

環境風の鉛直シアと
台風の不対称構造や移動
との関係について

上野充 (気象研究所)

目次

1. はじめに
2. 移動機構
3. 降水非対称
4. 渦軸傾斜
5. 地上風非対称



はじめに

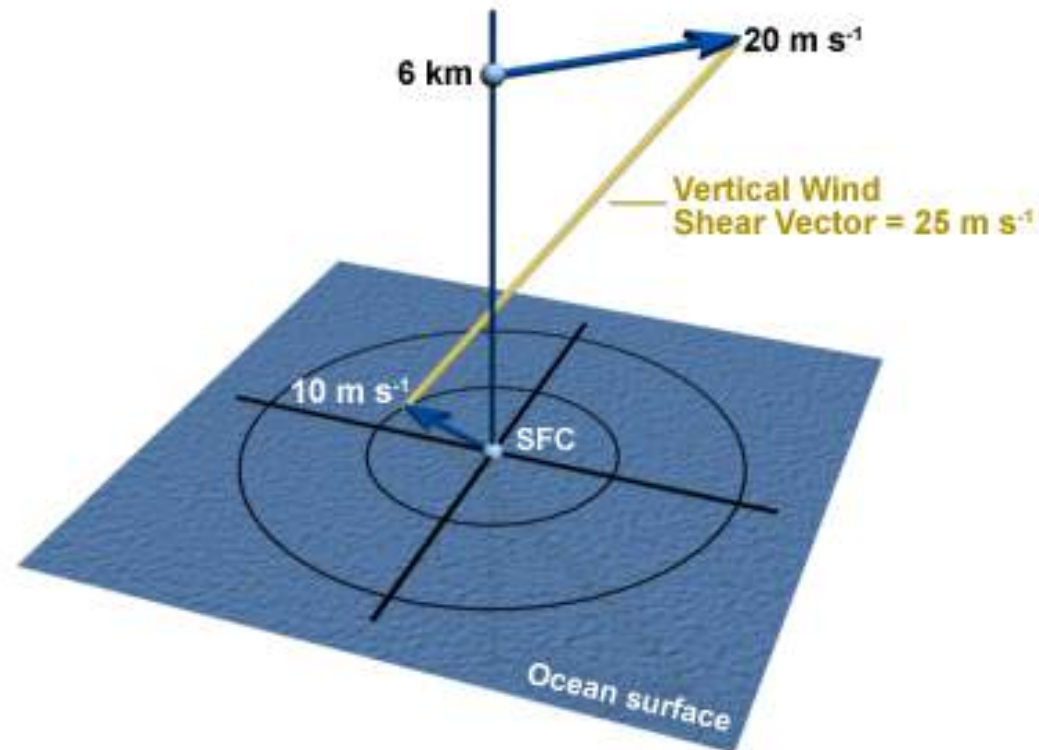
キーワード①

鉛直シアー (Environmental Vertical Wind Shear)

台風的环境場の風の鉛直シアー0

200hPaと850hPa高度の風のベクトル差0

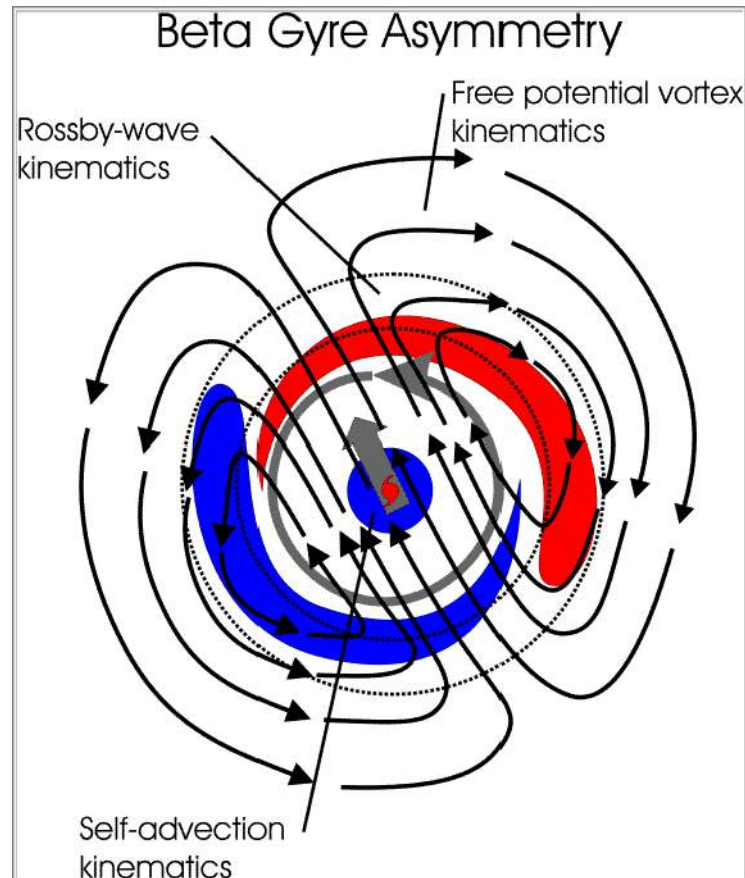
Vertical Wind Shear Calculation



キーワード②

波数1非対称 (Wavenumber-One Asymmetry)

