

東シナ海上の梅雨前線南側における降水系の形成機構

～水蒸気前線の発見～

—2005年度山本・正野論文賞受賞記念講演—

茂 木 耕 作*

1. はじめに

この度、2004年の気象集誌に掲載された (Moteki *et al.*, 2004a, b) に対して、山本・正野論文賞という大変名誉な評価を頂きました。この研究は、気象研究所が中心となって行った梅雨観測研究プロジェクト X-BAIU (X は、East China Sea の頭文字 ECS をまとめた意味と未知数 X という意味を持ち、梅雨期の東シナ海上における多くの謎の解明を目指すという意味を込めたプロジェクト名、Yoshizaki *et al.*, 2000a を参照) の一環として行ったもので、今回頂いた評価は、多くの研究機関がまさしく全員野球的に取り組んだ X-BAIU というチーム全体に対する評価でもありと思っています。そういった意味では、私はその試合のいわばラッキーボーイのような形で今回の賞を頂けるとなりましたが、この研究に対して様々な形でご協力頂いた全ての皆様に感謝します。

この研究では、「梅雨前線南側での降水系の形成機構」を調べることにより、従来の梅雨前線とは成因の異なる前線が存在することが明らかになり、これを「水蒸気前線」と名付けました。水蒸気前線とは、東シナ海上において梅雨前線の位置から数十 km 南側に存在する水蒸気傾度のみを伴った収束線で、東西方向には、約1000 km の長さを持つものです。受賞対象となった2部構成の論文ではいくつかのテーマが設定されていますが、ここでは、その水蒸気前線の発見につながる結果を中心に解説します。第3節と第4節でメソ β 規模の特徴、第5節と第6節でメソ α 規模の特

徴、第7節で総観規模の特徴をまとめます。

なお、本稿に述べる内容は、受賞対象論文とそれに続く研究内容を付け加えて著者が名古屋大学大学院環境学研究所に提出した博士論文 (Moteki, 2004) の中核となったものです。この内容に関連する和文解説としては、気象研究ノート第208号第4章 (茂木ほか, 2004) があります。また、この研究に深い関心を寄せて下さり、実際の予報業務に適用するためにご尽力されている沖縄気象台の方々による受賞対象論文の全文和訳が、刊行誌沖繩技術ノート第66号に掲載されています。新田 尚先生の監修による一般向けの教科書「天気図の見方と調べ方」には、本稿の第10図を改変したものの引用と解説があります。それらも本稿と合わせてご一読頂ければ幸いです。

2. 研究の背景

本研究で注目した梅雨期における東シナ海では、梅雨前線の停滞に伴って多くの降水系が発生し、その降水系が九州上陸時にはしばしば集中豪雨をもたらすことがよく知られています。Ninomiya and Akiyama (1992) は、そのような降水系によってもたらされる梅雨前線帯の降水分布を見ると、メソ γ 、メソ β 、メソ α 及び総観規模 (それぞれ水平的に数 km、数十 km、数百 km、数千 km の規模を指す) といったそれぞれの水平規模の階層において特徴的なまとまりがあることを指摘しました (第1図)。しかし、そうした梅雨期の降水系が持つ階層構造を現場観測で捉えるためには、複数の測器のデータを総合的に扱わなければならないと、それは大変困難なことです。特に東シナ海は、高層気象観測点としても大きな空白域であり、中国東岸から九州までの間の領域でほとんど島が存在しないため、観測測器を配備することすら容易ではあり

* 海洋研究開発機構地球環境観測研究センター。
moteki@jamstec.go.jp

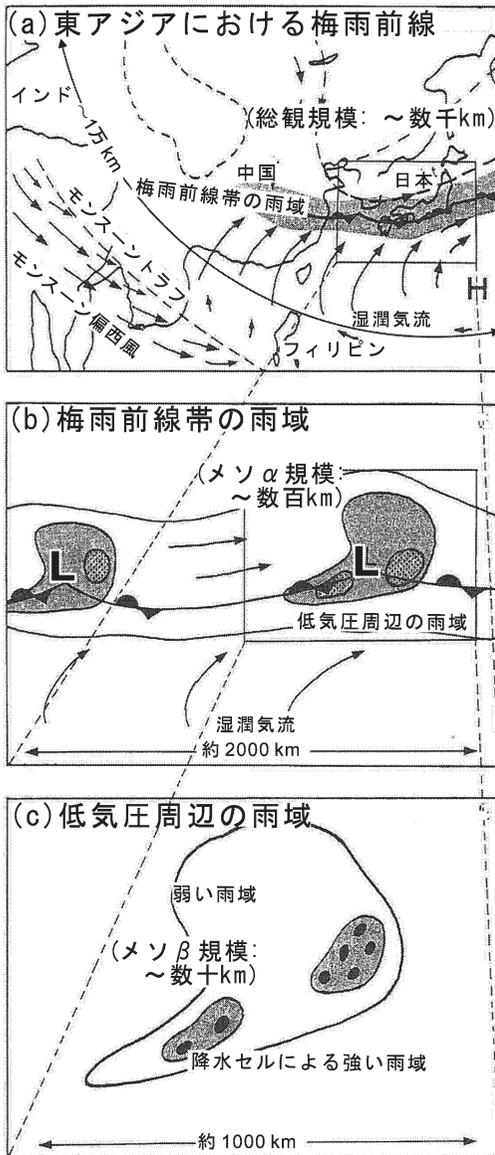
—2006年3月9日受領—
—2006年6月26日受理—

ません。そのためまずは、九州西岸のごく近傍である降水系の事例についてある1つの水平規模での詳細な構造を階層構造における位置付けを示す形で研究が進められてきました (Ishihara *et al.*, 1995; Kawashima *et al.*, 1995; Takahashi *et al.*, 1996など)。そのような研究により、各水平規模に応じた観測的解析の手法

が確立されました。また、丁度私が北海道大学理学部の修士課程に入学した1999年に山本・正野論文賞を受賞された加藤輝之さんの研究 (Kato, 1998) により、梅雨期の集中豪雨の発生環境に関する理解が大きく一歩進み、雲解像非静力学モデルを用いた研究手法も整いつつありました (Saito *et al.*, 2001)。

そうした時期において、東シナ海上で発生して九州に降水をもたらす降水系をターゲットとして1999年に行われた特別観測 X-BAIU-99では、各水平規模に対応したデータを取得するための観測が実現しました (第2図)。特に、東シナ海の沖合 (北緯30.5度, 東経128度) においてCバンド降雨レーダーを搭載した啓風丸が配置されたことは、この観測における大きな特徴の1つです。これにより、階層構造の把握の中でも最も困難な点の1つである海洋上におけるメソ α 規模の降水系の振舞いを観測的に広範囲において捉えることが可能となりました。また、気象庁の観測船4隻を含む7地点で追加配備された高層気象観測データを数値モデルの初期値に取り込むことで、観測された降水系の数値実験を行う際の再現性の向上が期待されます。すなわち X-BAIU-99の実施によって、観測データの取得や数値モデルの整備、それらを使用する上での種々の手法確立といった点で、ある降水系についてその階層構造の研究を正面から取り組むための条件が整ったと言えます。

本研究では、X-BAIU-99で捉えられた多くの降水系の中から1999年6月27日に東シナ海東部で観測され



第1図 梅雨前線帯の降水分布における階層性を示した古典的な概念図 (Ninomiya and Akiyama, 1992をもとに Shimizu, 1996が作成した図。ただし、図中の和訳の文責は茂木にある)。



第2図 X-BAIU-99の観測体制。小さい白丸の地点は、高層気象観測点を示す。破線円および点線円は、それぞれCバンド降雨レーダーおよびXバンドドップラーレーダーの観測範囲を示す。

た降水系（第3図）に注目し、その3次元構造をメソ β 規模、メソ α 規模、総観規模で示すことを本研究における最初の目的としました。その上で、過去に示された梅雨前線帯の階層構造の概念図（第1図）と対比させられるような新しい概念図を構築し、今後の東シナ海上で実施すべき観測内容の具体的な議論にも繋げることを目指しました。

