強度の水平分布²⁾を用いる。

降水強度指数は、気象庁デジタルレーダーによるエコー強度データを目的変数、静止気象衛星 GMS の1時間間隔の瞬時値(可視、赤外)を説明変数として重回帰分析を行い、得られた回帰式を最新の衛星データに適用することによって推定される。重回帰分析の結果得られる重回帰式(降水強度推定式)は、入力値となる衛星観測データがその観測時間によって異なるため、日中の可視、赤外データに対して用いられる「可視、赤外併用型」と夜間の赤外データに対して用いられる「赤外単独型」の2種類に分類される。「可視、赤外併用型」の降水強度推定式は、次式が用いられている。

$$P = a_0 + a_1 \cdot TBB + a_2 \cdot ALB + a_3 \cdot TBB^2 + a_4 \cdot TBB \cdot ALB + a_5 \cdot ALB^2 + a_6 \cdot TBB^3 + a_7 \cdot TBB \cdot ALB^2 + a_8 \cdot TBB^2 \cdot ALB + a_9 \cdot ALB^3 \dots \dots \dots (4)$$

ここで、 P は降水強度の推定値、 TBB は赤外輝度温度レベル値、 ALB は可視反射強度レベル値であり、 a_n は重回帰係数である。

また、「赤外単独型」の降水強度推定式は、次式が用いられている。

$$P = b_0 + b_1 \cdot TBB + b_2 \cdot TBB^2 + b_3 \cdot TBB^3 \dots \dots \dots (5)$$

ただし、 b_n は重回帰係数である。

上記の式により推定される降水強度指数は、緯度・経度で (26.41N, 116.40E), (18.02N, 143.37E), (49.81N, 143.37E), (38.95N, 154.49E) を四隅とする日本全域を覆う領域 (Fig. 1) について作成され、5 km の格子点間隔を持つ 700 × 300 の格子からなる斜軸ランベルト座標上の各格子点値として推定される。また、その降水強度の各格子点値は、圧縮形式で変換されており、そのレベルは、Table. 2 のような降水強度に対応する 0 から 9 までの 10 レベルで表わされている。

本論文において、このデータを用いる際には、その情報を定量情報として用いるために、各格子点における降水強度をそのレベルの中央値として取り扱うことにする。また、「赤外単独型」による降水強度の推定は、降水に伴う活発な積乱雲と無降水の上層雲の判別が困難となり、「可視、赤外併用型」による推定に比べてその精度が落ちると報告されている。そこで、本論文では「可視、赤外併用型」により推定された降水強度分布を用いた。

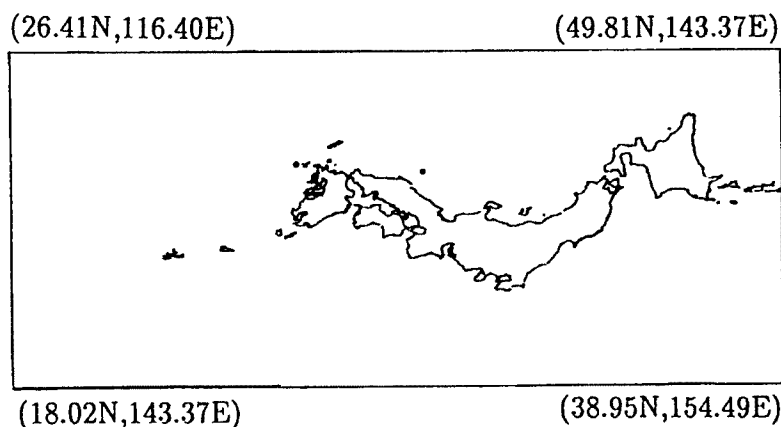


Fig. 1. Region over which Satellite-derived Index of precipitation intensity (SI) is available.

4. 3次元レーダー情報を用いた広領域データへの適用に関する検討

前報告では、北海道大学低温研究所の降雪観測用高速3次元ドップラーレーダー、建設省深山レーダー雨量計からの情報の本手法への適用を試み、その算定結果が定性・定量の両面から良好なものであることを示した。

しかし、本論文で適用を試みる降水強度指数 (GMS 情報) は、前報告で適用を試みたレーダー情報とかなりその性質が異なる。まず、3次元レーダー情報はその情報自体が、本手法に必要な情報としてのエコー強度の3次元分布 (以下、3次元エコー分布と呼ぶ) である。それに対して本論文で適用を試みる GMS 情報は、3. で述べたように降水強度の水平分布 (以下、2次元降水強度分布と呼ぶ) である。

また、得られる情報のスケールを比較すると、レー

Table 2. Correspondence between SI output level and precipitation intensity

Level	Precipitation intensity
0	0.0
1	0.0 < < 1.0
2	1.0 ≤ < 2.0
3	2.0 ≤ < 4.0
4	4.0 ≤ < 8.0
5	8.0 ≤ < 16.0
6	16.0 ≤ < 32.0
7	32.0 ≤ < 64.0
8	64.0 ≤ < 128.0
9	128.0 ≤

Dimension: mm/h

ダー情報の水平分解能が3 kmであるのに対して、GMS情報の水平分解能は5 kmと空間スケールはさほど差異はない。しかし、時間スケールに関しては、レーダー情報の時間分解能が5分であるのに対して、GMS情報の時間分解能が1時間と非常に大きい。また、本手法への適用を前提としている衛星搭載降雨レーダーに関しても、4 kmというかなり細かい空間分解能は望めるものの、時間分解能は数時間というかなり粗いものしか望めない。このため、基礎式中の時間微分項、具体的には(2)式中の $\partial m_i / \partial t$ の差分近似は意味を持たなくなると考えられる。

本章では、広領域の情報を本手法に適用する際に問題となる上記の2点に関して、具体的な方針を示した上で、深山レーダー情報を用いて、その算定結果への影響の調査、検討を行う。なお、ここで用いるデータは、1985年6月下旬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。

