

梅雨前線帯で観測された積乱雲の発達高度が低いことは、名古屋大学地球水循環研究センターのドップラーレーダーによる沖縄、中国上海周辺、中国寿県（大陸）における観測データの統計的な解析によっても示された（真木ほか，2007）。梅雨前線の南側で見られる，いわゆる甌島ラインや諫早ラインを構成する積乱雲も背が低い。また，バングラデシュのモンスーン期の積乱雲にも背の低いものが多いと考えられる。これらのことを考慮すると，Zhang *et al.* (2006a) が提唱した *CMD* という概念を，*LNB* などの環境パラメータと比較して調べる価値があると考えられる。

4. 積乱雲内の上昇流の特徴と大気状態との関連

牛山朋来（海洋研究開発機構地球環境観測研究センター）

題名とは少し異なるが，熱帯暖水域における対流雲の到達高度に関わるこれまでの研究のレビューと，パラオにおける観測結果について紹介した。対流雲の雲頂高度は，温度と湿度の鉛直プロファイルに依存する大気の状態によって決まることが知られている。しかし，中緯度域と熱帯域では，大気の状態の中でも雲頂高度を決める要因は異なる。中緯度域では，例えば対流有効位置エネルギー（convective available potential energy : *CAPE*）や *LNB* といった，気温と湿度の鉛直分布によって決まる大気不安定度が主に雲頂高度を決めている。しかし，熱帯暖水域では *LNB* は常に圏界面付近にあるのに対して，雲頂高度は対流圏下層から上層まで時間によって変化しており，中緯度とは別の要因が雲頂高度を支配していると考えられる。Brown and Zhang (1997) は，TOGA-COARE 観測期間中の赤外温度から雲頂高度を推定し，大気プロファイルから求めた指標と比較して，雲頂高度を決める要因を調べた。彼らは，簡単なエントレインメントを考慮して上昇する空気塊の到達高度を計算し，エントレインメントを考慮しない場合（つまり *LNB*）に比べて雲頂高度とよく一致することを示した。つまり，上昇する空気塊がエントレインメントによって乾燥空気を取り込むことによって失われる浮力の大きさが雲頂高度を決める重要な要因になっている。また，他の統計的な研究（例えば Takayabu *et al.*, 2006）によっても，対流圏中層の乾燥空気存在が雲頂高度を左右する重要な要因であることが示されている。次に重要な要因は，安定層の存在である。高度 2 km 付近の貿易風逆転層と，高度 5 km 付近の 0℃逆転層が

熱帯暖水域では常に存在し，これらの安定層によって上昇する空気塊の浮力が減少するために，雲の発達が抑えられる。これは，熱帯域の上昇する空気塊の浮力が中緯度と比べて小さいために，安定層の影響が強く作用するためである。また，乾燥空気が赤道付近にもたらされる要因である，Dry air intrusion と呼ばれる現象（Yoneyama and Parsons, 1999），放射過程によって乾燥空気が安定層をさらに強化する効果（Mapes and Zuidema, 1996），熱帯域の雲の分布は積乱雲と浅い積雲だけでなく，その中間の雄大積雲も常に数多く存在するという，雲の分布の 3 極構造（Johnson *et al.*, 1999）などの，雲頂高度分布にかかわる研究についても紹介した。また，パラオにおける観測結果から，対流圏中層が乾燥している場合には，積雲対流内部の上昇流の発達も抑えられることを示した。

5. 安定度の違いによる積乱雲の組織化や発達高度への影響

竹見哲也（京都大学防災研究所）

積乱雲のメソ対流系への組織化に及ぼす環境条件については，これまで観測や数値実験・シミュレーションによる多数の研究がなされている。特に線状降水系（スコールライン）の発達機構における鉛直シアの重要性は広く認識されている。一方，メソ対流系は熱帯・亜熱帯・温帯・乾燥帯など多様な気候条件において発達するため，それぞれの環境場での気温・水蒸気量・風速の各種環境条件の重要性を吟味する必要がある。ただ，それら環境条件のメソ対流系への影響を数値的に調べるためには，現実大気の特徴を失わない範囲で条件の簡略化が必要である。例えば，スーパーセルストームの環境条件を調べた Weisman and Klemp (1982, 以下 WK82) や最近の McCaul *et al.* (2005) および James *et al.* (2006) の数値実験は参考になる。Takemi (2007) でも簡略化した設定により感度実験がなされ，熱帯型と中緯度型の気温プロファイルで発達するスコールラインは，同程度の *CAPE* や可降水量を持つ環境場だったとしても，中緯度型プロファイルの方が対流系の発達にはより好都合であることが指摘されている。本発表では，より系統的な感度実験を行うことにより，静的安定度の違いにより系の組織化や強度がどのように規定されるのかについて，系を構成する対流セルの発達高度との関連において議論した。

