

突発的集中豪雨の発生環境場と発生メカニズム

加藤 輝之 (気象研究所 予報研究部)

1 はじめに

2008年7月下旬から9月上旬にかけて、日本列島各地で集中豪雨が観測された。台風による降水を除き、3時間降水量200mm以上の集中豪雨の大半は線状の降水帯が長時間停滞することによって引き起こされている(吉崎・加藤2007)。2008年7月28日に石川での豪雨を例に見てみよう。降水分布(図1)を見ると、豪雨をもたらした線状降水帯の長さは約100km、幅は20~30kmであり、寿命は約3時間であった。また、アメダスで観測された最大3時間降水量は金沢市近郊の医王山での140mmであったが、そこから20km程度しか離れていない同市内にある金沢地方気象台では20mmしか観測されていない。このように、集中豪雨は文字通り、ある特定の領域に集中して大量の降水をもたらす。

その一方、マスコミが「ゲリラ豪雨」として取り上げる突発的集中豪雨では、3時間降水量200mm以上になることはないが、1時間に100

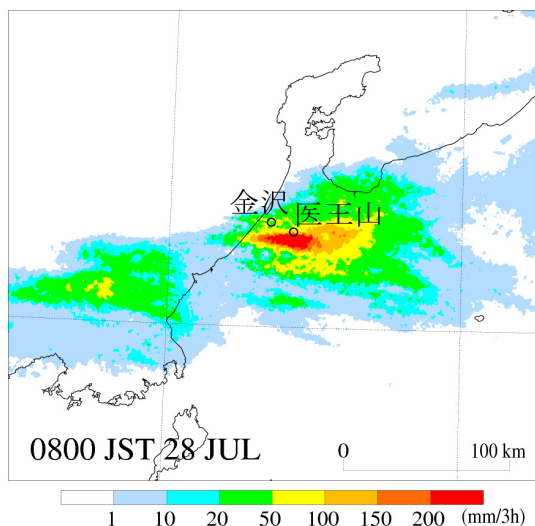


図1 2008年7月28日に石川での豪雨をもたらした線状降水帯. 5~8時の3時間降水量(解析雨量から).

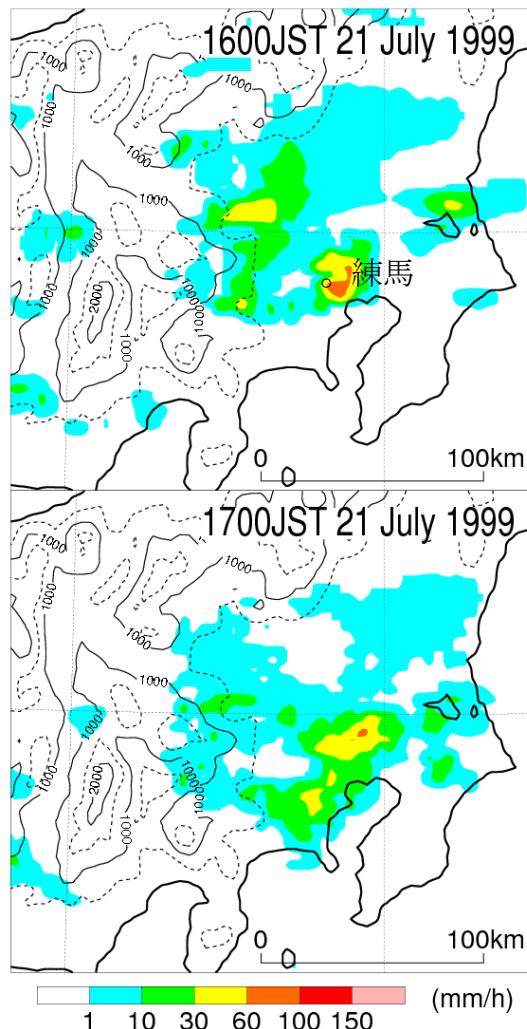


図2 1999年7月21日に東京都練馬区での豪雨時の1時間降水量(解析雨量から).

mm以上の降水をもたらすことがある。1999年7月21日に東京都練馬区での豪雨(図2)を例にその特徴を見てみよう。降水は15時頃に始まり、16時までに100mm近くに達している。強い降水領域は図1の線状降水帯よりも範囲がさらに狭く、20~30kmに限定されている。また、16時以降練馬区付近の降水は弱まり、線状降水帯のように長期間停滞しない(1時間程度)。さらに、練馬の北東約30kmの場所で17時までの1時間に60mm以上の降水が観測さ

れているように、広範囲の領域における複数の地点で大雨が発生するのが特徴である。

2 積乱雲のバックビルディング形成

集中豪雨をもたらす降水は、線状降水帯であっても領域が限定された突発的なものであっても積乱雲により作り出される。通常、積乱雲の水平スケールは発達高度とほぼ同じ 5 ~ 15 km, 寿命（時間スケール）は約 1 時間である。降水の生成過程や落下時間（高度 5km から落下するのに 10 分程度要する）を考慮すると、通常の積乱雲がもたらす降水の時間は 30 分にも満たないので、一つの積乱雲で 1 時間程度の時間スケールを持つ豪雨をもたらすことはできない。それでは、どのようにして豪雨が発生するのだろうか。

積乱雲の下層・風上にあたる暖かい湿った空気の流入方向では、新たな積乱雲が次々と発生する（図 3）。この発生形態はバックビルディング形成と呼ばれている。降水の一部は積乱雲の雲底下で蒸発して大気を冷やすことで、地表付近に冷気域が作られる。冷気は周辺の空気に比べて重いので、冷気域は周囲に広がる。この広がり、降水が始まる前に吹く冷たい風として経験されているものである。下層・風上にあたる暖湿な空気の流入方向では、その冷気に暖湿な空気が乗り上げることで新しい積乱雲が発生する。

