

# 台風発生研究の今後の展開

～ 台風発生段階式メカニズム(仮説)～  
～ なぜ台風は発生しない～

筆保弘徳  
横浜国立大学



# 台風発生メカニズムの解明は・・・

気象学研究においても、**最も解明されていないメカニズムの一つ**とされている (Emanuel 2003; Gore 2006; 伊藤 2007)

## 解明を困難にする原因は？

1. 台風発生が起きる亜熱帯域海上での密な観測が困難
2. 高精度な気象モデルを用いた数値シミュレーションを行っても、**長時間・多重スケール現象**である台風を再現するのは困難



### 2000年代にはいると・・・

- ・コンピュータ技術と数値モデル開発が飛躍的に進む
- ・直接的観測(航空機の利用)やリモートセンシング観測技術の向上



これまで難しかった個々の対流雲の振る舞いなどが観測・再現される

### 台風発生過程研究のレビュー

- 1990年代後半～2000年代の研究
- メソスケール過程の研究を・・・経緯を含めて
- 何が分かっていないか、今後の研究課題をいっしょに探る



# Table of contents

1. 台風発生とは？
2. 台風発生メソスケール過程解明の問題点
3. NICAMによる台風発生の再現
4. まとめ
5. Discussion



# 1 台風発生過程とは



## 台風発生過程の定義はない！

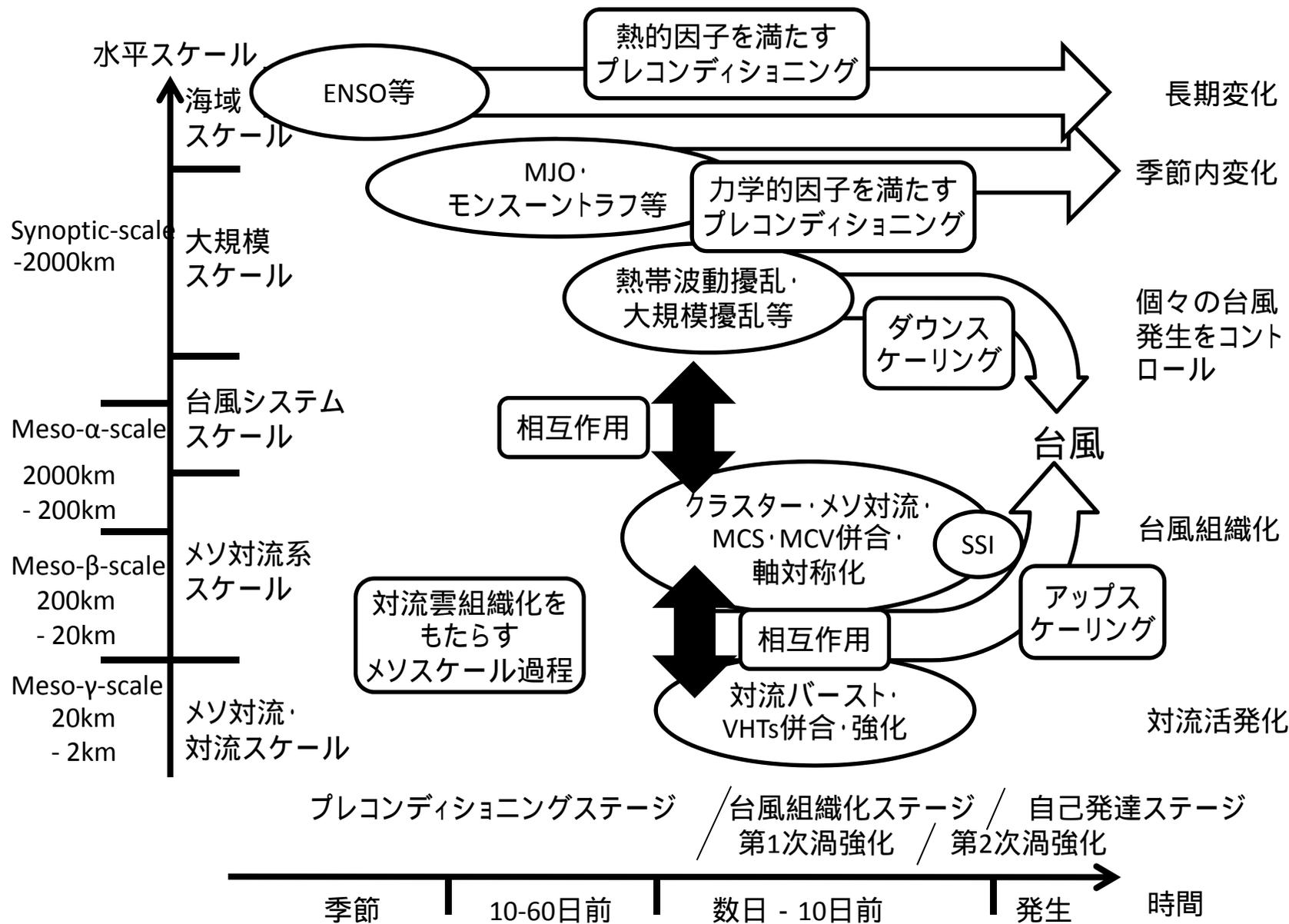
- ・物理的なメカニズムを考えた場合、閾値 $17\text{ms}^{-1}$ という数字に大きな意味はない(「台風」山岬1982)
- ・台風発生過程の定義の曖昧さが、発生問題をさらに複雑にしているという指摘もある(Harr 2006)

### ここでの台風発生過程の定義

雲や渦が全くない場から、台風発生に適した環境場が整った亜熱帯海上で対流雲が発生し、それらが組織化して**台風構造**と**自己発達メカニズム**を持つまでの過程



# A synthesis of the cyclogenesis process



## 台風発生メソスケール過程の要点

- (1) 対流雲の集団の持続的な発生  
: 温暖核形成
- (2) 渦の強化  
: 温暖核の維持と海上風の強まりの効果
- (3) 台風システムスケールへの発達  
: 自己発達メカニズムCISKの条件

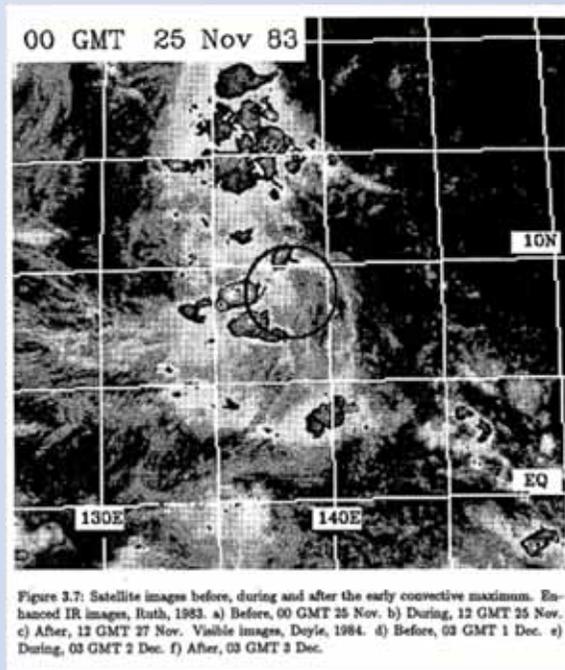


## 2 台風発生メソスケール過程解明の 問題点と進展

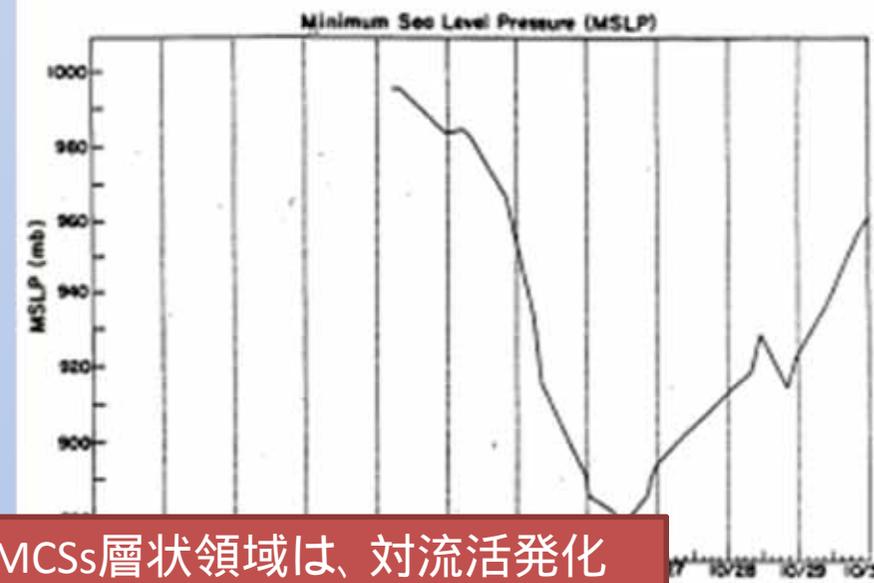
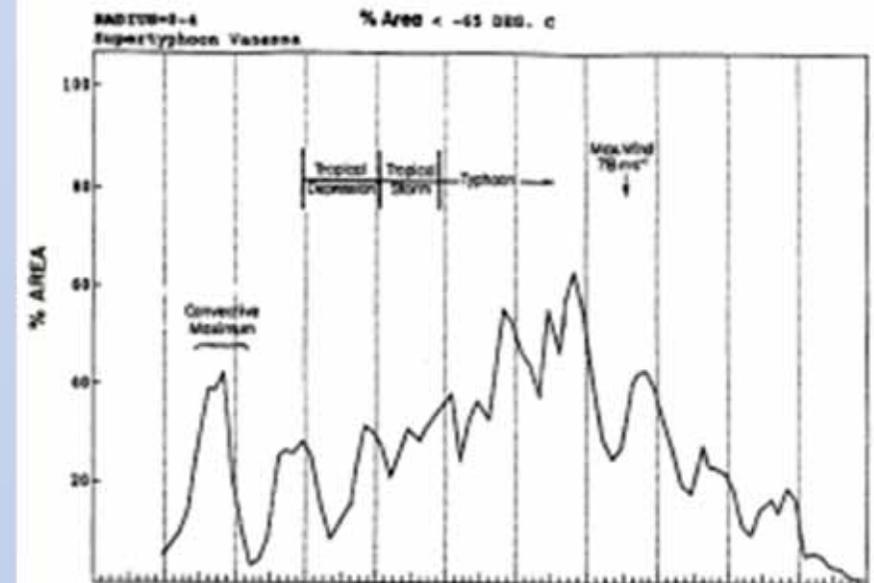


## (問題点1)

対流雲集団の持続的な発生・組織化がなぜ起きるか？



- (1) 台風発生前(海上風速が強まる前)に対流活発化が観測  
Zehr(1992)
- (2) MCSs内層状領域での対流バースト



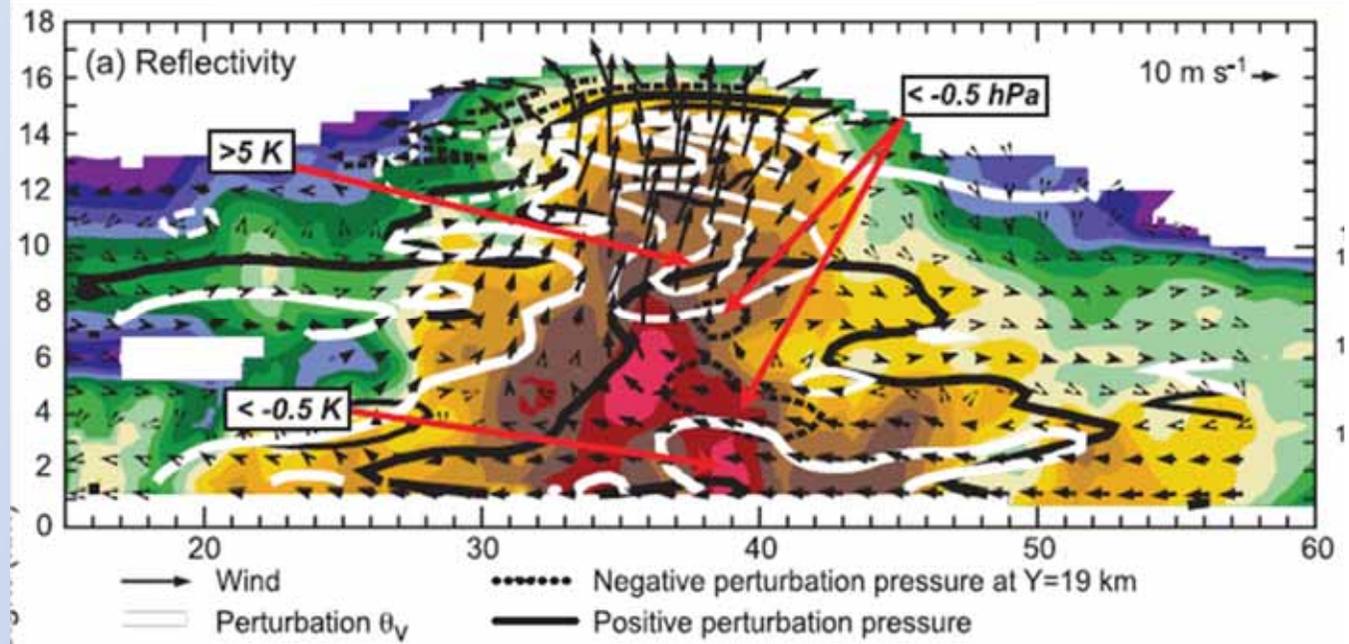
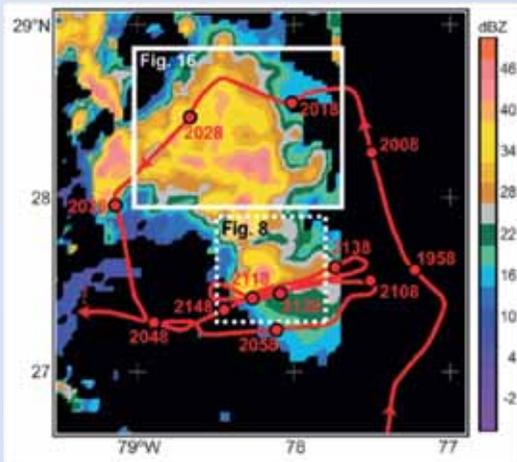
MCSs層状領域は、対流活発化にとって、力学的・熱力学的に不都合な環境場？

