Netsu Sokutei **36**（1）10-17

解　説

熱帯における積乱雲の発達と大気の循環

安永数明

（受取日：2008年11月17日，受理日：2008年12月22日）

Development of the Convection in the Tropics and Atmospheric Circulation

Kazuaki Yasunaga

(Received November 17, 2008; Accepted December 22, 2008)

In the tropics, convection outflow is commonly observed around the height of 14 km and 5 km. This fact implies that the mid (5 km)-level and high (14 km)-level outflows are both important to the atmospheric circulation. On the other hand, the outflow around the 5 km level has been recently recognized, and the process responsible for the mid-level outflow is still unclear. The present paper introduces two candidate processes (inhibition of the convection development by stable layer and melting cooling), and concludes that the melting cooling plays a critical role in the mid-level outflow. A few of the essential thermodynamical aspects of individual cumulus clouds are also reviewed briefly.

Keywords: Cumulus convection; Hadley circulation; Condensation enhanced by melting cooling

1. はじめに

良く晴れた夏の日の午後には，**Fig.1** に示すような積乱雲がモクモクと湧く姿がよく見られる。我々が暮らす大気下層は対流圏とよばれ，色々な運動によって空気が上下方向によくかき混ぜられているのが特徴である。**Fig.1** のような積乱雲は対流圏の代表的な現象の一つで，赤道付近の熱帯域では集団的に発生することが多い（例えば**Fig.2**）。本稿では**Fig.1** のような単一の積乱雲の発達のメカニズムを導入として，**Fig.2** のように積乱雲が集団的に発生する熱帯域における実際の積乱雲の発達とそれに対応した地球規模の大気循環について，解説することを目的とする。

大気は太陽の光に対して殆ど透明であるため，太陽光は大気を素通りして地表面を直接暖め，地表付近の空気はその影響により加熱される。一方で，空気自身は放射により絶えず熱を失っているため，地表面から遠い対流圏上層の空気は冷えるだけで，地面付近の空気との温度差が大きくなる。暖かい空気は軽く，冷たい空気は重たいため，軽い空気が重たい空気の下にあるのは不安定であり，この不安定がある臨界状態を超えると，不安定を解消するような上下方向の転倒が起こる。この様な運動を（自由）対流とよぶ。良く晴れた夏の日には大気下層が強く暖められることで，**Fig.1** のような積乱雲が発達するが，こうした積乱雲は大気の不安定を解消し，対流圏において上下に方向に空気をかき混ぜる役割を果たす代表的な対流現象である。

赤道付近の低緯度では，太陽に対して垂直に近い角度で光を浴びるため，太陽光が斜めに入ってくる中・高緯度よりも，単位面積あたりの太陽エネルギーの量が大きい。そのため赤道付近では地表面（それに伴い下層の空気）がより暖められることになり，積乱雲の発達に好条件となって

© 2009 The Japan Society of Calorimetry and Thermal Analysis.

いる。積乱雲の発達は降水をもたらすが，地球の気候的な降水分布を示した**Fig.3**において赤道付近で多くの雨が降っており，対流活動が実際に赤道付近で活発であることが確認できる。

ここで地球の経度方向の変化を無視して，南北（子午面）方向の地球規模の大気循環について述べる。**Fig.3**の赤道域における活発な対流活動は，**Fig.4(a)**に示したように赤道付近では，暖められた下層の空気が積乱雲により次々と対流圏上層へと達していることを意味する。赤道域で上空へと上がった空気は高緯度側に拡がっていきながら，自身の放射冷却により徐々に沈降していく。下層では赤道域における活発な積雲活動による空気の上方への運動を補償する赤道へ向かう流れがあり，この流れに沿って沈降してきた空気は再び赤道域へ戻ってくる。このような循環をハドレー循環とよび（模式的に**Fig.4(a)**に示す），古典的には対流圏の上限（対流圏界面とよぶ）付近の高度まで発達するような深い積乱雲に対応して，**Fig.4(a)**のように1セル型の構造をしていると考えられてきた。