台風中心まわりに気象変量（降水、風速、気温など）が
波数1の分布

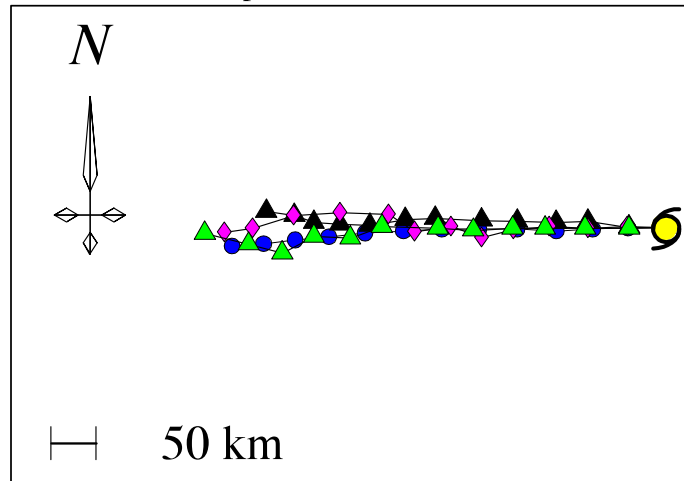


An aerial photograph of a rugged mountain range, likely the Himalayas, showing deep valleys and snow-capped peaks. The sky is a clear, pale blue. A semi-transparent grey box with a black border and a folded corner effect is centered in the upper portion of the image. Inside this box, the Chinese characters '移動機構' are written in a bold, orange, stylized font with a slight shadow effect.

移動機構

鉛直シアー中の台風の振る舞いに着目

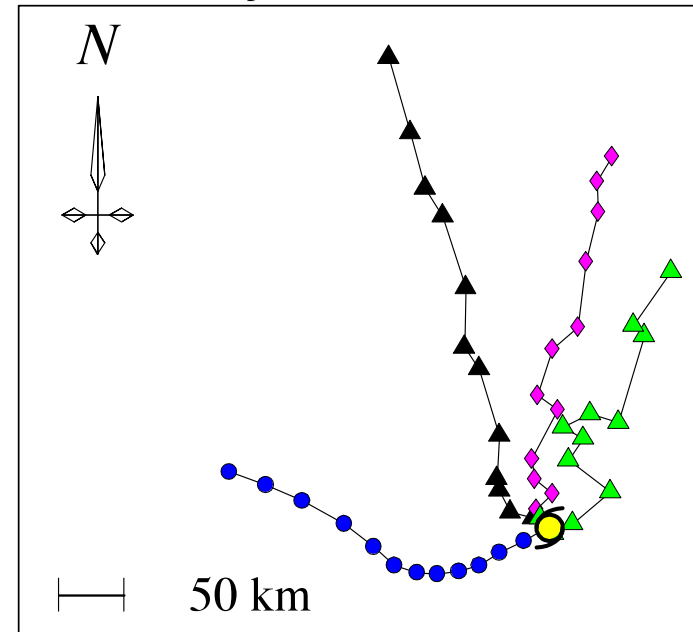
Uniform Flow Exp. FT=0-72HR



●: DRY ▲: BM1 ◆: MC1 ▲: KR1

一様流0

Vertical Shear Exp. FT=0-72HR



●: DRY ▲: BM1 ◆: MC1 ▲: KR1

鉛直シアー流0

Sensitivity to initialization can be much larger when environmental shear is influential. (Emanuel et al. 2004)

The error in TC intensity prediction generally increases when vertical shear is a factor. (Reasor et al. 2004)©

鉛直シアーは強度・移動・構造にどう影響する？

台風強度への影響



負の要因とされるがその機構について定説はない？

台風移動への影響



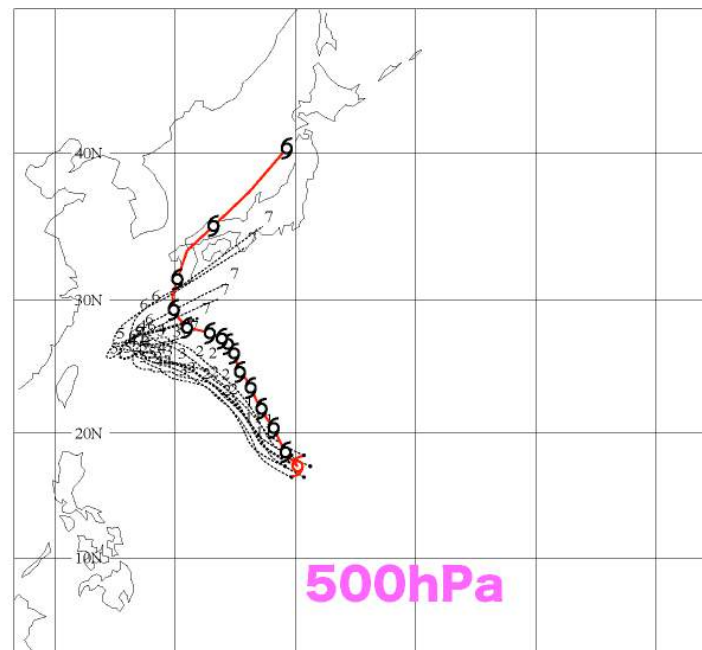
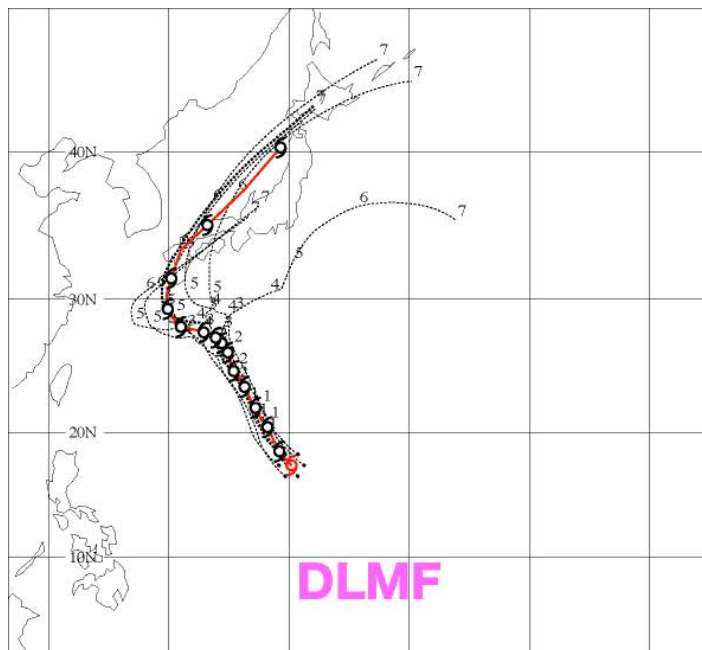
台風はどの高度の環境風の影響をどれだけ受ける？

