# 研究テーマ

- (1)研究領域 :地球変動のメカニズム
- (2)研究総括 :浅井冨雄
- (3)研究代表者 : 気象研究所予報研究部、室長、吉崎正憲
- (4)研究課題名 :メソ対流系の構造と発生・発達のメカニズムの解明
- (5)研究期間 :平成10年12月1日~平成15年11月30日

# 1.研究実施の概要

「地球変動のメカニズム」において,大気中の水やエネルギーの循環過程は 解明すべき問題である.その過程に関わる擾乱は一般に異なる水平スケールの ものが階層構造していて,お互い関係しあっている.その中でメソ対流系 (Mesoscale Convective Systems; MCSsと書く)は水平スケール100kmのオーダー で対流性領域と層状性領域を持つ降水システムである.対流性領域は複数の積 乱雲が組織化することにより形成し,時には自己増殖して,長時間持続して豪 雨・豪雪をもたらすことがある.また,MCSsは線状や塊状などの形態をとる. 実際,熱帯から中緯度帯にかけて多様なMCSsが発生するが,日本列島の周辺で は梅雨前線,夏の雷雨,台風,冬の日本海上の帯状雲や小低気圧などに伴って しばしば災害をもたらすようなMCSsが観測される.

ここで対象とする降水現象は梅雨期には降水システム ,冬には降雪システムと しばしば呼ばれるが , MCSsはこれらの総称である . 場合によっては降水システ ムまたは降雪システムと使い分けることがあるので注意してほしい .

ところで従来の気象庁等が現業で行っている高層ゾンデ観測では時間・空間ス ケールが粗すぎて,MCSsの実態や組織化のメカニズムまでは解明できなかった. しかし,近年MCSsを観測するのに適した観測測器(境界層レーダー,GPSなど) が利用できるようになった.また個々の積乱雲まで表現できる非静力学数値モ デル(NHM)が開発され,それを高解像度の大領域で計算できるコンピューター 環境も充実してきた.

本研究ではそうした状況のもとで平成10年度から5年間の研究期間で"メソ対 流系の構造と発生・発達のメカニズムの解明"という研究課題でスタートした. 梅雨期の東シナ海・九州と冬季の日本海の二つに注目して,梅雨期には梅雨前 線上のMCSsや地形性のMCSs,冬季日本海では帯状雲,Lモード雲(北西季節風に 平行な雲列),Tモード雲(季節風に直交するような雲列),渦列状擾乱,小低 気圧などを観測対象として,ドップラーレーダー,境界層レーダー,高層ゾン デ等を使っての地上からの観測と航空機による機動的な観測を組み合わせた組 織的な野外観測をそれぞれ数回行った.

まず観測・解析した結果をまとめてみる.梅雨期の東シナ海・九州では,水平 温度傾度が顕著な梅雨前線と水平水蒸気傾度が大きな水蒸気前線の二つが存在 することや,東シナ海から中国大陸にかけて3つの気団に分類でき,それぞれ の気団の特性が異なることを明らかにした.また,GPSデータを用いて低気圧通 過にともなって見られた可降水量の空間変動を,境界層レーダーやレーダーに よって捉えられた甑島ラインの変動やそれを作る対流セルの形成過程,梅雨期 の雷や降水の特性などを調べた.

また,冬の日本海については,帯状雲およびその周りのLモード雲やTモード雲 について航空機観測を行いその詳細な解析を行った.これまで,Tモード雲に関 しては帯状雲から吹き出す層状雲という説や鉛直シアに平行な対流雲という説 があって,その形成のメカニズムについては明確にされていなかった.本研究 による航空機観測の結果では,Tモード雲については層状性な面と対流性な面の 両面が見られた.また,ポーラーローと呼ばれる小低気圧についても観測を行 い,高さ約3kmに暖気コアを持つ構造を明らかにした.地上観測からの解析によ り,帯状雲の下流側で発達する100kmスケールの渦列状擾乱の内部構造,金沢平 野や上越地方の海岸線に沿って停滞する降雪バンドが高さ300mぐらいの冷たい 陸風と季節風との合流によって形成するという要因,その降雪バンド内におけ る対流セルの形成過程,冬季雷の特徴などを明らかにした.

次に ,水平解像度5km~1kmのNHMを使って観測されたMCSsの再現実験を行った . この野外観測とNHMの結果との定量的な比較から、気象庁現業モデルであるRSM などで表現できるような大きな擾乱 (寒冷前線など)に対しては , NHMがその内 部のメソ対流系を場所 , 時間 , 降水強度まで再現できることがわかった . MCSs をうまく再現した場合には,降水粒子の蒸発過程を除くなどいろいろな感度実 験を行い,MCSsが発生・発達したメカニズムを調べた.これによって,梅雨期 の豪雨では雲底高度が低く,蒸発の効果が小さいことがわかった.梅雨期の寒 冷前線付近でのMCSsの持続過程を調べ,下層での高相当温位の南西からの流入 と中層での低相当温位の北西からの流入 鉛直方向に対流不安定場の強化 対 流セルの発生というプロセスの繰り返しが必要であることがわかった.また, 降水システムは寒冷前線 MCSs 対流セルという3層の階層構造をしていて, それぞれは異なった方向に移動していた.対流セルの発達高度には中層までと 圏界面までとの2段構造が見られ,その原因は中層における乾燥気塊流入の強 さの程度によることがわかった.冬季日本海側での降雪バンドが停滞する過程 では、陸風と季節風との下層収束だけではなく、雪の蒸発による冷却が重要で あることがわかった.帯状雲およびその周りの雲列に関する再現実験では,帯 状雲の南西側に最も高い積乱雲が形成され,また帯状雲の両側に見えるLモード 雲については南西側の方が背は高く,Tモード雲についてはLモード的に発達し た積乱雲であることがわかった.

しかし ,NHMの初期値・境界値を与えるRSMなどの粗い分解能の数値モデルが再 現できないような擾乱,例えば,甑島ラインのような地形性降水をもたらす小 さな擾乱や風上側に有効な高層観測がない中,発生・発達する擾乱等に関して はNHMでも再現できなかった.再現できなかったケースについて,当時のモデル の初期値に入らなかったデータ(QuikSCAT衛星のマイクロ波放射計データから リトリーブした海上風やTRMMによる可降水量,エアロゾンデのデータなど)を 用い,なぜNHMがその予想に失敗したかを調べた.NHMは発生要因の1つである と考えられる下層風の収束を再現していたことから,予想に失敗した原因は不 正確な下層水蒸気分布にあった.可降水量で比較するとNHMはかなり過小評価し ていて,可降水量の大半が下層にあることを考えると,NHMにおける南からの水 蒸気供給が実際よりかなり小さく,このため風の収束があっても対流が発生で きなかった.そのことを確かめるために感度実験を行い,下層水蒸気場の解析 精度が悪いのは水蒸気場が風や温度場のように気象の法則による結びつきがな いため空間的な解析が難しいためであり、4次元データ同化を用いても有効な 下層水蒸気の解析手段にならないことがわかった.このように , MCSsの降水強 度等について本研究でNHMによる予測と実況を定量的に比較したのはこのプロ ジェクトの大きな成果である.

MCSsといっても環境場の異なる梅雨期と冬ではNHMによる予測結果は異なって いた.NHMのスコアでは,おおむね冬季の降雪システムの方が梅雨期の降水シス テムよりも良く再現した.それは,冬季の降雪システムは背が低いため日本列 島や季節風の風上の朝鮮半島やシベリアの山岳による大まかな風系によって支 配されるためと考えられる.それに対して,梅雨期の降水システムは背が高く 山の影響をあまり受けないだけでなく,季節風風上に陸地がなく,観測データ が少ないためでもある.

今後,発生・発達するMCSsを正しく予測するには,さらにNHMの高解像度と物 理過程などの高精度化が必要である.また日本列島は周りを海に囲まれている ので,海上での風や水蒸気を得る方法,例えば衛星によるリモートセンシング 等の開発も必要である.また,気象観測船等による観測も衛星から求めたデー タをチェックする意味等で重要である.さらに得られたデータをNHMに取り込む ために,4次元データ同化等の開発も必要である.このようにNHMに関連した開 発ではやるべきことが数多くある.

以上のように,梅雨期の東シナ海・九州および冬季日本海で見られるMCSsやそれを伴う擾乱を主な対象として,これまで行った野外観測や解析・数値実験の結果を示した.一連の野外観測では線状や渦状など様々な形態のMCSsが観測された.これまで行われた過去の研究に比べると,境界層レーダー,航空機,GPSなど新しい手法を駆使した組織的な観測が行われ,またNHMによる野外観測との比較という新たな検証方法も確立されてより総合的な研究が行われた.こうした研究により,本研究では多くのMCSsの内部構造や発生・発達のメカニズムが明らかになった.

しかし,熱帯など他領域で見られるMCSsとの比較・検討,日本域のMCSsのモ デル化,大気大循環モデルに必要なMCSsのパラメータ化,メソ気象観測システ ムの高度化などは本研究でまだやり残した事柄がある.メソ気象観測システム やNHMによる数値予報システムの構築等を通して,このプロジェクトの成果を生 かすように努めていかなければならない.

(吉崎正憲)

# 2.研究構想

#### 2.1 研究目標

気象変動に関わるプロセスの一つに,大気中におけるエネルギーや水の循環 がある.これらを担うものとして,スケールの大きなものから並べると,大気 大循環,総観スケールの高・低気圧,台風,メソ対流系(MCSs),積乱雲・積 雲などとなる.ここで,MCSsとは100kmのオーダーの水平スケールを持ち,複数 の積乱雲からなる対流性領域とかなとこ状の層状性領域を合わせ持つ降水シス テムを指す.MCSsは激しい降水を伴うためにしばしば豪雨・豪雪を引き起こす. 豪雨・豪雪は,地球規模で見ると大気のエネルギー・水循環において大きな熱 源・水蒸気のソースとなり,短期的には洪水等を引き起こして社会的には大き な影響を与えるものである.

本研究では,日本域で観測されるMCSsについてその構造および発生・発達の メカニズムを解明する.異なった環境で発生するMCSsを調べるために,東シナ 海・九州の梅雨期と日本海の冬期の二つを対象期間とし,野外観測・解析・数 値実験を有機的に結合した研究を行う.野外観測としては,機動的な航空機と ドップラーレーダー・高層ゾンデ・気象観測船などの地上観測網を組み合わせ て,組織的で総合的な観測を行う.数値実験では主に非静力学数値モデル(NHM) を用いて,野外観測の結果との比較等を行う.こうした研究をもとに,日本域 でみられるMCSsの構造や発生・発達のメカニズム,およびMCSsの形態とその周 りの環境場との関係を明らかにする.

### 2.2 研究の背景

日本におけるメソ気象観測について,これまでいくつかの野外観測が行われ てきた.豪雨に関しては「梅雨末期集中豪雨特別観測(1968 - 1972)」,「集 中豪雨の実態に関する研究(1975 - 1977)」,「集中豪雨のメカニズムと予測 に関する研究(1987 - 1990)」など,豪雪に関しては「北陸豪雪特別観測(1963 - 1967)」,「都市の豪雪災害の予測と軽減・防除に関する研究(1990 - 1992)」 などがある.しかし,それら多くは予算規模が小さく,ドップラーレーダーや 高層ゾンデを単独で用いた観測であった.本研究では大きな予算が得られたの で,航空機等をチャーターし,気象観測船を含む地上観測と航空機による機動 観測を組み合わせて組織的で総合的な観測を行うことにした.

また本研究が立ち上がった頃(1997~1998年)は,NHMを気象庁で実用化する ことを検討している頃であった.それまでの豪雨・豪雪の数値実験では,水平 解像度が粗い(雲は解像しない)静水圧近似モデルによるか,理想化した環境 場における(雲を解像する)非静力学モデル(=NHM)によるかであって,実際 に観測された降水システムに関する数値実験はほとんど行われていなかった. そこで,本研究では,NHMを使って野外観測されたMCSsの再現を試み,NHMの予 測と野外観測の結果を比較することにした.さらに降水の再現がよい場合には NHMの一部の物理過程を除外した感度実験を行い,MCSsの発生・発達のメカニズ ム等を調べることにした.また,再現しない場合はなぜ再現しないかについて その原因を調べることにした.こうして日本における典型的なMCSsの発生・発 達のメカニズムを観測と数値モデルの両方から調べることにした.

#### 2.3 研究計画

研究項目を,(1)メソ対流系を観測するのに有効な観測測器の充実とメソ観 測システムの構築,(2)ドップラーレーダー,高層ゾンデ,航空機などによる野 外観測の実施,(3)野外観測データのデータベース化,(4)野外観測で観測され る事例の解析,(5)数値モデルによる再現実験,(6)ほかの地域のメソ対流系と の比較および全体の取りまとめ,の六つに分けた.全体の研究計画の概略を第 2.1図に示す.中間的取りまとめとは,国内で開催した本研究に関する研究集会 を表す.(1)は主に平成10年度で終了して,(2)は平成11年度から平成14年度ま で,(3)~(6)は平成11年度から平成15年度まで行った.また,東シナ海・九州 梅雨特別観測をX-BAIU(<u>East China Sea/Kyushu BAIU</u>),冬季日本海メソ対流 系観測をWMO(Winter MCSs Observations)と呼んだ.



研究計画

第2.1図 全体の研究計画.上欄の(1)~(6)は5年間の研究項目を表す.(1)~(6)については,本文を参照してほしい.

年度毎の研究成果は以下の通りである.平成10年度には,境界層レーダー, 気温分布測定マイクロ波放射計,地上観測装置を購入して,次年度から開始す る野外観測の準備を行った.平成11年度には,1999年6-7月に九州南西部で 「東シナ海・九州梅雨特別観測(X-BAIU-99)」を行い,梅雨前線や低気圧に伴 うMCSsを観測した.この年は,ほかの年に比べて梅雨活動が活発であり,強化 観測期間中にいくつかの擾乱の通過が観測された.また,X-BAIU-99に関するワ ークショップ「九州における梅雨特別観測に関するワークショップ」を1999年 11月27日に福岡で開催して,多くの人が参加した. 平成12年度には、2001年1月に日本海側で「冬季日本海メソ対流系観測-2001 (WMO-01)」を行い、帯状雲や小低気圧などに伴う降雪システムを観測した.この年は十数年ぶりの豪雪が観測され、航空機観測・地上観測とも良いデータが 取れた.

平成13年度には、2001年6-7月に九州南西部で「東シナ海・九州梅雨特別観 測(X-BAIU-01)」を、また2002年1月に日本海側で「冬季日本海メソ対流系観 測-2002(WMO-02)」を行った.また中間的取りまとめとして、2001年8月29-31 日に札幌で夏の研究集会「豪雨・豪雪をもたらす気象擾乱」を開催した.こう した一連の野外観測によって、線状や渦状などさまざまな形態のMCSsが観測さ れ、また境界層レーダー、航空機、NHMなど新しい手法を駆使した総合的な研究 によりMCSsの構造や発生・発達のメカニズムが明らかになった.

平成14年度には、引き続き多くのMCSsを観測するためにまず「東シナ海・九 州梅雨特別観測(X-BAIU-02)」の野外観測を実施した.また、これまでの研究 成果を世界にアピールするために、2002年10月29-31日に東京で国際会議 "International Conference on Mesoscale Convective Systems and Heavy Rainfall/ Snowfall in East Asia"を開催した.アメリカ、中国、台湾、韓国 などから100名以上の参加を得た.さらに冬の野外観測である「冬季日本海メソ 対流系観測-2003(WMO-03)」を実施した.このWMO-03ではAMSR (Advanced Microwave Scanning Radiometer)降水検証グループの若狭湾特別観測と共同で 観測を行った.

平成15年度は主に研究の取りまとめを行った.2003年7月の国際測地学・地球 物理学連合総会(IUGG)では参加・講演を行い,これまでの研究成果の報告し た.また最終報告書をまとめるために,2003年8月27-29日には奥飛騨で夏の研 究集会「メソ対流系」を行い約50名の参加を得た.

#### 2.4 研究グループの役割分担

この研究目標を達成するために、日本中のメソ気象の研究者に呼びかけて全 日本的なグループを作る事からまず始めた.研究チームを三つの研究グループ (地上観測グループ,航空機観測グループ,解析・数値実験グループ)に分け た.地上観測グループは、ドップラーレーダー、境界層レーダー、高層ゾンデ、 GPS受信機、地上観測装置等を用いて、主に地上をベースにした観測を行った. 気象観測船も地上グループに含めた.航空機観測グループは航空機を使って観 測をするのが主なミッションであった.地上観測グループも航空機観測グルー プも観測データをもとに解析も行った.一方、解析・数値実験グループは主に NHMを用いて野外観測で得られたMCSsに関する再現実験を行った.

したがって、MCSsの構造など実態・実況の研究は主に地上観測グループや航 空機グループが行い、MCSsの発生・発達のメカニズム等に関する研究は主に解 析・数値実験グループが行った.しかし、グループ分けは流動的でflexibleで あり、メンバーが研究しやすいような年度ごとに再構成を図った.また本研究 ではグループメンバーの人数が多かったが、これは人手がかかる高層ゾンデ観 測等があったためである.

(吉崎正憲)

# 3. 研究内容

- 3.1 梅雨期の東シナ海・九州と冬の日本海におけるメソ対流系の地上観測 (地上観測グループ)
- (1)研究内容及び成果

まず東シナ海・九州における梅雨前線のメソ対流系を対象に,1999年6月から7 月にかけて行われた野外観測を紹介する(X-BAIU-99と呼ぶ)(第3.1.1図). 左図は地上観測体制を表し、ドップラーレーダー、境界層レーダー(ウィンド プロファイラーとも言う),GPS,高層ゾンデによる観測を約1ヶ月実施した. 右図は10日間の強化観測時の観測体制である.気象観測船と臨時の陸上高層観 測点における高層観測と航空機による観測が主であった.



第3.1.1図 X-BAIU-99の概要.



第3.1.2図 6/23-7/3の期間における気象衛星-赤外で観測された輝度温度(= 雲頂温度)の水平分布.

観測期間をメソ対流系の活動から3つの期間(6/15-6/23; 6/23-7/3; 7/3-7/15)に分けてその特徴を調べた.そのうち6/23-7/3の期間には梅雨前線 が九州付近にあって、そこをいくつかの低気圧が通り、中国・華中から日本列 島にかけて梅雨前線帯にあたる東西に広がる雲域が見られた(第3.1.2図).気 象庁全球解析(GANAL)データを用いて東西に並んだ雲域の中の構造を調べると、 前線帯では下層の相当温位勾配が大きく、東経135度以西では主として比湿勾配 により、以東では主として温位勾配により前線帯が形成されていた.前線帯に おいて相当温位は鉛直方向にほぼ一様であった.また風の分布を見ると、前線 帯の南に下層ジェット、北に上層ジェットがあった.

上記のような梅雨前線帯の特徴を念頭に、6月27日と6月29日と7月2日の事例 を眺めてみる.まず6月27日のケースでは、茂木ほか(2003)が梅雨前線帯に温度 傾度のある北側の前線(ここでは便宜的に梅雨前線と呼ぶ)と強い水蒸気傾度 を持つ南側の前線(水蒸気前線と呼ぶ)の存在を見つけた.さらに衛星雲写真 や数値実験の結果をもとに、この時の梅雨前線帯の概念図を作成して、梅雨前 線帯に見られる擾乱の階層構造や東シナ海から中国大陸にかけての気団構造を 明らかにした(第3.1.3図).当日、九州の西海岸に設置したドップラーレーダ ーで降水バンドを観測したが、観測からはその降水バンドの広がりまではわか らなかった.しかし、解析の結果、梅雨前線の南側の中国大陸東岸に沿った水



第3.1.3図 (a)1999年6月27日09時の天気図とGMS赤外画像, (b)および(c)09時 および13時の高度1kmにおけるCバンド降雨レーダーによる反射因子, (d)12時 40分の高度2kmにおけるXバンドドップラーレーダーによる反射強度および地 上相対風(茂木ほか,2003).

蒸気収束域で南西に延びる水蒸気前線が形成され,その前線が九州に近づく頃 に北側の梅雨前線と併合することにより降水バンドが発達したことがわかった.

6月29日のケースでは、東シナ海上を東進してくるメソαスケールの低気圧に 伴う寒冷前線によって、九州北部や中国地方で豪雨が発生した. Shoji et al. (2000)は国土地理院のGPSデータを用いて、前線の動きに応じて多少の時間差 はあるものの、水蒸気の変動も同様に移動するのを見つけた.国土地理院のGPS データは陸上に限られるがアメダスなみの細かい水平解像度を持ち、この研究 はさらにGPS気象学と発展した.またこの日鹿児島県西海岸から熊本県にかけて 甑島から発する地形性降水バンド(甑島ラインと呼ぶ)が見られた.Teshiba et al. (2001)は境界層レーダーとドップラーレーダーのデータを使って周辺の風 の鉛直シアの大きさと対流セルの形の違いを調べ、鉛直シアが大きい場合にバ ンドに直交する方向にエコーが広がるのを見いだした(第3.1.4図).同様に梅 本ほか(2003)は境界層レーダーのデータをもとに別の年に観測された甑島ライ ンについて調べた.



第3.1.4図 甑島ラインに関わる周りの風の鉛直シアの大きさと対流セルの形の違い(Teshiba et al. 2001).境界層レーダーとドップラーレーダーのデータを使った.風はラインに対し平行方向(parallel)と垂直方向(perpendicular)の二つに分けた.



第3.1.5図 気象庁レーダーの降水強度(mm h<sup>-1</sup>)に関する北西 - 南東(310°-130 °) - 時間断面図(永戸ほか,2000).図右上の地図中にある長方形の短辺方向 にデータを平均し,長辺方向の時系列を作成した.

7月2日にも寒冷前線が九州を通過し,前線に対応する移動性降水バンドと停滞 する甑島ラインが同時に観測された(第3.1.5図).永戸ほか(2000)は,二つの バンド内の対流セルの大きさや移動速度について調べ,両方の対流セルの特徴 はほぼ同じであって大きな差異がないことを示した.

また,長谷(2000)は1999年の梅雨前線に関する熱・水蒸気収支を行い,梅雨前 線は大きな熱源であることを示した.

X-BAIU-99と同じような規模の野外観測を1998年,2001年,2002年にも行った. 一連のX-BAIUの野外観測の中では,1999年でのメソ対流系の活動が最も活発で はあったが,ほかの年にも多様なメソ対流系が見られた.1998年ではYoshizaki et al., (2000)が6月26日の長崎ラインと呼ばれる地形性降水バンドを解析し, 2001年では足立ほか(2003)が6月19日の甑島ラインの形成過程を調べ,川野 ほか(2003)が6月21日の九州南部で観測された二つの降水バンドを解析した.ま た,加藤ほか(2003)が6月23日に鹿児島県南西部で発生した降水バンドに関す る研究を行った.2002年では中村ほか(2003)が甑島ラインを作る対流セルの形 成過程を調べ,鈴木(2003)が雷から見た7月4~5日の鹿児島県で観測されたメソ 対流系について調査した,第3.1.6図は荒木ほか(2003)が長島町上空の境界層レ ーダーから見た降水特性について調べた結果で,2002年の観測期間平均の降水 に関する境界層レーダーで観測されたエコー強度・ドップラー速度・スペクト ル幅分布である.高さ4km付近まではドップラー速度(~落下速度)が1~2ms<sup>-1</sup> であったのがそれより下層では約 10 m s<sup>-1</sup>となっていたことから , その高度で 雪から雨に変わったことがわかる.すなわち,観測期間中はもっぱら層状性の 降水が多かったと判断できる.

また,2002年7月5日から6日にかけて,東シナ海上を台風5号が北上した.その時にほぼ南北方向にのびた台風からのアウターレインバンドが西から東に移動するのが観測された.第3.1.7図はレーダーで見た実況図である.右から順に5時間毎に並べてあり,降水バンドが東進するのが見て取れる.さらに福江の高



第3.1.6図 X-BAIU-02の長島町における境界層レーダーから得られた全ケース のエコー強度・ドップラー速度・スペクトル幅分布(荒木, 2003).



第3.1.7図 2002年7月5日17時,22時と6日03時における気象庁レーダーによる 降水強度分布図. 左の南北に延びる降水バンドに注目.

層ゾンデデータを見ると(第3.1.8図),注目する降水バンドの東側では顕著な 南東風が見られ,降水バンドが通過する時(18JST頃)には強い南風が吹き,通 過後(その西側になると)南西風となった.降水バンドが長崎や川内の境界層 レーダーサイトを通過する時にも同様の風の変動が見られた.この時の数値実 験については3.3で述べる.

X-BAIUに関する観測の速報に関しては、吉崎ほか(2000, 2003)にもあるので 参考にしてほしい.

次に、冬の日本海で行った観測について紹介する.まず、2001年1~2月に日本 海および日本海側で実施した野外観測(WMO-01と呼ぶ)について述べる(第3.1.9 図).この観測期間中に、寒気吹き出しによる大雪や低気圧の通過に伴う小低 気圧などの顕著な現象が数多く見られた.



第3.1.8図 福江における6月30日から7月6日までの高層ゾンデで観測された相 当温位と風の時間-高度断面図.



第3.1.9図 WMO-01の観測体制.

1月12日から18日まで続いた寒気吹き出しのケースを取り上げる.数1000kmス ケールを持つ上層のポテンシャル渦位の正のアノマリーの移流に伴って,大陸 からの強い北西風である寒気の吹き出しが引き起こされ,暖かい日本海上で大 気は不安定化して活発な対流活動が起こった.そのために日本海側で豪雪とな り,その地域のJRや道路などの交通や社会生活が混乱した.1月14日の雲パタ ーンと海上風の水平分布を第3.1.10図に示す.雲パターンから,朝鮮半島の付 け根から山陰地方にかけて存在する帯状雲とその周辺に異なる二つの走向を持 つ顕著な雲列(地上付近の風に平行なものをLモード,直交するものをTモー ドと呼ぶ)を見ることができる.また海上風の分布から,帯状雲が形成されて



第3.1.10図 2001年1月14日におけるGMS赤外画像(左)とQuikSCATのマイクロ 波データからリトリーブされた海上風(右)の分布.

いる領域には顕著な収束と水平シアがあったことがわかる.このような下層収 束を伴うことから帯状雲は日本海寒帯気団収束帯(Japan Sea Polar airmass <u>Convergence Zone</u>; JPCZ)と呼ばれる.帯状雲とその周辺の雲の詳しい様子は 航空機観測や数値実験でもよく見られ,その報告は3.2と3.3でも取り上げる.

2001年1月27日には総観スケールの低気圧が日本列島の南を通過後,日本海上 では佐渡島の西側に小低気圧が発生した.気象観測船の清風丸や高風丸では小 低気圧の近くで高層ゾンデを用いてその鉛直構造を観測した(第3.1.11図). 小低気圧が通過する頃に風向が変わり,下層では高相当温位域が見られた.小 低気圧の背の高さは約3kmであり,その上に低気圧による前線が南から北に傾



第3.1.11図 2001年1月27日のQuikSCATのマイクロ波データからリトリーブさ れた海上風(左)と清風丸からの高層ゾンデで観測された相当温位の時間-高度断面図(右)(Hayashi et al. 2002).

いていた. このケースについても, 航空機がその周囲を飛んで観測し(Murakami et al. 2002), またNHMによる再現実験でも小低気圧を良く再現した. これについても3.2と3.3を参照してほしい.