area at R = 0-4° with surface wind speed are lions. Date/Time is in

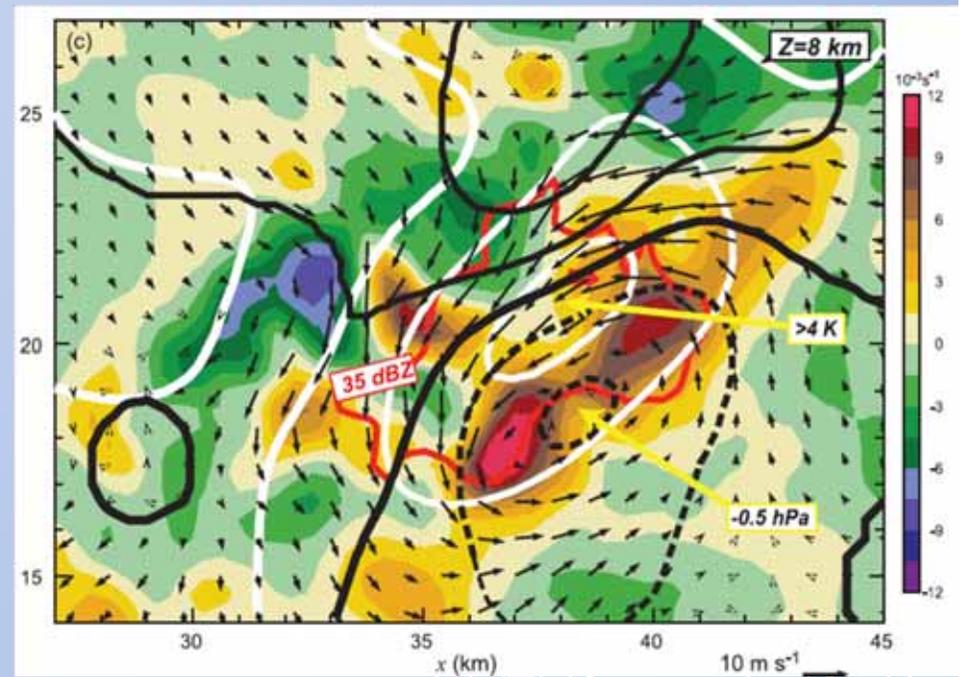


# Recent observational studies

Houze 2010  
Houze et al. 2009



2005年9月6日2108-2123UTCにおける  
Harricane Opheliaの飛行機搭載型ドップ  
ラーレーダの観測結果。(a)は(c)y=19km  
での鉛直断面図。(c)は高度8kmの平面  
図。(a)反射強度(影 dBz)と東西風と鉛直  
流(ベクトル)、浮力場(仮温位偏差、2.5K  
間隔の白コンター)と気圧摂動(0.5hPa間  
隔の黒コンター、太線は0)。(c)鉛直相対  
過度(影)と風の摂動(ベクトル)と浮力場(1  
K間隔の白コンター)と気圧の摂動(0.5hPa  
の黒コンター)。



# Recent observational studies

Houze et al. 2009 観測結果のまとめ

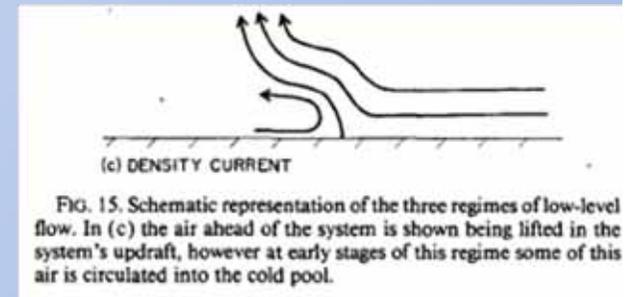
## 対流雲形成メカニズム=non-gust-front convective triggering

対流圏下層の深い吹き込み・降水による蒸発冷却・非断熱加熱による浮力効果

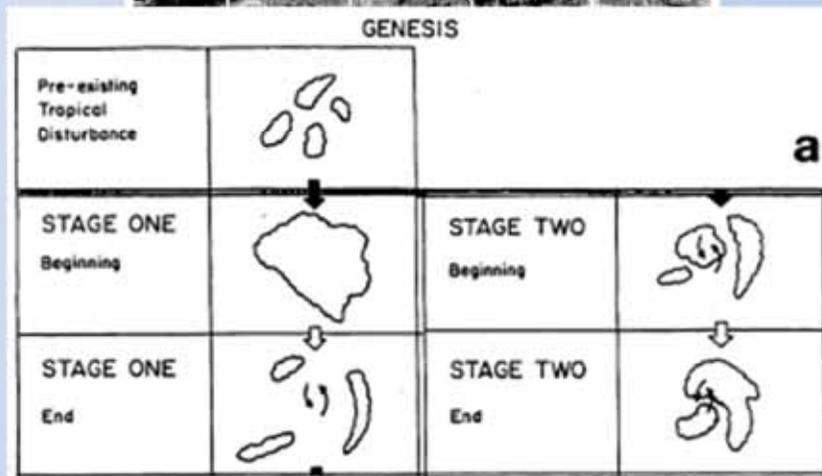
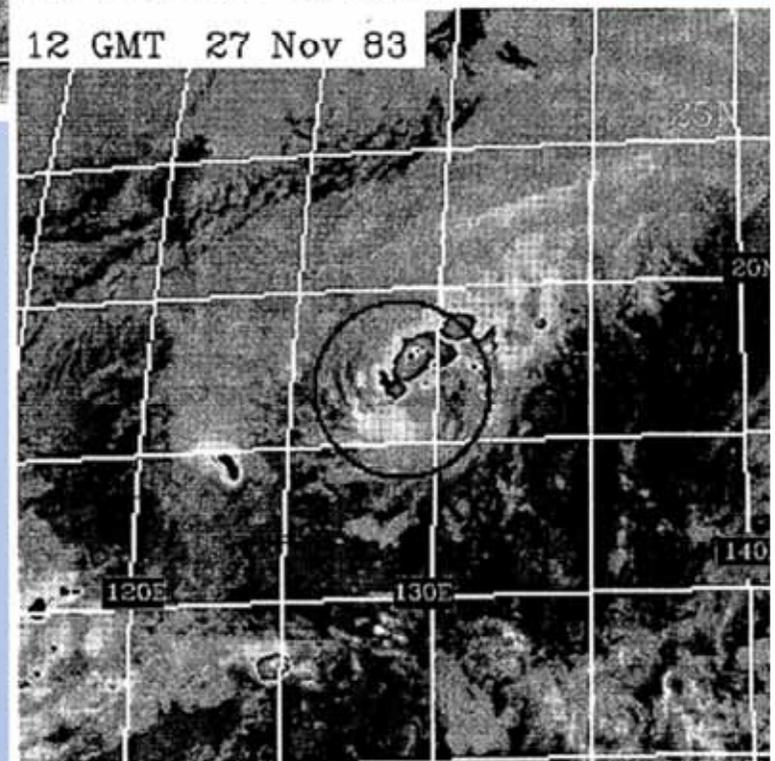
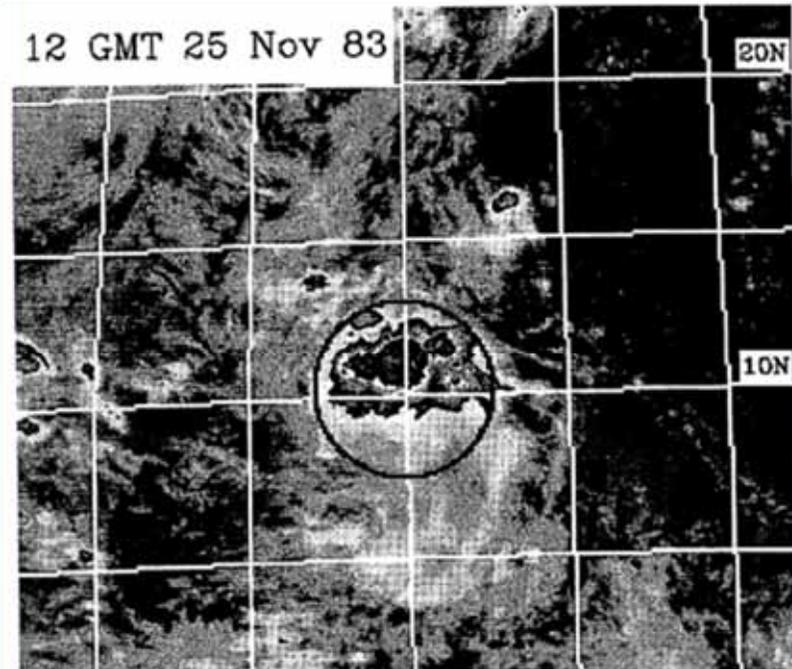
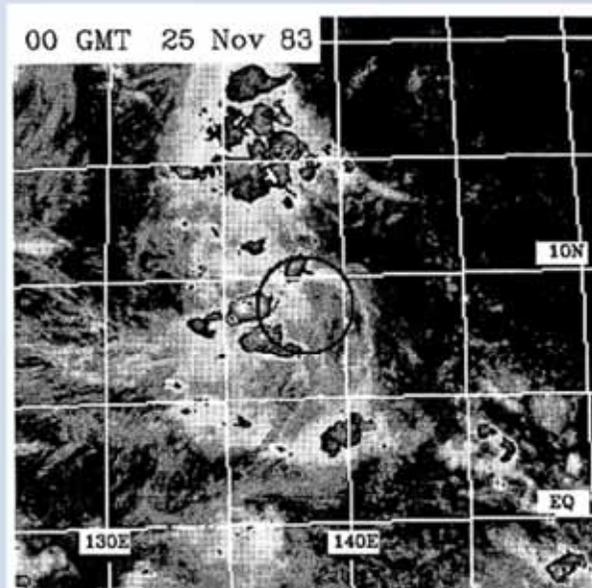
1. 層状性降水の蒸発冷却・混合の高密度・高湿の境界層
2. 強い海上風と摩擦による強い吹き込みの気塊
3. 自由対流高度まで容易に持ち上げる。
4. 対流圏上層の非断熱加熱による浮力も加わり強い対流性上昇流が発生

周囲の大規模擾乱の影響も加わり対流圏下層の吹き込み層が深くなれば、その上昇流は深く発達する

1970-80年代に理想場数値実験の研究(Yamasaki 1977ab, 1979, 1983, 1984, 1988; Crook and Moncrieff 1988)で得られた対流雲活発化のメカニズムと整合的