典型的な例として、関東地方の山間部で発生した雷雨が暖湿な空気の流入方向である平野部に移動するケースがあげられる。ただ、その

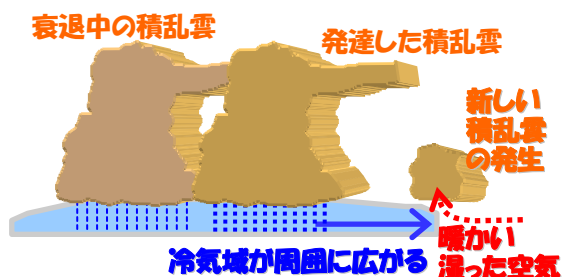


図 3 積乱雲のバックビルディング形成

ような例だと 30 分程度の大雨となるが、積乱雲の発生位置が図 3 のように移動するために集中豪雨とはならない。それでは、どのような場合に集中豪雨となるのだろうか。

冷気域の広がり方が小さい、すなわち降水によって作られる冷気が弱ければ、新しい積乱雲の発生位置が既存の積乱雲の近傍になり、ほぼ同じ領域で降水が降り続くことになる。そのような状況は、下層の空気が非常に湿っていて雲底高度が非常に低いときに実現する。

以上から、集中豪雨は非常に湿った空気が流入することで発生することが推測される。ここからは、そのような空気が流入したときにどのようにして積乱雲が発生・発達できるのかを説明する。まず、積乱雲を発生させる湿った空気がどのようにして大気下層に蓄えられるかについて述べることにする。

3 気温減率と海上での対流混合層

天気予報では『大気状態が不安定になり』という解説をよく耳にするが、不安定な大気状態とはどのような状態なのだろうか。そのことを理解するため、まず空気塊が上昇すると温度が下がることを簡単に説明する。空気塊は温度で決まるエネルギー ($C_p T$: エンタルピー, 温度 T が高いほど大きい) とある高度に存在していることから位置エネルギー (gz : 高度 z が高いほど大きい) を持っている。ここで、 C_p は乾燥空気の定圧比熱 ($1004 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$), g は重力加速度 (9.8 m s^{-2}) である。空気塊が上昇しても、空気塊の持っている運動エネルギー以外の全エネルギー（静的エネルギー）:

$$C_p \theta = C_p T + gz \quad (1)$$

に変化はない。ここで、 θ は温位であり、水蒸気が凝結しない限り保存し、乾燥大気の保存量として取り扱うことができる。したがって、空気塊が上昇すると、位置エネルギーが増える分だけ、エンタルピーが減少し、温度が低下するのである（静的エネルギー保存則）。この低下量（気温減率）は、乾燥大気では 1 km 上昇す

ると約 10 度（乾燥断熱減率： g/C_p ）である。

実際の大気気温減率（ $\Delta T/\Delta z$ ）は 1 km 上昇すると 6.5 度程度低下するので、式(1)から温位減率（ $\Delta\theta/\Delta z$ ）を求めると約 $3.3 \times 10^{-3} \text{ K m}^{-1}$ となる。ただし、これらの減率は標準大気のもので、季節や場所などによってかなり異なる。ここで、簡単のために標準大気を仮定して、陸上での大気境界層の発達高度を見積もってみる。大気境界層とは、地表面が日射で加熱されて生じる絶対不安定（ $\Delta\theta/\Delta z < 0$ ）を解消するため、大気下層に作られる θ がほぼ一定となる層である（図 4 a）。例えば、地上の気温（温位）が 10 度上昇すれば、図 4 a から大気境界層上端の高度は約 3 km になることがわかる。

それでは、海上ではどうなるのだろうか。海面温度の日変化は、例えば西日本では 0.6 ~ 0.8 度と非常に小さく、図 4 a にしたがえば大気境界層の発達高度は 200 m ほどにしかない。海上では、大気境界層とは性質と異なる対流混合層が発達し、その発達の仕組みは水蒸気と乾燥大気の重さの違いにある。水蒸気の質量は 18 kg kmol^{-1} であり、乾燥空気（ $\sim 29 \text{ kg kmol}^{-1}$ ）よりもかなり小さいので、水蒸気を大量に含んでいる空気ほど軽い。そこで、 θ に代わって水蒸気の重さも考慮した仮温位：

$$\theta_v = (1 + 0.61r_v)\theta \quad (2)$$

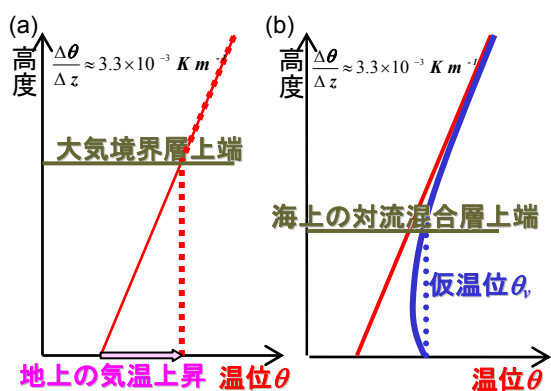


図 4 (a) 陸上での大気境界層と (b) 海洋混合層の発達高度。温位減率（ $\Delta\theta/\Delta z$ ）は標準大気のもの。

を定義する。ここで、 r_v は水蒸気の比湿（空気中に含まれる水蒸気の割合）であり、 θ_v は水蒸気が凝結しない限り保存し、水蒸気が多いほど高くなる。海上の対流混合層とは、図 4 b のように θ_v がほぼ一定となる層である。