寒気吹き出しの時に、金沢平野の海岸線に沿って降雪バンドが停滞するのが 観測された.大東ほか(2003)はドップラーレーダーデータを用いてこの事例を 詳しく調べ、沖合の海上で発達する降雪バンドと平野で発達する降雪バンドの 二つを見いだした(第3.1.12図).海上の降雪バンドが停滞する原因は、降雪 バンドが発達した頃に陸風と思われる高さ約300mの東風が吹いてきて、北西風 の季節風と収束を作るためであることがわかった.また上越地方でも停滞性の 降雪バンドが見られた.足立ほか(2001)は上越市においた境界層レーダーデー



第3.1.12図 2001年1月15日18時08分に高度0.75kmにおけるレーダー反射因子 分布(左)とそのy-時間に関する断面図(右)(大東ほか,2003). xとy はそれぞれ南東と北東の方向を正とした.右図では左図の四角い領域でy方 向に平均したデータを使った.



第3.1.13図 2001年1月16日上越の境界層レーダーで見た降雪バンドに関する 水平風と受信信号強度の時間-高度断面図(Adachi et al, 2002). 季節風の 中で南風が7時から11時までの間に高度300m以下に発現した(赤い楕円).

タを用いて詳しくバンドの構造を調べた.その結果,10 m s<sup>-1</sup>の弱い西北西の季 節風の中で,高度約300m以下の下層に南風(=陸風)が吹き出し始め,それが季 節風との間に収束を作ることにより降雪バンドが停滞したことを示した(第 3.1.13図).この南風は冷気流であった.このように,寒気吹き出し時に日本 海側の地域で停滞する降雪バンドが見られたのは,気団変質で不安定化した海 上からの(暖かい)北西風~北風が内陸からの(冷たい)陸風と収束して降雪 雲を作ったためである.

WMO-01ではほかにもさまざまな観測や解析が行われた.川原ほか(2003)はデュ アルドップラーレーダーデータを用いて,1月14日の既存の対流セルと新たな 対流セルの形成場所の位置関係を解析した.降雪バンド内では 既存セルの間,

既存の線状エコーの東側, 線状エコーを構成する既存セルの北側に新しい 対流セルが形成されるのが見られた.Kusunoki et al.(2002)も1月16日の降 雪バンドの発達・維持について同様に調べた(第3.1.14図).二つの降雪バン ド(AとB)が観測され,降雪バンドBの北側では北西季節風が見られたが,その 南側では弱い西風が吹いていた.この弱い西風は地形で変形された風であった と思われる.また,先行して形成された降雪バンドAが強い発散流を地上付近



第3.1.14図 (a) 2001年1月16日1206JSTにおける反射因子と収束の南側から見た3次元図.反射因子は20dBZ面を薄い青色,25dBZ面を薄い黄色とした.また収束(-1.0×10<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>)は青色,発散(5.0×10<sup>-3</sup>s<sup>-1</sup>)を赤色とした.(b)高度0.2kmにおける反射因子の水平分布.波線は降雪バンドAと降雪バンドBの位置を表す.実線は下の断面方向を表す.(c)反射因子と流れの南北 - 高度断面図.反射因子は20dBZ以上の領域に影をつけた.(d)下層1.5km以下の南北風の南北 - 高度断面図.

に作り,それが降雪バンドBを作ったものと考えられる.

渡邊(2003)は福島における内陸筋状雲について境界層レーダーを利用して調 ベ, Froude数が0.1以下で山岳が効く場合に内陸筋状雲が発生することを示した. 長谷川ほか(2001)はドップラーレーダーデータを使ってJPCZの下流側で発達す るメソ スケールの渦列状擾乱の解析を行い,それらが上陸すると地上では温 度や風の場が変動することを示した.このメソ スケールの渦列はJPCZのシア 不安定によって起こったものと思われる.また,清水ほか(2003)はTモード雲列 が卓越した場合を取り上げて,Tモード雲列は鉛直シアに平行であってその方向 の風上側に対流セルが発生・発達することを示した.第3.1.15図は南西から北 東の方向に並んだ対流セル列(Tモード雲)を水平に並べ替えて,レーダーエコ ーの時間発展を追ったものである.輪島で観測した風の鉛直シアに平行に対流 セルは並び,それが風上(=南西側)に発達したことを明らかにした.

また,川野ほか(2002)は1月18日の降雪の事例について解析と数値実験を行った.Yoshihara et al.(2002)は1月28日から29日にかけて上越地方を通過した移動性降雪バンドの構造を複数のドップラーレーダーのデータを用いて解析し, その消長および構造の変化には北西の季節風と内陸から吹く風により作られる不連続線における温度傾度により生じた水平渦度の効果が重要であることを強調した.冬季の大きなスケールの解析として,Yoshizaki et al.(2004)は日本



第3.1.15図 2000年12月26日07時54分から08時42分の高度1kmにおけるレーダ ーエコーの時系列(清水ほか,2003).最上部の矢印は輪島の高層ゾンデより 得られたシアベクトルを表す.

海スケールでの熱・水蒸気収支を行い,5km水平解像度の数値実験により求められた結果と比較した.

2002年と2003年にもWMO-01と同様の観測を行った.柴垣ほか(2003)はWMO-01 ・02期間に福井県三国町でのウインドプロファイラーとミリ波ドップラーレー ダーによる観測データを用い,2002年1月26~27日に低気圧が北陸地方を通過し た後の寒気の吹き出しに伴う降雪システムの発達過程とその内部構造を調べた. また,2台のC帯(5.27GHz)レーダーとミリ波(34.75GHz)ドップラーレーダーを 用いて,正極性・負極性落雷と冬季雷雲の構造との関連を調べ,それらの周波 数差から発雷予測に関係したパラメータの考察を行った.小林ほか(2003)は福 井県三国町において雷の観測を行い,2001年と2002年の観測期間中の雷活動を 調べた.第3.1.16図は二つの年の日落雷頻度である.十数年ぶりという豪雪が 観測された2001年の雷活動は,寒気場内の雷(いわゆる一発雷)であって平年 に比べて少なかった.一方,総じて暖冬だった2002年には非常に活発な雷活動 が見られた.ちなみに2002年は年間を通じて活発な雷活動を記録した.

2003年はAMSR (Advanced Microwave Scanning Radiometer)降水検証グループ の若狭湾特別観測と共同して福井空港で高層ゾンデ観測を行った.2003年1月27 日には低気圧が日本海で発達し,29日には東西にのびたJPCZを航空機で観測し した(村上ほか,2003).この時の寒気吹き出しも上層のポテンシャル渦度の アノマリーの移流により引き起こされたものであった.ただ,2001年の場合に 比べて変動が大きかった.ポテンシャル渦度は断熱であれば等温位面では保存 する量であり,移流とともに小さな渦糸に変わることが予想され,この場合で も上層のポテンシャル渦度が小さく渦糸に変わり崩壊してゆく様子が見られた (第3.1.17図).こうしたWMOに関する速報は吉崎ほか(2001,2003)や小林ほ か(2003)にあるので参考にしてほしい.

新しい観測システムの構築を検討することも本研究の一つの目的であった. そうした試みの一つとして,マイクロ波放射計を使って気温の鉛直分布を求め てみた.本研究で購入した気温分布測定マイクロ波放射計は購入当初,まだ鉛 直解像度が約1kmと粗すぎたため実用にはほど遠いものだった.高山(2003)はこ のマイクロ波放射計のアルゴリズムを改善して,もっともらしい気温の鉛直分 布が求まるようにした.この結果,マイクロ波放射計はメソ対流系の観測に有 効な情報を得る観測機器として利用できるようになり,サンプル間隔が短い気 温プロファイル情報が得られるようになった.



第3.1.16図 2001年1月(左)と2002年1月(右)の日落雷頻度.



第3.1.17図 300Kの等温位面におけるポテンシャル渦位の分布(吉崎ほか,2003).



第3.1.18図 (左)晴天時のマイクロ波放射計による気温プロファイルの推定 結果.縦軸は高度目盛り,横軸が気温目盛りを示す.赤の破線が従来の推定ア ルゴリズムによる気温のプロファイル,青の実線がこの研究で開発した新しい 推定アルゴリズムによる推定結果,黒の実線が参考とするマイクロ波放射計観 測時刻のゾンデの気温プロファイルを示す.(右)降雪時のマイクロ波放射計 による気温プロファイルの推定結果.

マイクロ波放射計による晴天時の気温プロファイルを推定した結果を第 3.1.18図左に示す.これによると、新しいアルゴリズムはゾンデのプロファイ ルに近い変化を捉えていた.また、観測高度範囲は従来の10kmから12kmに拡大 された.一方、マイクロ波放射計による降水時の観測は、当初降水の吸収効果



第3.1.19図 川内サイトでの水蒸気量の鉛直分布の推定例.(a)水蒸気混合比の プロファイル.(b) RASSとモデルによる気温プロファイルの比較.(c)受信電 力プロファイルのピークの時系列.

が大きいため気温プロファイルの推定精度は非常に悪くなるので利用が制限された.この研究において開発したアルゴリズムによって,降水時の観測でもある程度の気温プロファイルの測定が可能となった.第3.1.18図右に2001年1月の上越での特別観測における降雪時の気温プロファイルを示す.従来の方法(赤の破線)では気温プロファイルは異常な値を示したが,新しい方法による結果(青の実線)では気温分布に近いプロファイルを得た.

試みの二つ目として、笹岡(2003)は境界層レーダーにより晴天エコーの受信 電力と大気屈折率勾配との関係から水蒸気量の鉛直分布の推定を試みた.第 3.1.19図aは2002年6月19日における降雨直前までの水蒸気量の10分平均値のプ ロファイルであり、13時から18時までの正時のみプロットしたものである。15 時過ぎに地上付近から高度700mにかけて水蒸気量の増加する様子が見られた. 雨雲が境界層レーダー上空に存在すると水蒸気量推定の妨げになることから, 雲底高度を直近の高層ゾンデ観測値を用いて最初に想定することにより雲底高 度以下の水蒸気量を推定した. ここでは雲底高度を750mに設定した. 第3.1.19 図bは13時でのRASSによる気温(赤印)と0次ジャンプモデルによる気温(青線) との比較であり、良い一致が得られた.このことから、モデルによる気温を用 いて推定した13時の水蒸気プロファイルが高度方向にほぼ一様である分布は, 妥当な推定であったことがわかる. 第3.1.19図cは, 境界層レーダーの受信電力 プロファイルのピークの時系列である.このピークを示す高度で最も水蒸気量 勾配が大きく、晴天時には対流境界層高度の適当な推定になることが知られて いる.時間と共に、このピークを示す高度は下がってきていたが、第3.1.19図a が示す地上付近の水蒸気量勾配の変化傾向によく対応していたことがわかろ. 本来境界層レーダーは風を測るのが主目的であったが、水蒸気量の鉛直分布を 求めるというのは新しい試みであり、今後さらなる進展が期待される.

#### (2)研究成果の今後期待される効果

本プロジェクトの目的の一つにメソ観測システムの構築を謳った.これは, 高層ゾンデを除外した地上からのメソ観測システムを構築することであった. ところが今のところ地上からの観測で最も優れているものは風,温度,水蒸気 量,気圧等の鉛直分布を測ることができる高層ゾンデによる観測である.した がって,高層ゾンデは戦前からあるにもかかわらず,今なお世界各地の高層観 測の基盤であり,数値予報にとって最も重要なデータであり続けている.しか し,高層ゾンデによる観測では人手や時間が必要であり,また,空間的・時間 的に密なデータを得ることは難しい.それ以外にも,ゾンデの落下事故等の問 題もある.

そこで,高層ゾンデを主体とする高層観測システムに代わるものとして,境 界層レーダー(風),ドップラーレーダー(降水量,風),マイクロ波放射計 (温度,水蒸気量),GPS(可降水量)等の地上をベースにしたリモートセンシ ングによる高層観測システムを提案したい.測器のあとの括弧はそれによって 測られる気象要素である.これだけの気象要素があれば,(対流圏に限れば) 高層ゾンデに取って代われるだろう.この場合リモートセンシングであるので, 連続観測により時間的に密なデータを得ることも可能である.さらに,4次元 データ同化を用いると,空間的にも密な解析が可能となる.

本プロジェクトではそうした研究を推進する目的で,境界層レーダーと気温 分布測定マイクロ波放射計を整備した.マイクロ波放射計で気温と水蒸気の鉛 直分布を,境界層レーダーで風の鉛直分布をリモートセンシングによって測り, さらにそれらの機能を拡張しようと考えたのである.最近になってマイクロ波 放射計のアルゴリズムが改良されて温度分布の鉛直分解能が良くなり境界層レ ーダーに関しても水蒸気の鉛直分布を求める試みも行なわれた.しかし,残念 ながら本研究の野外観測では測器のトラブル等でこれらの同時観測はできなか った.

このように本プロジェクトでの地上からのメソ観測システムの構築は十分と は言えないまま終わった.今後,気象研究所(つくば)においてこうした観測 を継続して,地上をベースにしたリモートセンシング技術の開発や高度化を図 るつもりである.また,この観測システムにTRMMやAQUA等の衛星を組み合わせ る事により,広領域の温度,水蒸気,降水量等の観測システムの構築が可能と なり,こうしたシステムを利用した研究も今後大いに進めるべきである.

また,野外観測の体制について,これからは航空機や無人観測機(エアロゾ ンデ)や高速船等を使った機動観測を薦めたい.これまでの野外観測はドップ ラーレーダー網や境界層レーダー網など定住型の地上ネットワークであった. メソ対流系は100kmスケールの水平サイズで数時間~1日の時間スケールを持 つといわれていて,常に観測されているわけではない.したがって,通常は待 機していても必要な時に必要な領域だけを観測するのが効率的である.総観規 模擾乱に関してはアメリカやヨーロッパではそうした試みがなされていて,国 際プロジェクトTHORPEX(観測システム研究予測可能性実験)も予定されている. 今後は,機動観測が一つの観測形態として重要になってくると考えられる.

(吉崎正憲)

# 3.2 冬の日本海と梅雨期の東シナ海・九州におけるメソ対流系の航空機観測(航 空機観測グループ)

#### (1)研究内容及び成果

梅雨期の九州南西海上と冬期日本海上のメソ対流系を対象とした、それぞれ3シーズンの集中観測期間中に航空機観測を実施した.XBAIU-99ではB200とG-II による雲のマイクロ・メソスケール観測、B200(CAMPR)による降雨レーダー観測、 Citation-Vによるドロップゾンデで観測を実施した.WMO-01ではG-II,B200 (CAMPR)、Citation-Vによる観測のほかにロシアのIL-18による気団変質観測、 XBAIU-01ではB200(CAMPR)による観測、WMO-02、XBAIU-02、WMO-03ではG-II による観測を実施した.以下に、冬期日本海上に発生した帯状降雪雲および小 低気圧の構造と形成・維持機構、気団変質過程、梅雨期の塊状降水雲及び梅雨 前線上に発生した帯状降水雲の構造と形成・維持機構に関して報告する.

発達した帯状降雪雲が異なる気団変質過程を受けた2つの気流が収束すると ころに形成し、それが北陸・山陰地方の日本海岸に上陸する際に局所的に豪雪 をもたらすことが岡林(1972)によって示された.それ以来、衛星データを用 いた解析(植村、1980;八木、1986)や、静力学モデルを用いた研究(Nagata et al., 1986; Nagata, 1987; Nagata, 1991; Nagata, 1992)がなされてきた.2 つの気流が収束する領域は、後に浅井(1988)によって日本海寒帯気団収束帯 (Japan Sea Polar Airmass Convergence Zone, JPCZ)と呼ばれるようになっ た.この領域に形成される降雪雲は朝鮮半島の付け根付近からまっすぐ南東に 伸びる典型的な帯状降雪雲のほかに、蛇行しそこから小低気圧を生成するもの、 帯状降雪雲がほぼ東西の走向を持つものや、南北の走向を持つものまで変化に 富んでおり、これらの降雪雲システムのメソスケール構造や形成・維持過程な どには未解決の部分が数多く残されている.

これまでになされた観測的研究では、定期旅客機からの航空写真をステレオ





第3.2.1図 2001年1月14日15時(日本時間)の地上天気図(左)と14時に静止気 象衛星による赤外雲画像とG-IIの航跡. (Murakami et al., 2002b)

解析したHozumi and Magono (1984) や観測船からの高層観測データを解析した荒 川ら (1988) などがある.しかし,これらの降雪雲システムは海上に形成され アクセスが困難なために,これまでメソスケール・マイクロスケールの観測は ほとんどなされていなかった.ここでは,気象観測用航空機(ダイヤモンドエ アサービス(株 G-II)を用いて観測した,2001年1月14日の朝鮮半島から南東方 向に伸びる典型的な帯状降雪雲と2003年1月29日の東西方向に走向をもつアー チ状帯状降雪雲の内部構造とその形成維持機構について報告する.

2001 年 1 月 14 日,上空 500hPa で-35℃以下の寒気を伴った典型的な西高東低 の冬型気圧配置の下で,朝鮮半島のつけ根付近から南東にのびる帯状雲が発生 した(第 3.2.1 図左).このような気圧配置は 13 日夜から 17 日朝まで持続し, 帯状雲もこの間に消長・移動はあったものの,継続して山陰・北陸地方に見ら れた.航空機観測を実施した 14 日 12 時~15 時には,帯状雲は第 3.2.1 図右の 静止気象衛星の赤外雲画像に示すように,朝鮮半島のつけ根から南東方向に直 線的にのび,雲パターンも南西側から北東側に,longitudinal mode (L モード), transverse mode (T モード), longitudinal mode (L モード)の雲へと典型的 な変化を示した.航空機による直接観測の前後に,高度 5.6km から第 3.2.1 図 右中の直線 AB (36° N/132° E-38° N/134° E) に沿って,雲レーダー観測を実 施した.直線 AB の中ほど半分の区間で,4高度(2.7km,2.0km,1.1km,0.3km) のレベルフライトを実施し,熱力学構造・気流構造・雲の微物理構造の直接観 測を実施した.

第 3.2.2 図に航空機による直接観測直後に雲頂上方から実施した雲レーダー 観測によって得られたレーダーエコー(受信電力値;右下),その時の松江レー ダーの高度 2km CAPPI と航空機で測定した水平風(右上)と航空機から撮った 雲のスナップ写真(左)を示す.写真撮影を行った地点は松江レーダーCAPPI上



第3.2.2図 雲頂上方(高度5.6km)から実施した雲レーダー観測によって得られたレーダーエ コー(受信電力値;右下),その時の松江レーダーの高度2km CAPPIと航空機で測定した水平風 (右上)と航空機から撮った雲のスナップ写真(左). (Murakami et al., 2002b)

に番号で示す.写真①は帯状雲の中央~北東部分の下層の積雲群とその上を右 から左へ流れる層状雲,写真②は発達した対流雲(帯状雲の南西縁),写真③は 帯状雲の南西側のLモードの積雲群である.帯状雲の南西縁には発達した対流 雲(雲頂高度 3.7km)が見られ,それより北東側には背の低い(~2.5km)雲が 並び,南西側には雲頂高度 3.0km 程度の雲が散在していた.所々に下層の積雲 群の上方に層状エコーが見られ,帯状雲の南西縁付近の発達した対流雲から噴 き出した氷晶は,高度 2.5~3.0km の強い南西風に流され,Tモードの雲を形成 していた.



第3.2.3図 南西-北東鉛直断面内の航空機の航跡と航空機で測定した1分平均水平風 (左)と相当温位の南西-北東鉛直断面図(右). (Murakami et al., 2002b)



第3.2.4図 鉛直流の南西-北東鉛直断面図(左)と4高度における雲水量(CLWC)と2DC プローブで測定した氷晶・降雪粒子数濃度(CONCIC)の分布(右). (Murakami et al., 2002b)

第3.2.3 図左に南西-北東方向の鉛直断面内の航空機の航跡と30 秒平均の水 平風を示す.全体的には,高度2.7kmの南西風から高度の減少と共に西風,北 西風へと変化している.高度2km以下では水平風の変動成分も大きくなり,そ れぞれの高度では南西から北東方向に風向が時計回りに変化しており,特に高 度1km以下では帯状雲の南西縁付近に顕著な水平収束が見られる.第3.2.3 図 右に水平方向に 5 - 10km で移動平均をかけた相当温位の鉛直断面を示す.高度 2km 以下では南西側で高相当温位となっており,特に最下層では4~5K(100km) <sup>-1</sup>のコントラストが存在した.第3.2.4 図左の鉛直断面内の鉛直流の分布に見ら れるように,高度 1km 以下では数 10 cm s<sup>-1</sup>から 1 m s<sup>-1</sup>程度の上昇流が南西側 に,下降流が北東側に存在した.これらから,帯状雲の南西縁では西北西から の比較的暖かい気流と北北西からの冷たい気流が収束し,顕著な上昇流域を形 成していたことがわかる.4 つの高度における雲水量と20C プローブで測定した 氷晶・降雪粒子数濃度を第3.2.4 図右に示す.雲底高度は約 300m で,航空機が 雲底をかすめたとき 0.1 g m<sup>-3</sup>程度の雲水が所々に見られる.高度 2km 以下では ほぼ全領域で過冷却雲水が見られ,対流雲中の雲水量は最大で1 g m<sup>-3</sup>程度と高 い値を示し,雲粒捕捉成長が主な降水形成機構であったことを示唆している. 高度 2.7km では,中央~南西部分で過冷却雲水が見られるが,それより北東側 では氷晶や小さな降雪粒子からなるアンビル状の層状雲となり,さらに北東側 では層状雲が消え,下層の背の低い対流雲だけとなった.



第3.2.5図 2001年1月14日13時の静止気象衛星の可視雲画像(左)と赤外雲画像(右)

このときの静止気象衛星の可視画像と赤外画像(第3.2.5図)を比較すると,2 種類の南西-北東の走向を持つ筋状雲の存在が示される.可視画像ではJPCZ に 伴う発達した対流雲列の北東側に幅数 kmのTモードの筋状雲がみられるのにた いして,赤外では幅20~30kmのTモードの雲が見られる.雲レーダー,その他 の航空機観測データ,地上からのレーダーなどのデータから総合的に解釈する と,可視画像で見えているのは下層の背の低いTモードの筋雲,赤外画像で見 えているのは発達した対流雲から吹き出した上層のアンビル的な雲と結論され る.

これまで観測結果に基づいた帯状雲の概念モデルは2つ提案されている.1つ は北大グループ(Hozumi and Magono, 1980)が航空機から撮った連続雲写真を ステレオ解析した結果に基づくものである.もう1つは気象庁観測船グループ (荒川ら,1988)が啓風丸でレーウィンゾンデを飛揚しながら帯状雲を横断観 測した結果に基づくものである.両者の主な相違点の1つは,北大グループが



第3.2.6図 帯状降雪雲のメソスケール構造の概念図. (Murakami et al., 2002b)

水平収束をつくる 2 つの気団のうち南西側のほうがより寒冷であるとしている のに対して,荒川らは逆により温暖であるとしている点である. もう 1 つは帯 状雲から北東に延びる T モードの雲の成因である. 北大グループは帯状雲の南 西縁の対流雲から噴出した雲が T モードの雲の成因であるとしているのに対し て,荒川らは帯状雲の南西側から流入した温暖な気塊が帯状雲の北東側に広が る背の低い積雲群を抑えている安定層の上を滑昇することによって T モードの 雲を形成するとしている.

G-IIによる雲の内部構造の直接観測,雲レーダー観測,Citation-Vによるド ロップゾンデ観測,観測船や地上の特別観測点からのゾンデ観測などの結果か ら得られた帯状雲の概念モデルを第3.2.6図に示す.朝鮮半島のつけ根付近から 南東に直線的にのびた帯状雲は,高度1kmより下層における比較的暖かい西北西 の気流と冷たい北北西の気流の水平収束によって形成されていた.帯状雲の南 西縁では,西北西から進入した比較的暖かい空気塊が上昇流を作り,比較的背 の高い対流雲を形成した.その一部分は高度2.5~3.0km付近の強い南西風に流 され,Tモードの層状雲を形成していた.Tモードの層状雲の下方には背の低いT モードの対流雲が存在した.帯状雲を構成する対流雲中には最大で1gm<sup>-3</sup>程度 の過冷却雲水を含んでおり,降水粒子の形状もあられや濃密雲粒付き結晶が大 半であることから,雲粒捕捉成長が主な降水粒子の成長メカニズムであったと 考えられる.

次に東西方向に延びた帯状降雪雲について見てみよう.2003年1月29日午前9 時には、サハリン付近に中心気圧976hPaと発達した低気圧があり、日本海上は 北北西—南南東の走向を持つ等圧線が混んでいた.850hPaと700hPaでは北西か らの寒気移流場となっていた.500hPaでは、この時刻には-40℃以下の寒気が観 測領域の上空まで南下してきていた(第3.2.7図左).航空機で観測した東西に アーチ状に延びる幅の広い帯状降雪雲は第3.2.7図右の気象衛星の赤外雲画像 に示されるように周囲よりも雲頂高度が高く(雲頂温度が低く),500hPa付近 の-40℃以下の寒気の前面の動きに対応するように、1月29日朝からゆっくり南 下してきて、航空機観測の時間帯(12時~15時)には能登半島付近でほぼ停滞 して、その後その構造が次第に不明瞭になった.

G-IIを用いて, 東経135.5度線に沿って, 北緯36.5度と38.5度の間で帯状降雪



第3.2.7図 2003年1月29日09時の500hPa天気図(左)と6時の静止気象衛星の赤外雲画像(右).(村上ほか,2003b)



第3.2.8図 東経135.5度線に沿った雲レーダーの反射強度(上段)とドップラー速度(中段)の鉛直断面と鉛直積分雲水量(下段).(村上ほか,2003b)

雲の鉛直断面観測を実施した. 高度7.5km(~-40℃)で北上中に3個のドロップゾ ンデを投下しながら雲レーダー観測を実施した. その後4.9km(~-40℃), 3.0km (~-27℃), 2.1km (~-18℃), 1.2km (~-13℃), 0.5km(~-6℃)の5高度でレベルフライトを行い,帯状降雪雲付近の熱力学構造・気流構造・雲の微物理構造を調べた.

ドロップゾンデ観測の結果から,混合層の高さは36.5N付近で4km,37.5N付近で5km,38.5N付近で4.5kmであった.36.5N付近では全層ほぼ西~西南西風で20 m s<sup>-1</sup>程度であった.37.5N付近では3.5km以下では全層ほぼ西北西風であったが,それより上方5kmまでは西風成分が弱まり,結果的に北西風となっていた.38.5N 付近では,高度3.5km以上で相対湿度が若干低くなり,風も強い南西風になっていた.CAPEは3地点とも150~200 m<sup>2</sup> s<sup>-2</sup> 程度で冬の日本海としては比較的高い値を示した.CINの値はゼロで,どこで対流がたってもおかしくない不安定な成層であった.

高度7.5kmからW-bandドップラーレーダーで観測した降雪雲の鉛直分布とマ イクロ波放射計で測定した鉛直積分雲水量を第3.2.8図に示す.反射強度の鉛直 分布(上段)を見ると、中央付近(37.5N)に5.2km程度の背の高い対流雲が鉛 直にたっており、それより南側では所々に4km程度の対流雲が見られる.北側で は3.5km程度の対流雲の上に中央付近の背の高い対流雲から吹き出した層状性 の雲が見られる.ドップラー速度(空気の鉛直速度と粒子の落下速度を足しあ わせたもの)の鉛直分布(中段)を見ると、所々に10 m s<sup>-1</sup>近い上昇流と数 m s<sup>-1</sup> の下降流が存在した.北緯37.5度以南では強い上昇流が雲頂付近まで到達して いるのに対して、それ以北では高度3.5km付近までしか到達していない.鉛直積 分雲水量(下段)は北緯37.5度付近に1.3mm程度のピークがあり、それ以南では 所々0.5~1.0mm程度の値を示している.一方、それ以北では北緯38.2度付近ま で顕著な鉛直積分雲水量が存在せず、さらに北側で0.5mm程度の値を示している.