(問題点2)  
対流圏下層の渦？



## (要点2) 渦の強化:対流圏下層ピークの正渦

Q. 対流圏下層の正渦の発生はどうして起きる？

1990年代後半から2000年代前半2種類の仮説

トップダウン仮説

ボトムアップ仮説

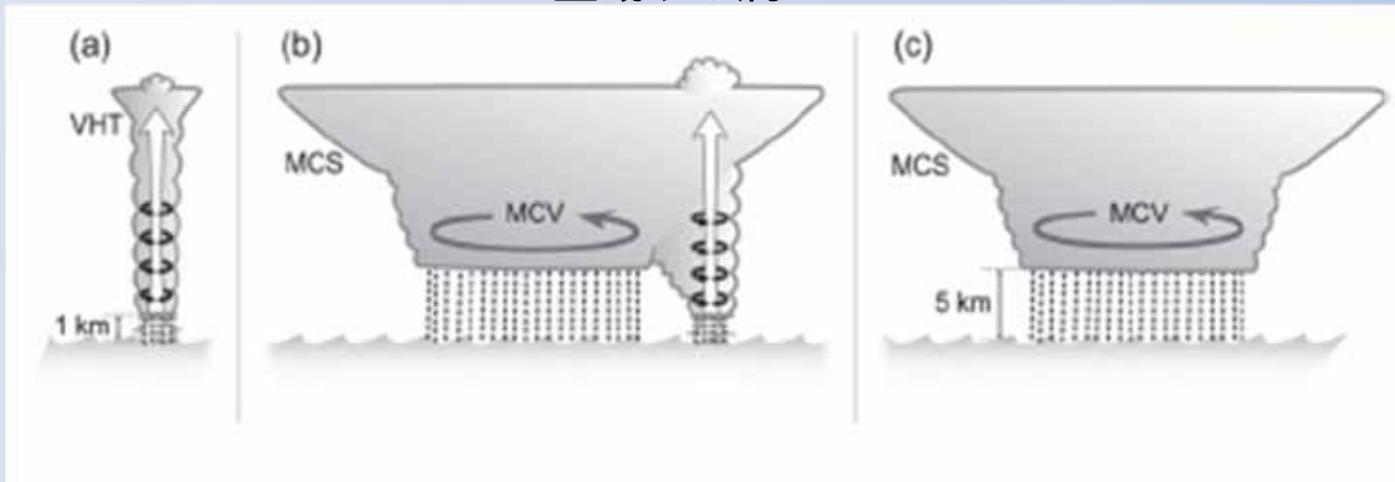
E. Ritchie

M. Montgomery



# Top-down theory vs. Bottom up theory

登場する渦



Vortical hot tower ; VHT,  
対流領域で発生する渦

VHT対流性渦  
対流スケール1 ~ 10km  
渦強度は強い  
長生き 数時間

Mesoscale convective vortex ; MCV  
MCS内の層状領域で発生する渦

MCV 層状性渦  
層状領域スケール数十 ~ 数百km  
渦強度は弱い  
長生き 数日

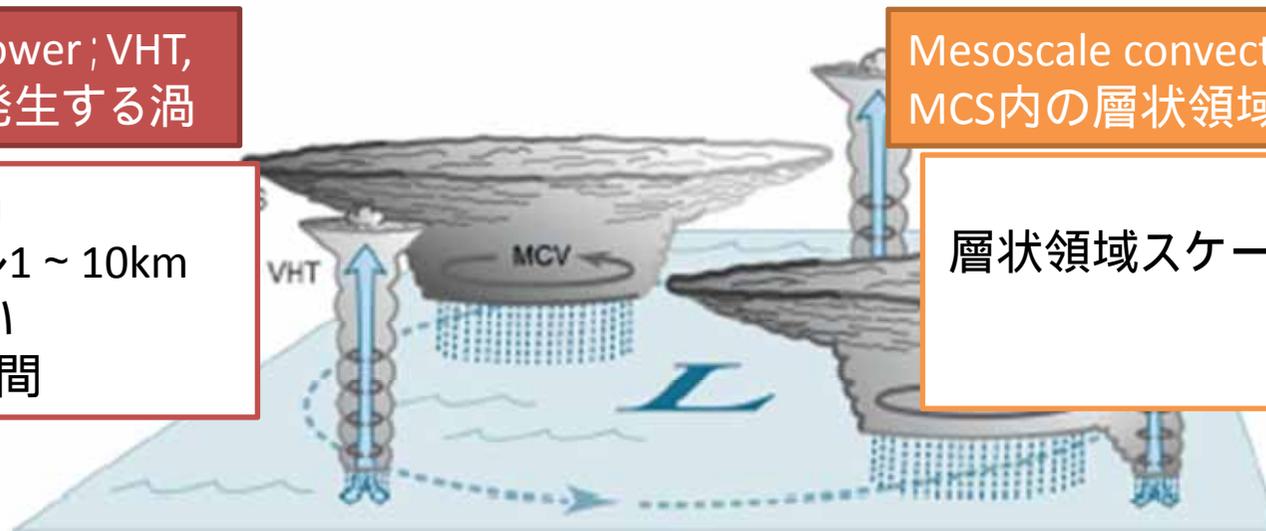
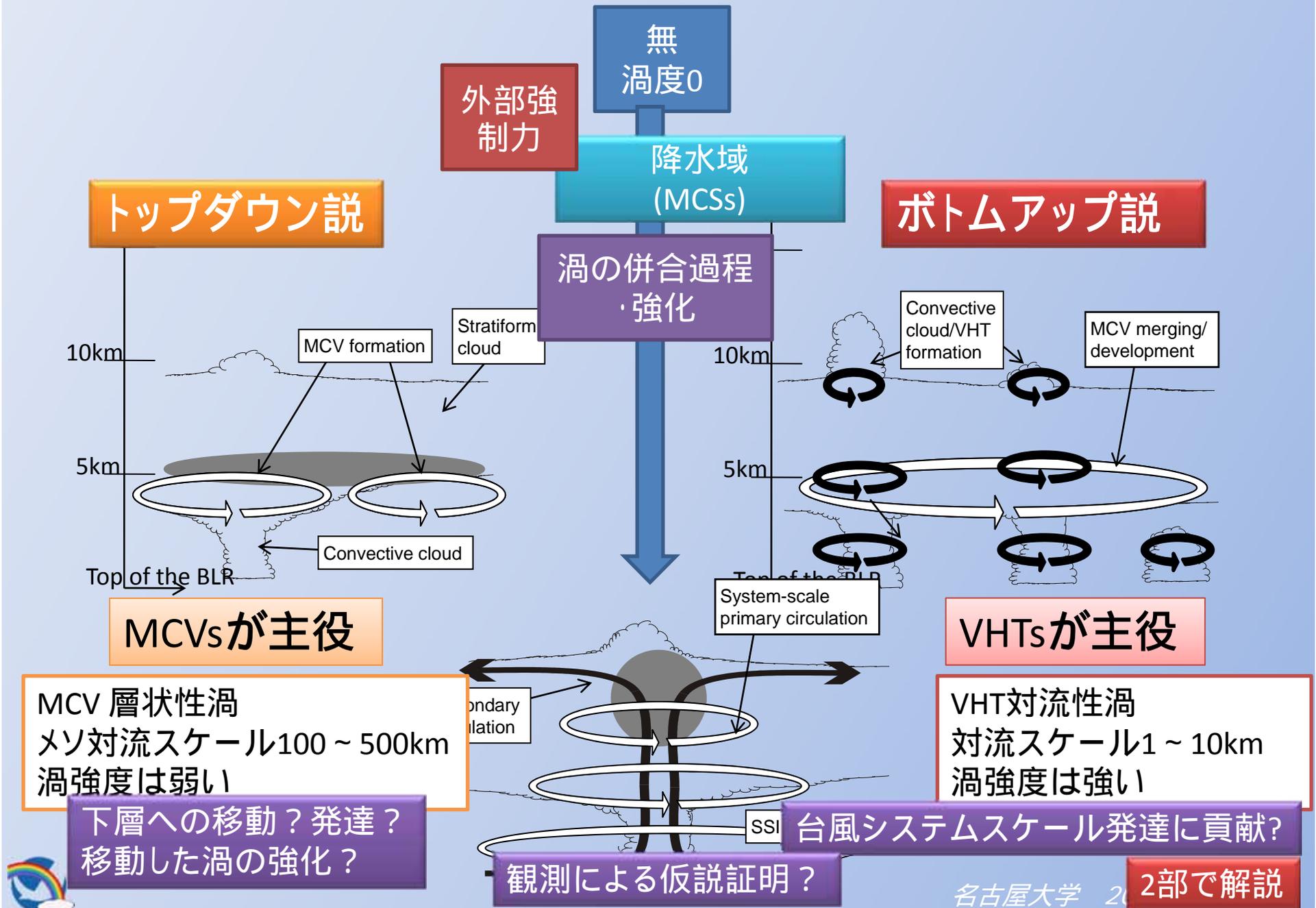


FIG. 2. MCS life cycle within a developing tropical cyclone. (a) The MCS begins as a set of one or more isolated deep VHTs. The vorticity of the low-level environment is stretched by convergence in the lower portions of the updraft and advected upward. (b) The convective-scale cells are transient components of a larger and longer-lived MCS, and as individual vortical hot towers of the MCS die off, they form a precipitating stratiform cloud out of the weakly buoyant upper portions of the old deep cells while new towers form, so that at its mature stage



# Top-down theory vs. Bottom up theory



MCV 層状性渦  
メソ対流スケール100 ~ 500km  
渦強度は弱い

下層への移動? 発達?  
移動した渦の強化?

VHT対流性渦  
対流スケール1 ~ 10km  
渦強度は強い

台風システムスケール発達に貢献?

### 3 N I C A Mによる台風発生の再現

Fudeyasu et al. 2008, 2010a,b



## NICAMによるMJO実験で再現された台風発生過程

Miura et al. 2007

Nasuno et al. 2009

### NICAM MJO experiment

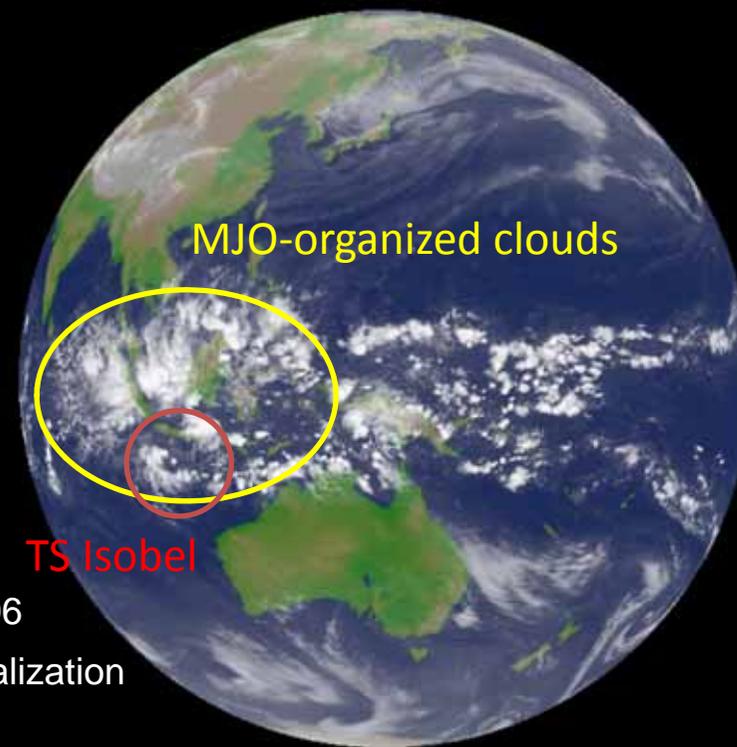
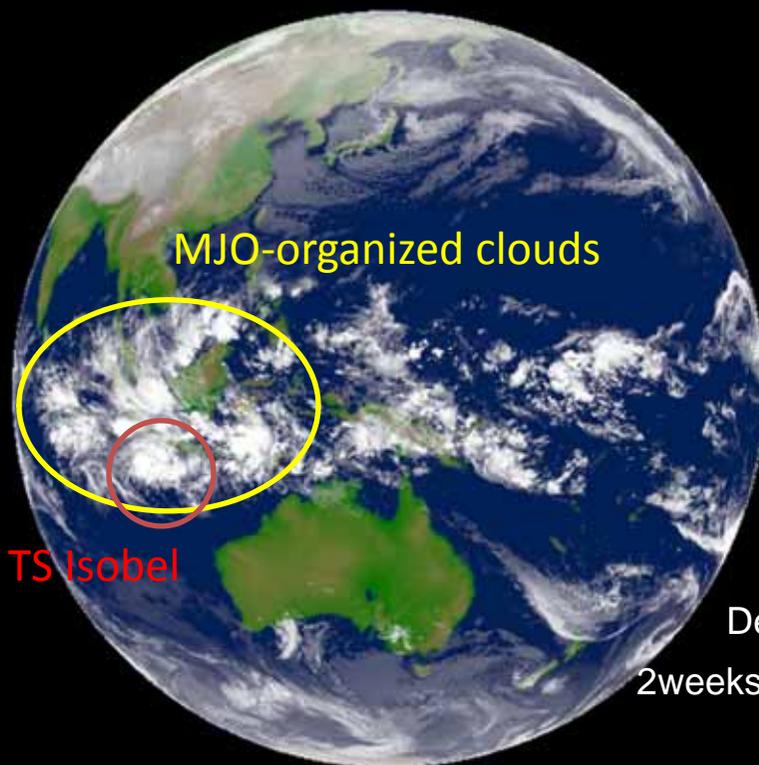
- Horizontal grid resolution:
  - glevel 10: **7 km**
- Vertical domain:
  - 0 m ~ 38,000 m, **40-levels** (stretching grid)
- Initial conditions:
  - Interpolated from **NCEP reanalysis** (6 hourly, 1.0degree grids)
  - **2006-12-15 00:00:00**
- Boundary conditions:
  - **Reynolds SST**, Sea ICE (weekly data)
  - ETOPO-5 topography, Matthews vegetation
  - UGAMP ozone climatology (for AMPI2)
- Integration:
  - **32 days** from 15 December 2006 to 16 January
- Note:
  - **Subgrid scale convective parameterization was not used**
  - **Artificial techniques to nudge were not used**