海上の対流混合層の発達高度を見積もってみる。例えば、太平洋上では高気圧にともなう下降流により上空はかなり乾燥している (Kato et al. 2003)。これは、より上空の水蒸気の少ない空気が下降流により下層に運ばれてくるためである。一方、海面付近では海面から水蒸気が供給され続けているので r_v は 25 g kg^{-1} になる場合がある。ここで、鉛直方向での θ の変化は小さく（ $\theta \sim 300 \text{ K}$ ）、 $\Delta r_v = 15 \text{ g kg}^{-1}$ だとすると、式(2)より $\Delta\theta_v \sim 3 \text{ K}$ となる。対流混合層上端よりも上空では空気は乾燥しているので、 $\theta_v \sim \theta$ であると考え、混合層の発達高度は約 1 km となる（図 4 b）。このように海上では対流混合層が発達して、下層 1 km ほどの領域に大量の水蒸気が蓄えられており、その領域の空気が後述する積乱雲の発生・発達に重要な役割を持つことになる。

次に、水蒸気が凝結し、雲を作り出した場合を考えてみる。水蒸気は凝結することで、熱（潜熱）を放出する。熱が放出されれば、空気は温められる。そのために、空気塊が上昇した場合、水蒸気が凝結しないと比べて、温度低下は小さいことになる。この低下量（気温減率）は、地上付近で気温が $15 \sim 25^\circ\text{C}$ なら、1 km 上昇すると 5 ~ 6 度（湿潤断熱減率）であり、気温が低いほど湿潤断熱減率は大きくなる。したがって、大気気温減率（1 km につき 6.5 度程度低下）は水蒸気に大きく依存しているのである。

4 積乱雲の発生・発達条件

ここでは、積乱雲の発生条件から説明する。積乱雲が発生するためには、積乱雲を発生させる空気塊が周囲より軽く（暖かく）なる絶対不安定な状況が作り出される必要がある。そうになると、空気塊は自ら上昇することができる。し

しかし、水蒸気が凝結しない限り、地上付近を除いて、そのような状況にはない。したがって、周囲より暖くなるまで下層の空気塊を持ち上げてくれる外部強制力が必要となる。この外部強制力としては、地形による強制上昇や前線等の下層風収束場による上昇流がある。

図5aを用いて、外部強制力により下層の空気塊が持ち上げられ、周囲より暖くなる高度に達して、積乱雲が発生・発達する過程を説明する。外部強制力によって持ち上げられた空気塊の温度は水蒸気が凝結する高度(持ち上げ凝結高度, Lifting condensation level: LCL)まで、1 kmにつき約10度(乾燥断熱線に沿って)低下する。その後、1 kmにつき5～6度程度(湿潤断熱線に沿って)低下し、周囲の温度と等しくなる。この等しくなる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、空気塊は外部強制力がなくても、再び周囲の温度と等しくなる高度まで上昇することができるようになる。この高度は浮力がなくなる高度(Level of neutral buoyancy: LNB)と呼ばれる。LNBに空気塊が達するまで、空気塊中の水蒸気が凝結することで雲を作り続け、積乱雲が発生・発達するのである。

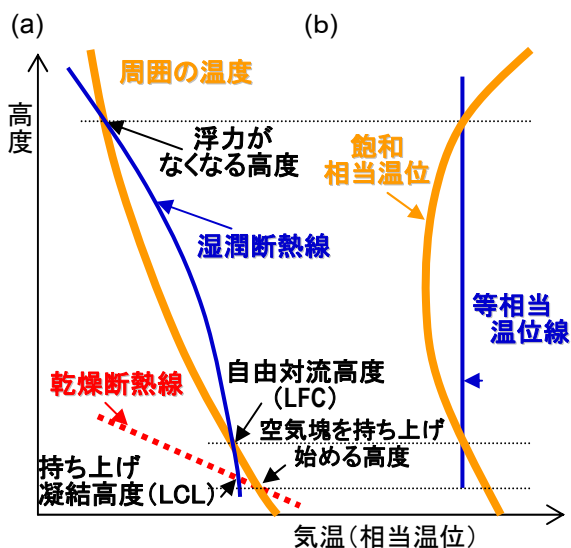


図5 下層の空気塊を持ち上げ、積乱雲が発生するまでの過程. (a) 温度エマグラム, (b) 温位エマグラムを用いた説明.

このように、外部強制力が存在することで積乱雲が発生しうる大気状態を潜在不安定という。しかし、上空の温度が高いために自由対流高度が存在しない(図5aの周囲の気温分布が湿潤断熱線の右側に存在する)場合や下層の空気塊を自由対流高度まで持ち上げることができるだけの外部強制力が存在しない場合には、積乱雲は発生できない。

以上の説明から、積乱雲の発生しやすい条件はLFCが低いことであることがわかる。次に、LFCが低くなる条件を考えてみる。この条件は、相当温位 θ_e と飽和相当温位 θ_e^* を用いた温位エマグラム(図5b)から簡単に見出すことができる。 θ_e は

$$\theta_e = T \left(\frac{p_0}{p - e_{sLCL}} \right)^{\frac{R_d}{C_d}} \exp \left(\frac{Lr_v}{C_p T_{LCL}} \right) \quad (3)$$

で近似的に定義される。ここで、 p は気圧、 p_0 は標準気圧(=1000hPa)、 R_d は乾燥大気的气体定数(287 J K⁻¹ kg⁻¹)、 e_{sLCL} は空気塊をLCLまで持ち上げたときの飽和水蒸気圧、 L は水から水蒸気への蒸発熱(2.50 × 10⁶ J kg⁻¹)、 T_{LCL} は空気塊をLCLまで持ち上げたときの温度である。具体的には、 θ_e は乾燥大気の保存量である θ を算出するためのエンタルピーと位置エネルギーに加えて、空気塊に含まれる水蒸気を持つ潜熱エネルギー(水が水蒸気になるためのエネルギー)から求まる湿潤大気の保存量であり、各エネルギーが大きくなるほど高くなる。また、 θ_e^* は空気塊が飽和している(相対湿度100%)のときの θ_e である。温位エマグラムでは、 θ_e が保存することから、LFCとLNBは持ち上げる空気塊の θ_e と周囲の θ_e^* のプロファイルの交点として見つけられる。図5bから明らかなように持ち上げる空気塊の θ_e が高いほど、LFCが低くなる。すなわち、積乱雲の発生しやすい条件は下層の温度が高く、水蒸気量が多いことであり、下層の θ_e で判断することができる。