第3.2.9図左に航空機観測から得られた水平風の鉛直断面を示す.1.2kmより 下層では、北側の北西風と南側の西北西風の間の強い収束により対流が発達

第3.2.9図 航空機観測から得られた水平風の鉛直断面図(左)と各高度における東経135.5 度線に沿った気温・露点温度・相当温位の水平分布.(村上ほか,2003b)

し、下層の運動量を上空に輸送していることが示される. 南側の西北西風は高度ともに次第に西風に変わるが、北側の北西風との収束は高度3kmまで見られる. 高度4.9kmでは南側の西風と北側の強い南西風の間に顕著な発散が見られる.

第3.2.9図右に示すように、熱力学場の南北のコントラストはそれほど強くなく、相当温位の水平傾度で2~3K(200km)<sup>-1</sup>程度で、高度3km以下では発達した対流雲が存在する北緯37.5度付近で周囲よりも若干高めの値を示している.湿度(露点温度)を見ると、北緯37.5度以北では4.9kmと0.5kmで北側ほど乾燥傾向にあることを除くと、ほぼ一様に湿っているのに対して、それ以南では湿潤域と乾燥域のコントラストが明瞭である.

高度4.9kmでは200 $\mu$ m以下の小さな氷晶が中央~北側に分布し,発達した対流 雲のところでは1000個 L<sup>-1</sup>, 0.3 g m<sup>-3</sup>に達する高濃度の氷晶が存在した.気温が -40℃と低温であったため過冷却の雲水は存在しなかった.高度3kmより下方で は,北側で雪片・雲粒付き雪粒子,中央~南側でアラレ・雲粒付き雪粒子が見 られ,濃度は100個 L<sup>-1</sup>, 0.5 g m<sup>-3</sup>程度であった.所々に0.1~0.3 g m<sup>-3</sup>の過冷却 雲粒が見られ,下層では4mm程度のアラレも見られた(図省略).



第3.2.10図 各高度における東経135.5度線に沿った空気の質量フラックスと水蒸気フ ラックスの水平分布. (村上ほか,2003b)

今回航空機で観測した幅の広い帯状降雪雲とその周辺の降雪雲システムの形 成維持過程を調べるために、システムの2次元性と準定常性を仮定して南北方向



第3.2.11図 東西に延びた帯状降雪雲のメソスケール構造の概念図. (村上ほか,2003b)

の空気質量フラックスと水蒸気フラックスを第3.2.10図に示す.北緯37.3度以 北には、高度3.0km以下の系統的な質量(気流)収束と高度2.1km以下の系統的な 水蒸気収束が見られ、発達した対流雲とそれ以北の雲頂高度3.5km程度の対流雲 の形成・維持に寄与していたと考えられる.雲頂付近には顕著な質量発散が見 られる.顕著な水蒸気発散は見られないが、雲頂付近で最大0.3gm<sup>-3</sup>の氷晶の 存在を考えると、発達した対流雲形成に供給された中・下層の水蒸気収束の一 部分は北側にアンビル状の氷晶雲を形成し、雲頂高度3.5kmの対流雲との間で SEEDER-FEEDERメカニズムを通して効率よく降水を生成していた.下層の空気塊 の南下に伴う水蒸気密度増加は、海面からの水蒸気補給と降雪粒子の蒸発によ る補給に起因と考えられる.一方、北緯37.3度以南では、典型的なLモードの筋 表3.2.1 日本海寒帯気団収束帯に伴う帯状降雪雲の特徴

	T(IR)	T(VIS)	T(radar)	dT/dL	SWinc	wwz	Orientation	Moving Vel.
2001.1.14	0	0	0	-2.5C/170km	<b>(u)</b>	Δ	NW	
2001.1.15	0	0	0	-5.0C/100km	O <b>(u,v)</b>	×	E	
2001.1.16	0	0	0	-2.6C/170km	O(v)	0	NW	
2002.2.11	×	×	×	+1.4C/300km	×	×	N > NW	60km/h
2003.1.28	×	0	0	-0.8C/300km	O(u,v)	0	NW>E	70km/h
2003.1.29	0	0	0	-1.2C/220km	O(v)	Δ	E	
2003.1.30	0	0	0	-2.3C/330km	O(u)	Δ	NW	30km/h

状降雪雲の場合に見られる最下層の下降流による自己誘導的な質量及び水蒸気 収束と思われる循環が見られる(第3.2.11図).

WMO-01, WMO-02, WMO-03の3シーズン中に、日本海寒帯気団収束帯に伴う帯状 降雪雲を合計7回観測した.それぞれの特徴を表3.2.1に示す.7例中5例で赤外 画像にTモードの雲の存在を,6例で可視画像とレーダーエコーにTモードの雲の 存在を確認した.6例で北東側の雲上部における南西風の強化がみられた.発達 した対流雲の中・上部の弱風帯は、2例で顕著、3例で傾向が見られた、帯状降 雪雲の走向は北西-南東が3例, 西-東が2例, 走向が変化する場合が2例であった. 移動速度は速いもので70 km h<sup>-1</sup>程度であり、4例では移動速度は無視できる程度 であった.二つの気団間の下層の温度傾度は、一番大きいもので100km当たり5 ℃,小さいものは0.3℃であった.6例で気温は南西側で高く,北東側で低くな っていた. 唯一の例外は2002年2月11日のケースで, 朝鮮半島から寒気が張り出 してくるタイミングで西側が低温となっていた. 雲上層の南西風の強化は赤外 画像で顕著な上層のTモードの層状雲や可視画像で見える中・下層のTモード の対流雲の形成と密接な関係があるように見える. JPCZに伴う帯状降雪雲では ほとんどの場合,発達した対流雲の北東側に雲の上部で南西風の強化が見られ, 結果的に雲底-雲頂間の風のシアーベクトルもほぼ同じ方向となる.発達した 対流雲からのアンビル状の雲は強い南西風に流され、その走向は南西-北東と なる.一方,中・下層のTモードの雲の成因としては2通り考えられる.一つ は浅井(1972)の線形理論で説明されるような風のシアーベクトルに沿ったロ ール状対流という解釈である. もう一つは, Fujiyoshi et al. (1998)などが示 唆している上空から降ってくる降雪粒子との相互作用で走向が決まるという解 釈である.ここに示した観測結果だけではどちらのメカニズムが働いているの か決定できないが、もう一つ興味深いことは、中・下層のTモードの雲は北東側 が先細りになっていることが多いことである. 雲物理過程を陽に取り扱った非 静力学モデルによる研究が望まれる.

日本海上に発生する小低気圧やポーラーローなどの渦状擾乱は、日本付近を 通過する際に局地的に強い降雪をもたらすことがあり、降雪予測の観点からも 渦状擾乱の構造、形成・維持機構の解明が望まれている。渦状擾乱に関する数 値モデルを用いた研究は幾つかなされているが、渦状擾乱の本体は海上に存在 することが多いため、そのメソスケール・マイクロスケールの構造に関する観 測的研究はそれほど多くない.

ここでは2001年1月27日に富山湾沖に発生した小低気圧について、G-IIによる 雲の内部構造の直接観測,雲レーダー観測,ドロップゾンデ観測に加えて、 Citation-Vによるドロップゾンデ観測,気象庁観測船および地上の特別観測点 からのゾンデ観測などの結果を用いて解析した小低気圧のメソスケール構造を 示す.第3.2.12図に示すように、1月27日、南岸低気圧の通過直後に能登半島と 佐渡島の間に小低気圧が発生し、その後ゆっくりと北東進し21時には佐渡島の すぐ北側まで移動した.発生のタイミングは日本海中部から南東進する700hPa の低圧部の通過ともほぼ一致していた.この小低気圧に伴うエコー域は、強度 はさほど強くないものの、ドーナッツ状またはスパイラル状のパターンを示し、



第3.2.12図 2001年1月27日15時の地上天気図(左)と09時の700hPa天気図(右).赤 丸は26日21時,27日09時,27日21時の低圧部の位置.(Murakami et al., 2002a)

航空機観測を実施した12時30分から16時まで準定常的であった. G-Ⅱを用いて, 東経137°30'に沿った4高度(10.2km, 3.5km, 1.5km, 0.3km)でのレベルフラ イトと,北緯37°40'に沿った2高度(10.2kmと1.5km)でのレベルフライトを実 施し,熱力学構造・気流構造・雲の微物理構造の直接観測と,雲レーダー・ド ロップゾンデ観測を施した.

航空機観測を実施した時間帯には第3.2.13 図左の気象衛星の雲画像に示すように,観測領域は南岸低気圧に伴う上層雲に広く覆われていた. 第3.2.13 図右に G-II が高度 10.3km で東経 137.5 度線に沿って北上したときの航跡と1分平均の水平風および時間的に最も近い気象庁レーダー高度 2km CAPPI 合成図



第3.2.13図 2001年1月27日14時の静止気象衛星による赤外雲画像とG-IIの航跡(左) と高度10.3kmを北向きに飛行したときの航跡図,1分間平均水平風,最寄の時間帯のレ ーダー合成図(右上)と雲レーダーで観測した反射強度南北鉛直断面図(右下). (Murakami et al., 2002a)



第3.2.14図 高度0.3kmを南北方向に飛行したときの航跡図,1分間平均水平風と最寄の時間帯のレーダー合成図(左)と相当温位の南北鉛直断面図. (Murakami et al., 2002a)

(上)と雲レーダーで測定したレーダー反射強度(減衰は未補正)(下)を示 す.高度10.3kmではほぼ一様な南西風場になっていたここがわかる.また,雲 レーダーの鉛直断面から,南岸低気圧に伴う上層雲は高度4~9kmに存在し,そ の下に高度3~4kmまで達する小低気圧に伴うと思われる雲が存在していること がわかる.

水平風は高度1.5km以下で顕著な変化を示した.特に,高度0.3kmでは北側では10 m s<sup>-1</sup>を超える東よりの風が,南側では10 m s<sup>-1</sup>を超える西よりの風が吹き,強い低気圧性循環を示した(第3.2.14図左).しかし,この低気圧性循環は700hPa高度ではほとんど見られない.相当温位の南北鉛直断面(第3.2.14図右)から分かるように,小低気圧の中心付近と考えられる中央部~南側(DISTANCE=-30~-100km)では,周囲よりも暖かい暖気核(warm core)が見られた.Warm coreは特に高度1.5kmで顕著で,周辺部より相当温位が2~3K高くなっていた.第



第3.2.15図 高度0.3kmにおける相当温位と水平風の分布(左)と鉛直流の南北鉛直断 面図(右). (Murakami et al., 2002a)

3.2.15 図左に高度 0.3km における相当温位と水平風の分布を示す. 南岸低気圧 に伴う循環で,高相当温位の気塊が領域の南東側から流入し,南西側に流出し ている. その一部分が閉じた低気圧性循環を形成し,そのほぼ中心付近でより 相当温位が高くなっていることが分かる. 南北鉛直断面内の鉛直流の分布は第 3.2.15 図右に示すように,高度 1.5km以下で中央部~南側 (DISTANCE=0~-80km) に,10~20kmスケールの上昇・下降流が混在しているものの平均的には弱い (10 ~30 cm s<sup>-1</sup>)上昇流が広がっている. 氷晶・降雪粒子の高濃度域は弱い上昇流 域の両側に分布している (図略). 低濃度 (0.1~0.2 g m<sup>-3</sup>)の過冷却雲水域も 氷晶・降雪粒子の高濃度域の分布とほぼ一致している (図省略). 観測結果に基 づいて導出した小低気圧のメソスケール構造の概念図を第 3.2.16 図に示す.



第3.2.16図 小低気圧のメソスケール構造の概念図. (Murakami et al., 2002a)

水平風及び相当温位などの分布から,観測した小低気圧の鉛直スケールは約3km,水平スケール100km~200kmであった.低気圧性循環は下層ほど顕著であった.Warm coreは850hPa付近でもっとも顕著で,周囲との温度差は2~3度であった.低気圧性循環もwarm coreも、700hPaより上空では見られなかった.南岸低気圧に伴う循環の一部分と地形の効果により富山湾沖に逆向きトラフあるいは弱い閉じた循環が形成され、700hPaの低圧部とカップリングすることによって小低気圧が顕在化したものと思われる.暖気核付近が平均的には弱い上昇流と成っているため、低気圧性循環による暖気の巻き込みや凝結過程に伴う非断熱加熱によって暖気核は形成されたと考えられる.小低気圧の循環に伴って生成されたexcess vaporの大部分は、南岸低気圧に伴う上層雲からnatural seeding された氷晶の昇華凝結成長に消費されたため、雲水域は下層の限定された部分にのみ存在し、雲水量も最大で0.1~0.2 g m<sup>-3</sup>と比較的低濃度であった.雲システム全体からみると、雲粒捕捉成長は副次的であったと考えられる.

冬季の日本海上では、大気と海面間の温度差が極めて大きいため、寒気吹き 出し時には海面から多量の潜熱と顕熱の供給を受ける.この水蒸気が日本海沿 岸に発生する世界有数の豪雪の起源であることは良く知られている.これまで 数値モデルや客観解析データを用いた日本海の気団変質過程の研究は多数行われてきた.しかし,対流混合層の発達とその中における筋状対流雲の形成過程に関する観測的研究はほとんどない.ここでは2001年1月29日,2月2,3日の3回にわたって,ロシア領内の日本海上空で行った観測と,2002年2月12日に日本領内で行った観測をコンポジットして議論する.

ロシア領内における航空機観測にはロシアのCA0 (Central Aerological Observatory)所有のIL-18 (イリューシン18)を用いた. 観測項目は,気温,湿度,風速,風向,乱流フラックスである. ウラジオストックを起点とし,北西の季節風と平行及び直交方向へ3から4高度観測した. 第3.2.17図に,航空機観測中の観測領域周辺の「ひまわり」の可視画像と航空機観測の飛行経路を示した. この3回の観測によって,寒気吹き出しが弱く(沿岸での最下層の気温が-11℃)雲が発生しない条件下(1月29日),並の吹き出しで(沿岸での最下層の気温が-17℃)筋雲が発生した条件下(2月2日),そして強い吹き出しで(沿岸での最下層の気温が-28℃)明瞭な筋雲が発生した条件下(2月3日)での気団変質過程を調べることができた.



第3.2.17図 航空機観測を行った時の,GMSの可視画像と観測ルート.(Inoue et al., 2002)

第3.2.18図は、高度約200mにおける顕熱フラックスの水平分布を示したものである. 吹き出しが弱い時と強い時とでは50~500 W m<sup>-2</sup>もフラックスの大きさ



第3.2.18図 最下層(高度約100m)での顕熱フラックスの水平分布. (Inoue et al., 2002)

に幅がある.また,吹き出しが弱いときには,顕熱フラックスは距離によらず ほとんど一定で小さいままであるが,吹き出しが強いほど沖合にいくにつれて 急速に顕熱フラックスが減少している.ここで,測定した全熱フラックス(W 'T')は,W'+T'+とW'+T'-とW'-T'+と,W'-T'-の4つの成分の和 である.各項はそれぞれ,thermal, penetrative convection, compensating motion, diabatic effectによる輸送と解釈されている.この図から,W'+T' +が一番大きく,次にW'-T'-の値が卓越していることが分かる.この傾向は他 の観測事例でも同様で,各成分の面積比・寄与率を抽出することのできるJoint Frequency Distribution Method (JFD法)で解析したところ,寒気吹き出し時に おける雲を伴う大気境界層の乱流熱輸送は,境界層下部でのサーマルによる効 率的な熱輸送(全領域の30%)と,雲頂からの冷却の効果(海面熱フラックス の15%に相当)によって引き起こされていることが分かった.すなわち,気団 変質過程に伴う雲は,対流混合層をさらに発達させる効果的な役割を果たして いることが示された.

上で述べたように、気団変質に雲が果たす役割は大きいが、筋雲が特に発達 した観測事例(2月3日)をより詳細に調べることにより、以下の三つの異なる 水平スケールが水蒸気の鉛直輸送に重要であることが観測事実として見いださ れた.すなわち、1km以下(乱流スケール)、1km-3km(対流スケール)、3km -20km(メソッスケール)であり、それより大きいスケールは鉛直輸送にはほ とんど寄与していない.また、雲底下の高度100mではこれらの3つのスケール が鉛直輸送に果たす貢献度はほとんど同程度であったが、高度500mではメソッ スケールの寄与が50%以上あり、対流スケールは30%、乱流スケールは全体の


第3.2.19図 2月3日の高度100m(下)と500m(上)における潜熱フラックスと顕熱フラ ックスの水平分布

20%程度であった.また,潜熱と顕熱フラックスの水平分布(第3.2.19図)から,高度100mでは顕熱フラックスの方が潜熱フラックスよりも約2倍大きいことが分かる.期待されるように,顕熱フラックスは沖合に行くにつれて次第に減少し,逆に潜熱フラックスはやや増加傾向が見られる.一方,高度500mでは顕熱と潜熱フラックスはほぼ同程度でありかつ距離による増減がほとんど見られない.更に,顕熱フラックスは高さとともに急激に減少していることも分かる(500mでは100mのほぼ半分).この図からも明らかなように,潜熱,顕熱フラックス共に水平スケールで約20kmの変動が高度100mおよび500mで卓越している.これは,Fujiyoshi et al. (1992, 1998)がLモードの降雪バンドに見いだしたスケールに対応している.

日本領内の観測は2002年2月12日に,第3.2.20図に示すように並みの強さの寒 気吹き出しを対象に実施した.寒気吹出しに伴う混合層及び筋状対流雲の発達 過程を調べる目的で,佐渡島付近から混合層内の平均風向に平行に西北西方向 へ300kmの地点まで往復飛行(往:高度6.5km,復:高度0.3km)を行った.往路 では,雲レーダーによる雲の鉛直断面観測,マイクロ波放射計による積分雲水 量観測のほかに,図中に矢印で示した地点でドロップゾンデ観測を実施し,復 路では,3カ所(STACK1,2,3)で4高度の水平飛行からなる鉛直断面観測を実 施した.

新潟沖から西北西に300km付近まで、雲レーダーで観測した反射強度の鉛直断 面図、マイクロ波放射計の31GHzチャンネルで測定し鉛直積分雲水量、往路に観 測した高度6500mと復路に観測した高度300mにおける気温と露点温度の水平分 布を第3.2.21図に示す.



第3.2.20図 2002年2月12日13時の静止気象衛星の赤外画像とG-IIの航跡. (Murakami et al., 2003)



第3.2.21図 雲レーダーにより観測された反射強度の鉛直断面図と鉛直積分雲水量,高度6500mと300mにおける気温・露点温度の水平分布.(Murakami et al., 2003)

STACK 1 からSTACK3まで約250km吹走する間に雲頂(エコー頂)は1.5kmから 1.9kmへ増加し、ドロップゾンデから得られた気温の鉛直分布から換算した雲頂 温度は-12.5から-16℃に低下している.ただし、新潟沿岸では地形の影響を 受けて雲頂高度が2.5kmに急激に上昇している.エコー頂高度の増加だけではな く、エコー強度も増加傾向を示した.マイクロ波放射計の31GHzチャンネルで測 定した鉛直積分雲水量は最も風上側で0.2mm程度の値で、岸に向かって徐々に増 加する傾向を示した.所々に断熱凝結量に近い1mmを超える値も見られたが、全 体的には断熱凝結量より遙かに小さめの値となっていた.

気温と露点温度は、高度6500mではそれぞれ-40℃と-60℃前後で風下側で若 干低下する傾向があったが、緩やかな変化を示した.気温と露点温度の差は20 ℃程度と大きく、上層は非常に乾燥していた.高度300mでは約250km吹走する間 に気温は-3.0℃から-0.5℃に上昇、露点温度も同程度上昇した.気温と露点 温度の変動は高度6500mと比べると大きく、特に露点温度は激しく変動した.



第3.2.22図 ドロップゾンデにより観測された温位(左)と水蒸気混合比(右)の鉛直 分布の変化. (Murakami et al., 2003)

ドロップゾンデ観測から得た温位と水蒸気混合比の鉛直分布から,空気塊が 250km移動する間に混合層が400m厚くなると同時に,混合層全層で,温位で2.5K, 混合比で0.3 g kg<sup>-1</sup>程度,加熱・加湿されていたことがわかる(第3.2.22図). STACK1,2,3における雲水量と2DCイメージから求めた雪水量の平均値の鉛 直分布を雲頂高度で規格化した高度の関数として第3.2.23図に示す.雲水量, 雪水量ともに風下に来るほど増加傾向にあった.特徴的なことは,海面付近で 相対湿度60%前後と乾燥しているため,昇華蒸発により雪水量が雲底下で急速に 減少していることである.渦相関法で求めた海面からの顕熱・潜熱フラックス はそれぞれ100~130 W m<sup>-2</sup>と150~250 W m<sup>-2</sup>であった.水蒸気フラックス(左上), 雲水フラックス(右上),氷水フラックス(左下),正味の水物質フラックス の鉛直分布を第3.2.24図に示す.正味の水物質のフラックスに対する寄与は水 蒸気フラックスがもっとも大きい.高度300mにおける水蒸気フラックスは150~ 250 W m<sup>-2</sup>の上向き潜熱フラックスに相当し,顕熱フラックスのおおよそ2倍になっている.雲層では上向きの水蒸気フラックスの一部(20-30%)は凝結し, 雲水フラックスとなっている.雲の上・中部では,海面からの水蒸気フラック



第3.2.23図 風上(青),中間(緑),風下(赤)の鉛直断面観測地点における平均雲水量(実線)と平均氷水量(破線)の鉛直分布.(Murakami et al., 2003)



第3.2.24図 風上(青),中間(緑),風下(赤)の鉛直断面観測地点における水蒸気 フラックスの鉛直分布. (Murakami et al., 2003)

スの1/2程度の下向きの氷水フラックスが観測された.しかし雲底下で急速 に昇華蒸発し,結果的に海面からの水蒸気フラックスの1割程度しか降水の形 で海面に戻っていない.その他の水蒸気フラックスと熱フラックスは対流混合 層の発達と筋状対流雲内の雲粒子の増加に使われている.ロシア領内における 測定値と比べると,顕熱フラックスが大幅に減少し,潜熱フラックスはほぼ同 程度あるいは若干増加であるため,結果的に2つの値の大小関係が逆転した.こ れまで数値シミュレーション等では示されていたが,今回はじめて観測で確か められた.また,寒気吹き出しに伴い日本海上一面に形成される筋状対流雲の 場合,沖合いでは海面からの蒸発量のごく一部しか降水として海面に戻ってい ないことが明らかとなった.このような観測結果は大気大循環モデルの降水ス キームの改良に資するものである.

1999年7月10日にクラウド・クラスターとして現れたメソ対流系を対象として, 熱帯降雨観測衛星(Tropical Rainfall Measuring Mission:TRMM)と同期させた 航空機ドロップゾンデ観測を行った.解析時には観測データに加え,GMS及びル ーチン観測データを使用した.観測領域は九州南西海上の東シナ海で,ドロッ プゾンデによる成層観測は6地点,これにレーウィンゾンデ2地点を加え,8地点 における成層を観測することができた.これと同期して13時56分にTRMMが観測 領域上空を通過し,降水強度,マイクロ波輝度温度(TB),可視赤外放射輝度が 観測された.熱赤外放射輝度については解析時に黒体の仮定とプランク関数を 用いて等価黒体温度(TBB)に変換した.

7月10日には梅雨前線とそれに伴う雲帯が観測領域外の北緯25度以南に南下 しており、観測領域付近に前線は解析されていなかった.しかし、気象庁領域 解析データ(RANAL)によると下層に弱い収束帯が存在し、そこに向かって暖湿気 塊が南南西から吹き込んでいた.これはすでに消滅した低気圧の温暖前線に伴 う収束が残っていたものと考えられる.メソ対流系はこの収束帯に発生した. またSSM/Iデータによるとこの収束帯に対応して南北に立った可降水量傾度帯 が存在し、メソ対流系はその湿潤域側に位置した.このメソ対流系はGMS赤外画 像で10日03時40分から20時40分までクラウド・クラスターとして追跡され, TRMM と航空機の観測時刻には衰弱期に入ったところであった. ドロップゾンデ投下 は12時40分から15時42分にかけて行われたが、解析はその間の定常性を仮定し て行った、メソ対流系が衰弱期に入っていたため急激な変化は考えにくいこと から、収支解析結果は非定常性にそれほど影響されていないと思われる. メソ対流系の雲域はTBB<243K(243Kは高度約10kmに相当する気温)で定義した (第3.2.25図左の青系色). TRMMの観測時刻には激しい対流を含むメソ対流系の 特徴である楕円形の低温域や大きなTBB傾度は既に見られず、明らかにメソ対流 系として衰弱期に入っていた.降水域はメソ対流系内とメソ対流系の西側に見 られ,降水の鉛直断面や降雨タイプ分類(Awaka et al., 1998)によると前者は 全て層状性,後者は浅い対流であった.TRMMマイクロ波観測装置(TRMM Microwave Imager: TMI)による85GHzのTBの解析から、メソ対流系の層状性降水はアンビル 雲の特に厚い部分からもたらされたことがわかった. 第3.2.25図右は, TRMM PR による高度3kmの降水域とドロップゾンデによる750hPa面の熱力学構造を示す.

メソ対流系の東方に乾燥した気塊が見られ,そこからの気流が層状性降水域を 通って吹き込んでいた.発散場から鉛直流を求めると,この気流は層状性降水 域を通った後に下降流となり,北西側へ流出する気流となっていた.



(a) 10.8 µm TBB

第3.2.25図 TRM可視赤外観測装置(Visible and Infrared Scanner : VIRS)の10.8 $\mu$ mチャ ネルによる等価黒体温度(TBB).緑丸は航空機(観測時刻をJSTで表す),長島(N),啓風丸(K)のゾ ンデ観測点(左)とドロップゾンデで観測された750hPa面上の風速(ベクトル,m s<sup>-1</sup>),相対湿 度(色塗り,%),温位(ベクトルの色,K).図中の緑数字はゾンデ観測点の相対湿度値である.紫 色は高度3kmの降水域とPRの観測幅(右) (中井ほか,2001)



第3.2.26図 観測された消滅期メソ対流系の模式図. (中井ら, 2001)

このような観測結果をまとめて模式図にしたものが第3.2.26図である.メソ 対流系の雲域内の降水は層状性で、かなとこ雲の厚い領域に対応した.メソ対 流系の雲は多層構造をしており、かなとこ雲の薄い領域はTBBによるメソ対流系 の雲域より外にまで広がっていた.この薄いかなとこ雲の下は下層収束を伴う 不安定な成層であり、浅い対流が発達していた.その浅い対流の上部からは気 流が流れ出しており、厚いかなとこ雲の下に見られた負気圧偏差域に向けて吹 き込んでいた.この負気圧偏差は上層加熱によってもたらされたと考えられる. 750hPa付近においては、南東から乾いた気塊の流入が見られた.この気塊は層 状性降水域で蒸発冷却により冷やされ、温位の負偏差を形成していたが、それ は地上には届いていなかった.蒸発冷却はメソ対流系の構造に影響を与えたが、 浅い対流の発生はこれにあまり影響されなかったと考えられる.

