

# 宇宙開発事業団成果報告書

TRMMデータを用いた雲システムにおける  
潜熱放出量のリトリバルに関する研究

2001年3月

通信総合研究所  
Communications Research Laboratory

資料コード		取扱区分	開示制限—特殊・一般
協議先	1.	2.	
開示制限期間	年 月	入手区分	委託・請負・協定・共同研究

契約年度	平成10年度	発行年月	平成13年3月
作成元(和)	佐藤晋介(通信総合研究所)		
契約件名	TRMM データを用いた雲システムにおける 潜熱放出量のリトリバルに関する研究		
和文抄録	<p>雲システムにおける潜熱放出量の3次元分布は、地球規模の大気大循環をはじめ、メソスケールあるいは雲スケールの対流循環に大きな影響を及ぼす。TRMM 降雨レーダは海上、陸上に限らず降水の詳細な3次元構造を観測できる測器であるが、そのレーダデータから直接潜熱放出量を求めることは困難である。なぜなら、潜熱放出とは水の相変化の結果生じるものであるから、潜熱放出プロファイルを求めるためには水の相変化を推測するための雲物理量や熱力学量を知る必要がある。本研究では、TRMM 降雨レーダのデータを用いた潜熱放出プロファイルのリトリバルアルゴリズムを提唱する。そのアルゴリズムは、熱力学的リトリバル法の応用であり、鉛直流のプロファイルが必要とする。鉛直流プロファイルは TRMM では観測できないので、ここでは3次関数を用いて推定する。その係数は、降雨タイプの分類結果、雲頂高度、融解層高度などから決められ、最後に推定された潜熱放出プロファイルの鉛直積分値と地上降水量の比較結果に基づき、繰り返し計算の中で調整される。その他、TRMM 降雨レーダの標準アルゴリズム 2A25 で仮定されている粒径分布から求める降水の混合比や終端落下速度が使われる。潜熱放出プロファイルを求めるには、まず降水混合比の鉛直微分および鉛直速度から降水の生成率を求め、その正負によって飽和・未飽和の判定を行う。未飽和領域では、雨の生成率(負の値なので蒸発率)から潜熱吸収量が求められるが、飽和領域では降雨レーダでは観測できない残存する雲粒が潜熱を保持していると考えられるので、鉛直速度と飽和水蒸気量の鉛直微分の積から潜熱放出量が求められる。このアルゴリズムを、TRMM で観測されたスコールラインに適用したところ、もっともらしい潜熱放出プロファイルが算出された。さらに、発達期および衰退期の台風や梅雨前線に伴う層状性降雨などの観測データに対しても、本アルゴリズムを適用した。また、本アルゴリズムの検証のために、マイクロ波放射計(TMI)のデータを使った他のアルゴリズム(2A12)の結果との比較や、非静力学雲解像モデルを使った実験を行った。</p>		
媒体区分	CD-ROM	MT	光 AV その他(媒体を記入)
納入部数			
発行国	日本	言語区分	JP EN
本文ページ数		要約ページ数	
キーワード (和文)	潜熱加熱プロファイル、鉛直流プロファイル、降水の混合比、 終端落下速度、降雨タイプの分類、雲解像モデル、スコールライン		

作成元	Shinsuke Satoh (Communications Research Laboratory)
契約件名	Retrieval method to investigate the latent heating structure of cloud systems using TRMM products
抄録	<p>The latent heating structures in cloud systems have an important role in not only global circulation and climate but also meso- and cloud-scale circulation. Although the TRMM precipitation radar (PR) is a superior instrument to observe the three-dimensional precipitation structure over both ocean and land, it is difficult to retrieve the latent heating profile from the PR data directly. Since the latent heating is a result of the phase change of water, it is possible to retrieve the latent heating profile if both cloud-physical and thermodynamic structures are obtained. In this study, a new algorithm to retrieve the latent heating profiles from TRMM PR data is proposed. The algorithm is based on thermodynamic retrieval technique, and requires a vertical velocity profile. The vertical velocity profile is estimated by a cubic function, the coefficients of which depend on the cloud top height, the rainfall type, and the bright band height. The coefficients are also adjusted through an iterating calculation according to the result of a comparison between the surface rainfall rate and the vertical integration of estimated latent heating profile. The mixing ratio and the terminal velocity of precipitation are derived from the drop size distribution assumed in the PR profiling algorithm (2A25). The latent heating profile is calculated from either an evaporation rate of precipitation in unsaturation air or a product of vertical velocity and a vertical differential of saturation mixing ratio of water vapor in saturation air. The application of the method to an observed squall line system provides suitable results of latent heating profile. A cloud resolving model is used for validation of the algorithm.</p>
キーワード	latent heating profile, vertical velocity profile, mixing ratio of precipitation, terminal velocity, rain type classification, cloud resolving model, squall line

題目：TRMM データを用いた雲システムにおける潜熱放出量のリトリーバルに関する研究

主実施者：佐藤晋介(通信総合研究所)

副実施者：青梨一正(気象研究所)

坪木和久(名古屋大学大気水圏科学研究所)

川島正行(北海道大学低温科学研究所)

牛山朋来(地球観測フロンティア研究システム)

## 1. はじめに

雲システムにおける潜熱放出量の3次元分布は、メソスケールあるいは雲スケールの対流循環だけでなく、地球規模の大気大循環に大きな影響を及ぼす。特に、TRMM が観測を行う熱帯域の降雨による潜熱放出は、地球規模の大気大循環を駆動するエンジンと言われており、エルニーニョに代表される気候変動を解明するために重要な鍵であるが、TRMM 打ち上げ前までは、広大な熱帯海洋上での降雨の直接観測は非常に限られたものに過ぎなかった。また、大気循環の駆動力という視点からは、潜熱放出量のプロファイルの形と大きさ、すなわちどの高度でどれだけの潜熱が放出されるかということが重要であると言われている(Houze, 1982)。そのため、TRMM プロジェクトでは、熱帯域の潜熱放出プロファイルを定量的に求めることを最終目標の一つとしている(Simpson, 1988)。ところで、潜熱放出とは、暖かい海の水が蒸発する際に奪われる熱が水蒸気として積雲対流によって上空へ運び上げられ、雲や降水粒子の生成時にその熱が放出され周りの大気を暖めることである。従って、潜熱放出プロファイルを正確に求めるためには、各水物質(水蒸気、雲水、雲氷、雪、霰/雹、雨)のプロファイルとその時間変化から水物質の相変化量を求めるか、雲システム内部の温度構造と運動学的構造から熱力学の第一法則により潜熱放出量を推定する必要がある。Tao *et al.* (1990, 1993)では、Yanai *et al.* (1973)で定義された apparent heat source ( $Q_1$ )に基づき、潜熱放出量 ( $LH$ )を次式のように表現している。

$$LH = \frac{L_v}{C_p}(c - e) + \frac{L_f}{C_p}(f - m) + \frac{L_s}{C_p}(d - s) \quad (1)$$

ここで、 $C_p$  は定圧比熱、 $L_v$ ,  $L_f$ ,  $L_s$ はそれぞれ蒸発、融解、昇華に伴う潜熱であり、 $c$ ,  $e$ ,  $f$ ,  $m$ ,  $d$ ,  $s$  はそれぞれ凝結率、蒸発率、凍結率、融解率、昇華凝結率、昇華率を表す。これらの相変化率は雲解像モデルから得ることができ、Tao *et al.* (1990)では水物質のプロファイルを用いた潜熱放出プロファイルを推定するアルゴリズム(hydrometeor/heating algorithm)を提案している。この方法は、衛星搭載マイクロ波放射計データから潜熱放出プロファイルを推定する際にも使われており、SSM/I や TRMM マイクロ波放射計(TMI)のデータについて適用されている(Kummerow and Giglio, 1994; Olson *et al.*, 1999)。これらのアルゴリズムでは、雲水、雲氷、雪、霰、雨のプロファイルを多周波の輝度温度から推定し、各粒子の落下速度を仮定した上で、凝結率、蒸発率などを推定する。しかしながら、多チャンネルマイクロ波放射計のデータからは、各雲物理量のプロファイルを推定する際の誤差が特に陸上で大きく、各粒子の大きさに関する情報が得られないので、それらの情報を使わないアルゴリズムも提案されている。それは、Convective-stratiform heating (CSH) algorithm と呼ばれるアルゴリズムで、前もって対流性および層状性降雨の潜熱加熱プロファイルを look-up table として用意しておき、地上降水量と層状性降雨の割合から潜熱プロファイルを求めるものである(Tao *et al.*, 1993, 2000)。このとき、潜熱放出量の鉛直積分値は、地上降水量に匹敵するという以下の関係式を用いている。

$$\int_0^{z_{TOP}} \rho LH dz \approx \frac{L_v}{C_p} R / 3600 \quad (2)$$

ここで、 $\rho$ は大気密度である。この関係式は、本来雲システムをすべて含むような大きなスケールで成り立つものであるが(Yanai *et al.*, 1973)、Tao *et al.* (1993)は、雲解像モデルの結果からより

小さなスケールでもこの関係がほぼ成り立つとしている。しかし、CSH アルゴリズムでは、層状性降雨の割合を正確に見積もる必要があるだけでなく、適切な look-up table を選択しなければならないといった難しい問題が残されている。

一方、TRMM 降雨レーダは地表面の状態(海上、陸上、雪面上)に依らず、均一な精度で降水の詳細な3次元構造を観測できる測器であるが、そのレーダデータから直接潜熱放出量を求めることは困難である。なぜなら、降雨レーダで測定できる雲物理量は、ある大きさ以上の雪、霰、雨といった降水粒子だけであり、水の相変化を知るために必要な雲水や雲氷といった小さな粒子は測定できず、気温などの熱力学量や鉛直流などの運動学的な物理量も推定するのは困難であるからである。しかしながら、降雨レーダはマイクロ波放射計と比べて、水平分解能、鉛直分解能、降雨タイプの分類の確実性、地表面の状態に依らない均一な観測などの点で優れており、降雨レーダデータを用いた潜熱放出プロファイルのリトリバルアルゴリズムの開発は、これまでのマイクロ波放射計データによるアルゴリズムの欠点を補う新しい手法として期待される。

そこで本研究では、TRMM 降雨レーダのデータを用いて潜熱放出プロファイルのリトリバルする新しいアルゴリズムを提唱する。そのアルゴリズムは、熱力学的リトリバル法(Roux and Sun, 1990; Kawashima *et al.*, 1995; Satoh *et al.*, 1996)の応用であり、少なくとも鉛直流のプロファイルが必要とする。鉛直流プロファイルは TRMM では観測できないので、ここでは3次関数を用いて推定する。その係数は、降雨タイプの分類結果、雲頂高度、融解層高度などから決められ、最後に推定された潜熱放出プロファイルの鉛直積分値と地上降水量の比較結果に基づき、繰り返し計算の中で調整される。その他、TRMM 降雨レーダの標準アルゴリズム 2A25 で仮定されている粒径分布から求める降水の混合比や終端落下速度が使われる。