4.1 2次元降水分布の3次元化に関する検討

3次元レーダー情報や、適用を前提としている衛星搭載降雨レーダーからは、本手法に必要な情報としての3次元エコー分布が直接得られるのに対して、本論文で適用を試みるGMS情報からは、2次元の降水強度分布しか得ることはできない。しかし、中北・阿波田(1991)は、既往の降雨を用い下層の水平面の降水強度とその上空の降水強度の関係を調査することによって、2次元降水強度分布から3次元の降水強度分布を推定する手法を開発している³⁾。そこで、本節では中北・阿波田が開発した3次元降雨分布推定手法の概要を述べるとともに、実際に深山レーダー情報を用いてその妥当性を検討する。また、既往の3次元エコー分布と、3次元降雨分布推定手法より3次元化されたエコー分布を本手法に適用し、降水の3次元化が算定結果に及ぼす影響を調査する。その上で、GMS情報からの3次元エコー分布の推定方針について述べる。

4.1.1 降水の3次元化とその算定結果への影響

中北・阿波田は、既往の降雨を用いて下層の水平面の降水強度とその上空の降水強度の関係をそれらの散布図を用いて調査し、下層水平面内の降水強度 R_b とその上空 z km の降水強度 R_z がほぼ比例関係にあり、

$$R_z = \phi_z \times R_b \dots\dots\dots (6)$$

という単純な関係でおおよそ表現できることを示した。そして、この関係は下層水平内面レーダーエコー反射因子 Z_b とその上空 z km のレーダーエコー反射因子 Z_z についても成り立つと報告されている。すなわち、

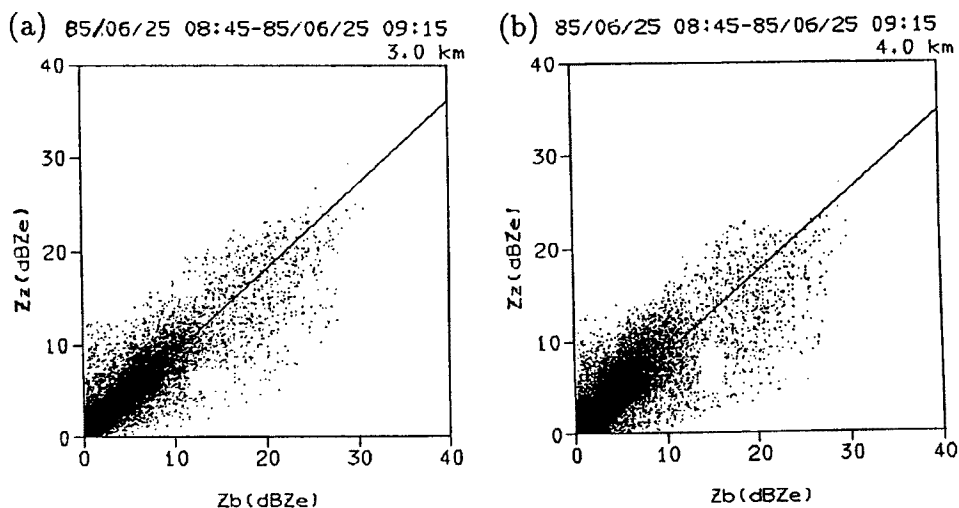


Fig. 2. The relationship between the reflectivity at 2 km height (Z_b) and the reflectivity at z km height (Z_z) ((a) $z = 3$ km, (b) $z = 4$ km). The straight line in each graph indicates the recurrent line about $Z_z = \phi_z \times Z_b$.

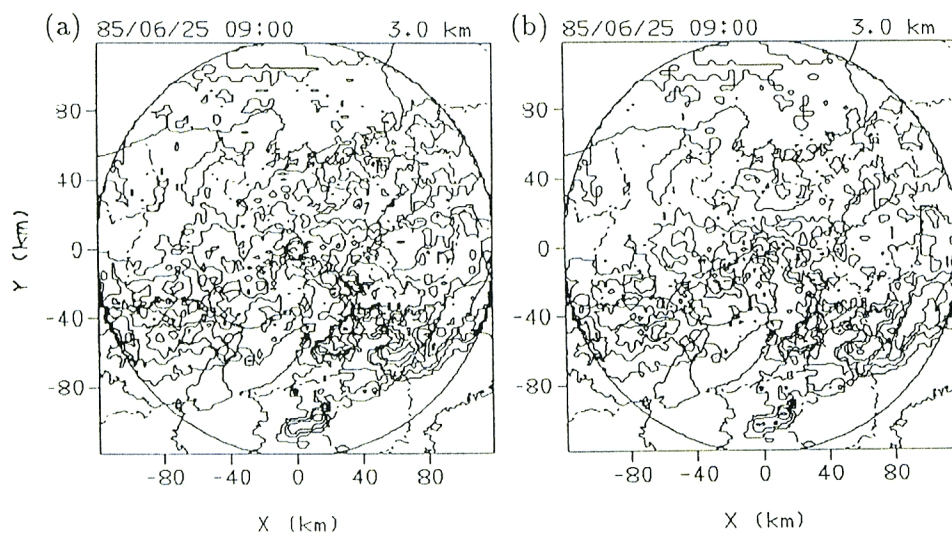


Fig. 3. Distributions of reflectivity at 3 km height estimated by our method (a) and observed by Miyama Radar (b). The contours correspond to 20, 30, 35, 40, 45, 50, 55 (dbZe).