積乱雲が発達しやすい条件としては、LNB

が高いことである。LFCが低くなる条件と同じく、下層の θ_e が高いほどLNBは高くなる(図5b)。また、上空の周囲の気温が低くなる(例えば、図5の上空の周囲の気温または飽和相当温位のプロファイルが左側に移動すると)、LNBは高くなる。さらに、上空の気温低下は、積乱雲が発達しやすい条件だけでなく、積乱雲を発生させる条件(潜在不安定な状態)を作り出すことがある。このことは、『上空に寒気が入り、大気状態が不安定になり、各地で雷雨となるでしょう』という天気予報を具体的に説明している。なお、天気予報で用いられている不安定は潜在不安定のことを意味している。

5 2008年7~9月の大気状態と大雨との関係

ここでは、下層の水蒸気場として950hPa(～高度約500m)面の θ_e と500hPa面(～高度約

5800m)の気温に着目して、2008年夏期の大雨が引き起こされた大気状態について述べる。観測された降水分布や大気場の特徴から、大雨が観測された2008年7月下旬から9月上旬は4つの期間に分類することができる(図6・7)。

5.1 下層水蒸気場における関係

期間1(7月26日～8月4日)では西日本が高気圧に覆われており、7月28日には石川で豪雨となり、神戸市の都賀川での災害をもたらした大雨があった。期間2(8月5～13日)では西から低圧部が張り出して日本列島の南海上で南東風が卓越しており、5日には東京の雑司が谷で大雨となり、それ以外の期間では四国～九州の太平洋側を中心に大雨となった。期間3(8月14～24日)では日本列島上に低圧部が停滞しており、九州と東北地方で大雨とな

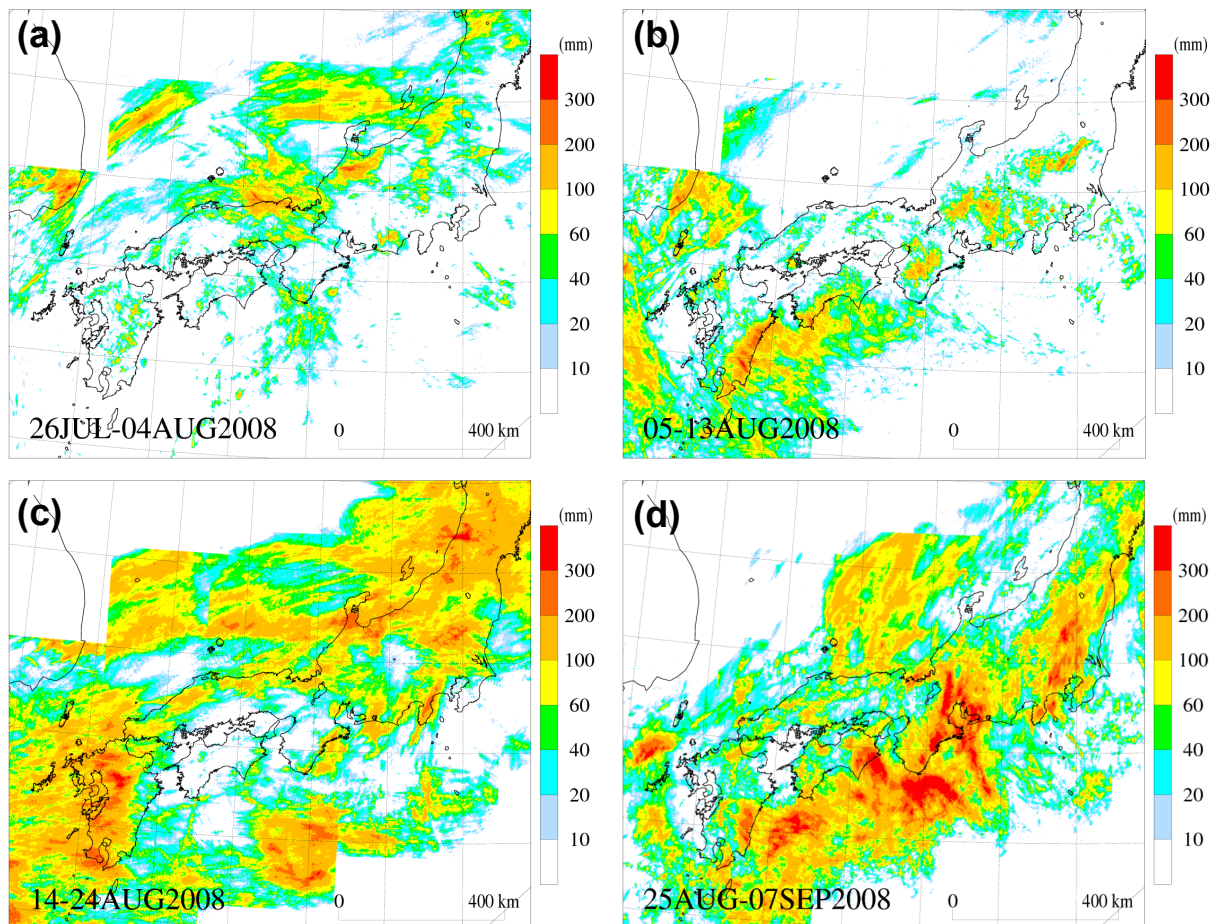


図6 (a) 2008年7月26日～8月4日、(b) 8月5～13日、(c) 8月14～24日、(d) 8月25日～9月6日の気象庁解析雨量から積算した降水量分布。