赤道域では対流圏界面付近まで達するような深い積乱雲だけでなく，対流圏中層の特定の高度（高度5 km付近）までしか発達しない**Fig.5**に示すような雄大積雲も頻繁に観測される（例えば文献3）。このことは大気循環の観点では，雄大積雲に対応した浅い循環も存在し，ハドレー循環の一部には**Fig.4(b)**に示したような2セル型の循環も内合されており，古典的な**Fig.4(a)**のような1セル型の構造とは違う場合が良くあることを示唆する。しかし，この雄大積雲が熱帯域で循環に影響を与えるほど頻繁に存在するということは最近認識され始めたもので，発達メカニズムに関しても良く分かっていない。以上より，本稿ではまず2節で基本的な対流の発達の仕組みについて概説し，3節で積乱雲の発達高度の考え方について整理する。その後，4節で実際の熱帯域における積乱雲の発達高度分布を紹介し，最後に5節で上記の熱帯における雄大積雲の発達メカニズムに関する最近の研究成果について述べる。

2．大気の対流の発達の仕組み

本節ではまず，積乱雲の発達の基礎として水蒸気が関与しない乾燥対流から，水蒸気が重要な役割を果たす湿潤対流という順で，対流の発達の仕組みについて概説する。

2.1　乾燥対流

高い山に登ると平地と比べて温度が低くなることから分かるように，対流圏では気温は上空に行くにつれて減少し，その割合は高さ1 kmに付き6.5 K程度である。暖かい空気は軽く，冷たい空気は重たいため，対流圏の状況は軽い空気が重たい空気の下にあることになり，この状態は不安定であるように一見思われる。しかし現実大気中の対流を考える時には，大気の成層状態と，ある空気の塊（気塊）の周りの空気に対する仕事による温度低下を考えなければならない。気圧は，高度と共に急激に減少しているので，ある下層の空気塊が上層に持ち上げられて，周りの空気の圧力と釣り合うには，風船のように膨張し気圧を下げる必要がある。膨張すると言うことは，自分のエネルギー（内部エネルギー）を消費して，周りの空気に対して仕事をするということで，結果として気塊は冷たくなる。地球大気の場合，この冷却の割合は高さ1 kmに付き9.8 Kである。即ち，地上付近の気塊をそのまま上空へ持ち上げていくと，9.8 K km^{-1}の割合でその気塊の温度は減少していく（**Fig.6**のSから破線へと通じる直線）。この温度減率のことを乾燥断熱減率（dry adiabatic lapse rate）という。一方で，前述のように周りの空気は6.5 K km^{-1}でしか低下しないので（**Fig.6**のSから延びる実線），同じ高度では，下層から上昇してきた気塊の方が冷たくなってしまう。このように現実大気は乾燥対流に対して基本的に安定である。

2.2　湿潤対流

次に地表面近くの水蒸気を含んだ気塊を考える。気塊が持つことの出来る最大の水蒸気量（飽和蒸気圧）は，基本的に気塊の温度に依存して，温度が上がれば多くなるし温度が下がると少なくなる。ある下層の未飽和の気塊が，（何らかの強制力により）上層に持ち上げられるとき，最初は水蒸気の相変化は伴わないので，乾燥断熱線に沿って温度低下していく（**Fig.6**のSから破線へと通じる直線）。その後，上昇に伴う温度低下により，ある高度で気塊が保持する水蒸気量と持ちうる最大水蒸気量が同じになる。この高度を持ち上げ凝結高度（LCL; Lifting Condensation Level）という。それを超えて更に気塊が持ち上げられて温度が下がると，保持できる水蒸気量を超えた部分が凝結し，水滴を作るようになる。この水滴が雲である。水蒸気から水滴への相変化の際に凝結熱が放出され気塊を暖めるため，LCLを超えた気塊の上昇に伴う温度低下は，乾燥断熱減率よりも緩和されて，低高度ではおおよそ1 kmにつき6 K前後の低下率となる。これを湿潤断熱減率（moist adiabatic lapse rate）という（**Fig.6**のLCLから上に延びる曲線）。一方で周囲の空気は，おおよそ6.5 K km^{-1}の割合で低下するので，（周囲の空気の温度減率）＞（気塊の温度減率）となり気塊は上昇するにつれて，周りの空気の温度に追いつき始める。そしてある高度で周囲の温度と気塊の温度が等しくなる。この高度を自由対流高度（LFC; Level of Free Convection)という。この高度を超えると，気塊の温度は周囲の大気よりも高くなる。これは気塊が周囲の大気よりも軽いことを意味し，その浮力のために（強制力がなくても）上昇を続けるようになる。

