

リモートセンシングによるメソ対流系へのアプローチ

吉 崎 正 憲

日本では梅雨前線、低気圧、台風などに伴って、しばしば洪水を引き起こすような大雨が降る。大雨の多くの場合、1つの積乱雲が雨を降らせ続けるのではなくて複数の積乱雲が組織的に発生・発達するような構造となる。こうした積乱雲群は通常100 km ぐらいの広がりで数時間持続して、メソ対流系と呼ばれる¹⁾。メソ対流系はさまざまの形態をとるが、図1左にある降水系2の線状の降水系もそのひとつである。

気象擾乱の実態を知りその予報を行うには、風（東西風、南北風、鉛直風）、気温、湿度、気圧、降水強度などの気象要素を3次元的に過去から現在までにわたって知る必要がある。そのため、気象庁は高層ゾンデのルーチン観測を、たとえば九州では3地点（福岡、鹿児島、名瀬）で12時間ごと（風だけは6時間ごと）に行っている。しかし、メソ対流系を把握するには、従来の高層ゾンデ観測網では空間的にも時間的にも粗すぎて不十分である。それに対して、時間的に連続して観測できるリモートセンシングは有効と思われる。ここでは、メソ対流系を観測するために利用できるリモートセンシングと得られた観測データを取り込む数値予報モデルについて簡単に紹介する。

1. リモートセンシングによる観測

1.1 気象レーダー：降水量と風を測る

気象レーダーは数cmの波長の電波をビーム状にアンテナから発射して大気中にある降水粒子から反射される電波を捉える²⁾。図2は気象レーダーによる雨雲の観測の様子を示したものである³⁾。反射波の強さから降水の強さが、反射波の周波数変化からビーム方向の降水粒子の速度がわかる。両方の機能をもつレーダーをドップラーレーダーと

いう。

離れて置いた2台以上のドップラーレーダーから降水粒子を異なる方向から観測すると、降水粒子の2方向以上の動きがわかる。これから、水平方向には水平風、鉛直方向には大気の鉛直流に降水粒子の落下速度を合成した速度が測れる。一般に大気運動の3成分を求めるには、2つ以上のドップラー速度から水平風を求めて連続の式から鉛直流を求める。図1は梅雨期に九州南西部でみられた2つの線状メソ対流系の反射因子と風の分布である⁴⁾。メソ対流系の中にある積乱雲まで降水や流れの様子をみることができる。このように複数台使ったドップラーレーダー観測では数～10分ごとに降水域内の立体的な動態がわかり、今やメソ対流系の実態解明には欠かせないものである。

しかし、高価なドップラーレーダーを複数購入するには経費がかかりなかなかむずかしい。最近1台のドップラーレーダーと複数の（廉価な）リモート受信局からなるバイスタティック・ドップラーレーダー・ネットワークが開発された⁵⁾。この長所は、複数のドップラーレーダーを並べたものに相当する観測網を廉価に作れることである。また、目標の降水粒子を同時刻にいくつかの方向から観測できるので、変動が激しい積乱雲内の風も正確に求めることができる。

1.2 ウィンドプロファイラー・境界層レーダー：風を測る

ウィンドプロファイラーは、地上から真上および斜め上に向けて40～400 MHzの周波数でパルス的に電波を出して、大気の乱れなどからの反射波の周波数変化から風の鉛直分布を測定する⁶⁾。小さい周波数帯であれば、降水時にも降水粒子の落下速度と大気の鉛直速度の両方を測定することができる。しかし、装置は大規模であり対流圏下層は測れないなどの問題がある。近年小型で対流圏下層の風が