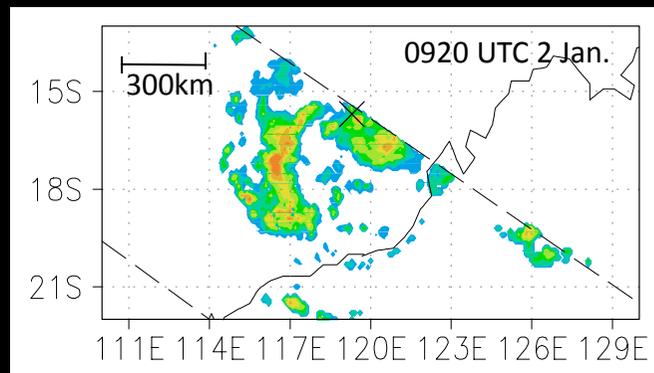
# Observation vs. NI CAM

MTSAT-1R

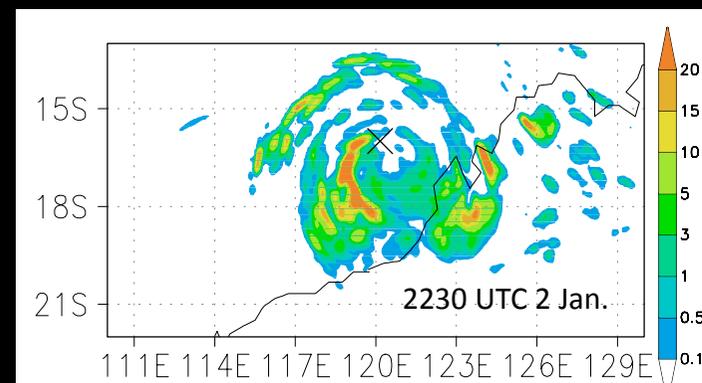
NICAM



Surface rain rate (mm hour<sup>-1</sup>) by TRMM-TMI

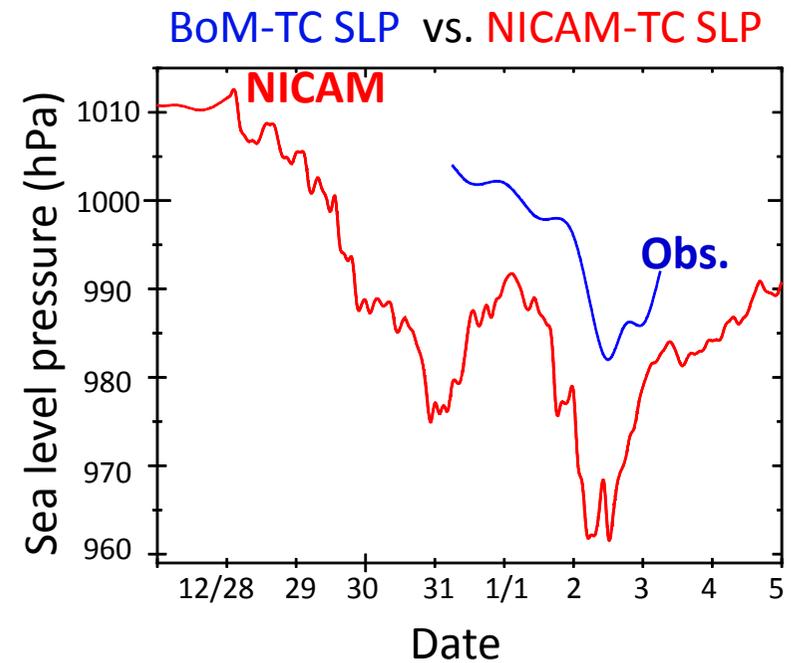
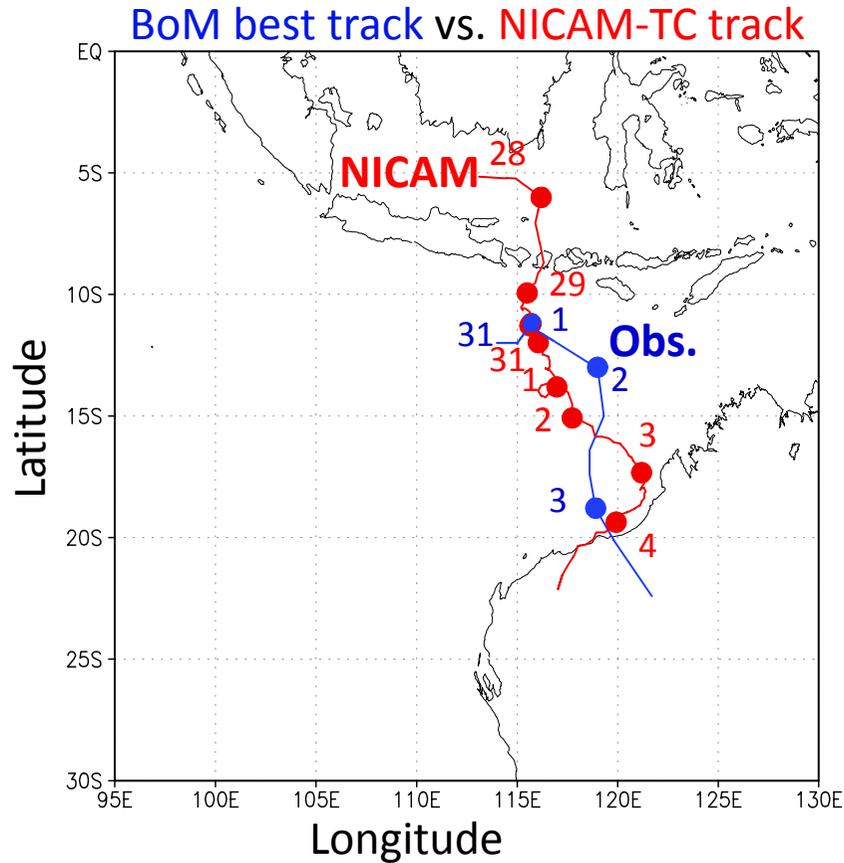


Surface rain rate (mm hour<sup>-1</sup>) by NICAM



# Observation vs. NI CAM

BoM: Australian Government Bureau of Meteorology

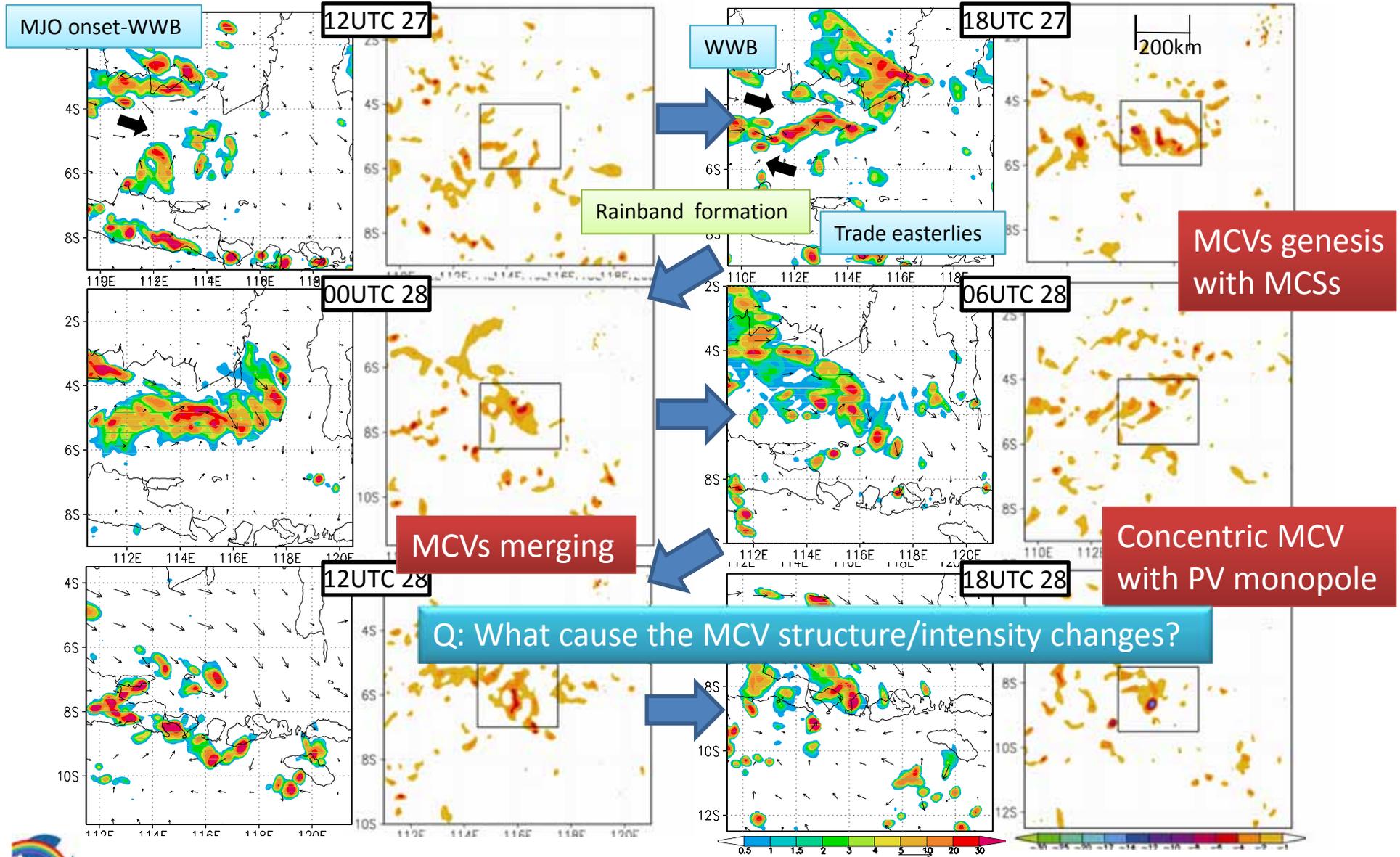


NICAM reasonably captured Isobel's motions, timing, and intensity changes.



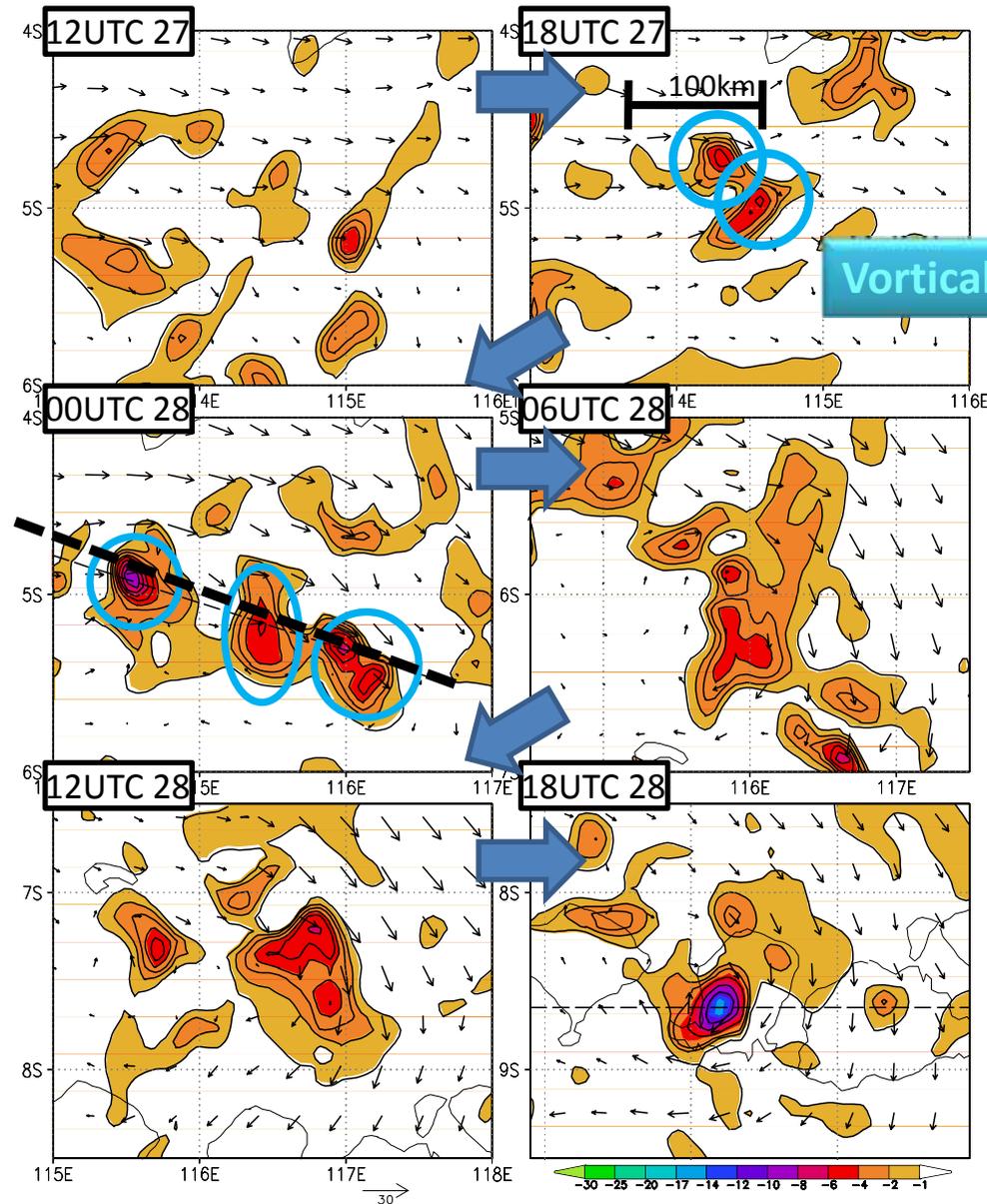
# Time series of MCV evolution in IE stage

Time series with 6 hourly interval in the IE stage  
 Precipitation & Surface wind 310-330K isentropic cyclonic PV



