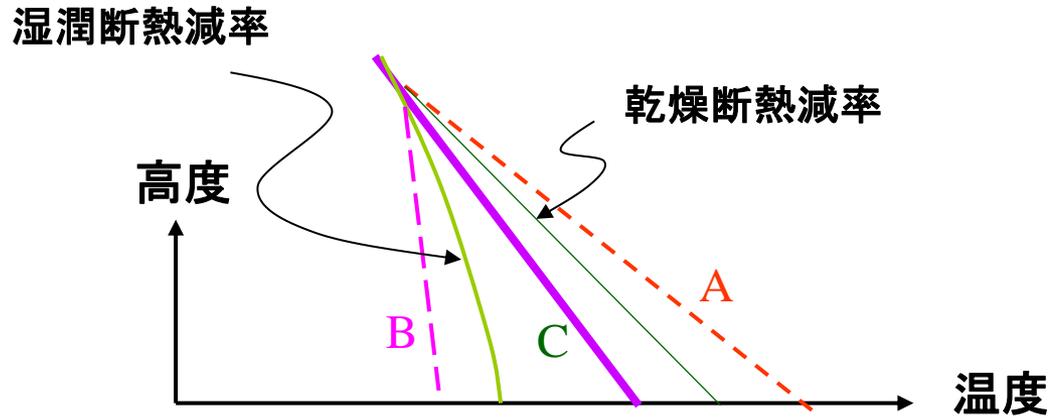


# 湿潤大気の対流



湿潤大気： 大気が上昇すると、高さとともに含みうる水蒸気量は減り、ついに余分な量は気相から液相の雲水への相変化を起こす。それに伴って凝結熱の発熱が起こり、大気の温度は相変化がない場合よりは高くなる。



- ・湿潤断熱減率の存在。
- ・湿潤断熱減率 < 乾燥断熱減率

・(図右)地球大気は二つの断熱減率をもつ：

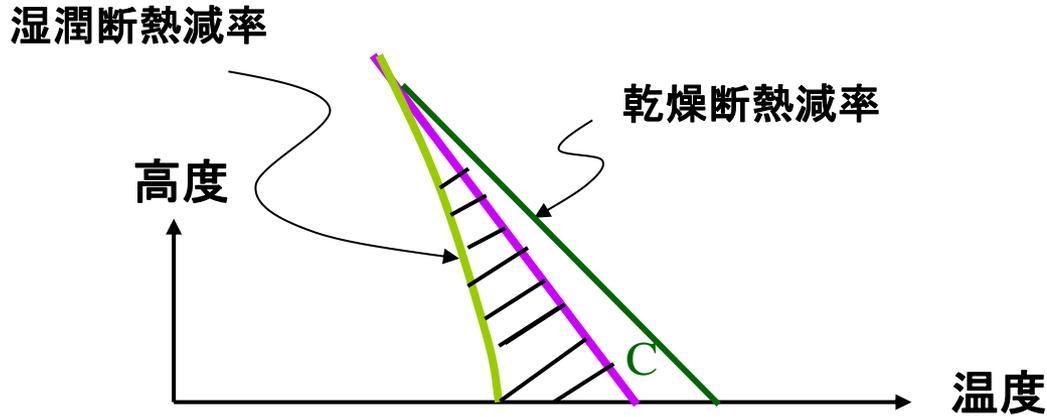
→ 大気の成層状態として、A,C,Bの三つの温度分布がありうる。

A: 絶対不安定な成層

B: 絶対安定な成層

C: 条件付不安定な成層 → { 雲ができない場合は安定成層  
雲ができる場合は不安定な成層

# 湿潤大気の対流



平均的な大気の温度分布。

→ 対流圏では1km高くなる毎に約 **6.5 度**の割合で温度は下がる。

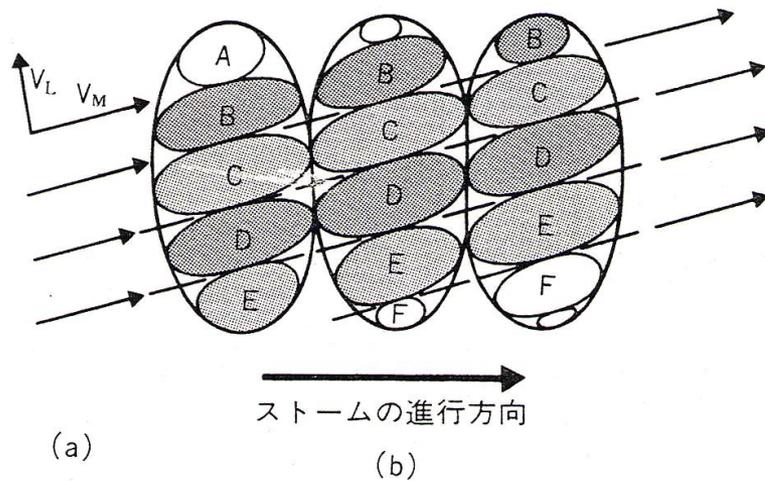
→ 実際の温度分布:Cの**条件付不安定な成層**

・雲がない状態であれば、Cは静的に安定である。

それから突然雲ができたとする。そうすると、対流が生じて中立になるので、湿潤断熱減率まで成層は変わる。そのため、斜線域の静的エネルギーが開放され、対流の運動エネルギーに変わる。

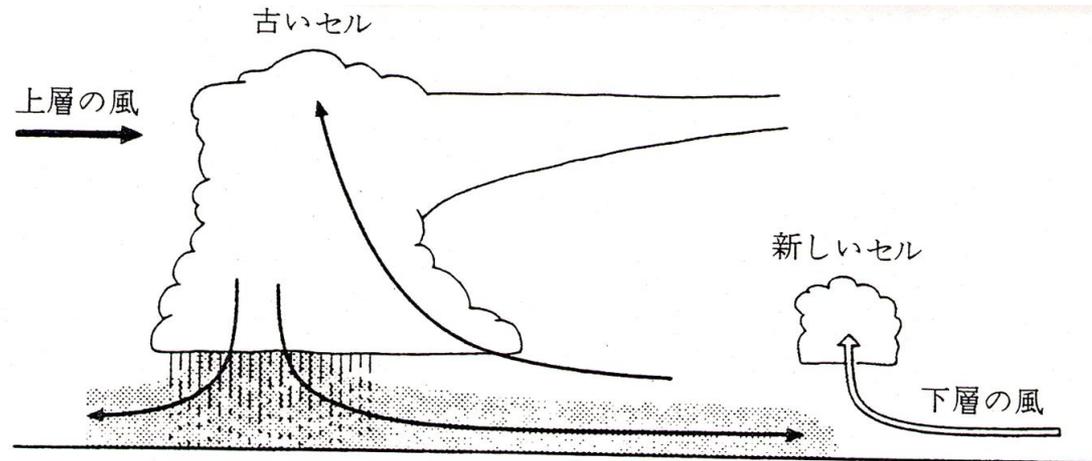
・二つの中立曲線があると、有限の大きさの静的エネルギーが蓄積される。

⇨ 一つの場合は不安定状態になるとただちに成層は中立になろうとするので、静的エネルギーの溜めはない



## マルチセル型のストームの移動の模式図

(a) 地表面に相対的な対流圏下層の一般場の風 ( $V_L$ ) と対流圏中層の一般場の風 ( $V_M$ ) . (b) 15分間隔で描いたマルチセル型の中の個々の対流セルの位置. 個々のセルは対流圏中層の風の方角に移動しているが、ストームの北端のセルAが消滅し、南端に新たなセルFが発生している点に注意.