気象庁気象研究所（〒305-0052 つくば市長峰 1-1)
E-mail: myoshiza@mri-jma.go.jp

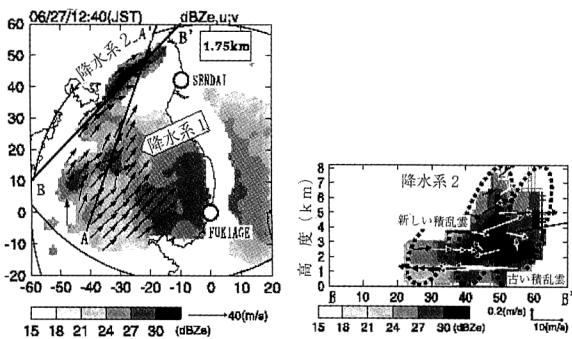


図1 1999年6月27日に鹿児島県西部の海上でみられた降水系の高度1.75 kmにおける、反射強度と地上に相対的な風の水平分布(左)とB-B'断面における反射因子と降水系に相対的な風の鉛直分布(右)。風は川内と吹上において2台のドップラーレーダーデータから求めた。

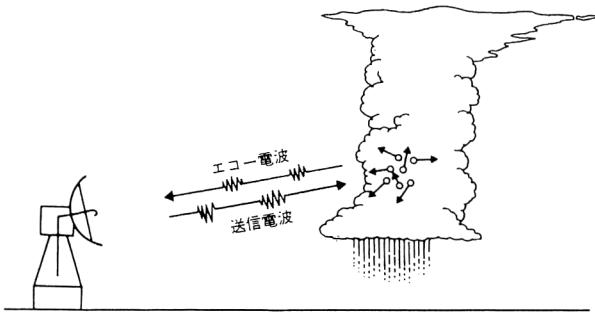


図2 気象レーダーによる雨雲の観測。送信パルスを送信して降水粒子で散乱されて返ってくる電波を受信する。反射波の強さから降水の強さがわかり、送信波と反射波の周波数の変化から降水粒子の送信方向の動きがわかる。

測れるような周波数1.3 GHz帯の境界層レーダーが開発された。図3は気象研にある境界層レーダーである。図4は、梅雨期に九州南西部を温暖前線が通過したときに境界層レーダーで観測された風の時間-高度断面図である⁷⁾。温暖前線は北西から南東に伸びていて、全体として東進した。ここで温暖前線が大きく変化しなかったと仮定すると、この図の横軸は東西とみなすことができる。これから、温暖前線の(東側)下では南寄りの風が吹き、前線の上には西風～南西風が吹き上げていたのがわかる。境界層レーダーは降水時により高まで観測できる。図4でときどき高い高度まで風の分布がみられるのは、温暖前線上に前線に平行にあった数本の降水バンドが通過したためである。このように、ドップラーレーダーとは異なる切り口であるが、境界層レーダーはメソ対流系の解明に大いに役に立つ。

1.3 マイクロ波放射計：気温と湿度を測る

気温や湿度の鉛直分布は大気の安定度(あるいは不安定度)を示して、積乱雲の発生条件などの重要な情報を与える。地上から上空の気温や湿度の鉛直分布を測る方法として、レーザー(ライダー)や音波を用いる場合もあるが、



図3 気象研にある2台の境界層レーダー。周波数は1357.5 MHzで、鉛直分解能が60～200 m、(分解能に依存するが)測定高度は120～6000 mの範囲である。

ここではマイクロ波放射計による方法を紹介する。図5は大気のマイクロ波域の吸収特性を示す⁸⁾。マイクロ波放射計は、酸素分子(60 GHz)と水蒸気(22.2 GHz)の吸収帯付近の大気からの放射スペクトルを20～75 GHz帯で観測してスペクトルの強さや広がりから気温、湿度、雲水量の鉛直分布を求める。この測器は大きさが大型カバンぐらいで可搬であり、取り扱いが簡単である。図6はつくばにおいて高層ゾンデとマイクロ波放射計で観測した気温と湿度の鉛直分布である⁹⁾。気温は両者で1～2度程度の差であって、また湿度もおおむね一致している。しかし、高層ゾンデに比べて、マイクロ波放射計で測った鉛直分布は滑らかであって、逆転層など細かい鉛直構造までみるのはむずかしい。