台風構造への影響

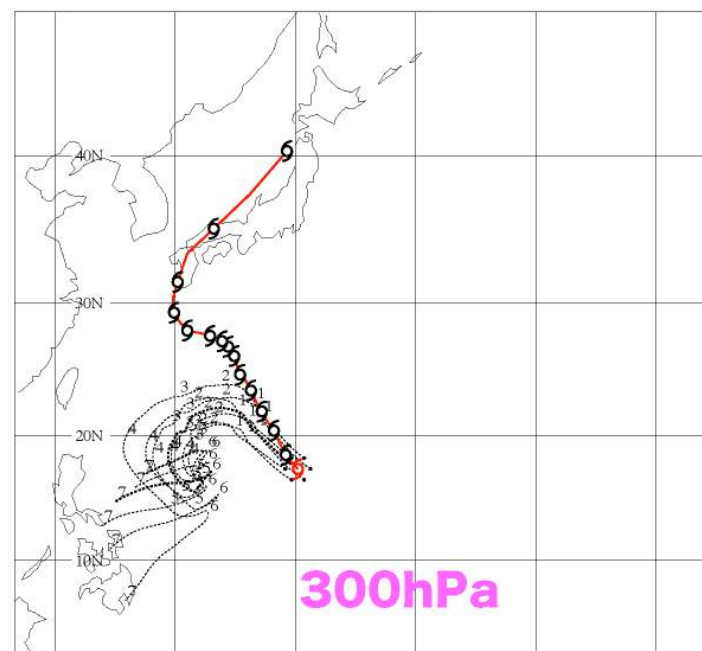
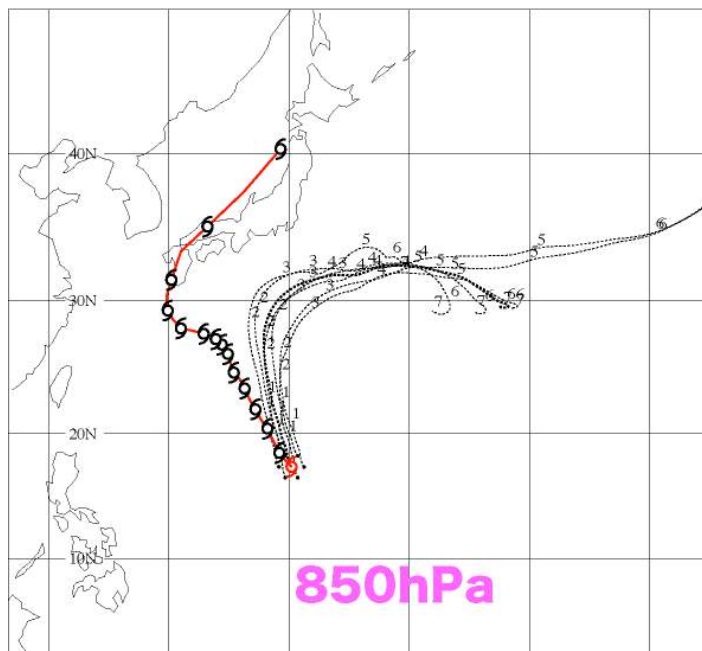


どのようにして直立構造を維持するのか？

台風は
どの高さ
の風で
流される？



To416
(CHABA)