次に梅雨前線に伴う降水帯の事例を紹介する.第3.2.27図左の地上天気図に 示すように、2002年6月22日09時には日本列島南方海上(北緯32度東経139度) から西方に3000km以上延びる停滞前線(梅雨前線)が横たわっていた.この梅 雨前線に伴って、第3.2.27図右の気象静止衛星の可視画像に示すように幅200km 程度のバンド状の雲システムが形成された.12時00分の高度2km面の気象庁の レーダー合成図(第3.2.28図左)を見ると、種子島と奄美大島の間に降水エコ ーが存在し、降水強度は所々で最大30-40 mm h<sup>-1</sup>であったが、ほとんどの領域で は10 mm h<sup>-1</sup>以下の降水であった.-50℃以下の雲頂温度を持つ発達した雲シス テムがゆっくり南下しているが、移動を無視して鉛直断面を解析した.

G-IIによる航空機観測は9時30分から13時30分の間に,九州の南西海上で実施 した. 高度12.6km(~-57℃)を第3.2.28図右の赤外雲画像上に示す航跡に沿って 矢印で示した地点でドロップゾンデを投下しながら雲レーダー観測を実施した. その後東経130度線に沿って北緯29度と31度の間で,高度12.6km,7.7km(~-15



第3.2.27図 2002年6月22日09時(日本時間)の地上天気図(左)と2002年6月22日12 時の静止気象衛星の可視雲画像(右). (村上ほか, 2003a)



第3.2.28図 12時00分の高度2km面のレーダー合成図(左)と同時刻の九州南西海上付近の 静止気象衛星の赤外画像,ドロップゾンデ投下地点(矢印)および解析領域(右)(村上ほか, 2003a).ドロップゾンデ投下地点の南東端をAとして,Bが南西端,Dが北西端,Eが北東端と なるように,時計回りに順にBからFをつけた..



第3.2.29図 解析領域ABDEとABCDEFで求めた空気の質量発散の鉛直分布(左)と解析領域ABDE とABCDEFで求めた水蒸気フラックスの鉛直分布.(村上ほか,2003a)

℃), 3.5km(~8℃), 0.5km(~24℃)の4高度でレベルフライトを行い, 梅雨前線 に伴う降水雲の熱力学構造・気流構造・雲の微物理構造を調べた.

ドロップゾンデ観測の結果から,降水帯の南側から最下層1.5kmの高温高湿な 強い西~西南西の気流と北側から中・上層の相対的に低温低湿な北西気流が流 れ込むことによって対流不安定な成層が常に形成されていたことが示された. 最下層では南側からの湿潤な空気塊からなる強い西または西南西の気流と北側 からの冷たい北または東の気流の収束により,暖湿で対流不安定な南側の空気 塊が持ち上げられることによって対流不安定が開放され,高度14kmに達する対 流雲が発達し,降水帯が形成されていた.気層の不安定度を示すCAPEは南側で 2000~3000 m<sup>2</sup> s<sup>-2</sup>,北側では0 m<sup>2</sup> s<sup>-2</sup>であった.ドロップゾンデデータを用いて 四角形ABDEと六角形ABCDEFの解析領域について100hPa間隔で質量収支解析を行 った結果を第3.2.29図左に示す.850hPaの不一致を除くと両解析領域で求めた 収束・発散場は,600hPa以下で収束,それ以上で発散と傾向はよく一致してい



第3.2.30図 東経128度線(左)と東経130度線に沿って雲レーダーで観測された反射強度鉛直 断面図. (村上ほか, 2003a)



第3.2.31図 航空機で測定された東経130度線に沿った水平風の鉛直断面図(左)と東経130 度線に沿った気温(赤),露点温度(青),相当温位(緑)の鉛直分布(右).(村上ほか,2003a)

水蒸気フラックスの収束量を100hPa間隔で求め、各層における水蒸気収束を時間降水に換算したものを第3.2.29図右に示す.600hPaより下層で収束、それより上方で発散場となっており空気の質量発散場と類似していた.鉛直方向に積分すると領域平均で1-2 mm h<sup>-1</sup>の降水に対応する水蒸気収束があったことがわかる.

第3.2.30図左と右に東経128度と130度に沿って雲レーダーで観測された反射 強度の鉛直断面図を示す. (観測時, 雲レーダーの感度低下により弱いエコー は見逃している可能性があることと,降水の強いところでは減衰により下層の エコーが検出されなかったりして過小評価されている可能性があることに注意 が必要である.)東経128度に沿った断面では,2つの強いエコー域があり,比 較的強いエコーが12.5km付近まで到達しているが、上層の北西風でエコーは南 側に流されている.5km程度の低いエコーも両側にみられる.東経130度に沿っ た断面もほぼ同様の特徴を示すが、東経128度断面より降水帯の幅が広く、風下 側への傾きも小さい.

第3.2.31図左に東経130度線に沿った水平風の鉛直断面図を示す.上・中層で は概ね北西風で,下層3.5km以下で南側の20ms<sup>-1</sup>程度の西~西南西風と北側の10 m s<sup>-1</sup>程度の北~東風によって形成された強い収束により対流が発達し,下層の運 動量を上空に輸送していることが示される.高度3.5km以上では水平風の急変

(収束・発散)に対応して数ms<sup>-1</sup>の上昇・下降流域が見られる. 高度12.6kmでも 10 m s<sup>-1</sup>近い強い上昇流が観測された. 最下層では南側に2~3ms<sup>-1</sup>の比較的強い 上昇流域が見られた.

東経130度に沿った鉛直断面内の気温(赤),露点温度(青),相当温位(緑) の分布を第3.2.31図右に示す.気温の水平傾度(北側寒冷)は12.6kmと0.5kmで 顕著で,上空では中央部の雲域はきわめて湿潤であった.その両側は若干乾燥 気味で,北側でより乾燥していた.中・下層の所々で2~3℃の上下流に伴う気 温変化が見られ,相当温位では10Kを超える大きな変動が観測された.最下層で は気温と水蒸気量の南北勾配が強く,相当温位に換算するとその水平傾度は10K (200km)<sup>-1</sup>以上であった.

上層は比較的湿潤でアンビルや巻層雲が広がっていた.発達した対流雲の中 心部では10 m s<sup>-1</sup>近い上昇流で水物質が高度14km程度まで吹き上げられ最大数濃 度1000 L<sup>-1</sup>,氷水量0.3 g m<sup>-3</sup>の氷晶雲が広がっていた.中層は降水帯の南北両側 で乾燥しており,気温の水平傾度も小さかった.上昇流域では0.3 gm<sup>-3</sup>程度の過 冷却雲水と0.5 gm<sup>-3</sup>程度の降雪粒子が共存していた.降水帯の両側には中層の乾 燥域で発達を抑えられた雲頂高度5~6kmの雲が形成されていた.融解層より下 方では大部分の雲域で雲水量は0.3~0.5 g m<sup>-3</sup>程度で,強い上昇流域では1 g m<sup>-3</sup> 程度の値を示した.これらの観測結果から,今回観測した梅雨前線に伴う雲に おける降水形成メカニズムは,0℃高度より上方における氷晶過程(大部分の層 状性の部分では昇華凝結成長,対流性の部分では雲粒捕捉成長が卓越)と,0℃ 高度より下方における雪粒子の融解によって生成された雨滴の雲粒捕捉成長で あった.

梅雨前線に伴う雲システムは日本及びその周辺に降水をもたらす典型的な雲 システムの一つで、その総観スケールの特徴、形成維持機構は多くの研究者に よって調べられてきた.近年、ドップラーレーダー等を用いたメソスケールの 構造についてもいくつかの研究がなされてきているが、雲の微物理構造にまで 着目して降水形成機構を調べたものは、一部特殊ゾンデによる断片的な観測以 外にこれまでほとんどなされていなかった.今回はじめて航空機による総合的 観測によってメソスケールからマイクロスケールをカバーする梅雨前線に伴う 降水帯の全容が明らかとなった.

# (2)研究成果の今後期待される効果

本プロジェクトを通して、メソ対流系などの降水雲の構造を調べるためのド ロップゾンデ観測を研究レベルで軌道に乗せることができた. ドロップゾンデ では通常観測のできない海上における気温,湿度,風向・風速などの鉛直プロ ファイルを直接測定できるのが大きな利点である.上陸前の熱力学場や収束は, 豪雨の予測などメソ対流系予測に大きな影響を与える事は知られており,ドロ ップゾンデ観測が軌道に乗ったことはメソ対流系予測の検証観測として有力な 手法が確立できたことを意味する.データ同化手法が進歩すれば,熱力学的デ ータの必要な領域に機動的にドロップゾンデ観測を行い,メソ対流系の予測精 度向上の可能性を開くものである.

さらに、本プロジェクトではジェット機 G-II に各種観測装置を搭載し、雲・ 降水の総合観測が可能なシステムを構築した(第3.2.32図). その概要を以下に 説明する. 左舷ポッドに通信総合研究所が開発した波長 3mm (W-band) のマルチ パラメータ雲レーダー、翼端パイロンと機体胴下に各種雲物理センサーと一般 気象センサー、右舷ポッドにマイクロ波放射計を搭載した. その他に気流3成



第3.2.32図 気象観測用航空機G-IIに搭載された各種測定装置. G-IIの全景(左上), 雲レーダー(右上), 雲物理センサー(左下)と5孔レドーム(右下)

分測定のために今回新たに5孔レドームを開発した.その他にGPSドロップゾン デシステムを加えて,気象擾乱のマイクロスケールからメソスケールをカバー する航空機観測システムを確立した.今後,雲・降水システムを対象とした同 様の航空機観測を行う際,大いに役立つものと期待される.

気団変質過程と筋状降雪雲の形成過程に関する研究ができたことで、様々な スケールに組織化された雲の潜熱・顕熱フラックスに果たす役割の重要性や、 海面からの熱・水蒸気フラックスが混合層発達と降水形成に寄与する割合を定 量的に示すことができた.その中で海面付近の低相対湿度層の重要性も明らか となった.本観測で得られたデータは、これまで空白域であったロシア領内の 観測も含み、日本海及び日本上空での降雪予測モデルにとって貴重な検証デー タとなる.従来観測が困難であった空域での観測を実現したことにより、今後 さらに進んだ観測を行う突破口が開けた意義は大きい.

航空機観測により冬期日本海上に発生する帯状降雪雲や小低気圧や梅雨前線 に伴う降水帯のメソスケール・マイクロスケール構造を明らかにすることが出 来た.これらの新しい知見はさまざまな現象を理解する上で気象学的に大変意 義が大きいと同時に、今後大気大循環モデルの降水スキームの検証・改善や、 メソ対流系予測システムとして用いられる非静力学モデルの雲物理パラメタリ ゼーションの検証・改良に活用される.

参考文献

- Awaka, J., T. Iguchi and K. Okamoto, 1998: Early results on rain type classification by the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) precipitation radar. Proc. 8th URSI Commission F Triennial Open Symposium, pp. 143-146, Aveiro, Portugal.
- Asai, T., 1972: Thermal instability of a shear flow turing the directionwithheight. *J. Meteor. Soc. Japan*, 50, 526-532.
- 荒川正一,他(メソ気象調査グループ),1988:冬期日本海における帯状雲のメ ソ構造-啓風丸の特別観測の解析-,天気,35,237-248.
- 浅井冨雄, 1988:日本海豪雪の中規模的様相. 天気, 35, 156-161.
- Fujiyoshi, Y., N. Yoshimoto and T. Takeda, 1998: A dual Doppler radar study of longitudinal-mode snowbands. Part I: A three dimensional kinematic structure of meso-gamma-scale convective cloud systems within a longitudinal-mode snowband. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 72-91.
- Inoue, J., M. Kawashima, Y. Fujiyoshi, and M. Yoshizaki, 2002: Air mass transformation over the Sea of Japan during cold-air outbreaks revealed by aircraft observations. Japan Science and Technology Corporation, International Conference on Mesoscale Convective Systems and Heavy Rainfall/Snowfall in East Asia, 422-426, 2002年10月.
- Murakami, M., N. Orikasa, H. Horie, H. Kuroiwa, and H. Minda, 2003: Development of convectively mixed layer and cloud formation in it observed by an instrumented aircraft. IUGG2003, 2003年7月.
- Murakami, M., M. Hoshimoto, N. Orikasa, H. Horie, H. Okamoto, H. Kuroiwa, H. Minda, and K. Nakamura, 2002b: Inner structures of snow bands associated with the Japan sea polar-airmass convergence zone based on aircraft observations. Japan Science and Technology Corporation, International Conference on Mesoscale Convective Systems and Heavy Rainfall/Snowfall in East Asia, 522-527, 2002年10月.
- Murakami, M., N. Orikasa, M. Hoshimoto, H. Horie, H. Okamoto, H. Kuroiwa, H. Minda, K. Nakamura, S. Nakai, 2002a: Inner structures of a polar low over the Japan Sea based on aircraft observation. 11<sup>th</sup> AMS Conference on

Cloud Physics, UTAH, USA, 2003.

- 村上正隆・折笠成宏・高山陽三・黒岩博司・亀井秋秀・民田晴也:航空機によ り観測された寒気吹き出し前面に発生した帯状降雪雲の内部構造.科学技術 振興事業団,2003年夏の研究集会「メソ対流系」,2003年8月.
- 村上正隆・森一正・折笠成宏・黒岩博司・民田晴也: 航空機による梅雨前線に 伴う降水雲の内部構造観測(2). 日本気象学会,2003年春季大会講演予稿 集,184,2003年5月.
- Nagata, M., 1987: On the structure of a convergent cloud band over the Japan Sea in winter; A prediction experiment. J. Meteor. Soc. Japan, 65, 871-883.
- -----., M. Ikawa, S. Yoshizumi and T. Yoshida, 1986: On the formation of a convergent cloud band over the Japan Sea in winter; numerical experiments. *J. Meteor. Soc. Japan*, 64, 841-855.
- Nagata, M., 1991: Further numerical study on the formation of the convergent cloud band over the Japan Sea in winter. *J. Meteor. Soc. Japan*, 69, 419-428.
- Nagata, M., 1992: Modeling case study of the Japan Sea convergent cloud band in a varying large-scale environment: Evolution and upscale effect. J. Meteor. Soc. Japan, 70, 649-671.
- 中井専人・中村健治・民田晴也・瀬古弘:メソ対流系をターゲットとしたTRMM - 航空機ドロップゾンデ同期観測と解析.科学技術振興事業団,2001年夏の 研究集会「豪雨・豪雪をもたらす気象擾乱」戦略的基礎研究メンバー報告 書,22-25,2001年8月.
- 八木正允,1985:冬期季節風の吹き出し方向に対して,おおよそ直交する方向にロール軸をもつ大規模な雪雲.-対流雲の走向についての解析と理論的な検討-.天気,32,175-187.
- 植村八郎,1980:冬期季節風下の日本海沿岸に大雪をもたらす擾乱の構造と形成について.天気,27,33-44.

(村上正隆)

# 3.3 解析・数値モデルによるメソ対流系の研究(解析・数値モデルグループ) (1)研究内容及び成果

このプロジェクトの大きな特徴は、水平解像度1km~5kmの非静力学数値モデル(NHM)を野外特別集中観測中に見られたメソ対流系に適用したことである. これまでの研究は粗い水平解像度(数10km)の静力学近似を用いた領域モデル を利用するかNHMの対象も理想化された中での数値実験ぐらいであったが、今回 はメソ対流系に関して位置、タイミング、強さまで豊富な観測データとNHMの予 測結果とを定量的に比較することができた.また、特記すべきこととして、 X-BAIU-99を除いて、1日2回特別観測エリアを中心に5km水平分解能のNHM

(5km-NHM) を実行したことが挙げられる. この実行結果はプロジェクトのWWW サイトに自動的に転送され, 観測サイトでインターネットを通じて閲覧するこ とができ, 観測体制や飛行機の運行計画を立案するのに役立てることができた. 予想時間は当初, 18時間であったが, WMO-02からは30時間に延長した. また, こうして実行した結果は画像集として配布したCD-ROMの中に格納し, NHMを用い た解析事例を取り上げる際に非常に役立っている. このような高分解能数値モ デルを準ルーティン的に用いた気象観測は今まで, 日本をはじめ, 世界を見て も初めての試みであった.

最初に,豪雨・豪雪のメカニズム解明のためにNHMを用いることの優位性を確 かめるために、特別観測期間中に実行していた5km-NHMの予想精度を20km水平分 解能の気象庁現業領域モデル(RSM)のものと比較してみる. 梅雨期九州の特別観 測:X-BAIU-01期間中(2001年6月6日~7月10日)の検証結果(第3.3.1図)をみ ると、予想開始後3時間まで(-5~-3UTC, 7~9UTC)はNHMの初期値に雲水、雨 水といった微雲物理な諸量が存在しないためにNHMの精度が極端に悪いが、その 後は弱雨(1mm h<sup>-1</sup>)でもRSMと同程度の精度を持つ. 特に, RSMでは豪雨の基準 となる20 mm h<sup>-1</sup>以上の降水をほとんど予想できていない一方, NHMは20-30 mm h<sup>-1</sup> の降雨をかなりの精度で予想できている. 50 mm h<sup>-1</sup>以上の集中豪雨においても 精度は高くないものの一部予想することができている.精度が高くない理由は NHMの予想が空振りしている(降水を予想しているが,実際には観測されていな い)ケースが多いことにもよるが、後述するように水蒸気の初期値解析が良く ないためでもある. 続いて, 冬期日本海側の特別観測:WMO-01期間中(2001年1 月10日~2月1日)の検証結果(第3.3.2図)をみると,弱雨・弱い雪(1mm h<sup>-1</sup>) の精度は両モデルとも梅雨期よりも非常に良い. さらに、NHMの精度は弱雨・弱 い雪においてもRSMより多少なりとも良い.このことは冬期の降雪と地形との因 果関係が深く、より実際の地形に近い高分解能なモデルの方が優位であるため だと考えられる.また、強雨・豪雪においても梅雨期と同じく、NHMの精度がRSM よりかなり良い.以上の精度検証から、高分解能なNHMを豪雨・豪雪のメカニズ ム解明に用いることは今までのRSM等による粗い分解能の数値モデルを用いた 解析に比べ,かなり有効な手段であることが示唆される.

上で述べたように,高分解能なNHMが豪雨・豪雪を精度良く予測できる理由を ここで示す.一般に豪雨・豪雪をもたらす実体は積乱雲であって,その中で積 乱雲は発生期,発達期,減衰期というライフサイクルを持つのが特徴である(第



第3.3.1図 X-BAIU-01期間中の5km-NHMとRSMが予想した降水強度に対する降水 面積および総降水量の精度評価.レーダー・アメダス解析雨量と比較したとき の相関係数.



第3.3.2図 第3.3.1図と同じ. ただし,WMO-01期間中のもの.

3.3.3a図). 積乱雲のライフサイクルを作り出す諸過程は、水蒸気の凝結(雲 水・雲氷の生成)を経て雲水・雲氷から雨水、あられや雪への雲物理的な成長 および落下(降水・降雪)によるものである.したがって、豪雨・豪雪を精度 良く予測するためには微雲物理な諸量を数値モデルで正確に表現する必要があ る. そういう意味で微雲物理な諸量を予報し、上で述べた諸過程をモデル化し たNHMは第3.3.3b図のように積乱雲のライフサイクルを再現できる、まさに降水 システム(あるいは降雪システム)のメカニズム解明のためにあるモデルとい える.





(a) 積乱雲のライフサイクルの各ステージにおける構造と卓越する 第3.3.3図 雲物理量の概念図積乱雲. (浅井, 1883に加筆)(b) NHMで再現した積乱雲の ライフサイクル.10分毎の予想された雲水の混合比(g kg<sup>-1</sup>)の鉛直断面図. (Kato and Goda, 2001に加筆)

まず、3.1で述べた九州北部や中国地方に豪雨をもたらした1999年6月29日の ケースについて見る. この時福岡市付近で発生した豪雨は最大1時間降水量が 95.5mmに達し、多大な災害をもたらした(第3.3.4a図). この時の水平格子間 隔2kmのNHM (2km-NHM) による再現実験の結果を第3.3.4b図に示す(加藤ほか, 2003). 再現された雨量分布や最大1時間降水量をみると、観測されたものと 非常によく合っている.一方,気象庁現業領域モデル(水平格子間隔約20km) では寒冷前線は再現されたものの降水域は集中しておらず弱い降水強度しか予 測しなかった(図略).このことから,積乱雲の物理過程を取り込んだ高分解 能なNHMはMCSsの再現に非常に有効であることが確かめられた.

第3.3.4a図の寒冷前線に伴う降雨域の内部を詳しく調べると、前線上にMCSs が 4~5個存在していて、その中を対流セルが繰り返し発生していた. すなわち、

MCSsは複数の対流セルで構成されるマルチセル型であることがわかった.また, 降水システムは寒冷前線→MCSs→対流セルという3層の階層構造をしていて, それぞれのシステムは異なった方向に移動していた(第3.3.5図).この階層構 造を2km-NHMでも再現することに成功した.対流セルの到達高度をみると,前線 西側では5-7kmと低かったが,東側では5-7kmのほかに14kmと圏界面まで達す るものもあり,対流セル群の2段構造が見られ(第3.3.6a図),その原因は中 層における乾燥気塊の流入の程度によることがわかった.



第3.3.4図 (a) 1999年6月29日午前8時のレーダー・アメダス解析雨量分布と(b) NHMによる1時間降水量(単位mm)の予報結果.(加藤ほか,2003)



第3.3.5図 1999年6月29日に九州北部に豪雨をもたらした降水システム内の気 象庁レーダーから解析された(a)東西方向と(b)南北方向の降水セル,メソ対 流系,寒冷前線の動き.(加藤ほか,2003)



第3.3.6図 (a) 2km-NHMで解析された1999年6月29日の九州北部に豪雨をもたら した降水システム内における対流セルの発達高度の頻度分布。(b)同降水シス テムの概念図.. ((加藤ほか, 2003))

さらに,,加藤ほか(2003)は寒冷前線に沿って対流活動が持続したメカニズムを 調べた..前線の中層では北西から低相当温位気塊が流入していたのに対して,, 下層では強い南西風による高相当温位気塊の流れ込みがあり,,前線上で対流不 安定度な場が維持されていたことがわかった((第3.3.6b図))..

特別集中観測したデータの有効性について,, 郷田(1999)が1999年6月29日の九 州北部に豪雨の再現性に対し,, 特別観測による高層データの有無による感度実 (a) (b) (c)



第3.3.7図 1999年6月29日14時の前1時間降水量.(a) レーダー・アメダス解析雨 量,,(b) 特別観測のデータを使ったMSMの予報,,(c) 特別観測のデータを使わな かったMSMの予報..(郷田, 1999))

験を行った.実験に利用したモデルは気象庁メソモデル(MSM)で,水平格子分解 能10kmの静力学近似を用いたモデルである.特別観測を使った予想(第3.3.7b) と使わなかった予想(第3.3.7c)を比較すると,使った方が中国地方に集中す る降水域を予想しているのに対し,使わなかった方は中国地方よりも四国南部 や鹿児島県の南で強い降水域を予想している.実況(第3.3.7a)と比較すると, 明らかに特別観測のデータを利用した方の予報精度が秀でている.特別観測の データを利用することにより予報が良くなった最大の要因は初期値の風の場が 改善されたことによる.この後に述べることだが,初期値の風の場だけではな く,下層水蒸気場の解析精度が予報結果を左右する.その意味で,降水域下層 風上,特にデータの空白域になる海上での高層観測のデータは数値予報モデル の予測精度向上には非常に有効である.

高分解能なNHMを用いることは観測結果を裏付けるためだけでなく,1999年6 月29日の九州北部で観測された豪雨のケースのように特別観測のデータを用い ても理解できない大気現象,特にメソ対流系の発生・維持メカニズム等の解明 につながる.すなわち,観測で知り得ない部分についてもNHMの計算結果で補う ことができるからである.このように観測とNHNを組み合わして行われた研究が このプロジェクトの大きな特徴であり,特別観測期間中に見られた数多くの事 例に応用してきた.梅雨期九州における事例においては,3.1で取り上げた茂木 はか(2003)以外にも,川野ほか(2003)が2001年6月20日夜から21日早朝にかけて 九州南部を通過したメソ対流系の構造と発達過程をドップラーレーダー解析お よびNHMを用いて解析した.2km-NHMの予測結果は観測された鹿児島県から東シ ナ海にのびる2本の降雨バンドをよく再現した(第3.3.8図).さらに,雨滴の 蒸発の効果を除いた感度実験を行った結果,降水システムの発達には雨滴の蒸



第3.3.8図 (a) 2001年6月21日04時におけるレーダー・アメダス解析雨量分布.
(b) 同時刻の2km-NHMにより再現された雨水の混合比で表現される2つの降雨 バンド.(川野ほか,2003)

発の効果はあまり重要ではないことが示された.これは,Kato (1998)が1993年 8月1日に九州南部に豪雨をもたらしたメソ対流系についてNHMを用いて行った 再現実験で得た結論と一致する.

室井ほか(2003)は特別観測領域を通過した台風の事例にNHMを用いた.この台 風は2002年7月4~5日に九州西方海上を北上した台風5号で,朝鮮半島に上陸し て日本海の東部海上で消滅した.第3.3.9図は,台風が朝鮮半島に上陸する頃の (a) (b)



第3.3.9図 (a) 2002年7月5日21時におけるレーダー・アメダス解析雨量分 布.(b) 同時刻の数値実験結果.実線は海面更正気圧,カラースケールは10分 間降水量を表す. (室井ほか,2003)



第3.3.10図 (a) 2001年6月23日10時の気象庁レーダーによる降水強度と(b) 00 時~15時までの線分ABの時間断面図. (Kato et al., 2003)

九州付近のレーダー・アメダス解析雨量分布図とNHMの予測図で、地球シミュレ ータを用いて水平解像度1kmで2000km四方の領域で計算したものである.ここで 注目してほしいのは、五島列島を通るようなアウターレインバンドである.タ イミングを除いて、この降水バンドは実際にも観測されており、これが西から 東へと移動するにつれ、南東風→南西風と変わっていった.

しかし、NHMは降水システムを必ずしも的確に予測できるわけではない.第 3.3.4a図では今まで、大きなスケールの寒冷前線に注目したが、ここでは小さ なスケールの甑島ラインに注目してみる.観測された甑島ラインを2km-NHMでは 再現していない.これは甑島ラインの水平スケールが小さく、2km分解能のモデ ルでは解像できなかったためだと思われる.

他にもNHMの予測がうまくいかなかった例として,2001年6月23日の九州南部 で観測された豪雨がある.Kato et al. (2003)はなぜNHMがこの予測に失敗した かを,気象衛星(GMS-5)の赤外画像やレーダー・アメダス解析雨量など従来の データに加え,QuikSCATとTRMM衛星のマイクロ波放射計データからリトリーブ された海上風と可降水量,エアロゾンデ等のデータを用いて調べた.

この事例では、23日03時以降に鹿児島県西方海上で降水システムが突然発生 し、急激に発達、北上した.そして、08時以降、線状の降雨域が東シナ海海上 から鹿児島県北西部に停滞し、23日10時には川内の観測サイトで時間あたり50 mmを越える豪雨を観測した(第3.3.10図).地上や上空の天気図を見ても、降 水発生域には顕著な擾乱はなく、上空にも気圧の谷の通過は見られなかった. したがって、この豪雨は高比湿気塊の南方からの流入に伴い、梅雨前線帯の南 縁で発生したものと想像される.