また、そのような歴史的流れに基づく目的を持った一方で、個人的に疑問を抱いていたことがありました。新聞の天気予報欄などにも載っているような雲画像と天気図を重ね合わせた図（第3図a）を見ていると、梅雨期には、背の高い雲域が東西に伸びる梅雨前線の位置を挟んで南北に幅広く広がっていることがあります。実際に、観測期間中だけでも何度もこういった状況が見られました。もちろん天気図の前線記号は、大規模場での概念的記号であり、その位置を厳密に考えて雲の発達位置を議論することはできないものであることは注意しなければなりません。しかし、非常に活発な降水雲が梅雨前線記号の位置を挟んで南側にも北側にも数百 km 以上の南北幅を持って連続的に広がっている状況は、私には、不思議に思えました。前線の位置が、厳密にどこにあるかという問題ではなく、寒乾気の北風と暖気の南風が収束するところ以外に何か別の対流を引き起こす原因が無ければ、第3図aのような状況は生じないのではないかと考えられます。一般に暖気に対流不安定な成層をしていることを考えると、その別な原因は、暖域にあると推測できます。つまり、対流不安定な成層を持つ暖域で、下層の空気を持ち上げるきっかけさえあれば対流は活発になりえるわけですが、そのきっかけは具体的に一体どんなものなのでしょう。しかも、その下層の空気を持ち上げるきっかけは、対流域のごく近傍に形成されるガストフロントなどのように局所的な構造が存在しただけでは、第3図aのような状況にはなりません。すなわち、東西幅としては約1000 km 程度の総観規模の大きさを持つもので、なおかつ寒気の北風と暖気の南風による大規模収束というものの以外の何かを考える必要があります。

暖域における降水系の形成機構としては、山岳斜面での強制上昇や或いは地形を迂回する流れの収束 (Yoshizaki *et al.*, 2000b; Kanada *et al.*, 2000; Teng *et al.*, 2000) が、既によく知られていました。しかし、東シナ海でそういった効果を持ちうる地形が存在するのは、九州西岸の島々や台湾だけですから、

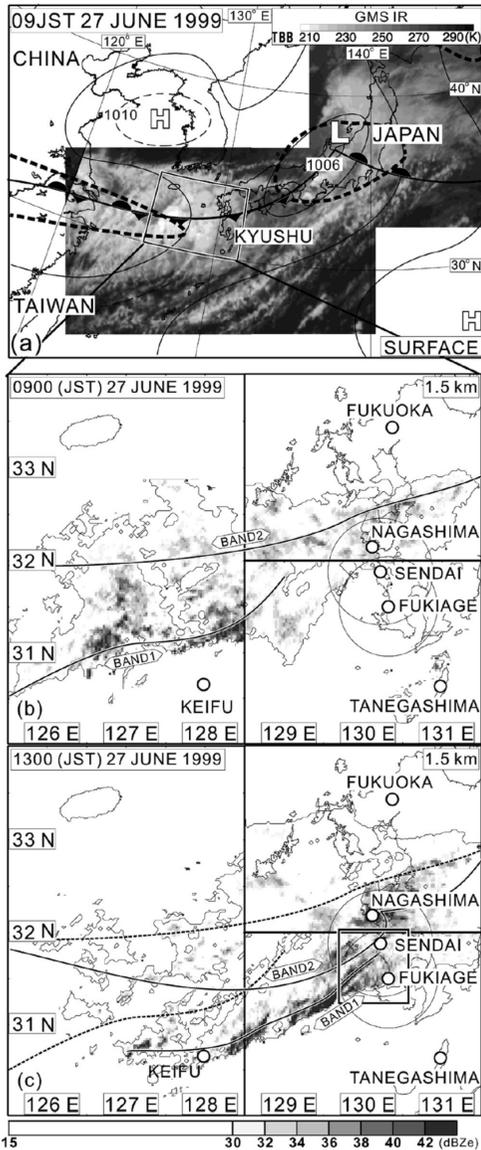
第3図aの状況を説明するのは難しそうです。

総観規模低気圧に伴う寒冷前線の場合であれば、その南側での降水系の形成機構として、スプリット前線と呼ばれる上空の寒冷前線の存在がよく知られています (Browning and Monk, 1982; Browning, 1999; 小倉, 1999, 2000など)。しかし、その場合、地表の寒冷前線に伴う対流雲の高さは、上空に乾燥侵入 (dry intrusion) があるために低くなるはずで、第3図aの状況はそれと大きく異なります。その他にも環境場の特徴に異なる点が多くあり、スプリット前線で説明することにもやはり無理がありそうです。そこで、注目した降水系の階層構造を記述するという通して、梅雨前線の南側における降水系の形成機構を見出す、ということも目的の1つとして考えるようになりました。

3. 観測された2本の降水帯の各水平規模における概観

本研究で注目した事例は、発達前から発達後までの変化を捉えた観測データが観測期間中における多くの事例の中でも最もよく整っていました。第3図は、総観規模とメソ α 規模におけるこの事例の概観を示したものです。1999年6月27日09時（日本時）において梅雨前線は、東シナ海上でほぼ停滞して東西に伸びており、700 hPa における湿潤域の分布を見ると中国大陸から東シナ海にかけて伸びる湿舌が見られます。この梅雨前線の位置を挟んで500 km 程度の広い南北幅を持つ背の高い雲域（赤外輝度温度が低い領域）が見られます。

東シナ海東部の雲域について、天気図と同時刻の09時におけるCバンド降雨レーダーによる高度1.5 km での反射強度分布（第3図b）を見ると、メソ α 規模の2本の降水帯が南北に並んでいることが分かります。ここでは、降水エコーの動きを追跡し、南西から北東に動くエコーによって構成される降水帯をBAND1、西から東に動くエコーによって構成される降水帯をBAND2として定めています。従って、第3図b中の実線で示した降水帯の位置は、南北方向に数十 km の幅を持って降水エコーの動きの違いを大まかに分けて捉えるためのものであり、厳密にその位置を議論するためのものではありません。2本の降水帯のうち、南側のBAND1はほぼ停滞していましたが、北側のBAND2は4時間で約100 km 南下する動きがあったため（第3図c）、九州上陸直前に2本の降水

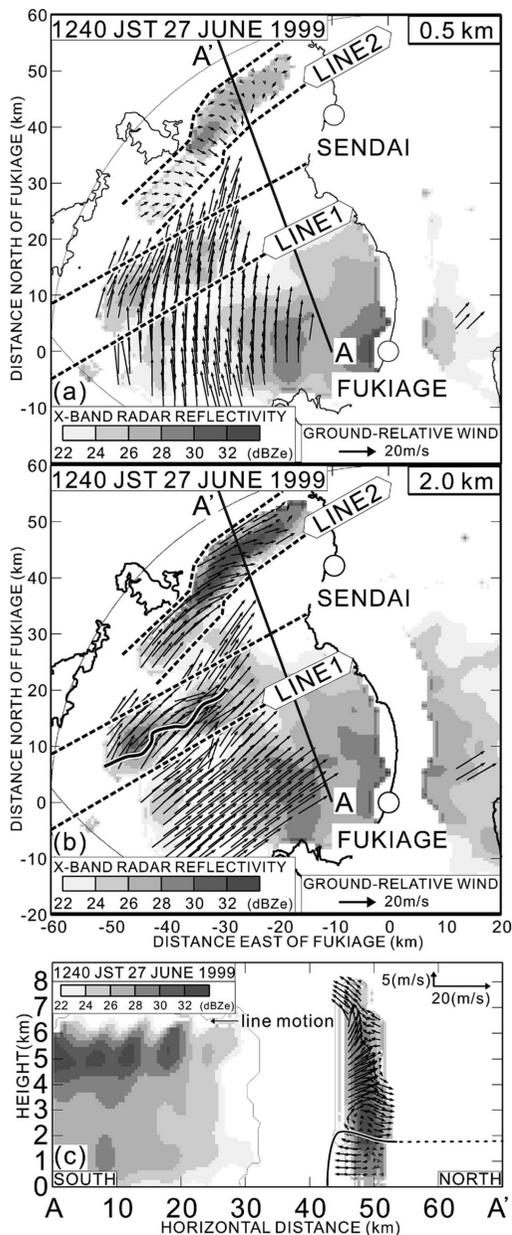


第3図 1999年6月27日に東シナ海東部で観測された2本の降水帯に関する総観規模、メソ α 規模における概観。(a) 09時(日本時)の天気図に重ねて示したGMS-5による赤外画像、(b) 09時および(c) 13時のCバンド降雨レーダーによる高度1.5 kmでのレーダー反射強度分布。(a)の太い破線は、700 hPa面の $T_d - T_a < 3K$ の湿潤領域を示す。(b)および(c)の実線は、BAND1とBAND2の位置、(c)の破線は、BAND1とBAND2の09時における位置を表す。