1.4 GPS：水蒸気量を測る

ある地点における衛星による連続観測は、(静止気象衛星のように)衛星が静止している場合と、地球を周回していても常に地上から複数の同質の衛星がみえる場合に可能である。ここでは、後者の例としてGPS衛星を取り上げる。GPSはもともと測地を目的とした軌道衛星システムであるが、観測されるGPS衛星と地上受信機との距離にはいろいろな誤差の他に大気による遅延がある(図7)。大気による遅延は、主に電離圏、乾燥大気(窒素や酸素)および水蒸気の存在により生じる。誤差や電離圏と乾燥大気による遅延量が評価できれば、逆に差し引きで大気中の水蒸気の鉛直積算量(気象学的には可降水量という)がわかる。こうして求めたGPS可降水量は、高層ゾンデ、マイクロ波放射計などで評価した可降水量とよく一致する。

さて、国土地理院は現在日本全国約1000点のGPS観測点を展開していて、水平分解能が数十kmと気象庁地上気象観測網(アメダス)並みの細かさである。この

水平風の時間 - 高度断面図

22-23 Jun 1999

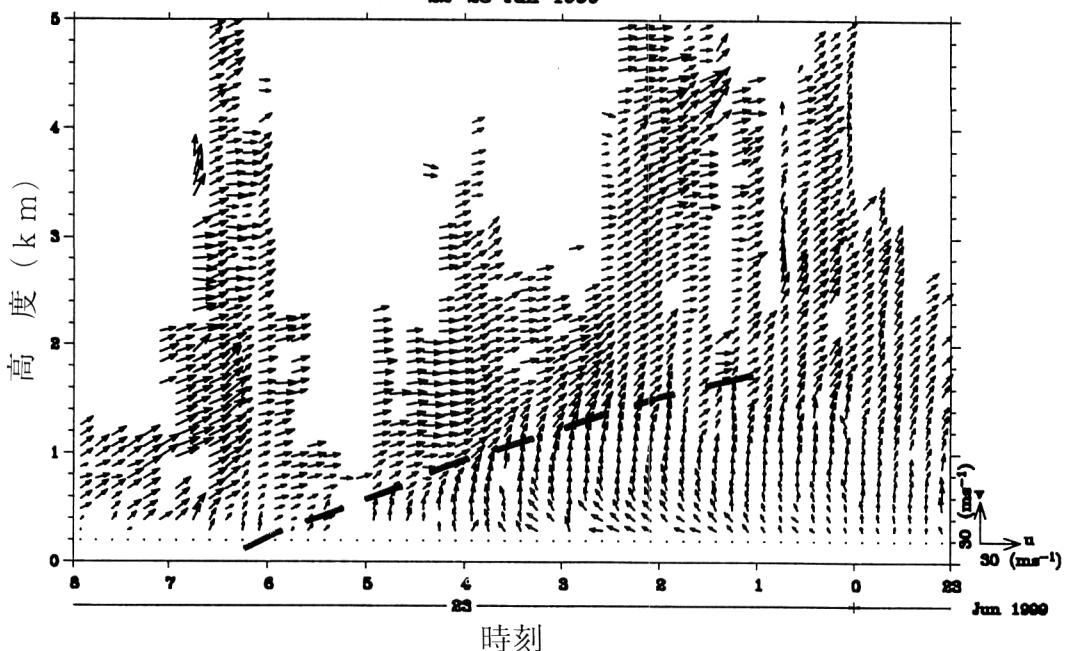


図4 鹿児島県長島町で境界層レーダーで観測した1999年6月22日23時～23日8時における水平風の時間-高度断面図。時間軸は右から左に向いている。上向きの矢印が南風を表す。破線は温帯前線を表す。

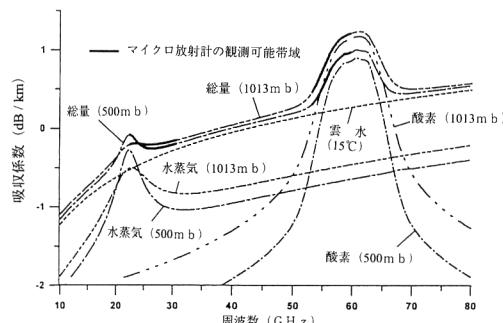


図5 大気のマイクロ波域の酸素、水蒸気、雲水による吸収特性。太い実線はマイクロ波放射計の測定域を示す。気圧によるスペクトルの広がりを示すために2つの高度における吸収線を示す。