飽和蒸気圧は温度低下に伴い指数関数的に減少するため，

気塊がある程度上昇をすると最初に保持していた大半の水蒸気を凝結で使い果たし，凝結熱による暖め効果が小さくなる。そのため上層では，ほぼ乾燥断熱減率に近い低下率で気塊の温度は低下していく。それは（周囲の空気の温度減率）＜（気塊の温度減率）を意味し，周りの大気との温度差はどんどん小さくなっていくため，ある高度で周りの空気の温度と同じになる。この浮力のなくなる高度をLNB（Level of Neutral Buoyancy）という。気塊は下から上がってきた勢いでこの高度を超えるが（Overshoot），この高度より上では下向きの力が働き，最終的にLNBの高度で気塊は落ち着くことになる（本稿ではOvershoot時の最高到達高度ではなく最終的に気塊が落ち着くLNBの高度を積雲の「発達高度」とよぶ）。

本節での議論で，積乱雲などの対流性の雲が発達できるかどうかは，気塊を自由対流高度まで持ち上げるような強制力が存在するかどうかにかかっている。一般的に山などの地形による強制上昇，低気圧などの総観規模の擾乱に伴う上昇流など様々な要因があるが，ここでは強制力については議論しない。

3. 積雲の発達高度とエントレインメント，デトレインメント

積乱雲は対流性の雲の最も代表的なもので，積乱雲では2節で見たような地表面近くの水蒸気を含んだ気塊の浮力を失う高度までの運動が起こっている。すなわち積雲対流は，地上付近の空気を大気下層から雲頂の対流圏上層へと輸送するとも言える。本節では積乱雲による気塊の鉛直輸送を，発達高度という観点から整理する。

ここでは上昇中の複数の気塊を考える。単純化のために各気塊の初期の地表面における温度，水蒸気量は同じであると仮定する。周囲の空気と上昇気塊との混合（これをentrainment：エントレインメントという）を考慮しなければ，積乱雲の発達高度は2節で述べたLNBとなり，初期の温度，水蒸気量と周囲の空気の温度プロファイルに依存して，気塊は全てLNBのところで浮力を失い，**Fig.1**の「かなとこ雲」のように水平方向へ拡がる（このように鉛直方向の運動をやめて，水平方向に対流性の雲から出て行くことを，detrainment：デトレインメントという）。すなわちエントレインメントを無視した場合，地表面付近の空気は，全てLNBのところまで鉛直輸送されて水平方向に拡がっていくことになる。

しかし実際には積乱雲などの対流性の雲が上昇し発達する際には，その側面で周りの空気が雲の中に取り込まれ混合する。周囲の空気は上昇中の気塊よりも冷たく未飽和のため，エントレインメントにより気塊の温度は（冷たい空気の混合による直接的効果と，気塊の持つ水滴の蒸発による間接的な効果により）低下する（**Fig.6**でLFCから上に延びる点線）。そのため浮力を失う高度（LNB）も低下することになる（**Fig.6**のLNB’）。このことは積乱雲の発達高度は，初期の温度，水蒸気量と周囲の空気の温度プロファイルだけでなくエントレインメントがどの程度あるかにも依存することを意味する。

積乱雲の中でエントレインメントは，時間的に不連続に，空間的に非均質に起こっていることが観測データから示唆されている。即ち，上昇中の気塊の集団を考えた時に，全ての高度で周囲と同じように混合を起こすわけでも，全ての気塊が同じように混合を起こすわけでもない。その中で積乱雲の発達高度（最高到達高度）を決めるのは，殆どエントレインメントを経験しない気塊（“Lucky Parcel”）で，発達高度はほぼLNBと一致する（**Fig.7**）。一方で，上昇中にエントレインメントを経験した気塊は，上昇する気塊の集団からは脱落して，更なるエントレインメントを経験しながら，新たな気塊の浮力消失高度で，デトレインメントする（**Fig.7**）。

以上のように地表面付近の気塊は，エントレインメントの経験によりそれぞれの最終到達高度（浮力消失高度）でデトレインメントし水平方向に拡がっていくことになる。このことは積雲対流からの雲の拡がりを調べることで，地表面付近にあった気塊が積乱雲によりどの高度に達しているか間接的に評価することが出来ることを意味する。それを念頭に次節では，熱帯における雲の拡がりの高度分布について述べる。

4. 熱帯域における積乱雲からのデトレインメント

Fig.8は，雲頂高度と，雲底高度の二つの指標を用いて，熱帯域における雲の出現頻度の鉛直分布を調べたものである。**Fig.8**下部に模式的に示したように，**Fig.8**左側のボックス（縦方向帯状の暗部）では，雲頂高度と雲底高度が離れており積乱雲を含む対流本体（tower cloud）の出現頻度を表しており，右側の斜めのボックス（斜方向帯状の暗部）では，雲頂高度と雲底高度が近く層状の雲（layer cloud）の出現頻度を表している。特に後者は，積乱雲からのデトレインメントがどの高度で頻繁に起こっているかを主に表していると考えることが出来る。