帯の併合が起きました。その際にBAND1では、反射強度で6 dBZe以上増加するような急激な降水強化が起きました。

その併合過程が起る直前の12時40分において、デュアルドップラーレーダー解析(2台以上のドップラーレーダーによるドップラー速度データから3次元気流場を計算する解析手法)から得られた2本の降水帯の気流構造を示したのが第4図です。このメソ β 規模の観測領域においては、メソ α 規模で定めたBAND1、BAND2に対して、それぞれLINE1、LINE2と呼ぶことにします。敢えて呼び方を変えているのは、BANDの定義に対しては、南北に数十kmの幅を持たせていましたが、LINEの定義においては、LINEの幅と単一の降水セル(ここでは、水平規模10 km程度、寿命1時間程度の個々の積乱雲に相当する降水域を指し、中心付近に上昇流域の極大を伴うものとする)の幅は同じものとして考えているためです。Cバンドレーダーでは、降水帯全体の動きを捉えるための議論で良かったので、ある程度南北幅を持たせたBANDという定義を用いました。Xバンドドップラーレーダーでは、収束線と降水セルの明瞭な一致を捉えることができます。それぞれのレーダーで定義する対象を変えているのは、レーダーの波長の違いによってデータの水平解像度がCバンドレーダーで2.5 km、Xバンドレーダーで1 kmと異なっていることにもよります。

高度0.5 kmの水平断面の気流分布(第4図a)を見ると、LINE1は南風場であるのに対してLINE2は北風場であることが分かります。長島(位置は第3図bまたはcを参照)における地上気象観測データから、LINE2の通過に伴って南風から北風が変わるタイミングで温位の降下と水蒸気混合比の減少が確認されました(図省略)。第4図cの鉛直断面で示すようにLINE2では下層2 kmに顕著な北風成分が見られ、LINE2の上昇流は、北風成分の層より上層の高度2 km以上で発達しています。第4図a、cでは、デュアルドップラーレーダー解析の手法の限界として、気流データの空白領域ができ、このデータだけからLINE2の北風成分に対してその先端を決めることはできません。しかし、地上観測データの結果を合わせて考えれば、北風の先端付近にLINE2が対応していたという推測は可能です。これらの観測事実を合わせて考えると、LINE2は、大規模場における寒気の北風と暖気の南風が収束する境界に形成された降水帯で



第4図 Xバンドドップラーレーダーによる12時40分の反射強度と風の分布。(a) 高度0.5 kmの水平面、(b) 高度2.0 kmの水平面、(c) 水平面図(a)、(b)中で示すA-A'の線に沿った鉛直断面。(a)と(b)においてLINEを構成する降水セルの列を2本の破線で表す。2本の破線の幅は、LINEを構成する降水セルの幅に等しい。(b)のLINE1に沿った実線は、収束量の極大値として検出された収束線の位置を示す。(c)の太い実線は、地上気象観測データの風向変化も考慮して推測される北風成分と南風成分との境界を示す。

あったと考えられます。大規模場における寒気の北風と暖気の南風による収束線という定義で梅雨前線と呼ぶとすると、LINE2は、梅雨前線の収束線に対応して形成されたものと捉えられます。

一方、LINE1に対しては高度1-2 kmにおいて西風と南西風とによる弱い収束線が検出されました(第4図b)。LINE1は、甕島からも南側にずれた位置で停滞していたことから、LINE1に対応する収束線は、地形を迂回する流れの収束としては説明できません。南風場内において地形の影響以外にこのような収束線ができていたとすると、そのようなものは過去に指摘された例がありませんでした。

4. 梅雨前線と水蒸気前線

このように各水平規模に対応した観測データを総合的に見ることによって、梅雨前線帯には、大規模場における寒気と暖気の収束線(以後本稿では、これを梅雨前線と呼ぶことにします)以外に南風場においても下層の弱い収束線が存在し、降水帯を形成していることが示唆されました。しかし、観測で得られた気流データなどの水平分布には、空白領域ができ、解釈をまとめる際に推測に頼らざるを得ない部分があります。その推測された解釈をより確からしくするためには、力学場や温度・水蒸気場を含めて3次元的に空白域の無いデータが得られる数値モデルを用いた再現実験が有効な手段です。

そこで、観測されたLINE1およびLINE2に対応する収束線について、周囲の熱力学場や水蒸気場を3次元的に調べるために、5 kmの水平解像度の気象研究所非静力学モデル(Ikawa and Saito, 1991; Kato, 1996; Saito, 2001)を用いて再現実験を行いました(以後、5 km resolution Non-Hydrostatic Modelの略として5 km-NHMと呼びます)。5 km-NHMの初期値・境界値は、気象庁領域スペクトルモデル(Segami, 1989)による1999年6月26日21時から24時間予報値より作成しました(以後、Regional Spectral Modelの略としてRSMと呼びます)。このRSMの予報値には、X-BAIU-99で追加配備された高層気象観測点のデータも取り込まれており、ここでは、気象庁から気象研究所に配信されたデータを用いました。5 km-NHMの積分開始時刻は、2本の降水帯が併合して発達した6時間前6月27日06時とし、積分時間は9時間としました。

5 km-NHMによって計算された6月27日12時にお

ける降水分布 (第 5 図 a) を見ると、観測された LINE1 と LINE2 に対応する併合直前の 2 本の降水帯が非常に良く再現されています (降水帯のスケールと位置関係の参考として、ドップラーレーダーの観測領域を点線円で示しています)。5 km-NHM による再現結果においては、前 1 時間降水量で 10 mm 以上の降水を伴う高度 0.02 km (5 km-NHM における最下層高度。高度は、地形に沿った z^* 座標系における地表面からの距離で示されています。) での収束線を LINE として定義しました。第 5 図 a を見ると、風向が北風から南風に急変している部分での収束線があり、これに対応する降水帯が観測された LINE2 に対応するものと考えられます。LINE2 には、約 2K/10 km の温位傾度が見られます。梅雨前線の温位傾度は、傾圧性が強い寒冷前線に比べれば小さいことは確かですが、寒気と暖気の境界としてこの程度の値を持つことは不自然ではありません。同じく高度 0.02 km における水蒸気混合比の分布を示した第 5 図 b を見ると、LINE2 の収束線を挟んで約 $3 \text{ gkg}^{-1}/10 \text{ km}$ の非常に明瞭な水蒸気傾度が見られます。LINE2 の収束線の特徴をまとめれば、(寒冷前線などに比べると) 温位傾度が小さく、水蒸気傾度が明瞭である、ということになり、これは梅雨前線に対する教科書的記述に沿うものであることが分かります。

一方、LINE1 は、高度 0.02 km での梅雨前線に伴う温位傾度の位置からは明らかに南側にずれて形成されています。LINE1 の収束線としての構造は、地表付近の最下層よりもやや上の 0.5 km から 1.5 km の高度でより明瞭に見られました。高度 0.52 km での風と水蒸気混合比の水平面分布を示した第 5 図 c を見ると、この高度では、LINE1 に沿って西南西風と南西風による収束線が明瞭です。水蒸気混合比の分布を見ると、LINE1 に沿って $2 \text{ gkg}^{-1}/10 \text{ km}$ 程度 (LINE1 を挟んで 16 gkg^{-1} から 18 gkg^{-1} へ増加) の非常に明瞭な水蒸気混合比の水平傾度が見られます。このような梅雨前線の南側でそれとは別に水蒸気傾度を持つ収束線の存在は、過去の研究において指摘された例がありませんでした。そこで、この梅雨前線の南側において水蒸気傾度を伴う収束線を水蒸気前線と呼ぶことにしました。