冷氣外出流（影の部分）と環境の風の相互作用による新しい対流セルの誕生

# 雲と降水の役割

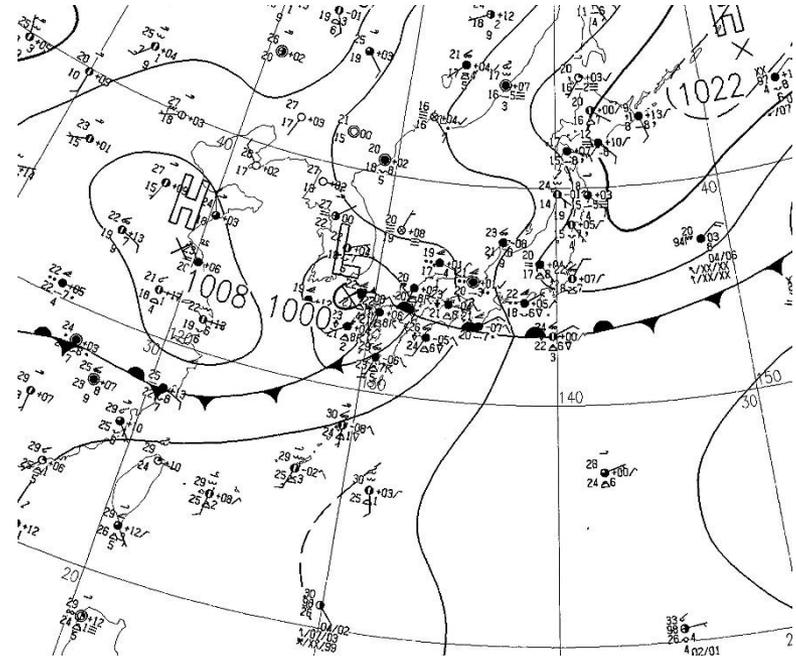
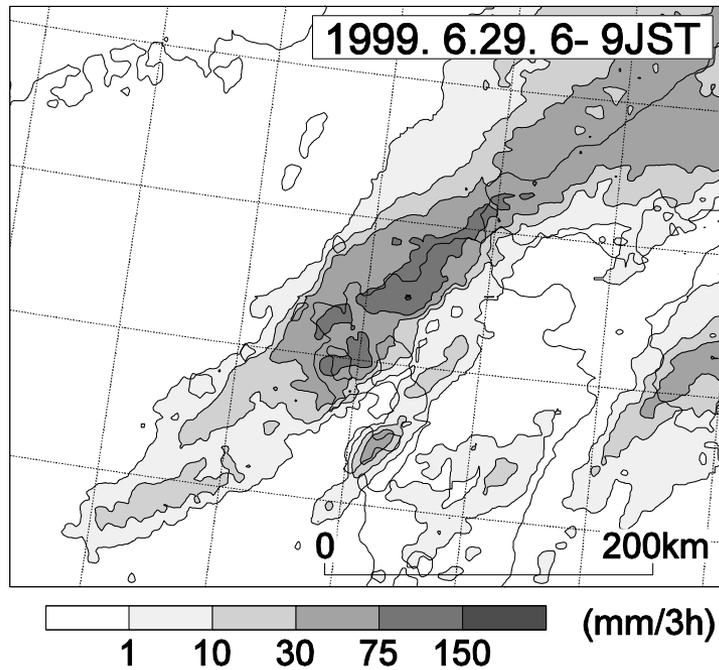
- ・雲： 二つの中立曲線がある中で、凝結過程で凝結熱が発生して積乱雲の爆発のもとになる。しかし、水蒸気↔雲水だけでは、雲の中で上昇流域と下降流域の大きさは同じであり、対流セルはベナールセルのように縦横比1となる。
- ・雨： 水蒸気↔雲↔雨の水物質の進化の結果であり、降水があることによって、積乱雲は寿命があり、水平に孤立した構造となる。極端な言い方では、上昇流域では不安定成層、下降流域では安定成層ということで、対流セルの水平構造は非一様となる。
- ・鉛直シアを持つ一般風などの環境下では積乱雲群となる。

- ・条件付不安定な成層
- ・CINを突破する強制上昇流
- ・豊富なエアロゾル(巨大海塩核)
- ・中立になった成層から不安定成層へのスムーズな入れ替わり



活発な対流活動

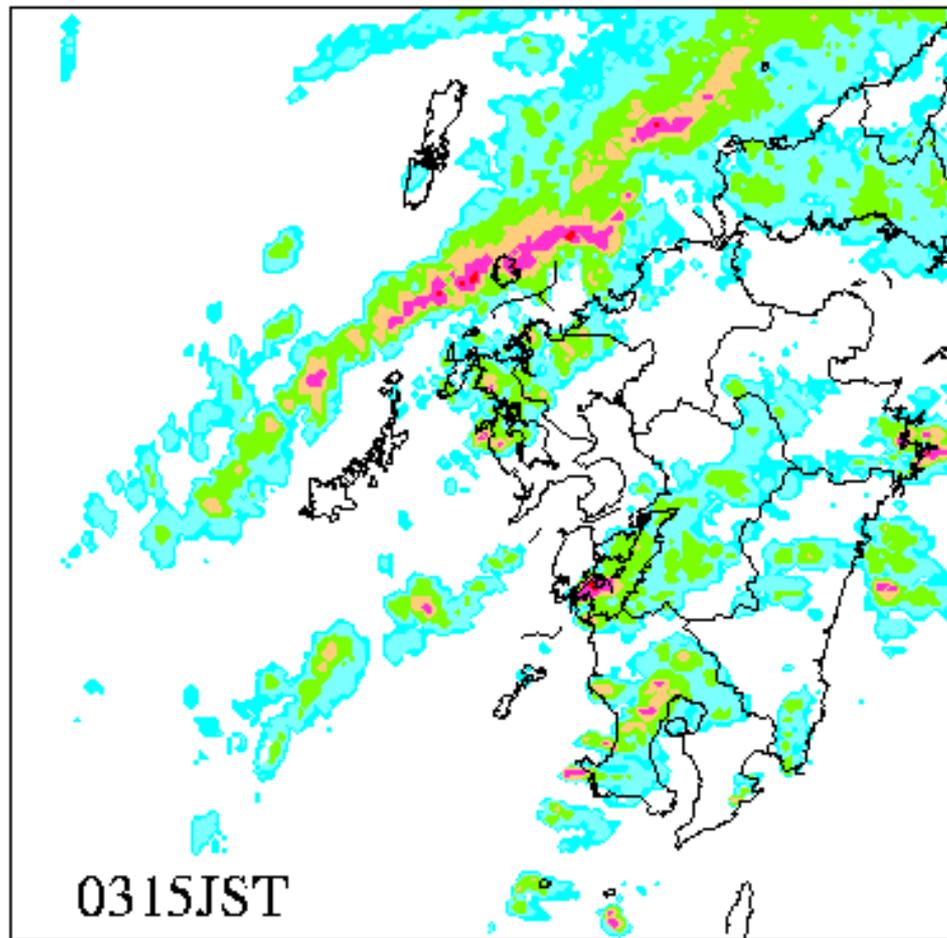
## 1999年福岡・広島豪雨(1999年6月29日9時)



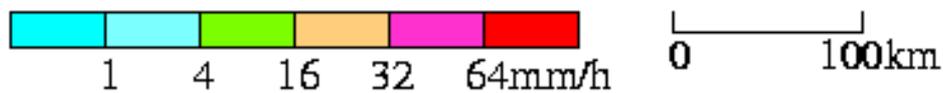
### 天気概況:

- ・寒冷前線を伴う総観規模の低気圧が東進してきた。
- ・梅雨前線が停滞しているという見方もできる。

# 気象庁レーダーによる降水の変動



1999.6.29

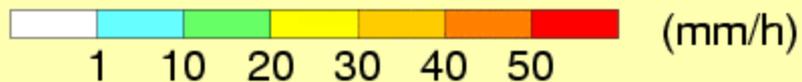
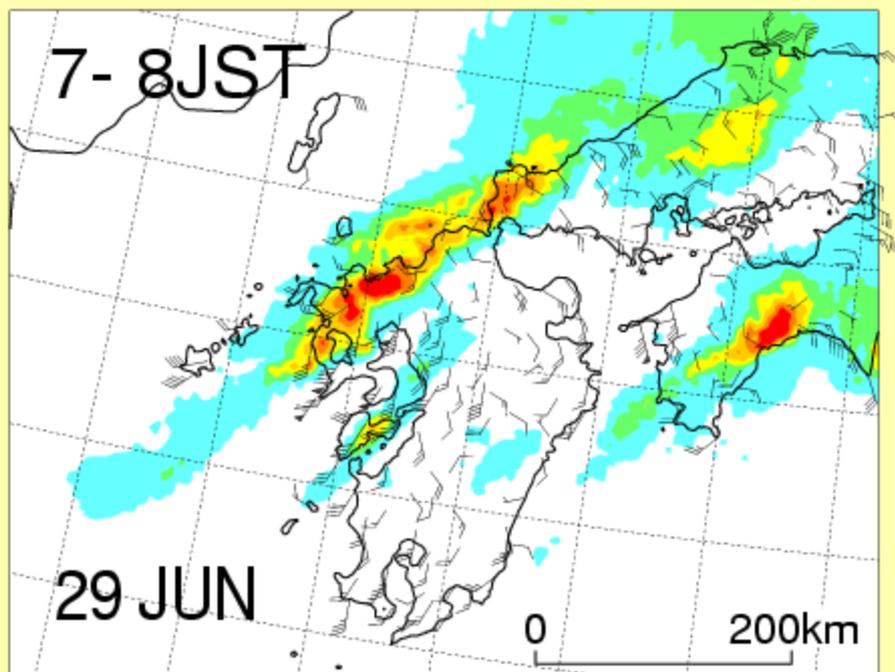