Fig.8の対流の出現頻度を表すボックス内では対流圏界面に近い15 km付近が極大となっている。そこからの水平方向の拡がりの出現頻度を表す右側の斜めのボックス内においても，若干高度は下がるものの10～12 km付近で極大となっている。**Fig.8**を注意深く眺めると，高度5～6 km付近で，対流と対流からのデトレインメント共に極大となっていることが分かる。熱帯域で雲を眺めていると**Fig.5**に示したように高度5～6 km付近まで発達する積乱雲（雄大積雲）

Fig.1 Cumulonimbus developed in a summer afternoon (Photo by Yasunaga. Place: JAMSTEC Yokosuka headquarters).

Fig.2 Organized convection developed over the tropical ocean (Photo by Yasunaga. Place: Republic of Palau).

が頻繁に観測され，**Fig.8** の中層の極大はこのような雲と対応していると考えられる。

この結果は第1節で述べたように，ハドレー循環の古典的な1セル型の循環では説明できず，実際には圏界面付近まで運ばれて水平に拡がって沈降しながら赤道付近に戻ってくる深い循環と，5～6 km付近で水平に拡がって沈降し赤道付近に戻ってくる浅い循環の，2セル型の循環も存在している可能性があることを強く示唆する。しかし深い循環と浅い循環を経験する気塊の定量的な評価は，まだこれからの課題である。

5. 熱帯の対流圏中層における デトレインメント極大の原因

本節では，対流圏中層においてデトレインメントを作り出すメカニズムについて，主な二つの説を挙げて，そのどちらが数値モデルによる実験結果や観測状況をより適切に説明するかを最後に考察する。

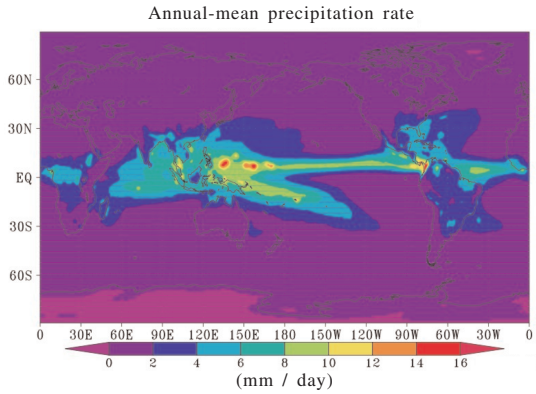

Fig.3 Climatological distribution of rainfall calculated in JCDAS (JMA Climat Data Assimilation System).

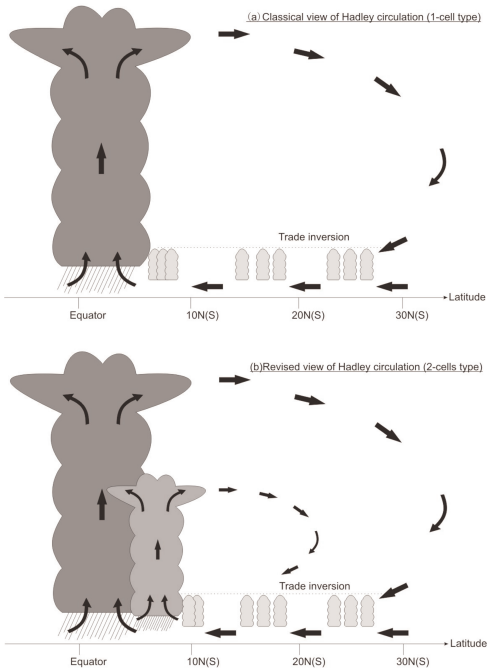

Fig.4 Schematic of the meridional atmospheric circulation (Hadley circulation) and cumulus convection in the tropics. Arrows indicate air flow.

5.1 熱帯の温度プロファイルと安定度の高い層によるデトレインメントの促進

熱帯の海洋上において，実際の大気の温度のプロファイルは**Fig.9** に一定の温度減率を持つわけではなく，**Fig.9** の点線で模式的に示したように高度4 km付近で冷たくなって

Fig.5　Cumulus congestus developed over the tropical ocean (Photo by Ushiyama. Place: Republic of Maldives).