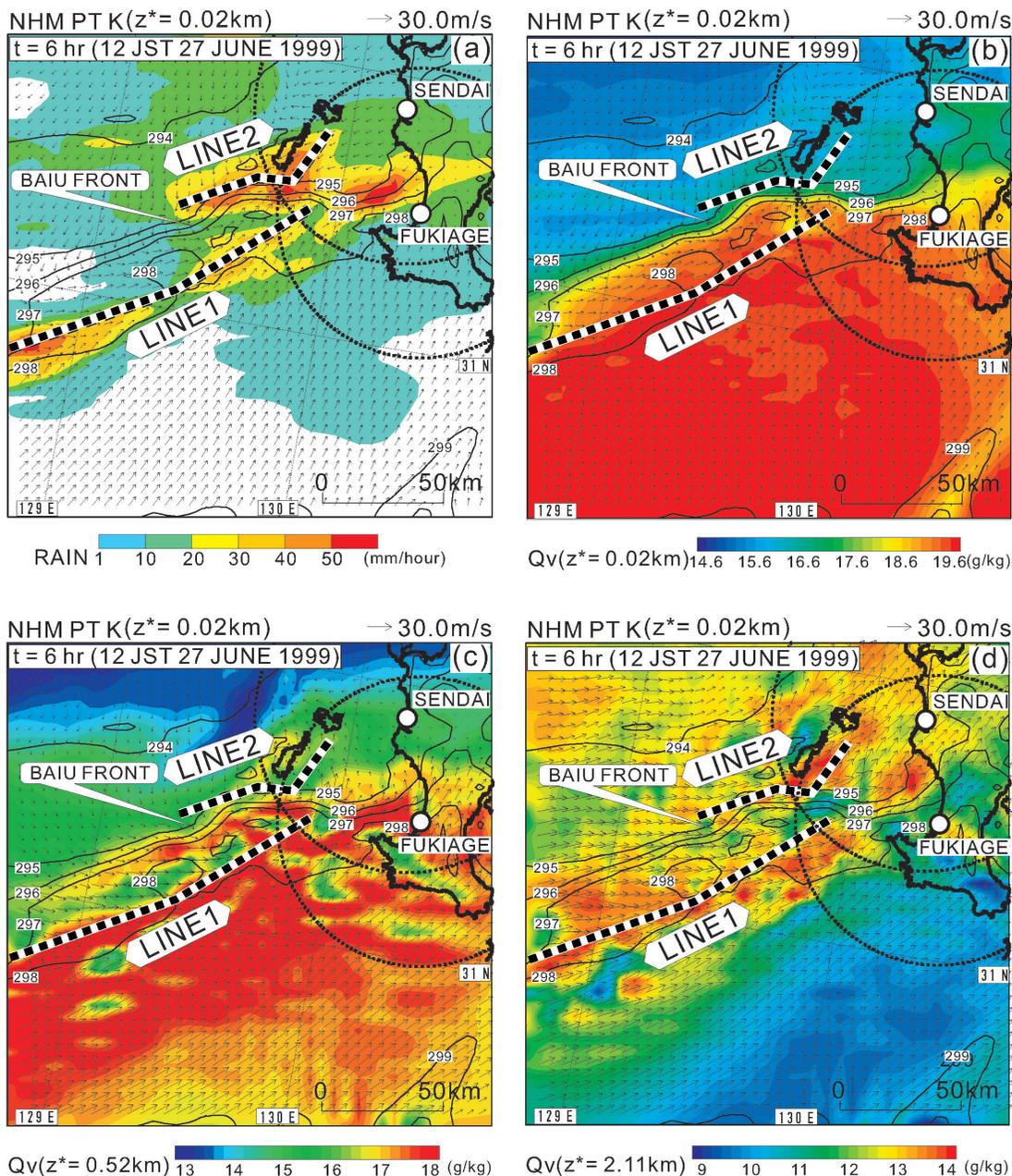
水蒸気前線という言葉は、梅雨前線そのものを指す言葉として従来の研究において使われる場合があります (例えば、Ninomiya, 2006)。しかし、この事例のように、北風成分を持つ乾燥 (且つやや寒冷) 気流の

南端にあたる収束線と南風成分を持つ暖湿気流の北端にあたる収束線が明らかに別個に存在するという場合には、従来とは別の認識が必要です。つまり、梅雨前線イコール水蒸気前線ではなく、前者が梅雨前線、後者が水蒸気前線と呼ばれるべきものであると考えられます。そして、両者の併合が起こって初めて、梅雨前線イコール水蒸気前線と呼んでも良い状態になると考えることができます。

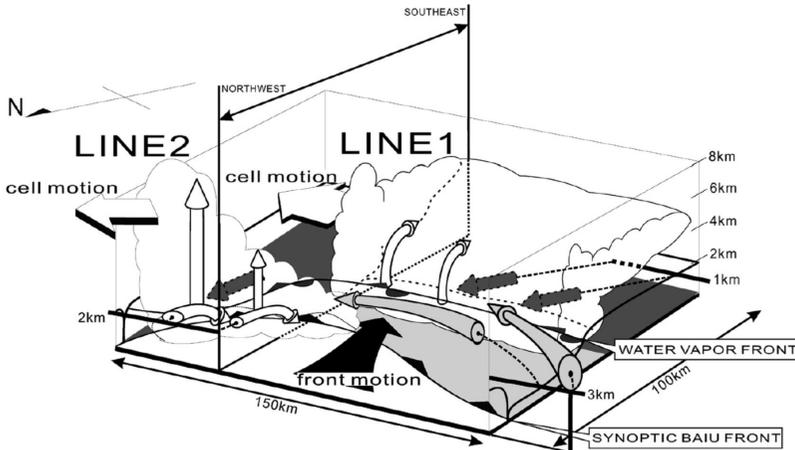
梅雨前線と水蒸気前線の決定的な相違点は、梅雨前線が顕著な水蒸気傾度とある程度明瞭な温位傾度の両方を持っているのに対し、水蒸気前線では、温位傾度がほとんどなく、水蒸気傾度のみが顕著であるという点です。従来の梅雨研究でよく用いられてきた相当温位で見ると、その最も顕著な南北傾度は、温位と水蒸気量の傾度を両方伴う梅雨前線に対応します。水蒸気前線は、その南側で 2 番目に顕著な相当温位傾度として検出できるはずですが、しかし、従来の総観規模の解析で用いられてきた水平解像度が 1.25° の全球客観解析値は、2 本の前線を別々に検出するには不十分な解像度で、そのため長い梅雨研究の歴史の中で発見されずにいたものと考えられます。2 本の前線が総観規模で見た場合にどのような位置関係になるのかは、この後の第 7 節で詳しく解説しなおすことにします。

観測解析と数値実験を含めたここまでの内容のまとめとして、2 本の降水帯に関するメソ β 規模の 3 次元構造の概念図を第 6 図に示します。この図では、2 本の降水帯の北西側上空から見た鳥瞰的に見た LINE1 と LINE2 の雲のイメージを示し、それに対応する気流と梅雨前線、水蒸気前線の位置が示されています。まず、LINE2 は、下層の北風が吹き出す先端部分にあたる梅雨前線上で形成されました。一方、LINE1 は、梅雨前線の南側の南西風場内における弱い風の収束線に沿って形成されました。この収束線は、温位傾度を持たず、水蒸気傾度のみを伴うことから、水蒸気前線と呼びました。第 3 図 a に示したような衛星の雲画像において活発な降水雲域が南北に大きな幅を持って形成されることは、降水雲域内にある実態として梅雨前線と水蒸気前線という 2 本の前線収束が存在すると考えれば矛盾なく説明できます。

さらに、水蒸気前線 (LINE1) はほぼ停滞していたのに対して、梅雨前線 (LINE2) が南下してきたため、2 本の前線 (降水帯) の併合が起こりました。2 本の降水帯の併合時に見られた急激な降水強化は、



第5図 5km-NHMで再現された6月27日12時における (a) 前1時間降水量分布, (b) 高度0.02 km, (c) 高度0.52 km, (d) 高度2.11 kmにおける水蒸気混合比分布. 全ての図に対して, 高度0.02 kmにおける温位分布を等値線で重ねてある. ベクトルは, 各図の高度における水平風を示す. 太い点線は, モデル出力結果において前1時間降水量10 mm以上の強雨帯を伴う収束線として定義したLINE1とLINE2の位置を示す. 細い点線の円は, Xバンドドップラーレーダーの観測領域を示す.