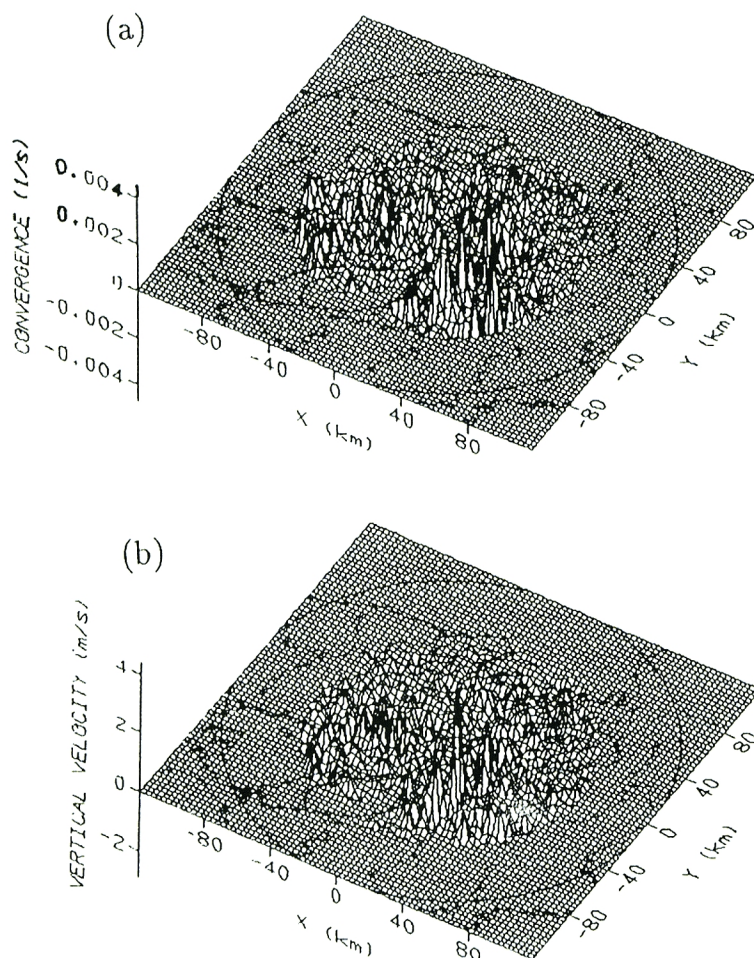


Fig. 4. Horizontal convergence (a) and vertical velocity (b) estimated using the observed reflectivity (Fig. 3 (b)).

$$Z_z = \phi_z \times Z_b \dots\dots\dots (7)$$

Fig. 2 は、1985年6月25日8時45分から9時15分までの5分おきの降水について、2 km 高度の水平面におけるエコー Z_b を横軸に、その上空の高度 z km (3, 4 km) におけるエコーを縦軸にとって、すべての格子点についてプロットした散布図である。また、図中の直線は(7)式による回帰直線である。この図から、散布図は各高度ともに回帰直線付近に集中して分布し、(7)式の妥当性を示している。**Fig. 3(a)** は下層水平面高度を2 km として(7)式によって回帰し、得られたパラメータ ϕ_z を用いて推定した高度3 km のエコー分布である。また、**Fig. 3(b)** は同時刻に観測された同高度のエコー分布である。双方の分布形態は非常によい対応を示しており、本手法に必要な r, m_1 の空間微分を推定するには十分であると考えられる。

次に、レーダーによって観測されたエコー分布 (**Fig. 3(b)**) と(7)式によって推定したエコー分布 (**Fig. 3(a)**) の双方を本手法に適用し、降水の3次元化が算定結果に及ぼす影響を調査した。**Fig. 4** は観測エコー分布から算定された水平風速の収束量 ($-\text{div}(u, v)$) および鉛直風速 w であり、**Fig. 5** は推定エコー分布から算定したものである。両者を比較すると、定性的には双方の分布形態は非常によく一致している。しかし、定量的にみると推定エコー分布から算定された $-\text{div}(u, v)$ や w は、観測エコー分布から算定されたそれに比べて相対的に若干小さい値を示している。中北・田中・椎葉・池淵・高棹 (1991) は、本手法で得られる解は、水分混合比、降水強度の鉛直勾配すなわちエコーの鉛直勾配に大きく依存した形で w, Q さら

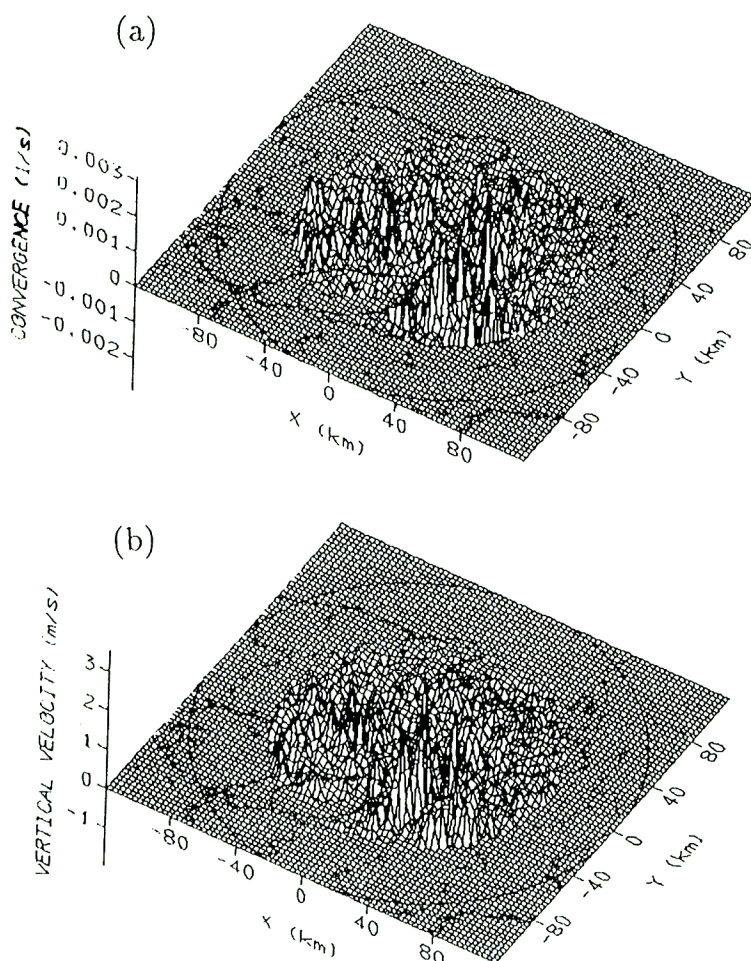


Fig. 5. Horizontal convergence (a) and vertical velocity (b) estimated using estimated reflectivity (**Fig. 3 (a)**).