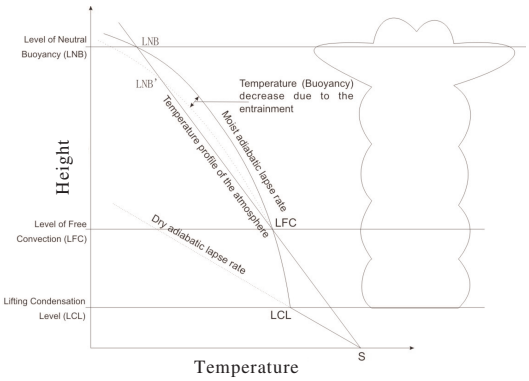

Fig.6　Temperature change of adiabatically-rising air parcel and temperature profile of the atmosphere.

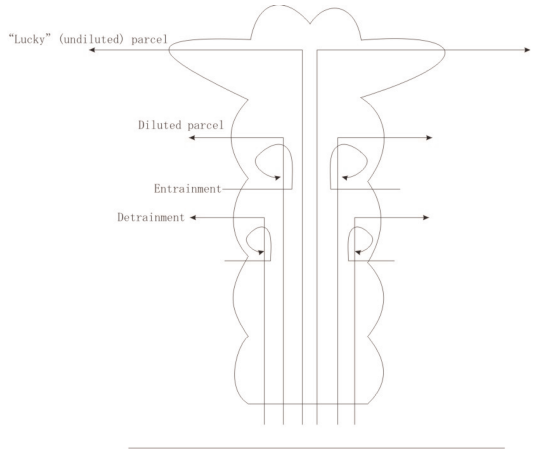

Fig.7　Schematic of entrainment and detrainment. (Based on Raymond and Blyth, 1986, Ref.4).

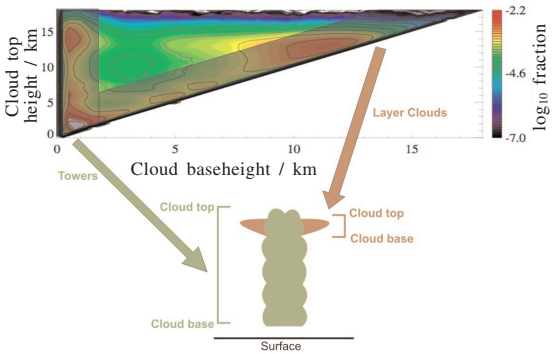

Fig.8　Occurrence frequency of clouds (Taken and modified from Riley and Mapes 2008, Ref. 5). In the upper panel, left box indicates the frequency of tower clouds and right box the frequency of layer clouds, which are schematically represented in the lower panel.

おり，高度3～4 km付近で比較的大きな温度減率（不安定な成層），高度5 km付近で小さな温度減率（安定成層）を持つことが多いことが知られている（例えば文献2）。このような温度構造の原因は，氷から水への相変化に伴う冷却であると考えられている。これまで水蒸気の水への相変化しか考えてこなかったが，熱帯大気は高度5 km付近で0 ℃となっており，それより上の高度では，水蒸気から氷への相変化や，氷と水の相変化を考える必要がある。

ここで気塊の上昇に伴い水蒸気が氷へと相変化した場合を考える。水や氷となっても，粒子として充分に小さい場合水蒸気と同様に気塊と共に移動できるが，ある程度大きく（おおよその目安は球形で考えて半径 0.1 mm）なると，落下速度が大きくなり気塊から脱落してしまう。上層から落下をはじめた氷粒子は，周囲が未飽和であった場合蒸発（昇華）しながら，その残りが地表へと到達する（それがいわゆる“雨”である）。ここで落下中に温度0 ℃の高度（熱帯で約5 km）以下になると，氷粒が溶けて水滴へと変わる。この相変化では融解熱により大気を冷却する。即ち，融解する高度ではこの融解に伴う冷却により，元々の温度よりも低くなるため，初期に温度減率を一定とすると，融解が起きた後は，**Fig.9**の点線で示したように融解が集中的に起きた高度の下層で比較的大きな温度減率，融解が集中的に起きた高度の上層で小さな温度減率を持つことになる。次にこのような温度プロファイルがあった場合，積雲対流からのデトレインメントはどうなるかについて考える。

地表面からの様々な気塊の仮想的な温度プロファイルを**Fig.9**に青線で示した。温度減率が一定の時には，どの高度にも偏りがなくLNBが存在する（気塊の温度と周囲の温度