第6図 1999年6月27日に観測された2本の降水帯の併合直前におけるメソ β 規模構造の概念図。2本の降水帯の北西側上空から見た鳥瞰図としてLINE1とLINE1の雲のイメージを示す。顕著な温位傾度と水蒸気傾度を伴う梅雨前線を寒冷前線記号で示し、高度0.5 kmから1.5 kmの間の層で大きな水蒸気傾度を持つ水蒸気前線を停滞前線記号で示す。底面部の陰影の濃さによって下層における相対的な水蒸気量の大きさを示している。円筒状の矢印は気流を示す。高度2 kmにおける白矢印は、梅雨前線後面の流れ、高度3 kmにおける灰色矢印は、水蒸気前線より北側での梅雨前線面上空における流れ、高度1 kmにおける濃い灰色の矢印は、水蒸気前線より南側での流れを示す。上向き矢印は、LINE1とLINE2における上昇気流を示す。

2本の前線の結合によって下層収束が強化されたためだと考えられます。

5. 2本の降水帯の併合過程を引き起こした要因

ここまでの解析によって、「梅雨前線南側での降水系の形成機構」の1つとして水蒸気前線という、梅雨前線とは別の前線構造が存在することを示すことができました。その一連の流れが明らかになってきた中でまた1つ不思議に思えたことは、従来、停滞性の場合が多いとされる梅雨前線が、このときは何故急激に南下したのか、ということです。そもそも2本の降水帯が併合して降水が強化されるという現象は、梅雨前線が停滞したまま、南下してこなければ起こらなかったことです。その南下の理由を調べるためには、より大きな水平規模、すなわちメソ α 規模で梅雨前線に対してどのような外力が働いているかを見る必要があります。

第7図は、降水と高度0.02 kmにおける温位の分布の時間変化をメソ α 規模で示したものです。初期値時刻の6月27日6時から10時にかけて、梅雨前線の北側では前1時間降水量1 mm程度の弱い層状性降雨域

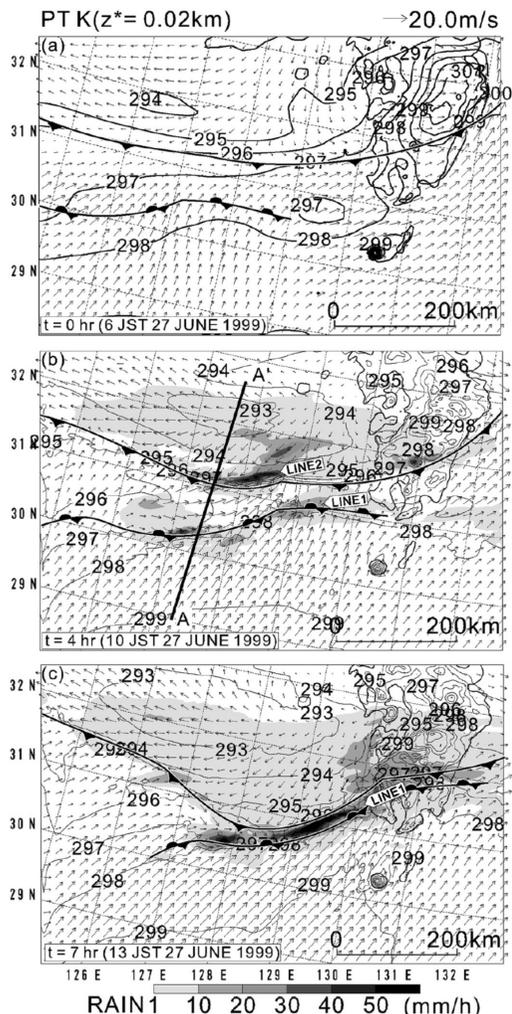
が形成されています(第7図aおよびb)。その降雨域の形成に伴い、下層の温位が下がり(ここで下層の代表高度として示した0.02 km高度面では、293 Kの閉じた等値線、及び294 Kの折れこんだ等値線の領域が拡大)、寒気場内において更に温位の低い冷氣塊が形成されています。10時から13時にかけては、この冷氣塊が南側に拡大することによって梅雨前線の急激な南下が起っています(第7図c)。その結果として13時には、水蒸気前線と梅雨前線の併合が起こり、収束量の増大に伴う降水強化が引き起こされました。

このように、梅雨前線北側に形成されたメソ α 規模(東西幅400 km程度)

の冷氣塊の拡大が、2本の前線(降水帯)の併合過程を引き起こした要因であったことが分かります。さらに、ここでは詳細を述べませんが、この冷氣塊の形成・拡大は、層状性降水域における蒸発冷却によるものであることが、感度実験の結果から分かっています。Nagata *et al.*, (1990)などによる過去の研究でもこのような冷氣塊の形成によって梅雨前線の収束が強まることは、知られていました。この事例では、その冷氣塊が梅雨前線の収束を強めるだけでなく、南下させることもありうるということが示されたこととなります。

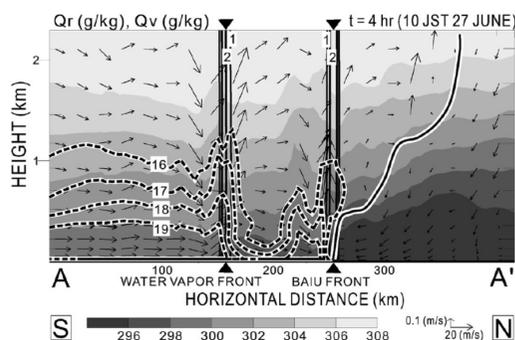
6. メソ α 規模場における2本の前線の構造

ここまでの、降水の強化過程を理解する観点から、梅雨前線の南下した理由を含めて2本の降水帯の併合過程を明らかにすることができました。一方で、併合前の段階における降水の形成過程を理解するには、梅雨前線と水蒸気前線という下層収束域に対してどのように水蒸気が供給されていたかを理解することも重要です。第8図は、10時における梅雨前線と水蒸気前線の両方を横切る鉛直断面で温位、水蒸気混合比、雨混



第7図 (a) 5 km-NHMの初期時刻06時における高度0.02 kmの温位分布(等値線)と水平風ベクトル。5 km-NHMが再現した (b) 10時, (c) 13時における前1時間降水量分布および高度0.02 kmの温位分布(等値線)と水平風ベクトル。

合比および気流の分布を示したものです。梅雨前線の位置では、最下層0.5 km以下において、温位及び水蒸気混合比の水平傾度が顕著です。一方、水蒸気前線の位置では、温位の水平傾度は全層で見られませんが、高度0.5 kmから1.5 kmの層において、水蒸気混合比の顕著な水平傾度があります。つまり、南側から流入する下層湿潤気塊の全体の構造として捉えると、水蒸気前線より南側では、湿潤気塊の厚さが1 km以上ありますが、水蒸気前線を境にしてそれが急激に



第8図 第7図bのA-A'の線に沿った鉛直断面における温位(陰影), 雨混合比(実線), 16 g kg^{-1} 以上の水蒸気混合比(破線)の分布。太い実線は、北風成分と南風成分の境界面として定義した梅雨前線の前線面を示す。

0.5 km以下にまで浅くなっています。この下層湿潤気塊は、東シナ海上において海面から直接水蒸気供給を受け、下層での鉛直混合によって形成されていると考えられ、これを海洋性湿潤気塊と呼ぶことにします。

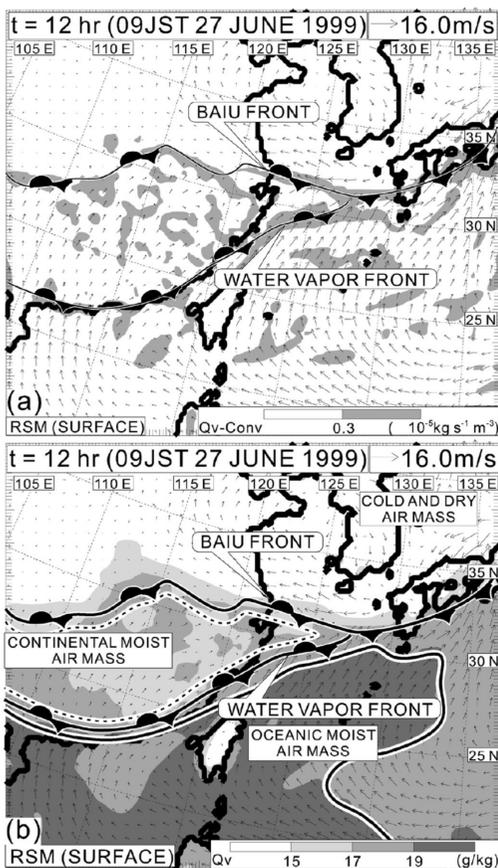
梅雨前線と水蒸気前線との領域では、第7図cや第7図bに示した風の水平分布から見ると分かるように、南西風成分の海洋性湿潤気塊とは異なる気流が西側から流入していることが分かります。この西風成分の気流は、メソ α 規模の解析領域外に起源するため、RSMによる再現結果を用いた総観規模場の解析を次節に示します。