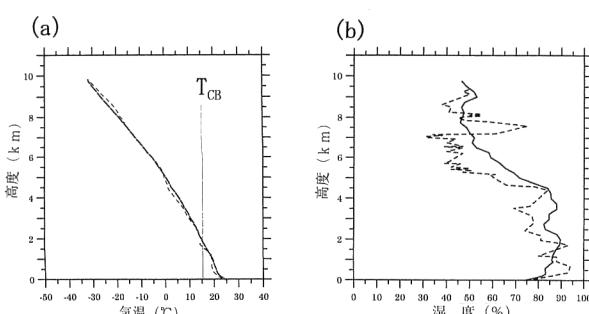


図6 1999年9月19日につくばでマイクロ波放射計(実線)と高層ゾンデ(破線)で観測された(a)気温と、(b)湿度の鉛直分布。(a)の T_{gb} は地上からの赤外放射計で観測した雲底温度を示す。

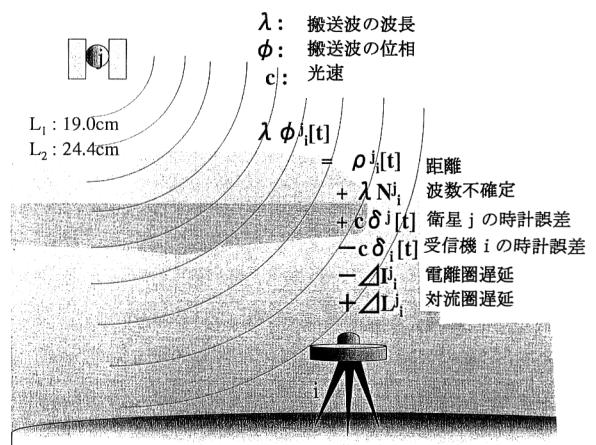


図7 GPS衛星 j と地上受信機 i との距離測定。観測される距離の中には、真の距離の他に誤差と大気による遅延によるものがある。

GPSデータを用いて、1999年6月29日に西日本で発生した豪雨について可降水量の水平分布を調べた(図8)¹⁰⁾。観測点の高度によって可降水量は変わるので、時間平均からのずれを示してある。可降水量が大きい領域は寒冷前線にあたり、そこでは雨量が多かった。また、島根県・山口県から鹿児島県北西部にかけて、寒冷前線の西側に可降水量の大きな勾配がみられ、前線の北西側では非常に乾燥していたことを示す。

国土地理院の密なGPS観測網のおかげで、陸上域の可降水量だけであるがメソ対流系のまわりの水平分布が詳し

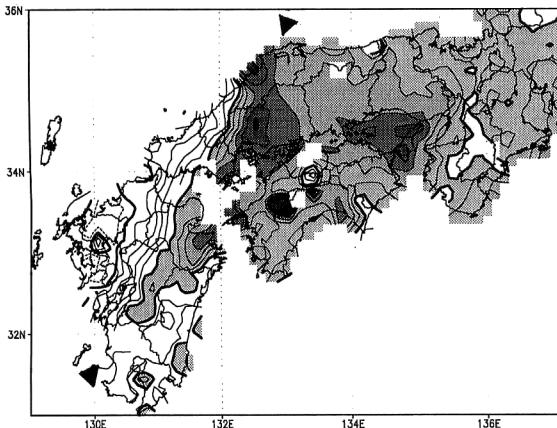


図8 1999年6月29日に西日本で発生した豪雨に関するGPS可降水量の水平分布。寒冷前線は図中の2つの黒い三角形を結んだ線上にある。

くわかるようになった。GPSの長所は降水域でも可降水量が精度よく求まることである。さらにGPSデータから3次元水蒸気分布を求めるアルゴリズムの開発が望まれる。

1.5 リモートセンシング観測網

上に述べたように、リモートセンシングでは高層ゾンデのようにいろいろな気象要素を同時に測れない。いくつかの測器を組み合わせて必要な気象要素を取得する必要がある。関東地方では、成田と羽田にドップラーレーダーがあり、また境界層レーダーが周辺を含めて5つ配置されようとしている。この地域では、大雨の実況を監視するのに理想的なリモートセンシング観測網ができつつある。