そこで、5km-NHMの初期値や予報値とQuikSCAT衛星による海上風やエアロゾン デの下層境界層内の風向・風速・温度・水蒸気のデータと比較した.その結果、



第3.3.11図 2001年6月23日03時の(a) TRMMと(b) NHMの可降水量分布図. (Kato et al., 2003)

5km-NHMは鹿児島西方海上に存在していた下層風の収束を再現していた.この収 束により下層高比湿気塊が持ち上げられ,23日04時頃に降水システムが発生し たものと考えられる.ところが,風の収束があったにかかわらずNHMは降水シス テムの発生を予測できなかった.その主な原因は,実は不正確な下層水蒸気分 布にあった.6月23日03時のTRMMと5km-NHMによる可降水量分布を第3.3.11図に 示す.九州南西海上の可降水量はTRMMでは60mmを超えていたが,5km-NHMでは 50mm以下とかなり小さかった.可降水量の大半が下層にあることを考えると, 5km-NHMにおける南からの水蒸気供給が実際よりかなり小さく,このため風の収 束があっても対流が発生できなかったと考えられる.また,下層水蒸気場の解 析精度が悪いのは,風上側に有効な高層観測データがないことはもちろんだが, 水蒸気場が風や温度場のように気象の法則による結びつきがないため空間的な 解析が難しいためであり,4次元データ同化を用いても有効な下層水蒸気の解 析手段にならないことがわかった.

こうした特別観測とNHMを組み合わして行われた研究から、次のようなことが わかった.気象庁現業モデルであるRSMなどで表現できるような大きな擾乱(寒 冷前線など)に対しては、NHMがその内部のメソ対流系を場所、時間、降水強度 まで再現できることが示された.しかし、NHMの初期値・境界値を与えるRSMな どの粗い分解能の数値モデルが再現できないような擾乱,例えば、甑島ライン のような地形性降水をもたらす小さな擾乱や風上側に有効な高層観測がない中、 発生・発達する擾乱等に関してはNHMでも再現できなかった.特に、梅雨期では 太平洋高気圧の縁辺に沿って流入してくる下層水蒸気場の解析が、実際の場を 正しく表現しているかどうかが重要であり、NHMを用いても有効な豪雨の予報手 段とはならない.

次に、冬の日本海の事例についてのNHMによる解析結果について述べる. 寒気 吹き出し時によく降雪システムが日本海上で形成されるが、この場合、擾乱は 北西風に乗ってやってきて日本列島上陸時の雲頂はせいぜい500hPaと低いこと が多く、そのために朝鮮半島やシベリアの山岳の影響を強く受けている. その ような擾乱はRSMでも予報精度はかなり良く、NHMでも組織化されたような降雪 システムはかなり再現性が良い. このことは第3.3.2図に示した予想精度をみて も確かめられる. したがって、冬の降雪の再現性については割愛し、主として 降雪システムの構造や発生・発達のメカニズムについてここでは報告する.

Eito et al. (2001) は、2001年1月16日に上越地方で観測された豪雪につい て、それをもたらした東西に延びる降雪バンドがなぜ停滞するのかを調べた. 水平解像度1kmのNHM (1km-NHM) で再現した降雪バンド(3.3.12図)は、観測デ ータと比較したところ実際とよく似た構造を再現していた(図略).降雪のあ る地面付近では温位が低下している(第3.3.13aとb図)ことにより冷気プール が存在することがわかる.その冷気プールにより北側から流入する下層の相対 的に大きい相当温位をもつ気塊が持ち上げられ、降雪バンドが維持されていた (第3.3.12c図).雪の蒸発の有無に対する感度実験から、雪の蒸発および冷却 によってその冷気プールが維持・強化していることがわかった.2001年1月17 日、18日に観測された、同様に富山湾から上越地方に延びる降雪バンドについ



第3.3.12図 2001年1月16日1500JSTまでの前1時間積算降水量. (a) レーダー・ アメダス解析雨量と (b) 1km-NHMの結果. (Eito et al., 2001)



第3.3.13図 1km-NHMで予測された2001年1月16日13時30分から14時30分で平 均した(a) 雪の混合比・(b) 温位・(c) 相当温位の降雪バンドに直交する南北 鉛直断面図. (Eito et al., 2001)

て,川野ほか(2002)がデュアルドップラー解析およびNHMによって調査し, Eito et al. (2001)と同じく,下層の収束域形成には下層の冷気プールが重要な役割 を果たしていたと結論づけている.

さらに、永戸ほか(2003)は2001年1月14日に見られたJPCZ上の帯状雲やその 周りの詳細な構造をNHMで再現し、Tモードの構造について調べた(第3.3.14図). この数値実験は、室井ほか(2003)と同様、地球シミュレータを用いて水平解 像度1kmで2000km四方の領域で計算したものである。帯状雲の南西端付近に最も 活発な対流雲域が再現されており、帯状雲を挟んで南西側の気流の方が北東側 の気流よりも暖かく、それを反映して対流混合層についても南西側の方がより 発達していた.これらの特徴は3.2で述べた航空機観測から得られたものと良く 一致していた.ただし、帯状雲中のTモードの雲域については航空機観測では主 に活発な対流雲域から吹き流されてアンビル状になった雪や氷粒子によって形 成されているとされたが、モデルではその効果は小さく、帯状雲に直交して吹き込む下層風に沿ってできた対流雲の方が卓越していて、対流雲もTモード雲を形成している可能性が大きいことがわかった.また、永戸ほか(2003)は2003年1月29日の東西に並んだJPCZについても数値実験を行い、航空機観測結果と比較した.観測と比べて、モデルが生成する氷(雪)が大きいことがあり、現在検討しているところである.



第3.3.14図 2001年1月14日に観測された帯状雲およびTモードの(a) NHMによ る数値実験結果(鉛直水物質積算量分布)と(b)(a)の白の実線に沿った雪の 混合比の鉛直断面図.(永戸ほか,2003)

Hayashi et al. (2002) は2001年1月29日に観測された小低気圧に関してNHM を使った数値実験を行い, 観測されたものとほぼ同じ場所およびタイミングで



第3.3.15図 2001年1月29日に観測された小低気圧を5km-NHMで予測した中心 付近における渦度の最大値の時間変化. CSLはコントロール実験で,その他の 感度実験の呼称に対する設定条件は右の表に表示. (Hayashi et al., 2002)

小低気圧を再現した.非断熱加熱と海面からの熱フラックスなどの物理過程が 小低気圧の発達に及ぼす影響を調べるために感度実験をおこなった結果,小低 気圧中心の海面付近における渦度の最大値で比較したところ,凝結を含めて計 算した4グループ(CSL,CSX,CXL,CXX)は発達の度合いが大きく,凝結のないグ ループ(XSX,XXX)とは顕著な発達の差が見られた(第3.3.15図).また,最も 付近における渦度が発達した18時では,凝結ありのグループでは顕熱・潜熱共 に含めたCSLが最も発達した.顕熱・潜熱のどちらか一方あるいは両方が欠ける と,発達する傾向は変わらないが,発達の程度が弱まったことから,渦の発達 には熱的な要因が重要であることがわかった.さらに,凝結なしでも多少は渦 が発達していることから,熱的な要因だけでなく,力学的な不安定の効果が働 いている可能性があることもわかった.

また,特別観測の事例のみだけでなく,NHMを日本周辺のメソスケール現象に も応用した.ここでは,1997年1月20-22日に日本海で発生した顕著なポーラー ロウ,1999年10月27日の南岸低気圧に伴う関東地方の豪雨,2000年7月1-5日の 関東地方における熱雷のケースについて述べる.

ポーラーロウは高緯度海洋上で冬季に発生することの多いメソスケールの低 気圧で,熱帯低気圧似た目とスパイラル状の雲バンドを伴う構造のものから, コンマ型の雲を伴うものまで多様な形態を持っている.1997年1月20日21時頃, 北海道の西で発生した雲バンドは次第に南下し,21日20JSTには明瞭な目とスパ イラル状の雲バンドを伴う顕著なポーラーロウに発達し,その構造が5km-NHMで 見事に再現された(第3.3.16図).Yanase et al.(2003)はこのケースに感度実 験を行い,ポーラーロウの発達において直接的に重要なのは凝結熱であり,海 面フラックスは発達しやすい環境場を維持する上で重要であると結論づけた. 晩秋の1999年10月27日夕刻,南岸低気圧の通過に伴い,関東地方で豪雨が生じ,



第3.3.16図(a) 1997年1月21日に気象庁レーダーで観測されたポーラーロウと
 (b) 5km-NHMで再現したポーラーロウ.271.5Kの等温位面(緑)と雪の鉛直積分量の水平分布(赤系統の色ほど多い).(Fu et al., 2001)



第3.3.17図 (a) NHMにより再現された7月4日18時の降水強度と地上風の分布.
 (b) 同時刻の気象庁レーダーによる降水強度とアメダスによる地上風分布.赤の実線は標高1000mの等高度線を表す.(吉田, 2002)

中でも千葉県佐原市では19時~20時の1時間にアメダス観測史上1位タイ記録と なる153mmの時間雨量を記録した. Kanai et al. (2003)はNHMを用いてこの低気 圧の発達に対する凝結熱の効果を調べる感度実験を行い,凝結熱が無い場合に は低気圧はほとんど発達しない結果を得た. 続いて,低気圧に伴う渦位の inversionを行い,中層の乾燥空気の流入には非断熱加熱によって作られた渦位 アノマリにより励起される流れが重要な働きを演じていることがわかった.

2000年7月1日から5日にかけての5日間,上層の寒気を伴ったトラフの通過によ り午後に関東地方を中心に雷雨が発生した.吉田(2002)は熱雷の予測可能性に ついて5km-NHMを(7月4日については1km-NHMも)用いて調べた.5日間の予報 実験の結果,山岳地方で発生し最後まで山岳地方に留まる「山岳型」,山岳地 方で発生するが平野部まで移動する「移動型」,山岳部と平野部の両方で発生 する「散発型」などの降水の特徴をNHMは良く再現した.また,7月4日について は,東京で強い降水が生ずることが再現された(第3.3.17図).この調査によ り,午前中早い時間に実況では観測されない平野部で対流雲が立ち,降水が始 まるという現象が生じたために,NHMに採用されているバルク法による地表面フ ラックスの計算にいくつか改善すべき点があることが判明し,モデルの改善を 行った(吉田ほか,2002;熊谷ほか,2003).複雑地形上の熱雷のNHMによる予 報は,発生域と移動特性についてはある程度現実的な結果が得られることがわ かったが,降水量や降水の起きる時間に関してはまだモデルの不完全さにもと づくと思われる問題点も多くあることが明らかになった.

以上,解析・数値モデルによるメソ対流系についての研究成果を羅列したが,

ここで、日本付近でみられるメソ対流系について単純なケース(二次元のスコ ールライン)と比較して、その水平スケールと時間スケールについての特徴を 考察する.

熱帯や中緯度で良く見られるスコールラインは、最近ではステージとともに 渦が現れて三次元となることが問題となっているものの、その最盛期では極め て二次元的である.そこでまず二次元で理想化された環境場において数値モデ ルで再現した最盛期のスコールラインについて第3.3.18図に示す.計算に用い



第3.3.18図 数値モデルでシミュレートされたスコールラインの内部構造とその時間変化.四つの時刻における雲水と雨の混合比と風の鉛直分布を示す.直線は対流セルの動きを示す. Δ u = 7.5ms<sup>-1</sup>の場合.

た初期の風の鉛直シアとして、第3.3.18図の右上のような風の鉛直分布を与え た.適当な初期擾乱を与えて数時間経つと、右から順に発生・発達・成熟・減 衰の各ステージの対流セルが並ぶのが見られ、内部の個々の対流セルを追跡す ると対流セルは左に動きながら発生から消滅までの一生をたどるのがわかる. ここで,対流セルは積乱雲であり,複数の対流セルにより構成されるスコール ラインはメソ対流系である.これから,積乱雲とメソ対流系とは明らかに水平 スケールが異なることがわかる. 積乱雲は鉛直方向の対流不安定の場を解消す るために発生する. 積乱雲はいわば成層が不安定な場合に発生する対流であっ て,約10kmのスケール,すなわち,オーダー1の縦横比を持つベナール・レー リー対流と本質的に同等のものである.ただ湿潤対流であるので、上昇流域だ けで雲により顕在化する. それに対して, スコールラインのスケールは, その 維持機構の重要なファクターとして鉛直シア、下層における力学的強制、対流 不安定な成層,積乱雲の時定数(τ~1時間),降水粒子の落下速度等がある ことから、これらを組み合わせて見積もることができる.積乱雲が風で流され てその間に積乱雲が発生・発達・減衰するまでをスコールラインのサイズと考 えると、スコールラインの水平スケールは鉛直シア層の風速差( $\Delta u$ ) と  $\tau$  の 積,つまり $\Delta$ u×τ~数10kmとなる.しかし,実際のスコールラインは対流性 領域ばかりでなくて層状性領域もあり、その水平スケールは層状性領域まで入 れると100kmスケールとなる.

最盛期のスコールラインの下層では、その降水域では降水の蒸発によって冷気がたまりメソ高気圧となり、対流セルの進行方向逆側(風上側)に向かって 冷気が吹き出す.それがフレッシュな空気と衝突(収束)して、新たに対流セ ルを発生させてスコールラインを維持させる.したがって、もしも対流不安定 な大気が無限に水平に一様に広がっているならば、このスコールラインは半永 久的に持続するはずである.またこのスコールラインは自己励起的であって、 総観スケール等の擾乱の手助けは必要としない.

次に日本周辺のメソ対流系およびその複合体(降水システムとここでは呼ぶ) の水平スケールと時間スケールについて考えてみる.まず、本研究によってわ かった日本周辺のメソ対流系の特徴はスコールラインと比べると、停滞性のも のが多く、地上付近の降水粒子の蒸発の効果が小さく、三次元的である。その 中で、梅雨期に豪雨をもたらす降水システムについては第3.3.19図に示す階層 構造を持つことを本研究によって解明した. すなわち, 降水システムは, 複数 の積乱雲が組織化して形成されたメソ対流系がさらに数個複合化することによ って成り立っているのである.スコールラインと同様に、日本周辺のメソ対流 系も下層の風上側に新しい対流セルを繰り返し発生させることにより維持して いる.しかし,梅雨期では雨滴蒸発による冷気流が強くないので,対流セルを 繰り返し発生させるためには梅雨前線帯に存在する総観場等の収束を利用する ことになる.メソ対流系が停滞する場合対流セルの発生位置が固定されるので、 メソ対流系の水平スケールは対流セルの一生(発生・発達・衰退)の間に移動 する距離で決まる. すなわち、それは水蒸気を供給する下層の風速と中層の対 流セルを移動させる一般風とのベクトル和(第3.3.20図)と対流セルの時定数  $(\tau)$ の積で決まる.  $\tau$ を1時間とすると、その速度が27ms<sup>-1</sup>なら水平スケール



第3.3.19 図 梅雨期の積乱雲・メソ対流系・降水システムの概念図.



第3.3.20図 梅雨期の積乱雲の発生から発達期にかけての気塊の動き(軌跡) の概念図

はほぼ100kmということになる.通常,下層における風速は小さいが,梅雨期に は雨滴の蒸発の効果が小さいためにメソ対流系の下層にメソ低気圧が形成され, 気圧傾度力により下層風が加速され,25ms<sup>-1</sup>を超える風速が観測されることも希 ではない.また,梅雨期のメソ対流系の時間スケールは,降水システムの時間 スケールで代表される.それは梅雨期のメソ対流系が強い冷気流(およびメソ 高気圧)を作らず,自らだけでは対流不安定の場を作りだせないからである. 降水システムの時間スケールは対流不安定の場が解消されるまでの時間である が,総観場の風が変わらないとするならば,降水システムに流入する下層の高 比湿気塊および中層の低相当温位気塊の水平スケールによって決まることにな る.しかしながら,この二つの気塊の水平スケールが何によって決まるかはま だわからなくて今後の研究課題である.ただ,梅雨期のメソ対流系では二次元 のスコールラインのように既存の対流セルの風上側に新しい対流セルが必ず発 生するとは限らず,総観場等の収束線上の任意の地点で新しい対流セルが発生 する可能性があるので,メソ対流系の時間スケールは降水システムのそれより かなり短いことになる.

# (2)研究成果の今後期待される効果

観測データとNHMの計算結果を組み合わせた研究は今後のメソ気象を理解す る上で基幹となるものだと考えられる.その方向を示したこのプロジェクトに よる研究は今後のメソ気象における研究の手本となることに間違いはない.ま た,NHMの初期値・境界値を与えるRSMやMSMが予想できなかった豪雨・豪雪(す なわち,降水強度)をNHMが予測できることをこのプロジェクトが示したことは, 防災数値モデルとして高分解能モデルを開発している気象庁にNHMを採用する という方向性を与えた.NHMの現業化が図られると,豪雨・豪雪の予報精度の向 上が望め,防災面で非常に貢献すると考えられる.

当然のことだが,NHMによる豪雨・豪雪といったシビア現象の再現には正確な 初期値・境界値およびモデル化された諸過程の改良が求められている.その中 で,このプロジェクトでの観測データとNHMを用いた研究によりメソ対流系の発 生・発達のメカニズムを理解したことは,モデル化された諸過程の改良を行う 上で非常に重要な情報になる.このような情報を用いてNHMの改良が行われれば, 将来的に気象庁現業数値モデルとしてNHMが利用されるときに予報精度向上が 期待できる.また,このプロジェクトにより初期値解析を行う上でどのような データを必要とするかを示すことができた点については,今後どのような観測 を行えば有効であるかを提示することができた.

# 参考文献

Kato, T., 1998: Numerical simulation of the band-shaped torrential rain observed over southern Kyushu, Japan on 1 August 1993. J. Meteor. Soc. Japan, 76, 97-128.

Kato, T. and H. Goda, 2001: Formation and maintenance processes of a stationary band-shaped heavy rainfall observed in Niigata on 4 August 1998.J. Meteor. Soc. Japan, 79, 899-924.

- Fu, G., H. Niino, R. Kimura and T. Kato, 2003: A polar low over the Japan Sea on 21 January 1997: Part I. Observational analysis. Accepted to J. Meteor. Soc. Japan.
- 吉田 優,2002: 熱雷の予報可能性に関する研究.東京大学大学院理学系研究 科地球惑星科学専攻修士論文,65pp.
- 吉田 優,新野 宏,吉崎正憲,2002: MRI/NPD-NHMの地表面フラックスの問題 点について-熱雷の予報を例として-,第4回非静力モデルに関するワークシ ョップ講演予稿集,19-20.
- 熊谷幸浩,斉藤和雄,吉田優,新野宏,2003:陸上の新地表面過程のJMANHMへの実装と実験結果,第5回非静力モデルに関するワークショップ講演予稿集.

(加藤輝之)

# 4. 研究実施体制

(1)体制



# (2)メンバー表

①地上観測グループ (テーマ別)

	氏 名	所 属	役 職	参加時期
吉崎	正憲	気象研究所予報研究部	室長	平成10年10月~
				平成15年11月
露木	義	気象研究所予報研究部	室長	平成15年4月~
				平成15年11月
大泉	三津夫	気象研究所予報研究部	主任研究官	平成15年4月~
				平成15年11月
瀬古	弘	気象研究所予報研究部	主任研究官	平成10年10月~
				平成13年3月,
				平成15年4月~
				平成15年11月
永戸	久喜	気象研究所予報研究部	研究官	平成10年10月~
				平成15年11月
小司	禎教	気象研究所予報研究部	主任研究官	平成11年4月~
				平成13年3月,
				平成15年4月~
				平成15年11月
中村	<u> </u>	気象研究所予報研究部	室長	平成12年4月~
				平成13年3月
斉藤	和雄	気象研究所予報研究部	主任研究官	平成12年4月~
				平成13年3月
I			1	

川畑 拓矢	気象研究所予報研究部	研究官	平成12年4月~
			平成13年3月,
			平成15年4月~
			平成15年11月
室井 ちあし	気象研究所予報研究部	主任研究官	平成13年4月~
			平成15年11月
林 修吾	気象研究所予報研究部	研究官	平成13年4月~
			平成15年11月
高山 陽三	気象研究所衛星観測システ	室長	平成10年10月~
	ム研究部		平成15年11月
小林 隆久	気象研究衛星観測システム	室長	平成10年10月~
	研究部		平成15年11月
福田 正人	気象研究所衛星観測システ	主任研究官	平成10年10月~
	ム研究部		平成13年3月
足立 アホロ	気象研究所衛星観測システ	研究官	平成10年10月~
	ム研究部		平成15年11月
笹岡 雅宏	気象研究所衛星観測システ	研究官	平成13年4月~
	ム研究部		平成15年11月
山内 洋	気象研究所衛星観測システ	研究官	平成14年4月~
	ム研究部		平成15年11月
田中 恵信	気象研究所台風研究部	研究官	平成13年4月~
			平成15年11月
星野 俊介	気象研究所台風研究部	研究官	平成13年4月~
			平成15年11月
古川 欣司	宇宙開発事業団地球観測デ	開発部員	平成10年10月~
	ータ解析センター		平成12年3月
清水 収司	宇宙航空研究開発機構地球	副主任研究員	平成10年10月~
	観測利用研究センター		平成15年11月
若林 裕之	宇宙開発事業団地球観測デ	副主任開発員	平成11年4月~
	ータ解析センター		平成12年3月
上田 博	名古屋大学地球水循環研究	教授	平成10年10月~
	センター		平成15年11月
坪木 和久	名古屋大学地球水循環研究	助教授	平成11年4月~
	センター		平成15年11月
篠田 太郎	名古屋大学地球水循環研究	助手	平成11年4月~
	センター		平成15年11月
茂木 耕作	名古屋大学地球水循環研究	院生	平成11年4月~
	センター		平成15年11月
前坂 剛	名古屋大学地球水循環研究	特別研究員	平成12年4月~
	センター		平成15年11月
耿 驃	名古屋大学地球水循環研究	助手	平成12年4月~
	センター		平成13年3月
古川 浩司	名古屋大学地球水循環研究	院生	平成12年4月~
	センター		平成15年11月
出世 ゆかり	名古屋大学地球水循環研究	院生	平成12年4月~
	センター		平成15年11月

大魚 信頼	名古屋大学地球水循環研究	研究生	平成12年4月~
	センター		平成13年3月
佐野 哲也	名古屋大学地球水循環研究	院生	平成12年6月~
	センター		平成15年11月
高松 尚子	名古屋大学地球水循環研究	院生	平成12年6月~
	センター		平成14年3月
川畑 玲	名古屋大学地球水循環研究	院生	平成12年6月~
	センター		平成13年3月
大東 忠保	名古屋大学地球水循環研究	院生	平成12年6月~
	センター		平成15年11月
服部 美紀	名古屋大学地球水循環研究	院生	平成12年6月~
	センター		平成15年11月
高橋 千陽		院生	平成14年4月~
	センター		平成15年11月
水谷 文彦		院生	平成14年4月~
	センター		平成15年3月
長谷川 晃一		院生	平成14年4月~
	センター	176	平成15年3月
坂木 晃亚		院生	
双本 九十	11座八子地球八個梁明九 センター	961.	平成15年3月
		院生	工成14年4日~
伯小 民口	11座八子地球小 個朱明九	PLI	平成14平4万 亚成15年11日
西岡 友子		院生	平成13年11万 王成14年4日~
	11座八子地球小唱楽 切九	PLI	平成14年4月
		12字 4-	
中村 酸丁	名百座人子地球小個泉研先	阮生	平成14年4月~
		应生	
<b>有小 健</b> 作	名百座人子地球小個泉研先	阮生	平成14年4月~
		7岁 4	平成15年11月
坂下 主一郎	名占至大字地球水值集研先	阮生	平成14年4月~
			半成15年11月
山田 ム辛	北海道大学理学部	阮王	平成11年4月~
			平成12年3月
尾崎 向則	北海道大字埋字部	院生	平成11年4月~
		+11 1-5	平成12年3月
滕吉 康志	北海道大学低温科学研究所	教授	平成10年10月~
			半成15年11月
			(平成12年4月~平成
			13年3月は航空機クル
			ーブにも属した)
川島 正行	北海道大学低温科学研究所	助手	平成10年10月~
			平成15年11月
椿 哲弥	北海道大学低温科学研究所	院生	平成11年4月~
			平成12年3月
五十嵐 崇士	北海道大学低温科学研究所	院生	平成11年6月~
			平成12年3月

末吉	惣一郎	北海道大学低温科学研究所	院生	平成11年11月~
				平成12年3月
新井	健一郎	北海道大学低温科学研究所	院生	平成11年4月~
				平成13年3月,
				平成14年4月~
				平成15年11月
猪上	淳	北海道大学低温科学研究所	学振特別研究員	平成11年4月~
				平成13年3月,
				平成14年4月~
				平成15年11月
大井	正行	北海道大学低温科学研究所	技術支援員	平成12年4月~
				平成13年3月
福士	博樹	北海道大学低温科学研究所	技官	平成12年4月~
				平成13年3月
新野	宏	東京大学海洋研究所	助教授	平成10年10月~
				平成15年11月
石川	浩治	東京大学海洋研究所	技官	平成10年10月~
				平成15年11月
金井	秀元	東京大学海洋研究所	院生	平成12年4月~
				平成15年11月
西井	和晃	東京大学海洋研究所	院生	平成12年4月~
				平成13年3月
結城	陽介	東京大学海洋研究所	院生	平成12年4月~
				平成14年3月
吉田	優	東京大学海洋研究所	院生	平成12年4月~
				平成15年11月
杉本	智里	東京大学海洋研究所	院生	平成14年4月~
				平成15年11月
大縄	将史	東京大学海洋研究所	院生	平成14年4月~
				平成15年11月
小林	文明	防衛大学校地球海洋学科	助教授	平成10年10月~
				平成15年11月
菅原	広史	防衛大学校地球海洋学科	助手	平成12年4月~
				平成15年11月
紫村	考嗣	防衛大学校地球海洋学科	研修生	平成12年4月~
				平成14年3月
上野	陽介	防衛大学校地球科学科	研究科学生	平成12年4月~
				平成13年3月
杉本	ゆかり	防衛大学校地球海洋学科	研究科学生	平成13年4月~
				平成14年3月
山崎	充	防衛大学校地球海洋学科	研究科学生	平成14年4月~
				平成15年11月
石渡	宏臣	防衛大学校地球海洋学科	研究科学生	平成14年4月~
				平成15年11月

