

赤道大気レーダーおよびライダーによる 熱帯域アンビル内および周辺の鉛直流観測

西 憲敬¹・山本 真之²・阿保 真³・古津 年章⁴・深尾 昌一郎²
(1:京都大院・理 2:京都大・生存圏 3:首都大学東京・工 4:島根大・総理工)

インドネシア、スマトラ島の赤道大気観測所(0.2S,100.32E)に設置されている赤道大気レーダー(Equatorial Atmosphere Radar, EAR)およびミーライダー、Xバンド気象レーダーを用いて、メソスケール積雲クラスターを構成するアンビル(金床雲)および巻雲付近の鉛直流を観測した。

熱帯のメソスケール積雲クラスターおよびライン状降水システムにおいてみられるアンビル領域は、対流部分と区別して層状雲領域として認識され、雲内部における平均的な上昇流は、10-20cm/s という代表的な値をもつことが知られている(Houze, 1989, QJRFMS)。しかし、その値が対流部分の鉛直流に比べて小さいことから、雲システム内での空間分布が精度良く得られているとはいえない。

鉛直ビームの強化と手動によるドップラーデータ品質管理により、12分、高度150mという高い分解能で、アンビル内の鉛直流記述に必要な5cm/sの精度をもつデータを高度13km付近まで安定に取得することができた。さらに2004年5月からのライダー観測により、下層の水雲や降雨がない条件下の上層雲の雲頂、雲底高度が測定可能になった。解析に用いたデータは、2003年11月、2004年12月-2005年1月、2005年7月である。

図1は、2003年11月6日にみられた移動の遅い積雲クラスター通過時における鉛直流の分布である。GOES-9の等価黒体温度(Tbb)が、NCEP再解析データによるEAR付近の鉛直温度分布からみてどの高度に対応するかを合わせ示している。まず、対流部分が通過した直後(14-16Z)には、推定される雲頂高度の下3km程度の高度帯で鉛直流がほぼゼロまたは下降流となっている。このような展開は8日のクラスターについても見いだされた。対流部分から層状部分への移行時には、遷移期として上昇流域が特に雲の上部に偏在する分布が見られることが、ライン状雲システムなどで報告されている(e.g. Smull and Houze, 1987, JAS)が、EARにおける2ケースではむしろ上昇流がやや低い高度に偏在している。さらに16-18:30Zごろには8-13km付近の高度帯ほとんどすべての時間・領域で0-30cm/sの弱い上昇流であり、下降流や40cm/s以上の上昇流はほとんどなかった。この特徴は8日、20日のクラスターにも同様にみられた。これは、クラスター内でみられるはずの小規模対流や短周期重力波が、穏やかな上昇流ほどの規模・振幅すらもっていないことを示すもので、雲のない時刻と比べても”静かな”様相となっている。層状雲内での上昇流生成にはいくつかのメカニズムが考えられている。雪片落下による層状雲下部の過冷却水滴の凝結が原因となるもの、古い対流

が層状部分に残存する状況、あるいは Pandya and Durran (1995, JAS)が指摘する対流部分からの重力波放射などが挙げられる。いずれにしても、小スケールの上昇流と下降流が入り組んだ状況で平均的な上昇流となることが予想されるため、観測された一様な上昇域がどのようにして生成されたかに興味を持たれる。

一方、熱帯上部対流圏でアンビルのメカニズムとは独立な原因による5-20cm/s程度の上昇流が、連続的あるいは間歇的に長時間観測されることがある(2004年秋季大会)。プラントパイサラ振動、重力波として解釈できるものもあるが、10日以上にわたって継続し簡単には説明のつかない上昇流も認められた。これらが、雲中の現象なのか晴天域でのことなのかは重要なので、ライダー観測を用いてそれを明確に判定した。MTSATによって光学的に比較的薄い層状雲が観測されており、同時に上部対流圏に継続的な上昇流が観測されている事例について、ライダーデータを確認すると、上昇流域は雲域の外側にあることがわかるような事例も見受けられた。講演では、層状雲の内外における鉛直流分布の特徴を整理して発表する予定である。この種の上昇流の原因を明らかにし、潜熱開放を中心とするアンビル内の上昇流過程との区別を行うことが、鉛直流の様態の理解のうえで重要である。

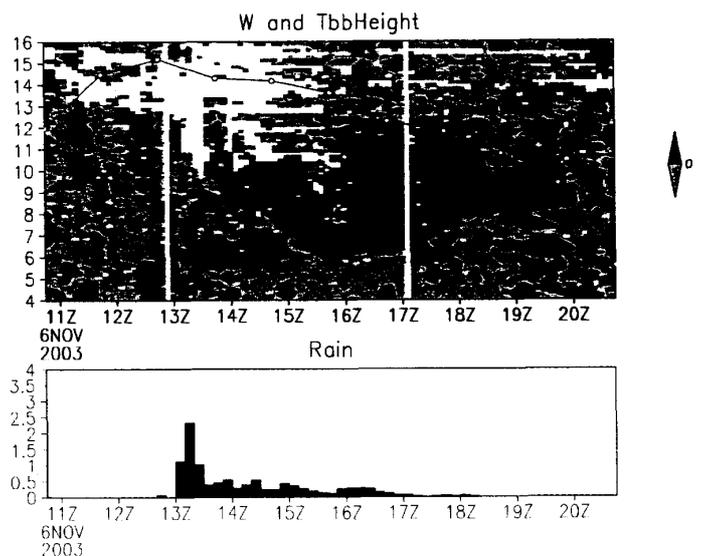


図1: 2003年11月6日に通過した積雲クラスター時の(上)EARによる鉛直流(等値線間隔 20cm/s)、および GOES-9 の Tbb と NCEP 再解析温度より算出した、Tbb に相当する高度(実線)(下)光学雨量計による 10 分間雨量(mm/10min)