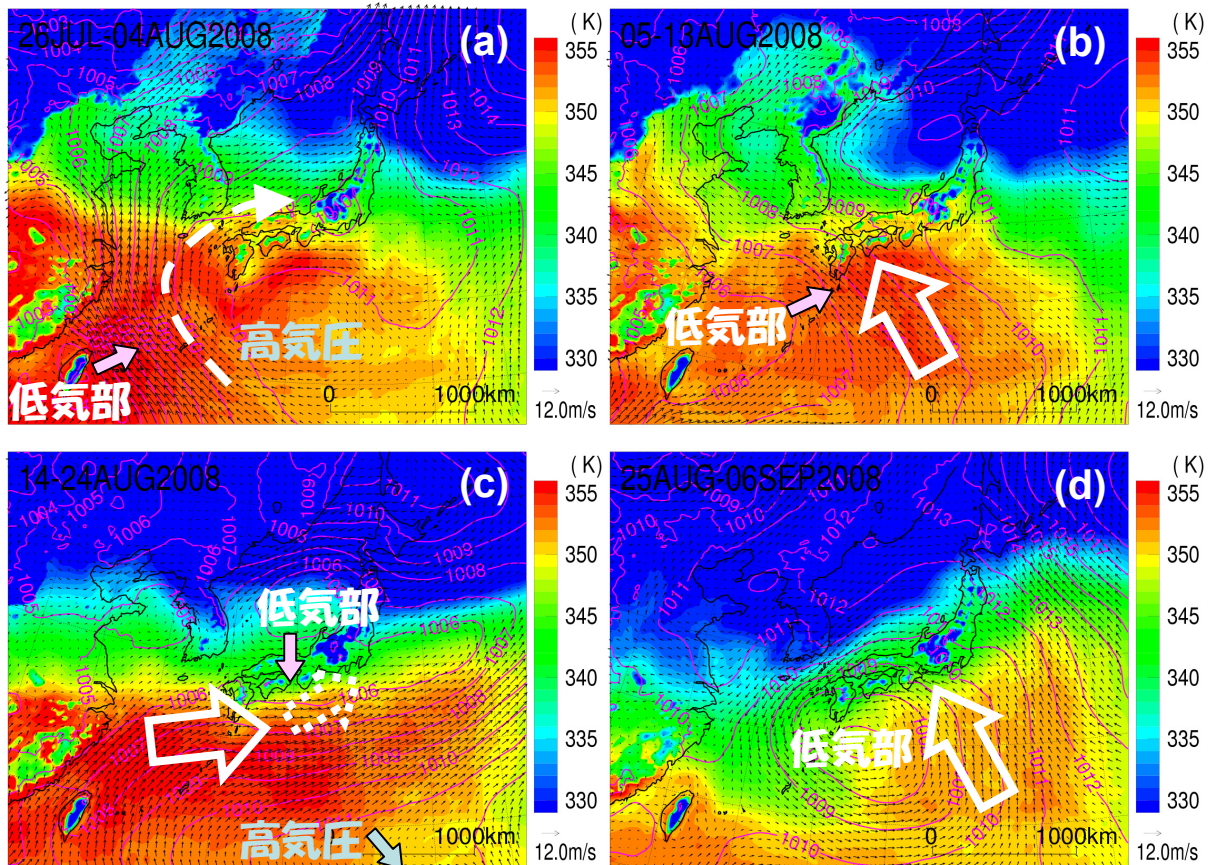


図7 (a) 2008年7月26日～8月4日, (b) 8月5～13日, (c) 8月14～24日, (d) 8月25日～9月6日期間で平均した950hPaの相当温位(色調)と風ベクトルおよび海面更正気圧(等値線)分布. 3時間毎の気象庁メソ解析から作成. 主たる下層水蒸気の日本列島への流入を白の矢印で示す.

った。期間4(8月25日～9月6日)では四国の南海上に低圧部が停滞しており, 8月28日には関東地方や豊橋で, 8月29日には岡崎で, 9月2日には岡崎や美濃で豪雨となるなど, 日本列島太平洋側各地で大雨となった。

下層水蒸気の日本列島への流入を見ると, 期間1(図7a)では西日本を覆っている高気圧の縁を回るように対馬海峡を通過して高 θ_e の空気が日本海側に流入していた。この流入によって日本海側を中心に大雨が発生した。日本海側の豪雨の多くは, このように太平洋高気圧が西日本に張り出しているときに発生し, そのような気圧配置は梅雨末期によく見られる(Kato and Goda 2001, Kato and Aranami 2005)。

期間2では, 図7bの風ベクトルからも明らかのように, 東シナ海に低圧部が存在すること

で日本列島の南海上では南東風が卓越していた。この南東風によって, 太平洋上の対流混合層内に蓄えられた高 θ_e の空気が直接日本列島の太平洋側に流入し, 四国～九州の太平洋側を中心に大雨が発生した。

期間3では, 東シナ海に存在していた低圧部が日本列島上に移動して停滞したことから, 日本列島の南海上では西よりの風となった。西よりの風によって, 東シナ海から高 θ_e の空気が流入した九州西部で大雨となった。なお, 東北地方では高 θ_e の空気が流入していないにもかかわらず大雨となった。これについては, 5.2節で上空の渦位に関連して説明する。

期間4では, 四国の南海上に低圧部が停滞したことから, 再び日本列島の南海上では南よりの風が卓越するようになった。平均場で見ると

り、 θ_e は期間 2 よりも低い一方、豪雨が太平洋側で頻発した。これは、平均場で見られる低圧部が実際は日本列島の南岸を振動するかのよう移動し、その移動にともなって高 θ_e の空気が流入した場所で豪雨が発生したためである。また、日本列島の南海上での観測データが少ないために下層水蒸気場の解析精度が低いのも原因の 1 つと考えられる。