大鶴	真子	防衛大学校地球海洋学科	研究科学生	平成14年4月~
				平成15年3月
橋口	浩之	京都大学宙空電波科学研究	助教授	平成10年10月~
		センター		平成15年11月
手柴	充博	京都大学宙空電波科学研究	院生	平成11年4月~
		センター		平成15年11月
川村	誠治	京都大学宙空電波科学研究	院生	平成12年6月~
		センター		平成15年3月
植松	明久	京都大学宙空電波科学研究	院生	平成12年6月~
		センター		平成15年3月
石原	卓治	京都大学宙空電波科学研究	院生	平成12年6月~
		センター		平成14年3月
山田	仁志夫	京都大学宙空電波科学研究	院生	平成12年6月~
		センター		平成14年3月
河野	官幸	京都大学宙空雷波科学研究	学振特別研究員PD	平成13年4月~
		センター		平成15年3月
和田	英子	京都大学宙空雷波科学研究	院生	平成13年4月~
		センター		平成15年3月
構山	音宏	京都大学宙空雷波科学研究	院生	平成13年4月~
ΙЯΗ		ヤンター		平成15年3月
小潶	雄—郎		院生	平成13年4月~
∕ <b>1</b> 1∓		ヤンター		平成15年3月
朝松	目去	□ <u>□</u> □ ↓ ↓ ↓ ↓ ↓ ↓ ↓ ↓ ↓ ↓ ↓ ↓ ↓ ↓ ↓ ↓ ↓ ↓	院生	平成13年4日~
190124		ヤンター		平成15年3月
す木	雅人		院生	平成10年0月 平成14年4日~
J⊔/ <b>†</b> •	<u>ј</u> ш/ <b>х</b>	ヤンター		平成15年3月
捕野	雅文		院生	平成14年4日~
177	业人	ヤンター		平成15年3月
些垣	佳田	大阪電気通信大学	講師	〒成10年30月 亚成10年10日~
木坦	王ウ」	八阪龟风遥旧八于	니더 판미	平成10年10月 亚成15年11日
而立	依	大阪電気通信大学	学生	〒成10年1175 亚成19年6日~
어디 다이	R	八阪龟风遥旧八于	7 <u>T</u>	一元山12年0月 亚武13年3日
亜ホナ	奋	大阪雲気通信大学	学生	平成13年5月 亚武19年6日~
변화가기	小我	八阪电风通旧八子	<u> 于工</u>	平成12年0月 ·
	14.5			平成13年3万
右田	俗	大阪電気通信大字	字生	平成12年6月~
1	6+			平成13年3月
小四	健司	大阪電気通信大字	字生	平成12年6月~
-L- 1				平成13年3月
呂本	武志	大阪電気通信大学	研究生	半成12年6月~
				半成15年3月
池永	大介	大阪電気通信大学	学部生	半成13年4月~
				半成14年3月
緒方	伸介	大阪電気通信大学	院生	平成14年4月~
				平成15年11月
荒木	孝輔	大阪電気通信大学	院生	平成14年4月~
				平成15年11月
-----	----	--------------	-------	-----------
倉爪	美保	大阪電気通信大学	学部生	平成14年4月~
				平成15年3月
鳥居	千愛	大阪電気通信大学	学部生	平成14年4月~
				平成15年3月
梅本	泰子	神戸大学	院生	平成15年4月~
				平成15年11月
岩波	越	防災科学技術研究所	主任研究員	平成11年4月~
				平成15年11月
三隅	良平	防災科学技術研究所	主任研究員	平成11年4月~
				平成12年3月,
				平成13年4月~
				平成15年11月
真木	雅之	防災科学技術研究所	室長	平成12年4月~
				平成15年11月
中川	清隆	上越教育大学	教授	平成12年4月~
				平成15年11月
川野	哲也	九州大学	助手	平成12年4月~
				平成15年11月
田中	達也	九州大学	院生	平成12年4月~
				平成14年3月
花田	博之	九州大学	院生	平成13年4月~
				平成15年11月
渡邊	啓倫	九州大学	院生	平成14年4月~
				平成15年11月
川口	和哉	九州大学	院生	平成14年11月~
				平成15年11月
上野	直子	九州大学	院生	平成14年11月~
				平成15年11月
渡辺	明	福島大学	教授	平成12年4月~
				平成15年11月
荒生生	公雄	長崎大学	教授	平成14年4月~
				平成15年11月
鈴木	賢士	山口大	助手	平成14年4月~
				平成15年11月
金田	幸恵	地球科学技術総合推進機構	研究員	平成12年6月~
				平成15年11月
若月	泰孝	地球科学技術総合推進機構	研究員	平成12年4月~
				平成15年11月

②航空機観測グループ (テーマ別)

氏 名	所属	役職	参加時期
村上 正隆	気象研究所物理気象研究部	室長	平成10年10月~ 平成15年11月

森 -	一正	気象研究所物理気象研究部	主任研究官	平成14年4月~
				平成15年11月
楠石	开一	気象研究所物理気象研究部	主任研究官	平成11年4月~
				平成15年11月
折笠	成宏	気象研究所物理気象研究部	研究官	平成11年4月~
				平成15年11月
星本	みずほ	気象研究所物理気象研究部	研究官	平成11年4月~
				平成15年11月
井口	俊夫	通信総合研究所電磁波計測	グループリーダー	平成10年10月~
		部門		平成15年11月
花土	弘	通信総合研究所電磁波計測	主任研究員	平成10年10月~
		部門		平成15年11月
大野	裕一	通信総合研究所電磁波計測	主任研究員	平成10年10月~
		部門		平成15年11月
中川	勝広	通信総合研究所電磁波計測	研究員	平成11年4月~
		部門		平成15年11月
高橋	暢宏	通信総合研究所電磁波計測	主任研究員	平成11年4月~
		部門		平成12年3月
堀江	宏昭	通信総合研究所電磁波計測	主任研究員	平成11年4月~
		部門		平成15年11月
黒岩	博司	通信総合研究所電磁波計測	グループリーダー	平成13年4月~
		部門		平成15年11月
大内	和良	通信総合研究所電磁波計測	専攻研究員	平成13年4月~
		部門		平成15年11月
佐藤	晋介	宇宙航空研究開発機構地球	副主任開発部員	平成12年4月~
		観測利用研究センター		平成15年11月
岡本	創	東北大学大学院理学研究科	助教授	平成11年4月~
				平成15年11月
遊馬	芳雄	北海道大学理学部	講師	平成10年10月~
				平成15年11月
福田	陽子	北海道大学理学部	院生	平成11年4月~
				平成14年3月
中村	健治	名古屋大学地球水循環研究	教授	平成10年10月~
		センター		平成15年11月
民田	晴也	名古屋大学地球水循環研究	技官	平成11年4月~
		センター		平成15年11月
広瀬	正史	名古屋大学地球水循環研究	院生	平成11年4月~
		センター		平成14年3月
芝川	晃一	名古屋大学地球水循環研究	院生	平成11年4月~
		センター		平成13年3月
樋口	篤志	名古屋大学地球水循環研究	助手	平成12年4月~
		センター		平成15年11月
米田	恵美子	名古屋大学地球水循環研究	院生	平成13年4月~
		センター		平成14年3月

松原	卓美	名古屋大学地球水循環研究	院生	平成14年4月~
		センター		平成15年11月
山本	宗尚	名古屋大学地球水循環研究	院生	平成14年4月~
		センター		平成15年11月
中井	専人	防災科学技術研究所	主任研究官	平成11年4月~
				平成15年11月
橋本	明弘	地球科学技術総合推進機構	研究員	平成15年4月~
				平成15年11月

# ③解析・数値モデルグループ (テーマ別)

氏	名	所属	役 職	参加時期
加藤	輝之	気象研究所予報研究部	主任研究官	平成10年10月~
				平成15年11月
中村	晃三	東京大学海洋研究所	助手	平成13年4月~
				平成15年11月
佐藤	男	東京大学海洋研究所	院生	平成13年4月~
				平成15年11月
野田	暁	東京大学海洋研究所	院生	平成13年4月~
				平成15年11月
柳瀬	Ē	東京大学海洋研究所	院生	平成13年4月~
				平成15年11月
田上	浩孝	東京大学海洋研究所	院生	平成13年4月~
				平成15年11月
田中	亮	東京大学海洋研究所	院生	平成13年4月~
				平成14年3月
高村	民雄	千葉大学環境リモートセン	教授	平成11年4月~
		シング研究センター		平成15年11月
山本	尉太	千葉大学環境リモートセン	院生	平成11年4月~
		シング研究センター		平成12年3月
牛草	栄介	千葉大学環境リモートセン	院生	平成12年4月~
		シング研究センター		平成13年3月
大石	哲	山梨大学	助教授	平成11年4月~
				平成15年11月

④事業団が雇用し派遣する研究員等

氏 名	所 属	役 職	参加時期
近藤 里恵	気象研究所予報研究部	研究補助員	平成11年1月~
			平成15年11月

## 5.研究期間中の主な活動

## (1) ワークショップ・シンポジウム等

年月日	名称	場所	参加	概要
			人数	
平成11年	九州における梅雨特別	福岡管区気	55名	X-BAIU-99の野外観測に関す
11月27日	観測に関するワークシ	象台		る中間的取りまとめとして,
	ヨップ			企画した.
平成13年	夏の研究集会	北海道大学	80名	X-BAIU-99 と WMO-01 と
8月29日~	「豪雨・豪雪をもたら	低温科学研		X-BAIU-01に関する野外観測
8月31日	す気象擾乱」	究所		と数値実験の研究成果を,本
				研究の中間的取りまとめと
				して取りまとめるために企
				画した.
平成14年	International Conf. on	コクヨ	120	これまでの研究成果を世界
10月29日	Mesoscale Convective	ホール	名	にアピールするために東京
$\sim$	Systems and Heavy			で開催するように企画した.
10月31日	Rainfall / Snowfall in			アメリカ,中国,台湾,韓国
	East Asia			などから多くの参加があっ
				て盛況であった.
平成15年	夏の研究集会	岐阜県	53名	これまでの研究成果と研究終
8月27日~	「メソ対流系」	上宝村		了報告書をまとめるために企
8月29日		観光会館		画した.

## (2)招聘した研究者等

氏 名 (所属, 役職)	招聘の目的	滞在先	滞在期間
二宮洸三(地球フロンティ	講演	札幌	平成13年8月29日~8月31
ア,研究員)			日
山岬正紀(地球フロンティ	講演	札幌	平成13年8月29日~8月31
ア,研究員)			日
加藤内蔵進(岡山大学教育	講演	札幌	平成13年8月29日~8月31
学部,助教授)			日
小西啓之(大阪教育大学,	講演	札幌	平成13年8月29日~9月1
教官)			日
David P. Jorgensen	講演	品川	平成14年10月26日~平成
(NOAA/National Severe			14年11月2日
Storms Laboratory,			
Research Meteorologist)			
Melvyn A. Shapiro	講演	品川	平成14年10月27日~平成
(NOAA/Environmental			14年11月2日
Technology Laboratory)			
Yuh-Lang Lin	講演	品川	平成14年10月27日~平成
(North Carolina State			14年11月2日
University, Professor)			
Hann-Ming Henry Juang	講演	品川	平成14年10月27日~平成
(Environmental Modeling			14年11月2日
Center/NCEP/NWS/NOAA,			

Research Meteorologist)			
Thomas Donald KEENAN	講演	品川	平成14年10月28日~平成
(Leader Weather Forecast			14年11月2日
Group, Bureau of			
Meteorology research			
Centre)			
二宮洸三(地球フロンティ	講演	岐阜県上宝村	平成15年8月26日~8月29
ア,研究員)			日
山岬正紀(地球フロンティ	講演	岐阜県上宝村	平成15年8月26日~8月29
ア,研究員)			日
榎本剛(地球フロンティア,	講演	岐阜県上宝村	平成15年8月26日~8月29
研究員)			日

#### 6. 主な研究成果物,発表等

(1)論文発表 (国内 22報,海外 3報) (H10) 0報

(H11)

海外 0報

国内 4報

- ・吉崎正憲:メソ対流系(I),天気,46,783-790,1999
- ・吉崎正憲:メソ対流系(Ⅱ),天気,46,833-841,1999
- ・吉崎正憲,瀬古弘,加藤輝之,小司禎教,永戸久喜,別所康太郎,郷田治稔, X-BAIU-99観測グループ: 1999年東シナ海・九州梅雨特別観測(X-BAIU-99)報告,天気,47,217-224,2000
- ・吉崎正憲・加藤輝之: 2001年1月の日本海観測計画について.メソ気象研究会, 天気, 47, 578-579, 2000.

(H12)

海外 0報

国内 2報

- ・手柴充博:九州西部における梅雨前線近傍のメソスケール擾乱に関する研究.京都大学大学院 理学研究科地球惑星科学専攻修士課程論文,pp61.
- ・長谷江里子:1999年梅雨期の擾乱と大規模場に関する解析的研究.東京大学大学院理学研 究科地球惑星科学専攻修士課程論文,pp63.

(H13)

海外 0報

国内 2報

- Yoshizaki, M., T. Kato, Y. Tanaka, H. Takayama, Y. Shoji, H. Seko, K. Arao, K. Manabe, and members of X-BAIU-98 Observation: Analytical and numerical study of the 26 June 1998 orographic rainband observed in western Kyushu, Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 78, 835-856, 2000.
- ・吉崎正憲・加藤輝之・永戸久喜・足立アホロ・村上正隆・林修吾・WMO-01観測グループ:冬季日本海メソ対流系観測-2001(WMO-01)の速報.日本気象学会,天気,48,33-43,2001.

(H14)

海外 1報

• Inoue, J., M. Kawashima, Y. Fujiyoshi, and M. Yoshizaki: Air mass transformation over the Sea of Japan during cold-air outbreaks revealed by aircraft observations. Proc. 15th Symposium on Boundary Layers and Turbulence, Amer. Meteor. Soc., 53-54, 2002.

国内 8報

- ・呉新華・田中穣・松島健・荒生公雄・大石哲・小司禎教・島田誠一:火山地域に おけるGPS測位に及ぼす局地的な水蒸気変動の影響について.電子情報通信学会論 文誌, VOL. J84, No. 12, 2149-2159, 2001年12月.
- ・佐藤晋介・花土弘・中川勝広・井口俊夫・中村健治・吉崎正憲: 航空機搭載降雨レー ダ(CAMPR)による降雪雲内の風速場の観測.独立行政法人通信総合研究所季 報, VOL. 48, No. 2, 53-62, 2002年4月.
- ・花土弘・佐藤晋介・中川勝広:航空機搭載降雨レーダ(CAMPR)による降雨の偏波レ

ーダ観測.独立行政法人通信総合研究所季報, VOL. 48, No. 2, 63-70, 2002年4月.

- ・堀江宏昭・黒岩博司・大野裕一: 航空機搭載雲レーダ(SPIDER)の観測. 独立行政法人 通信総合研究所季報, VOL. 48, No. 2, 71-80, 2002年4月.
- Yoshizaki, M. : Energy Partition of Equatorial Waves Excited by Various Initial Imbalances in the Linearized Shallow-Water Equation System on the Equatorial Beta Plane, Meteorology and Geophysics, 53, 29-46, 2002.
- ・加藤輝之・清水慎吾・金田幸恵・柳瀬亘・北畠尚子・筆保弘徳・前坂剛・吉崎正憲・茂木耕作 ・永戸久喜:「東アジアにおけるメソ気象と台風に関する国際会議」の報告.日本気象学会, 天気,49,227-231,2002.
- ・加藤輝之・吉崎正憲・金田幸恵・田代誠司・手柴充博・茂木耕作:第19回メソ気象研究会報告. 日本気象学会,天気,49,691-693,2002.
- ・吉崎正憲・藤吉康志・村上正隆・耿驃・中村晃三・加藤内蔵進・斉藤和雄・中井専人・川島正行・中村健治・新野宏・上田博・小林文明・加藤輝之:「東アジアにおけるメソ対流系と豪雨・豪雪に関する国際会議」の報告.日本気象学会,天気,50,189-196,2003.

#### (H15)

海外 2報

- Kanai, H., H. Niino and T. Kato: Torrential rainfall associated with a developing extratropical cyclone: Part II. Structure of the extratropical cyclone and PV inversion. To be submitted to Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 2003.
- Yanase, W., G. Fu, H. Niino, and T. Kato, 2003 : A polar low over the Japan Sea on 21 January 1997: Part I. Numerical simulation. Submitted to Mon. Wea. Rev.
- 国内 6報
- ・小林文明・吉崎正憲・柴垣佳明・橋口浩之・手柴充博・村上正隆・WMO-02観測グループ:「冬季日本海メソ対流系観測-2002(WMO-02)」の速報.日本気象学会,天気,50,385-391,2003.
- ・吉崎正憲・加藤輝之・室井ちあし・永戸久喜・林修吾・柴垣佳明・荒木孝輔・鈴木賢士・村上 正隆・黒岩博司・民田晴也:「2001年と2002年に行われた東シナ海・九州における梅雨観測の 報告.日本気象学会,天気,50,561-569,2003.
- ・吉崎正憲・永戸久喜・林修吾・加藤輝之・青梨和正・村上正隆・黒岩博司・民田晴也:「冬季 日本海メソ対流系観測-2003(WM0-03)」の速報.日本気象学会,天気,50,661-668,2003.
- Nakai, S., K. Nakamura, H. Minda, H. Seko: Characteristics of a Dissipating Cloud Cluster over the East China Sea: A TRMM-Aircraft Simultaneous observation. Submitted to J. Meteor. Soc. Japan.
- Yoshihara, H., M. Kawashima, Y. Fujiyoshi and WMO-O1 ovserbation group: Doppler radar study on the successive development of snowbands at a convergence line near the coast of the Sea of Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 2003年9月.
- Kato, T., M. Yoshizaki, K. Bessho, T. Inoue, Y. Sato and X-BAIU-01 observation group: Reason for the failure of the simulation of heavy rainfall during X-BAIU-01- Importance of a vertical profile of water vapor for numerical simulations J. Meteor. Soc. Japan, 81, 993-1013, 2003.

(2) 口頭発表(内容が重複しているものは除く.国際学会発表を優先.)
 ①招待,口頭講演 (国内 146報,海外 14報)
 ②ポスター発表 (国内 36報,海外 1報)
 ③プレス発表 なし

#### ①招待,口頭講演 (国内 146報,海外 14報)

(H10) 0報

(H11)

海外 0報

- 国内 16報
- ・吉崎正憲・瀬古弘・加藤輝之・永戸久喜・小司禎教・福田正人・足立アホロ・別所康太郎・X-BAIU-99 観測グループ:1999年東シナ海・九州梅雨観測(X-BAIU-99)の概況報告,日本気象学会,1999年 秋季大会講演予稿集,95,1999年11月.
- ・水野孝則・奈良税: X-BAIU-99における気象庁海洋気象観測船による観測の概要,日本気象学 会,1999年秋季大会講演予稿集,96,1999年11月.
- ・手柴充博・柴垣佳明・橋口浩之・深尾昌一郎:境界層レーダー観測による中間規模低気圧に伴う中小規模擾乱の研究:日本気象学会,1999年秋季大会講演予稿集,98,1999年11月.
- ・加藤輝之・ X-BAIU-99観測グループ:1999年6月29日福岡で豪雨をもたらした寒冷前線と下層 ジェットの強化機構(序報),日本気象学会,1999年秋季大会講演予稿集,99,1999年11月.
- ・永戸久喜・吉崎正憲・福田正人・藤吉康志・猪上淳・五十嵐崇士・清水収司・X-BAIU-99観測 グループ:1999年7月2日に甑島から天草諸島にかけて見られた2種類の線状降水帯,日本気象 学会,1999年秋季大会講演予稿集,100,1999年11月.
- ・村上正隆・宮尾みずほ・加藤輝之・瀬古弘・航空機観測グループ: 航空機による梅雨前線に 伴う降水雲の内部構造観測(その1),日本気象学会,1999年秋季大会講演予稿集,101,1999年 11月.
- ・小司禎教・X-BAIU-99観測グループ:X-BAIU99期間のGPS可降水量解析,科学技術振興事業団,九 州における梅雨特別観測に関するワークショップ,9-11,1999年11月
- ・清水収司・古川欣司: X-bandドップラーレーダーによるTRMM-PR検証解析,科学技術振興事業団, 九州における梅雨特別観測に関するワークショップ,15-16,1999年11月.
- ・柴垣佳明・手柴充博・橋口浩之・X-BAIU-99観測グループ:S帯境界層レーダー観測による梅雨 前線近傍の降水システムの構造,科学技術振興事業団,九州における梅雨特別観測に関するワ ークショップ,20-21,1999年11月.
- ・足立アホロ・福田正人・小林隆久:梅雨前線の観測における境界層レーダーの利用,科学技術振 興事業団,九州における梅雨特別観測に関するワークショップ,22,1999年11月.
- ・高山陽三:気温プロファイルマイクロ波放射計の観測,科学技術振興事業団,九州における梅雨 特別観測に関するワークショップ,23-24,1999年11月.
- ・水野孝則・奈良税:X-BAIU-99における気象庁海洋気象観測船による観測の概要,科学技術振興 事業団,九州における梅雨特別観測に関するワークショップ,25-26,1999年11月.
- ・郷田治稔・榊原茂記・万納寺信崇:X-BAIU観測データの広島豪雨予報へのインパクト調査,科学 技術振興事業団,九州における梅雨特別観測に関するワークショップ,31-33,1999年11月.
- ・民田晴也・中村健治:ドロップゾンデシステムの現状,科学技術振興事業団,九州における梅雨 特別観測に関するワークショップ,34,1999年11月.
- ・中井専人・瀬古弘:航空機ドロップゾンデで観測できるもの,科学技術振興事業団,九州における梅雨特別観測に関するワークショップ,35-37,1999年11月.
- ・瀬古弘・加藤輝之・水野孝則・X-BAIU-99観測グループ:1999年7月1-2日に九州で観測されたメ ソ降水システム(序報),科学技術振興事業団,九州における梅雨特別観測に関するワークショ ップ,38-41,1999年11月.

(H12)

海外 5報

- Seko, H., S. Shimada, H. Nakamura, T. Kato: Three-dimensional distribution of water vapor estimated from atmospheric delay data of GPS in a mesoscale precipitation system in the Baiu front, 韓国気象学会, Proc. International Conf. on Mesoscale Convective Systems and Heavy Rain in East Asia, 38-42, 2000年4月.
- Shoji, Y. and X-BAIU-99 Observation Group: Spatial and temporal variations of GPS derived precipitable water vapor on the western part of Japan Islands in the Baiu season, 韓国気象学会, Proc. International Conf. on Mesoscale Convective Systems and Heavy Rain in East Asia, 43-44, 2000年4月.
- Yoshizaki, M., T.Kato, Y.Tanaka, H.Takayama, Y.Shoji, H.Seko, K.Arao, K.Manabe and X-BAIU-99 observation group: Structures and formation mechanisms of the 26 June 1998 orographic rainband observed in the western Kyushu, Japan, 韓国気象学会, Proc. International Conf. on Mesoscale Convective Systems and Heavy Rain in East Asia, 207-212, 2000年4月.
- Moteki, K., H. Ueda, T. Shinoda, N. Osaki, H. Yamada, T. Maesaka, T. Kato, M. Yoshizaki, and S. Shimizu: Structure and development of two rainband observed during X-BAIU-99, 韓国 気象学会, Proc. International Conf. on Mesoscale Convective Systems and Heavy Rain in East Asia, 111-116, 2000年4月.
- Kato, T. and X-BAIU-99 observation group: The intensification of a low-level jet and a cold front inducing a heavy rainfall on the Baiu frontal zone, 韓国気象学会, Proc. International Conf. on Mesoscale Convective Systems and Heavy Rain in East Asia, 189-193, 2000年4月.

国内 4報

- ・足立アホロ・小林隆久 · X-BAIU-99観測グループ: 境界層レーダーによる降雨のRHI観測手 法の開発,日本気象学会,2000年秋季大会講演予稿集,78,70,2000年10月.
- ・茂木耕作・上田博・篠田太郎・前坂剛・加藤輝之・吉崎正憲・X-BAIU-99観測グループ: X-BAIU-99 期間中に2本の線状降雨域を発達させた収束ラインの形成過程,日本気象学会,2000年秋季大 会講演予稿集,78,75,2000年10月.
- ・橋口浩之・手柴充博・柴垣佳明・深尾昌一郎・吉崎正憲・加藤輝之:温暖前線に伴う雲バンド の内部構造に関する研究,地球電磁気・地球惑星圏学会,2000年11月.
- ・中井専人・中村健治・民田晴也・瀬古弘: TRMMと航空機ドロップゾンデによって観測された東シナ海上のメソスケール・クラウド・クラスター.防災科学技術研究所研究報告, No. 62.

(H13)

海外 4報

- Yoshizaki, M., T. Kato, H. Eito, M. Murakami, and S. Hayashi: A report on a field experiment "Winter MCSs (mesoscale convective systems) observations over the Japan Sea in January 2001 (WMO-01)". Meteorological Society of Republic of China, International Conference on Mesoscale Meteorology and Typhoon in East Asia, 370-373,2001年9月.
- Eito, H., T. Kato, and M. Yoshizaki: Numerical simulation of heavy snowfall systems observed on the southern coastal area of Sea of Japan on 16 January 2001. Meteorological Society of Republic of China, International Conference on Mesoscale Meteorology and Typhoon in East Asia, 454-456,2001年9月.
- Teshiba, H., Y. Shibagaki, H. Hashiguchi, S. Fukao, S. Shimizu, H. Eito, Y. Tanaka, M. Yoshizaki and X-BAIU-99 Observation group: Study on Mesoscale Convective Systems near

the Baiu Front. Meteorological Society of Republic of China, International Conference on Mesoscale Meteorology and Typhoon in East Asia, 391-394,2001年9月.

• Moteki, Q., H. Uyeda, T. Maesaka, T. Shinoda, T. Kato, M. Yoshizaki and X-BAIU-99 Observation group: Meso alpha scale structure of two rainbands observed over East China Sea during X-BAIU-99. Meteorological Society of Republic of China, International Conference on Mesoscale Meteorology and Typhoon in East Asia, 82-87,2001年9月.

国内 53報

- ・加藤輝之・WMO-01観測グループ:2001年1月に観測された豪雪の非静力学モデルでの予測可能
  性-15日,23日に観測されたβスケール渦を中心として-.日本気象学会,2001年春季大会講演予稿集,114,2001年5月.
- ・吉崎正憲・加藤輝之・永戸久喜・WMO-01観測グループ:冬季日本海メソ対流系観測-2001(WMO-01)の概況報告.日本気象学会,2001年春季大会講演予稿集,154,2001年5月.
- ・足立アホロ・小林隆久・中川清隆・福田正人・WMO-01観測グループ:境界層レーダーによる北 陸不連続線の観測.日本気象学会,2001年春季大会講演予稿集,155,2001年5月.
- ・永戸久喜・加藤輝之・吉崎正憲・WMO-01観測グループ:2001年1月中旬に新潟県上越地方に大 雪をもたらした降雪システムについて.日本気象学会,2001年春季大会講演予稿集,156,2001年 5月.
- ・上野洋介・小林文明・杉本ゆかり・WMO-01観測グループ:冬季対流雲から生じた突風のドップラ -レーダー観測-あられと鉛直流(下降流)の関係について-.日本気象学会,2001年春季大会講演 予稿集,157,2001年5月.
- ・村上正隆・折笠成宏・星本みずほ・堀江宏昭・岡本創・民田晴也・航空機観測グループ: 航 空機による日本海小低気圧の内部構造観測(速報).日本気象学会,2001年春季大会講演予稿 集,158,2001年5月.
- ・吉崎正憲:戦略的基礎研究「メソ対流系の構造と発生・発達のメカニズムの解明」で何を目指 すか?.科学技術振興事業団,2001年夏の研究集会「豪雨・豪雪をもたらす気象擾乱」戦略的基 礎研究メンバー報告書,1-8,2001年8月.
- ・手柴充博・柴垣佳明・橋口浩之・深尾昌一郎・清水収司・田中恵信・永戸久喜・吉崎正憲:境 界層レーダーを用いた梅雨前線近傍のメソスケール擾乱に関する研究. 科学技術振興事業 団,2001年夏の研究集会「豪雨・豪雪をもたらす気象擾乱」戦略的基礎研究メンバー報告 書,11-14,2001年8月.
- ・柴垣佳明・手柴充博・橋口浩之・永戸久喜・吉崎正憲・X-BAIU-99観測グループ:S帯境界層レ ーダー観測による東シナ海上の降水バンドの特徴.科学技術振興事業団,2001年夏の研究集会 「豪雨・豪雪をもたらす気象擾乱」戦略的基礎研究メンバー報告書,15-17,2001年8月.
- ・花土弘・佐藤晋介・中川勝広:航空機搭載降雨レーダ(CAMPR)による降雨の偏波観測.科学 技術振興事業団,2001年夏の研究集会「豪雨・豪雪をもたらす気象擾乱」戦略的基礎研究メン バー報告書,18-21,2001年8月.
- ・中井専人・中村健治・民田晴也・瀬古弘:メソ対流系をターゲットとしたTRMM-航空機ドロッ プゾンデ同期観測と解析.科学技術振興事業団,2001年夏の研究集会「豪雨・豪雪をもたらす 気象擾乱」戦略的基礎研究メンバー報告書,22-25,2001年8月.
- ・新野宏・野田暁・柳瀬亘・長谷江里子・金井秀元:メソスケールの渦と降水システムに関する 観測的・数値的研究.科学技術振興事業団,2001年夏の研究集会「豪雨・豪雪をもたらす気象 擾乱」戦略的基礎研究メンバー報告書,26-29,2001年8月.
- ・村上正隆・星本みずほ・折笠成宏・堀江宏昭・岡本創・民田晴也・WMO-01観測グループ:航空 機による日本海収束帯帯状雲の内部構造観測.科学技術振興事業団,2001年夏の研究集会「豪 雨・豪雪をもたらす気象擾乱」戦略的基礎研究メンバー報告書,33-36,2001年8月.

