

帯状収束雲に伴う渦状擾乱の非線形発展過程について

The non-linear evolution of vortex disturbances along the Convergent Cloud Band

前島 康光 [1]; 伊賀 啓太 [1]

Yasumitsu Maejima[1]; Keita Iga[1]

[1] 東大・海洋研

[1] ORI, Univ. of Tokyo

冬季日本海に発生する帯状収束雲およびそれに伴う渦状擾乱に関しては、Okabayashi(1969)がその存在を指摘して以来、さまざまな研究が行われてきた。これまでの研究で、帯状収束雲上のメソスケールの擾乱は傾圧不安定が(大久保1995)、メソスケールの擾乱は順圧不安定(Nagata 1993)が、それぞれ発生メカニズムとして指摘されている。しかしながらこれらの先行研究では、観測等であらかじめ想定された不安定機構のみが含まれる基本場で線形安定性を調べているなど、どのような状況でこういった不安定が卓越するか、という点は議論されていなかった。

我々は、メソ気象調査グループ(1988)が指摘した、帯状収束雲の断面に見られる前線状の構造を念頭に置き、傾圧不安定と順圧不安定の双方を含む前線状の構造をした基本場を構築して線形安定性を調べた。さらに基本場を特徴づける要素である、“前線の遷移層の厚さ”、“底面の温位勾配”、“大気安定度”を変化させ、基本場の性質の違いがそこで卓越する不安定モードにどのように関わっているか調べてきた。それにより以下のような結果を得た。前線の遷移層が厚い場合は傾圧不安定を主な発生要因とするメソスケールの不安定モードと、順圧不安定を主な発生要因とするメソスケールの不安定モードが、それぞれ同じくらいの成長率を持っていた。遷移層を薄くしていくとともに基本場の水平シアアが強まり、メソスケールの不安定モードが目立ってくるが、波長約250km程度の、傾圧と順圧のいずれの不安定も寄与しているモードが新たに見られた。また、大気安定度を小さくしていくと、メソスケールの不安定モードが卓越するようになった。

本研究では、渦状擾乱の発生・発達段階における不安定の寄与を明らかにするため、非静力学モデルCReSS(Tsuboki and Sakakibara 2006)を用いて基本場の時間発展を計算し、モデルに現れた渦状擾乱と線形安定解析で得られた不安定モードの対応を考えていく。

まずReference Caseとして、前線の遷移層の厚さを1000m、大気安定度を 1.6×10^{-4} にとり、基本場の時間発展を調べた。この場合、明確な渦構造こそ形成されていないものの、メソスケールに相当する波長400km程度の擾乱が気圧偏差から見て取れた。気圧偏差がもっとも大きいところでの東西-高度断面図を見ると、トラフが西に傾いており、トラフの前面で暖気、後面で寒気が存在するという傾圧不安定の特徴を持っていた。

次に大気安定度はReference Caseと同じであるが、前線の遷移層を300mとした基本場からの時間発展の様子を調べた。すると、基本場の水平シアアの強い領域に、メソスケールに相当する波長120km程度の渦状擾乱が形成されていた。擾乱の位相は北東-南西方向に傾いており、水平シアアを通じて、基本場の運動エネルギーが擾乱の運動量フラックスに変換されていることを示唆している。従って、この擾乱は順圧不安定に依るものであると考えられる。前線の遷移層が薄い場合には、メソスケールの不安定モードが相対的に目立ってくる、という線形安定論での結論と整合的である。擾乱の発生までの時間はおよそ4時間であり、線形論での不安定モードのe-folding time: 6670s(1.85h)とも比較的近い値である。

続いて、前線の遷移層をReference Caseと同じ1000mにしたまま、大気安定度を 6.0×10^{-3} として計算した。この場合も、Reference Caseと同様に傾圧不安定の特徴をもったメソスケールの擾乱が気圧偏差から確認された。一方、Reference Caseと比べて擾乱の発生までの時間が短くなっていた。これは、大気安定度が小さいほど、メソスケールの不安定モードの成長率が大きくなるという線形安定論の結論と合致している。

このように、前線状の構造をした基本場の時間発展させ、そこに発生する渦状擾乱の特徴や発生要因は、線形安定解析で得られた結果と整合的であるという結果が得られた。今後は底面の温位勾配や海面からの熱フラックスを加味した上で、擾乱の発生過程を調べていきたい。