

## 第28回メソ気象研究会の報告

### — 積乱雲の発達高度 —

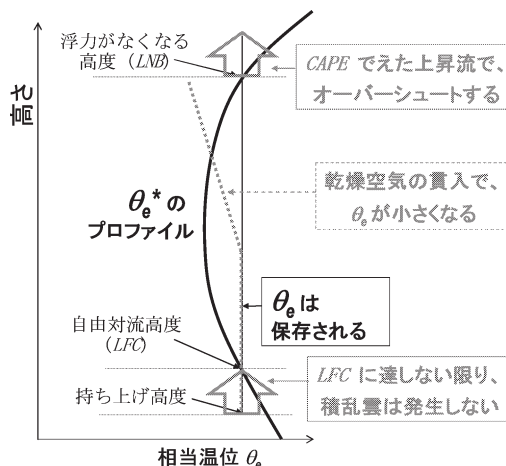
コンビーナー：加藤輝之（気象研究所予報研究部）

#### 1. はじめに

集中豪雨（水平スケール数十 km）は、主に発達した積乱雲群（メソ対流系）によってもたらされる。また、熱帯域の発達した大量の積乱雲による大気中層の加熱は地球規模の大循環（水平スケール数千 km）に大きな影響を与える。このようにスケールが3桁も異なる現象を考える上でも、5～15 km 程度のスケールしか持たない積乱雲が非常に重要な働きをしているのである。しかし、積乱雲の発達高度の決定は大気状態に依存するにもかかわらず、そのことについてはあまり議論されてこなかった。

そこで、今回のメソ気象研究会では大気状態が異なる梅雨前線帯と熱帯域での積乱雲の観測や積乱雲に関わる解析・数値シミュレーションを取り上げて、積乱雲の発達条件についての議論を深め、今後の研究方向を探ることをめざした。テーマとしては「積乱雲の発達高度」とし、日本気象学会春季大会前日の2007年5月12日（土）に気象庁講堂で開催し、コンビーナーから5名の方に講演を依頼した。また、参加者は130名を超えた。

まずここで、積乱雲の発達高度を決める要因について温位エマグラム（第1図）を用いて簡単に説明する。気塊の相当温位 $\theta_e$ は保存するので、大気下層から持ち上げられた気塊の $\theta_e$ と周囲の飽和相当温位 $\theta_e^*$ とが等しい高度が見つかる。この高度は自由対流高度（level of free convection : *LFC*）と呼ばれる。*LFC*に達すると、気塊は外部強制力がなくても、乾燥空気の貫入がなければ再び周囲の $\theta_e^*$ と等しくなる高度（浮力がなくなる高度、level of neutral buoyancy : *LNB*）まで自ら上昇することができる。ただし、気塊が*LNB*に達しても上昇流が存在しているので、積



第1図 積乱雲の発達高度を決める要因。

乱雲の発達高度は*LNB*よりある程度高くなる。以上から、積乱雲の発達高度は主として、持ち上げる気塊の $\theta_e$ と上空の $\theta_e^*$ のプロファイル、および乾燥空気の貫入の程度で決まることがわかる。詳細については、吉崎・加藤（2007）や加藤（2007）を見て頂きたい。

#### 2. 梅雨前線帯における積乱雲の潜在的発達高度について

加藤輝之（気象研究所予報研究部）

梅雨前線帯での積乱雲が発生・発達する環境場を明らかにすることを目的に、*LNB*について気象庁領域客観解析データ（水平解像度20 km）を用いて統計的に調べた（詳細については、Kato *et al.*, 2007を参照）。梅雨期として、2001～2005年の6月と7月を統計期間とした。800 hPaより下層の最大の相当温位をもつ気塊を持ち上げることで、*LNB*を計算した。なお、気塊を持ち上げる高度から*LFC*までの距離が

200 hPa 以上ある場合は統計から除外した。

梅雨期日本列島付近で降水が生じている割合が1割程度である一方、*LNB* が存在する潜在不安定である割合は2~3割程度であった。*LNB* の出現頻度の鉛直分布には、海上で3つ、陸上で2つのピークが解析された。150 hPa 付近に存在する上層のピークは6月では非常に弱く、層積雲に対応する900 hPa 付近に存在する下層のピークは陸上では現れない。もう1つのピークは700 hPa 付近の中層に解析された。

梅雨期のように地上気温が25°C前後の場合、気温変化が数 K 以内なら、*LNB* の高度は大気下層から中層の気温減率に強く依存する。具体的には、気温減率が5 K km<sup>-1</sup> よりも大きくなると、*LNB* は急激に高くなる。統計結果から、日本列島付近の気温減率が風上側の、特に中国南部の対流活動に強く依存していることが分かった。6月では、梅雨前線帯での強い対流活動で対流圏中層が暖められるために日本列島付近では*LNB* が中層に頻繁に解析されるようになり、積乱雲の発達抑制される。また、梅雨前線帯にともない、強い対流活動域が北上する7月では、そのような抑制はかなり緩和される。