ベータジャイロ

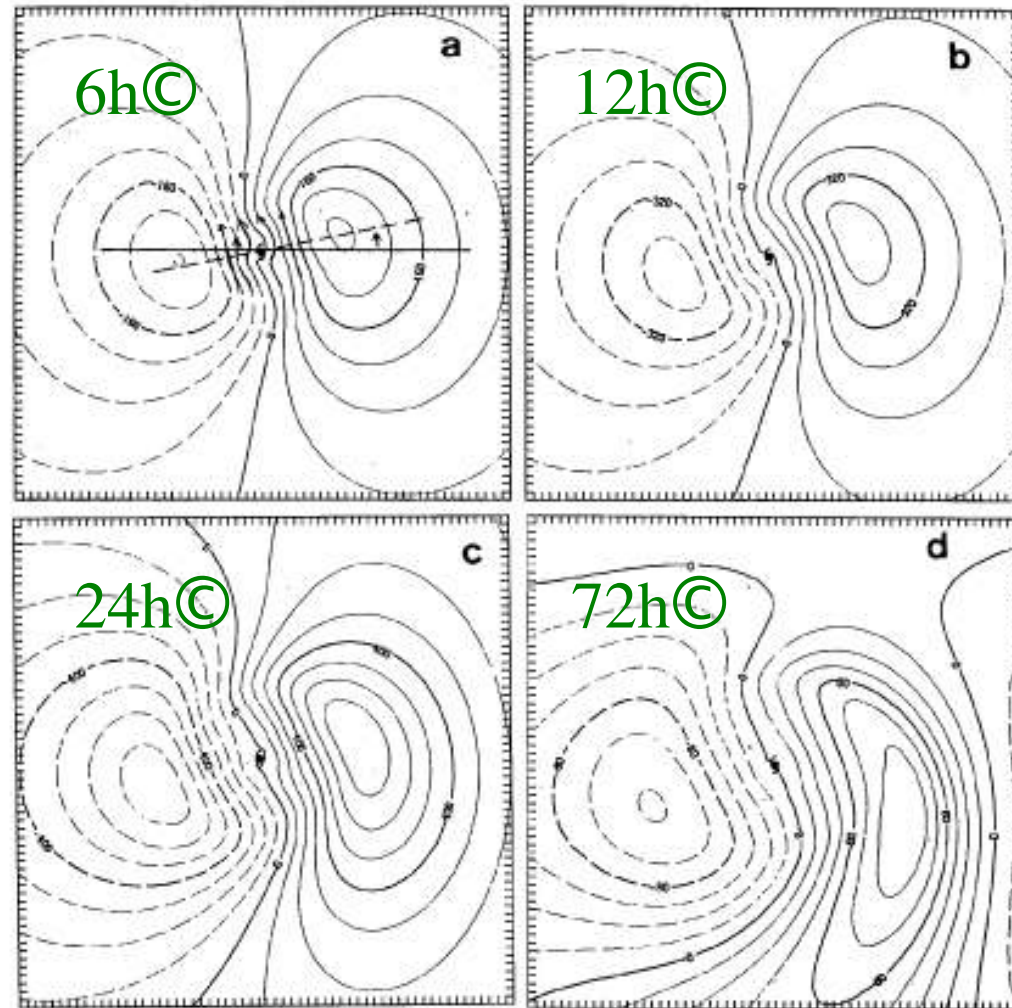


FIG. 7. Temporal evolution of the asymmetric streamfunction ψ_a ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) at (a) 6 h; (b) 12 h; (c) 24 h; and (d) 72 h. The plot domain is 61×61 points (with $\Delta x = 40$ km, 2400×2400 km) centered on the vortex. The tick marks indicate the location of the grid points. This domain size is used in all subsequent figures unless otherwise noted. Positive (negative) values indicate anticyclonic (cyclonic) streamfunctions. Contour intervals are 4, 8, 10 and $20 (10^4)$, and the maximum absolute values of ψ_a are 2.5, 4, 7 and $12 (10^5)$, respectively.

Fiorino
and
Elsberry
(1989)

ベータドリフトの風構造依存性

Fiorino and Elsberry (1989)

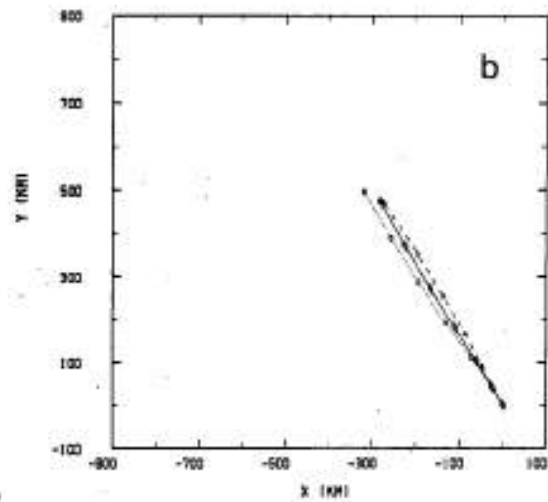
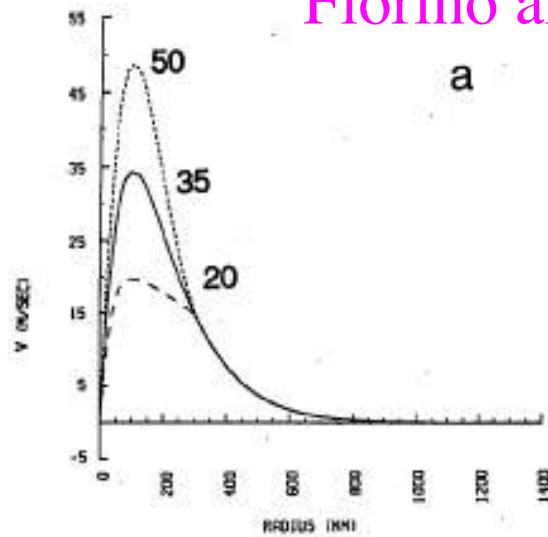


FIG. 2. (a) Tangential wind profiles with identical outer profiles and maximum intensity of 50 m s^{-1} (short-dashed), 35 m s^{-1} (solid) and 20 m s^{-1} (long-dashed) and (b) corresponding tracks to 72 h with the same line pattern as used in (a) and symbols along the tracks each 12 h.