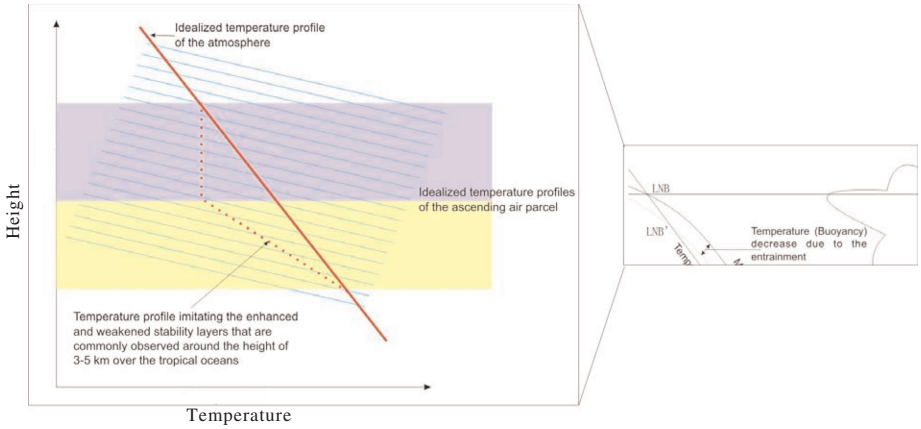

Fig.9 Schematic of detrainment probability depending on the stability (Close-up view of Fig.6).

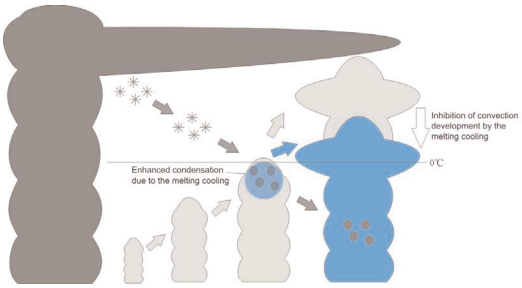

Fig.10 Inhibition of the convection development by the melting cooling.

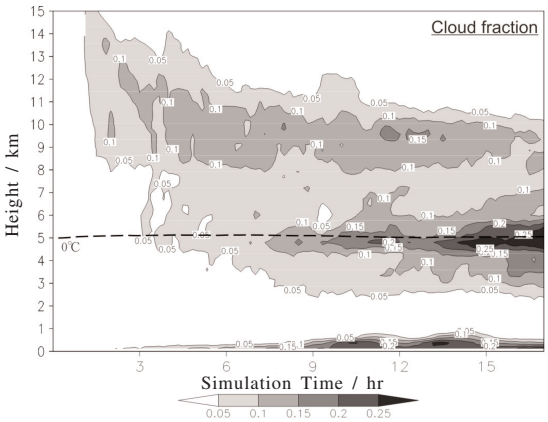

Fig.11 Evolution of vertical profiles of cloud fraction simulated by a numerical model (Taken and modified from Yasunaga *et al.* 2008, Ref.9).

の交点が高度に偏りなく存在する)。周囲の空気がより大きな温度減率（安定度の低い層）を持つとき，持たないとき

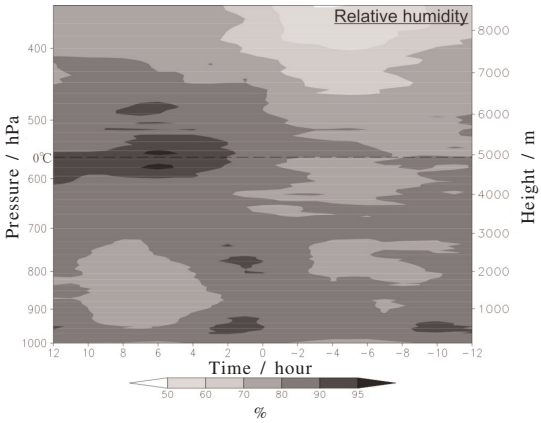

Fig.12 Evolution of relative humidity during the convective active period (Taken and modified from Yasunaga *et al.* 2006, Ref.8). Time = 0 corresponds to the time when heavy rainfall is observed.