本報告書では、そのアルゴリズムの詳細を説明した後、TRMM で実際に観測されたスコールラインへの適用結果を示す。そして、本アルゴリズムの検証のために、非静力学雲解像モデルを使った実験や、マイクロ波放射計(TMI)のデータの標準アルゴリズム(2A12)の結果との比較を行う。また、発達期および衰退期の台風や梅雨前線に伴う層状性降雨などの観測データに対する本アルゴリズムの適用例も示す。

## 2. アルゴリズム

第1図は、本研究で提唱する潜熱放出プロファイルのリトリバルアルゴリズムのフローチャートと、そこで用いるデータおよび計算式である。本アルゴリズムで使用する入力データは、降雨レーダの標準プロダクト 2A25 (Iguchi *et al.*, 2000)に含まれる等価反射強度因子( $Z_e$ )と降雨量( $R$ )の鉛直プロファイル、降雨タイプの分類(対流性/層状性)、融解層高度( $z_{BB}$ )、および地表面高度( $z_{SURF}$ )である。次に、 $Z_e$  から降水の雨水相当量( $WC$ )および降水の混合比( $q_p$ )が求められ、 $R$ と $WC$ の関係から降水の終端落下速度( $V$ )が求められる。ここで、用いられる  $WC-Z_e$  関係式の係数は、2A25 で仮定されている粒径分布から決定される。第1表と第2表に  $WC-Z_e$  関係式の係数( $a_w$ ,  $b_w$ )を示す。ところで、2A25 では、世界各地の  $Z-R$  関係の実験結果をもとにして、対流性と層状性に対応する2種類の粒径分布(Kozu *et al.*, 1999)を仮定し、第2図に示すように  $Z_e-R$  関係式の係数を5つのノードを使ったプロファイルとして与えている。プライトバンド(BB)が存在する層状性降雨の場合は、西辻のモデル(Awaka *et al.*, 1995)によりBBの上下各500mの厚さの融解層(0層)を考える。それ以外の場合は、気候学的な0高度を用いて中央のノード(第2図のC点)の位置を与え、その上下750mで0であるとして、 $Z_e-R$ 関係式係数のプロファイルが決められる。なお、A点はエコー頂高度(storm top height)、E点は地表面クラッタの影響を受けないエコーの最下層である。降雨量( $R$ )はフラックスであるから、 $R$ を計算するためには粒径分布だけでなく、粒子の終端落下速度が必要である。2A25では、降水粒子が雨の場合はGunn-Kinzer (1949)による雨滴の終端落下速度の式

$$V(D)=4.854D \exp(-0.195D) \times (\rho_{a0}/\rho_a)^{0.4} \quad (3)$$

を用い、降水粒子が雪の場合は、Magono-Nakamura (1965)の式

$$V(\rho_s)=330 (\rho_s-\rho_a)^{0.25} \quad (4)$$

を用いている。ここで、 $D$  は雨滴の直径、 $\rho_a$  は大気密度、 $\rho_s$  は雪の密度である。雨滴粒径分布は第3表に示す係数のガンマ分布を用いている。 $\rho_a$  は米国標準大気の数を用い、 $\rho_s$  の値については第2図に示した値を用いる。この粒径分布と終端落下速度から、5つのノードにおける降雨量( $R$ )が計算され、一方同じ粒径分布データから 13.8GHz における Mie 散乱の計算を行うことにより  $R$  に対応する等価反射強度因子( $Ze$ )が求められる。これらの  $R$  と  $Ze$  の分布から回帰直線を求めることにより  $Ze-R$  関係式の係数が決められる。 $WC-Ze$  関係式の係数は 2A25 データの中には含まれていないが、 $Ze-R$  関係式と同様に求めることができる。なお、第3表に示したように、2A25 version5 では version4 とは異なる粒径分布を用いているがその差はそれほど大きくない。むしろ、version5 から降雨減衰の補正処理を通して、 $Ze-R$  関係式の係数を調整しており、その結果第1、2表に示した係数が変化することに注意すべきである。本研究では、主に 2A25 version4 のデータを用いるので、 $WC-Ze$  関係式の係数は第1、2表の値そのものを使っている。

ここで、再び第1図に戻って潜熱放出プロファイルのリトリーバルアルゴリズムの説明を続ける。降水の混合比( $q_p$ )と雨水相当量( $WC$ )の違いは定義の違いだけであり、 $WC$  を大気密度で割ることによって  $q_p$  のプロファイルが求められる。また、 $R$  と  $WC$  の違いは降水粒子の終端落下速度を考慮するか否かであるから、 $R$  と  $WC$  のプロファイルから、2A25 で仮定した粒径分布に相当する終端落下速度のプロファイルを求めることができる。その他、エコー頂高度( $zTOP$ )とアンビルなどエコーが地表面高度に達していない場合のエコー底高度( $zBOT$ )を、反射強度のプロファイルから求める。次に、本アルゴリズムで必要不可欠な鉛直流( $w$ )のプロファイルを推定する。鉛直流のプロファイルは、数値モデルのデータ同化の研究などでこれまでよく使われてきたパラボリック型ではなく、対流性/層状性降雨に対してより現実的なプロファイルを与えるような3次関数を用いる。 $w$  プロファイルを表現する関数型については後で考察するが、基本的には雲解像モデルの計算結果に基づき3次関数で推定可能であるとした。その3次関数の係数(a, b, c)は、第1図中の式に示すように降雨タイプ分類に依存し、エコー頂高度( $zTOP$ )、プライトバンド高度( $zBB$ )、アンビルにおけるエコー底高度( $zBOT$ )、降水の混合比( $q_p$ )の鉛直平均によって初期値が決められる。このとき、 $w$  の最大値は  $q_p$  の鉛直平均と任意の係数 によって決まり、 $z=z0$ ,  $z=zTOP$ ,  $z=zSURF$  の各高度で  $w=0$  となる。ここで、プロファイルの高度( $z$ )は地表面からの高度、すなわち(平均海拔高度- $zSURF$ )である。また、層状性エコーおよびアンビルエコーの場合  $w$  の調整項( $adj_s$ )および対流性降雨の場合の調整項( $adj_c$ )は、最後に推定される潜熱放出プロファイルの鉛直積分値と地上降水量の比較結果を合わせるために、繰り返し計算の中で決められる係数である。

潜熱プロファイルは、第1図中の式に示すように、雨の生成率( $Fq_p$ )あるいは鉛直速度( $w$ )と水蒸気の飽和混合比( $qvs$ )の積から計算される。ここで、 $qvs$  は修正された標準大気モデルの気温プロファイルから計算される。 $Fq_p$  の式の第1項は  $q_p$  の鉛直移流項で、ここでは水平移流と時間微分項は TRMM データからは推測不可能なので無視される。第2項は降水のソース/シンク項であり、降雨量( $R = 3.6 \rho q_p V$ )の鉛直微分で表される。 $Fq_p$  が正の値であるということは、飽和大気中で雲から雨が生成されていることを示し、反対に負の  $Fq_p$  は未飽和大気中で雨が蒸発していることを示す。雨の蒸発率( $Fq_p < 0$ )は潜熱の吸収量すなわち蒸発冷却を意味するが、雨の生成率( $Fq_p > 0$ )は潜熱放出量には対応しない。なぜならば、飽和大気中では雨の元となる雲粒が残っている可能性があり、すべての雲粒が雨に成長しない限り雨の生成率を潜熱放出量とは見なせないためである。潜熱とは水蒸気が液体の水に相変化する時に放出されるものであるが、一般に水蒸気が凝結した結果生じるのは雲粒であって雨粒ではない。しかし、TRMM 降雨レーダでは雲粒のような小さな粒子に対しては感度がなく、測定することができない。したがって、本アルゴリズムでは、飽和域における潜熱放出量は、飽和断熱減率における飽和水蒸気量の変化率と鉛直流の大きさから計算する。以上述べてきた説明は、0 より上の雪の層につい

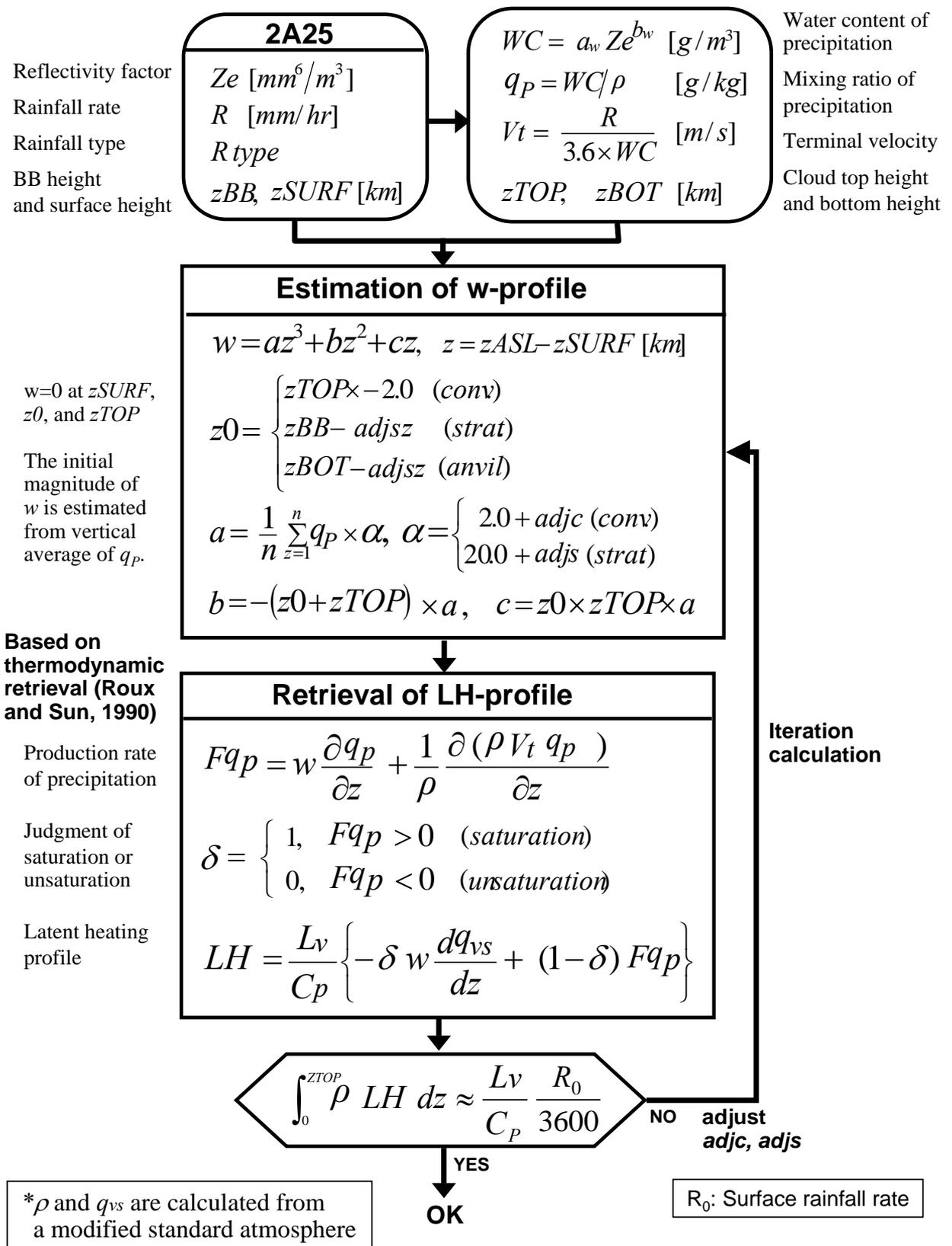


Fig. 1. Schematic diagram and equations for the latent heating retrieval algorithm. Meanings of the variables are described in the article.