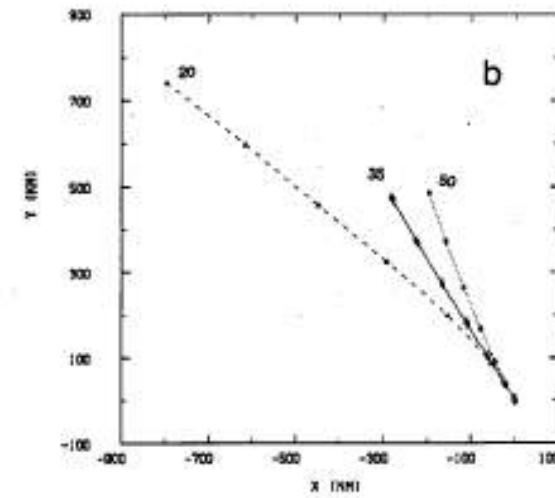
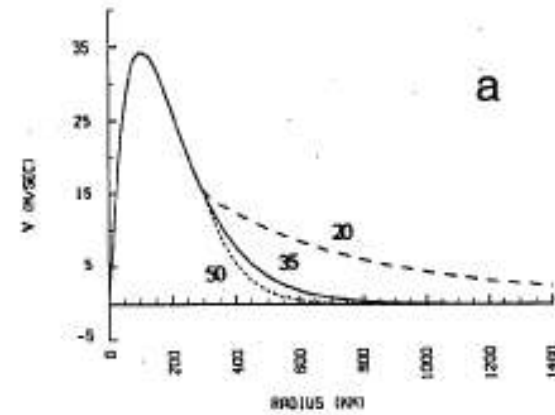
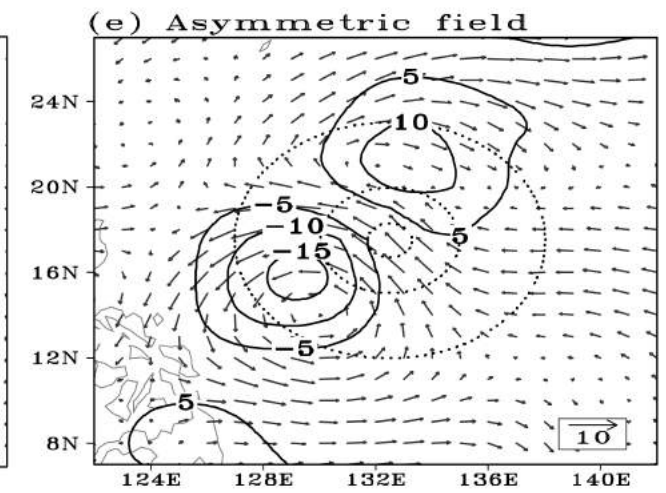
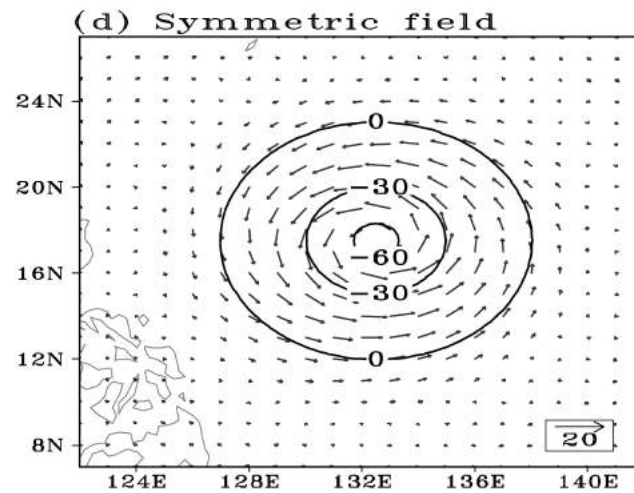
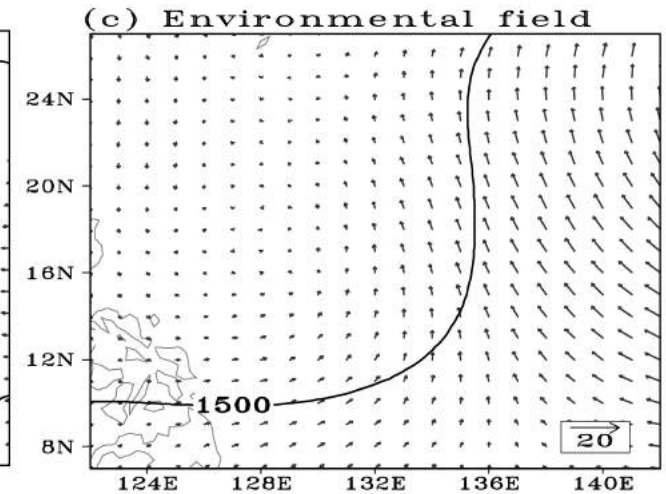
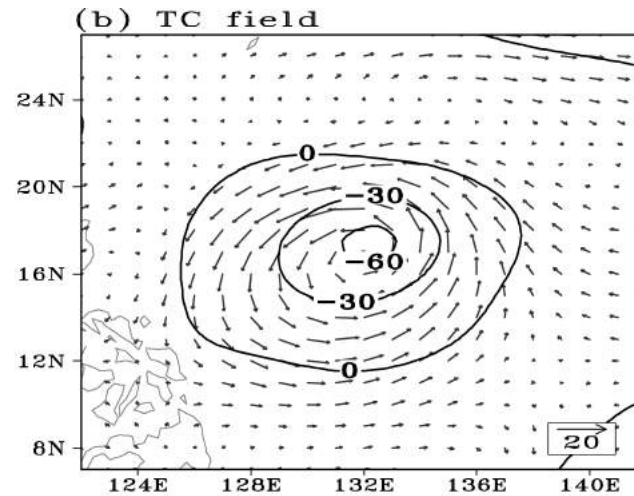
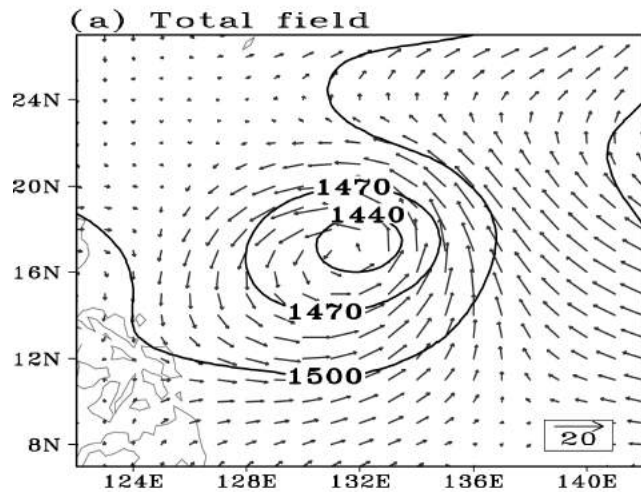


FIG. 3. As in Fig. 2, except for outer profiles corresponding to those in Fig. 1 and identical inner profiles.