# 1時間積算降水量の比較

(福岡で豪雨が発生した時間帯)

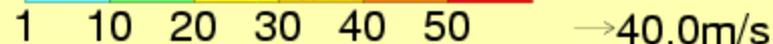
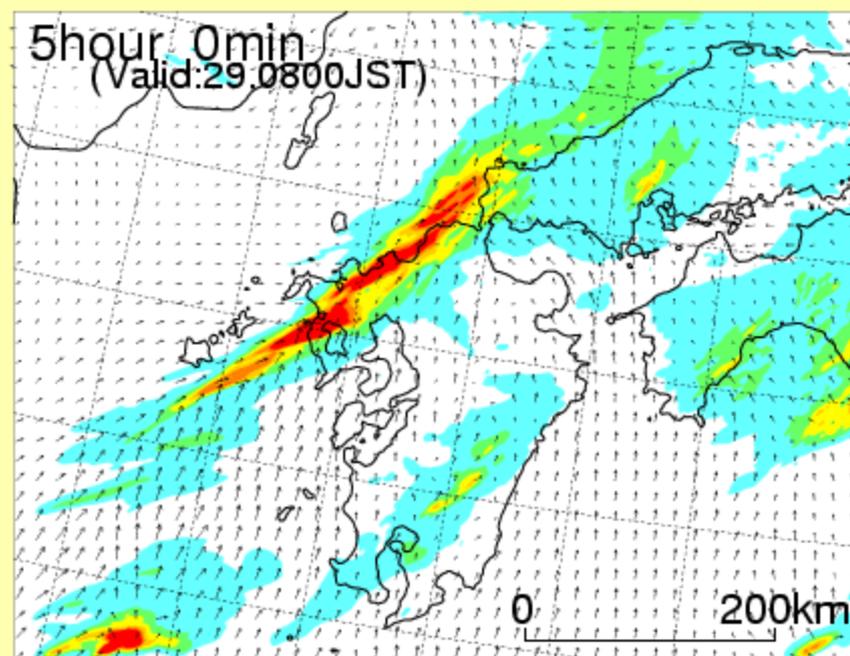
## Radar-AMeDAS

Rainfall mm/h

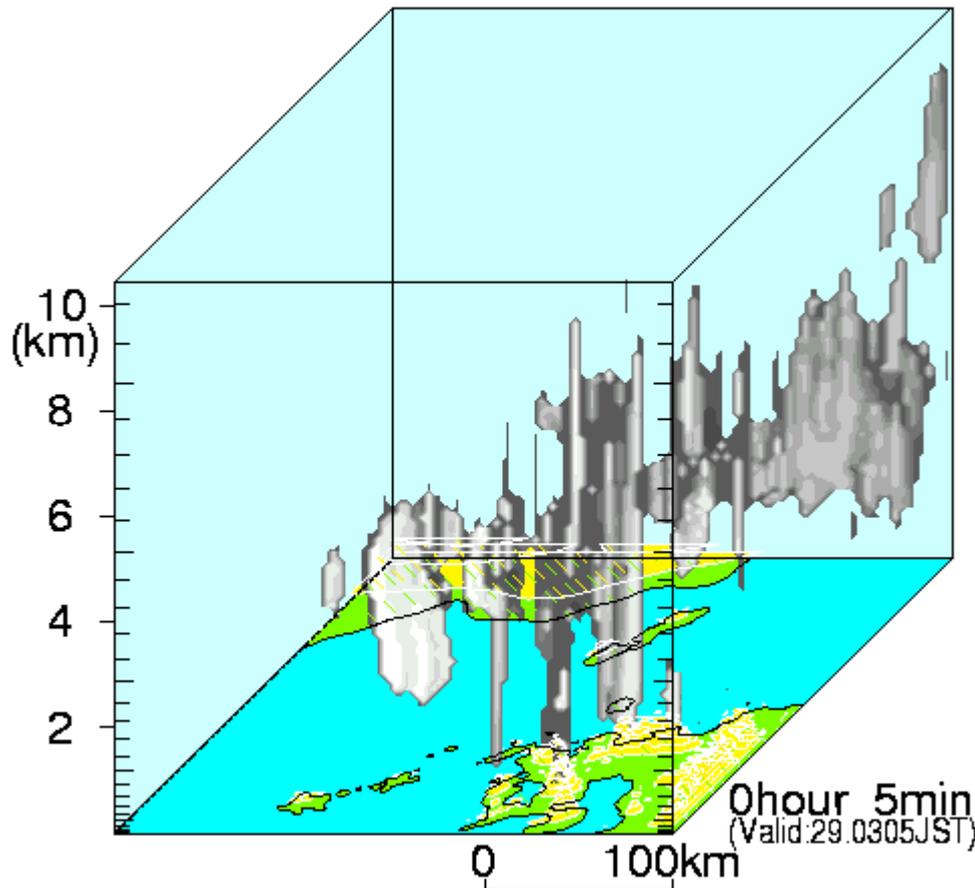


## 2km-NHM

Rainfall mm/h

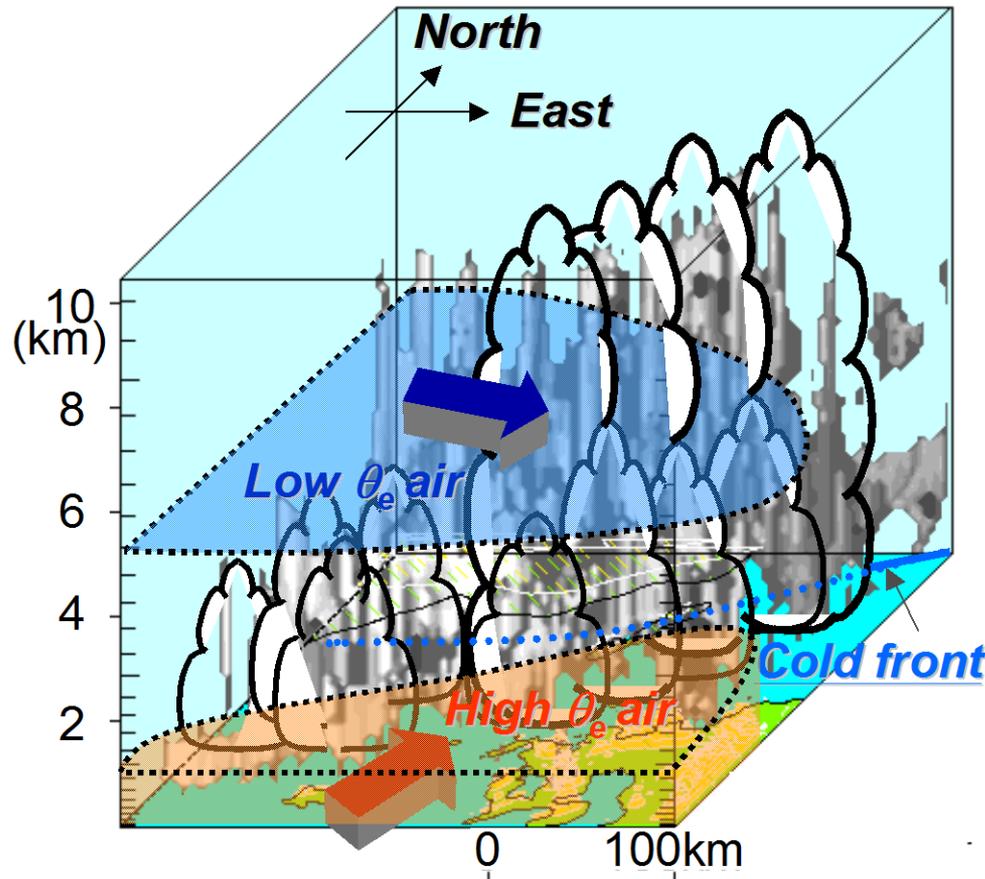


# 2km-NHMで再現した積乱雲 (0.5g/kg以上の雲水量で可視化)



- ・寒冷前線上で積乱雲が繰り返し発生・発達.
- ・積乱雲は西側では背が低い、東側では背が高いものと低いものが共存.
- ・システムと積乱雲は動きが異なる. 動きに関してレーダー観測と良く一致.