- ・村上正隆・折笠成宏・星本みずほ・中井専人・堀江宏昭・岡本創・民田晴也・WMO-01観測グル ープ:航空機による日本海小低気圧の内部構造観測.科学技術振興事業団,2001年夏の研究集 会「豪雨・豪雪をもたらす気象擾乱」戦略的基礎研究メンバー報告書,37-40,2001年8月.
- ・佐藤晋介・花土弘・中川勝広・井口俊夫・中村健治・吉崎正憲・WMO-01観測グループ:航空機 搭載レーダー(CAMPR)で観測された冬季日本海収束帯にともなう対流雲の構造.科学技術振 興事業団,2001年夏の研究集会「豪雨・豪雪をもたらす気象擾乱」戦略的基礎研究メンバー報 告書,41-44,2001年8月.
- ・米田恵美子・中村健治・佐藤晋介・WMO-01観測グループ:航空機搭載降雨レーダによる冬季日本海降水システムについて.科学技術振興事業団,2001年夏の研究集会「豪雨・豪雪をもたらす気象擾乱」戦略的基礎研究メンバー報告書,45-47,2001年8月.
- ・猪上淳・長浜則夫・川島正行・藤吉康志・M.Y. Mezrin・吉崎正憲・WMO-01観測グループ:航空 機観測による寒気吹き出し時の日本海上の気団変質.科学技術振興事業団,2001年夏の研究集 会「豪雨・豪雪をもたらす気象擾乱」戦略的基礎研究メンバー報告書,48-49,2001年8月.
- ・杉本ゆかり・小林文明・WMO-01観測グループ:三国周辺で観測された渦状エコーの構造 -2001 年1月15日 メソβスケール渦状擾乱-. 科学技術振興事業団,2001年夏の研究集会「豪雨・豪 雪をもたらす気象擾乱」戦略的基礎研究メンバー報告書,50-53,2001年8月.
- ・小林文明・WMO-01観測グループ:冬季日本海上で発生する竜巻.科学技術振興事業団,2001年 夏の研究集会「豪雨・豪雪をもたらす気象擾乱」戦略的基礎研究メンバー報告書,54-56,2001 年8月.
- ・吉原華子・新井健一郎・川島正行・藤吉康志:冬季日本海上で観測されたバンド状降雪雲の発 達過程.科学技術振興事業団,2001年夏の研究集会「豪雨・豪雪をもたらす気象擾乱」戦略的 基礎研究メンバー報告書,57-58,2001年8月.
- ・前坂剛・上田博・篠田太郎・茂木耕作・清水慎吾・西岡友子・工藤玲・上浩一郎・新庄一雄: 冬季雷をもたらす雪雲の内部構造解析と地上降雪粒子観測.科学技術振興事業団,2001年夏の 研究集会「豪雨・豪雪をもたらす気象擾乱」戦略的基礎研究メンバー報告書,59-62,2001年8月.
- ・岩波越・川原靖広・真木雅之・朴相郡・三隅良平・楠研一・川村隆一・WMO-01観測グループ: 2001年1月14-15日の寒気進入に伴う降雪雲の構造と環境場の変化. 科学技術振興事業団,2001 年夏の研究集会「豪雨・豪雪をもたらす気象擾乱」戦略的基礎研究メンバー報告書,63-66,2001 年8月.
- ・渡辺明:安定大気層下での降雪システム.科学技術振興事業団,2001年夏の研究集会「豪雨・ 豪雪をもたらす気象擾乱」戦略的基礎研究メンバー報告書,67-70,2001年8月.
- ・長浜則夫・藤吉 康志:寒気吹き出し時に見られる筋状雲発生初期の気流構造.科学技術振興 事業団,2001年夏の研究集会「豪雨・豪雪をもたらす気象擾乱」戦略的基礎研究メンバー報告 書,71-72,2001年8月.
- ・永戸久喜・加藤輝之・吉崎正憲WMO-01観測グループ:2001年1月16日に新潟県上越地方沿岸に 大雪をもたらした降雪システムの数値シミュレーション.科学技術振興事業団,2001年夏の研 究集会「豪雨・豪雪をもたらす気象擾乱」戦略的基礎研究メンバー報告書,73-74,2001年8月.
- ・大東忠保・坪木和久:海岸付近に停滞した降雪システムの構造と維持過程.科学技術振興事業 団,2001年夏の研究集会「豪雨・豪雪をもたらす気象擾乱」戦略的基礎研究メンバー報告 書,75-78,2001年8月.
- ・吉崎正憲・加藤輝之・永戸久喜:「冬季日本海メソ対流系観測-2001(WMO-01)」の解析ー概 況と熱・水蒸気収支.科学技術振興事業団,2001年夏の研究集会「豪雨・豪雪をもたらす気象 擾乱」戦略的基礎研究メンバー報告書,79-85,2001年8月.
- ・林修吾・吉崎正憲・加藤輝之・永戸久喜:2001年1月27日に日本海を通過した小低気圧(その1) -その構造と数値モデルによる再現-. 科学技術振興事業団,2001年夏の研究集会「豪雨・豪 雪をもたらす気象擾乱」戦略的基礎研究メンバー報告書,86-88,2001年8月.

- ・長谷川晃一・坪木和久・金田幸恵・出世ゆかり・高松尚子:北陸沖の収束帯上に見られたメソ βスケールの渦状擾乱の三次元構造.科学技術振興事業団,2001年夏の研究集会「豪雨・豪雪 をもたらす気象擾乱」戦略的基礎研究メンバー報告書,89-92,2001年8月.
- ・川島正行・ 藤吉康志:石狩湾上に発生した小規模渦状擾乱の数値実験.科学技術振興事業 団,2001年夏の研究集会「豪雨・豪雪をもたらす気象擾乱」戦略的基礎研究メンバー報告 書,93-95,2001年8月.
- ・高山陽三:マイクロ波放射計による気温分布観測.科学技術振興事業団,2001年夏の研究集会 「豪雨・豪雪をもたらす気象擾乱」戦略的基礎研究メンバー報告書,96-97,2001年8月.
- ・足立アホロ・小林隆久・山内洋・笹岡雅宏:境界層レーダーによる線状降水系の観測.科学技術振興事業団,2001年夏の研究集会「豪雨・豪雪をもたらす気象擾乱」戦略的基礎研究メンバー報告書,101-104,2001年8月.
- ・加藤輝之:梅雨期に豪雨をもたらすメソ対流系.科学技術振興事業団,2001年夏の研究集会「豪雨・豪雪をもたらす気象擾乱」戦略的基礎研究メンバー報告書,105-112,2001年8月.
- ・茂木耕作:東シナ海上の水蒸気前線.科学技術振興事業団,2001年夏の研究集会「豪雨・豪雪 をもたらす気象擾乱」戦略的基礎研究メンバー報告書,113-116,2001年8月.
- ・吉崎正憲:「メソ対流系の構造と発生・発達のメカニズムの解明」報告.1科学技術振興事業 団,2001年夏の研究集会「豪雨・豪雪をもたらす気象擾乱」戦略的基礎研究メンバー報告 書,34-138,2001年8月.
- ・吉崎正憲・永戸久喜・加藤輝之・WMO-01観測グループ:WMO-01(冬季日本海メソ対流系観測-2001) 期間の日本海における熱・水収支.日本気象学会,2001年秋季大会講演予稿集,23,2001年10月.
- ・村上正隆・星本みずほ・折笠成宏・堀江宏昭・岡本創・民田晴也・航空機観測グループ:航空 機における日本海収束帯帯状雲の内部構造観測.日本気象学会,2001年秋季大会講演予稿 集,24,2001年10月.
- ・杉本ゆかり・小林文明・WMO-01観測グループ:2001年1月15日に北陸沿岸で観測された渦状エコ ーの構造. 日本気象学会,2001年秋季大会講演予稿集,25,2001年10月.
- ・大東忠保・坪木和久・金田幸恵・古川浩司・出世ゆかり・川畑玲・佐野哲也・高松尚子:陸風 により形成された停滞する2本の降雪バンド.日本気象学会,2001年秋季大会講演予稿 集,26,2001年10月.
- ・永戸久喜・加藤輝之・吉崎正憲・WMO-01観測グループ:2001年1月16日に上越地方沿岸で観測 された線状降雪システムの発生環境.日本気象学会,2001年秋季大会講演予稿集,27,2001年10 月.
- ・林修吾・吉崎正憲・加藤輝之・永戸久喜・WMO-01観測グループ:2001年1月27日に日本海を通 過した小低気圧(その1)-その構造と数値モデルによる再現-.日本気象学会,2001年秋季大会 講演予稿集,28,2001年10月.
- ・長谷川晃一・坪木和久・金田幸恵・出世ゆかり・高松尚子・WMO-01観測グループ:北陸沖の収 束帯上に見られたメソβスケールの渦状擾乱の三次元構造.日本気象学会,2001年秋季大会講 演予稿集,29,2001年10月.
- ・大久保篤・WMO-01観測グループ:日本海寒帯気団収束帯とは別のシア・ラインに伴う富山県年 秋季大会講演予稿集, 30, 2001年10月.
- ・村上正隆・星本みずほ・楠研一・折笠成宏・小池克征・加藤誠・渡辺秀之:山岳性降雪雲の人 工調節に関する数値実験(2).日本気象学会,2001年秋季大会講演予稿集,31,2001年10月.
- ・金井秀元・新野宏・藤部文昭・加藤輝之:1999年10月27日の低気圧に伴う関東地方東部の大雨 (その4).日本気象学会,2001年秋季大会講演予稿集,47,2001年10月.
- ・猪上淳・長浜則夫・川島正行・藤吉康志・M.Y. Mezrin・吉崎正憲・WMO-01観測グループ:航空 機観測による寒気吹き出し時の日本海上の気団変質.日本気象学会,2001年秋季大会講演予稿 集,50,2001年10月.

- ・吉崎正憲・永戸久喜・加藤輝之・室井ちあし・林修吾・足立アホロ・X-BAIU-01観測グループ: 東シナ海・九州梅雨観測-2001 (X-BAIU-01)の概況報告.日本気象学会,2001年秋季大会講演 予稿集,56,2001年10月.
- ・加藤輝之:梅雨期に豪雨をもたらす線状メソ対流系の停滞機構と低相当温位プール(Low θ e pool)の存在について.日本気象学会,2001年秋季大会講演予稿集,57,2001年10月.
- ・茂木耕作・上田博・加藤輝之・吉崎正憲・X-BAIU-99観測グループ:梅雨期の東シナ海上で南 西風場に降水システムを発達させる水上気前線の起源と形成過程.日本気象学会,2001年秋季 大会講演予稿集,58,2001年10月.
- ・中川清隆・岩崎博之・木村富士男・渡辺明・吉崎正憲・加藤輝之・永戸久喜:2001年1月に新 潟県上越市で観測された可降水量の時間変動.日本気象学会,2001年秋季大会講演予稿 集,61,2001年10月.
- ・加藤輝之: X-BAIU-01に観測された降雨の予想失敗例とその原因-非静力学モデルによる降雨 予想の今後の展望-.日本気象学会九州支部発表会,2002年3月.
- ・永戸久喜・吉崎正憲・加藤輝之・WMO-01観測グループ:2001年に新潟県上越地方に大雪をもた らした降雪システムの数値シミュレーション.日本気象学会九州支部発表会,2002年3月.
- ・田中達也・川野哲也・吉崎正憲・加藤輝之・永戸久喜・田中恵信・WMO-01観測グループ:WMO-01 観測期間中に新潟県上越地方沿岸で観測された降雪バンドの発達過程.日本気象学会九州支部 発表会,2002年3月.

(H14)

海外 1報

• Adachi, A., T. Kobayashi, and T. Kato: An observation of a line-shaped convective cloud system with boundary layer wind porfiler radars. COST-720 "Integrated Ground-Based Remote Sensing Stations for Atmospheric Profiling", 2002年6月.

国内 31報

- ・吉崎正憲: 1998年6月26日に九州西部で見られた地形性降水バンド(長崎ライン)に関する解 析と数値実験.メソ気象研究会,2002年5月.
- ・手柴充博:境界層レーダを用いた梅雨前線近傍のメソスケール擾乱(甑島ライン)に関する研究:メソ気象研究会,2002年5月.
- ・茂木耕作:プロジェクトX-BAIU-99が捉えた梅雨前線の実態~二本の線状降水域の起源を探れ :水蒸気前線の発見~.メソ気象研究会,2002年5月.
- ・加藤輝之: 1999年に福岡に豪雨をもたらせたメソ対流系の発生機構とその構造.メソ気象研究 会,2002年5月.
- ・小林文明・橋口浩之・手柴充博・柴垣佳明・吉崎正憲・加藤輝之・永戸久喜・WMO-02観測グル ープ:冬季日本海メソ対流系観測-2002(WMO-02)の概況報告.日本気象学会,2002年春季大会 講演予稿集,71,2002年5月.
- ・小林文明・杉本ゆかり・WMO-01観測グループ:北陸豪雪時の海岸線における降水と鉛直流の観 測-2001年1月15日~16日降雪バンドの事例-.日本気象学会,2002年春季大会講演予稿 集,72,2002年5月.
- ・高田伸一・加藤輝之:解析降雪量と大雪監視予測システムの開発.日本気象学会,2002年春季大 会講演予稿集,74,2002年5月.
- ・吉原華子・川島正行・藤吉康志・WMO-01観測グループ:日本海沿岸で観測された風の不連続線 におけるバンド状降雪雲の発達過程.日本気象学会,2002年春季大会講演予稿集,75,2002年5 月.
- ・楠研一・岩波越・真木雅之・朴相郡・三隅良平・川原靖広・川村隆一・WMO-01観測グループ: 2001

年1月16日に観測されたバンド状降雪雲(1)-バンドの世代交代-.日本気象学会,2002年春季 大会講演予稿集,76,2002年5月.

- ・永戸久喜・加藤輝之・吉崎正憲・WMO-01観測グループ:2001年1月16日に上越地方沿岸で観測 された線状降雪システムの維持機構.日本気象学会,2002年春季大会講演予稿集,77.2002年5月
- ・加藤輝之・別所康太郎・井上豊志郎・X-BAIU-01観測グループ: X-BAIU-01期間中に観測された 降雨の予想失敗例とその原因-非静力学モデルによる降雨予想の今後の展望.日本気象学 会,2002年春季大会講演予稿集,173,2002年5月.
- ・吉崎正憲・林修吾・加藤輝之・永戸久喜・室井ちあし・足立アホロ・荒生公雄・X-BAIU-02観 測グループ:東シナ海・九州梅雨観測-2002(X-BAIU-02)の概況報告.日本気象学会,2002年秋 季大会講演予稿集,188,2002年10月.
- ・加藤輝之・佐藤芳昭・X-BAIU-01観測グループ:X-BAIU-01期間中に観測された降雨の予想失敗 例とその原因その2:下層水蒸気場の重要性.日本気象学会,2002年秋季大会講演予稿 集,189,2002年10月.
- ・田上浩孝・新野宏: 2001年梅雨期の大規模場の解析.日本気象学会,2002年秋季大会講演予稿 集,191,2002年10月.
- ・村上正隆・折笠成宏・星本みずほ・高山陽三・堀江宏昭・黒岩博司・民田晴也: 航空機による 混合層及び筋状対流雲の発達過程の観測.日本気象学会,2002年秋季大会講演予稿集,199,2002 年10月.
- ・楠研一・村上正隆・折笠成宏・岩波越・真木雅之・朴相郡・三隅良平・浜津享助・小菅博:三 国山脈周辺の山岳性降雪雲の気流とエコー分布の観測-事例解析-.日本気象学会,2002年秋 季大会講演予稿集,204,2002年10月.
- ・楠研一・岩波越・真木雅之・朴相郡・三隅良平・WMO-01観測グループ: 2001年1月16日に観測 されたバンド状降雪雲(2)-バンド内セルの構造-. 日本気象学会,2002年秋季大会講演予稿 集,205,2002年10月.
- ・小林文明・WMO-01観測グループ:2001年1月18日三国で観測された竜巻.日本気象学会,2002年 秋季大会講演予稿集,206,2002年10月.
- ・小林文明・石渡宏臣・WMO-02観測グループ:2002年1月29日北陸沿岸を通過した渦状擾乱.日本気象学会,2002年秋季大会講演予稿集,207,2002年10月.
- ・永戸久喜・加藤輝之・吉崎正憲・WMO-01観測グループ:2001年1月15日に東部北陸地方沿岸に 大雪をもたらした降雪システムの構造.日本気象学会,2002年秋季大会講演予稿集,208,2002年 10月.
- ・猪上淳・川島正行・藤吉康志・吉崎正憲: 寒気吹き出し時の日本海上の乱流熱輸送とその構造. 日本気象学会, 2002年秋季大会講演予稿集, 300, 2002年10月.
- ・足立アホロ:ウィンドプロファイラーによる気象現象の解析.第1回英弘シンポジウム"リモートセンシングによる気象観測",2002年10月.
- Yoshizaki, M., T. Kato, C. Muroi, H. Eito, S. Hayashi, and CREST Observation Group: Recent activities of field observations on mesoscale convective systems (MCSs) over East China Sea and Kyushu in the Baiu season and over the Japan Sea in winter. Japan Science and Technology Corporation, International Conference on Mesoscale Convective Systems and Heavy Rainfall/Snowfall in East Asia, 80-85, 2002年10月.
- Kato, T., K. Bessho, T. Inoue, Y. Sato, and X-BAIU-01 Observation group: The cause of failure of heavy rainfall simulation during X-BAIU-01 - Importance of low-level humid profile for numerical simulation-. Japan Science and Technology Corporation, International Conference on Mesoscale Convective Systems and Heavy Rainfall/Snowfall in East Asia, 140-145, 2002年10月.
- Maekawa, Y., Y. Shibagaki, S. Ogata, Y. Sonoi, M. Teshiba, H. Hashiguchi, and S. Fukao:

Simultaneous observations of wintertime thunder clouds using millimeter-wave and C-band radars along the coast of Mikuni. Japan Science and Technology Corporation, International Conference on Mesoscale Convective Systems and Heavy Rainfall/Snowfall in East Asia, 481-484, 2002年10月.

- Murakami, M., M. Hoshimoto, N. Orikasa, H. Horie, H. Okamoto, H. Kuroiwa, H. Minda, and K. Nakamura: Inner structures of snow bands associated with the Japan sea polar-airmass convergence zone based on aircraft observations. Japan Science and Technology Corporation, International Conference on Mesoscale Convective Systems and Heavy Rainfall/Snowfall in East Asia, 522-527, 2002年10月.
- Kobayashi, F., and WMO-01 Observation group: Structures of winter mesoscale convective systems during heavy snowfall period around Hokuriku coast Japan. Japan Science and Technology Corporation, International Conference on Mesoscale Convective Systems and Heavy Rainfall/Snowfall in East Asia, 540-545, 2002年10月.
- Kusunoki, K., K. Iwanami, M. Maki, P. SangGoon, R. Misumi, and WMO-01 Observation group: A dual - Doppler analysis of the mesoscale snow bands under the winter monsoon Part I: Band regeneration. Japan Science and Technology Corporation, International Conference on Mesoscale Convective Systems and Heavy Rainfall/Snowfall in East Asia, 546-550, 2002 年10月.
- ・小林文明・上浩一郎・WMO-01観測グループ:2001年1月北陸豪雪期間中の落雷特性.日本大気電 気学会,2003年1月.
- ・鈴木賢士・川野哲也・吉崎正憲・X-BAIU-02観測グループ: X-BAIU-02期間中に観測された電気 的活動.日本気象学会九州支部発表会,講演要旨集,24,9-10,2003年3月.
- ・花田博之・川野哲也・吉崎正憲・加藤輝之・田中恵信・X-BAIU-01観測グループ: X-BAIU-01期 間中に九州南部地方を通過したメソスケール対流システムの構造と発達過程.日本気象学会九 州支部発表会,講演要旨集,24,2003年3月.
  - (H15)

海外 4報

- Murakami, M., N. Orikasa, M. Hoshimoto, H. Horie, H. Okamoto, H. Kuroiwa, H. Minda, K. Nakamura, S. Nakai: Inner structures of a polar low over the Japan Sea based on aircraft observation. 11<sup>th</sup> AMS Conference on Cloud Physics, UTAH, USA, 2003.
- Kobayashi, F.: Doppler radar observation of winter tornadoes over the Japan Sea. 31<sup>st</sup> Conference on Radar Meteorology, 2003年8月.
- Ohigashi, T., K. Tsuboki: Structure and maintenance process of stationary snowbands along coastal region obserbed by Doppler and dual-polarization radars. 31<sup>st</sup> Conference on Radar Meteorology, 2003年8月.
- Kato, T., Y. Sato and X-BAIU-99 Observation group:Reason for the failre of the simulation of heavy rainfall during X-BAIU-01 Importance of a vertical profile of water vapor for numerical simulations-. Fifth International SRNWP-Workshop on Nonhydrostatic Modelling, 2003年10月.

国内 42報

- ・川野哲也・花田博之・吉崎正憲・加藤輝之・田中恵信・X-BAIU-01観測グループ: X-BAIU-01 期間中に九州南部地方を通過したメソスケール対流システムの構造と発達過程. 日本気 象学会,2003年春季大会講演予稿集,183,2003年5月.
- ・村上正隆・森一正・折笠成宏・黒岩博司・民田晴也: 航空機による梅雨前線に伴う降水雲の内

部構造観測(2). 日本気象学会, 2003 年春季大会講演予稿集, 184, 2003 年 5 月.

- ・吉崎正憲・加藤輝之・永戸久喜・林修吾・笹岡雅宏・山内洋・村上正隆・折笠成宏・川野哲也 ・鈴木賢士・上田博・坪木和久・民田晴也・小林文明・黒岩博司・亀井秋秀・WMO-03 観測グル ープ:冬季日本海メソ対流系観測-2003(WMO-03)の概況報告.日本気象学会,2003 年春季大会 講演予稿集,221,2003 年 5 月.
- ・吉崎正憲・加藤輝之・永戸久喜:WMO-01(冬季日本海メソ対流系観測-2001)期間の日本海の 熱・水蒸気収支(2).日本気象学会,2003年春季大会講演予稿集,222,2003年5月.
- ・永戸久喜・室井ちあし・林修吾・石田純一・荒波恒平・加藤輝之・吉崎正憲・松尾敬世:日本 海寒帯気団収束帯状に発生する帯状雲の高解像度・広領域数値シミュレーション.日本気象学 会,2003 年春季大会講演予稿集,223,2003 年 5 月.
- ・石渡宏臣・小林文明・WMO-02 観測グループ:2002 年1月28日から29日にかけて発生したメソ β渦の形成過程.日本気象学会,2003 年春季大会講演予稿集,224,2003 年5月.
- Maki, M., K. Iwanami, R. Misumi, Sang-Goon Park, M. Suto, T. Maesaka, M. Katsumata, and D. Hashimoto: Detection and tracking of Typhoon 0115 center from dual Doppler radar measurements. IUGG2003, 2003年7月.
- Ogata, S.: Multi-wavelength radar observation winter time thnder cluds related to the polarity of the lightning discharges. IUGG2003, 2003年7月.
- Murakami, M., N. Orikasa, H. Horie, H. Kuroiwa, and H. Minda: Development of convectively mixed layer and cloud formation in it observed by an instrumented aircraft. IUGG2003, 2003年7月.
- Muroi, C.: High resolution regional atmospheric simulation of Non-hydrosttic model on the Earth Simulator. IUGG2003, 2003年7月.
- •Yoshizaki, M., T. Kato, C. Muroi, H. Eito, S. Hayashi, and CREST observation Group: Reviews of field observations on mesoscale convective systems over East China Sea and Kyushu in the Baiu Season and over the Japan Sea in winter. IUGG2003, 2003年7月.
- Kato, T.: Structure of a cold front inducing a heavy rainfall during X-BAIU-99. IUGG2003, 2003年7月.
- Eito, H., C. Muroi, S. Hayashi, J. Ishida, K. Aranami, T. Kato, M. Yoshizaki, and T. Matsuo: A high-resolution wide-range numerical simulation of cloud bands associated with the Japan Sea Polar-air mass convergence zone (JPCZ) in winter using a non-hydrostatic model on the Earth Simulator. IUGG2003, 2003年7月.
- ・吉崎正憲:戦略的創造研究「メソ対流系の構造と発生・発達のメカニズムの解明」の総括.科 学技術振興事業団,2003年夏の研究集会「メソ対流系」,2003年8月.
- ・加藤輝之・X-BAIU-99観測グループ:1999年6月29日福岡で豪雨をもたらした寒冷前線内の降水 セルの発達高度を決定する要因.科学技術振興事業団,2003年夏の研究集会「メソ対流系」,2003 年8月.
- ・中井専人・中村健治・民田晴也・瀬古弘: X-BAIU99における衰弱期クラウド・クラスターのTRMM –航空機ドロップゾンデ同期観測.科学技術振興事業団,2003年夏の研究集会「メソ対流 系」,2003年8月.
- ・川野哲也・花田博之・吉崎正憲・加藤輝之・田中恵信・X-BAIU-01観測グループ: X-BAIU-01期 間中に九州南部地方を通過したメソ対流系の構造と発達過程. 科学技術振興事業団,2003年 夏の研究集会「メソ対流系」,2003年8月.
- ・川口和哉・川野哲也・吉崎正憲・加藤輝之・X-BAIU-01観測グループ:梅雨期九州近海上にお けるメソ対流系の形態と発生機構.科学技術振興事業団,2003年夏の研究集会「メソ対流 系」,2003年8月.
- ・手柴充博・柴垣佳明・橋口浩之・梅本泰子・深尾昌一郎・清水収司・田中恵信・ X-BAIU-02観

測グループ:線状降水帯とそれに先行するメソ前線の構造.科学技術振興事業団,2003年夏の研究集会「メソ対流系」,2003年8月.