ベータジャイロの探索



台風SONCA (2005)©

Kim et al. (2009)©

何か別の方法で
ベータジャイロ
のシグナルが得
られないか？

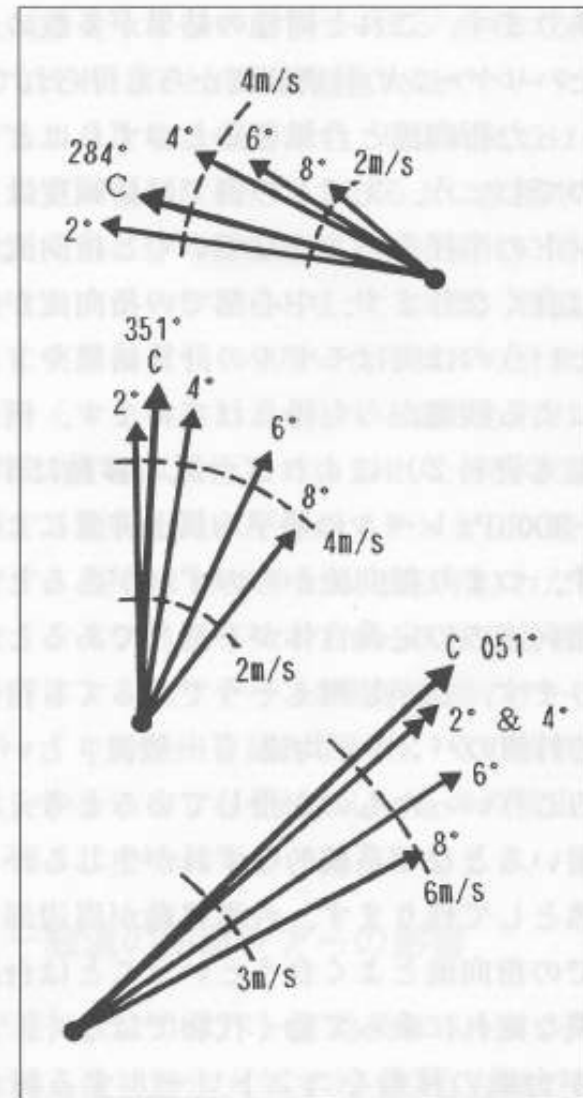


図1 北西太平洋の台風についてコンポジット解析から得られたバンド平均風ベクトル（鉛直方向には850hPaから300hPaまで層平均）と台風の移動ベクトル（Cで表示）、バンドの幅はいずれも緯度距離2°（1°は約111km）でたとえば図中で6°とあるのは半径5°と7°の同心円で囲まれたバンド平均値の意味、各ベクトルとも台風の進行方向別に場合分けしその平均値を表示、上から順に西進、北進、北東進台風に対するもの（参考資料1による）。

Gray (1989)©

台風移動についてはすべて分かったのか

Chan (2010, GPTC)©

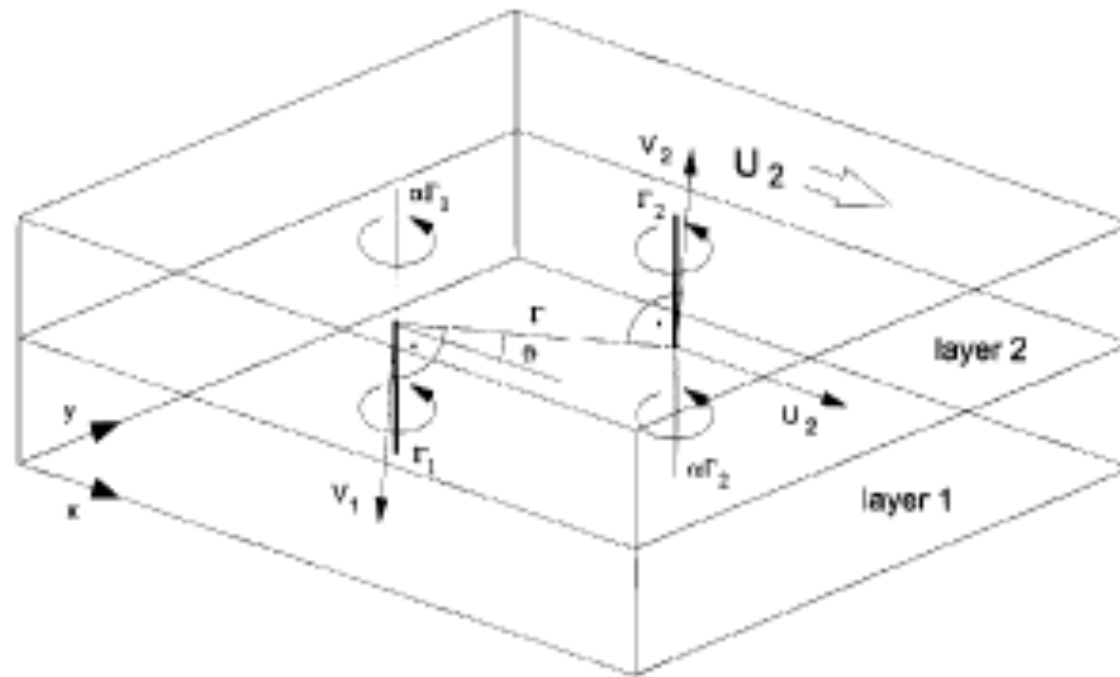
Since Chan et al. (2002) paper, research on the physics of general TC motion has been almost non-existent, which suggests that most scientists are quite content with the current theories of TC motion.©

- Gamma Effect
- 地形の影響0
- 非対称な非断熱加熱の影響0
- Binary Interaction0

傾圧渦の移動を解析的に表現する試み

from Smith et al. (2000)©

$$\frac{d}{dt}(\bar{x}, \bar{y}) = \left\{ \left(\frac{\Gamma_2}{\Gamma_1 + \Gamma_2} \right) U_2, 0 \right\}$$