# 1999年6月29日の寒冷前線に伴うメソ対流系の概念図



対流活動の維持:

- ・不安定成層の維持  
⇒積乱雲の形成に必要
- ・積乱雲が発達したら中立成層の速やかな除去  
⇒異なる方向からの気流が必要

寒冷前線の南西下層には高相当温位気塊が入り、北西中層には低相当温位気塊が入り、対流不安定の成層が維持される

●気象庁の予報モデルシステム ⇒ “one-way nesting”  
親モデル(GCM)に含まれる擾乱は子モデル(NHM)でも有効である.

逆に親モデルに含まれない擾乱は子モデルで発達させるのは難しい⇒甕島ラインのような小さなスケールの擾乱

●豪雨・豪雪の予測で、特に重要なのは、

- ・風上側の風場：  
⇒下層の風の収束・発散の場
- ・風上側の水蒸気量の鉛直・水平分布の場、

●そうした実況の情報を得るには、

- ・海上におけるウィンドプロファイラー(風)とGPS(水蒸気量)の開発、情報の獲得などリージョナルな観測、
- ・衛星によるグローバルな観測、
- ・より精緻な雲解像モデルとデータ同化  
等が急務である.

# 巨大な孤立した積乱雲

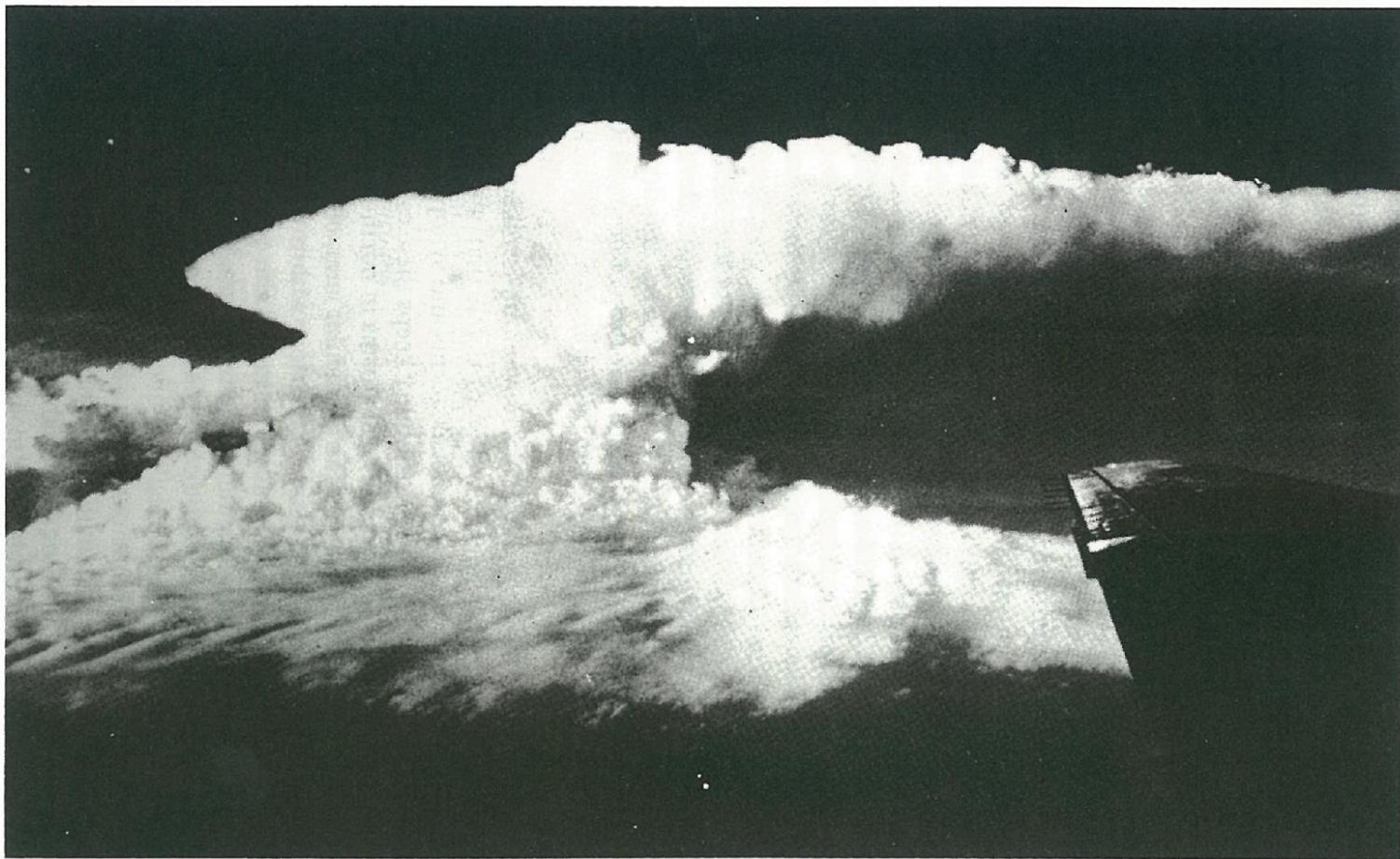


FIG. 117. An isolated thunderstorm on 21 April 1961 over the American mid-west. Photographed by T. T. Fujita. (After Fujita and Arnold, 1963.)



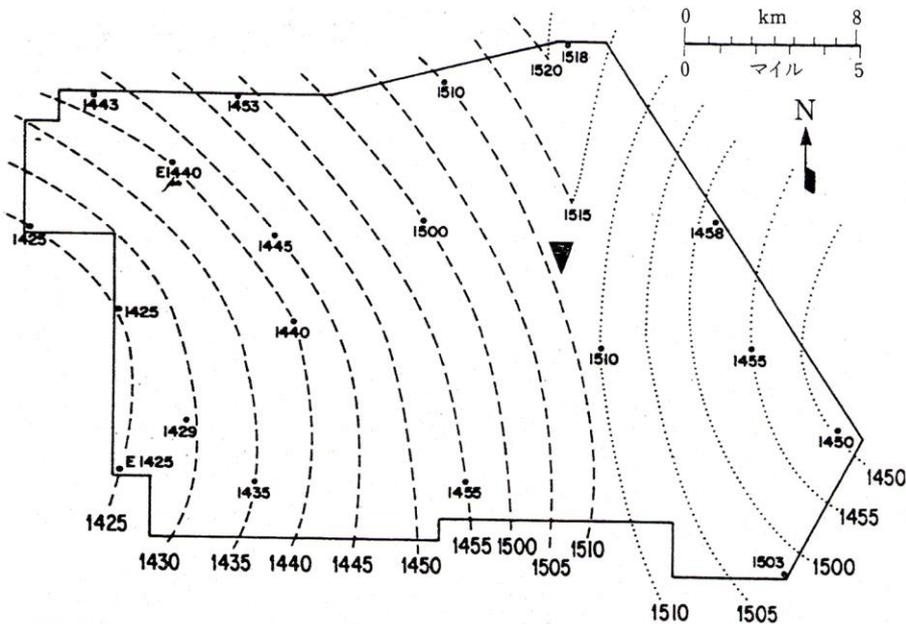
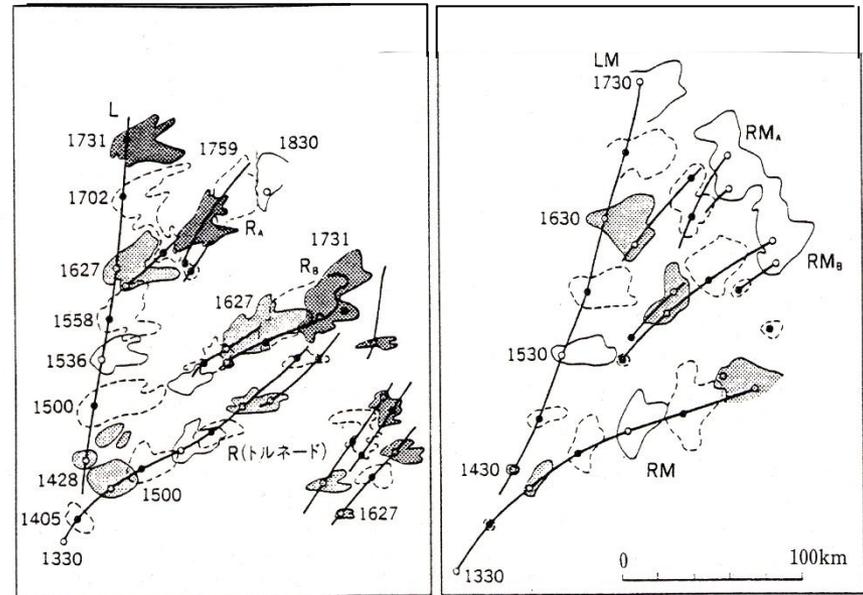