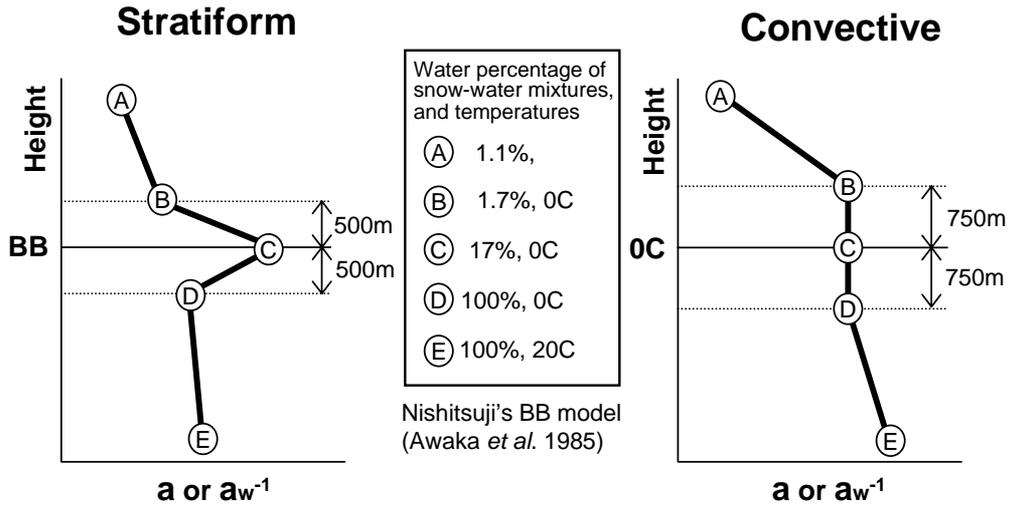


Fig. 2. Schematic presentation of the profiles of  $Z_e$ -R and WC- $Z_e$  parameters given at five points in (a) stratiform and (b) convective precipitation. (modified from Fig.4 of Iguchi et al., 2000)

Table 1. The initial  $Z_e$ -R and WC- $Z_e$  parameters for stratiform ( $Z_e = a R^b$ ,  $WC = a_w Z_e^{b_w}$ )

	$a$	$b$	$a_w \times 10^3$	$b_w$
A	250.8	1.294	3.836	0.713
B	304.6	1.308	3.250	0.705
C	1649.3	1.372	0.743	0.666
D	283.9	1.446	1.998	0.613
E	275.7	1.487	2.238	0.597

Table 2. The initial  $Z_e$ -R and WC- $Z_e$  parameters for convective ( $Z_e = a R^b$ ,  $WC = a_w Z_e^{b_w}$ )

	$a$	$b$	$a_w \times 10^3$	$b_w$
A	174.1	1.323	6.209	0.689
B	159.5	1.511	3.918	0.579
C	159.5	1.511	3.918	0.579
D	159.5	1.511	3.918	0.579
E	147.5	1.554	4.444	0.562

Table 3. The parameters of the basic DSD is assumed to the Gamma distribution:  $N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\Lambda D)$

	stratiform		convective	
version 4	$\mu = 1$	$N_0 = 10600$	$\mu = 1$	$N_0 = 37500$
version 5	$\mu = 3$	$N_0 = 3175\Lambda^{1.54}$	$\mu = 3$	$N_0 = 2724\Lambda^{2.25}$

ても同様に適用することができるが、凝結・蒸発の潜熱( $L_v$ )の代わりに昇華の潜熱( $L_s$ )を用いる必要がある。

最後のステップとして、リトリーブされた潜熱放出プロファイルを地表面から雲頂高度まで鉛直積分した値と、地上降水量から算出される潜熱放出量の比較を行う(第1図中の最後の式)。これは、Yanai *et al.* (1973)の結果に基づき、これらの量が雲システムを分解できるような小さなスケールでもほぼ成り立つというTao *et al.* (1993)の結果に基づいており、同様のことはマイクロ波放射計データのアルゴリズム(TMIの2A12など)でも使われている。この比較結果によって、前述した鉛直プロファイルの係数を調整し、繰り返し計算を行うことによって、この最後の式が成り立つような鉛直プロファイルを決める。

### 3. スコールラインの潜熱加熱プロファイル

1999年5月10日0137UTC、米国オクラホマ州でTRMMによって観測された典型的なスコールラインを例として、潜熱放出プロファイルのリトリーブの結果を見る。第3図は、TRMM降雨レーダの26番目のアンゲルピンによる同じ鉛直断面図で、対流性降雨、層状性降雨、アンビルを含むスコールラインの断面である。第3図(a)-(e)は、リトリーブに用いる観測データ(2A25)から求めた反射強度( $Z_e$ )、降雨タイプの分類( $Rtype$ )、降水の混合比( $q_p$ )、降水の終端落下速度( $V_f$ )、および推測した鉛直プロファイル( $w$ )である。終端落下速度の分布は非常に現実的な値の分布を示しており、2A25で使われている粒径分布がかなり適切であることを示唆している。例えば、1.5 m/sの等値線を雨と雪の境界と考え、層状性降雨の融解層高度に対して対流性エコー域では3~4km上層にその境界が見られるなど、もっともらしい分布を示している。推定された鉛直のプロファイルは、対流域ではもっともらしい分布を示していると思われ、例えば距離300kmに見られる上昇流は、高度7km以上に存在する大きな $q_p$ (第3図(c))を支えているように見える。一方層状性域では、上層で常に上昇流、融解層より下層で弱い下降流域が見られるが、これは時空間平均値としてはもっともらしいが、スナップショットの分布としては非現実的かもしれない。後の章で数値モデルとの比較を行うが、一般に上昇流域と下降流域は交互に現れることが、観測やモデル計算から知られている。第3図(f)(g)は、降水の生成率( $Fq_p$ )、リトリーブした潜熱放出プロファイル( $LH$ )である。降水の生成率が負の領域すなわち降水の蒸発が生じている領域は、層状性領域とアンビル領域の下層および距離250km付近に見られるような対流性エコーのごく下層部分である。一方、降水の生成が見られる領域は対流域と層状域の上層であり、特に対流性セルに対応して大きな降水の生成域が見られる。なお、融解層付近に見られる降水の生成率が大きいのは、2A25における粒径分布の仮定と融解層モデルの不完全性によってブライトバンドの影響が残っているためと考えられる。しかしながら、降水の生成率が正であれば、リトリーブされる潜熱放出量に対しては生成率の大きさは関係ないので問題にはならない。第3図(g)と(e)を比較すると、降水の生成が見られる領域( $Fq_p > 0$ )では、潜熱放出プロファイルは鉛直プロファイルに大きく依存していることが分かる。また、対流域において非常に大きな潜熱放出量(20 K/hr)がリトリーブされているが、これは第3図(h)に示したように地上降水量が120 mm/hrを越えるような豪雨に対応するものであり、局所的な場所における結果としてはおかしな値ではないと考えられる。第3図(i)は、使用したデータの降雨タイプ分類の水平分布であり、基本的には、降雨量の大きなスコールラインのリーディングエッジの幅約50kmの領域では対流性領域、その後面(西側)に幅50~100km層状性領域、さらにその後面にアンビル域が広がるという降雨形態の分布をしている。また、リーディングエッジの前面(東側)にもアンビル域が広がっている。これらの分布は、これまでの研究で知られているスコールラインの一般的な構造と一致するが、細かく見ると2A23で判別される降雨タイプの分類結果の中には対流性降雨の中に層状性降雨が若干混ざったり、層状性降雨の中に対流性のものが混ざったりしている。このような不均一は、本アルゴリズムによる潜熱放出リトリーブの結果に不自然な不連続を生じさせる原因となるので注意が必要である。最後に、第3図(j)は、降雨タイプ領域毎に水平平均した潜熱放

出プロファイルである。本観測データに対しては、直接の検証データとなる観測は行われていないが、これまで報告されている多くの研究結果(Tao *et al.*, 1990, 1993, 2000; Olson *et al.*, 1999, Ushiyama, 1999; Yang and Smith, 2000 など)と比べると、対流域、層状域、アンビル域ともに現実的なプロファイルのリトリーブしていると考えられる。対流性領域では、高度約 4-6 km に潜熱加熱のピークが見られ、層状性領域およびアンビル領域では上層で加熱、下層で冷却という構造が見られる。本アルゴリズムでは、少なくとも飽和域においてはリトリーブされる潜熱放出量にレーダの感度が直接影響することは少ないが、観測データがない領域の潜熱放出量の推定を行うことは不可能であるので、レーダで検知できないような弱い降雪から成る上層の層状性領域では潜熱放出量を過小評価する傾向があると思われる。

#### 4. その他の観測事例への応用

##### 4-1. 発達期の台風 0008 号に伴う降雨

第4図は、2000年8月2日に西太平洋で観測された台風8号のデータと潜熱放出プロファイルのリトリーブの結果である。この台風は発達期にあり、小さな台風の目の周りに背の高い対流性エコーすなわちアイウォールが見られる。また、第4図(h)の地上降水量分布に見られるように明瞭な螺旋状のレインバンドが存在し、特に東外側のレインバンドは高度 13 km を越えるような非常に発達した対流雲であることが分かる。アイウォールにおける地上降水量は 100 mm/h を越えており、外側のレインバンドにも 50 mm/h を越える降水量をもたらすエコーが存在している。しかしながら、面積の割合から言えば層状性域が卓越しており、リトリーブされた潜熱プロファイル(第4図(g))は、ほとんどの領域で高度 2-3 km 以下の冷却を示している。第4図(j)に、各降雨タイプの領域で平均した潜熱加熱プロファイルを示す。対流性領域における平均潜熱加熱プロファイルは、高度 4 km に 4 K/hr という大きな加熱のピークが見られ、高度 1 km 以下の下層では弱い冷却となっている。層状性領域でも、高度 4 km をピークに持つ加熱プロファイルが見られるが、これは対流性領域の影響が含まれているかもしれない。いずれにせよ、トータルの加熱量としては大きなプラスであり、この台風が発達期にあることを示唆している。