# Time series of VHTs evolution in I E stage

## 310-K isentropic surface cyclonic PV

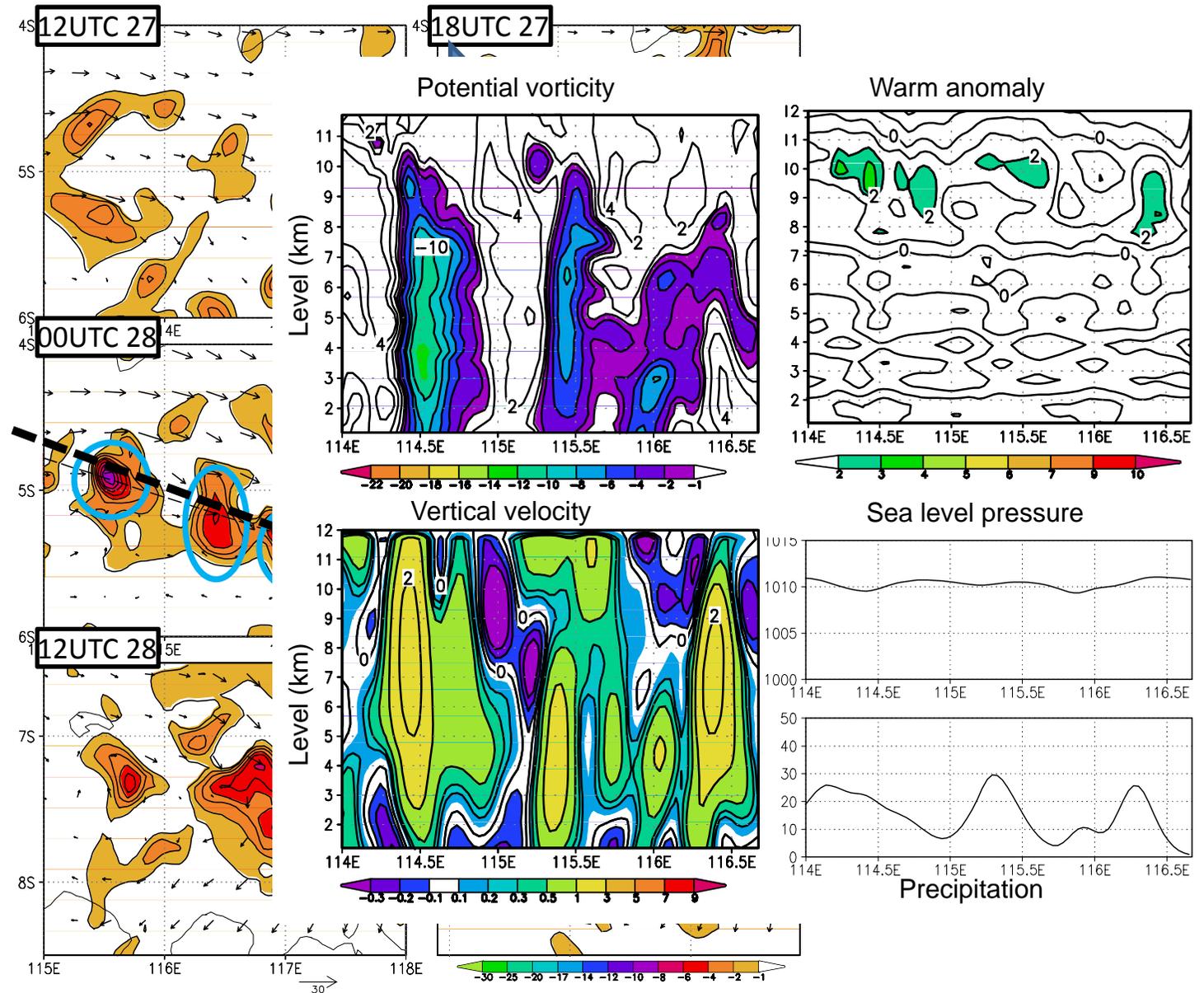


Vortical hot tower (VHT)



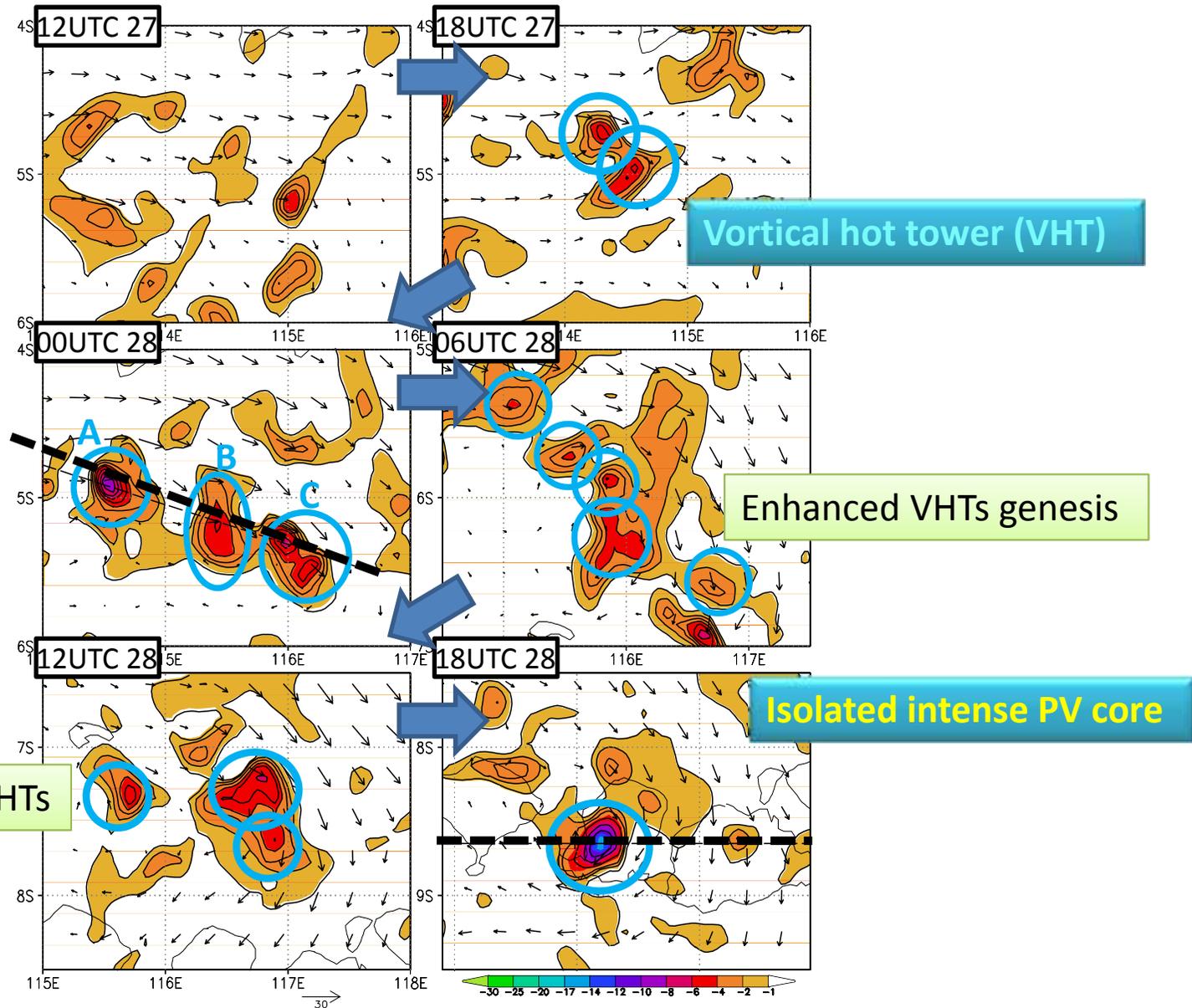
# Time series of VHTs evolution in I E stage

## 310-K isentropic surface cyclonic PV



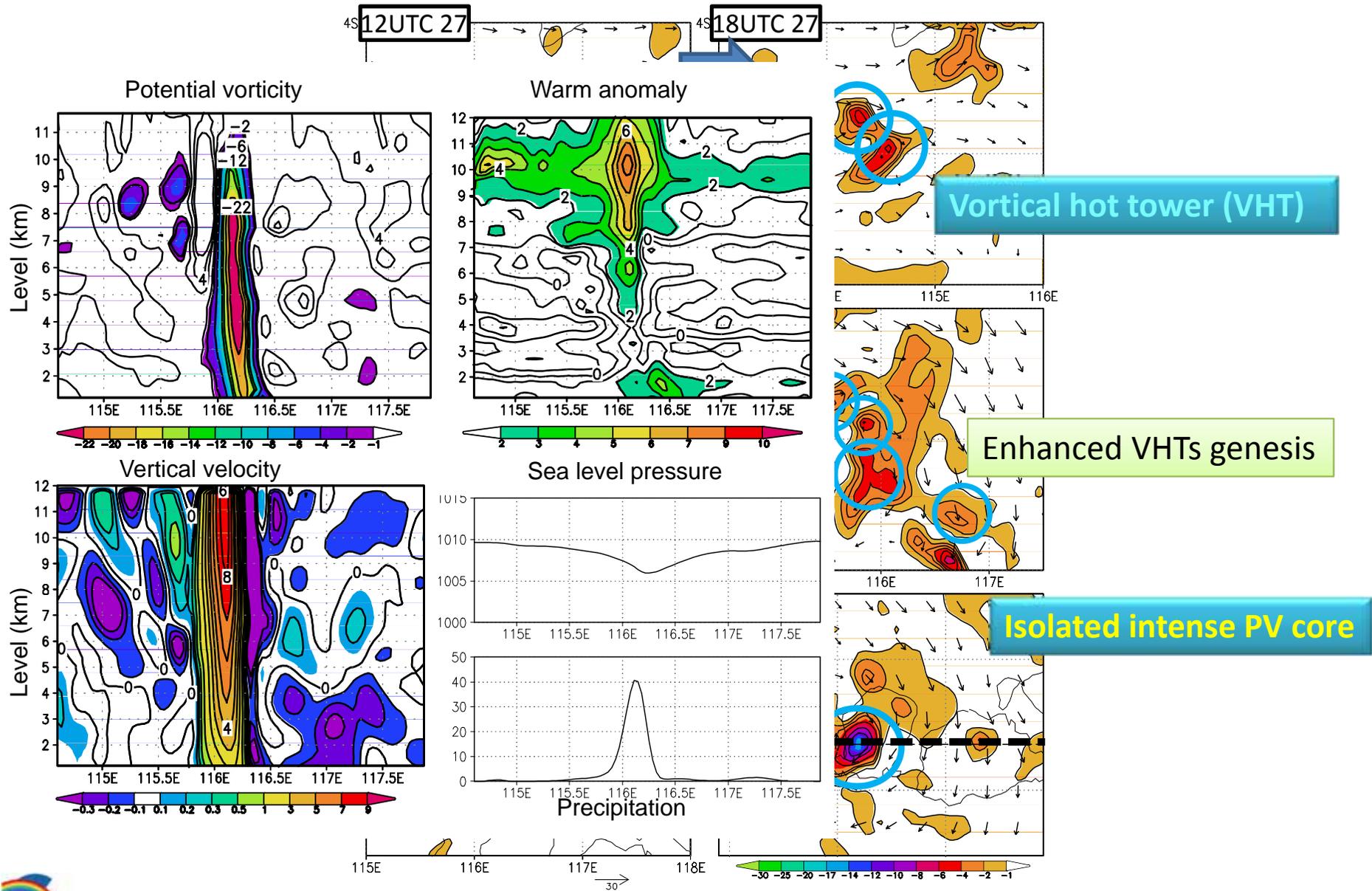
# Time series of VHTs evolution in I E stage

## 310-K isentropic surface cyclonic PV

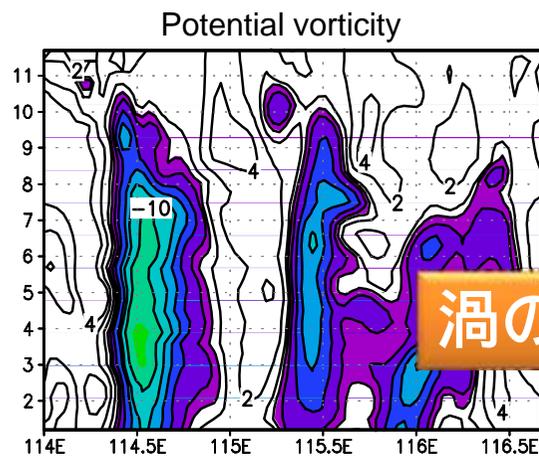


# Time series of VHTs evolution in I E stage

## 310-K isentropic surface cyclonic PV



# MCVs-VHTs

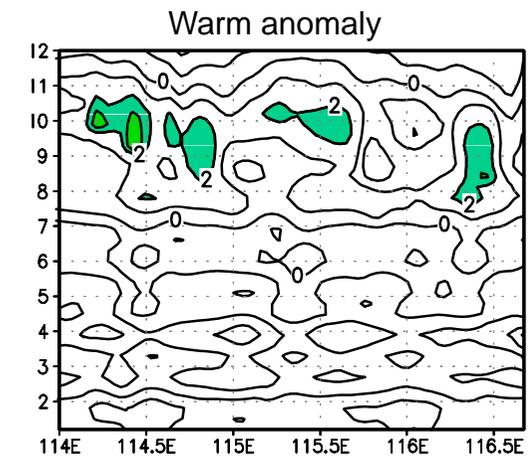
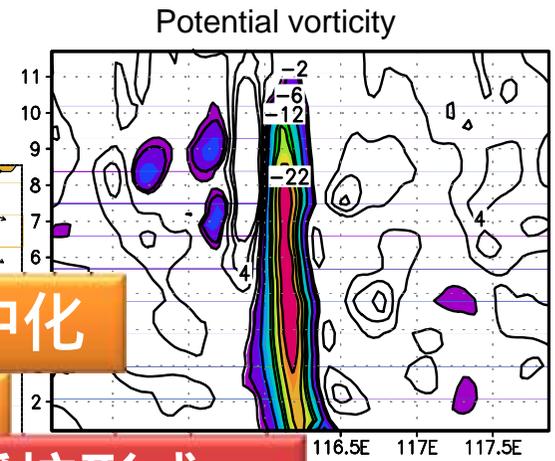