中層に存在する*LNB* は梅雨前線帯の他領域でもしばしば解析されるが、西部北太平洋域ではほとんど見られない。したがって、積乱雲の発達高度が6~7 km にしか達しないことを暗示する中層の*LNB* は、梅雨前線帯の特徴の1つであると考えられる。

### 3. 梅雨前線帯で観測された積乱雲の発達高度について

上田 博 (名古屋大学地球水循環研究センター)  
「降水システムは、水平スケールが3桁も異なる階層性をもつ現象であり、その中に埋め込まれている、5~15 km 程度の水平スケールしかもたない積乱雲が降水システムの発生・発達・維持機構に重要な働きをしている可能性がある」と、今回のメソ研究会の趣旨として「はじめに」で述べられている。積乱雲を「降水をともなう積雲」と考えると、主要な降水が融解層高度より低い対流性降水雲も積乱雲と考えられ、冬の日本海でみられる筋雲(雪雲)も積乱雲からなるといえる。また、「梅雨前線帯には地上高度5 km 程度の背の低い積乱雲が多いのではないか」ということが議論されるようになった。Zhang *et al.* (2006a, b) は、梅雨前線帯に見られる背の低い対流性降水雲の存在を、中国合肥ドップラーレーダーデータの解析及び

数値実験により明らかにした。その結果を紹介し、梅雨前線帯で観測された積乱雲の発達高度について議論した。

梅雨前線周辺におけるメソβスケールの対流システム(MβCSs)の主な構造特性を明らかにするために、長江下流域を観測範囲とする合肥ドップラーレーダーの2001年から2003年までの梅雨期の観測データを解析した。ブライトバンドフラクシオン(BBF)法を用いて、MβCSsの対流域と層状域を分離し、対流域に対する日平均と年平均のレーダー反射強度の鉛直プロファイルを計算した。MβCSsの対流域についての各年の年平均鉛直プロファイルから、レーダー反射強度のピークが低い高度(約3 km)にあること、融解層より上空では急激な反射強度の減少がみられることが明らかになった。MβCSsの特性を理解するために、対流圏中層にエコー頂をもつ対流(convection of medium depth: CMD)という概念を提案した。15 dBZの反射強度でみたエコー頂が8 km 以下で、反射強度のピークが高度4 km より低い対流セル群をCMDと定義した。

梅雨前線周辺における降水システムの構造特性を明らかにするために、MβCSsを移動速度と梅雨前線との相対位置によってつぎの4つに分類した。1) 移動速度が3 m s<sup>-1</sup>以下と遅く、降雨域が梅雨前線の南側にあるSSFタイプ、2) 移動速度が遅く、降雨域が梅雨前線上にあるSAFタイプ、3) 移動速度が7 m s<sup>-1</sup>以上と速く、降雨域が梅雨前線上にあるFAFタイプ、4) 移動速度が遅く、降雨域が梅雨前線の北側にあるSNFタイプ。SSFタイプの主な対流はCMDであり、対流域の面積の51%を占めた。SAFタイプにはCMDと深い対流(DC)がともに存在し、CMDは対流域の面積の34%を占めた。FAFタイプの対流域はほとんどDCからなり、SNFタイプにおける対流はCMDが支配的であった。SSFタイプが発生する環境場は、地上付近の収束が弱いこと(<2×10<sup>-5</sup> s<sup>-1</sup>)、*LNB* が低いこと、及び対流圏中層以下の大気が湿潤であることで特徴づけられていた。SSFタイプの降雨量に対するCMDの大きな寄与とSAFタイプにおけるCMDの無視できない寄与から、CMDは梅雨前線にともなう降水システムの主な構造の1つであることが示唆された。また、雲解像数値モデルを用いた事例解析からCMDではほとんど雪が作られず、2~3 kmの低い高度に降水のコアができることが示された。

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°C 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<sup>-1</sup>以下の弱い雨と50 mm h<sup>-1</sup>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 $>0.1 \text{ g kg}^{-1}$ 、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 $>0.1 \text{ m s}^{-1}$ 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

システムの5タイプに分類した。雲システムすべてでは、現在気候では30%以上の頻度で出現する領域が九州北部に限られている一方、将来気候では中国大陸東海上から東シナ海、九州にかけての広い領域で見られる。また、将来気候では北緯30度以南で背の低い雲システムが総数に対して15%以上の割合で存在するものの、現在気候では主要な雲システムの分布域に背の低い雲システムはほとんどない。この将来気候で特徴的な背の低い雲システム出現時の成層状態を調べたところ、多くの事例で融解層付近に $\theta_e^*$ の高い層が見られた。将来気候では海面付近で南から高 $\theta_e$ 塊が流入しておりこれはLNBを高める一方、中層でしばしば見られるこの高 $\theta_e^*$ 層のため雲頂高度が抑えられたと考えられる。将来気候で見られる背の低い雲システムは、水平スケールが数km程度と小さなものが多いものの、しばしば強い上昇気流を持ち比較的強い降水をもたらす。今後、この中層の高 $\theta_e$ 層の成因等背の低い雲システムの生成メカニズムを調査するとともに、将来気候における日本を含む東アジア域の梅雨後期の雲システムと分布特性の変質の可能性を探りたい。

