

II-9

不安定場モデルによる台風性降雨の再現

建設技術研究所 正員 澤田 典靖 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 川崎 隆行

1. はじめに 本研究は、梅雨前線による降雨とともに治水上重要な台風性降雨に対して、既開発の不安定場モデル¹⁾を適用することで、不安定場モデルの適用性を検証したものである。そのために、最も再現が難しいと考えられるケース、すなわち台風中心がレーダー観測域内あるいはその近辺を通過した場合にも適用できるよう、新たな総観場および3次元風速場の算定方法、不安定場の設定方法を導入した。対象とした降雨は、1982年8月1日から2日にかけて愛知県に上陸し本州を横断した台風10号である。

2. 総観場の推定方法 既開発の手法²⁾では、レーダー観測域周辺の総観場の等圧面の等ジオポテンシャル高度を平面近似しているが、台風が観測域近辺にある場合は平面近似では不十分である。そこで、等圧面の等ジオポテンシャル高度線を台風を中心とする同心円とし、さらにジオポテンシャル Φ を台風の中心からの距離の2乗に比例するものとして、総観場の気圧 p 、気温 T 、大気密度 ρ を推定する。すなわち、

$$\Phi = \{A_r(\ln p)^2 + B_r(\ln p) + C_r\} \{(x-x_c)^2 + (y-y_c)^2\} + A_c(\ln p)^2 + B_c(\ln p) + C_c$$

で表す。ここに、 x_c 、 y_c は台風の中心位置を示す。この結果、地衡風 u_g 、 v_g 、気温 T は、

$$u_g = -2 \{A_r(\ln p)^2 + B_r(\ln p) + C_r\} (y-y_c) / f,$$

$$v_g = 2 \{A_r(\ln p)^2 + B_r(\ln p) + C_r\} (x-x_c) / f,$$

$$T = [\{2A_r(\ln p) + B_r\} \{(x-x_c)^2 + (y-y_c)^2\} + \{2A_c(\ln p) + B_c\}] / R$$

で与えられるので、6個の係数 A_r 、 B_r 、 C_r 、 A_c 、 B_c 、 C_c の推定には、既開発の手法と同様に線形最小自乗法が適用できる。ただし、 R は気体定数、 f はコリオリパラメータである。また、推定には、潮岬、米子、輪島、浜松、福岡の5点の高層気象観測データを用いた。

3. 3次元風速場の算定

既開発の方法¹⁾では、アメダスによって観測される地上風速を下端の境界条件とし、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3次元風速場を算定する。このとき、アメダス地上風が1時間ごとに得られていることから、各時刻の3次元風速場を算定し、降雨の再現計算に利用する。したがって、総観場の値としては、アメダス地上風データの時刻に対応したものが必要となる。ところが、高層気象観測がグリニッジ標準時の0時と12時(日本時間の9時と21時)の1日2回であることから、本研究では8月1日21時における総観場の推定

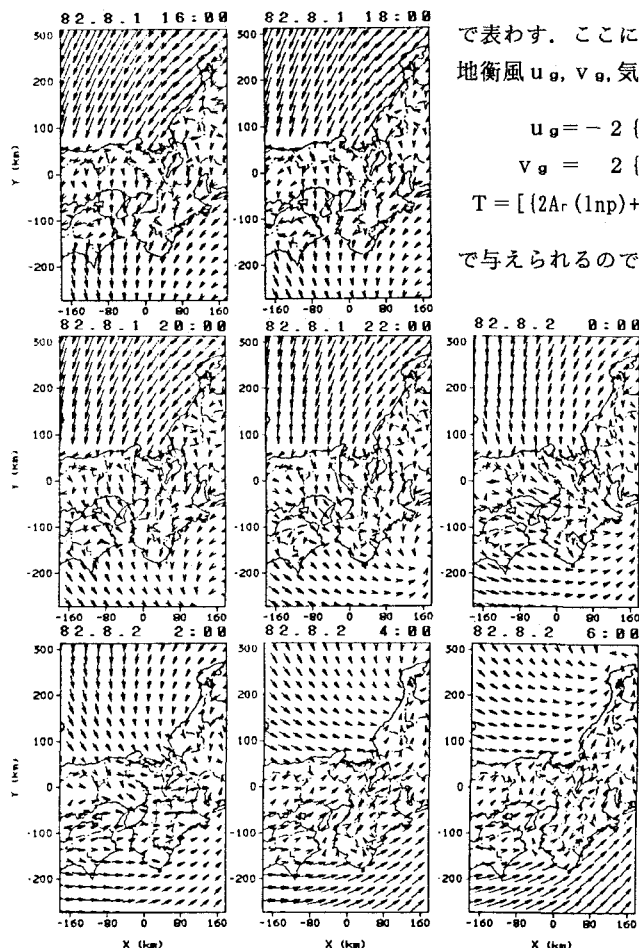


図1 風速場算定時の下端境界条件

値を $x-y$ 平面上で平行移動させることとした。すなわち、地衡風、密度について、

$$\begin{aligned} u_g(x, y, z) &= u_g(x - \delta x, y - \delta y, z), \\ v_g(x, y, z) &= v_g(x - \delta x, y - \delta y, z), \\ \rho(x, y, z) &= \rho(x - \delta x, y - \delta y, z) \end{aligned}$$

