

II - 141

梅雨前線帯における積雲の生起・発達要因に関する考察

京都大学防災研究所 正員 大石 哲
 京都大学大学院 学生員 高橋輝明
 京都大学防災研究所 正員 中北英一
 京都大学防災研究所 正員 池淵周一

1 序論

日本ではその地形特性と気候特性により局地豪雨という予測困難な現象が多発し、洪水・土砂災害などをもたらしてきた。この対策を行うことは重要であるが、現在の日本の観測網では局地豪雨の解明は困難である。そのため局地豪雨の解明に対し有効となってくる数値実験が多く行われてきたが実際の地形および大気情報を用いて積雲の内部構造を計算した報告は少ない。

そこで本研究では梅雨前線帯豪雨を対象として、実際の地形と観測によって得られた大気のプロファイルを詳細な雲の微物理過程を表現しているモデルに導入した。これにより、梅雨期の豪雨をもたらし積雲の生起・発達要因について雲の微物理過程に着目して議論し、その予測可能性について述べる。

2 モデルの概要

山岳の導入 九頭竜川流域をモデルに表現して数値実験を行い、梅雨期の豪雨をもたらし積雲の発達に地形が与える影響を、雲の微物理過程に着目し解明することを目標とする。

地形を下層境界条件として導入する方法は2つ考えられる。第一に直交座標系のまま階段状の地形を導入する方法、第二に地形に沿った一般化座標系を導入する方法があるが、本モデルでは様々な形状の山岳に速やかに対応できるという利点から山岳の導入には座標変換を用いて対応する。

そこで変換する一般化座標系は水平方向の座標は直交座標のまま使い、鉛直座標を式(1)に示す地形に沿った形状の一般化座標系(σ 座標系)に変換する。以下に変換前後の数式の関係を示す。

$$\begin{aligned}\bar{x}^i &= x^i \quad (i=1,2) \\ \bar{x}^3 &= H \left(\frac{x^3 - Z_g}{H - Z_g} \right)\end{aligned} \quad (1)$$

—が施されている変数は座標変換後の変数、 H は解析領域の高さ(=9000[m])、 Z_g は山岳の標高である。

モデルの各基礎式を直交座標系から σ 座標系に変換する座標変換の手段としてはテンソル解析の手法を用いている。

微物理過程 本研究では高橋・阿波田(2)らと同じ微物理過程を用いている。このモデルはパラメタリゼーションされない詳細な雲の微物理過程を導入し、また電、あられ、

氷晶を導入しているため、Cold rain を表現することができる。

3 モデルに与える初期条件の設定

モデルに九頭竜川流域を表現するために初期条件として、現地で観測した大気のプロファイル・GPV データによる初期風・国土数値情報による地形の3条件を以下のような手法で導入した。

大気のプロファイル

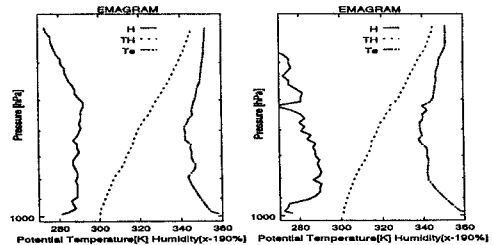


図1: 温位・相当温位(21時) 図2: 温位・相当温位(9時)

観測の概要 本研究でモデルに初期条件として与える大気のプロファイルは、福井県大野市九頭竜ダム統合管理事務所駐車場でラジオゾンデによって得られた気圧・気温・湿度のプロファイルを用いた。観測期間は梅雨前線が南下して、北陸地方を中心に豪雨が生じた6月24日から6月26日である。ゾンデ観測と同時にXバンドレーダーで雨域の移動を調査し、また観測期間中の九頭竜川流域での観測雨量を得た。

観測データの修正 観測地点は計算領域の西端から真東に約15kmの地点であり、925hPa面でのGPVデータによると計算領域よりも西で気温が高かったため、GPVデータを用いて観測データを修正することにした。本研究では6月25日10時と21時の観測データを用いているため、10時のときは9時のGPVを、21時のときは21時のGPVを用いた。また上層では観測データに代表性があることが分かった。そこで観測データの下層のみを修正する。

修正法は925hPa面での気温をGPVデータを用いて修正し、上空1700mでのゾンデで得られた気温と925hPaのGPVによって得られた気温を線形内挿して、1500m以下