7. 海洋性湿潤気塊と大陸性湿潤気塊

第7図に示した5 km-NHMでの再現結果から分かるように、水蒸気前線は、東西方向に少なくとも数百km以上の長さを持っています。前節までに示したレーダー観測や5 km-NHMで調べた九州付近では、2本の前線は接近していますが、東シナ海全体としてみると大陸側に近づくに従って2本の前線は離れています。従って、水平解像度約20 kmのRSMでも水蒸気前線の特徴が見えている可能性があると考えられます。そこでここでは、梅雨前線と水蒸気前線との間の領域に西側から流入する気流の起源を調べるために、RSMによる再現結果におけるより広い範囲での水蒸気分布の特徴を見えます。

まず、RSMによる再現結果における2本の前線の位置関係を検出するために、地表の水平水蒸気フラッ

クスの水平収束を計算したのが第9図aです。水平水蒸気フラックスに対する水平収束をとった量には、風の収束だけでなく、水蒸気傾度の大きさが反映されます。梅雨前線と比べて収束が弱い水蒸気前線も水蒸気傾度の大きさが反映される値であれば、検出しやすいと考えられます。第9図aを見ると、再現結果で検出された梅雨前線に対応する最も顕著で東西方向に規模の大きな水平水蒸気フラックス収束域は、天気図で解析された梅雨前線とほぼ同じ位置に検出されています。



第9図 RSMによって再現された09時における地表の(a)水平水蒸気フラックスの水平収束と(b)水蒸気混合比。(b)では、梅雨前線の南側において風速 5 ms^{-1} 以上で水蒸気混合比が 19 gkg^{-1} 以上の領域を海洋性湿潤気塊として太い実線で囲んだ。また、梅雨前線の南側において風速 5 ms^{-1} 以下で水蒸気混合比が 18 gkg^{-1} 以下の領域を大陸性湿潤気塊として太い実線で囲んだ。

一方、それとは別に東シナ海上では、梅雨前線の南側で中国東岸から東シナ海東部にまで伸びる1000 km程の長さの収束線が検出されています。この収束線は、温位の水平傾度がほとんど無く、水蒸気傾度のみを伴っており、メソ β 規模解析で定義した水蒸気前線の性質と一致していました。また、水平風ベクトルを見れば明かなように、その収束域は南風場内にあるものです。このように、水平解像度約20 kmのRSMの再現結果においてもメソ β 、メソ α 規模での結果と整合性を持って2本の前線を検出できていることが分かります。

ここで、梅雨前線と水蒸気前線の間の領域に注目すると、西側から流入する気流の起源は中国大陸上であることが分かります。第9図bにおける地表の水蒸気混合比分布を見ると分かるように、梅雨前線と水蒸気前線の間に流入する西風気流は、水蒸気混合比 15 gkg^{-1} から 18 gkg^{-1} であり、中国大陸上における水蒸気量に等しい値となっています。この水蒸気混合比が 15 gkg^{-1} から 18 gkg^{-1} の湿潤気塊を大陸性湿潤気塊と呼ぶことにします。すると、水蒸気前線とは、この大陸性湿潤気塊が東シナ海西部に流入し、もともと東シナ海上に存在する海洋性湿潤気塊（水蒸気混合比 19 gkg^{-1} 以上）との境界として形成されたものであると解釈することができます。

2つの湿潤気塊には、水蒸気混合比 2 gkg^{-1} 程度の差があるため、その境界において当然顕著な水蒸気傾度を伴います。しかし、2つの湿潤気塊は、どちらも暖気であることは同じですから、その境界で温位傾度がほとんどなくとも不自然ではありません。また、大陸上は、地表の粗度が海面に比べ大きいため、海洋性湿潤気塊と比べて大陸性湿潤気塊の地表風速は、全体的に数 ms^{-1} 小さくなっています。従って、2つの湿潤気塊が同じ南風成分であっても、その境界では、常に風速差による収束を伴うはずで、その2つの湿潤気塊の風速差に伴う収束線が、水蒸気前線ということになります。

8. まとめ

このように、種々の観測データや複数の数値モデルのデータを併用することによって、2本の降水帯とその周囲の気塊を含めた3次元的な構造を総観、メソ α 、メソ β の全ての規模で示すことができました。また、その階層構造を明らかにする解析を通して、梅雨期に東シナ海上で降水系を形成し得る機構の1つであ

る水蒸気前線という前線構造の存在が発見されました。水蒸気前線は、東シナ海上で梅雨前線の南側に存在する顕著な水蒸気量の傾度を伴う収束線として定義できるものです。この水蒸気前線の存在を考えれば、梅雨前線帯の降水雲域が東シナ海全体で南北に広い幅を持って形成されることも無理なく説明できます。

ここでこれまでの議論のまとめとして、従来示されてきた梅雨前線帯の階層構造の概念図（第10図 a, b 及び c）と対比させながら、2本の降水帯の構造を示した各水平規模での概念図を示します。まず、総観規模で見ると、1999年6月27日の東シナ海上では、梅雨前線の位置を挟んで南北に約500 kmの幅を持つ広い降水雲域が形成されていました（第10図 d）。梅雨前線の南側においては、南西から流入する海洋性湿潤気塊だけでなく、西側からは大陸性湿潤気塊が流入しており、2つの湿潤気塊の境界として水蒸気前線と名付けられた別の収束線が存在していました。強い降水をもたらす雲域は、梅雨前線上だけでなく、水蒸気前線上でも形成されます。第10図 a と対比させて考えると、南北にある程度幅を持たせて梅雨前線帯と呼んでいた領域には、実は、複数の下層収束線が存在していることがあることとなります。

南北に約500 kmの幅を持つ広い対流雲域についてメソ α 規模で見ると、その雲域には、梅雨前線と水蒸気前線のそれぞれに伴う2本の降水帯が存在していました。2本の降水帯とその周囲における3次元構造を示したのが、第10図 e です。第10図 e では明示的に擾乱の位置を描いていませんが、第10図 d と対応させると低気圧擾乱の西側における構造を示したものであると位置づけられます（第10図 f もその位置づけは同様）。梅雨前線に伴う北側の降水帯（LINE2）は、その北側の層状性降水域で形成された冷氣塊の拡大に伴い、急激に南下しました。一方で水蒸気前線に伴う南側の降水帯（LINE1）は、ほぼ停滞していたため、2本の降水帯の併合が起きました。この際、下層収束が2本の前線の結合に伴って強化されたため、降水強度が急激に増大しました。

第10図 f は、2本の降水帯が併合する直前におけるメソ β 規模の3次元気流構造を示しています。第4節で説明した第6図と同じ図ですが、この図は、第10図 c における降水の最も強い部分に関して3次的に示したものと位置づけられます。東シナ海全体という広い領域での降水形成を説明した第10図 d の理解は、メソ β 規模での詳細な観測的記述があつてこそ成り