とする。ここに、 δx 、 δy はそれぞれ、21時における台風の中心位置 (x_o, y_o) から各時刻での中心位置 (x_{et}, y_{et}) にいたる距離、すなわち、 $\delta x = x_{et} - x_o$ 、 $\delta y = y_{et} - y_o$ である。すなわち、台風の中心からみた総観場の構造は不変であり、固定座標系でみた密度 ρ 、地衡風 u_g 、 v_g の変化は台風の移動によってのみもたらされるとする。図1に得られた風速分布のうち地表面から10(m)高度での分布、すなわち、3次元風速場算定のための下端での境界条件を示す。時間的には8月1日16時から2日6時までの2時間ごとに対応している。このように、算定した風速分布は、台風による風向の変化を良好に再現しており、台風の中心が解析領域内あるいはその近辺にあれば、風速についても概ね再現できている。

4. 台風性降雨の再現 既に発表したように³⁾ 台風の移動に伴う不安定場の移動特性は、台風の北上に伴う平行移動と台風の中心まわりでの回転によって説明することができる。この移動特性を不安定場の中心軸に対応させて不安定場の設定を行った。そこで、中心軸に与える情報としては次のようなものが挙げられる。すなわち、台風の中心から不安定場中心軸までの距離 r_a が250(km)、中心軸が東西方向(x軸)となす角 θ_a を反時計回りに30度、中心軸の長さ L を350(km)、不安定場の中心軸が台風の中心まわりを回転する角速度 ω_c を10(度/h)とした。この関係を図2に示す。また、図3は再現結果を60分ごとに示したものである。図中移動している太線は各時間での不安定場の中心軸を表わしている。時間の表示は降雨算定開始時刻8月1日15時から時間を示している。また、等値線は1, 2, 4, 8, 16, 32, 64(mm/h)について描いてある。スペースがないのでレーダー観測の図は示せないが、以下のようなレーダー観測降雨の特徴をうまく再現している。すなわち、レーダー観測域南東部に現われたレインバンドが、台風の目を中心に回転し、最初は北西に進みながら地形の影響を受けて大台ヶ原、鈴鹿山脈、金剛山地といった山岳部分に強い降雨をもたらす。続いて、強度は弱くなり、レインバンドが一旦認識できなくなる。その後、レインバンドは立ち上がり、兵庫県中央部から兵庫県南方海上に強い降雨をもたらしながらレーダー観測域を離れていく。

5. 結論 以上のように、不安定場モデルが台風性降雨による豪雨へも適用可能であることが明らかとなった。今後は、台風が存在するしないにかかわらず、統一的に利用できるΦの関数形を用いた総観場の推定方法、旋衡風としての風の同定法、台風の目を中心とした対数螺旋状の不安定場の設定方法を検討していく予定である。

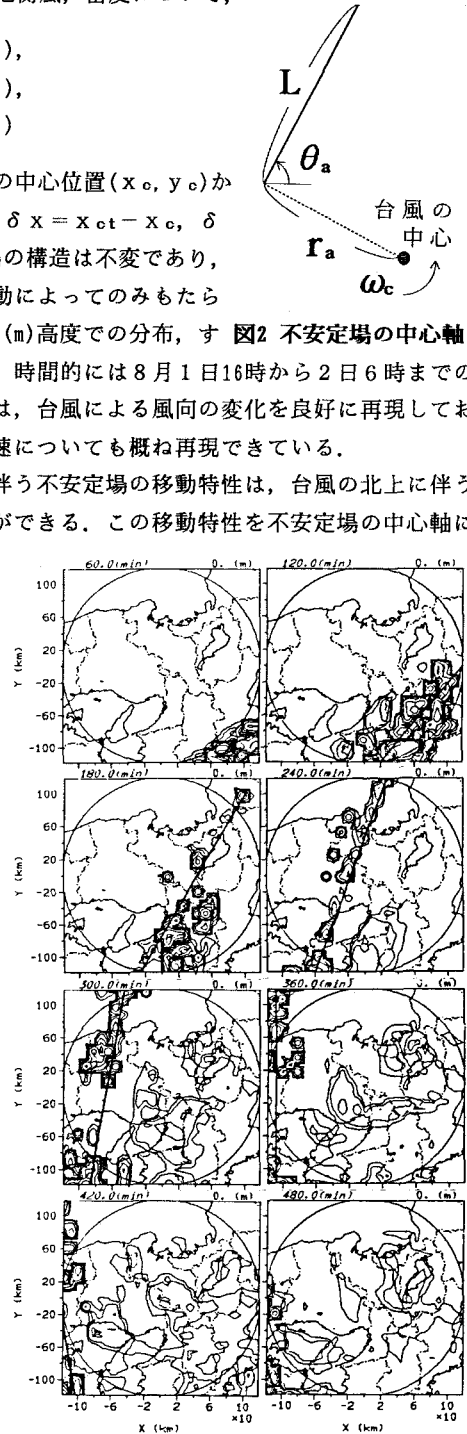


図3 台風性降雨の再現結果

1)中北他(1989):京大防災研年報,第32号B-2, pp.337-350. 2)中北他(1988):京大防災研年報,第32号B-2, pp.13-18. 3)高棹他(1989):水文・水資源学会研究発表会要旨集, pp.267-270.