低気圧性渦位の6時間毎変化

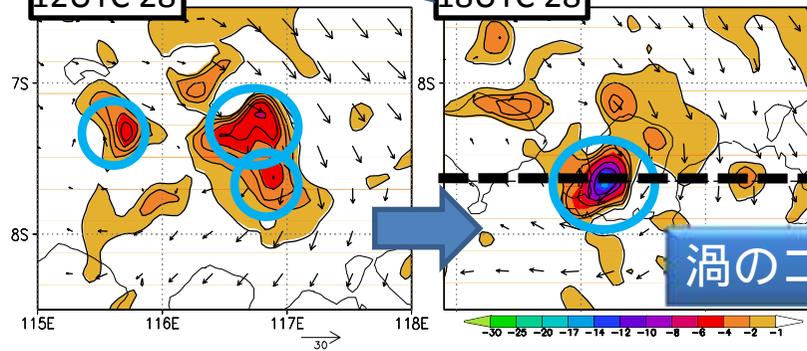
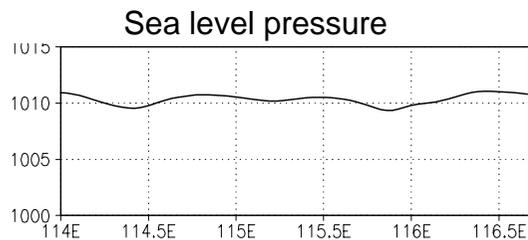
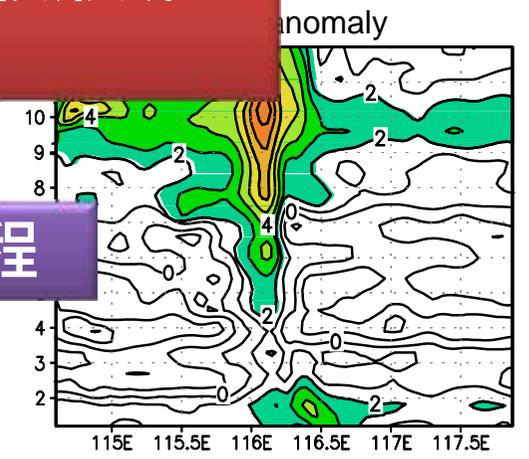


渦のコア形成 = 対流雲集団の集中化

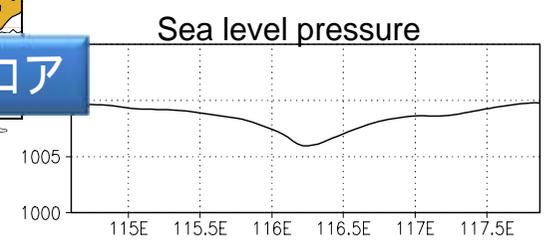
Key: 強い渦・軸対称化・温暖核形成  
= 傾度風バランス化



システムスケール強化過程



渦のコア



# 台風バランス力学

## 1. 第一次近似で温度 - 気圧 - 1次循環はバランス構造を持つ

バランス: 傾度風、静水圧平衡、温度風関係

$$f_0 v + \frac{v^2}{r} = \frac{\partial \phi}{\partial r}, \quad \frac{\partial \phi}{\partial z} = g \frac{\theta}{\theta_0}, \quad \left(f_0 + \frac{2v}{r}\right) \frac{\partial v}{\partial z} = \xi S = \frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta}{\partial r},$$

## 2. 外力により、1次近似バランスが崩される

外力: 非断熱効果、摩擦、渦効果

$$\bar{Q} = \frac{g}{\theta_0} \left(-\overline{u' \frac{\partial \theta'}{\partial r}} - \overline{w' \frac{\partial \theta'}{\partial z}} + \bar{\theta}\right) \quad \bar{F} = -\overline{u' \zeta'} - \overline{w' \frac{\partial v'}{\partial z}} + \bar{F}_{sg}$$

## 3. 傾度風バランス維持(調節)に2次循環が役割を果たす

診断方程式: Sawyer-Eliassen equation (Eliassen 1951)

$$\frac{\partial}{\partial r} \left( \frac{A}{r} \frac{\partial \psi}{\partial r} + \frac{B}{r} \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{C}{r} \frac{\partial \psi}{\partial z} + \frac{B}{r} \frac{\partial \psi}{\partial r} \right) = \frac{\partial \bar{Q}}{\partial r} - \frac{\partial \bar{\xi} F_v}{\partial z}$$

2次循環 外力

流線関数  $v_{\tan} = -\frac{1}{r} \frac{\partial \psi}{\partial z}, \quad w = \frac{1}{r} \frac{\partial \psi}{\partial r},$

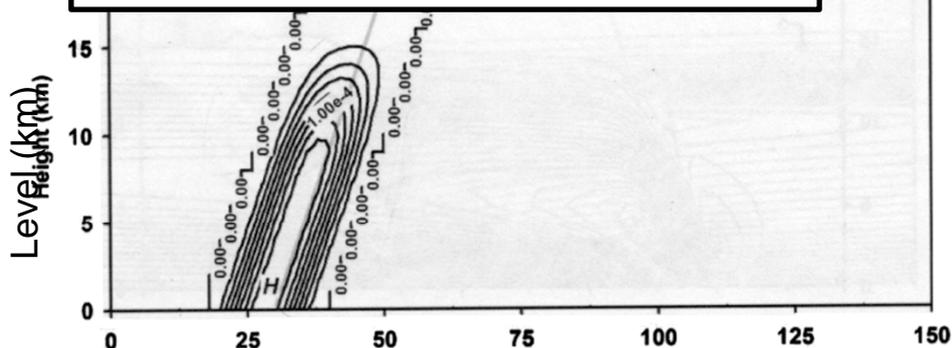


# 過去の研究

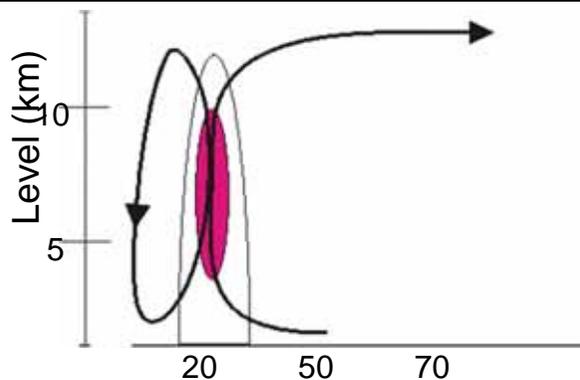
Pendergreass and Willoughby (2009)

$$\frac{\partial}{\partial r} \left( \frac{A}{r} \frac{\partial \psi}{\partial r} + \frac{B}{r} \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{C}{r} \frac{\partial \psi}{\partial z} + \frac{B}{r} \frac{\partial \psi}{\partial r} \right) = \frac{\partial \bar{Q}}{\partial r} - \frac{\partial \bar{\mathcal{F}}_v}{\partial z}$$

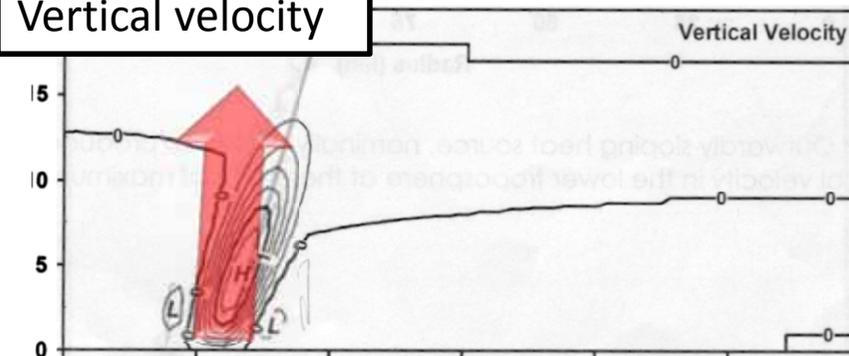
外力: 壁雲に見立てた非断熱加熱



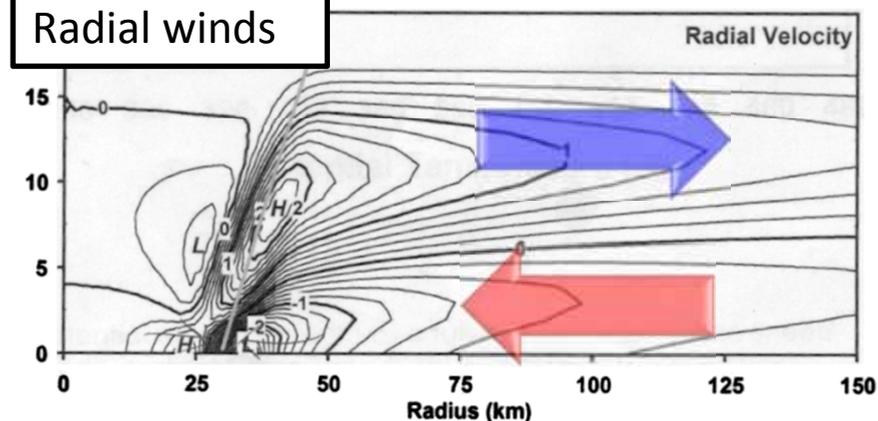
壁雲非断熱加熱による2次循環



Vertical velocity



Radial winds

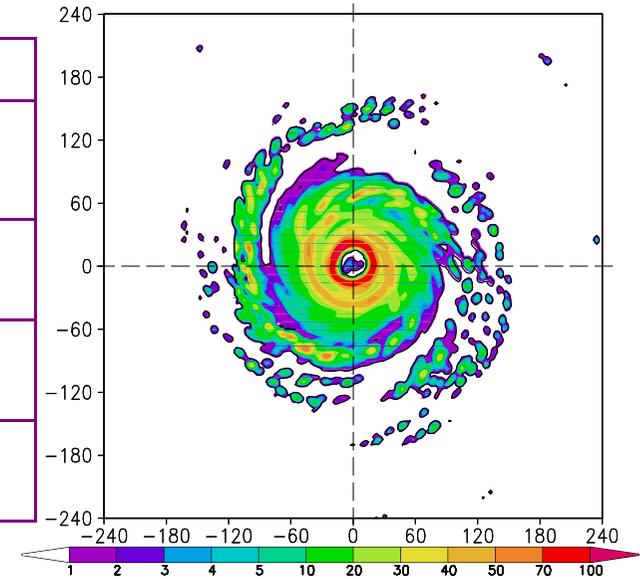


システムスケール発達過程 =  
2次循環による絶対角運動量輸送により1次循環は発達する



# 台風理想実験TCM4と診断モデルEliassen

Model	TCM4 (Nonhydrostatic tropical cyclone model)
Model domain	3-dimensional domain (Cartesian - $\sigma$ coordinate) Nested Mesh 4 : 2.5 km $\times$ 2.5 km
Government equation	Primitive equation (non hydrostatic version)
Precipitation scheme	Explicit treatment of bulk cloud microphysics package
Convective parameterization	None

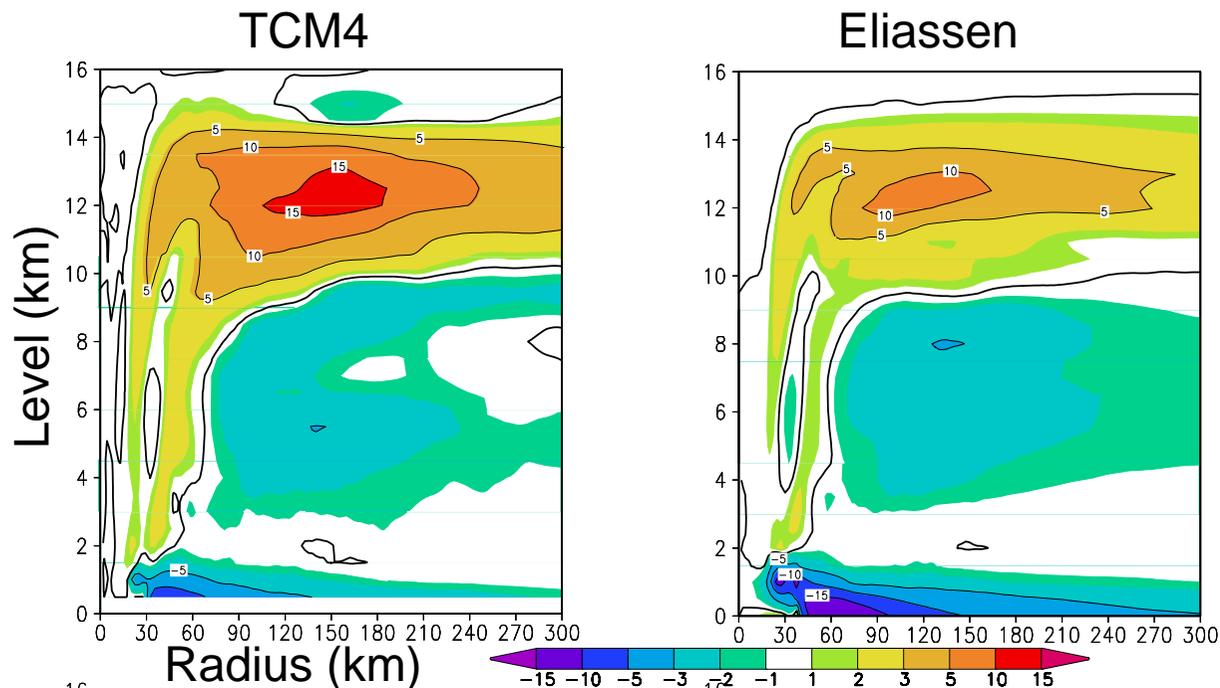


Model	Eliassen model (version 3)
Model domain	2-dimensional domain Radius 70 $\times$ 2.5km (0-175km)
Government equation	Sawyer-Eliassen equation (Eliassen 1951) $\frac{\partial}{\partial r} \left( \frac{A}{r} \frac{\partial \psi}{\partial r} + \frac{B}{r} \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{C}{r} \frac{\partial \psi}{\partial z} + \frac{B}{r} \frac{\partial \psi}{\partial r} \right) = \frac{\partial \bar{Q}}{\partial r} - \frac{\partial \bar{\xi} F_v}{\partial z}$