米国国立大気研究センターなどの開発による次世代

メソ気象モデル (Weather Research and Forecasting modeling system: WRF/Advanced Research WRF) を用い、理想化した条件を設定してスコールラインの数値実験を行った。力学過程に注目するため、雲微物理過程および乱流過程のみ考慮し、WK82 による気温・相対湿度の鉛直プロファイルを水平一様に与えた。地上での温位を固定しつつ対流圏界面の温位を変化させることで静的安定度が異なる条件を設定し、また静的安定度が異なる場合でも下層の水蒸気量を調整することで CAPE は不変であるような条件を設定した。ここで考慮する鉛直シアは、下層にのみ存在し、スコールラインに直交する方向を向いている。簡略化された条件であるため、多数の感度実験を行うには適している。

数値実験により、仮に CAPE が同じ条件だとしても、気温プロファイル（すなわち静的安定度）が異なれば、対流セルの発達高度は圏界面温位がより低い（より安定度が低い＝より中緯度型）ほど高くなり、セル内の上昇流の強さや雲物理量が増大することがわかった。対流セルの発達強度が異なるため、結果としてスコールラインの系としての強度も安定度が低い場合のほうが強くなった。また、対流性の上昇流は、安定度が低い場合により広範な領域で形成されることも示された。これらの結果から、より広範かつ強い対流セルが高高度まで発達することで、対流系内の凝結量が増加し、環境場との相互作用が強化され、活発な降水蒸発により下層の冷氣外出流も強まり、強い対流セルが持続される、という仕組みが読み取れる。

系の強度を何らかの環境パラメータで整理できると診断や予測の面で便利である。CAPE や可降水量は、静的安定度が異なる場合で比較する際には良い尺度とは言えない（逆に言えば安定度が同程度であれば CAPE は良い尺度であることが示唆される）。様々な指標を調べた結果、対流不安定な成層をしている下部対流圏の気温減率が対流系の強度とよく対応していることがわかった。すなわち、条件付不安定の尺度という極めて基本的な概念である。現実の事例解析においても気温減率を調べてみることは、特に安定度が異なる場合に積乱雲の発達高度や組織化を議論するときには大切なことであろう。またこれにより、熱帯のスコールラインおよび中緯度のスコールラインの構造や組織化の比較も整理して議論できるものと考えられる。

6. 温暖化によって積乱雲の発達高度はどう変わるのか

金田幸恵 (AESTO/気象研究所)

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change: 気候変動に関する政府間パネル) 第4次評価報告書をはじめ、近年、地球温暖化の将来気候に与える影響がおおいに着目されている。それにより、さまざまな数値実験が全球モデルを中心に行われているものの、領域気候とりわけ雲システムやその構成要素である積乱雲に関する研究はまだ少ない。本報告の冒頭で述べられているように、5～15 km 程度のスケールしか持たないにもかかわらず、積乱雲は地球規模の水・熱循環において非常に重要な役割を果たしている。したがって、それらの温暖化による変質の可能性を探ることは、きわめて意義深い。

文部科学省「人・自然・地球共生プロジェクト」の課題4「高精度・高分解能気候モデルの開発」サブグループ2では、地球温暖化が東アジア域の梅雨期の気候と雲・降水システムに及ぼす影響を調べるため、水平分解能 5 km および 1 km の気象庁非静力学モデル (JMA-NHM: 5 km-NHM/1 km-NHM) を用いた数値実験を行った。その結果、現在気候に比べて将来気候では東シナ海から九州にかけての降水量が多く、中でも西日本域での増加が顕著であった。強度別には、将来気候は現在気候より 5 mm h^{-1} 以下の弱い雨と 50 mm h^{-1} 以上の強い雨によってもたらされる降水量の占める割合が増す傾向にあった。

これらの降水を生成した雲システムを、雲水混合比、気温、上昇気流を指標に分類した。用いたデータは6月21日から7月17日までの現在気候及び将来気候それぞれ3年分の 5 km-NHM の結果を水平 20 km 格子で平均したものである。まず、雲水混合比が 0.1 g kg^{-1} 、かつ上昇気流が正である領域を cloudy area = 雲システム内と定義する。次に、cloudy area の上端（以降、雲頂高度と呼ぶ）が 276K 高度より高いものを「背の高い雲システム」、それより低いものを「背の低い雲システム」とする。ただし、海霧などの混入を避けるため雲頂高度が 283K（高度約 2 km）に満たないものは「その他の雲システム」として除外した。続いて、雲システム内で高度にかかわらず 0.1 m s^{-1} 以上の上昇気流が見られた場合は「対流性」、それ以外は「層状性」と判定する。このようにして、雲システムを 1) 背の低い対流性、2) 背の低い層状性、3) 背の高い対流性、4) 背の高い層状性、5) それ以外の雲