2. 数値予報モデル

2.1 リモートセンシングデータの取り込み

天気予報には、風など気象要素を支配する物理法則に基づいてプログラムされた数値予報モデルを用いるのが主流である。現在気象庁が現業で使っているものとして、全球モデル(GSM)と領域モデル(RSM)がある。高層ゾンデ、衛星、レーダーなどで世界各地で観測した気象要素データをモデルに取り込み(データ同化という)、モデルを時間積分して将来の気象を予測する。

しかし、数値予報モデルがあるからといって万能ではない。モデルを走らせるのに必要な初期値を全格子点にすべての気象要素についてどう与えるかは大きな問題である。現在のところ、GSMでは3次元の観測データを一定時間ごとにモデルの予報値と組み合わせてデータ同化を行っている(4次元データ同化という)¹¹⁾。これによって、西日本の天気が徐々に東日本に移動するといった大きなスケールの気象擾乱に関しては正しく予報できるようになった。

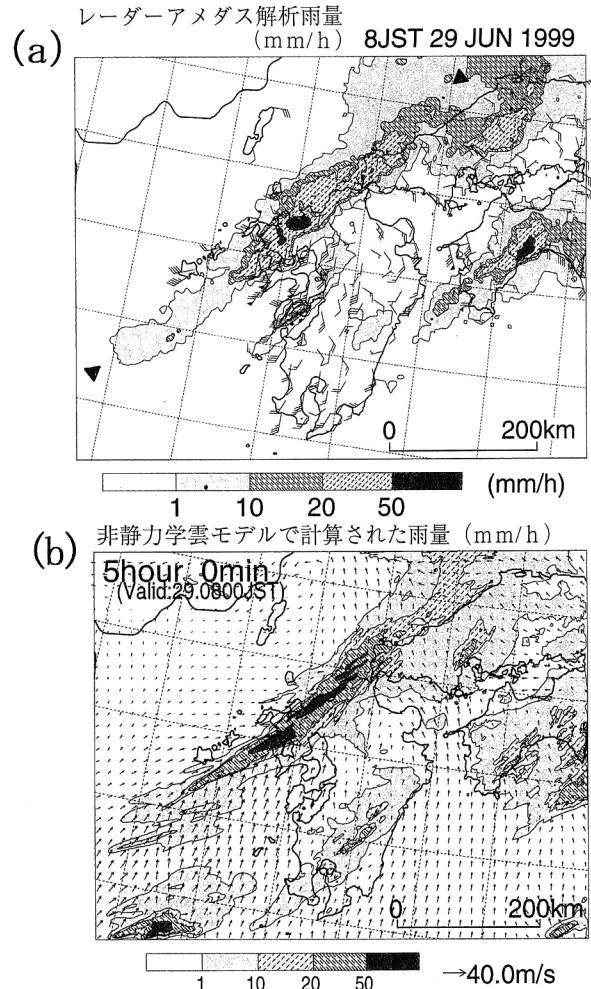


図9 1999年6月29日8時における(a)レーダーアメダス解析雨量と(b)NHMの降水量と地上風の水平分布。寒冷前線は(a)の2つの黒い三角形を結んだ線上にある。

しかしながら、メソ対流系のように小さくて変化の大きな現象になると、現状では不十分である。1章で紹介したような連続観測されるリモートセンシングのデータ同化が必要となる。気象要素を支配する物理法則を拘束条件として、さまざまな時刻の観測値とその時刻におけるモデルの予報値との差が最小になるように変分法で初期値を決める連続的な4次元データ同化が有望である。