図 8.11 2つの降水セルからの冷氣外出流の衝突による新しい降水セルの誕生の実例 (Holle and Maier, 1980)

1973年6月15日、フロリダ地域積雲実験 (Florida Area Cumulus Experiment, 略してFACE) 実施期間中の観測例。破線は西側のストームからの外出流の先端 (ガストフロント) の位置。各観測点での通過時刻が観測地点の下に記入してある。点線は同じく東側のストームからのガストフロント。三角印がトルネード発生地点。



冷氣外出流の衝突による  
新しい降水セルの誕生の例



(a) 観測されたストーム (1964年4月3日)

(b) シミュレーション

図 8.13 アメリカテキサス州北西部で発達したメソ対流系のレーダーによる観測と雲モデルによるシミュレーション (Wilhelmson and Klemp, 1981)

(a)は気温 $0^{\circ}\text{C}$ の高度における12 dBZ以上のエコー強度の領域。影をつけたのは時間の推移を見やすくするため。(b)は雲モデルによるシミュレーションで、高度0.4 kmにおいてモデルの雨粒の混合比 $0.5\text{ g kg}^{-1}$ 以上の領域、30分おきの輪郭を交互に実線と破線で示す。数字は時刻を表す。



降水セル分裂による自己増殖  
の例

# スーパーセル型雷雨

## 古典的スーパーセルの概要

- ・ 水平スケール：10～30km（マルチセル型と同程度）
- ・ **巨大な上昇流**と下降流からなる単一の循環が卓越
- ・ 平均流の下流に向かって右方向にそれて移動する傾向がある
- ・ **低気圧性**（反時計回り）の循環
- ・ リチャードソン数が小さい（**鉛直シアが大きい**）ときに発生しやすい
- ・ **寿命は数時間**
- ・ 落下降水粒子が回転する下層の流れによって運ばれ、**フックエコーを形成**
- ・ 上昇流が強いため、内部に**ヴォールト（丸天井の意味）を形成**
- ・ オーバーハングしているエコー領域下部（エムブリオカーテン）では、強い上昇流の上端に接しているため氷粒子は上下運動しひょうに成長する
- ・ ヴォールトが消えはじめ、下降流が強くなると**強い竜巻**が作られる

## 現在の定義

- ・ 上昇領域に  **$10^{-2}s^{-1}$ 以上の鉛直渦度**ある雷雨

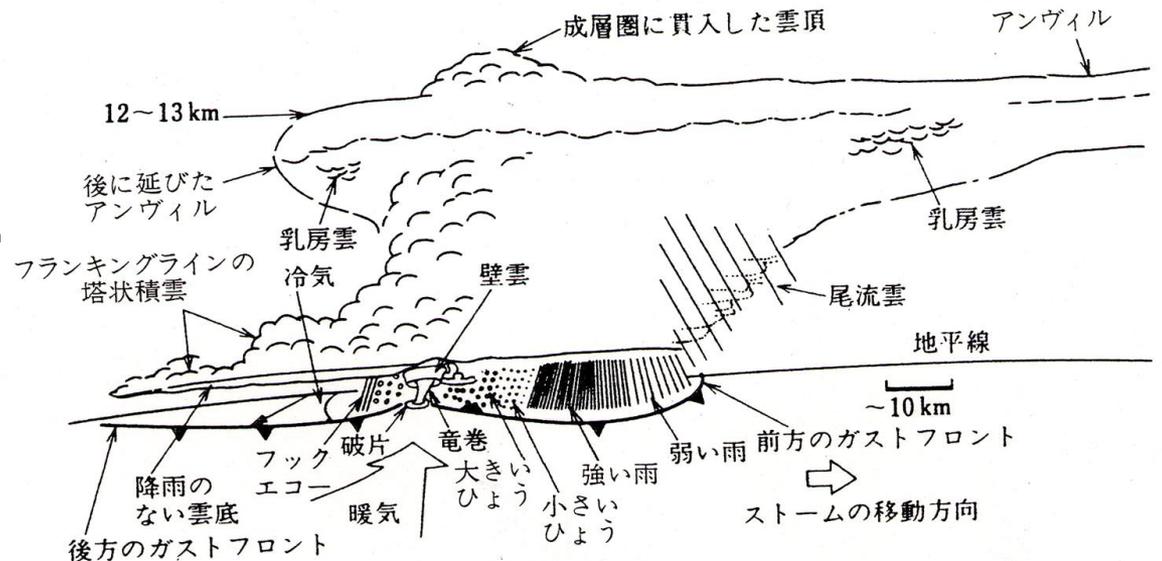
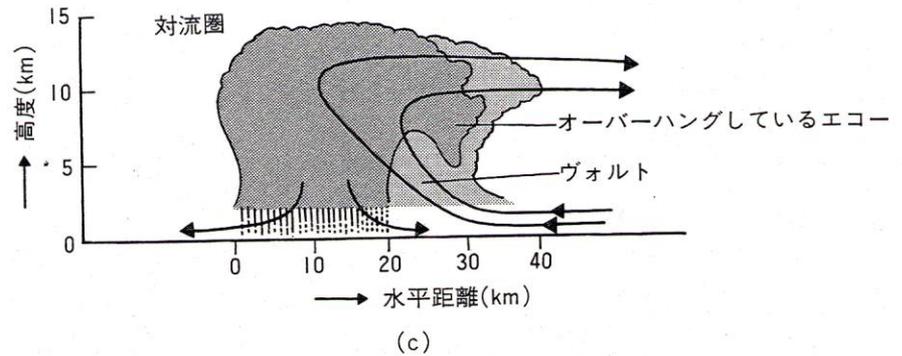
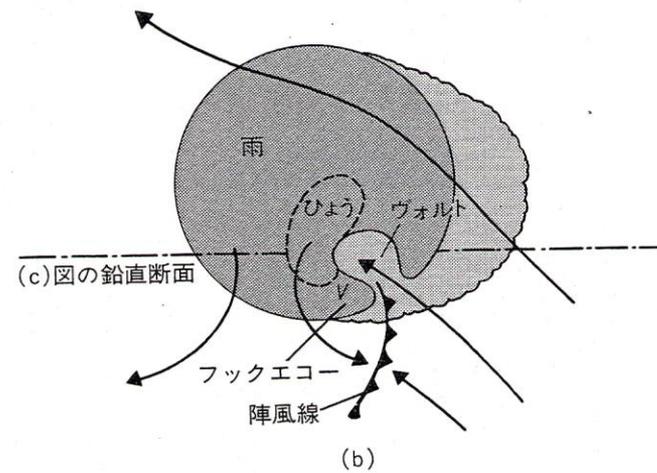
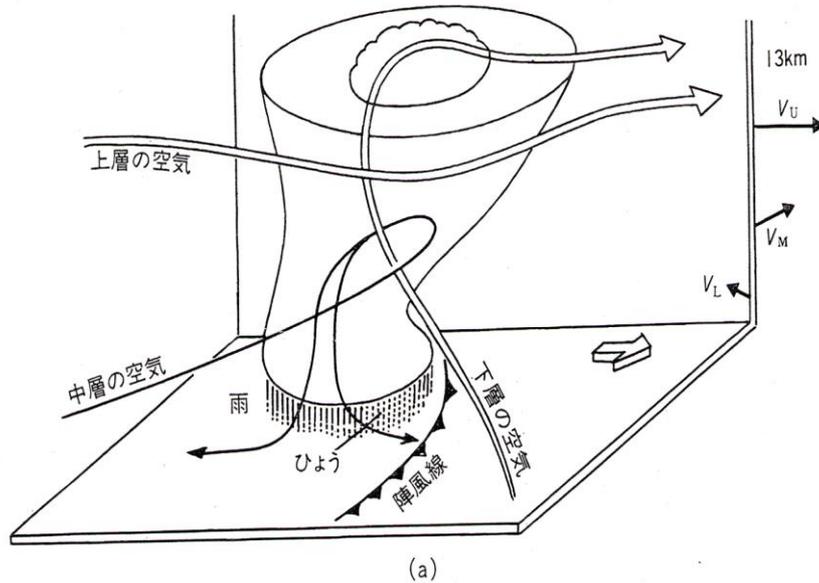
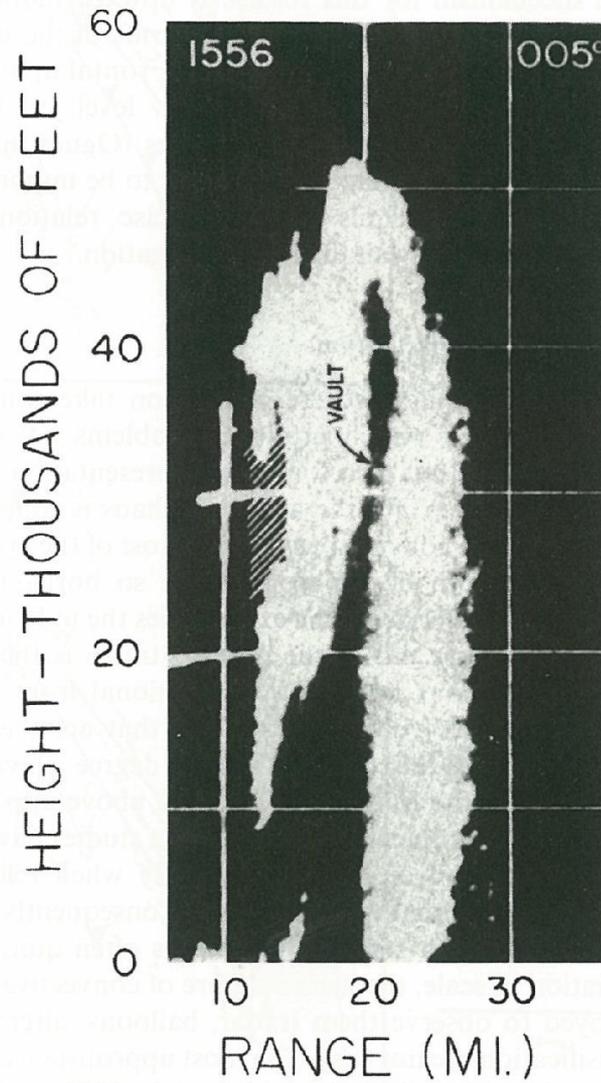


