台風 0616 に生じた爆発的対流に関する数値的研究

荒金 匠 (理学系研究科　地球惑星科学専攻)

2009 年 2 月 5 日

1　はじめに

2006 年 10 月 3 日にフィリピンの東海上で発生した台風 0616 BEBINCA は, 通常の台風と異なり BEBINCA の北方で深い対流を伴っていた. この深い対流は,BEBINCA が日本に近づくにつれ急発達し, 爆発的に成長した (図 1). その後, この爆発的対流は BEBINCA の北で新たな低気圧となり, 日本の東沿岸に甚大な被害を引き起こした.

このような現象を理解することは, 対流活動の理解につながると同時に, 将来の気象災害の予防の観点からも重要である. そこで本研究では, 正 20 面体格子全球非静力学モデル NICAM (Satoh et al., 2008) を用いて, BEBINCA とその北方での対流の数値実験を行い, なぜ爆発的な対流が生じたかを調べる.

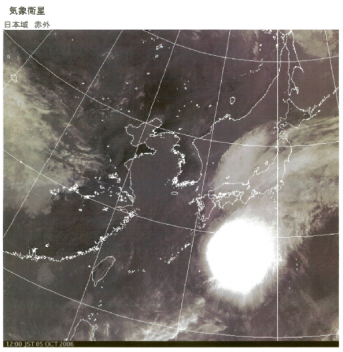

図 1　03UTC/05 での BEBINCA に生じた爆発的対流.

2　モデルの概要と計算の内容

本研究で用いる数値モデルは正 20 面体非静力学モデル NICAM である. NICAM は正 20 面体の各辺の中点を球面に投影することにより, 水平格子間隔を細かくしていく.

NICAM は格子点の座標を変換することにより, 水平方向に準等方性を保ったまま, 局所的に解像度を高めることができる (Tomita 2008)(図 2). 本研究では, 水平格子間隔 約 240km の NICAM に格子変換を適用し, 最小格子間隔約 24km で実験を行う. この実験では積雲対流パラメタリゼーションとして Prognostic Arakawa-Schubert Schime を用い, 2006 年 10 月 4 日 12UTC の気象庁 GSM を初期値として与え, 積分を実行した.

さらに本実験では標準実験の他に, 水蒸気感度実験, 台風ボーガス感度実験を行なった.

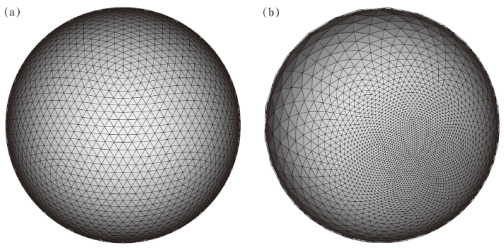

図 2　NICAM. 左 :格子変換前, 右 :格子変換後

3　実験結果

3.1　現象の再現性

図 3 に OLR より求めた輝度温度を示した. 台風の北である程度の広さを伴った深い対流が再現できていることがわかる. さらに BEBINCA の北方の低気圧も再現された.

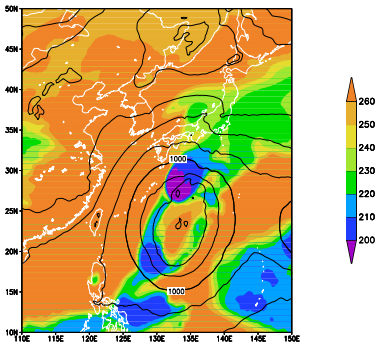

図 3　23UTC/04(積分開始 11 時間後) の OLR から求めた TBB. BEBINCA の北方で深い対流が再現できている.

3.2　爆発的対流の励起

台風北方での爆発的対流の励起について考察する. 対流を起こすためには次の 2 つが必要である.

1. 大気の湿潤的な不安定性 (CAPE) の生成
2. 総観規模の環境場の力学的な上昇流 forcing の存在

1 については, 対流圏上層で冷却があれば, 環境場のプロファイルの変化による Level of Neutral Buoyancy(LNB) の上昇によって, また対流圏下層で水蒸気の流入があれば, Lifting Condensation Level(LCL), Level of Free Convection(LFC) の下降によって, CAPE の生成があると考えられる. この対流圏上層の冷却, および下層水蒸気の収束を調べると, 北方の対流域の上層は冷却されていなかったが, 下層水蒸気の流入は認められ (図 4), これによって, 対流域での大気の湿潤的な不安定性が生成されていることを示した.