- ・梅本泰子・手柴充博・柴垣佳明・橋口浩之・清水収司・田中恵信・山中大学・X-BAIU-02 観測グループ: 甑島ラインの発生・維持機構に関する研究. 科学技術振興事業団, 2003年 夏の研究集会「メソ対流系」, 2003年8月.
- ・鈴木賢士・川野哲也・吉崎正憲・X-BAIU-02観測グループ:X-BAIU-02期間中に観測された電気 的活動.科学技術振興事業団,2003年夏の研究集会「メソ対流系」,2003年8月.
- ・上田博:吉崎CRESTに対する名大HyARCの貢献-観測データ解析と数値モデルを併用した研究手 法の確立-. 科学技術振興事業団,2003年夏の研究集会「メソ対流系」,2003年8月.
- ・茂木耕作:梅雨観測における貢献〜梅雨期の東シナ海とはどのような領域なのか〜.科学技術 振興事業団,2003年夏の研究集会「メソ対流系」,2003年8月.
- ・中村綾子:降水セルから見た甑島ラインの形成過程.科学技術振興事業団,2003年夏の研究集 会「メソ対流系」,2003年8月.
- ・大東忠保:降雪雲観測における貢献〜海岸付近における降雪強化過程〜.科学技術振興事業 団,2003年夏の研究集会「メソ対流系」,2003年8月.
- ・清水健作:単一のセルからのTモード降雪バンド形成過程.科学技術振興事業団,2003年夏の研 究集会「メソ対流系」,2003年8月.
- ・柴垣佳明・手柴充博・橋口浩之・梅本泰子・荒木孝輔・小林文明・永戸久喜・吉崎正憲・X-BAIU ・WMO観測グループ:ウインドプロファイラ観測に基づいたメソスケール気象擾乱の研究. 科 学技術振興事業団,2003年夏の研究集会「メソ対流系」,2003年8月.
- ・荒木孝輔・柴垣佳明・手柴充博・橋口浩之・梅本泰子・永戸久喜・吉崎正憲・X-BAIU-02観測 グループ:X-BAIU-02観測期間中の降水システムの特徴.科学技術振興事業団,2003年夏の研 究集会「メソ対流系」,2003年8月.
- ・黒岩博司・大野裕一・大崎祐次・亀井秋秀・堀江宏昭・岡本創:航空機搭載雲レーダ(SPIDER)の観測結果まとめ.科学技術振興事業団,2003年夏の研究集会「メソ対流系」,2003年8月
- ・花土弘・佐藤晋介・中川勝広:航空機搭載降雨レーダ(CAMPR)の観測結果.科学技術振興事業 団,2003年夏の研究集会「メソ対流系」,2003年8月.
- ・金井秀元・新野宏:1999年10月27日に関東地方に大雪をもたらした低気圧~PV inversionを用いた診断的解析~. 科学技術振興事業団,2003年夏の研究集会「メソ対流系」,2003年8月
- ・柳瀬亘・新野宏:積雲対流と傾圧不安定の相互作用が関わる低気圧の数値実験.科学技術振 興事業団,2003年夏の研究集会「メソ対流系」,2003年8月.
- ・村上正隆・折笠成宏・高山陽三・黒岩博司・亀井秋秀・民田晴也:航空機により観測された寒 気吹き出し前面に発生した帯状降雪雲の内部構造.科学技術振興事業団,2003年夏の研究集 会「メソ対流系」,2003年8月.
- ・永戸久喜・室井ちあし・林修吾・加藤輝之・吉崎正憲:WMO-03期間中に観測された,寒冷渦の影響を受けて発達した帯状雲の高解像度数値シミュレーション.科学技術振興事業団,2003年夏の研究集会「メソ対流系」,2003年8月.
- ・渡邊明:内陸筋状雲の形成について.科学技術振興事業団,2003年夏の研究集会「メソ対 流系」,2003年8月.
- ・川原靖広・川村隆一・岩波超・中井専人・真木雅之・朴相郡・三隅良平・楠研一・田中恵 信・WMO-01観測グループ:2001年1月新潟県上越地方海岸付近で発生・発達した帯状降雪 雲の構造.科学技術振興事業団,2003年夏の研究集会「メソ対流系」,2003年8月.
- ・小林文明:冬季北陸海岸におけるメソスケール擾乱の観測.科学技術振興事業団,2003年 夏の研究集会「メソ対流系」,2003年8月.
- ・石渡宏臣・小林文明:2002年1月28日から29日にかけてのメソスケール低気圧の解析. 科学技術振興事業団,2003年夏の研究集会「メソ対流系」,2003年8月.

- ・永戸久喜・室井ちあし・林修吾・加藤輝之・吉崎正憲:寒冷渦の影響を受けて発達した帯状雲の構造について、日本気象学会,2003 年秋季大会講演予稿集,165,2003 年 10 月.
- ・村上正隆・折笠成宏・黒岩博司・亀井秋秀・民田晴也:航空機による寒気吹き出し全面に形成 した帯状降雪雲の内部構造観測.日本気象学会,2003年秋季大会講演予稿集,167,2003年10 月.
- ・梅本泰子・手柴充博・柴垣佳明・橋口浩之・清水収司・田中恵信・山中大学・X-BAIU-02観測 グループ: 甑島ラインの発生・維持機構に関する研究. 日本気象学会,2003年秋季大会講演予 稿集,186,2003年10月
- ・加藤輝之・X-BAIU-99観測グループ:1999年6月29日福岡で豪雨をもたらした寒冷前線と下層ジェットの強化機構-その3:前線内の降水セルの発達高度を決定する要因.日本気象学会,2003 年秋季大会講演予稿集,188,2003年10月

#### ②ポスター発表 (国内 36件,海外 1件)

(H10) 0報

(H11)

海外 0報

国内 4報

- ・水野孝則・奈良税・ 啓風丸観測員・新野宏・1999年7月1日東シナ海上で発生した竜巻とその 親雲について: 日本気象学会,1999年秋季大会講演予稿集,284,1999年11月.
- ・花土弘・中川勝広・X-BAIU-99観測グループ,1999年東シナ海・九州梅雨観測(X-BAIU-99):航空機搭載降雨レーダー(CAMPR)観測実験:日本気象学会,1999年秋季大会講演予稿集,299,1999年11月.
- ・茂木耕作・上田博・篠田太郎・尾崎尚則・山田広幸・前坂剛・X-BAIU-99観測グループ: X-BAIU-99 期間中に吹上沖の海域で見られた海洋性降水雲の特徴,日本気象学会,1999年秋季大会講演予 稿集,300,1999年11月.
- ・山本尉太・吉田大輔・高村民雄・航空機搭載マイクロ波放射計による可降水量,雲水量推定:日本気象学会,1999年秋季大会講演予稿集,301,1999年11月.
  - (H12)

海外 0報

国内 2報

- ・加藤輝之・X-BAIU-99観測グループ:1999年6月29日福岡で豪雨をもたらした寒冷前線と下層ジェットの強化機構 その2:前線を構成するメソ対流系と前線内の降水セルの発達高度,日本 気象学会,2000年春季大会講演予稿集,77,277,2000年5月.
- ・茂木耕作・上田博・篠田太郎・前坂剛・山田広幸・尾崎尚則・加藤輝之・吉崎正憲・清水収司 ・X-BAIU-99観測グループ: X-BAIU-99期間中に見られた2本の線状降水域が併合する降水シ ステムの構造と発達過程,日本気象学会,2000年春季大会講演予稿集,77,281,2000年5月.

(H13)

海外 0報

国内 5報

- ・佐藤晋介・花土弘・中川勝広・井口俊夫・中村健治・吉崎正憲・WMO-01観測グループ: 航空機 搭載レーダによる冬季日本海上の対流雲の観測.日本気象学会,2001年春季大会講演予稿 集,278,2001年5月.
- ・花土弘・佐藤晋介・中川勝広・堀江宏昭・岡本創・井口俊夫・中村健治・吉崎正憲・WMO-01観

測グループ:航空機搭載降雨レーダによる冬季日本海上の降雪雲の偏波観測.日本気象学 会,2001年春季大会講演予稿集,279,2001年5月.

- ・渡辺明・冬季日本海メソ対流系観測グループ:内陸筋状雲による降雪機構.日本気象学会,2001 年春季大会講演予稿集,280,2001年5月.
- ・手柴充博・柴垣佳明・橋口浩之・深尾昌一郎・清水収司・田中恵信・永戸久喜・吉崎正憲・X-BAIU-99 観測グループ.日本気象学会,2001年春季大会講演予稿集,351,2001年5月.
- ・吉原華子・藤吉康志・川島正行・猪上淳・新井健一郎・大石英子・長浜則夫・山田広幸・耿驃 ・WMO-01観測グループ:冬季日本海メソ対流系観測(WMO-01)で観測されたバンド状降雪雲の 発達.日本気象学会,2001年秋季大会講演予稿集,324,2001年10月.
  - (H14)

海外 0報

国内 13報

- ・林修吾・吉崎正憲・加藤輝之・永戸久喜・WMO-01観測グループ:2001年1月27日に日本海を通 過した小低気圧(その2)-その発生・発達機構の解明-.日本気象学会,2002年春季大会講演予 稿集,352,2002年5月.
- ・川野哲也・田中達也・吉崎正憲・加藤輝之・永戸久喜・田中恵信・楠研一・WMO-01観測グループ: WMO-01期間中に新潟県上越地方沿岸で観測された降雪バンドの発達過程. 日本気象学会,2002年春季大会講演予稿集,353,2002年5月.
- ・川原靖広・岩波越・真木雅之・朴相郡・三隅良平・楠研一・川村隆一・WMO-01観測グループ:2001 年1月14-15日上越地方の収束線状に発達した降雪雲の発達過程.日本気象学会,2002年春季大 会講演予稿集,354,2002年5月.
- ・堀江宏昭・黒岩博司・大野裕一・村上正隆・折笠成宏・民田晴也・WMO-02観測グループ: 航空 機搭載雲レーダにおける雲観測-WMO02観測データの速報-.日本気象学会,2002年春季大会講 演予稿集,451,2002年5月.
- ・荒木孝輔・柴垣佳明・手柴充博・橋口浩之・梅本泰子・永戸久喜・吉崎正憲・今井克之・X-BAIU-02 観測グループ:ウインドプロファイラー観測に基づいた梅雨前線近傍の風速変化と降水システ ムの特徴.日本気象学会,2002年秋季大会講演予稿集,348,2002年10月.
- ・手柴充博・柴垣佳明・橋口浩之・深尾昌一郎・今井克之・吉崎正憲・X-BAIU-02観測グループ: メソスケール低気圧に伴う線状降水帯の内部構造.日本気象学会,2002年秋季大会講演予稿 集,351,2002年10月.
- Teshiba, M., Y. Shibagaki, H. Hashiguchi, S. Fukao, S. Shimizu, H. Eito, Y. Tanaka, M. Yoshizaki, and X-BAIU-99 Observation group: Study on mesoscale convective systems near the Baiu front caused by mountains in Kyushu area, Japan. Japan Science and Technology Corporation, International Conference on Mesoscale Convective Systems and Heavy Rainfall/Snowfall in East Asia, 212-214,2002年10月.
- Ohigashi, T., and K. Tsuboki: Structure and maintenance process of stationary snowfall system along coast in the Hokuriku District, Japan. Japan Science and Technology Corporation, International Conference on Mesoscale Convective Systems and Heavy Rainfall/Snowfall in East Asia, 392-397,2002年10月.
- Yoshihara, H., M. Kawashima, Y. Fujiyoshi, and WMO-01 group: A Doppler radar study on the successive development of snowbands in the Japan Sea coastal region. Japan Science and Technology Corporation, International Conference on Mesoscale Convective Systems and Heavy Rainfall/Snowfall in East Asia, 402-406, 2002年10月.
- Hayashi, S., M. Yoshizaki, T. Kato, and CREST observation group: Observational and numerical studies of a polar low formed over the Japan Sea on 27 January 2001. Japan

Science and Technology Corporation, International Conference on Mesoscale Convective Systems and Heavy Rainfall/Snowfall in East Asia, 407-410, 2002年10月.

- Kobayashi, F.: Tornadoes with snowclouds. Japan Science and Technology Corporation, International Conference on Mesoscale Convective Systems and Heavy Rainfall/Snowfall in East Asia, 411-415, 2002年10月.
- Inoue, J., M. Kawashima, Y. Fujiyoshi, and M. Yoshizaki: Air mass transformation over the Sea of Japan during cold-air outbreaks revealed by aircraft observations. Japan Science and Technology Corporation, International Conference on Mesoscale Convective Systems and Heavy Rainfall/Snowfall in East Asia, 422-426, 2002年10月.
- Eito, H., T. Kato, and M. Yoshizaki: Structure and maintenance mechanizm of the snowband on the southern coastal area of Sea of Japan on 16 January 2001. Japan Science and Technology Corporation, International Conference on Mesoscale Convective Systems and Heavy Rainfall/Snowfall in East Asia, 427-430, 2002年10月.

#### (H15)

海外 1報

• Umemoto, Y., M. Teshiba, H. Hashiguchi, Y. Shibagaki, M. Yamanaka, X-BAIU-02 observation Group: Boundary layer radar observations of Baiu-frontal mesoscale convective systems in the leeward side of small islands(Koshikijima lines). 10<sup>th</sup> International Workshop on Techincal and Scientific Aspects fo MST Radar, Piura, Peru, 2003年5月.

国内 12報

- ・荒木孝輔・柴垣佳明・手柴充博・橋口浩之・梅本泰子・永戸久喜・吉崎正憲 X-BAIU-02観測 グループ:ウインドプロファイラー観測に基づいた梅雨前線 近傍の降水システムの特徴. 日本気象学会,2003年春季大会講演予稿集,271,2003年5月.
- ・森一正・村上正隆・折笠成宏・黒岩博司・民田晴也:梅雨前線に伴うMCSの航空機観測-X-BAIU02:2002年6月28日の事例(序報).日本気象学会,2003年春季大会講演予稿集,273, 2003年5月.
- ・中村綾子・上田博・吉崎正憲・田中恵信・清水収司・X-BAIU-02観測グループ:降水セルか ら見た甑島北東側で観測された線状降水系の特徴-2002年7月1日09~13時の事例-. 日 本気象学会,2003年春季大会講演予稿集,274,2003年5月.
- ・鈴木賢士・川野哲也・吉崎正憲X-BAIU-02観測グループ: X-BAIU-02観測期間中に観測され た雨滴電荷分布について、日本気象学会,2003年春季大会講演予稿集,450,2003年5月.
- ・田上浩孝・新野宏:2001年の梅雨前線上を通過した擾乱の解析.日本気象学会,2003年春季 大会講演予稿集,452,2003年5月.
- Umemoto, Y., H. Teshiba, Y. Shibagaki, H. Hashiguchi, M. Yamanaka: Baiu-frontal mesoscale convective systems in the leeward side of small islands (Koshikijima lines) observed with a boundary layer radar and rawin sondes. IUGG2003, 2003年7月.
- Hayashi, S., M. Yoshizaki, T. Kato, and H. Eito: Observational and numerical studies of a polar low formed over the Japan Sea on 27 January 2001. IUGG2003, 2003年7月.
- •Kobayashi, F.: Winter tornadoes over the Japan Sea. IUGG2003, 2003年7月.
- ・折笠成宏・村上正隆・森一正・黒岩博司・民田晴也:X-BAIU02期間の航空機で得られたAnvil の微物理観測.日本気象学会,2003年秋季大会講演予稿集,340,2003年10月.
- ・森一正:梅雨前線に伴うMCSの航空機観測-X-BAIU02:2002年6月28日の事例(雲物理構造)-.
  日本気象学会,2003年秋季大会講演予稿集,341,2003年10月.
- ・大泉三津夫・平井雅之: MRI/JMA-SiBでの濡れ雪アルベドのインパクト.日本気象学会, 2003

年秋季大会講演予稿集,367,2003年10月.

・石渡宏臣・小林文明・WMO-02観測グループ:冬季日本海で発生するメソスケール渦に伴う突風の構造.日本気象学会,2003年秋季大会講演予稿集,412,2003年10月.

(3)特許出願(国内 0件,海外 0件)なし

#### (4)新聞報道等

①新聞報道

(H11)

•X-BAIU-99の時,南九州新聞から取材があり掲載された.また,NHKから取材され放送された. (H12)

・WMO-01の時,地元の新聞社から電話取材があったが掲載されたかどうかは不明.また,新潟県 青海町役場発行の広報おうみに掲載された.

(H14)

・WMO-03の時、福井新聞社から取材を受けたが掲載されたかどうかは不明.

(H15)

・常陽新聞 ふしぎを追って-研究室の扉を開く-集中豪雨(1) 2003年10月22日

・常陽新聞 ふしぎを追って-研究室の扉を開く-集中豪雨(2) 2003年10月29日

・常陽新聞 ふしぎを追って-研究室の扉を開く-集中豪雨(3) 2003年11月5日

②受賞

・気象研究所表彰 2002年2月 予報研究部メソ数値モデル高度化研究グループ

・気象庁表彰 2002年6月 気象研究所メソ数値モデルの高度化研究グループ ③その他

(5) その他特記事項 なし

## 7.結び

#### 7.1 研究の目標等から見た達成度

本研究では,MCSsの構造および発生・発達のメカニズムを解明する事を目的として, 東シナ海・九州の梅雨期と日本海の冬季の二つを対象期間に,野外観測・解析・数値実 験を有機的に結合した研究を行った.野外観測は,機動的な航空機とドップラーレーダ ー・高層ゾンデ・気象観測船などの地上観測網を組み合わせて,組織的に総合的な観測 を行った.数値実験ではNHMを用いて,野外観測の結果との比較等を行った.そうして, 日本域のMCSsの構造や発生・発達のメカニズム,およびMCSsの形態とその周りの環境場 (中間規模擾乱などの場)との関係を明らかにした.したがって,本研究において当初 予定していた目標はほぼ達成されたといえる.ただし,研究項目の(1)で謳った"メソ観 測システムの構築"に関しては,本研究で境界層レーダーと気温分布測定マイクロ波放 射計を整備したが,残念ながら測器のトラブル等により同時観測は行えなかった.その 点本研究はまだ不十分であるが,本研究の完成度は95%ぐらいであるといえる.

#### 7.2 得られた成果の意義等の自己評価

研究の対象(野外観測)領域を日本周辺に限定したが,梅雨期の東シナ海・九州と冬季の日本海は対流活動が世界的にも活発な領域であって,その領域は熱源・水蒸気のシンクとして地球規模のエネルギー循環・水循環にとっても重要である.本研究においてその領域で発生・発達する擾乱を野外観測・解析して数kmの水平解像度による数値実験を行いメソ対流系のメカニズムを明らかにしようとしたことは,新しい試みであり世界的にもユニークなことである.特に気象観測船や航空機等によって(海上の)擾乱を詳細に観測したことや,細かい水平解像度でメソ対流系の動態まで再現したことは,メソ対流系の研究においてその理解を飛躍的に増大させ大きなブレークスルーとなった.

また本研究の野外観測はまさにNHMの開発と密接に結びついていて,気象庁のこれからのNHMの業務・現業化に大いに役に立つことになる.

したがって,本研究の自己評価をS,A,B,Cの4段階で評価すると,まだ十分とは言えないが, "S"であると考えている.

#### 7.3 今後の研究の展開

今後の研究の展開として,野外観測に関しては一つにメソ観測システムの構築がある. メソ対流系のリモートセンシングでの実況監視は地上からと衛星からとで行うことがで きるが,ここでは主に地上からの実況監視について述べる.従来の高層ゾンデによる観 測もあるが,これには時間と労力がかかり落下事故の心配がある上,データを時間的に 密に取得することができないのであまり将来性はない.そういう問題のないものとして, 境界層レーダー(風),ドップラーレーダー(降水量,風),マイクロ放射計(温度,水 蒸気量),GPS(可降水量)等の地上からのリモートセンシングによる観測システムがあ る.測器のあとの括弧はそれによって測られる気象要素である.今後こうした地上から のメソ観測システムの構築は,衛星を利用した観測システムの構築とともにメソ対流系 の実況監視にとって重要である.またこうした測器を使って観測されたデータは NHM の 四次元データ同化システムの開発などを通して,NHM による予測向上に結びつく.

二つに,航空機や無人観測機(エアロゾンデ)や高速船等を使った機動観測がある. これまでの地上からの観測はドップラーレーダー網や境界層レーダー網など定住型の地 上ネットワークを用いたものであったが,機動観測とは通常は待機していて必要な時に 必要な領域だけを観測しようというやり方である.こちらの方が対費用で言えば効率的 である.総観規模擾乱に関してはアメリカやヨーロッパではそうした試みがなされてい て,国際プロジェクトTHORPEX(観測システム研究予測可能性実験)も予定されている. 機動観測はこれからの観測体制を考える上で重要になってくると考えられる.

数値モデルに関しては,本プロジェクトでの観測データとNHMの計算結果を組み合わせ た研究は大きな成果であった.さらにこれを発展させるには,やはりNHMの高解像度化と 物理過程等の高度化が必要である.メソ対流系は対流セル(=積乱雲)により組織化さ れており,対流セルの水平スケールが数kmであることから,それをNHMで解像するために は水平格子を500m以下にする必要があるだろう.その一方,鉛直方向の解像度について はあまり調べられていない.物理過程に関しては,雲物理過程や境界層過程等について の詳細な研究が求められている.またNHMの4次元データ同化の開発もこれからである. メソ対流系の予測向上のためにはNHMの高度化を始め,まだやるべき課題が山積している.

メソ対流系のメカニズム解明という点については、NHMの計算結果と観測データを組み 合わせることで多数の成果を既に得ているが、WMO-02などのように観測データを得てか ら研究をまとめるのに十分な時間がない場合や観測とNHMを用いた解析とを平行して行 わなければならなかった場合など解析が進んでいないものも少なくない.よって、これ からも本プロジェクトに関わる研究成果が多数発表されるものと期待できる.また、本 プロジェクトで得られた観測データは貴重な資料として、今後多様な研究に用いられる ことだろう.

## 7.4 研究代表者としてのプロジェクト運営(研究費の使い方,チーム全体の研究遂行, 若手研究者の育成等)

研究費に関しては,航空機のチャーター料に多くの経費がかかるために,毎年の予算 は航空機観測グループとほかのグループとでほぼ等分した.したがって,航空機観測グ ループは毎年大きな予算を使うことになったが,3.2の研究成果にあるように,これま でほとんど観測されてこなかった海上のメソ対流系を機動的に観測できたということで 有効な支出であったと思う.

あとの半分の予算については,地上観測と解析・数値モデルの研究グループの費用として,私が主に管理した.また,私が所属する気象研究所予報研究部第1研究室のメンバーがいろいろな面で補佐をしてくれた.

予報研究部第1研究室では野外観測に関するさまざまな決定を行い,NHM の開発・改 良と観測支援を目的としたNHM の予報実験を行った.X-BAIU-99 を除いて,1日2回野 外観測エリアを中心に5km 水平分解能のNHM(5km-NHM)を使った計算結果を,プロジェ クトのWWW サイトに自動的に転送して観測サイトでインターネットを通じて閲覧できる ようにした(観測参加者のみ).この結果,こうした情報は観測体制や飛行機の運行計画 を立案するのに大いに役立った.

このプロジェクトでは,野外観測に多くの若手研究者に参加してもらってメソ対流系 が観測された現場を経験してもらい,また NHM に関心のある若手研究者を気象研究所に 呼んで NHM の講習会等を企画するなどして若手研究者の育成にも努めた.これによって, 東京大学,名古屋大学,京都大学,九州大学等の若手研究者が NHM を使った研究を推進 できるようになった.しかし,本研究では野外観測に係わる運搬費や旅費等に多大な経 費がかかったために,ポストドク等の若手研究者を雇うことはできなかった.

#### 7.5 戦略的創造研究推進事業に対する意見・要望

本研究はファンドが大きく研究期間も長く非常に研究しやすかった.単年度方式では あったが、前年度から高層ゾンデなどの消耗品を買って準備することができて、非常に 助かった.また予算項目についても少々の項目変更は認めてもらえて、非常にありがた かった.したがって、ほかの研究費に比べて、予算は非常に使いやすかったと思う.こ れまでの我々の研究に対する支援・協力に感謝するとともに、これからも研究に対して 科学技術振興機構の柔軟な対応を期待したい.このプロジェクトでは観測、数値モデル の実行、解析を全てこなさないと評価の高い研究にはならない.そういった理由で、メ ソ対流系のメカニズム解明には相当な労力と時間を必要とするため、論文といった印刷 物での成果は現在のところ多いとは言い難い.しかし、ここ数年の内に、このプロジェ クトに関する論文が多数発表されると思われるので、是非期待してもらいたい.

## 7.6 観測の風景

いくつかのスナップ写真を並べてみる.





X-BAIU-99 における長島での放球.



X-BAIU-99における川内サイトにおけるドップラーレーダー(左)と境界層レーダー(右).



長島から見た甑島ラインの様子



長島における観測シーン.



長島の宿舎から見た夕焼けとサイトの様子.



X-BAIU-02 長崎における境界層レーダー準備状況(左)および福江測候所(右).



WMO-01における上越での放球シーン.



上越における雪に埋もれる境界層レーダーとドップラーレーダー.



WMO-02における三国における高層ゾンデ観測の様子と準備中のGⅡ.



WMO-03において大雪になった福井市の中心部(左)と名大レーダー(右).

次に研究会や国際会議の集合写真を見せる.



2001 年夏, 札幌・夏の研究集会(北大低温研講堂).



2002 年秋, 東京・ICMCS の国際会議(品川・コクヨホール).



2003 年夏,奥飛騨・夏の研究集会(岐阜県上宝村観光会館).

最後に、本研究では科学技術振興機構(旧名:科学技術振興事業団)および研究事務 所に大いにお世話になった.中でも2001年1-2月に(結局時間切れでロシア領内だけ を飛ぶこととなったが)ロシア機を日本国内まで飛ばすためのロシアと日本の外務省と のやりとり、2002年夏に境界層レーダーが雷で壊れた際の保険適用に関する補償交渉等 (一千万円ぐらいの修理代が必要であったが満額認められた),科学技術振興機構および 研究事務所にはそれぞれ的確に対応していただいた.このようなことが起こるともとも との計画や処理が悪いということで我々が叱られるのが普通であるが,科学技術振興機 構や研究事務所には我々の観点から一緒に悩みや苦しみを共有していただいた.本当に 心より感謝したい.

また本研究を遂行する上で、戦略的創造研究に参加していただいたメンバーおよび協力していただいた気象庁(本庁・管区気象台・地方気象台・海洋気象台・気象観測船) ・研究機関・大学等にも大いに感謝したい.彼らの参加や協力なくしてはこれほどの成 果は出なかっただろう.また本研究を通じて多くの友人を得ることができた.大きな事 故や事件もなく無事本研究を終わることができて、実に楽しい5年間を過ごさせていた だいたのも、こうした方々の力であったという気持ちである.

そして本研究を大いに推進してくれた気象研究所の方々,中でも予報研究部第一研究 室のメンバーにも心より感謝したい.本研究の大きな成果である,野外観測と数値モデ ルとの比較は主に第一研究室で行われたものである.彼らなくしては本研究の目的は遂 行できなかったと思っている.元第一研究室メンバーであった斉藤和雄氏(気象庁数値 予報課),瀬古弘氏(気象研究所予報研究部第二研究室)を含めて,第一研究室メンバー に重ねて感謝したい.



気象研究所予報研究部第1研究室メンバー(2003年9月).