このように大気場の特徴（気圧配置）によって大雨が観測される領域が異なり、その場所は積乱雲の発生条件である下層の高 θ_e の空気塊が海上から流入する領域である。また、豪雨発生の目安となる日本列島に流入する 950hPa 面の θ_e は 355 K 程度である。

5.2 上空気温場における関係

4章で述べたように、上空が低温なほど積乱雲が発達して大雨となる可能性は大きくなる。上空の低温化の要因として、極側からの寒気移流が一番考えられるが、実際は寒気移流が要因となる場合は半数にも満たない。一番の要因は、圏界面付近の高渦位移流にともなう低温化である。渦位は大規模場で対流活動がない場合、等温位面上で保存することが知られている（小倉(2000)を参照）。

等温位面上の渦度 P_θ は、絶対渦度（渦度 ζ_θ とコリオリ力 f との和）と大気の安定度（温位の鉛直勾配）の積として、

$$P_\theta = -g \frac{\zeta_\theta + f}{\partial p / \partial \theta}, \quad (4)$$

$$\zeta_\theta = \left(\frac{\partial v}{\partial x} \right)_\theta - \left(\frac{\partial u}{\partial y} \right)_\theta$$

のように表される。ここで、添え字 θ は等温位面上であることを示す。高渦位域が存在した場合の大気状態（図 8）を見ると、高渦位域の中心では渦位を大きくするために圏界面付近で大気の安定度が大きく（温位の等値線の間隔が小さく）、温位が下がっている。したがって、圏界面付近の高渦位域が流入すると、上空の気温が下がるのである。

上空の低温化として考えられるもう一つの要因は空気塊が凝結しないで上昇する場合であり、断熱冷却と呼ばれる。3章で述べたように、凝結しない場合は 1km につき約 10 度低下する一方、通常の大気の気温減率は 1km につき約 -6.5 度であるためである。断熱冷却が起こりやすい領域として、気圧の谷前面での上昇流域があげられる。なお、その上昇流の強さは積乱雲内の上昇流（～数 m s^{-1} ）のように大きくはなく、数十 cm s^{-1} 程度である。

2008 年夏期の大雨のケースについて、上空の低温化の要因を考えてみよう。期間 1（図 9 a）では、主な降水域に上空の渦位移流はなく、風上（東シナ海上）よりも降水域（日本列島上）の方の気温が低くなっている。このような場合、上昇流にともなう断熱冷却が起こっていることになる。

期間 2（図 9 b）でも主な降水域に上空の渦位移流はないが、期間 1 とは異なり風上側の気温との差はあまりなく、東日本の低温化は単純な寒気移流にともなうものであることがわかる。このような寒気移流は気圧の谷の後面でよく見られる。また、四国～九州の上空では低温になっていないにもかかわらず、太平洋側で大雨となった（期間 3 の九州での大雨も同様）。

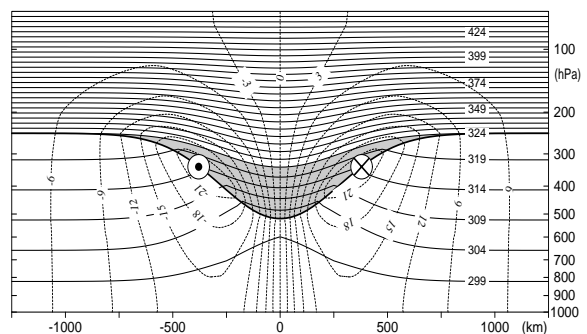


図 8 北半球における対流圏界面付近に存在する仮想的な渦位偏差（影域）にともなう水平風速（点線、 m s^{-1} ）と温位（実線、K）の分布。太実線は対流圏界面、 \odot と \otimes は紙面に対して手前と背後に向かう風向を示す。（Hoskins et al., 1985 より）