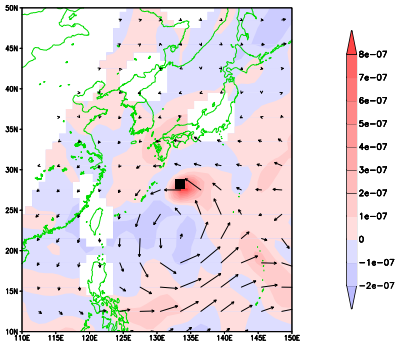

図 4　18UTC/04,850hPa 面での水蒸気フラックスの水平収束. BEBINCA 北方の対流域に大きな収束が認められる.

またどんなに大気が不安定でも下層のパーセルが LFC まで持ち上げられなければ対流は発生しない. そのため 2. の上昇流の forcing が必要である. この総観規模の力学的な上昇流の forcing を Hoskins and pedder(1980) の $\boldsymbol{Q}$ ベクトル,

$$\boldsymbol{Q} \equiv \left[-\frac{\partial V_g}{\partial x} \cdot \nabla\theta \ , \ -\frac{\partial V_g}{\partial y} \cdot \nabla\theta \right]$$

を用いて調べた. 準地衡風オメガ方程式は $\boldsymbol{Q}$ ベクトルを用いて (β 項, 非断熱加熱項を無視すると), 以下のように書ける.

$$\left(\nabla^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = -\frac{2\gamma}{\sigma} \nabla \cdot \boldsymbol{Q} \qquad (1)$$

ここで,

$$\sigma = -\frac{R}{p} \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\kappa} \frac{d\theta}{dp}, \quad \gamma = -\frac{R}{p} \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\kappa}$$

である. 式 (1) の左辺は鉛直速度に比例し, 右辺は $\boldsymbol{Q}$ ベクトルの収束を表す. したがって $\boldsymbol{Q}$ ベクトルの収束, 発散を調べることで力学的な上昇流, 下降流の forcing を診断することが出来る. これから BEBINCA 北方の対流域付近で上昇流 forcing が確認された (図 5). これはトラフの前面における上昇流と対応する (図 6). これらから台風の北方には総観規模の力学的な上昇流の forcing があることが示された.

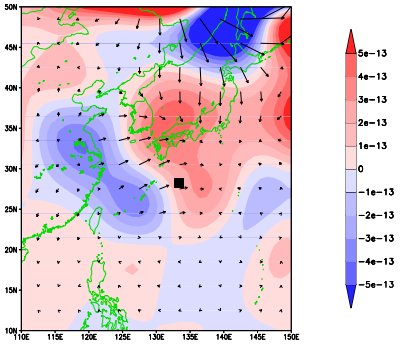

図 5　18UTC/04,500hPa 面での Q ベクトルの収束. ■は対流が起こる位置.

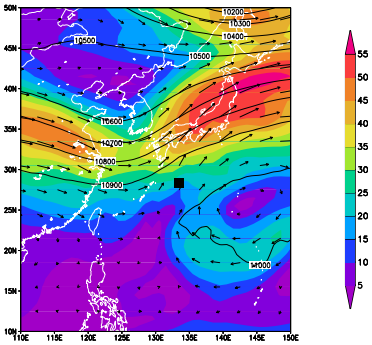

図 6　18UTC/04,250hPa 面での風速とジオポテンシャルハイト. ■は対流が起こる位置.

さらに北方の対流域の水蒸気を減らす水蒸気感度実験により, 主に BEBINCA の低気圧性循環により水蒸気輸送が行なわれたことによって, 北方の対流域への下層水蒸気の流入が生じていたこと, 台風に軸対称構造を持たせた台風ボーガス感度実験により, BEBINCA の弱い軸対称構造は, 北方の爆発的対流の形成に好都合であったことを示した.

4　まとめと今後の課題

BEBINCA の北方で生じた爆発的対流は, BEBINCA の低気圧性の循環によって北に運ばれた下層の水蒸気が, 主に上層トラフによると考えられる, 力学的な上昇流の forcing によって持ち上げられることにより生じたことを示した. また, このときの BEBINCA の弱い軸対称構造は, 北方の爆発的対流の形成に好都合であったことを示した.

今後の課題として, 本研究では詳しく述べることが出来なかった上昇流 forcing の原因を特定することが必要である. この理解は, メソ対流の研究にも重要であると考えられる.