2.2 非静力学雲モデル

数値予報において、どのくらいの水平解像のモデルを用いるかも大きな問題である。気象庁現業で使われているRSMは約20 kmの水平解像をもつが、積乱雲を個々に表現できないので、積乱雲の集団効果を表すようなスキームを使っている。しかし、メソ対流系の中にある積乱雲をモデルで表現してその動態を再現しようとすると、細かい水平解像と積乱雲の物理過程をもつ新しいモデルが必要となる。現在気象研ではRSMに埋め込んだ数kmスケールの水平解像をもつ非静力学雲モデル(NHMと書く)を開

発して、豪雨時にみられるメソ対流系の再現実験を行っている¹²⁾。

ここで、図8と同じ豪雨を例にモデルの結果を紹介する。まずレーダーアメダス解析雨量図（図9(a)）で実況をみると、寒冷前線の中で（積乱雲に相当する）強いエコーが複数の降水バンドを構成していた¹³⁾。粗い水平解像のRSMは寒冷前線の大まかな構造を再現したが、細かい降水バンドまではできなかつた（図略）。一方、NHMは降水バンドの線状構造をよく表して、また積乱雲が降水バンドの南西端や南側で発生してバンドの中で発達する様子も再現した（図9(b)）。さらに再現された降水強度は観測と比べてももっともらしい値であった。このように寒冷前線のような大きな擾乱場をRSMが的確に捉えれば、NHMは現実的なメソ対流系を再現することが明らかになった。

2.3 リモートセンシングに対する数値予報モデルからの期待

2章1節と2章2節で述べたように、数値モデルでメソ対流系スケールの現象を予報するには、まずRSM（あるいはGSM）によってメソ対流系の環境場をもっともらしく再現して次にNHMでより細かい構造を求めるやり方がひとつ的方法である。その場合RSMの予報精度をあげるために、1章5節で述べたものよりも広く（日本列島を）カバーするようなリモートセンシング観測網が必要である。大雨などの数値予報にとって、今やリモートセンシング技術の発展とその展開は不可欠なものになっている。

この原稿をまとめるにあたって、気象研究所の高山陽三氏、福田正人氏、瀬古弘氏にコメントをいただいた。また図3は福田氏から、図7は小司禎教氏から提供を受けた。心より感謝したい。

文 献

- 1) 吉崎正憲：“メソ対流系(I), (II)”, 天気, 46 (1999) 783-790, 833-841.
- 2) 大野久雄：“ドップラーレーダによるメソスケール擾乱の把握”, 天気, 40 (1993) 19-23.
- 3) 小倉義光：一般気象学, 第1版（東京大学出版会, 1984).
- 4) 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 (2000) p. 281.
- 5) 佐藤晋介：“バイオスタティック・ドップラーレーダー・ネットワーク”, 天気, 46 (1999) 697-699.
- 6) 深尾昌一郎：“Lバンドレーダによる境界層観測”, 天気, 40 (1993) 15-18.
- 7) 手柴充博, 柴垣佳明, 橋口浩之, 深尾昌一郎, 吉崎正憲, X-BAIU-99 観測グループ：“温暖前線に伴う雲バンドの内部構造に関する研究”, 日本気象学会2000年春季大会講演予稿集 (2000) p. 280.
- 8) F. Solheim and J. R. Godwin: “Passive ground-based remote sensing of atmospheric temperature, water vapor, and cloud liquid water profiles by a frequency synthesized microwave radiometer,” Meteorol. Z., 7 (1998) 370-376.
- 9) 高山陽三：“気温プロファイルマイクロ波放射計の観測”, 「九州における梅雨特別観測に関するワークショップ」報告集 (2000) pp. 23-24.
- 10) 小司禎教, X-BAIU-99 観測グループ：“X-BAIU-99期間のGPS可降水量解析”, 「九州における梅雨特別観測に関するワークショップ」報告集 (2000) pp. 9-11.
- 11) 萬納寺信崇：“4次元データ同化”, 気象科学事典日本気象学会編（東京書籍, 1998）pp. 517-518.
- 12) 斎藤和雄, 加藤輝之：“気象研究所非静水圧ネスティングモデルの改良について”, 天気, 43 (1996) 369-382.
- 13) 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 (1999) p. 99.

(2000年5月12日受理)