##### 4-2. 衰退期の台風 0008 号に伴う降雨

第5図は、第4図に示した同じ台風の衰退期に当たるもので、2000年8月8日に沖縄付近で観測されたデータである。台風の目は 100 km 近くまで広がり、アイウォールに相当する対流性エコーも背の低いものになっている(第5図(a))。また、第5図(i)に見られるように、対流性降雨と判別される面積は非常に少なく、台風の目の周りに点在する程度である。層状性領域においてもエコー頂高度は平均すると発達期に比べて低くなっているが、レインバンドの一部には鉛直断面図の距離 300 km 付近に見られるような背の高いエコーも存在する。降水の生成率の分布をみると(第5図(f))、高度 4 km 付近に大きな降水生成を示す部分が見られるが、これは融解層モデルの不完全性によってブライトバンドの影響が残ったものであり、最終的な潜熱プロファイルにはほとんど影響しない。第5図(i)に示した平均潜熱加熱プロファイルは、層状性領域の上層の加熱が支配的であるが、高度 2 km 以下での冷却も大きくなっている。対流性領域の平均潜熱プロファイルは、高度 4 km 程度までの弱い加熱だけであり、暖かい雨(warm rain)による浅い対流(shallow convection)であると考えられる。

##### 4-3. 梅雨前線に伴う層状性降雨

第6図は、石垣-宮古 TRMM 検証実験(Oki *et al.*, 1999)の期間中に観測された、沖縄本島付近の梅雨前線に伴う降雨のデータである。このデータは航空機搭載マルチパラメータレーダ(CAMPR: CRL Airborne Multiparameter radar)との同期観測に成功した時のもので、本アルゴリズムで用いる鉛直流や終端落下速度を航空機搭載レーダのドップラー速度データと比較するこ

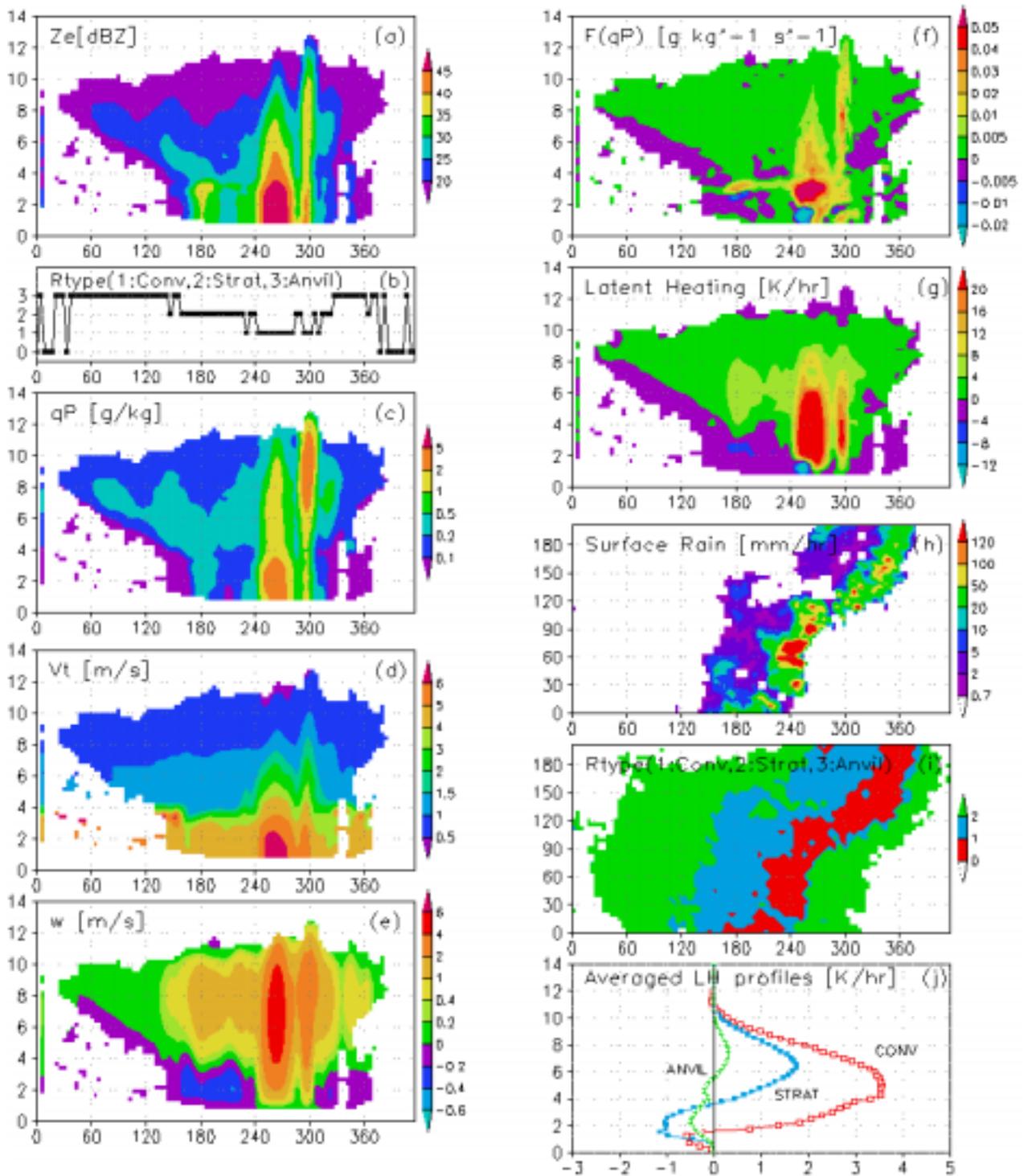


Fig. 3. A squall line case observed by TRMM on May 10, 1999 over Oklahoma. The orbit number is 8329. Vertical cross sections of (a) reflectivity, (b) rainfall type classification, (c) mixing ratio of precipitation, (d) terminal fall velocity of precipitation, (e) estimated vertical velocity, (f) production rate of precipitation, and (g) latent heating profiles. Horizontal distributions of (h) surface rainfall rate, and (i) rainfall type classification. Horizontal average of (j) latent heating profiles in convective, stratiform, and anvil regions.

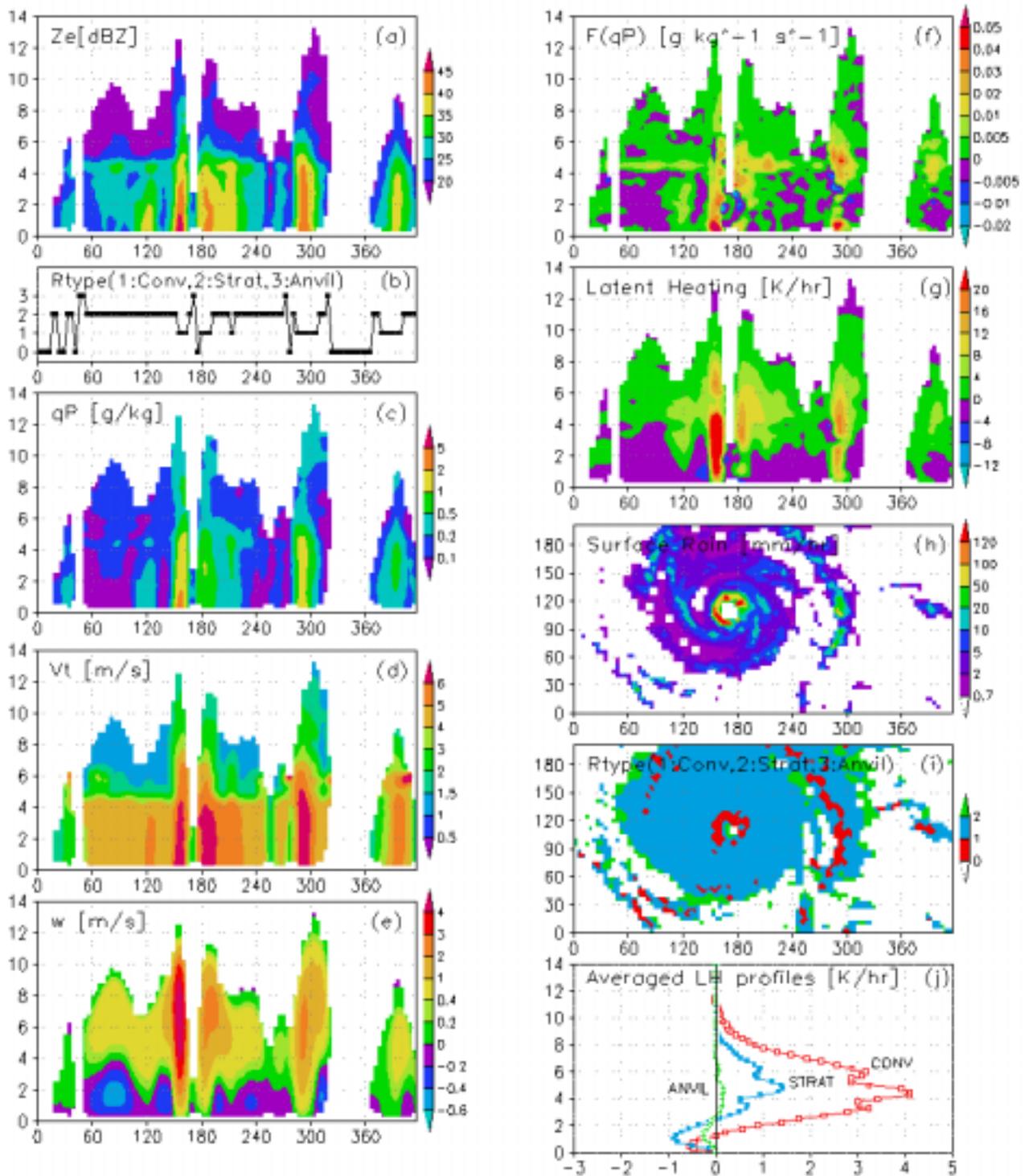


Fig. 4. As in Fig. 3 except a developing typhoon case observed on August 2, 2000. The orbit number is 15432.