と比べて，気塊の温度と周囲の温度の交点の数が小さくなる（図中黄色い影の領域)。一方で，周囲の空気がより小さな温度減率（安定度の高い層）を持つとき，気塊の温度と周囲の温度の交点の数は大きくなる（図中紫の影の領域)。このことは，安定度の高い（低い）層がある時には，その高度で気塊が浮力を失いデトレインメントする気塊の確率が，高い（低い）ことを意味する。即ち実際の熱帯大気に当てはめて考えると，高度5 km（3～4 km）では，積乱雲からデトレインメントすることが多い（少ない）ことが予想される。この結果は**Fig.8**で見られるように高度3～4 km付近でデトレインメントがいったん小さくなった後，高度5 kmで大きくなっている事実と整合的である。更にエント

レインメントの効果を考えると，図中の黄色と紫の影で示された領域は温度が低いため，この高度の空気がエントレインメントされた場合には，浮力を失う効果が大きいと考えられる。この効果も熱帯の対流圏中層でデトレインメントを増やす方向に働く。

5.2　融解過程によるデトレインメントの促進

次に熱帯の高度5 km付近でデトレインメントが多くなる原因の他の候補として，氷から水への融解を考える。融解過程の重要なポイントは，氷から水への相変化は，（極端に相対湿度が低い場合を除き）温度だけに依存して0 ℃で起こる，ということである。ここで二つの積雲対流が時間差で発達するような場合を仮定する（**Fig.10**）。この仮定は決して非現実的な過程ではない。**Fig.1**のように積乱雲は孤立して存在する場合もあるが，多くの場合**Fig.2**にあるように集団化（組織化）しており，深い積乱雲が発達した後に，その近くで積乱雲が次々と発達することは普通に見られる現象である（例えば文献1）。

Fig.10に示すように，先に発達した積乱雲からは生成，成長した氷粒子が落下し，その氷粒子が0 ℃高度付近まで落下すると融解し雨粒となる。その中を次の積乱雲が発達する場合，0 ℃高度付近で先の積乱雲から供給される落下粒子の融解を経験することになる。この相変化に伴う冷却は成長中の積乱雲の空気の浮力を失わせる。またこの温度低下により気塊がもてる最大水蒸気量も低下するため，成長中の積乱雲の一部の水蒸気は搾り取られることになる。それらの影響により，この積乱雲は当初の到達高度よりも低高度にしか到達できないことになる。落下する氷粒子が非常に多く，この冷却が強く働いたときには，ほぼ0 ℃高度付近で成長を止めてしまうような積乱雲が増えると考えられる。以上の融解に伴う冷却のメカニズムでも，**Fig.8**のような熱帯における対流圏中層のデトレインメント極大を説明できる。

5.3　現実大気中での対流圏中層のデトレインメント

さて現実大気で見られる対流圏中層のデトレインメントでは，上記のどちらのメカニズムが効いているのであろうか？最初に数値実験により調べた結果を示す。**Fig.11**は，数値モデルを用いて積雲対流を再現し，モデル内で雲の鉛直分布がどのように時間発展するかを示した図である（Cloud Fractionの時間－高度断面図）。実験開始後にはまず高度10 km以上の背の高い積乱雲が成長し，その後7～8時間後から高度5 km（0 ℃）付近での極大が顕著になっている。この発達の仕方は，**Fig.10**の模式図の状況と良く一致している。数値実験においては，仮定した温度プロファイルに熱帯に特徴的な中層の安定層は存在しないため，この雲層の生成に関係ない（注：しかし中層の雲の出現と共に，数値モデル内では安定層が生成される。この安定層が中層の雲の出現に関係している可能性は有るが，それは大きく関与していないことは別途確認されている）。水の相変化による熱の収支を計算すると，融解に伴う冷却が強く起こっているところで，搾り取りによる凝結加熱が起こっており，同時に浮力も失っていることが確認された。即ち数値モデルによる理想的な実験では，上記の氷からの水への融解に伴う冷却が重要であることが示唆された。

次に観測結果から考察を行う。**Fig.12**は，強い降水が観測された時刻を0時としてその前後の相対湿度プロファイルの変化を調べたものである。高い相対湿度がある高度では雲が存在していると考えられる。**Fig.12**では，0 ℃の高度での高相対湿度（即ち雲の生成）は，強い降水が有ってから2時間後ぐらいから出現している。安定層が中層のデトレインメントに重要であるなら，強い降水が観測される前，即ち積乱雲の発達時にも有意な高相対湿度が出現するはずである。即ち**Fig.12**に当てはめて考えると，0時よりも前にも高相対湿度が見えるはずであるため，この観測結果は安定層によるデトレインメントを支持していない。一方，後者のメカニズムでは落下粒子の融解に伴う冷却が0 ℃高度での雲の生成，デトレインメントに影響を与えるということであるので，高相対湿度が強い雨があった数時間後に拡がっているという結果は矛盾しない。以上の考察から，後者のメカニズムの方が**Fig.8**の対流圏中層のデトレインメント極大の原因としてよりもっともらしいと考えられる。

