

(P-39)

大気安定度の時間変動と海風前線による対流性降雨の発生との関連性

九州大学大学院工学府 安藤 航太
 九州大学大学院工学研究院 西山 浩司, 河村 明, 神野 健二
 九州大学大学院農学研究院 脇水 健次

1. はじめに

夏季が到来すると、下層に大量の水蒸気を含む対流不安定な成層状態になりやすく各地で局所的な雷雲が発生し豪雨になる可能性がある。豪雨災害を防止するために、このタイプの雷雲の発生を予測することは重要である。そこで本研究では北部九州を対象として日中午前9時だけしか観測されていない高層データから不安定化に密接に関係のある指標の特徴を調べ、さらにアメダスの気温時系列から対象領域の大気安定度の時系列を推定することによって大気安定度の時系列と雷雲発生との関連について考察する。

2. 解析に用いたデータ

本研究ではアメダス、高層データ、気象レーダーの3つのデータを用いて解析を行った。アメダス(AMeDAS)は全国約1300地点の自動観測所から降水量、風向・風速、気温、日照時間のデータが1時間毎、あるいは10分毎に収集されるシステムである。高層データはラジオゾンデと呼ばれる観測機器を気球につけて飛ばし、地上～高度30km間の気温と湿度の鉛直分布を測定するとともに、水平風の鉛直分布を測定する。日本では18地点で9時と21時に観測されるが、日中のデータとしては9時のものしかない。今回使用したXバンドレーダーは九州大学農学部設置されているもので、時間的には1分間に1回、空間的には1km四方で平均値を算出している。観測範囲はレーダーサイトを中心に100km四方の領域を観測している。

3. 大気安定度の解析方法

一般に地上気温が増加するに従って熱、運動量、水蒸気の鉛直方向の乱流拡散が盛んになるため、温位と比湿が一様になるような対流混合層が形成されて大気不安定化がいつそう促進される。最初に大気安定度を理解しやすくするため一定の気温減率を与えた大気を想定して熱力学的に考察する。一般に地上から持ち上げられた空気塊の温度は飽和するまでは乾燥断熱減率、その後の湿潤断熱減率に沿って規則的に低下する。図-1に示すように地上気温の増加にしたがって対流混合層が発達して雷雲の発生の引き金として重要な要素である自由対流高度(LFC)が低下し、さらに地上気温が対流温度に達すると地上から発した空気塊は強制上昇なしで上昇できるほどに大気は不安定化する。このような状態の対流混合層と海側から侵入してきた海風との間に海風前線帯が形成される。このとき不安定化した対流混合層は海風前線によって不規則ではあるがバンド状に持ち上げられて雷雲が発生することになる。そこで本研究では、自由対流高度(LFC)や対流有効位置エネルギー(CAPE)、対流温度などの安定度指標を導入して雷雲の発生との関連性を調べる。

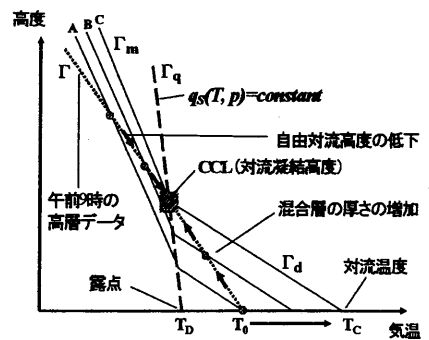


図-1 地上気温の上昇に伴う大気不安定化についての模式図

4. 大気安定度の時間変動の特徴

図-2に9:00の高層データから推定した1995年8月16日(CASE1)、1996年8月8日(CASE2)、1996年8月9日(CASE3)の自由対流高度(LFC)の気温に対する依存性を示す。図中のCTは対流温度である。また図-3には3つのCASEにおけるCAPEの気温に対する依存性を示す。CASE1の場合、自由対流高度(LFC)は高層データ観測時点で2500m以上あったが、気温が26.5℃から1℃上昇した場合には1500m近くも低下し、地上気温が29.3℃で対流温度に達し、その時のCAPEが800m²/s²を超える不安定な大気状態であったと推定される。実際に午前中、気温は31℃を超えることはなかったが前述の熱力学的特性から十分に不安定化し得

る状態であり、図-4 に示した自由対流高度と CAPE の時間変動を見ると自由対流高度 (LFC) は 10:50 には対流凝結高度にまで低下して、それ以降地上から不安定化していることがわかる。対流温度に達した時には CAPE は約 $800\text{m}^2/\text{s}^2$ まで大きくなっていったと推定される。実際、12:10 頃には福岡と太宰府との間に存在する海風前線に対

