

不安定場のモデル化と降雨分布形態の再現

京都大学防災研究所 正 員 中北英一 京都大学大学院 学生員○澤田典靖
 京都大学防災研究所 正 員 池淵周一 京都大学工学部 正 員 高橋琢馬

1. 概要 短時間降雨予測手法の開発を念頭におき、地形の影響を受けながら流入水蒸気と不安定場の相互作用で降雨がもたらされるという現象をモデル化し、それに基づいて降雨分布を再現する。なお、対象とする降雨は1986年7月梅雨末期の集中豪雨で、建設省深山レーダー雨量計によって観測されたものである。
2. 風速場および水蒸気流入場の設定 大気の3次元な流れ場は、気圧傾度力、コリオリ力、摩擦力がつりあいの状態にあるものとして算出する¹⁾。このとき、下端の境界条件としてアメダス地上風を利用する。さらに、得られた風速場を固定した上で水蒸気を流入させ水蒸気流入場を設定する。
3. 不安定場の導入による降雨分布の再現 降雨分布の算定には、 h を地表の標高、 H を解析対象領域上端の高度として、山岳地形を導入した座標系¹⁾ (x, y, s) での風速場 (u, v, ω) は固定したまま、

(1)熱力学的方程式

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} + \omega \frac{\partial \theta}{\partial s} = Q, \quad (1)$$

(2)水蒸気量の保存式

$$\frac{\partial m_v}{\partial t} + u \frac{\partial m_v}{\partial x} + v \frac{\partial m_v}{\partial y} + \omega \frac{\partial m_v}{\partial s} = -S_m, \quad (2)$$

(3)水分量の保存式

$$\frac{\partial m_l}{\partial t} + u \frac{\partial m_l}{\partial x} + v \frac{\partial m_l}{\partial y} + \omega \frac{\partial m_l}{\partial s} = S_m + \frac{1}{\rho_0(H-h)} \cdot \frac{\partial}{\partial s} (\rho_0 w_t m_l) \quad (3)$$

を用いる。ここで、 θ は温位、 m_v は水蒸気の混合比、 m_l は水分の混合比、 ρ_0 は大気密度、 S_m は単位時間当たり凝結する水蒸気混合比、 Q はそれにとまう熱の出入り、 w_t は降水粒子の大気に相対的な落下速度を示す。降雨の計算は、過飽和量の α 倍の水蒸気が降水に変換されるとして行う。つまり、飽和混合比を m_s として

$$\delta m = \alpha \cdot (m_v - m_s) \quad (4)$$

とする。ただし、凝結による潜熱放出によりあらたに空気に貯えられ得る水蒸気量は考慮する。もともと、過飽和な状態にある水蒸気が全て凝結するわけではない。また、本研究で設定した流れ場には対流は含まれていないが、対流が存在する場合にはより低温、低圧な高度に大気が上昇することにより、下層での飽和水蒸気量より多くの、下層を起源に持つ水蒸気が上空で凝結する。(4)式のようにすれば、いまだブラックボックス的ではあってもこれらのことを表すことができる。本研究ではバンド状の不安定場を対象とするので、 α の水平分布は次のように定めた(図1参照)。つまり、バンドの中心となる軸を考え、軸方向には α の分布は一様とし、軸に直角方向には軸からの距離を r (km)として

$$\alpha(r) = \frac{a}{(2\pi)^{1/2}\sigma} \exp \left\{ -\frac{1}{2} \left(\frac{r}{\sigma} \right)^2 \right\} \quad (5)$$

とする。分布形状を定めるパラメタ a と σ のうち a の方は、 σ が10kmのとき $\alpha(0)$ が2となる値に固定しておき、 σ だけを変化させることにした。

Eiichi NAKAKITA, Noriyasu SAWADA, Shuichi IKEBUCHI, Takuma TAKASAO

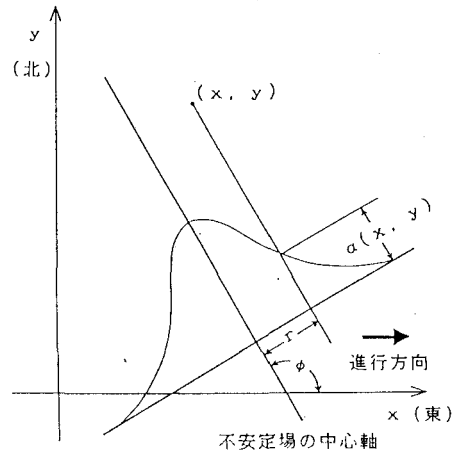


図1 α の分布の模式図

4. 結果 図2はレーダーデータから推定した22日 0時から2時までの2.5km高度の降水強度分布を示したものである。本研究でモデル化の対象とする不安定場は、22日2時に京都府を縦断する形で存在するバンド状の雨域に関するものである。