本研究は、数値実験の結果を用いた雲システムのタイプ分類の一方法を提案すると同時に、領域の成層状態が雲の発達状態に密接に関連し、その変質が将来気候の雲システムの分布と特性に影響を及ぼしうることを示唆した。言うまでもなく、現在気候においても成層状態が異なる気候帯や領域別に特徴的な雲システムの分布と特性が予測される。全球モデルなどの積雲パラメタリゼーションを考える上でも、それらの知見を深めることは非常に重要である。また、近年、TRMMなどの衛星データも蓄積し整備されつつある。今後、これらを含めた観測データとの比較により、分類法の信頼度と妥当性を確認していきたい。

なお、本研究の成果は、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」において、全球大気モデル開発グループ雲解像大気モデル開発グループが行った数値実験に基づいている。実験では地球シミュレータを利用して頂いた。

## 7. 総合討論

まず、積乱雲の定義について議論した。冬の雪雲についても気象庁では積乱雲(cumulonimbus:Cb)として観測していることから、発達高度ではなく「(ある程度の)降水をもたらす積雲」として定義してはど

うかという提案に強い反対意見はなかった。

対流圏中層にピークがある積乱雲として、熱帯域ではJohnson *et al.* (1999)がcumulus congestus(雄大積雲)と定義している。その一方、梅雨前線帯ではZhang *et al.* (2006a)がconvection of medium depthと定義し、今回のメソ研究会においては金田がlow cloud top systemと定義した。今後、発生機構が同じであれば語句の統一を行うべきであり、積乱雲の発達メカニズムについての観測的・数値的研究の進展を期待したい。その中で、積乱雲の発達高度を決める条件や積乱雲の発達の程度が降水系全体および降水効率に与える影響などについての研究が望まれる。特に、温暖化時の降水システムを議論するためにも、現在気候においての体系的な知識の蓄積が必要であろう。また、当然のことだが、研究者間の関係強化が必要不可欠なので、多くの研究者がこの課題に興味を持って頂きたい。

## 謝辞

今回のメソ気象研究会を開催するに当たって、会場の予約・準備・運営をして頂いた気象庁数値予報課および企画課の方に感謝します。

## 参考文献

- Brown, R. G. and C. Zhang, 1997: Variability of midtropospheric moisture and its effect on cloud top height distribution during TOGA-COARE, *J. Atmos. Sci.*, **54**, 2760-2774.
- James, R. P., P. M. Markowski and J. M. Fritsch, 2006: Bow echo sensitivity to ambient moisture and cold pool strength, *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 950-964.
- Johnson, R. H., T. M. Rickenbach, S. A. Rutledge, P. E. Ciesielski and W. H. Schubert, 1999: Trimodal characteristics of tropical convection, *J. Climate*, **12**, 2397-2418.
- 加藤輝之, 2007: 梅雨前線帯と集中豪雨—積乱雲が発達するための条件—, *天気*, **54**, 395-398.
- Kato, T., S. Hayashi and M. Yoshizaki, 2007: Statistical study on cloud top heights of cumulonimbus thermodynamically estimated from objective analysis data during the Baiu season, *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, (in press).
- 真木 亮, 篠田太郎, 清水慎吾, 坪木和久, 上田 博, 2007: 梅雨期に東アジアで観測された降水セルの統計的特徴, 日本気象学会2007年度春季大会講演予稿集,

- (91), 99.
- Mapes, B. E. and P. Zuidema, 1996 : Radiative-dynamical consequences of dry tongues in the tropical atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, **53**, 620-638.
- McCaul Jr., E. W., C. Cohen and C. Kirkpatrick, 2005 : The sensitivity of simulated storm structure, intensity, and precipitation efficiency to environmental temperature, *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 3015-3037.
- Takayabu, Y. N., J. Yokomori and K. Yoneyama, 2006 : A diagnostic study on interactions between atmospheric thermodynamic structure and cumulus convection over the tropical western Pacific Ocean and over the Indochina Peninsula, *J. Meteor. Soc. Japan*, **84A**, 151-169.
- Takemi, T., 2007 : A sensitivity of squall-line intensity to environmental static stability under various shear and moisture conditions, *Atmos. Res.*, **84**, 374-389.
- Weisman, M. L. and J. B. Klemp, 1982 : The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy, *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 504-520.
- Yoneyama, K. and D. B. Parsons, 1999 : A proposed mechanism for the intrusion of dry air into the tropical western Pacific region, *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1524-1546.
- 吉崎正憲, 加藤輝之, 2007 : 豪雨・豪雪の気象学, 朝倉書店, 187pp.
- Zhang, C.-Z., H. Uyeda, H. Yamada, B. Geng and Y. Ni, 2006a : Characteristics of mesoscale convective systems over the east part of continental China during the Meiyu from 2001 to 2003, *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 763-782.
- Zhang, C.-Z., H. Uyeda, H. Yamada and B. Geng, 2006 b : Characteristics of convections of medium depth to south of the Meiyu front analyzed by using numerical simulation, *SOLA*, **2**, 160-163, doi : 10.2151/sola.2006-041.
-