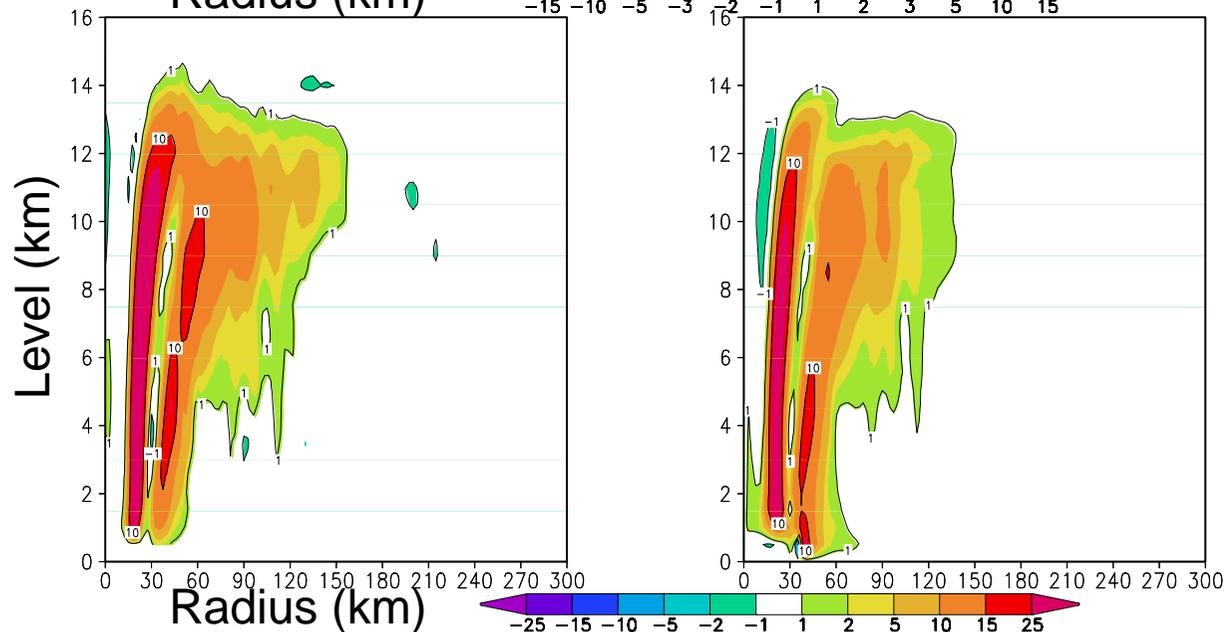


# TCM4 2次循環 vs Eliassen 診断2次循環

Radial winds  
動径風:  
Outflow/  
Inflow



Vertical velocity  
鉛直流:  
Updraft/  
Downdraft

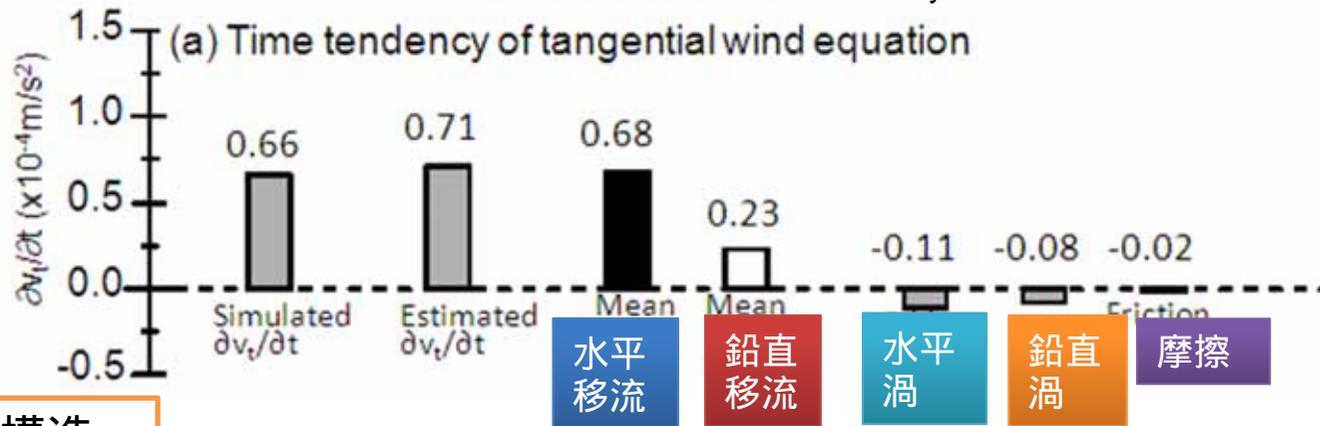


# 收支解析結果

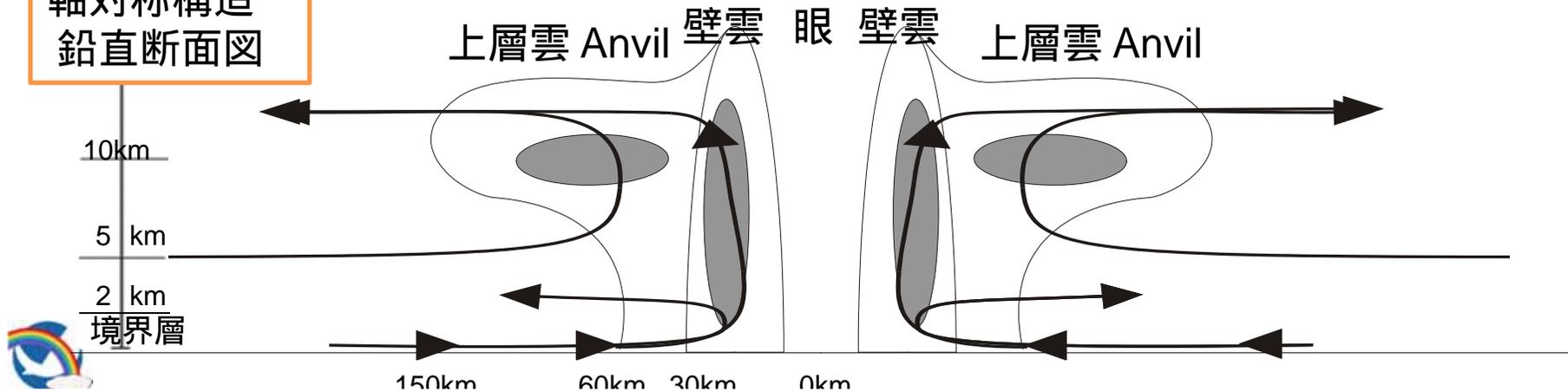
Budget for azimuthal-mean tangential moment

$$\frac{\partial \bar{v}_t}{\partial t} = \underbrace{-\bar{v}_r \bar{\eta}}_{\text{水平移流}} - \underbrace{\bar{w} \frac{\partial v_t}{\partial z}}_{\text{鉛直移流}} - \underbrace{\bar{v}_r \bar{\eta}}_{\text{水平渦}} - \underbrace{\bar{w} \frac{\partial v_t}{\partial z}}_{\text{鉛直渦}} + \underbrace{\bar{F}_\lambda}_{\text{摩擦}}$$

Mean horizontal flux      Mean vertical advection      Eddy vorticity flux      Eddy moment advection      Friction (tangential)