キーワード：地形性局地的豪雨、数値計算、観測、梅雨前線、雲物理、水蒸気

京都大学防災研究所（〒611 宇治市五ヶ庄、TEL 0774-38-4260、FAX 0774-32-3093）

表 1: 計算事例

事例	気温・気圧	湿度	水平風	地形	備考
CASE 1	21 時の修正後	21 時の観測値	21 時の GPV による	図 3CASE1 右端の図	観測値
CASE 2	10 時の修正後	10 時の観測値	9 時の GPV による	CASE1 と同じ	観測値
CASE 3	CASE2 と同じ	CASE1 と同じ	CASE2 と同じ	CASE1 と同じ	水蒸気の影響を考察
CASE 4	CASE1 と同じ	CASE1 と同じ	CASE1*0.5	CASE1 と同じ	初期風の影響を考察
CASE 5	CASE1 と同じ	CASE1 と同じ	CASE1 と同じ	図 3CASE5 右端の図	下降流の影響を考察
CASE 6	21 時の修正前	CASE1 と同じ	CASE1 と同じ	CASE1 と同じ	不安定度の影響を考察

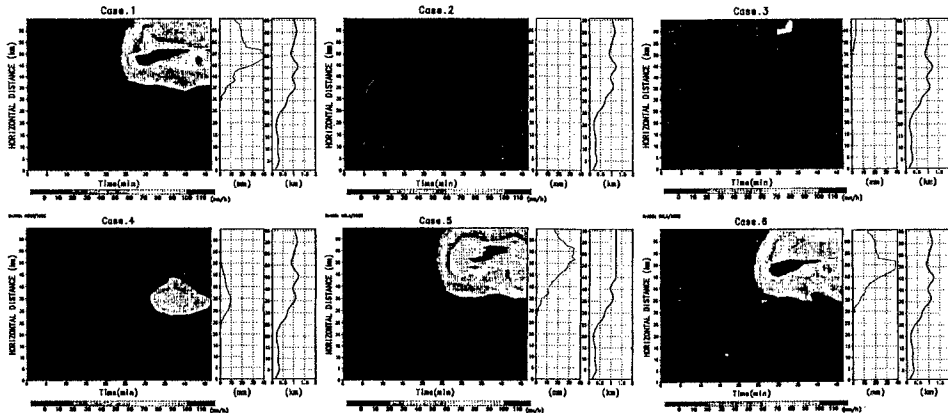


図 3: 地表面降水強度の時系列と総降雨量の空間分布

の気温に修正を加えモデルに与えた。修正後の温位・相当温位と湿度のプロファイルを図 1・図 2 に示す。

初期風

初期風は先に述べた地点での GPV データによって得られたものを用いる。しかし、GPV データは 925hPa・850hPa・700hPa・500hPa 面でのデータしか存在しない。そこで各気圧面での値を線形内挿し、各グリッド中央点での値を代表値としてモデルの対象領域の西端に与えた。

地形

先に述べたように観測中に X バンドレーダで雨域の移動を調べたところ西から東に移動していたため、地形は観測地点を含む東西方向に切り出すこととした。この地形をモデルに与えて計算したところ地形に小さな波長の起伏がふくまれているために計算ができなかった。そのため Low path-filter(Doswell(1977)) を用いて地形の smoothing を行った。図 3 の各右端に地形を示す。このような地形をモデルの下層境界条件として与えた。

4 計算結果と考察

表 1 の事例を比較して得られた結果を以下に述べる。

- 強い降雨をもたらすためには電の存在が不可欠である。電が存在するためには大気の中層から上層に十分な水蒸気が必要である。なぜなら九頭竜川流域のような険しい山岳地形による強制上昇流によって凝結過程の促進・昇華による氷晶の生成が行われると、過冷却水滴と氷晶とが衝突し電を生成する過程が最大のソー

スだからである。電の生成量は鉛直風の強さに特に影響されており、その結果鉛直風の強さが降雨量・降雨強度に強く影響を与える。

- 地形による強制下降流は降雨の集中化をもたらし、下降流が起きている地点で非常に強い降雨が起こる。
- 本研究で用いたような不安定度差ぐらいの程度では、不安定度の影響は降雨強度・降雨地点にはあられない。

以上のことにより中層から上層にわたる水蒸気量を知ることが、地形性局地豪雨の予測を行うとした場合非常に重要であるということが分かる。そこで GPS を用いた水蒸気可降水量と、GMS の水蒸気バンドを用いた豪雨の予測可能性について講演時に述べる。また微物理過程を除き風の計算のみをすること等により下降流の位置を知ることができれば、強い降雨をもたらす地点をある程度予測できると考えられる。

[参考文献]

- 1) 大石哲・木谷有吾・中北英一・池淵周一・(1996): 豪雨の生起・発達に地形が及ぼす影響に関する数値実験的研究, 京都大学防災研究所年報, 第 39 号 B-2
- 2) 高橋 劭・阿波田 康裕(1993): 詳細な雲の微物理過程を導入した二次元積雲の数値実験, 京都大学防災研究所年報, 第 36 号 B-2, pp.189-217