には $\text{div}(\mathbf{u}, \mathbf{v}) = -\partial w / \partial z$ を算定されていると示唆している⁴⁾。この場合、下層水平面のエコー分布を用いてその上空のエコー分布は(7)式によってほぼ推定できているものの、観測されるエコーは Fig. 2 のように回帰線周りに散乱しているために、推定エコー分布の鉛直勾配は、複雑な観測エコー分布の鉛直勾配を完全には表現できず、かなり滑らかになると考えられる。従って、エコーの鉛直勾配に大きく依存した形で算定される解にその影響が大きく及ぼされ、推定エコー分布から得られる解が、観測エコー分布から得られる解に比べ、若干小さくなっていると考えられる。

4.1.2 GMS 情報からの 3 次元エコー分布の推定方針

2 次元降水分布の情報である GMS 情報から本手法に必要な r, m_i の 3 次元分布を得る際には、4.1.1 で述べた 3 次元降雨分布推定手法を用いて、以下の手順で推定することにする。

- (1) 各格子点の降雨強度 R_b は、Table. 2 に示したその降水強度指数のレベルに対応する降水強度の中央値(ただし、レベル 9 に関しては 128 mm/h)とする。
- (2) 本論文では、ブライドバンドより下層で算定を行うので、Marshall and Palmer による粒径分布を用いて、1. で求めた降雨強度 R_b をレーダーエコー反射因子 Z_b に変換する。
- (3) 2. で求めた Z_b が高度 2 km の値であると仮定し、深山レーダー情報によって回帰、算定した ϕ_z を用いて、(7)式により、高度 z km のレーダーエコー反射因子 Z_z を推定する。
- (4) 推定した Z_z から Marshall and Palmer による粒径分布を用いて、最終的な降水強度 r および水分混合比 m_i を算定する。

(2)において、降水強度指数の推定値がその推定に用いられているデジタルエコーレーダー情報と同様に、高度 1~3 km に対するものであるにもかかわらず、得られる Z_b を高度 2 km の値であると仮定するのは、本手法において必要な情報があくまで r, m_i の空間微分であり、それらの値そのものを必要とするものではないので、衛星搭載降雨レーダーが利用可能となる前の仮の 3 次元情報としては、これで十分であると判断したからである。

4.2 時間微分項に関する検討

前述したように、本論文で適用を試みる GMS 情報を含め、衛星から観測される広領域のデータは、その空間分解能に比して時間分解能が粗く、基礎式中の時間微分項の差分近似は意味を持たなくなる。そこで、本手法へ広領域データを適用する際には、(2)式中の $\partial m_i / \partial t$ を無視することにする。そこで本節は、もともと 5 分毎にデータの存在する深山レーダー雨量計の情報を用いて、時間微分項を無視することが、算定結果にどのような影響を及ぼすかを調査する。

まず、本手法の解が $\partial m_i / \partial t$ に対してどの程度依存しているかを定量的に調査した。4.1.1 においても述べたように、本手法で得られる解は、水分混合比、降水強度の鉛直勾配に大きく依存した形で算定されている。実際、調査の結果(2)式においては、 w の係数項を除く左辺の各項の和が $\rho_w / \rho \times \partial r / \partial z$ より 2 オーダーほど小さく、

$$\left| \frac{\partial m_i}{\partial t} + u \frac{\partial m_i}{\partial x} + v \frac{\partial m_i}{\partial y} \right| \ll \left| \frac{\rho_w}{\rho} \frac{\partial r}{\partial z} \right|$$

であるので、 $\partial m_i / \partial t$ を無視しても、ほとんど算定結果に影響を及ぼさないと考えられる。

Fig. 6 は 4.1.1 において用いた Fig. 3(b) のエコー分布から、(1)式中の $\partial m_i / \partial t$ を無視して算定した水平風速の収束量 ($-\text{div}(\mathbf{u}, \mathbf{v})$) および鉛直風速 w である。 $\partial m_i / \partial t$ を無視しないで算定した結果 (Fig. 4) と比較すると、双方の分布形態は非常によく一致しており、 $\partial m_i / \partial t$ を無視しても、ほとんど算定結果に影響が及んでいないことがわかる。

以上、本章では GMS 情報を含めた広領域データを本手法に適用する際に問題となる降水の 3 次元化および時間微分項に関する論議を進めてきた。双方とも算定結果に対してほとんど影響を及ぼさないものの、3

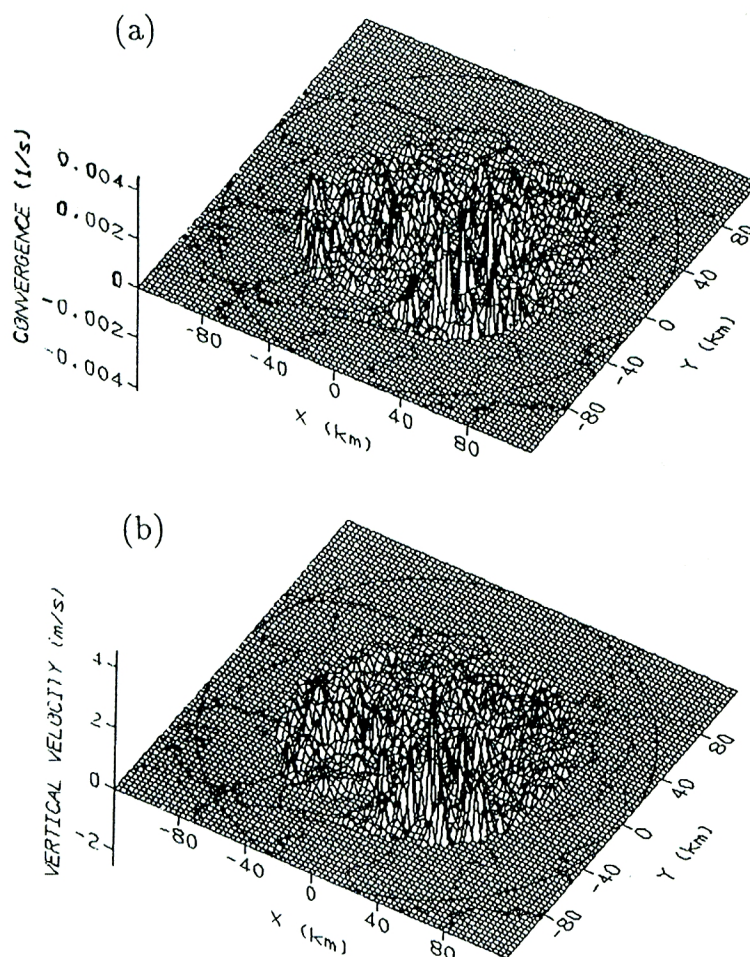


Fig. 6. Horizontal convergence (a) and vertical velocity (b) estimated by ignoring the time variation of liquid water content.