立つもので、そういった意味で第10図 f は、本研究での解釈全体の土台となるものと言えます。

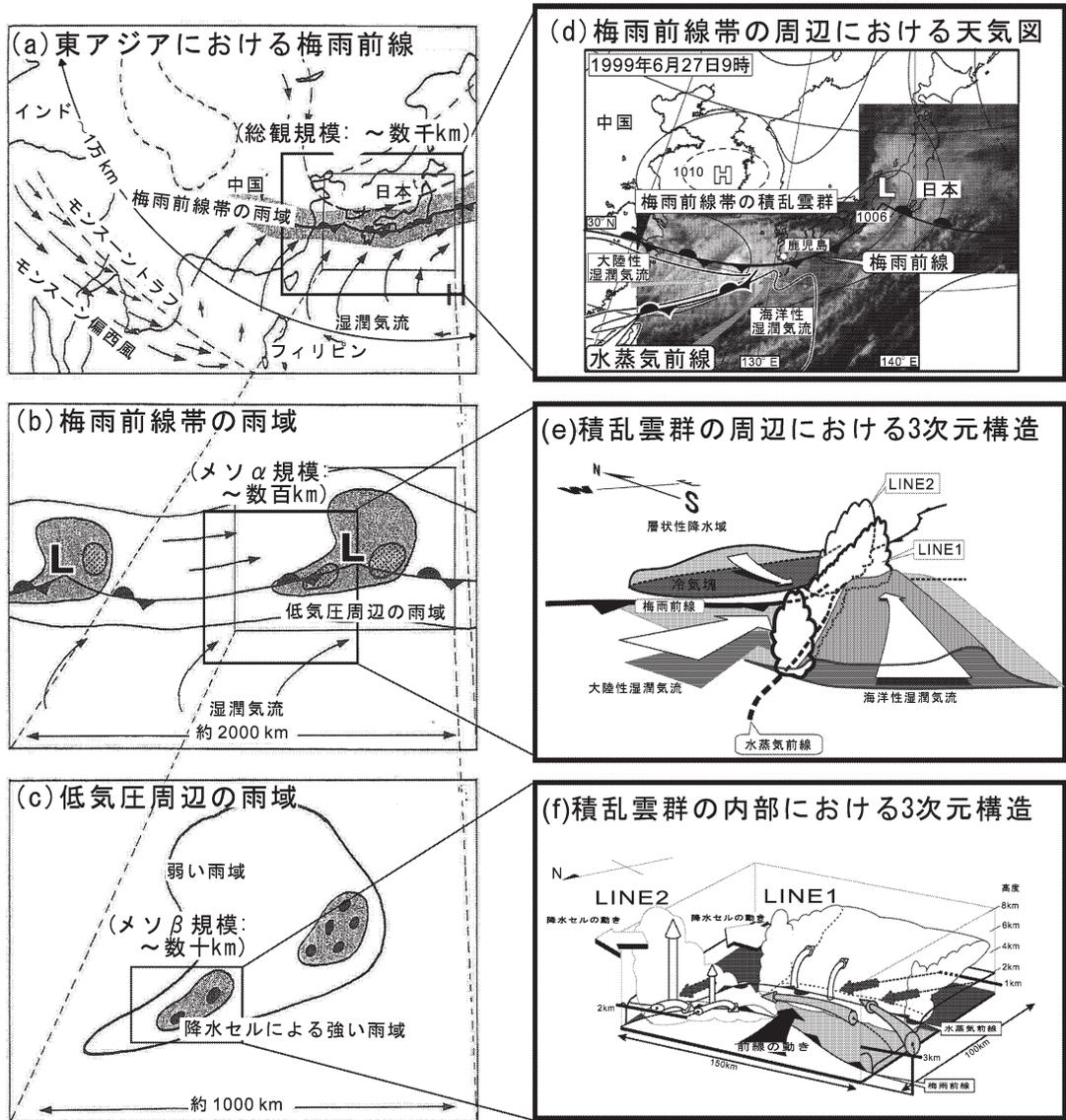
これらの本研究で示した各水平規模における概念図において、従来の研究結果と決定的に違うのは、梅雨前線の南側の暖湿気流に対する認識です。従来、梅雨前線の南側の暖湿気流は、一様な分布を仮定できるものとして認識されてきました。それに対して、第10図 d, e および f では、暖湿気流の非一様な分布が存在して、その非一様な分布が降水系形成において重要な役割を持ちうることを示しています。

このことを踏まえると、東シナ海が観測データの空白域となってしまうことは、梅雨期の九州における降水予測にとってどれだけ大きな問題であるかということも浮かび上がってきます。数値モデルの性能がどれほど良くなってデータ同化などの技術が進んだとしても、計算の初期値において最低限必要な情報が含まれていなければ、正確な予測は望むべくもありません。東シナ海では、高層気象観測点を増やすこと自体、物理的に難しいということは、初めにも述べた通りですが、海洋パイなどによる地表付近の観測点を増やすだけでも予報精度の向上に十分な効果があると考えられます。こういった現業観測網のあり方として、どの地点にどの測器を置くかということまでより具体的に考えるためには、様々な降水系の3次元構造を記述するような事例研究が今後も重要視されるべきであると思います。

また、東シナ海だけでなく、中国、台湾、韓国といった周辺諸国の領域を含めた東アジア全体として理解をつなげていくことも重要です。各国でも様々な梅雨期の特別観測プロジェクトが実施され、良質な観測データに基づく理解の蓄積が進んでいます（Chen *et al.*, 1992；Hor *et al.*, 1998；Yu *et al.*, 1999；Shinoda *et al.*, 2002；Yamada *et al.*, 2003；Geng *et al.*, 2004など）。しかし、各プロジェクトがお互いに連携したり、データを共有したりする動きは、まだまだ進んでいません。今後は、新しいプロジェクトを提案し実践することと同時に、過去の各プロジェクトのデータを共有化するなどして、現象の地域比較などを通じた統一的な理解を目指すような取り組みもなされるべきだと考えます。

9. その後の展開

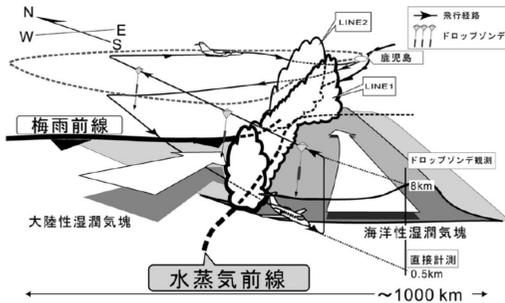
Moteki *et al.* (2004a, b) では、温位、水蒸気量の分布を見る際に数値モデルの出力結果のみから議論



第10図 (a), (b), (c) は第1図に示した梅雨前線帯の階層構造に関する古典的な概念図。1999年6月27日の (d) 総観規模における梅雨前線と水蒸気前線の位置関係および2つの湿潤気塊の分布, (e) メソ α 規模における2本の降水帯とその周囲の気塊の3次元構造, (f) メソ β 規模における2本の降水帯の3次元気流構造。

せざるをえませんでした。しかし、本研究の理解を定量的により確かな議論へ発展させるためには、どうしても観測的にそれらの値の分布を捉えることが次の課題となってきます。そこで、論文の最後の記述には、下層で2本の前線を横切る経路を航空機で飛行し、風、温位、水蒸気量などを直接計測するという新たな観測計画を提案していました。第11図は、第10図eを

もとに提案した観測計画の実施概要を表したものです。大変幸いなことに、この戦略に基づく航空機観測は、名古屋大学の上田 博教授による新たなプロジェクトとして2004年と2005年の梅雨期において早くも実現されるにいたりました。現在、その観測データの解析から、前線構造の新たな実態が示されつつあります。その結果の詳細には触れませんが、梅雨期の東シ



第11図 第10図eに基づいて水蒸気量などの直接計測やドロップゾンデ観測を行う飛行経路を示した概念図。

ナ海では、今まで全く予想もつかなかった現象がまだまだたくさんあるかもしれない、ということが見えてきています。水蒸気前線の発見は、そのうちの最初の1つにすぎないのではないかと思います。

また、この受賞記念講演での発表後にこの研究に興味を持って下さった東京大学の中島映至教授は、次のような大変興味深い仮説を提示して下さいました。「衛星データによる雲の有効粒子半径の水平分布を見れば、雲核が多く有効粒子半径が小さい大陸性の気塊の領域と相対的に有効粒子半径が大きい海洋性の気塊の領域が観測的に判別できるのではないか」という仮説です。下層の水蒸気量の分布ばかりに目が行っていた私にとって、上空からみた雲の有効粒子半径を使うという提案は目から鱗でした。航空機を使うという以外的手段として、衛星で観測的に水蒸気前線の存在を検出できるとすれば、研究の幅が大きく広がってくると思われれます。また、このようにエアロゾルや放射の研究に用いられていたパラメータの分布が、メソ気象の現象の理解にも直接役立つことがあるとすれば、これまで分野間にあった垣根を越えるきっかけになるかもしれません。水蒸気前線という前線構造の理解を通じて分野融合のきっかけにもなりうるのであれば、その先には私が想像もつかないような研究の展開や新たな課題があるのだらうと思います。

謝辞

この研究のきっかけである X-BAIU-99への参加の機会を与えて頂き、その後も懇切丁寧なご指導を頂いた名古屋大学地球水循環研究センターの上田 博教授に心より感謝致します。また、気象研究所の吉崎正憲博士（現海洋研究開発機構）には、X-BAIUのプロ

ジェクトリーダーとして様々な便宜を図って頂き、研究内容に対しても様々なご指導を頂きました。私にとって X-BAIU に参加する機会を得たことは、単に観測の経験をさせてもらったということ以上のとても重要な意味があったように思います。第一に、X-BAIU を通じて親身になってご助言頂ける方に多く出会うことができました。特に加藤輝之博士を始めとする気象研究所予報研究部の皆様には、数値モデルの使い方を一から教えて頂いただけでなく、感度実験などのアイデアも惜しみなく与えて頂きました。第二に、X-BAIU に参加した多くの研究機関の密接な連携を観測後も維持することの難しさとそれを成し遂げることの意義を学生ながら肌で感じることができました。これも、プロジェクトの中心となった気象研究所予報研究部の方々のご尽力によるところが大きかったと思いますが、私のような非力な学生を育てる配慮もしながら、一方で研究機関同士の協力関係も育てていくことは並大抵の労力ではなかったと思います。

