

下層水蒸気場を表現する高度について ～気圧面から絶対高度の気象学へ～

加藤輝之（気象研・予報）

1. はじめに

日本付近で発生する豪雨は、下層の温暖な気塊が海上から流入することで発生する。この温暖な気塊は水蒸気浮力によって海上に発達する対流混合層内に蓄積され、その混合層の発達高度は1km程度である。豪雨を再現した数値実験の結果（e.g., Kato and Goda 2001）では、高度500m付近の気塊が持ち上げられて積乱雲が発生することが示されている。ところが、豪雨が発生する環境場として、多くの研究者や気象庁の現業部門では850hPaの水蒸気場を用いて議論・検討している。本研究では、高度500mを基準として、925hPaや850hPaが表現する水蒸気場の特徴を客観解析データ（気象庁メソ解析データ、水平解像度10km、時間間隔3時間）を用いて統計的に調べた。気圧および高度面データは全て、モデル面（ σ -p ハイブリット座標）から計算した。統計期間は2008年6～9月、統計領域は北緯35度以南とした。

2. 下層水蒸気場を表現する高度

高度または気圧面での相当温位 θ_e の出現分布（図1）を見ると、高度が高いほど θ_e が低く、下層大気に対流不安定な成層状態であることがわかる。また、高度が高いほど分散が大きく、 θ_e の変動が大きい。 θ_e について、高度500mとその上空および下層との関係を見ると、850hPa（図2a）ではばらつきが非常に大きく、500mの θ_e が高くて必ずしも相対的に850hPaの θ_e が高いとは限らない。このことから、850hPaでは下層の水蒸気場を表現できないと結論づけられる。925hPa（図2b）ではばらつきが小さくなり、500mの θ_e が高いときは相対的に925hPaでも θ_e が高くなっている。ただ、500mの θ_e が350～355Kにあるとき、最大値の20%の出現頻度において925hPaの θ_e は10K以上の変動があり、十二分に925hPaが下層の水蒸気場を表現しているとはいえない。250m（図2c）ではばらつきが非常に小さく、250mまで高度を下げて下層の水蒸気場を見る必要がないことを示している。以上の特徴は、1989年から20年間（6～9月）の高層観測データからも確認できる（図略）。

梅雨前線帯での高度500mと850hPaでの θ_e の関係をみるために、雲の存在する領域（気象衛星の赤外輝度温度が270K以下で判断）のみを対象に出現頻度を調査した（図3）。図2aと異なり、 θ_e がほぼ同値となる場合が非常に多く出現する。このことは、850hPaの水蒸気場が下層の水蒸気場ではなく、梅雨前線帯での対流活動の結果として存在する湿舌を表現していることを意味している。

3. 気圧面から絶対高度の気象学へ

本研究では、950hPaではなく、高度500mの水蒸気場を基準と

した。このことは、強い台風が接近時には950hPaが解析されないことに加えて、気圧面では高度が変動し、その影響は下層ほど相対的に大きいのである。なお、950hPaの高度平均は539.9mで、分散は30.8mである。このように今後、気圧面から絶対高度で気象を考えることが多くなると思われる。気圧面では今までの財産（解析資料等）を継承できるが、絶対高度の方が、

- ・ 一般的に理解しやすい
- ・ 大気の安定度を議論しやすい
- ・ GPSゾンデでは高度の方が精度がいい
- ・ 気象庁メソモデル等は高度に準じた座標系を採用している

などの利点が多い。

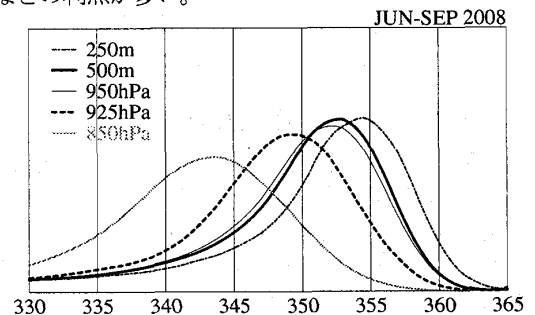


図1 2008年6～9月の相当温位（K）の出現頻度分布。最大値で規格化した。

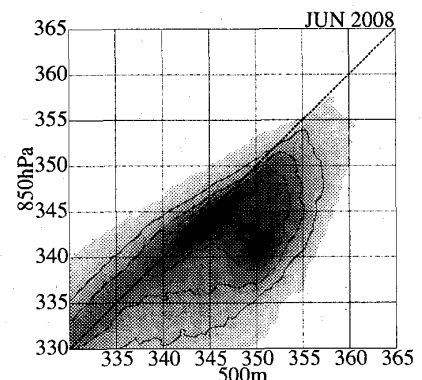


図3 図2aと同じ、ただし、2008年6月で雲が存在する領域のみの出現頻度。

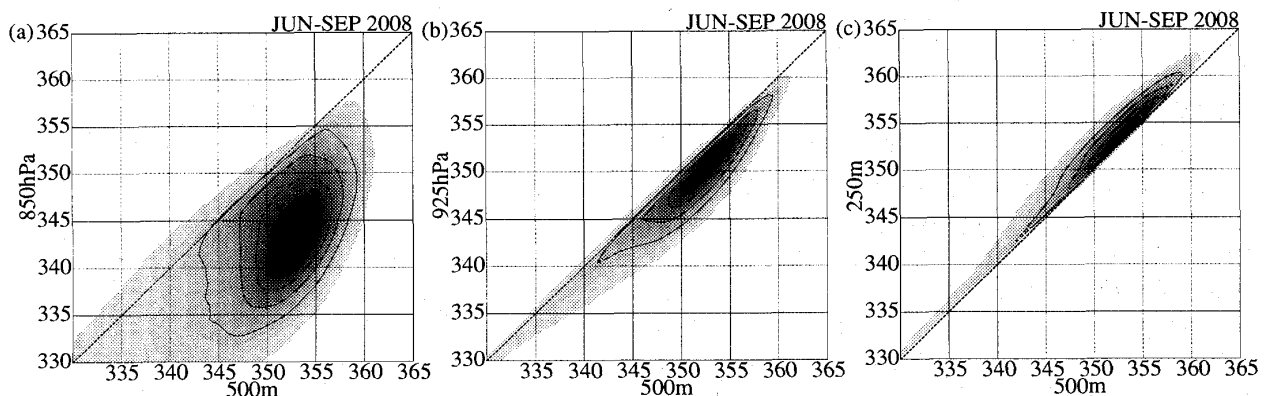


図2 2008年6～9月の高度500mの相当温位（K）に対する（a）850hPa、（b）925hPaと（c）250mの相当温位（K）の出現頻度分布。最大値で規格化した。等値線は最大値の20, 40, 60, 80%の出現頻度を示す。