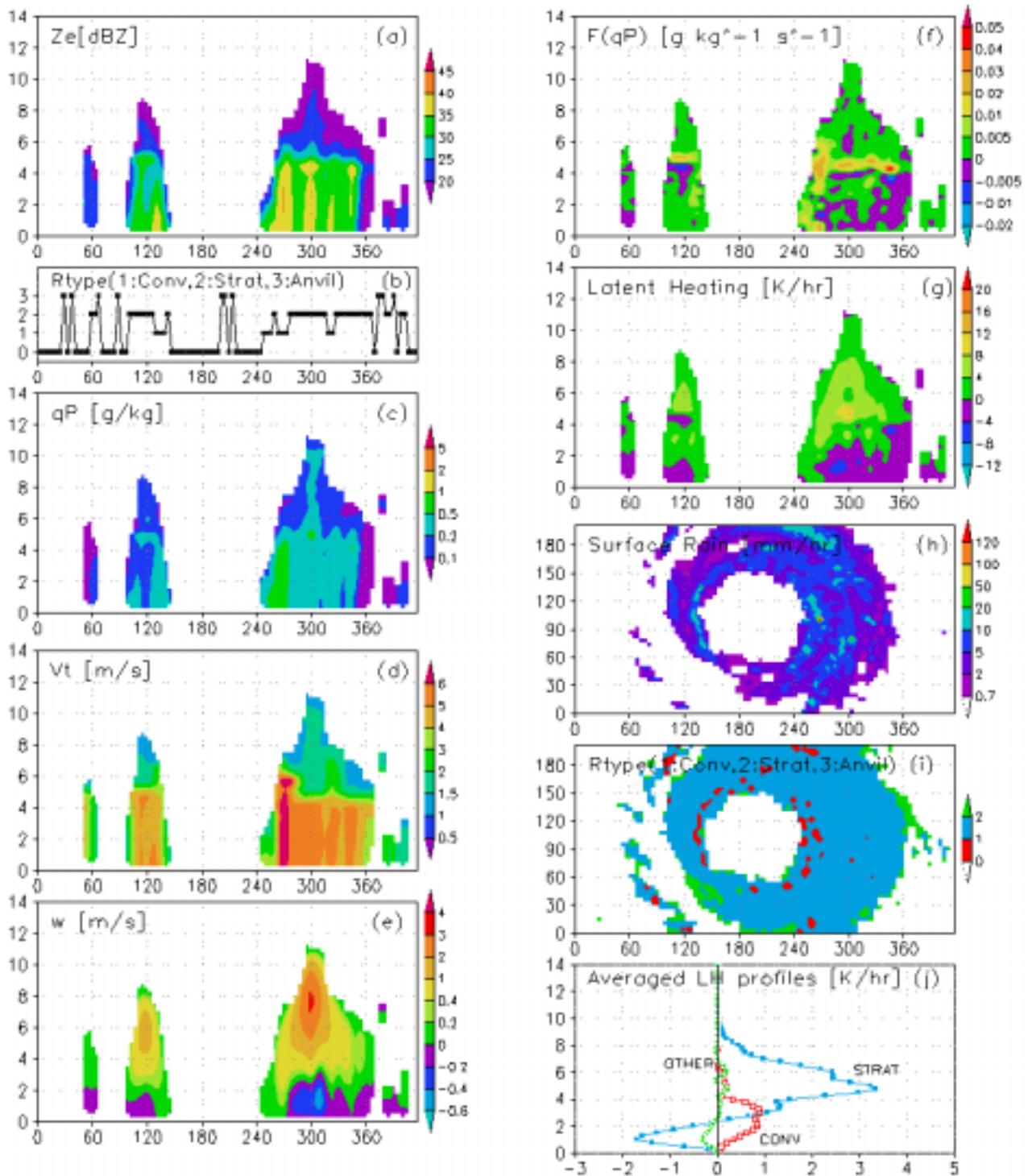


Fig. 5. As in Fig. 3 except a decaying typhoon case observed on August 8, 2000. The orbit number is 15526.

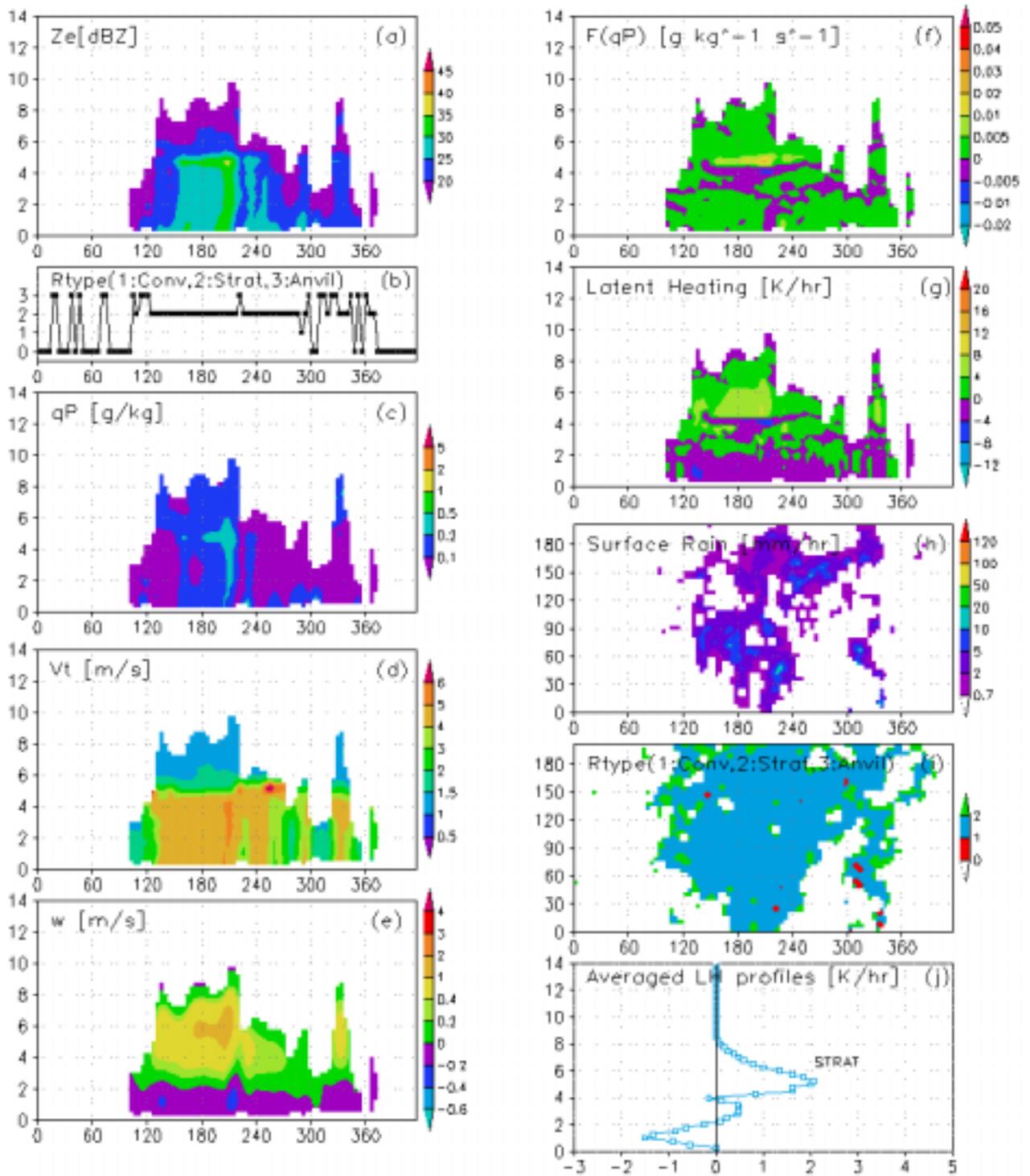


Fig. 6. As in Fig. 3 except Baiu frontal precipitation observed on May 26, 1998 during IMCET-98. The orbit number is 2826.

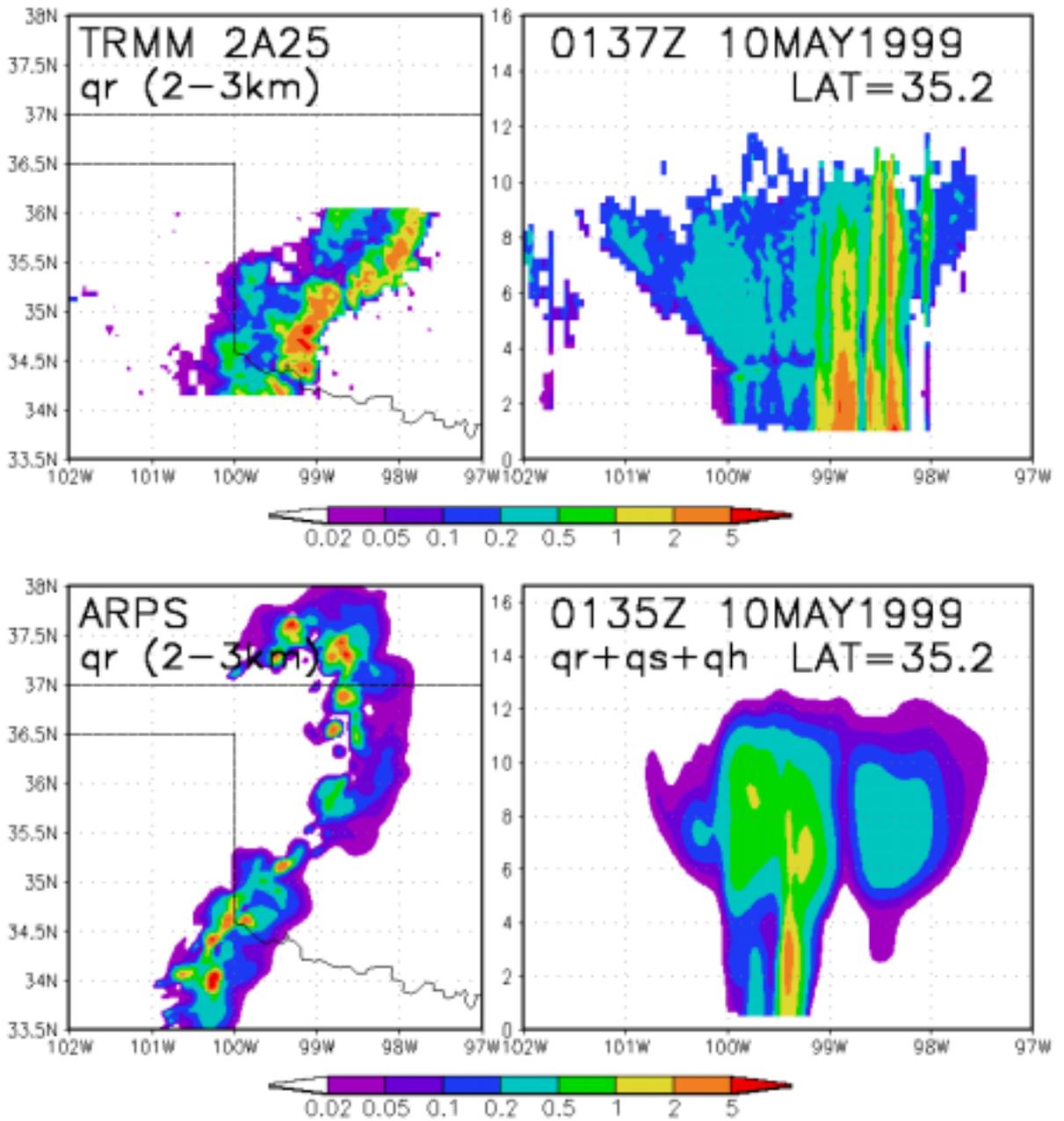


Fig. 7. Comparison between TRMM qp distribution and simulated qp by ARPS model.