図9.8 目視によるスーパーセル雷雨の概観図（H. Bluesteinの未印刷の論文による）

# 成熟期にあるスーパーセル型 ストームの構造の模式図



(a) 移動しつつあるストームに相対的な3次元的な空気の流れ。図の右側に相対的な対流圏下層 ( $V_L$ )、中層 ( $V_M$ )、上層 ( $V_U$ ) の一般場の風が示してある。下層の流れが上昇気流を、中層の流れが下降気流を養う。地表面における陣風線の位置も示してある。(b) 上から見たストームの構造。薄く塗った部分は小さい雲粒から成る雲の部分で、濃い部分が強いレーダーエコーをもつ降水部分。実線はストームに相対的な対流圏下層における流れ。上昇気流や下降気流があるから、図の下半部のように、ある水平面内の流線は途中でとぎれている。スーパーセル型のストームに伴って竜巻が起これば、 $V$ の記号の位置で発生する。(c) 鉛直断面でみた構造。細い実線は流線を表わすが、下層空気が上昇し雲の上部で雲を脱出する流れが同一断面内で起こっているわけではなく、実際にはこの紙面に直角な方向の流れも重なっている。



## Vault

FIG. 120. Photograph of range height indicator (RHI) vertical section through a convective storm showing the vault. (After Browning, 1965.)

## 積乱雲の 渦形成メカニズム

- (1) 渦管が積乱雲内に入ると  
上昇流により曲げられ、  
鉛直に近く立つ
- (2) 渦管進行方向左側に正渦、  
右側に負渦ができる
- (3) 渦のある場所では気圧が低  
くなり上昇流が強化される  
とともにはじめの上昇流域  
で形成された水物質の荷重  
で下降流が形成される
- (4) 正渦、負渦は切断され、次  
第に相互に離れていく  
(正渦が右進行、負渦が左進  
行のストームとなる)