次元化されたエコーから算定される解は、定量的に若干小さい値となった。以下 GMS 情報に本手法を適用する際には、本章で調査を行ったことを踏まえた上で、4.1.2 で述べた手順により、降水の3次元化を行い、時間微分項を無視することにする。しかし、本手法への適用を前提としている衛星搭載降雨レーダーに関しては、その情報自体が3次元エコー分布であることから、降水の3次元化に関する問題は生じないことを付記しておく。

5. GMS 情報への適用結果

ここで用いたデータは1985年6月25日9時12分に関して推定された降水強度指数データである。また、基礎式中の諸変数の内、総観場の値を用いるものについては、同時刻の米子、輪島、潮岬の3点における高層観測データを用いて同定した⁵⁾深山レーダーサイト上空の値を使用する。ただし、水平面内では一定とし鉛直方向のみ変化するとする。また、境界条件は総観場の値を使用し、その位置は深山レーダーサイトを原点とする斜軸ランベルト座標上における直交軸として算定した。

Fig. 7 は降水強度指数分布から 4.1.2 で述べた手順で推定した高度 3 km の降水強度分布であり、等値線は 0.5, 1, 3, 6, 12, 24, 36 mm/h について示してある。Fig. 8 は算定された水平風速分布であり、ベクトルの

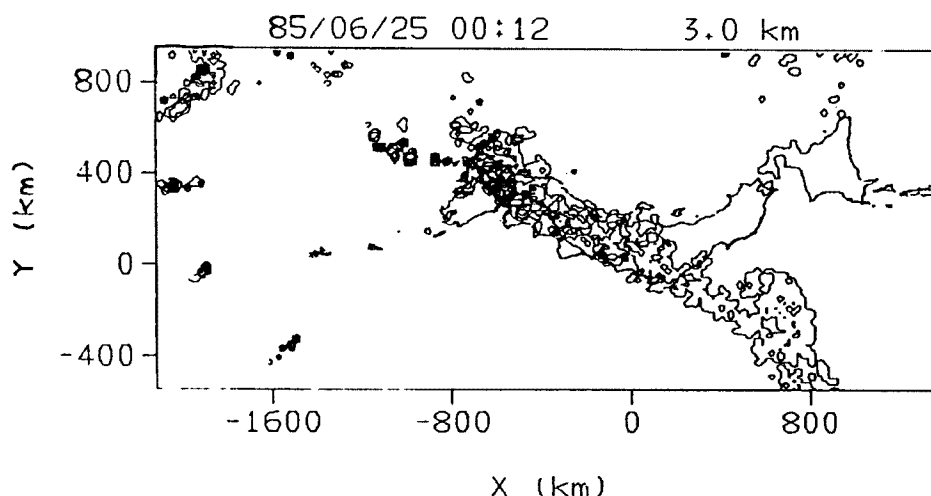


Fig. 7. Rainfall distribution at 3 km height estimated from SI data. The contours correspond to 0.5, 1, 3, 6, 12, 24, 36 (mm/h).

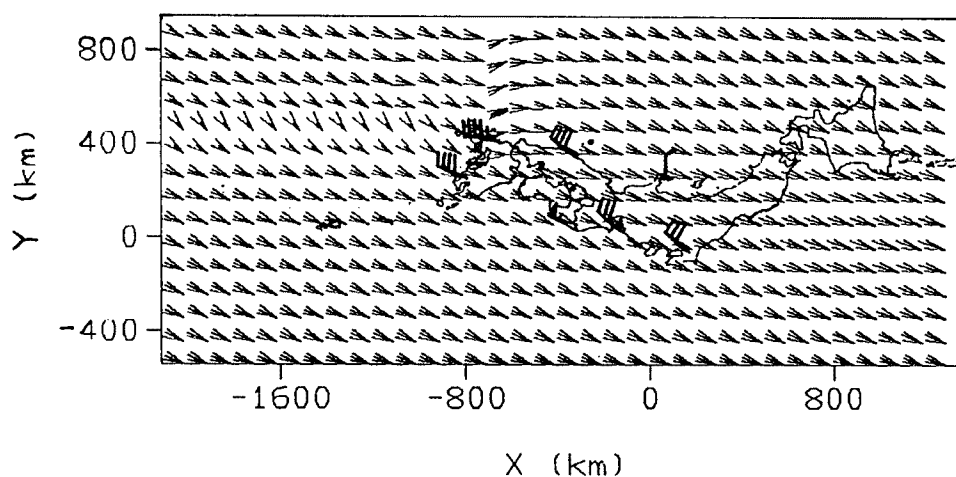


Fig. 8. Estimated horizontal wind at 3 km height (allow) and observed wind at height of 700 hPa (flag).

長さは時速の1.2倍で表示している。また、同時刻に高層観測された同高度の水平風速の値を記入している。浜松、福岡のような深山レーダーサイトから降雨域が連続している地点においては、風向、風速とも良好に算定されている。また、米子、潮岬についても降雨域から外れているものの、そのデータを用いて同定した値を境界条件に用いていることから、良好な結果となっている。しかし、輪島において、算定した風向がかなりずれているのは、輪島がこの事例における降雨域から外れていること、あるいはこの付近における降水を伴わない気象擾乱の発生によるものと考えられる。しかし、算定した水平風速分布は降雨域に沿った一連の風の流れを良好に算定している。

Fig. 9 は u, v の収束量 ($-\text{div}(u, v)$), 鉛直風速 w , 水蒸気相変化量 Q の算定結果をそれぞれ3次元表示したものである。それぞれの値の絶対値は、4.1.1 において算定した同時刻の深山レーダー情報による算定値とよく一致している。鉛直風速、水蒸気相変化量の分布も上昇流域においては Q が正、下降流域では