渦位（渦度）のテンデンシーで台風移動を説明する 試みは果たして成功しているのか？

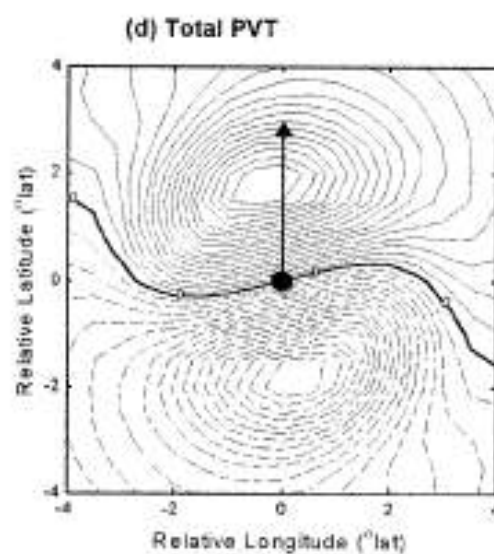
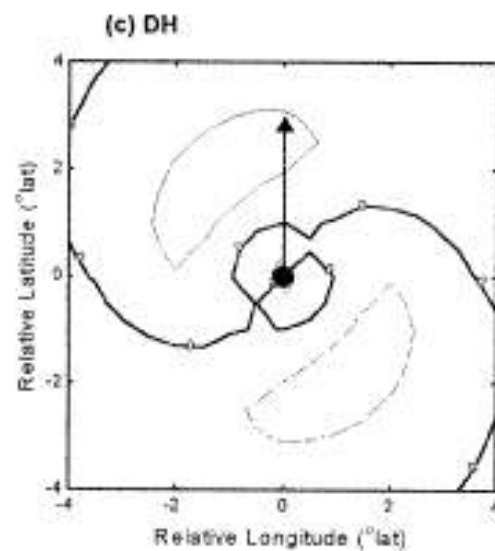
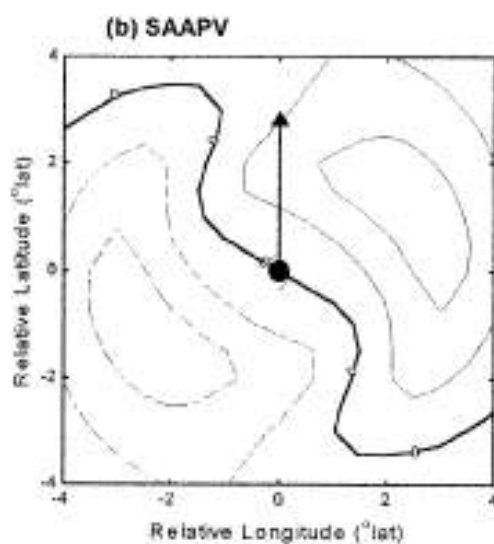
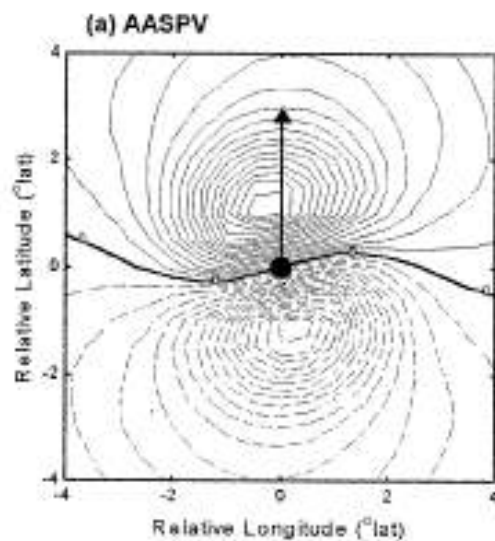
$$\frac{\partial P_1}{\partial t} = \Lambda_1 (HA + VA + DH + F)$$

$$\Lambda_1 (HA) = \underbrace{-\mathbf{v}_1 \cdot \nabla P_s}_{AASPV} - \underbrace{\mathbf{v}_s \cdot \nabla P_1}_{SAAPV}$$

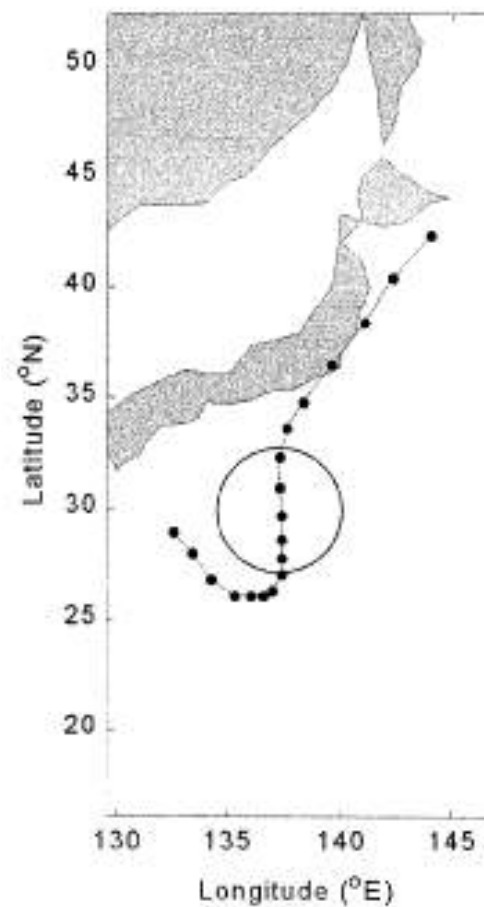
$$DH = g \left[-(f + \zeta) \frac{\partial Q}{\partial p} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial Q}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial Q}{\partial x} \right]$$