また、X-BAIU に参加できたことに加えて、私にとっての最大の幸運は、素晴らしい研究室に所属できたことだと思っています。修士課程時に在籍した北海道大学理学研究科の気象学研究室、博士課程時に在籍した名古屋大学地球水循環研究センターの気象学研究室では、教官、先輩、後輩といった身分を問わず、日頃から自由な雰囲気でお互いの研究内容についての議論が交わされていました。自分の研究だけに閉じこもらず、相手の研究に対してのアイデアを気軽に言い合える環境にいたおかげで、様々な視点を自分の中に持つことができたように思います。技術的な面に関して言えば、本研究で膨大な観測データを統合的に扱うことができたのは、諸先輩方がこれまでに積み上げてきた解析技術を惜しみなく与えて下さったことによります。私自身は、後輩に対して、優秀な諸先輩方の技術を受け渡すぐらいの役割しか果たせませんでした。研究室というチームもより強い一体感を持った取り組みがあってこそ、より良い成果を出しえることを強く実感しました。研究室の全員のお名前を挙げることはできませんが、北海道大学の遊馬芳雄講師、名古屋大学の坪木和久助教授、篠田太郎博士、前坂 剛博士（現防災科学研究所）を始めとする研究室の皆様には、心から感謝申し上げます。

参考文献

Browning, K. A., 1999: The dry intrusion and its

- effect on the frontal cloud and precipitation structure of extratropical cyclones, *Tenki*, **46**, 97-103. (in Japanese).
- Browning, K. A. and G. A. Monk, 1982 : A simple model for the synoptic analysis of cold fronts, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **108**, 435-452.
- Chen, Y.-L. and N. B.-F. Hui, 1992 : Analysis of a relatively dry front during the Taiwan Area Mesoscale Experiment, *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 2442-2468.
- Geng, B., H. Yamada, K.-K. Reddy, H. Uyeda and Y. Fujiyoshi, 2004 : An observational study of the development of a rainband on a Meiyu front causing heavy rainfall in the downstream region of the Yangtze river, *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 1095-1115.
- Hor, T.-H., M.-H. Chang and B. J.-D. Jou, 1998 : Mesoscale structures of air flow in a Mei-yu front leading edge observed by aircraft off the east coast of Taiwan during TAMEX IOP 9, *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 473-496.
- Ikawa, M. and K. Saito, 1991 : Description of a nonhydrostatic model developed at the Forecast Research Department of the MRI, *Tech. Rep. of the MRI*, **28**, 238pp.
- Ishihara, M., Y. Fujiyoshi, A. Tabata, H. Sakakibara, K. Akaeda and H. Okumura, 1995 : Dual Doppler radar analysis of an intense mesoscale rainband along the Baiu front in 1988 : Its kinematical structure and maintenance process, *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 139-163.
- Kanada, S., H. Minda, B. Geng and T. Takeda, 2000 : Rainfall enhancement of band-shaped convective cloud systems in the downwind side of an isolated island, *J. Meteor. Soc. Japan*, **78**, 47-67.
- Kato, T., 1996 : Hydrostatic and non-hydrostatic simulation of the 6 August 1993 Kagoshima torrential rain, *J. Meteor. Soc. Japan*, **74**, 355-363.
- Kato, T., 1998 : Numerical simulation of a band-shaped torrential rain observed over southern Kyushu, Japan on August 1993, *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 97-128.
- Kawashima, M., K. Tsuboki and K. Seko, 1995 : Maintenance mechanism and thermodynamic structure of a Baiu frontal rainband retrieved from dual Doppler radar observations, *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 717-735.
- Moteki, Q., 2004 : Study on multiscale structures and formation mechanisms of precipitation systems over the East China Sea (梅雨期の東シナ海における降水系の階層構造と形成機構に関する研究), 名古屋大学大学院環境学研究科地球環境科学専攻博士論文, 103pp.
- Moteki, Q., H. Uyeda, T. Maesaka, T. Shinoda, M. Yoshizaki and T. Kato, 2004a : Structure and development of two merged rainbands observed over the East China Sea during X-BAIU-99 Part I : Meso- β -scale structure and development processes, *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 19-44.
- Moteki, Q., H. Uyeda, T. Maesaka, T. Shinoda, M. Yoshizaki and T. Kato, 2004b : Structure and development of two merged rainbands observed over the East China Sea during X-BAIU-99 Part II : Meso- α -scale structure and build-up processes of convergence in the Baiu frontal region, *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 45-65.
- 茂木耕作, 加藤輝之, 小司禎教, 2004 : 総観規模擾乱に伴うメソスケール降水系に関する研究, 第4章, メソ対流系, 気象研究ノート (208), 65-74.
- Nagata, M. and Y. Ogura, 1991 : A modeling case study of interaction between heavy precipitation and a low-level jet over Japan in the Baiu season, *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1309-1336.
- Ninomiya and T. Akiyama, 1992 : Multi-scale features of Baiu, the Summer Monsoon over Japan and East Asia, *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 467-495.
- Ninomiya, K., 2006 : Multi-scale features of the circulation systems over the Japan islands during the east Asia summer and winter monsoons, *Tenki*, **53**, 93-122. (in Japanese).
- 新田 尚, 土屋 喬, 稲葉征男, 2003 : 天気図の見方と調べ方, オーム社, 172pp.
- 沖繩气象台, 2006 : 沖繩技術ノート, (66), 28-65.
- 小倉義光, 1999 : メソ対流系の力学, 第1章, 非静力学モデル, 気象研究ノート, (196), 1-18.
- 小倉義光, 2000 : 総観気象学入門, 東京大学出版会, 289pp.
- Saito, K., T. Kato, H. Eito and Muroi, 2001 : Documentation of the meteorological research institute/numerical prediction division unified nonhydrostatic model, *Tech. Rep. Meteorological Research Institute*, **42**, 133pp.
- Segami, A., K. Kurihara, H. Nakamura, M. Ueno, I. Takano and Y. Tatsumi, 1989 : Operational mesoscale weather prediction with Japan Spectral Model, *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 907-924.
- Shimizu, S., 1996 : Studies on the meso- β scale structures and features of precipitation in the Baiu frontal zone. 北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻博士論文.

- Shinoda, T. and H. Uyeda, 2002 : Effective factors in the development of deep convective clouds over the wet region of eastern China during the summer monsoon season, *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**, 1395-1414.
- Takahashi, N., H. Uyeda, K. Kikuchi and K. Iwanami, 1996 : Mesoscale and convective scale features of heavy rainfall events in late period of the Baiu season in July 1988, Nagasaki prefecture, *J. Meteor. Soc. Japan*, **74**, 539-561.
- Teng, J.-H., C.-S. Chen, T.-C. C. Wang and Y.-L. Chen, 2000 : Orographic effects on a squall line system over Taiwan, *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1123-1138.
- Yamada, H., B. Geng, K.-K. Reddy, H. Uyeda and Y. Fujiyoshi, 2003 : Three-dimensional structure of a mesoscale convective system in a Baiu-frontal depression generated in the downstream region of the Yangtze river, *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 1243-1271.
- Yoshizaki, M., H. Seko and T. Kato, 2000a : A report on a special observation of Baiu front over East China Sea and Kyushu in 1999 X-BAIU-99, *Tenki*, **47**, 217-224. (in Japanese).
- Yoshizaki, M., T. Kato, Y. Tanaka, H. Takayama, Y. Shoji, H. Seko, K. Arai and K. Manabe, 2000b : Analytical and numerical study of the 26 June 1998 orographic rainband observed in western Kyushu, Japan, *J. Meteor. Soc. Japan*, **78**, 835-856.
- Yu, C.-K., B. J.-D. Jou and B. F. Smull, 1999 : Formative stage of a long-lived mesoscale vortex observed by airborne Doppler radar, *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 838-857.

Formation Mechanism of Precipitation Systems to the South of the Baiu Front over the East China Sea —Discovery of a Water Vapor Front—

Qoosaku MOTOKI*

* *Institute of Observational Research for Global Change, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 2-15, Natsushima-cho, Yokosuka, Kanagawa, 237-0061, Japan.*

(Received 9 March 2006 ; Accepted 26 June 2006)