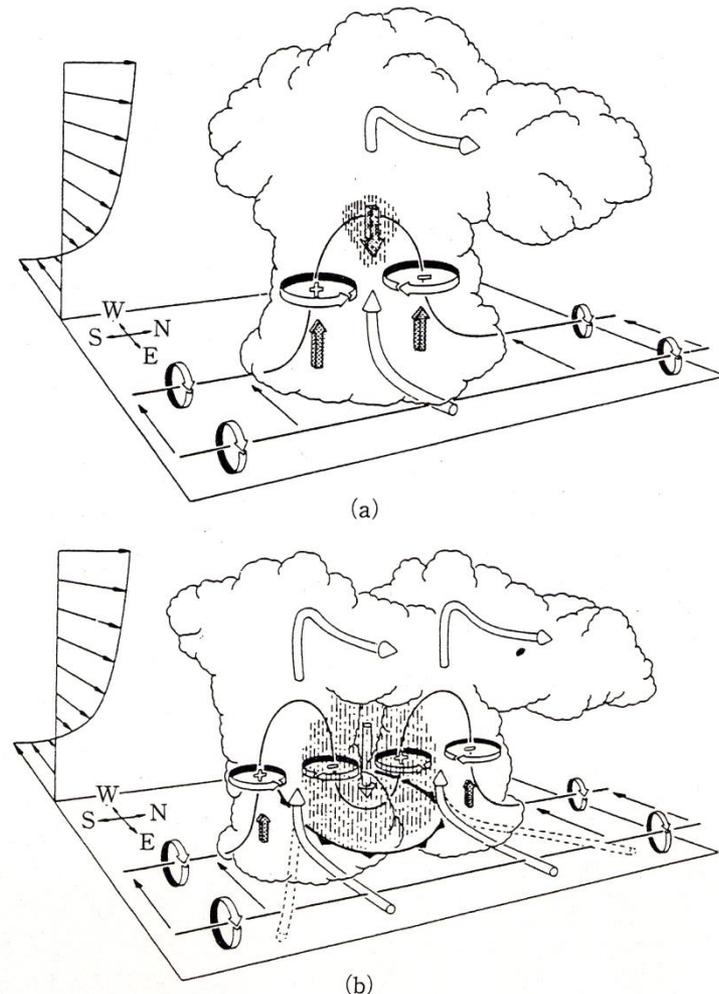
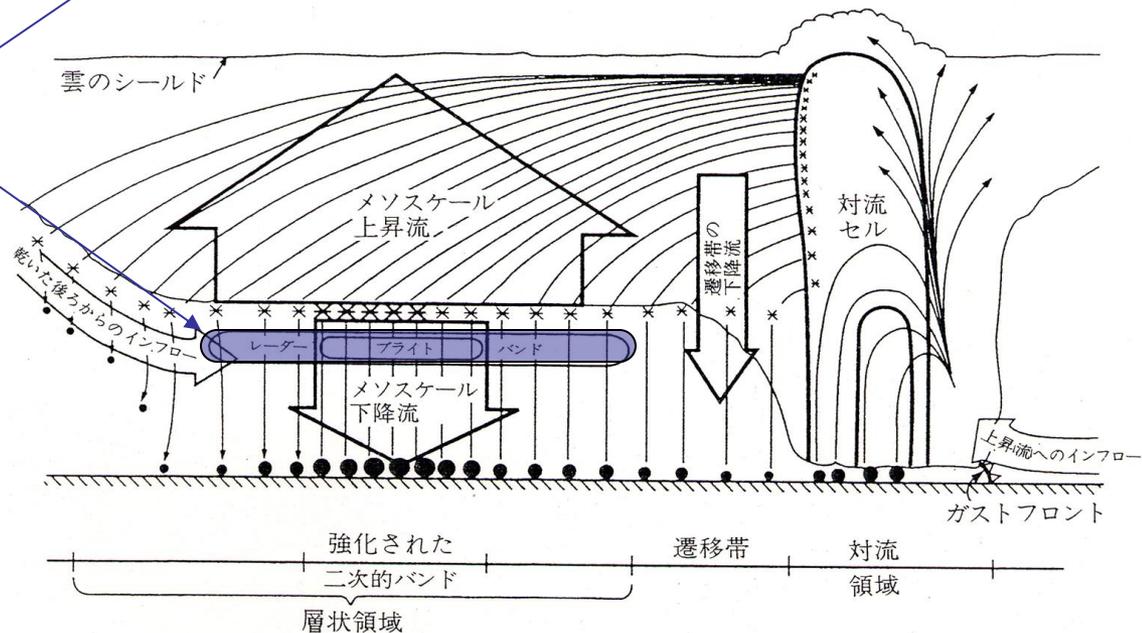
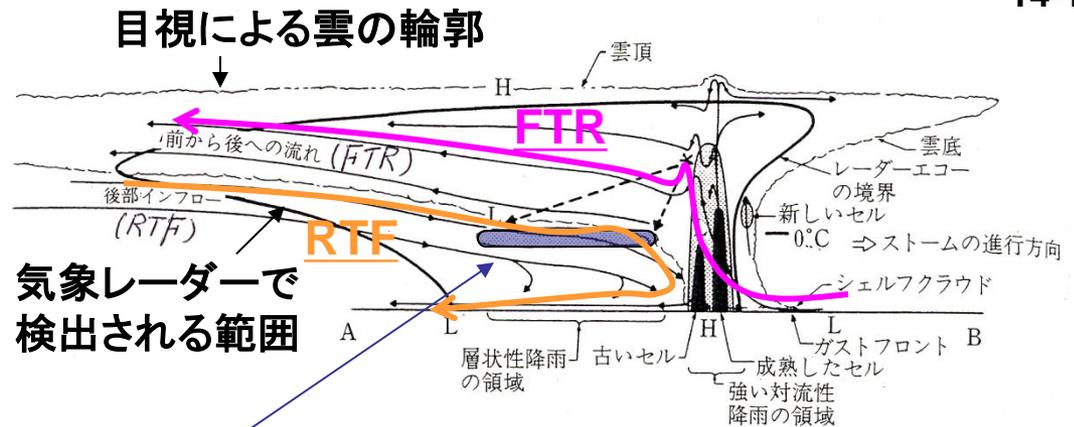


図 9.13 環境の西風シアに含まれている渦管が降水セルと起こす相互作用の模式図（南東方向から見た場合）(Rotunno, 1981)

円管形の矢印は雲に相対的な空気の流れ。太い実線は渦管を表し、その回転方向は円形の矢印で示す。影をつけた矢印は新しい上昇・下降流の発達をうながす強制力を表す。(a)は発達期、(b)は分裂期。破線の矢印は分裂後ストームに流入する流れの位置を示す。

# 中緯度帯の スコールラインの 構造

- ・ 2次元的な構造
- ・ 熱帯のスコールラインと似た構造
- ・ 層状性降水があり、層状領域に**ブライtband** (雪から雨滴への融解層)
- ・ 対流領域と層状領域の間にレーダーエコーの弱い遷移帯の下降流が存在



スコールラインの層状領域における平均鉛直流と降水粒子の軌跡の模式図 (Biggerstaff and Houze, 1993)

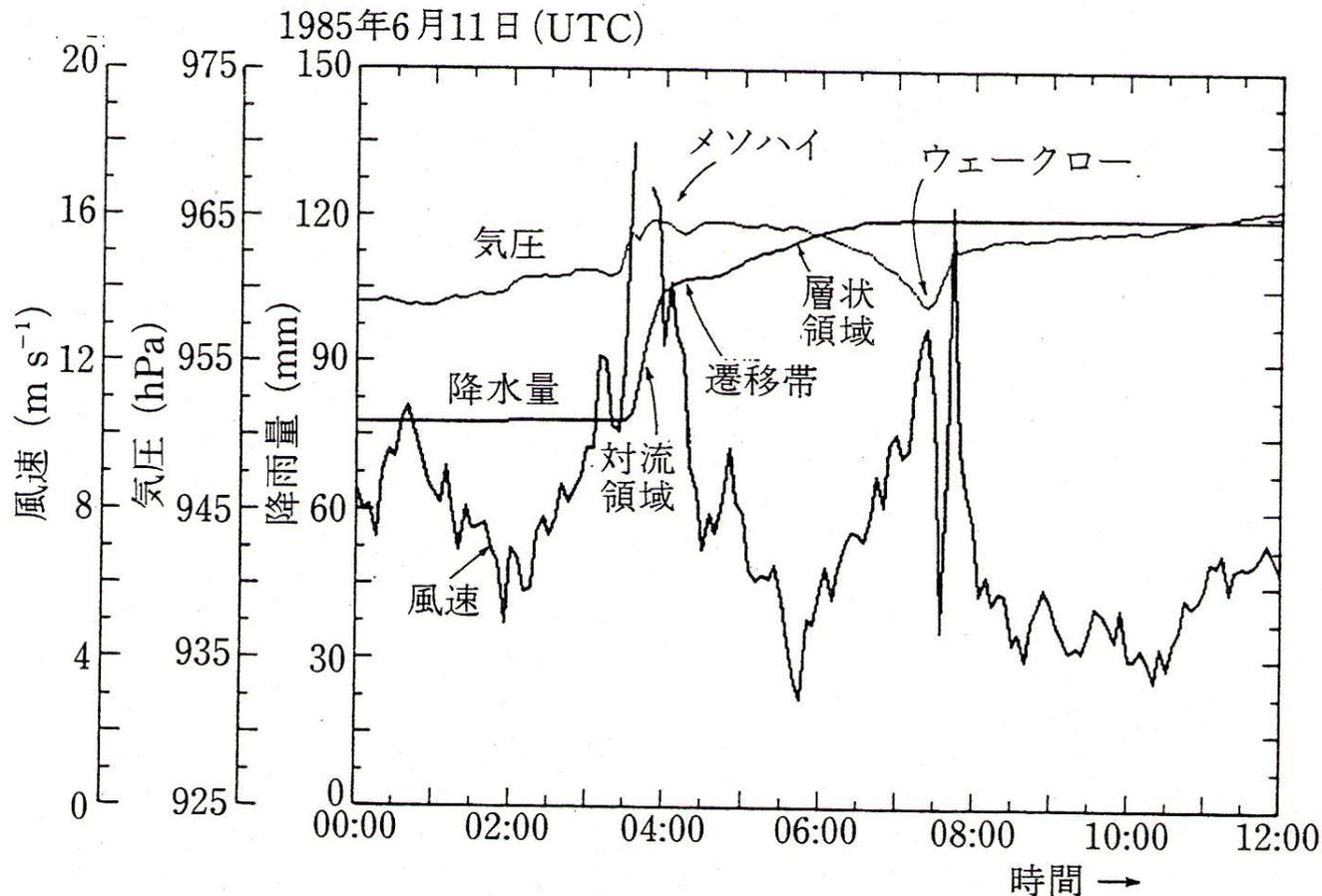
# 中規模スコールラインの例 Johnson and Hamilton (1988)