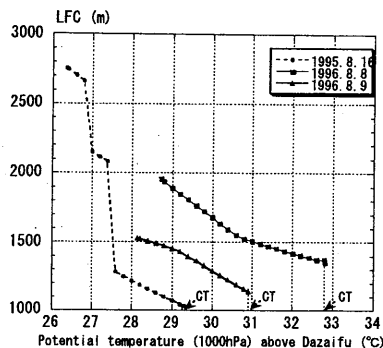


図-2 LFCの気温に対する依存性

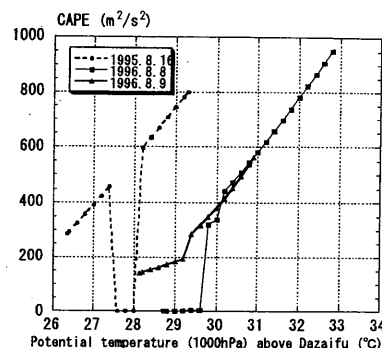


図-3 CAPEの気温に対する依存性

流性降雨が発生した。尚、9:30~9:40 の間に CAPE がほぼ 0 であったのは、高度 1200m~2000m の範囲に安定層が存在したためである。CASE2 の場合、自由対流高度 (LFC) が高層データ観測時で 2000m 近くあり気温上昇と共に緩やかに低下して 32.8°C で対流温度に達し、CAPE は約 $1000\text{m}^2/\text{s}^2$ と推定される (図-2, 図-3)。1995 年 8 月 16 日と比較すると、対流温度に達するには 3.5°C も高くなる必要があったが、実際には午前中既に 33°C を越えるような状態であったため 10:30 には不安定化していることがわかる (図-5)。このとき CAPE は $1000\text{m}^2/\text{s}^2$ に達すると推定される。実際、11:00~13:00 までの間に福岡と太宰府の間で 4 つの対流性降雨が発生しそのうち 2 つは局地的な豪雨をもたらした。CASE3 の場合、気温の上昇に伴う自由対流高度 (LFC) の低下の割合は小さいものの、高層データ観測時の自由対流高度 (LFC) が 1500m と低く 30.9°C で対流高度に達する状態であったが CAPE はこの時ほぼ $600\text{m}^2/\text{s}^2$ と推定される (図-2, 図-3)。実際には午前中の気温の増加が緩やかであったが、対流温度が低いため 10:20 には不安定化している (図-6)。この時、対流性降雨が発生したが 30 分足らずで消滅した。これは CAPE が推定 $600\text{m}^2/\text{s}^2$ 未満とあまり大きくなかったことと関連性がありそうだが、実際これだけでは判断できない。

5. 結論

以上の解析から夏季の対流性降雨発生の指標として気温に対して強く依存する自由対流高度 (LFC)、CAPE、対流温度が重要であることが確認された。さらに、大気安定度の時系列を推定したことによって、今回対象とした 3 つの CASE では対流温度に達してから 30 分~1 時間程度で福岡と太宰府の間に存在する海風前線に沿って対流性降雨が発生していることがわかった。しかし複数の対流性降雨が確認された 1996 年 8 月 8 日と、対流性降雨がわずかに 30 分足らずで消滅した 1996 年 8 月 9 日の違いはこれらのデータだけではわからなかった。

キーワード： 対流性降雨、海風前線、自由対流高度、CAPE、対流温度

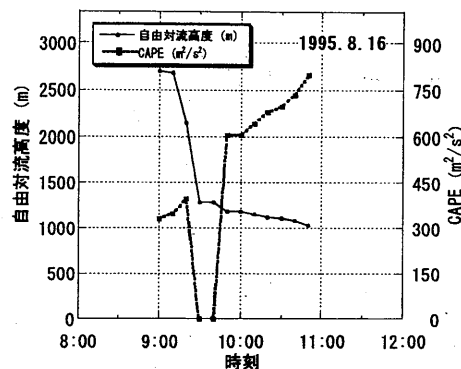


図-4 1995.8.16 の LFC,CAPE の時間変動

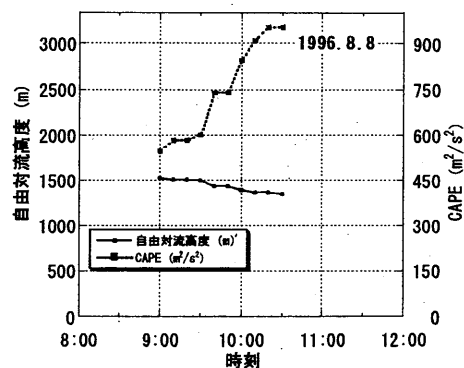


図-5 1996.8.8 の LFC,CAPE の時間変動

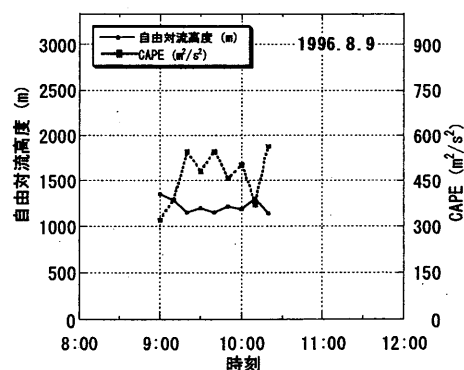


図-6 1996.8.9 の LFC,CAPE の時間変動