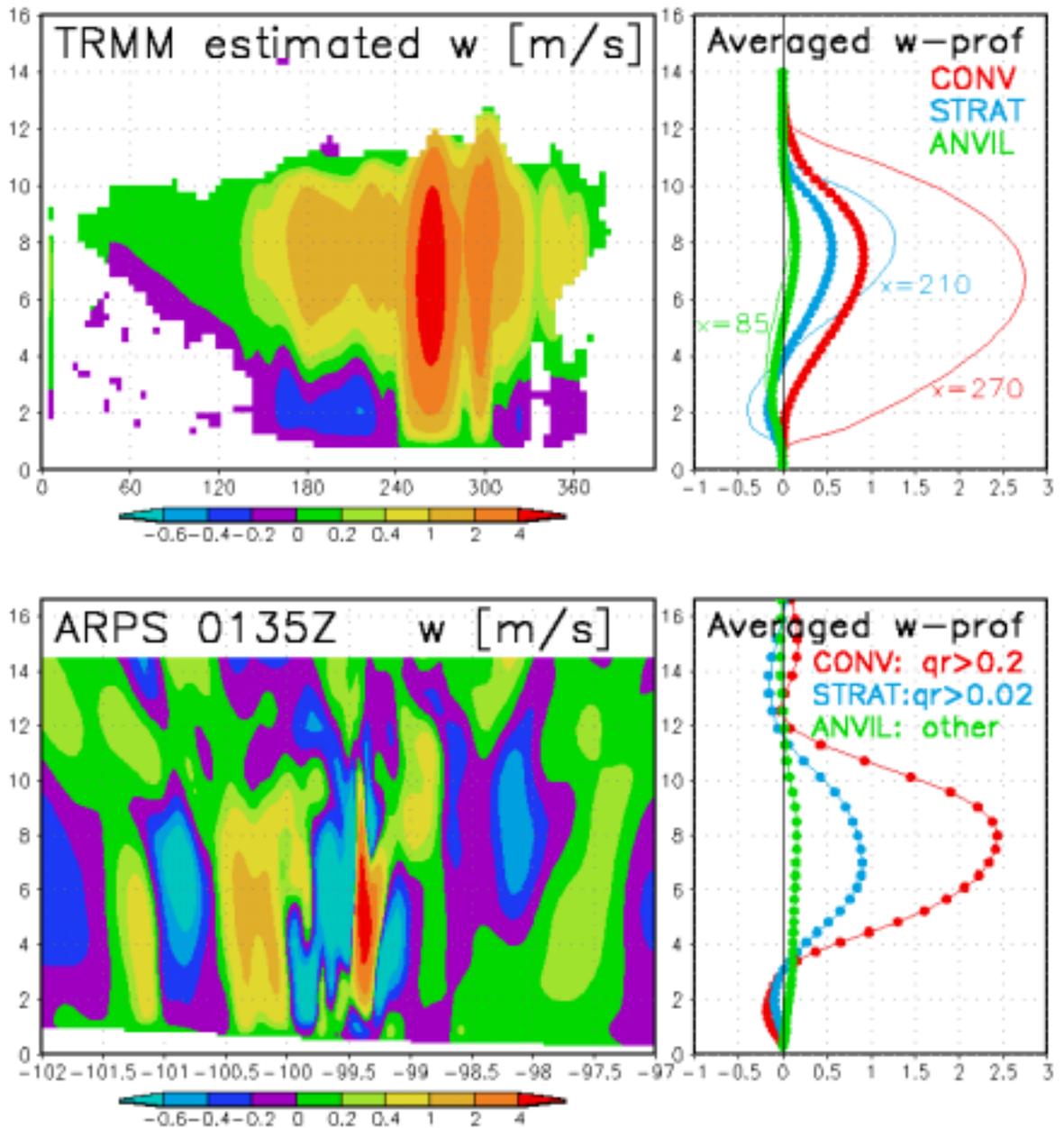


Fig. 8. Comparison between estimated w profiles and simulated w profiles by ARPS model.

とができるものであるが、観測されたエコーはほとんど層状性のものであり、あまり良い検証データにはならなかった。この事例は、これまで示した3つの事例(スコールライン、発達期の台風、衰退期の台風)と比べると、地上降水量がほとんど 10 mm/h 以下と少なく(第6図(h))、ほぼすべてが層状性降雨に分類されている(第6図(i))。平均潜熱加熱プロファイルは層状性領域のみ示すが(第6図(j))、正のピークが 2 K/hr、負のピークが -1.5 K/h といずれも小さく、少ない地上降水量に対応して、トータルの潜熱加熱量も小さくなっている。潜熱プロファイルの途中の高度 4 km 付近に見られる冷却は融解層の直下にあたり、実際に降水の蒸発に対応するものと考えられる。すなわち、第6図(f)の降水の生成分布に見られるように、降雨は融解層直下で一度蒸発するがその下層で再び増加していることに対応している。

## 5. 考察

### 5-1. 推定される鉛直流プロファイルの妥当性

本研究で提案した潜熱加熱プロファイルのリトリバルアルゴリズムにおいて、もっとも大きな誤差要因となるものは3次関数で推定する鉛直流のプロファイルであると考えられる。そこで、推定された鉛直流プロファイルの妥当性を調べるために、雲解像モデルを使ったシミュレーション実験を行った。使用したモデルは、オクラホマ大学 CAPS で開発された ARPS という非静水圧モデルで、雲物理量としては水蒸気、雲水、雲氷、雨、雪、霰/雹が予報変数としてある。格子間隔は水平 3 km で、鉛直方向には地形に沿った座標系で下層を細かく 53 層とっている。シミュレーション実験は、オクラホマ大学 CAPS で行われた対流シーズン実時間予報実験(Weygant *et al.*, 1999)で作られたデータ同化データを初期値として用いて、3時間の積分を行った。第7図は、第3図に示したものと同一オクラホマスコールラインの TRMM 観測データを緯度経度に座標変換したものと、同じ時刻に相当する ARPS のシミュレーション結果である。水平断面での比較を行うと、TRMM 降雨レーダの観測幅は約 200 km だけであるが、スコールライン全体の様子を ARPS モデルが良く再現していると言える。しかしながら、スコールラインのリーディングエッジ(降雨量の大きい対流性領域)の位置が、TRMM レーダによる実際の観測結果では進行方向前面に位置しているのに対して、ARPS の計算結果はスコールラインの中央から後面に現れている。鉛直断面を見ると、TRMM の観測結果では対流性領域の後面に層状性領域とアンビル領域が広がっているのに対して、ARPS の結果は後面の層状性領域が非常に小さくスコールライン前面にアンビルが広がっているという違いがある。しかしながら、対流性降雨の位置と層状性の面積を除けば、かなり観測データをシミュレートできていると思われる。第8図は、第7図と同じ北緯 35.2 度における鉛直断面における鉛直流プロファイルの比較結果である。鉛直流の分布を比べると、対流性領域で強い上昇流が存在することは当然であるが、それ以外の領域ではその分布がかなり異なることが分かる。本研究のアルゴリズムで推定した層状性領域における鉛直流分布は、高度 3-4 km より上層で上昇流それより下層で弱い下降流となっているのに対して、数値モデルの結果は数 10 km 毎に上昇流と下降流が交互に存在している。スコールラインに関するドップラーレーダや数値モデルによる過去の研究成果から判断すると、上昇流と下降流が交互に入れ替わる分布が一般的であると考えられる。しかしながら、降雨タイプ毎に領域平均した鉛直流プロファイルを見ると、その形や大きさはかなり一致している。この結果は、本研究のアルゴリズムで推定した鉛直流のプロファイルが、時間 - 空間的な平均値としては妥当であることを示唆していると考えられる。なお、モデル結果の降雨タイプの分類は、高度 3 km 以下の  $qr$  の平均値が 0.2 g/kg 以上の領域を対流性、0.02 ~ 0.2g/kg の領域を層状性、それ以外の領域の中で雲頂までの  $qr+qs+qh$  の平均値が 0.02 g/kg 以上ある領域をアンビルとした。

### 5-2. TMI データから求められる潜熱放出量との比較

TRMM マイクロ波放射計(TMI)データ処理の標準アルゴリズム 2A12 では、1章でも紹介したように、多周波の輝度温度から雲、雪、霰、雨などの雲物理プロファイルを推定して、地上降水

量や潜熱加熱プロファイルを求めている。第9図は、第3図に示したものと同一オクラホマスコールラインの TMI 観測データによる 2A12 プロダクトである。TMI は観測幅が大きいので、第7図の ARPS モデル計算結果で示したようなスコールラインの全体像が観測されている。地上降水量の大きな領域はスコールラインの前面に位置し、TRMM 降雨レーダの結果と一致しているが、その中に算出エラーと思われる弱い降雨域が点在している。潜熱加熱の水平分布は地上降水量分布と良く一致しており、その鉛直断面を見ると上層で加熱、下層で冷却という分布を示している。しかし、西経 98 度付近の地上降水量が大きい場所は対流性領域と考えられるが、潜熱加熱プロファイルを見ると、上層の大きな加熱とともに融解層付近より下層での冷却が見られ、本研究で示した潜熱加熱プロファイル(第3図(g))とはかなり異なるプロファイルを示している。本研究のアルゴリズムでは、降雨の蒸発冷却は高度 2 km 以下の限られた領域にしか存在せず、対流性領域の平均プロファイルで見ても冷却層は最下層の 2 km 以下にしか見られない。同じ鉛直断面における降水のリトリバル結果は、西経 98 度付近で上層の雪・霰と下層の雨がつながってもっともらしい結果と思えるが、全層の 1/3 程度を占める下層で冷却が生じているという結果は、これまで報告されてきた研究結果から考えても疑わしいように思われる。

次に、潜熱加熱の絶対値を比べてみると、2A12 ではピークの値で 2 K/hr 程度であるのに対して、本研究のアルゴリズムでリトリバルされた加熱量は最大 20 K/hr を越えている(第3図(g))。この10倍もの差の原因の一つは、TRMM PR と TMI の水平分解能の違いによると考えられ、PR の水平分解能が  $4.2 \times 4.2$  km であるのに対して、TMI の 10GHz データでは  $37 \times 63$  km (Kummerow et al., 1998)と10倍以上の差があることである。しかし、PR データから推定された潜熱加熱量のピークをその周りのデータを含めて平均したとしても、半分程度にしかならない。そこで、潜熱加熱プロファイルの鉛直積分量を決めている地上降雨量を比較してみると、2A25 で推定された最大 120 mm/hr という地上降雨量に対して、2A12 では第9図に示したように 20 mm/hr 程度であることが分かる。すなわち、この地上降雨量の差が潜熱加熱量の差になってあらわれたと考えられる。PR と TMI それぞれ独立に求められる地上降雨量は、全球東西平均値としては PR の過小評価と言われているが、個々の事例でみるとそれが逆転することもある。本研究で使用したデータは、オクラホマで観測された陸上におけるデータであるので一般的にマイクロ波放射計データのリトリバルは難しく、むしろかなり現実的な値をリトリバルしていると言えるであろう。海上の観測データにおいては、TMIの方が地上降雨量を大きく推定されているが、Aonashi and Liu (2000)のアルゴリズムによると、少なくとも日本付近の梅雨期における TMI と PR の地上降雨量は良く一致することが示されている。現段階では、2A25 と 2A12 のどちらの地上降雨量が正確であるかという判断は難しいが、いずれにせよリトリバルされる潜熱加熱量の精度は、地上降雨量に大きく依存することは確かである。