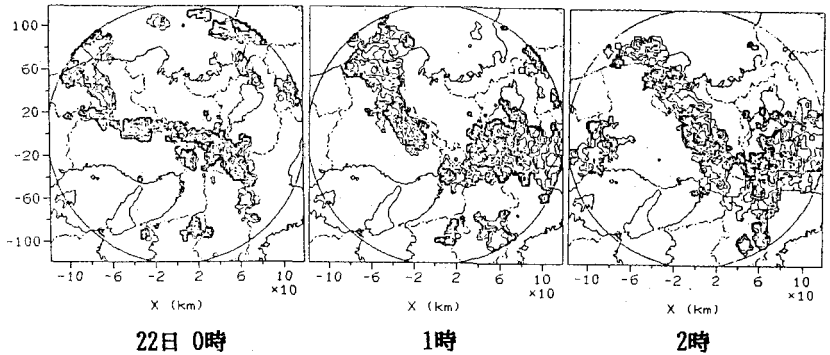


図2 レーダー観測データから推定した降水強度分布

σ は10kmと30kmとした。

(1) $\sigma = 10\text{km}$ の場合 図3は、 $\sigma = 10\text{km}$ の場合の再現結果を図2の降雨分布図と同じ領域で示したものである。図中、移動している太線は各時刻の不安定場の中心軸を表す。まず、バンドが東進するにしたがい強雨域は兵庫県中央部の山岳地帯へ広がり、中心軸方向からさらに反時計回りに傾いたレインバンドを一時形成する(240分~300分)。その後次第にレインバンドは立ち上がり、不安定場の軸に沿うようになる。このように、レインバンドの形状およびその時間変動特性は、レーダー観測によるレインバンドの特性をかなり良好に再現している。

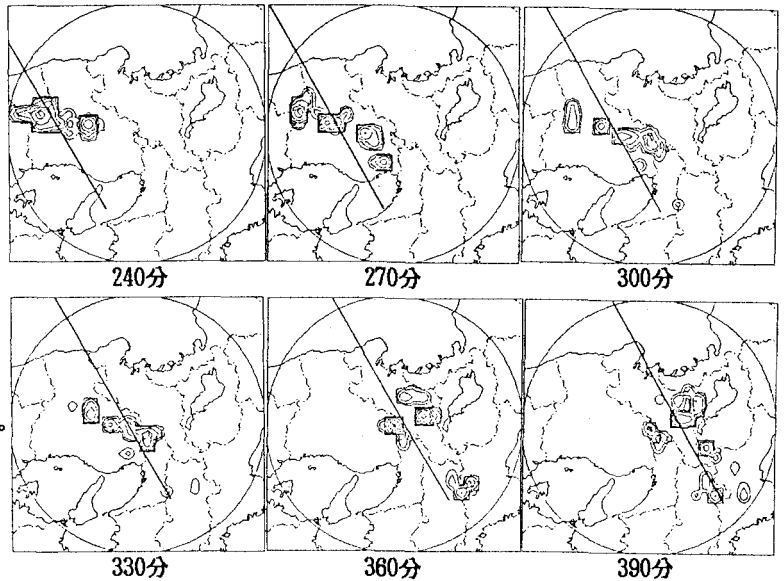


図3 降雨分布の再現結果 ($\sigma = 10\text{ km}$)

(2) $\sigma = 30\text{km}$ の場合 この場合は、前例よりも雨域は広がり、強度も若干弱くなっている。しかし、不安定場の中心が兵庫県を横切る前から、横切った後しばらくの間、前例と同様、レインバンドが再現されている。しかも σ の値が前例より大きいので、より長いはつきりとしたレインバンドとなっている(図4)。

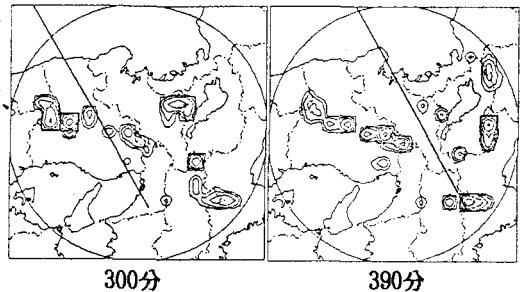


図4 降雨分布の再現結果 ($\sigma = 30\text{ km}$)

5. 結論 $\sigma = 10\text{km}$ の場合も $\sigma = 30\text{km}$ の場合もともにレインバンドの移動にともなう形状変化等地形の影響によってもたらされる現象が、不安定場を導入した降雨モデルによって非常に良く再現され、降雨に及ぼす地形の影響に関する従来からの推定¹⁾の正しさを証明したことになる。したがって今後は、すでに良好な結果を得ている本モデル化手法を保持した形で、もう少し対流現象に近いモデル化を行い、短時間降雨予測手法の確立をめざす。

1) 中北・筒井・池淵・高棹(1988); 降雨分布特性の気象力学的解析, 京大防災年報第31号B-2, pp. 209-229