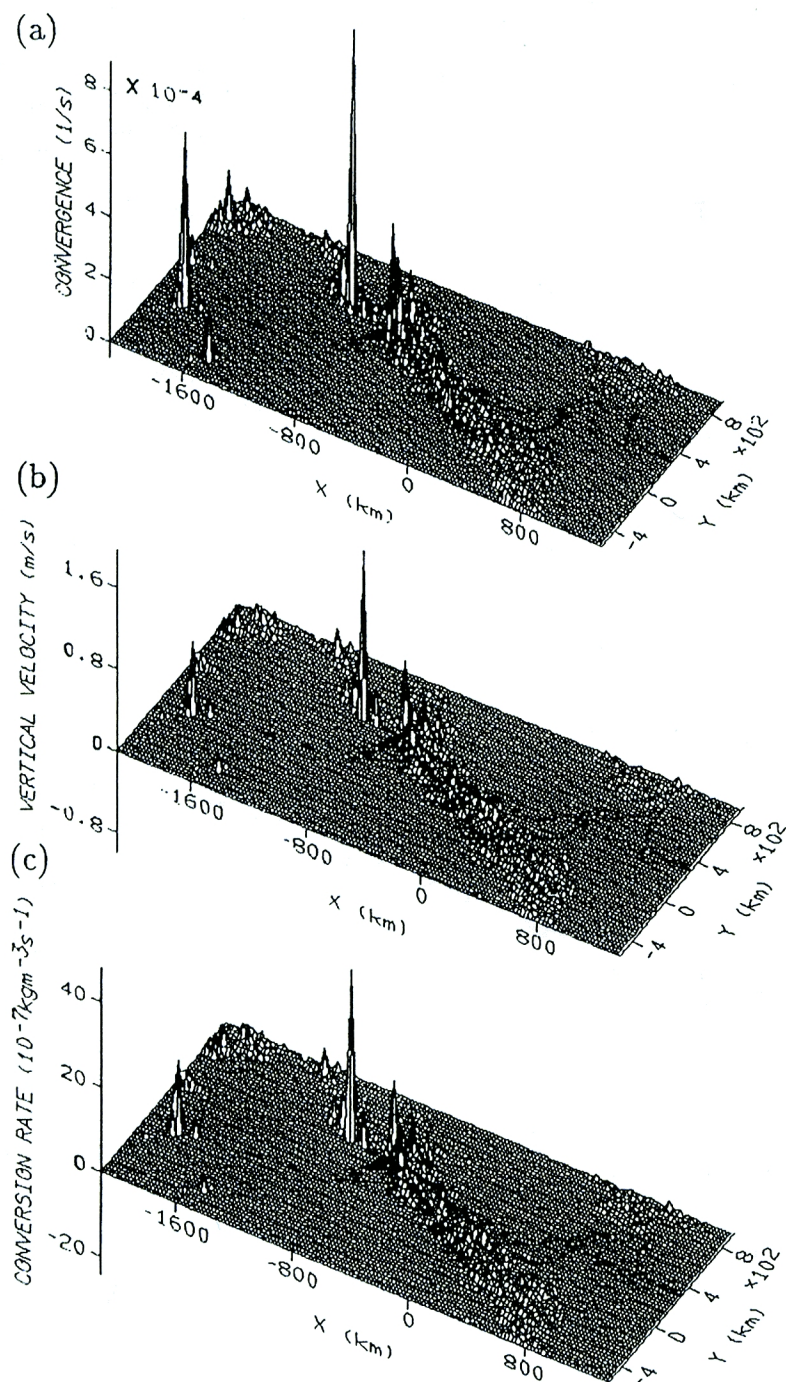


Fig. 9. Estimated horizontal convergence (a), vertical velocity (b) and conversion of water vapor (c).

Q が負となっており、前報告同様、良好な算定結果となっている。Fig. 10 に東シナ海の大気対流性強雨域における風速分布を降水強度とともに示す。ただし、この図中の降水強度は、レーダーエコーの分布を示すために、便宜上ブライトバンドの上・下層を区別することなく、推定したエコー強度を Marshall and Palmer による粒径分布を用いて単純に変換したものである。本手法により、強降雨域の風上で上昇流、その風下で下降流が算定されており、定性的にも現象を説明付ける満足のいく結果が得られている。

以上、GMS 情報に本手法を適用して得られた結果は、定性・定量の両面から現象を良く説明付けている。

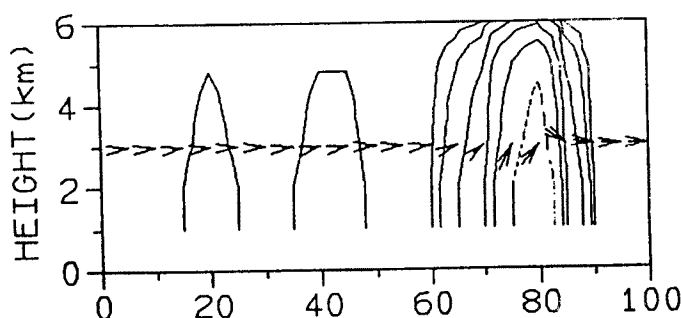


Fig. 10. Vertical cross section of distributions of the estimated wind velocity at 3 km height and radar reflectivity used the estimation. Here reflectivity is conveniently represented by the value of precipitation intensity which is simply computed using Marshall-Palmer dropsize distribution.

6. 渦無し流れを仮定した 3 次元風速と水蒸気相変化量の同時推定手法

中北・田中・椎葉・池淵・高樫 (1991) は、北海道大学低温研究所所有の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から得られた算定結果の精度調査を、気象庁所有のドップラーレーダーとの同時ドップラー観測に基づき推定されたドップラー風速を用いて行った。そこで、本手法の(2)式、(3)式による計算は、水平風速に対して感度が小さく、たとえ境界条件が正確に与えられなくても、水分混合比、降水強度の鉛直勾配すなわちエコーの鉛直勾配に大きく依存した形で $\text{div}(\mathbf{u}, \mathbf{v})$ の分布をうまく推定できることを示している。また、本手法の(1)式において用いられている等方水平収束という仮定は、現象において必ずしも成り立っていないことを示唆している⁴⁾。

確かに、(1)式において用いられている等方水平収束という仮定は、算定方法の簡略化のために用いられてきたのであって、渦度分布に対する明確な物理的定義ではない。そこで、本章では、「渦無し流れ」という明確な物理的根拠を包含した 3 次元風速と水蒸気相変化量の同時推定手法を提案するとともに、その際に用いる基礎式および算定方法について述べる。