## 6. まとめ・今後の課題

TRMM 降雨レーダデータ(2A25)から、潜熱放出プロファイルのリトリバルするアルゴリズムを開発した。本アルゴリズムで必要となる鉛直流のプロファイルは、降雨タイプの分類結果、降水の混合比の鉛直平均値、雲頂高度、融解層高度などから3次関数の初期係数を決め、最後に潜熱放出量の鉛直積分値が地上降水量と釣り合うように、3次関数の係数を調整することによって求めた。また、本アルゴリズムで用いられる降水の混合比と終端落下速度は、TRMM 標準アルゴリズム 2A25 で仮定されている粒径分布から求めた。潜熱放出プロファイルの算出は、まず降水混合比の鉛直微分と鉛直流から降水の生成率を求め、その正負によって飽和・未飽和の判定を行い、次に未飽和領域では雨の蒸発率から、飽和領域では鉛直流と飽和水蒸気量の鉛直微分の積から潜熱放出量を求めた。本アルゴリズムでは、降雨レーダのデータのみを用いるので、海上・陸上を問わず世界中どこでも  $4.2$  km ピクセル毎に潜熱放出プロファイルが求められる。これは、従来の TMI データを用いるアルゴリズムに対して、地表面の状態によらない均一な精度の潜熱放出プロファイルが、細かい分解能で求められるという点で優れている。

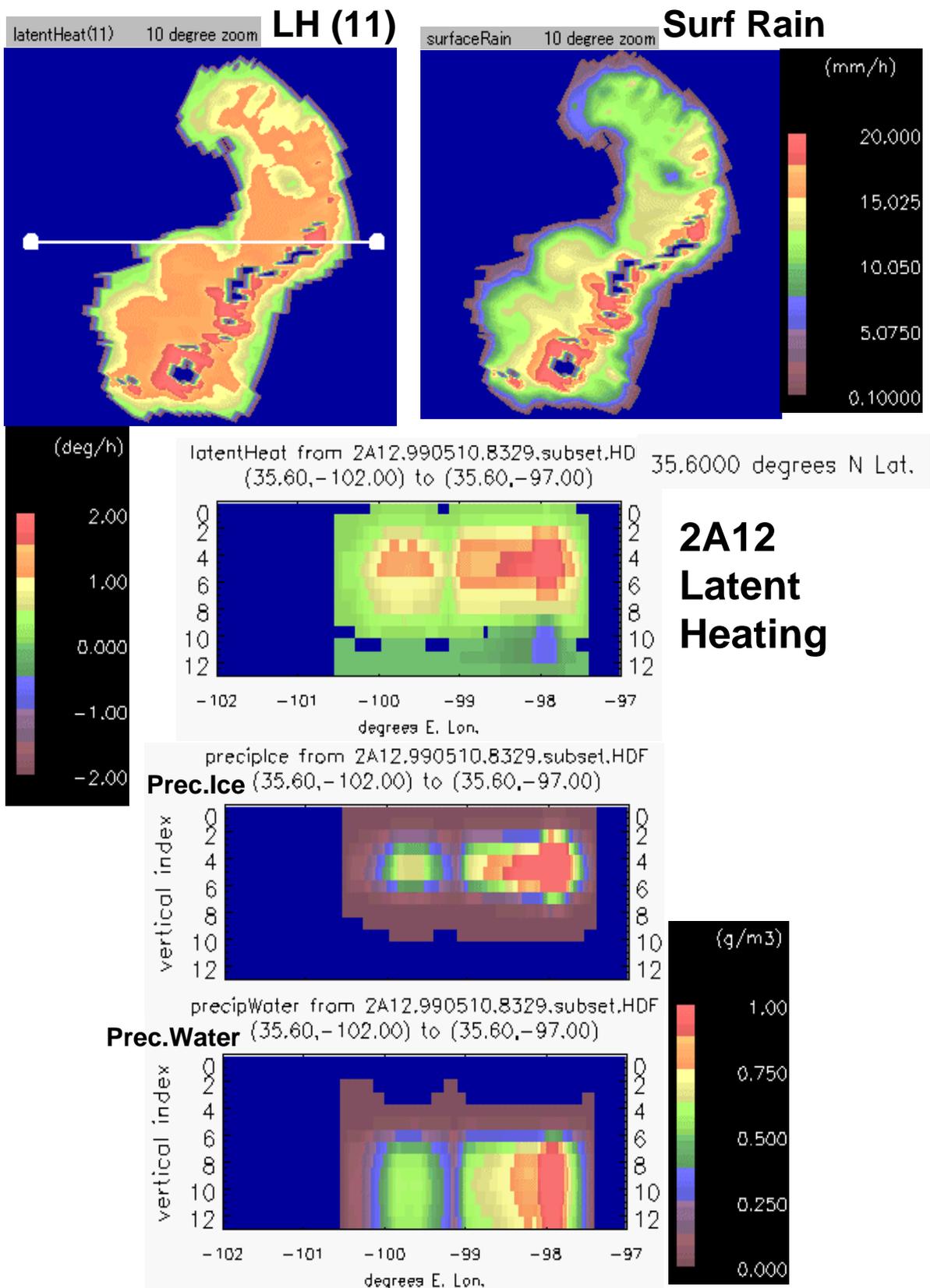


Fig. 9. Horizontal distributions of TMI derived latent heating and surface rainfall rate, and vertical distribution of latent heating, precipitation ice and water in 2A12.

開発したリトリーバルアルゴリズムを、TRMM で観測されたオクラホマのスコールライン(1999/5/10)、台風 8 号の発達期(2000/8/2)と衰退期(2000/8/8)、IMCET98 観測中の梅雨前線に伴う層状性降雨(1998/5/26)、の4例について適用した結果、いずれももっともらしい潜熱放出構造が得られた。また、降雨タイプ分類結果の領域毎に潜熱放出プロファイルを平均したところ、対流性領域、層状性領域、アンビル領域、いずれの平均プロファイルもこれまで報告されている研究結果とほぼ矛盾しない結果が得られた。次に、オクラホマのスコールラインに対する結果の検証実験として、まず推定された鉛直流を評価するために、オクラホマのスコールラインを雲解像モデル(ARPS)で再現し、平均的には妥当な大きさと形の鉛直流プロファイルが推定されていることを確認した。ただし、鉛直流プロファイルは雲システムの発達段階によって大きく変化するので、本アルゴリズムの中で3次関数により推定される鉛直流プロファイルは、ある時空間的な平均値であると考えなければならない。次に、TMI データから求められる潜熱放出量(2A12)との比較を行ったところ、その絶対値は本アルゴリズムでリトリーバルしたものが数倍大きかった。これは、2A25 と 2A12 による推定地上降水量に大きな違いがあった為と考えられる。その他の問題点としては、降雨タイプ分類結果が交互に入れ替わるような領域では非連続的で不自然な潜熱放出構造が算出されてしまうことや、修正標準大気の気温減率の問題、雲頂高度推定の困難さなどがある。しかしながら、これらの細かな問題は、最終的な潜熱放出プロファイルの結果にはそれほど影響しない。むしろ、世界中の様々な雲システムに本アルゴリズムを適用して問題点を洗い出すことと、本アルゴリズムで求められる潜熱放出プロファイルが、気候学的研究に適用できるような統計的妥当性を持つかどうかということや、数値モデルのインプットとして十分な精度があるかどうかについて調べることが、今後の重要な課題であると考えている。

## 謝辞

ARPS モデルの使用に当たっては、オクラホマ大学の S. Weygant, G. Bassett, K. Droegemeier にお世話になりました。本研究で使った ARPS モデルの結果は、オクラホマ大学 CAPS の対流シーズン実時間予報実験で作られた初期値を用いて、野田暁氏(東大海洋研)に手伝ってもらいCRLで計算したものです。*WC-Ze* 関係式の係数は、古津年章氏(島根大)と井口俊夫氏(CRL)の結果を東上床氏(RESTEC)が計算したものを使わせていただきました。TRMM データの読み出し作業において花土氏(CRL)と青柳氏(東京学芸大)の協力を得ました。また、中村健治氏(名古屋大)、阿波加純氏(北海道東海大)、沖理子氏(NASDA)、高藪縁氏(東大CCSR)をはじめとする多くの方々から、有益な助言や励ましの言葉をいただきました。この紙面をお借りして、これらの方々深く感謝の意を記したいと思います。

## 記号表・略語表

*Ze*: equivalent radar reflectivity factor [ $\text{mm}^6/\text{m}^3$ ]  
*R*: rainfall rate [mm/h]  
*WC*: water content of precipitation [ $\text{g}/\text{m}^3$ ]  
*q<sub>p</sub>*: mixing ratio of precipitation [g/kg]  
*ρ*: air density [ $\text{kg}/\text{m}^3$ ]  
*V<sub>t</sub>*: terminal velocity of precipitation [m/s]  
*w*: vertical velocity [m/s]  
*Fq<sub>p</sub>*: production rate of precipitation [ $\text{g kg}^{-1} \text{sec}^{-1}$ ]  
*LH*: latent heating [K/h]  
*q<sub>vs</sub>*: saturation mixing ratio of water vapor [g/kg]  
*L<sub>v</sub>*: latent heat of vaporization  
*C<sub>p</sub>*: specific heat in constant pressure [ $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ ]