6．まとめ

本稿では，我々が暮らす対流圏を特徴づけている代表的な現象の一つである積乱雲の発達の理論的枠組みから，積乱雲が集団的に発生する熱帯域における実際の積乱雲の発達とそれに対応した大気循環について，解説することを試みた。まず積乱雲の発達の基礎として，乾燥対流から湿潤対流という順で対流の発達の仕組みについて説明し，エントレインメント・デトレインメントという概念を紹介した。次に，現実の熱帯大気中で，対流圏上層（約14 km付近）と中層（5 km付近）の二つの高度に，積乱雲からの吹き出しが頻繁に観測されることを紹介した。この観測事実は，地球規模の子午面循環であるハドレー循環は，古典的な対流圏上層の積乱雲からの吹き出しに対応した1セル型の構造だけでなく，対流圏中層の積乱雲からの吹き出しにも対応した浅い循環を含んだ2セル型の構造も内包している可能性を強く示唆する。事実，近年従来の1セル型のハドレー循環とは異なる浅い循環の存在が指摘されている（例えば文献6，7など）。本稿では熱帯対流圏中層における積乱雲からの吹き出しの原因として，「安定層による積乱雲の成長抑制」と「氷から水への融解熱による積乱雲の成長抑制」

の二つの説を紹介し，後者の氷から水への融解に伴う冷却が，数値モデルによる計算結果や観測状況をより矛盾なく説明することを明らかにした。

文　献

1) C. T. Holder, S. E. Yuter, A. H. Sobel, and A. R. Aiyyer, *Monthly Weather Review* **136**, 3446 (2008).
2) R. H. Johnson, P. E. Ciesielski, and K. A. Hart, *Journal of the Atmospheric Science* **53**, 1838 (1996).
3) R. H. Johnson, T. M. Rickenbach, S. A. Rutledge, P. E. Ciesielski, and W. H. Schubert, *Journal of Climate* **12**, 2397 (1999).
4) D. J. Raymond and A. M. Blyth, *Journal of the Atmospheric Scienc* **43**, 2708 (1986).
5) E. M. Riley and B. Mapes, *Geophysical Research Letter* in submitted.
6) Y. N. Takayabu, J. Yokomori, and K. Yoneyma, *Journal of the Meteorological Society of Japan* **84A**, 151 (2006).
7) K. Yasunaga, H. Kida, and T. Satomura, *Geophysical Research Letters* **30**[24], 2282 (2003); doi: 10.1029/2003GL018739.
8) K. Yasunaga, K. Yoneyama, H. Kubota, H. Okamoto, A. Shimizu, H. Kumagai, M. Katsumata, N. Sugimoto, and I. Matsui, *Journal of Atmospheric Science* **63**, 3020 (2006).
9) K. Yasunaga, A. Hashimoto, and M. Yoshizaki, *Monthly Weather Review* **136**, 223 (2008).

要　旨

積乱雲が集団的に発生する熱帯域において，14 km付近と5 km付近の二つの高度で，積乱雲からの吹き出しが頻繁に観測される。このことは，従来知られていた高度14 km付近の吹き出しだけでなく，高度5 km付近の吹き出しに対応した大気循環も存在する可能性を示唆する。しかし高度5 km付近の吹き出しに関しては最近認識され始めたもので，吹き出しの原因についてはよく分かっていない。本稿では，熱帯の高度5 km付近における積乱雲からの吹き出しの原因として二つの説（「安定層」と「氷から水への融解熱」による積乱雲の成長抑制）を紹介し，後者の氷から水への融解に伴う冷却が，数値モデルによる計算結果や観測状況をより矛盾なく説明することを明らかにしている。また本稿では，積乱雲の発達に関して基礎的な熱力学的側面についても概説している。

安永数明　Kazuaki Yasunaga
海洋研究開発機構 地球環境観測研究センター, Institute of Observational Research for Global Change, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, TEL. 046-867-9851, FAX. 046-867-9255, E-mail: yasunaga@jamstec.go.jp,
研究テーマ：熱帯海洋上の対流活動
趣味：サッカー，ホルン