6.1 基礎式

この手法では、2. で述べた従来の同時推定手法の基礎式に、水平風速を渦無し流れ（非回転流）と仮定した水平風速 $\mathbf{v}$ の速度ポテンシャル ϕ と流れ関数 ψ の Poisson 方程式

$$D = \nabla^2 \phi \dots \dots \dots (8)$$

を用いる。ただし、 $D (= \text{div}(\mathbf{u}, \mathbf{v}))$ は水平風速の発散量である。

一般に速度ベクトルは Helmholtz 表示により、次のように書ける。

$$\mathbf{v} = \nabla \phi + \nabla \times \psi$$

速度の発散を D 、渦度 $\zeta (= \text{rot}(\mathbf{u}, \mathbf{v}))$ として、Helmholtz 表示された速度ベクトルの発散と回転をみると、

$$\nabla^2 \phi = D$$

$$\nabla^2 \psi = \zeta$$

ここで、速度ベクトルが非回転流と仮定すると上式は発散成分のみとなり、 D を代入することによって、(8)式を得る。

6.2 算定方法

(8)式における D には、2. で述べた等方水平収束を仮定した同時推定手法によって算定された

$\text{div}(u, v) = -\partial w / \partial z$ を用いる。これは、等方水平収束を仮定した同時推定手法によって算定される $\text{div}(u, v)$ は、水平風速に対して感度が小さく、たとえ水平風速の境界条件が正確に与えられなくても、良好に推定できるという利点を活かすためである。

Φ の算定には、重み付け残差法によって定式化した有限要素法を用いる。ただし、 Φ を算定する格子点は、等方水平収束を仮定した同時推定手法から算定された u, v, D の存在する格子点から Fig. 11 のように極わずかずらすことにする。こうすることによって、Fig. 11 における三角形領域内において一定の Φ から、

$$u = \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial \Phi}{\partial x} \dots\dots\dots (9)$$

$$v = \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial \Phi}{\partial y} \dots\dots\dots (10)$$

によって求められる渦無し流れを仮定した水平風速 u, v を、等方水平収束を仮定した同時推定手法において用いている格子点からずらすことなく算定することができる。そのため、 Φ を求める際には、 Φ を算定する格子点における D を、等方水平収束を仮定した同時推定手法から算定された D から重み付けをして求めることになる。

また、境界条件に関して、Neumann 型の境界条件における $\partial \Phi / \partial n$ には、領域 S の境界 C_b 上における、等方水平収束を仮定した同時推定手法によって算定された水平風速を用いる。これは、 Φ を算定する領域内の発散量 D の保存、すなわち、

$$\iint_S D(x, y) dS = \oint_{C_b} \frac{\partial \Phi}{\partial n} dl \dots\dots\dots (11)$$

を満たさなければならないからである。また、Dirichlet 型の境界条件としては、本ケースの場合必要なのは Φ の空間微分であることから、ある1節点における Φ に任意の値を与えた。

7. 渦無し流れを仮定した同時推定手法への GMS 情報の適用結果

6. で提案した渦無し流れを仮定した同時推定手法を、5. において示した Fig. 9(a) の発散量分布に適用

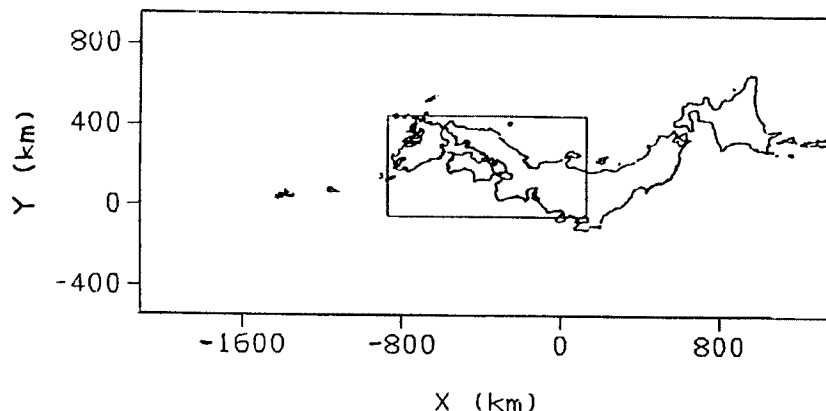


Fig. 12. The area over which the non-rotational assumption is applied.

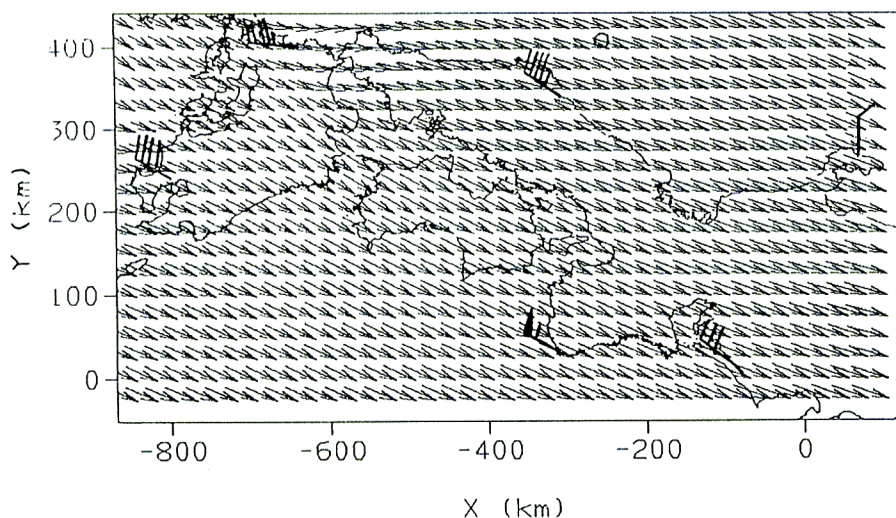


Fig. 13. Estimated horizontal wind estimated using the assumption of non-rotational flow.