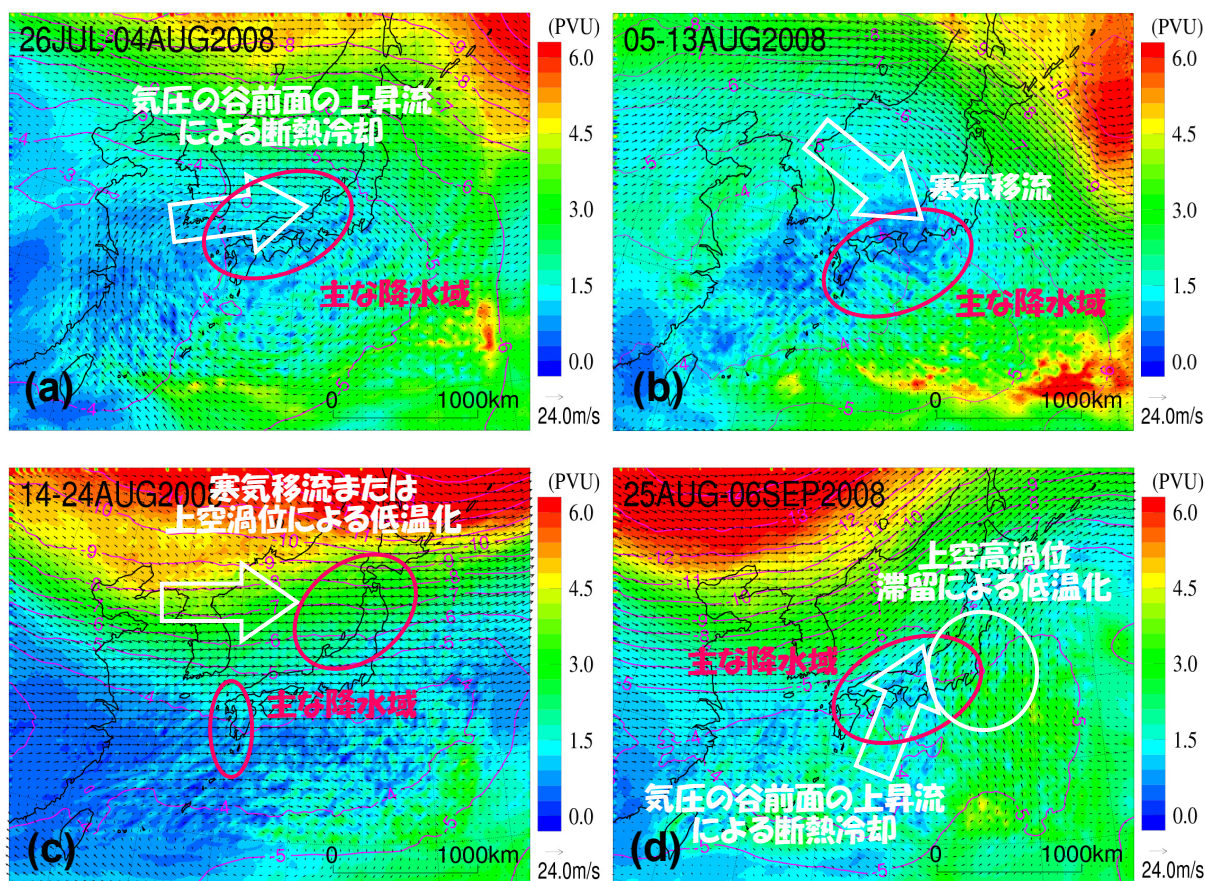


図9 図7と同じ、ただし、355K面の渦位（色調）および500hPaの気温（等値線）と風ベクトルの分布。500hPa面の低温化をもたらす上空の風の流れを白の矢印で示す。

これは、上空が低温化せずとも積乱雲が発達できるほど流入した空気の下層の θ_e が高かったためである。このようなケースの950hPa面の θ_e の目安は360 K程度である。

期間3（図9c）では、東北地方の上空を頻繁に高渦位域が通過し、夏期としては異常なほどの低温化をもたらした（平均場でも、他の期間よりも2~3度低い）。これにともない、下層の θ_e が高くなくても東北地方で大雨になった。

期間4（図9d）では、日本列島に流入する風向は上空でも南よりであり、日本列島に近づくにつれて低温化している。また、西谷の場であることから気圧の谷前面の上昇流による断熱冷却が起こっていることがわかる。なお、関東地方での低温化は、期間3で頻繁に通過した上空の高渦位域が日本列島東方海上で南下した後、東進して滞留したためである。このよう

に、南から上空の高渦位域が日本列島に流入して低温化するケースが夏期にはよく見られる。

6 下層水蒸気場を代表する高度

日本列島で発生する豪雨は、5.1節で述べたように下層の暖湿な空気が海上から流入することで発生する。この湿暖な空気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、その層の発達高度は1 km程度である（4章参照）。豪雨を再現した数値実験の結果（例えば、Kato and Goda 2001）では、高度500m付近の空気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。

ここでは、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, 水平解像度 10 km, 時間間隔 3 時間)を用いて統計的に調べた結果を紹介する。統計期間は 2008 年 6~9 月, 統計領域は北緯 35 度以南とした。なお, 950hPa でなく高度 500m としたのは, 発達した台風付近では 950hPa が存在しないだけでなく, 地表からの高度変化が上空に比べて相対的に大きいことである。高度または気圧面での相当温位 θ_e の出現分布(図 10)を見ると, 高度が高いほど θ_e が低く, 下層大気が対流不安定な成層状態($\Delta\theta_e/\Delta z < 0$)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。

5.1 節で述べたように豪雨が発生する目安は, 日本列島に流入する空気の 950hPa (~高度 500m) の θ_e が 355 K 以上の値をもつことである。そこで, 高度 500m の θ_e (θ_{e500m}) が 355 K である場合について, その上空および下層で θ_e がどのような値になっているのかを見てみることにする。

850hPa (図 11a) との関係を示した最大値の 20% の出現頻度の領域で見ると, $\theta_{e500m} = 355$ K に対して 338~354K に分布し, ばらつきが非常に大きい。逆に, 850hPa の θ_e が 345 K の場合, θ_{e500m} は 345~358K に幅広く分布している。このことは, θ_{e500m} が高くても必ずしも相対的に 850hPa の θ_e が高いとは限らないことを意味している。したがって, 850hPa では下層の水蒸気場を表現していないことがわかる。

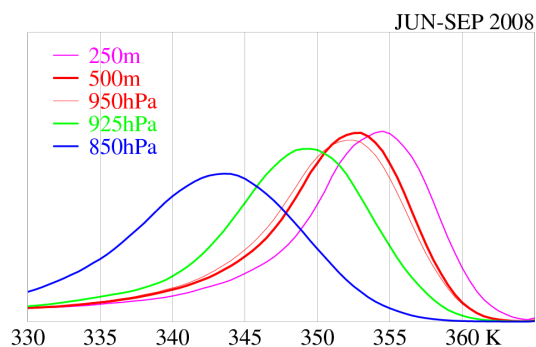


図 10 2008 年 6~9 月の相当温位 (K) の出現頻度分布。最大値で規格化した。

925hPa (図 11b) ではばらつきが小さくなり, θ_{e500m} 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, $\theta_{e500m} = 355$ K に対して, 最大値の 20% の出現頻度の領域で見た場合,