ガストフロントの到着: 18 m/sの風と 4 hPaの気圧上昇

ガスト到着~30分後: 強い雨(対流域)

その後30分: 非常に弱い雨(遷移帯)

その後2時間: 弱い雨(層状域)

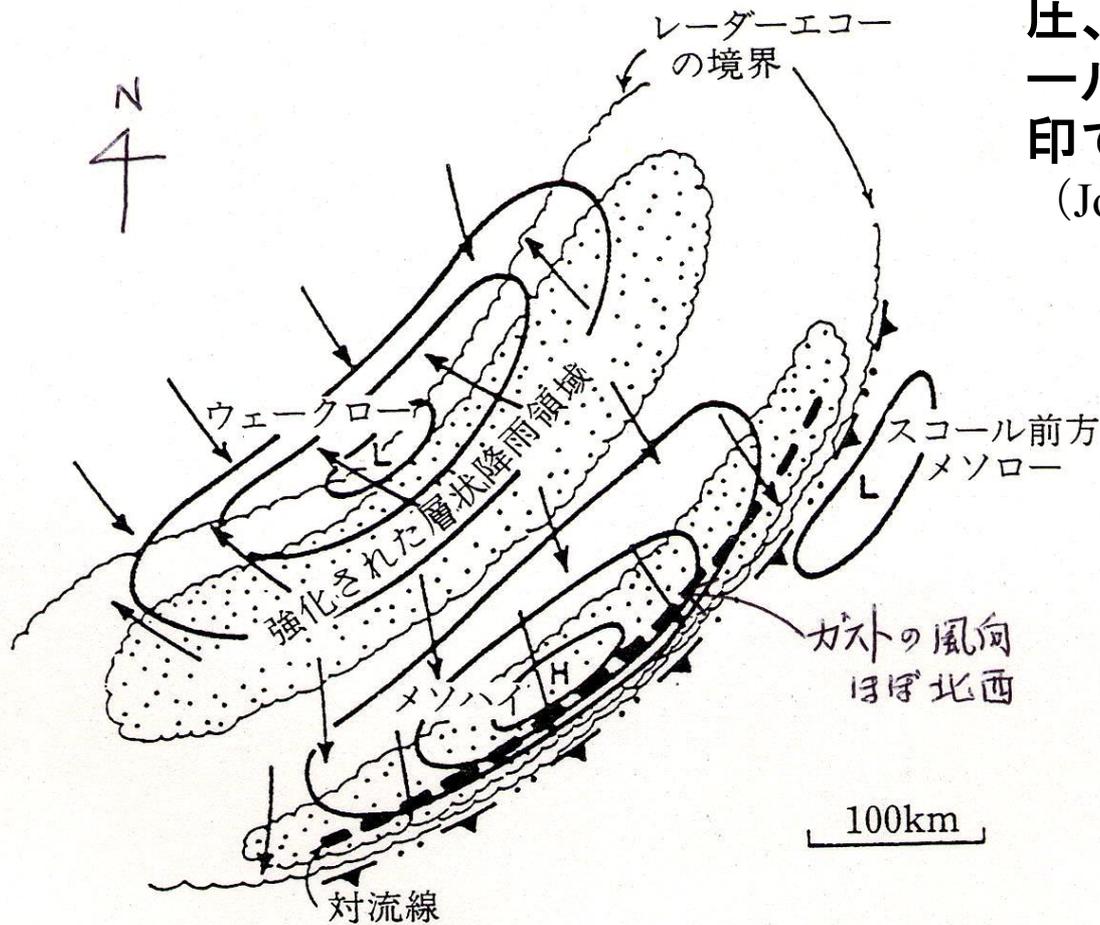


スコールラインが  
通過した地上観測  
点における気圧・  
降水量・ガストの時  
間経過

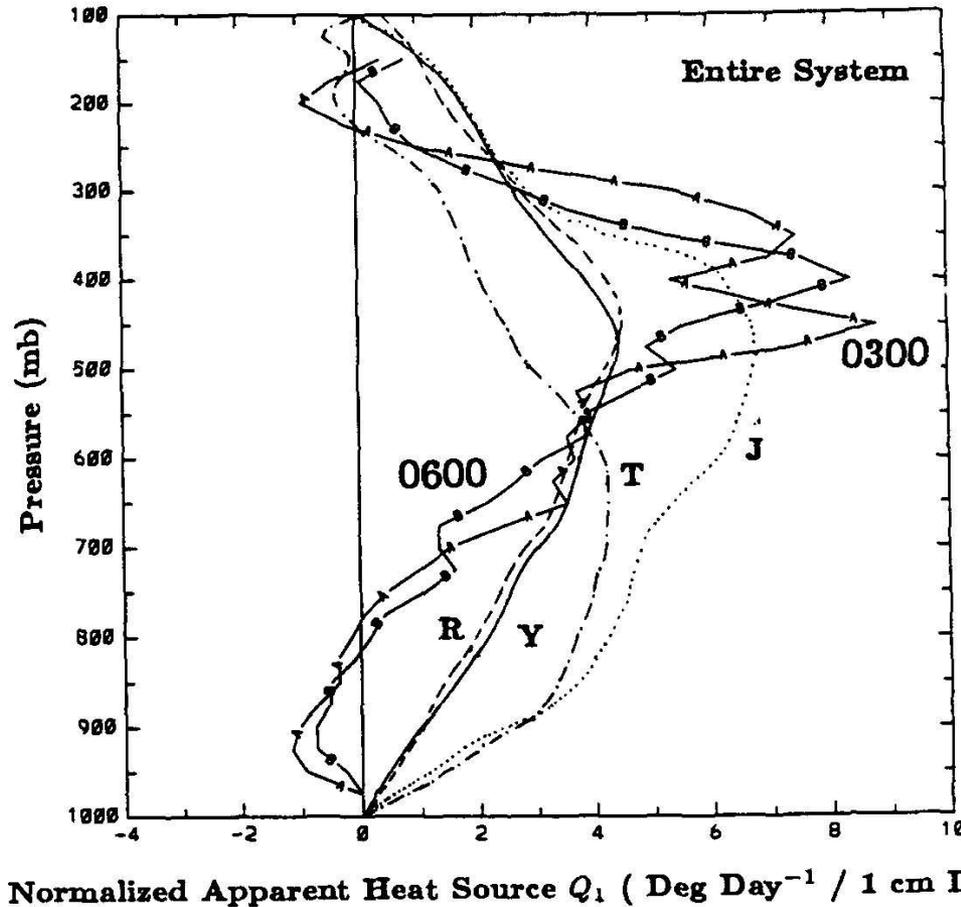
1985年6月11日0000~  
1200UTC.

成熟期にあるスコールライン  
内の低層レーダーエコー、気  
圧、南東方向に進行中のス  
コールラインに相対的な風（矢  
印で示す）の部分の模式図

(Johnson and Hamilton, 1988)



# 大気中の非断熱加熱の鉛直分布



**対流性領域:**  
水蒸気から雲水への  
凝結熱

**層状性領域:**  
上層では雪の形成  
下層では雨の蒸発

対流性領域と層状性領域の凝結水物質の違い  
によって加熱分布が異なっている。

# 大気対流の特性のまとめ

- 1) 地球大気は地表面から加熱されることから対流が発生する。
- 2) 対流の形態として、積乱雲は条件付不安定な成層で発生する。  
雲水から雨へと成長して、雨水の落下により1時間程度の寿命を持つ  
メソ $\gamma$  (積乱雲)  $\rightarrow$  メソ $\beta$  (積乱雲群)  $\rightarrow$  メソ $\alpha$  (大規模) スケール  
と降水系の階層構造を形成する  
\* メソ擾乱間は一見外形が同じであっても支配する要因が異なるので、フラクタルではない。特に、メソ $\alpha$  擾乱では地球自転の効果が効いている。
- 3) 雲だけの世界では暗黒であったが、降水があるおかげで水平に狭い雲域と広大な晴れ域を作る(今の世界)
- 4) 地球大気中の降水系は水平非一様な非断熱加熱源となる。  
・・・地球規模な大気循環を作る元