## 参考文献

- Aonashi K., 1993: An initialization method to incorporate precipitation data into a mesoscale numerical weather prediction model. *J. Meteor. Soc. Japan*, 71, 393-406.
- Aonashi K. and A. Shibata, 1996: The impact of assimilating SSM/I precipitable water and rain flag data on humidity analysis and short-term precipitation forecasts. *J. Meteor. Soc. Japan*, 74, 77-99.
- Aonashi K. and G. Liu, 2000: Passive microwave precipitation retrievals using TMI during the Baiu period of 1998. Part I: Algorithm description and validation. *J. Appl. Meteor.*, 39, 2024-2037.
- Awaka, J., Y. Furuhashi, M. Hoshiyama and A. Nishitsuji, 1985: Model calculations of scattering properties of spherical bright-band particles made of composite dielectrics. *J. Radio Res. Lab.*, 32, 73-87.
- Gal-Chen, T., 1978: A method for the initialization of the anelastic equations: Implications for matching model with observations. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 587-606.
- Gunn, K. L. S. and G. D. Kinzer, 1949: The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air. *J. Meteor.*, 6, 243-248.
- Hauser, D. and P. Amayenc, 1986: Retrieval of cloud water and water vapor contents from Doppler radar data in a tropical squall line. *J. Atmos. Sci.*, 43, 823-838.
- Houze, R. A. Jr., 1982: Cloud cluster and large-scale vertical motions in the tropics. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 396-410.
- Iguchi, T., T. Kozu, R. Meneghini, J. Awaka, and K. Okamoto, 2000: Rain-profiling algorithm for the TRMM precipitation radar. *J. Appl. Meteor.*, 39, 2038-2052.
- Kawashima M., K. Tsuboki and T. Asai, 1995: Maintenance mechanism and thermodynamic structure of a Baiu frontal rainband retrieved from dual Doppler radar observations. *J. Meteor. Soc. Japan*, 73, 717-735.
- Kummerow, C. and L. Giglio, 1994: A passive microwave technique for estimating the vertical structure of rainfall from space. Part I: Algorithm description. *J. Appl. Meteor.*, 33, 3-18.
- Kummerow, C., W. Barnes, T. Kozu, J. Shiue and J. Simpson, 1998: The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) sensor package. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 15, 809-817.
- Kozu, T. and K. Nakamura, 1991: Rain-parameter estimation from dual-radar measurements combining reflectivity profile and path-integrated attenuation. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 8, 259-270.
- Kozu, T. and T. Iguchi, 1999: Nonuniform beamfilling correction for spaceborne radar rainfall measurement: Implications from TOGA COARE radar data analysis. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 16, 1722-1735.
- Kozu, T., T. Iguchi, K. Shimizu and N. Kashiwagi, 1999: Estimation of raindrop size distribution parameters using statistical relations between multi-parameter rainfall remote sensing data. *Proceedings of 29th Conf. on Radar Meteor.*, Montreal, AMS, 689-692.
- Magono, C. and T. Nakamura, 1965: Aerodynamic studies of falling snowflakes. *J. Meteor. Soc. Japan*, 43, 139-147.
- Oki, R., K. Furukawa, S. Shimizu, Y. Suzuki, S. Satoh, H. Hanado, K. Okamoto, and K. Nakamura, 1998-1999: Preliminary results of TRMM: Part 1, A comparison of PR with ground observations. *Marine Tech. Soc. J*, Vol.32, No.4, 13-23
- Olson, W., C. Kummerow, Y. Hong, and W.-K. Tao, 1999: Atmospheric latent heating distributions in the tropics derived from satellite passive microwave radiometer measurements. *J. Appl. Meteor.*, 38, 633-664.
- Peng X., and K. Tsuboki, 1997: Impact of convective parameterizations on mesoscale precipitation associated with the Baiu front. *J. Meteor. Soc. Japan*, 75, 1141-1154.
- Redelsperger, J. L., P. R. A. Brown, F. Guichard, C. Hoff, M. Kawasima, S. Lang, Th. Montmerle, K. Nakamura, K. Saito, C. Seman, W.-K. Tao, and L. J. Donner, 2000: A GCSM model intercomparison for a tropical squall line observed during TOGA-COARE. Part I: Cloud-resolving models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126, 823-863.
- Roux, F., 1985: Retrieval of thermodynamic fields from multiple-Doppler radar data using the equations of motion and the thermodynamic equation. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 2142-2157.

- Roux, F., 1988: The west African squall line observed on 23 June 1981 during COPT 81: kinematics and thermodynamics of the convective region. *J. Atmos. Sci.*, 45, 406-426.
- Roux, F., and J. Sun, 1990: Single-Doppler observations of a west African squall line on 27-28 May 1981 during COPT81: Kinematics, thermodynamics, and water budget. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 1826-1854.
- Satoh S., A. Kinoshita and H. Uyeda, 1995: Doppler radar observations on the structure and characteristics of tropical clouds during TOGA-COARE IOP in Manus, Papua New Guinea: Dual-Doppler analysis of mesoscale convective systems composing a cloud cluster. *J. Meteor. Soc. Japan*, 73, 443-459.
- Satoh S., D. Abe, M. Kawashima, T. Ushiyama and K. Takeuchi, 1996: Retrieved thermodynamic structures of mesoscale convective systems observed in the western tropical Pacific. *Proceedings of 12th Int. Conf. on Cloud and Precipitation, Zurich*, 550-553.
- Satoh, S., T. Iguchi, H. Hanado, N. Takahashi, H. Horie, H. Kumagai and T. Kozu, 1997: Airborne multiparameter radar observation of Baiu-frontal precipitation during TREX in 1996. *Proceedings of 28th Int. Conf. on Radar Meteorology, Austin*, 71-72.
- Simpson, J. (ed.), 1988: Report of the Science Steering Group for a Tropical Rainfall Measuring Mission, NASA Goddard Space Flight Center, Maryland.
- Smith, E. A., A. Mugnai, H. J. Cooper, G. J. Tripoli and X. Xiang, 1992: Foundations for statistical-physical precipitation retrieval from passive microwave satellite measurements. Part I: Brightness temperature properties of a time-dependent cloud-radiation model. *J. Appl. Meteor.*, 31, 506-531.
- Steiner, M., R. A. Houze, and S. E. Yuter, 1995: Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data. *J. Appl. Meteor.*, 34, 1978-2007.
- Tao, W.-K., J. Simpson, S. Lang, M. McCumber, R. Adler and R. Penc, 1990: An algorithm to estimate the heating budget from vertical hydrometer profiles. *J. Appl. Meteor.*, 29, 1232-1244.
- Tao, W.-K., S. Lang, J. Simpson and R. Adler, 1993: Retrieval algorithm for estimating the vertical profiles of latent heat release: Their applications for TRMM. *J. Meteor. Soc. Japan*, 71, 685-700.
- Tao, W.-K., S. Lang, J. Simpson, W. S. Olson, D. Johnson, B. Ferrier, C. Kummeow and R. Adler, 2000: Vertical profiles of latent heat release and their retrieval for TOGA-COARE convective systems using a cloud resolving model, SSM/I, and ship-borne radar data. *J. Meteor. Soc. Japan*, 78, 333-355.
- Takahashi N., H. Hanado and S. Satoh, 1996: Measurement of kinematics and precipitation of stratiform rainfall with airborne multiparameter rain radar. *Proceedings of 12th Int. Conf. on Cloud and Precipitation, Zurich*, 450-453.
- Takano, I. and A. Segami, 1993: Assimilation and initialization of a mesoscale model for improved spinup of precipitation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 71, 377-391.
- Ushiyama T. D. Abe, S. Satoh and K. Takeuchi, 1996: Retrieved dynamic thermodynamic structures of tropical convective system in weak wind phase in TOGA-COARE IOP. *Proceedings of 12th Int. Conf. on Cloud and Precipitation, Zurich*, 589-592.
- Ushiyama, T, 1999: Thermodynamic properties of various types of precipitating clouds in tropics retrieved from dual-Doppler radar observation. *Doctoral thesis, Hokkaido Univ.*, 123pp.
- Weygant, S., J. Levit, G. Bassett, A. Shapiro, K. Brewster, R. Carpenter, M. Xue and K. Drogemeier, 1999: Real-time model initialization using single-Doppler retrieved fields obtained from WSR-88D level-II data. *Proceedings of 29th Int. Conf. on Radar Meteor.*, 150-153.
- Yanai, M., S. Esbensen and J. Chu, 1973: Determination of average bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. *J. Atmos. Sci.*, 30, 611-627.
- Yang, S. and E. A. Smith, 2000: Vertical structure and transient behavior of convective-stratiform heating in TOGA COARE from combined satellite-sounding analysis. *J. Appl. Meteor.*, 39, 1491-1513.

## 発表公表論文リスト(1997-2001)

### a) 誌上論文 ( 査読付 )

- Aonashi K. and G. Liu, 2000: Passive microwave precipitation retrievals using TMI during the Baiu period of 1998. Part I: Algorithm description and validation. J. Appl. Meteor., 39, 2024-2037.
- Oki, R., K. Furukawa, S. Shimizu, Y. Suzuki, S. Satoh, H. Hanado, K. Okamoto, and K. Nakamura, 1998-1999: Preliminary results of TRMM: Part 1, A comparison of PR with ground observations. Marine Tech. Soc. J, Vol.32, No.4, 13-23.
- Kozu, T., S. Satoh, H. Hanado, T. Manabe, M. Okumura, K. Okamoto, and T. Kawanishi, 2000: Onboard surface detection algorithm for TRMM precipitation radar. IEICE Trans. Commun., E83-B, 2021-2031.

### c) 解説論文

- 佐藤晋介, 1998: 航空機と衛星からの降雨レーダ観測技術の実現 --- 集中豪雨や常気象の解明を目指して ---. 情報通信ジャーナル, Vol.16, No.3, 19-21.

### e) 口頭発表 ( 論文査読付 )

- Satoh, S., T. Iguchi, H. Hanado, N. Takahashi, H. Horie, H. Kumagai and T. Kozu, 1997: Airborne multiparameter radar observation of Baiu-frontal precipitation during TREX in 1996. Proceedings of 28th Int. Conf. on Radar Meteor., Austin, 71-72.
- Satoh, S., and A. Noda, 2001: Retrieval of latent heating profiles from TRMM radar data. Proceedings of 30th Int. Conf. on Radar Meteor., Munich, submitted.

### f) 一般口頭発表

- 青梨一正, 1998: 衛星搭載マイクロ波放射計データを用いた梅雨前線帯の解析. 日本気象学会1998年秋期大会, 仙台, 1998年10月
- 青梨一正, 1999: 1998年6-7月における西日本付近のTMIとPRデータの比較. 日本気象学会1999年春期大会, 東京, 1999年4月
- 青梨一正, 1999: 日本付近の冬期降水('98年1-2月)のTMIによる解析. 日本気象学会1999年秋期大会, 福岡, 1999年11月
- 青梨一正, 2000: TMI輝度温度データの数値予報モデルへの変分法を用いた同化(その1). 日本気象学会2000年春期大会, つくば, 2000年5月
- 青梨一正, 2000: TMIデータを用いた1998年梅雨期の降水量および降水タイプのリトリバル. 日本気象学会2000年秋期大会, 京都, 2000年10月
- 川島正行, 1999: スコールラインの周期的変動に関する数値実験. 日本気象学会1999年秋期大会, 福岡, 1999年11月
- 佐藤晋介, 板倉宏治, 阿波加純, 1997: 梅雨前線に伴うクラウドクラスターの構造(2)降雨タイプの分類. 日本気象学会1997年秋期大会, 札幌, 1997年10月
- 佐藤晋介, 2000: TRMMレーダーデータによる潜熱プロファイルのリトリバル. 日本気象学会2000年秋期大会, 京都, 2000年10月
- 牛山朋来, 他, 1999: 1998年7月17日に九州北部で観測された降水系の数値実験 -ARPSとNHM気象研非静力学モデルの結果の比較. 日本気象学会2000年秋期大会, 福岡, 1999年11月
- 牛山朋来, 他, 2000: 1998年7月17日に九州北部で観測された降水系の数値実験 -現実的な降水系の再現のためのARPSによる実験-. 日本気象学会2000年春期大会, つくば, 2000年5月