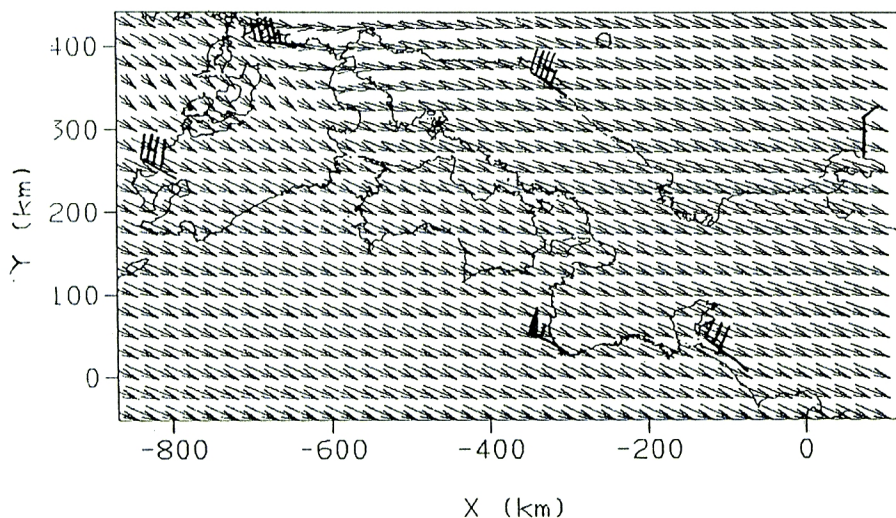


Fig. 14. Estimated horizontal wind estimated using the assumption of isotropic convergence.

した。ただし、計算容量を考慮して、降水強度指数の存在する領域の内、Fig. 12 に示した領域について適用を行った。Fig. 13 は渦無し流れを仮定して算定された水平風速であり、Fig. 14 は 5. において示した等方水平収束を仮定した同時推定手法から算定された水平風速の領域部分図である。双方ともベクトルの長さは、時速で表わしており、同時刻に高層観測された同高度の水平風速の値も示してある。

等方水平収束を仮定した同時推定手法から算定できるのは、直接的には $\text{div}(u, v)$ であり、水平風速は与えた境界条件から $\text{div}(u, v)$ を積分することによって算定している。このため、大きな発散量の存在する領域を越えて積分された風速に対し、その影響が積分方向に伝播し、東西方向あるいは南北方向にのびる帯状分布をもつ不自然な風速分布となることがある。Fig. 14 の場合、九州北部の強雨域における大きな発散量の影響がその左方に伝播していることが読み取れる。また、同一の発散量分布を用いても、境界条件をとる位置を変えることにより、風速の分布形態がまったく変わってしまうことも懸念される。今回提案した手法

は、発散量分布としては従来の手法から算定されたものを用いているものの、それ自体の精度は非常に良く、それを用いた風速算定時にも渦無し流れという明確な1つの物理的根拠を包含していることから、帯状の不自然な風速分布もなく良好な算定結果になっていると考えられる。

また、6.においても述べたように、本手法の(2)式、(3)式による計算は、水平風速に対して感度が小さく、エコーの鉛直勾配に大きく依存した形で、鉛直風速 w 、水蒸気相変化量 Q を算定していることから、今回適用した手法による水平風速の変化に対して、 w 、 Q はほとんど影響を受けないと考えられる。すなわち、今回適用した手法は、従来の同時推定手法の解の内、等方水平収束という仮定の影響を直接的に受けている水平風速の算定において、物理的根拠のない仮定である等方水平収束に代わって、物理的に意味のある渦無し流れという仮定を導入したものであるといえる。

8. 結 論

以上、衛星搭載降雨レーダーへの適用をめざし、打ち上げ前のそれに代わる情報として、GMS 情報による降水強度指数から推定した3次元エコー分布を用い、既開発の3次元風速と水蒸気相変化量の同時推定手法を適用し、定性・定量の両面から現象を説明付ける結果を得た。その際、衛星搭載降雨レーダーによる観測の時間間隔の粗さから行わなければならない水分量の時間微分項の無視が、最終的な算定結果には大きな影響を及ぼさないことを示した。また、本論文では、物理的根拠のない仮定である等方水平収束に代わって、渦無し流れの仮定を導入した結果、これまで算定されていた帯状の不自然な風速分布を解消することができた。

本手法の利点は、得られるエコー強度の情報のみから、任意の高度の水平風速の発散量、鉛直風速が推定できることであり、衛星搭載降雨レーダーからの情報を用いることにより、地球規模での降水域における風速の算定が可能になると考えられる。また、将来打ち上げ予定の LAWS (Laser Atmospheric Wind Sounder) からの無降水域における風速の情報を補完的に利用することによって、地球規模の風速推定が可能になると考えられる。

しかし、本論文で提案した渦無し流れという仮定は、地上レーダーによって観測されるような比較的狭領域における仮定としては、妥当なものであると考えられるものの、本論文で適用した情報のような日本全域を覆うような領域や、衛星搭載降雨レーダーで観測されるような広領域においては、複数の低・高気圧が存在しており、このような仮定は必ずしも成り立っていないと考えられる。今後は、本手法への渦度分布の取り込みも考慮した上で、本手法による算定結果の詳細な精度調査を行い、本手法の利点を生かした形でのグローバルな手法の完成を目指したい。

最後に、降水強度指数のデータは気象庁気象衛星センターの阿部世史之様に、深山レーダー雨量計のデータは建設省淀川ダム管理事務所から提供頂きました。また、その際にはデータ利用に関するコメントを頂戴しました。ここに、心からの謝意を表します。

参 考 文 献

- 1) 中北英一・田中 実：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，京都大学防災研究所年報，第34号B-2，1991，pp. 145-161.
- 2) 鈴木和史・肆矢雄三・操野年之・阿部世史之・今泉孝男：降水強度指数 — 衛星データによる降水強度の推定 —，気象庁測候時報，第56巻第6号，1989，pp. 307-325.
- 3) 中北英一・阿波田康裕：準気象学的短時間降雨予測手法への2次元レーダー情報の利用に関する基礎的検討，土木学会第46回年次学術講演会講演概要集，第2部Ⅱ-3，1991，pp. 46-47.
- 4) 中北英一・田中 実・椎葉充晴・池淵周一・高棹琢馬：3次元レーダーによるエコー強度情報を用い

た水蒸気相変化量と 3 次元風速の同時推定の試み, 第35回水工学論文集, 1991, pp. 483-488.

- 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.