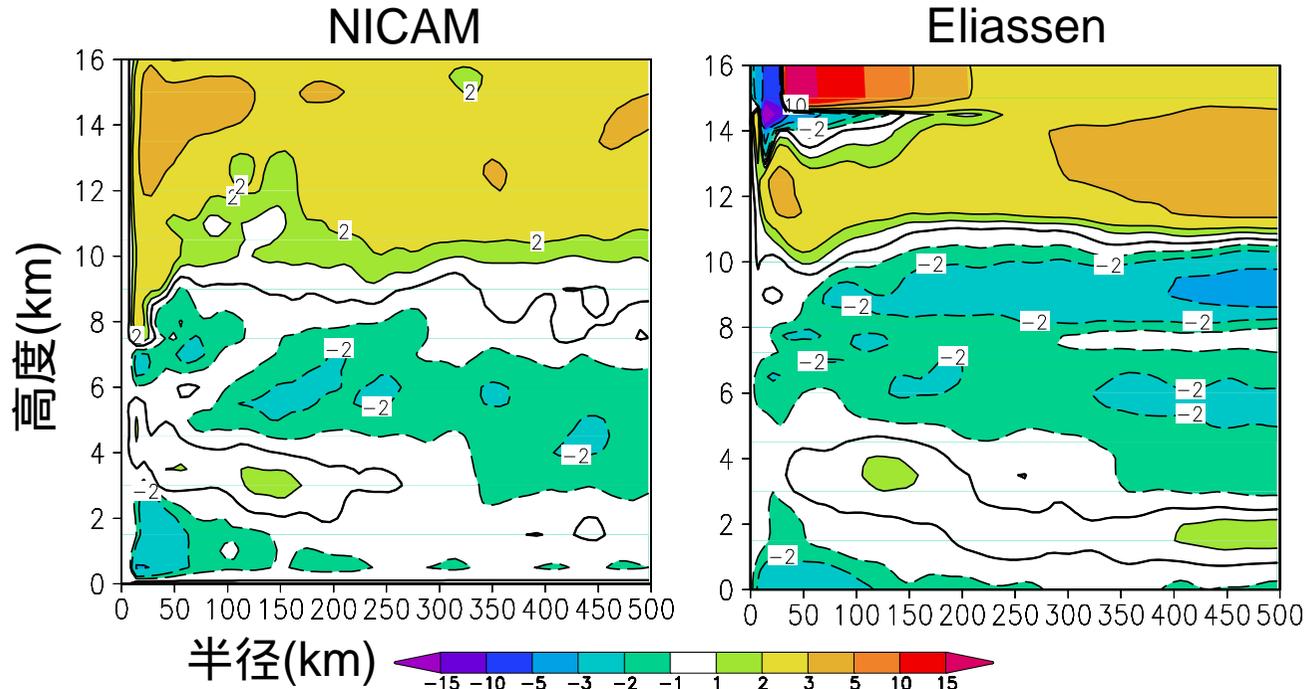


軸对称構造  
鉛直断面図

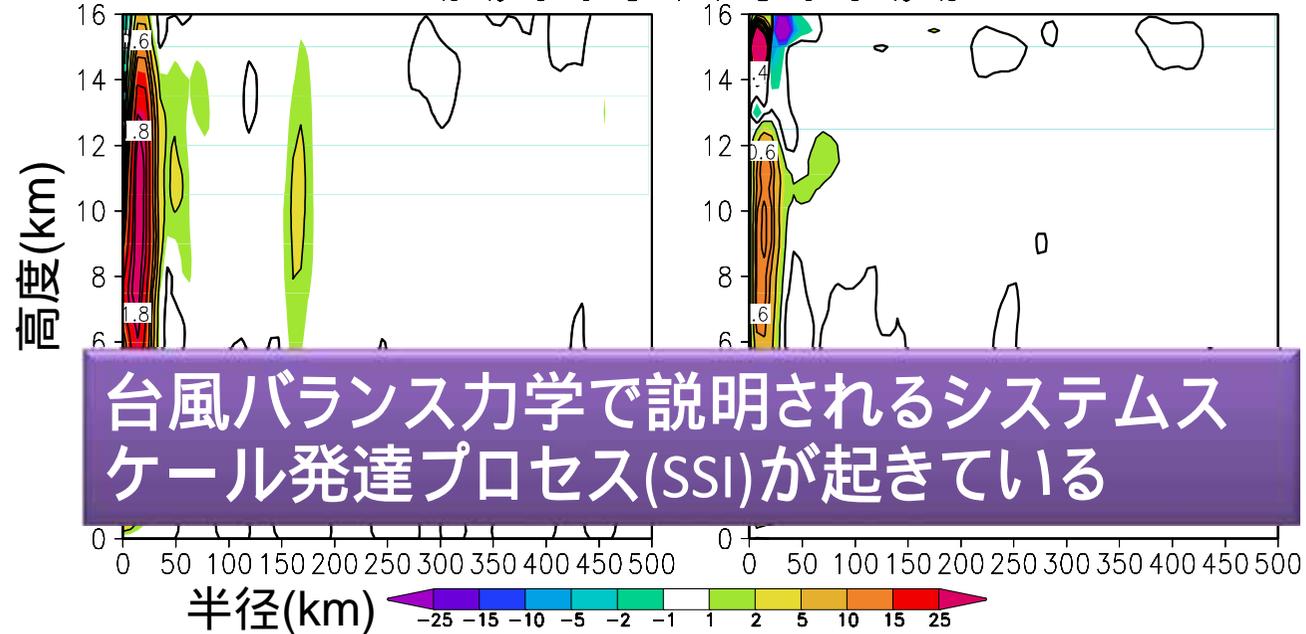


# NICAM-台風2次循環 vs Eliassen-台風2次循環

動径風:  
Outflow/  
Inflow



鉛直流:  
Updraft/  
Downdraft



台風バランス力学で説明されるシステムスケール発達プロセス(SSC)が起きている

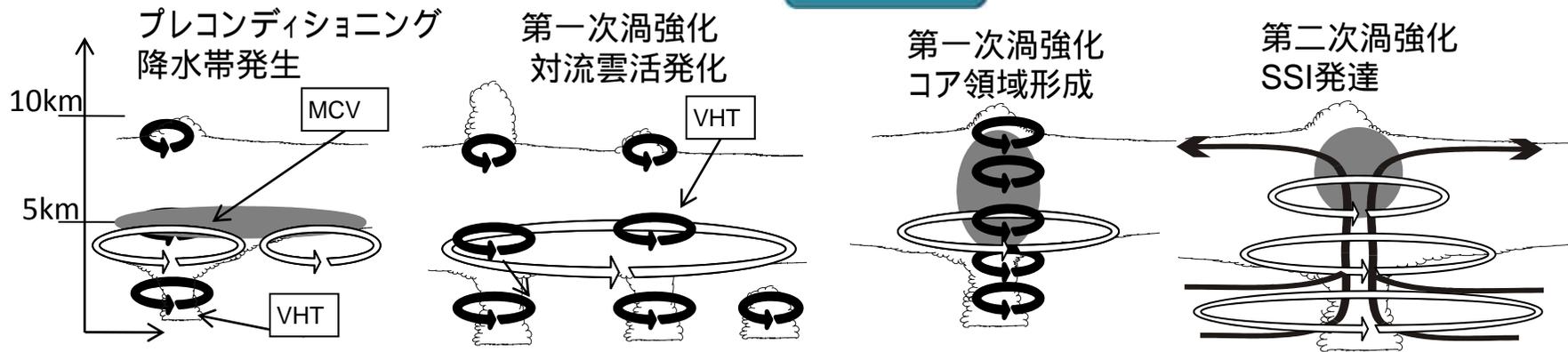
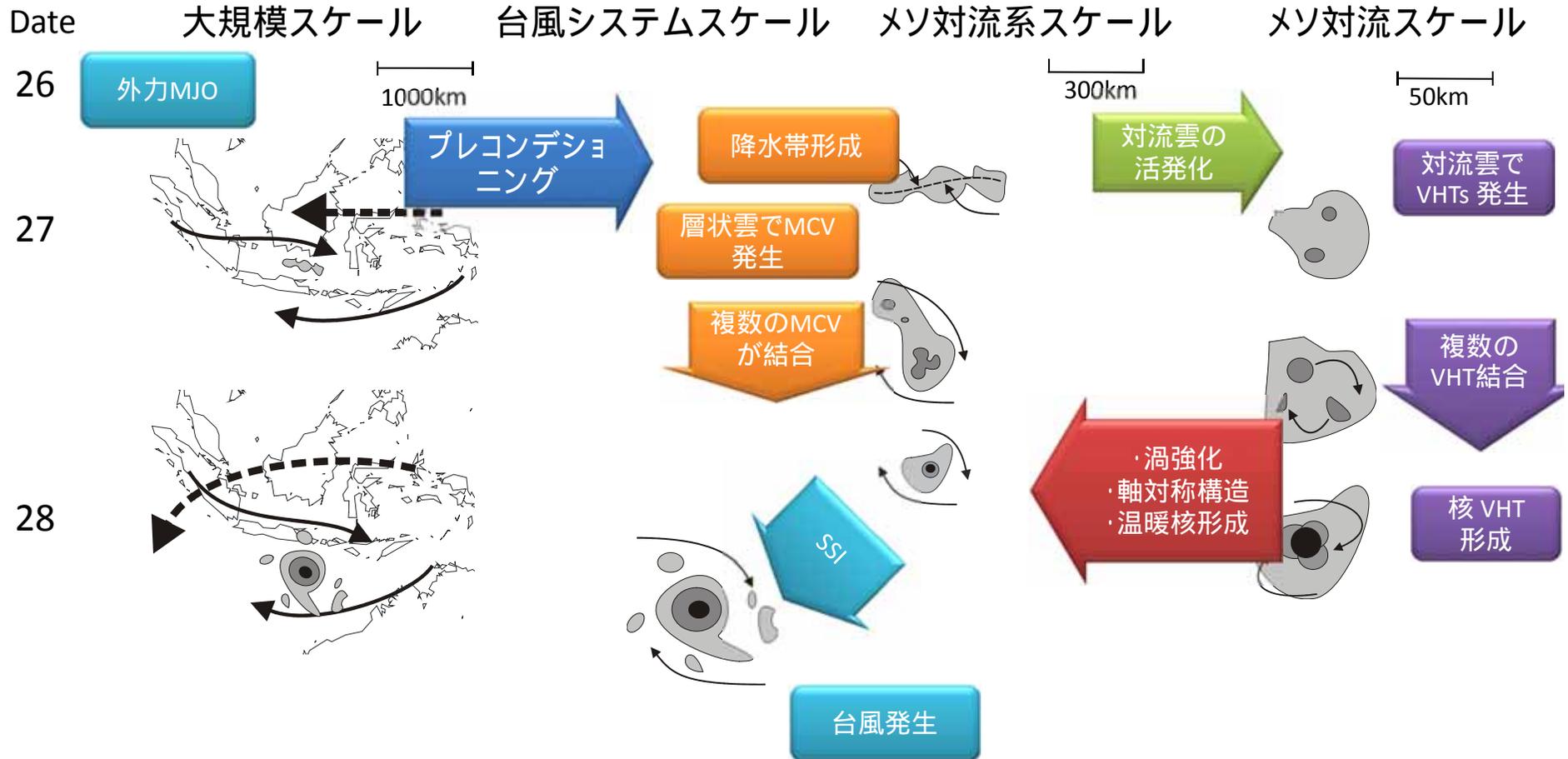


# 4 A synthesis of the cyclogenesis process

Fudeyasu et al. 2010a,b



# Schematic diagram of Isobel's cyclogenesis process

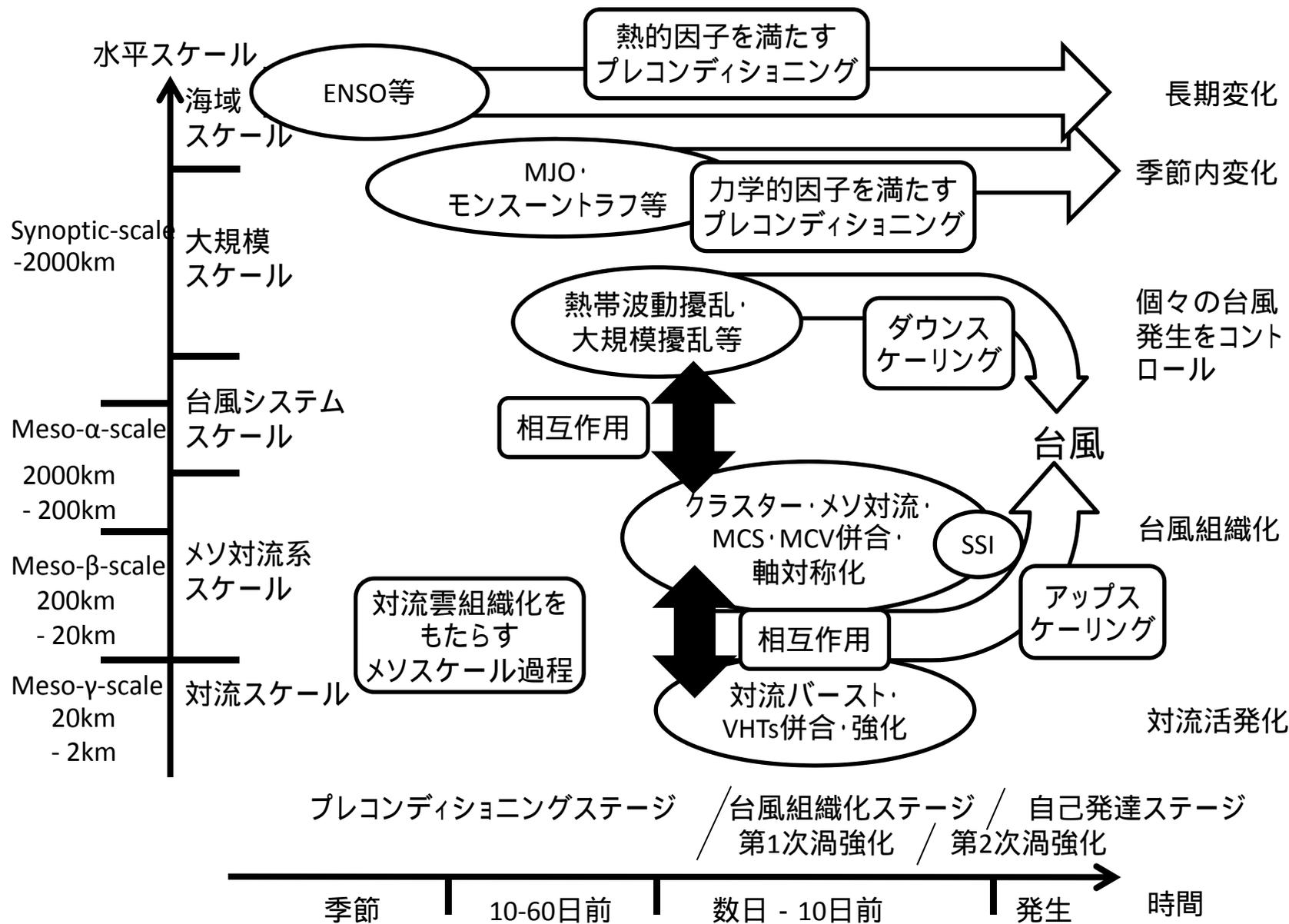


## Summary

- N1CAM-MJO実験により、**長時間で多重スケール**の台風発生を再現していた。
- 外力:MJOによるプレコンデショニング
- 内部プロセス:**二段階の渦強化過程**を提案(Fudeyasu et al. 2010ab)
  - 第一次渦強化
    - 層状雲での渦発生
    - 対流雲による渦強化
    - 最終的にコアの形成
  - 第二次渦強化
    - システムスケール発達プロセス
    - 台風スケールまでの発達



# A synthesis of the cyclogenesis process



# 5 Discussion



# Discussion

## 今後の課題 台風発生マルチスケール相互作用

なぜ台風はそれほど頻繁に発生しないのか？

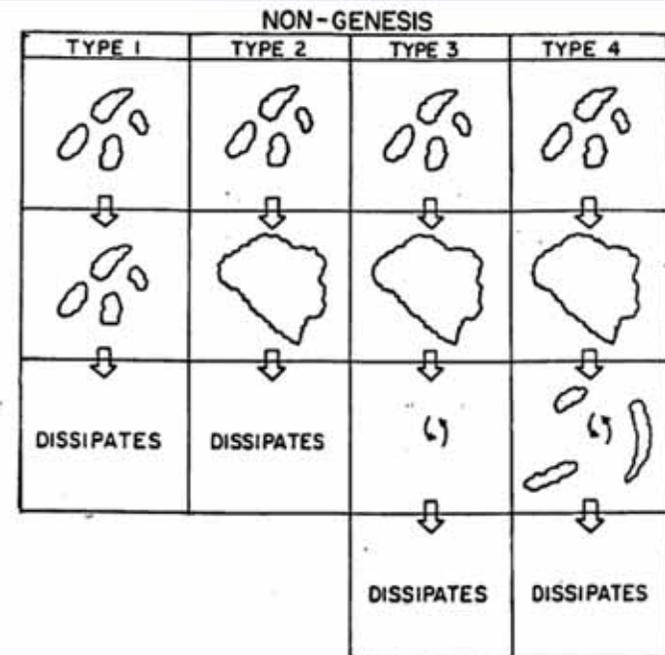
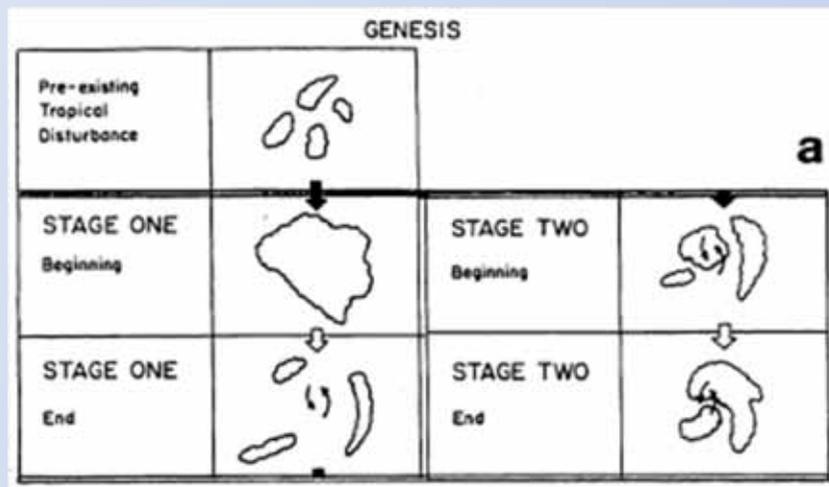


Figure 3.11: Idealized schematics of the satellite observed cloud patterns associated with (a) tropical cyclogenesis, and (b) non-genesis showing four types of non-developing tropical disturbances.



## 今後の課題 台風発生マルチスケール相互作用

なぜ台風はそれほど頻繁に発生しないのか？

- 現実大気 = 水平シアや鉛直シア、乾燥気塊の慣入など、台風発生過程にとって負の影響が多く存在する。 ≠ 理想場実験での「箱入り台風」の発生
- メソスケール過程による台風発生完了までの長い期間に、この負の影響から台風の卵が守られるかどうか、台風が誕生できるかの要と言える。(近年の研究marsupial paradigm)
- 「台風の発生を、なんらかの不安定による擾乱の成長としてとらえる通常の不安定論的な考え方は適切ではない」(Ooyama 1982, P371; 山岬 1982)





# 台風 = 線香花火

1. 激しい現象で比較的長生き

2. ライフサイクル

発生 of 仕方

ロウソク・マッチなど(外的強制力は多種)

火薬 (内部プロセス1つ)

火を付けた瞬間 = 第一次渦強化

しばらくして落ち着く = 第二次渦強化

発達 of 仕方

球 = 軸対称 球が崩れる = 非軸対称

環境風に弱い

3.