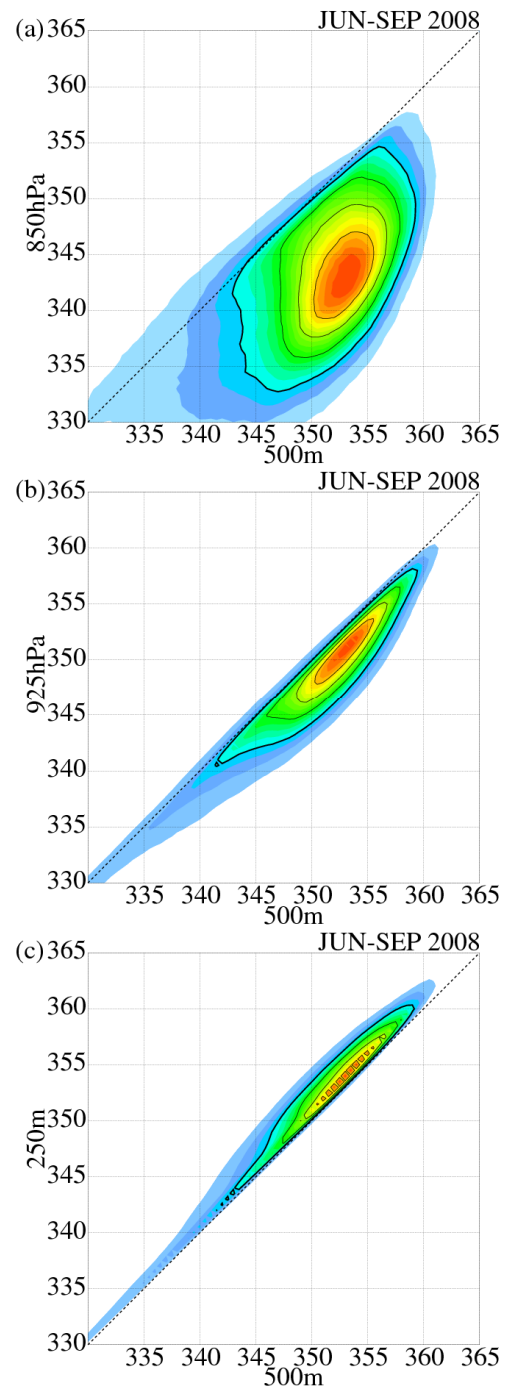


図 11 高度 500m の相当温位 (K) に対する (a) 850hPa, (b) 925hPa と (c) 250m の相当温位 (K) の出現頻度分布。最大値で規格化した。等値線は最大値の 20 (太線), 40, 60, 80% の出現頻度を示す。

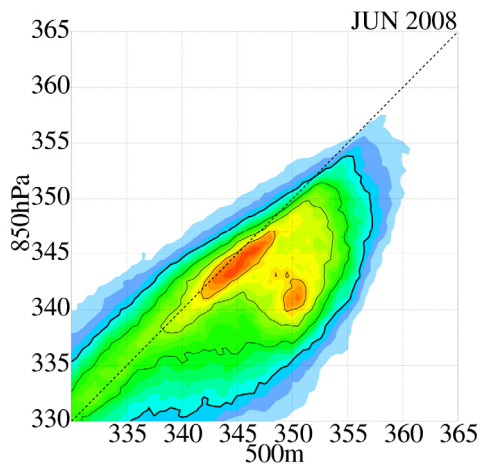


図 12 図 10 と同じ、ただし、2008 年 6 月で雲が存在する領域のみの出現頻度。

925hPa の θ_e は 10 K 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 11c) 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がわかる。

対流活動の影響を調べるために、梅雨期の雲の存在する領域 (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 12)。図 11a と異なり、850hPa と 500m 面での θ_e がほぼ同値となる場合が非常に多く出現する。これは、積乱雲により下層の水蒸気が上空に輸送された結果であり、850hPa の高 θ_e 領域の多くは対流活動の結果を表していることを示唆している。

7 まとめ

日本付近で発生する集中豪雨は、高度 500m 付近で 355 K 以上の相当温位 θ_e をもつ暖湿な空気が海上から流入し、上空が寒気移流、高渦位域の移流もしくは断熱冷却で低温化した領域で発生することが多い。流入する空気の θ_e が 360 K 以上なら上空が低温化しない場合でも豪雨が発生することがある。

多くの豪雨は、線状の降水帯が数時間以上停滞することで発生する。一方、1 時間に 100 mm 以上の降水をもたらすことがある突発的集中豪雨は、積乱雲が線状に組織化されずに広範囲

に発生しやすいときに観測されている。積乱雲が組織化するためには、ある程度以上の鉛直シア (上空と下層との風速差) が必要であることがわかっている (Yoshizaki et al. 2000)。したがって、突発的集中豪雨は下層に高 θ_e の空気が流入しかつ上空の風があまり強くない場合に発生しやすい。

以上から、突発的集中豪雨の発生の可能性を議論するためには、高度 500m 付近の θ_e 、上空の低温化と風の強さを判断材料に、積乱雲の発生・発達・組織化を考える必要がある。

参考文献

- Hoskins, B. J., M. E. McIntyre, A. W. Robertson, 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps, *Q. J. R. Met. Soc.*, **111**, 877 - 946.
- Kato, T. and H. Goda, 2001: Formation and maintenance processes of a stationary band-shaped heavy rainfall observed in Niigata on 4 August 1998. *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 899-924.
- Kato, T., M. Yoshizaki, K. Bessho, T. Inoue, Y. Sato and X-BAIU-01 observation group, 2003: Reason for the failure of the simulation of heavy rainfall during X-BAIU-01- Importance of a vertical profile of water vapor for numerical simulations - *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 993-1013.
- Kato, T., and K. Aranami, 2005: Formation factors of 2004 Niigata-Fukushima and Fukui heavy rainfalls and problems in the predictions using a cloud-resolving model, *SOLA*, **1**, 1-4.
- Yoshizaki, M., T. Kato, Y. Tanaka, H. Takayama, Y. Shoji, H. Seko, K. Arao, K. Manabe and X-BAIU-98 Observation Group, 2000: Analytical and numerical study of the 26 June 1998 orographic rainband observed in western Kyushu, Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **78**, 835-856.
- 小倉義光, 2000: 総観気象学入門, 東京大学出版会, 289pp.
- 吉崎正憲・加藤輝之, 2007: 豪雨・豪雪の気象学, 朝倉書店, 187pp.