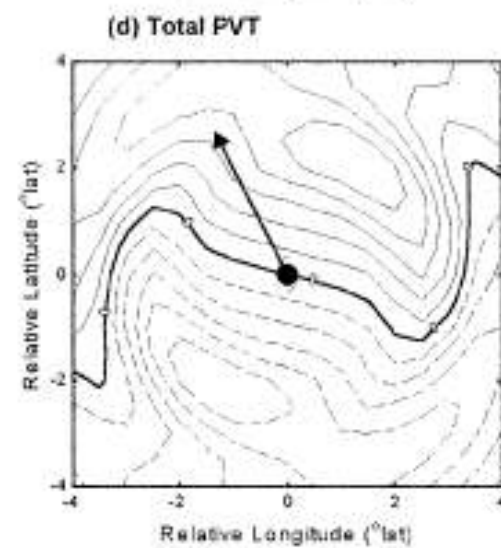
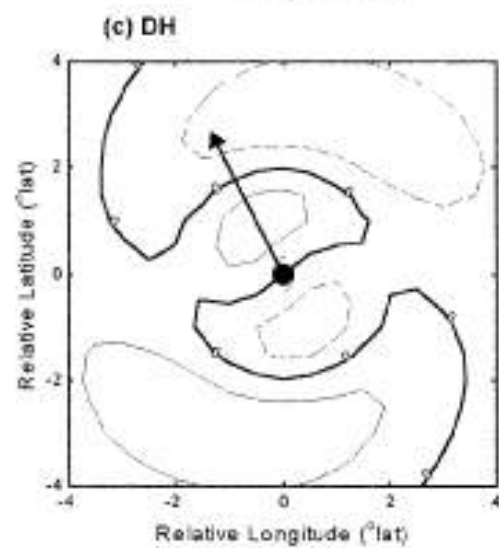
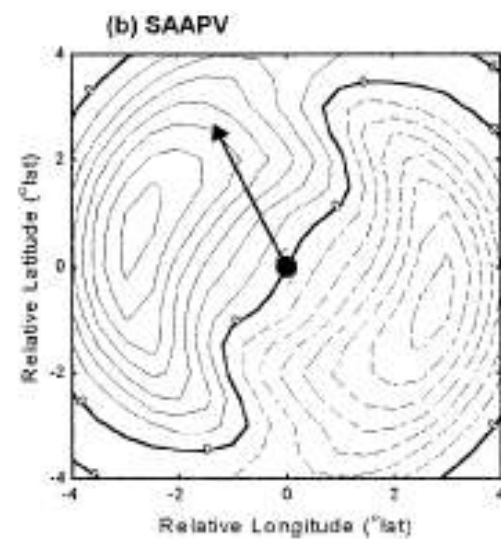
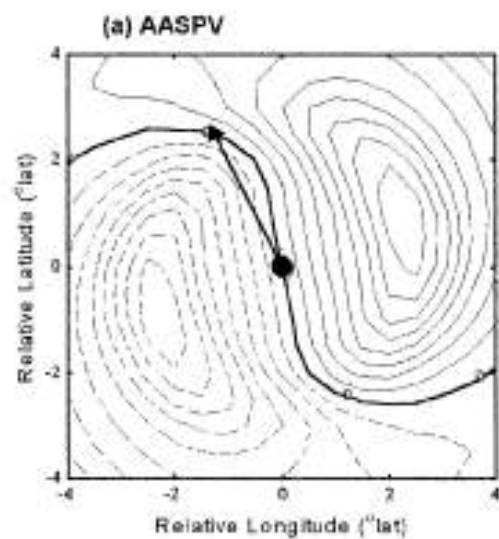
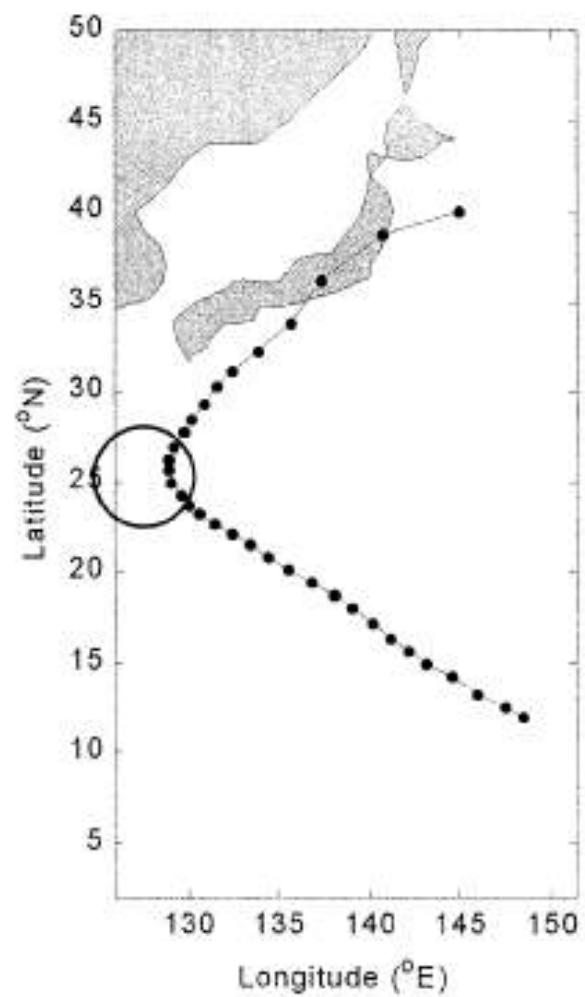
Chan et al. (2002)

渦位（渦度）のテンデンシーで台風移動を説明する 試みは果たして成功しているのか？



Chan et al. (2002)





指向流で説明できるとはどういうことか？

$$\frac{\partial p_s}{\partial t} =$$

$$-\int \left(\bar{u}_a \frac{\partial \rho}{\partial x} + \bar{v}_a \frac{\partial \rho}{\partial y} \right) g dz$$



STR
(大規模流の寄与)©

$$-\int \left(u' \frac{\partial \rho}{\partial x} + v' \frac{\partial \rho}{\partial y} \right) g dz$$



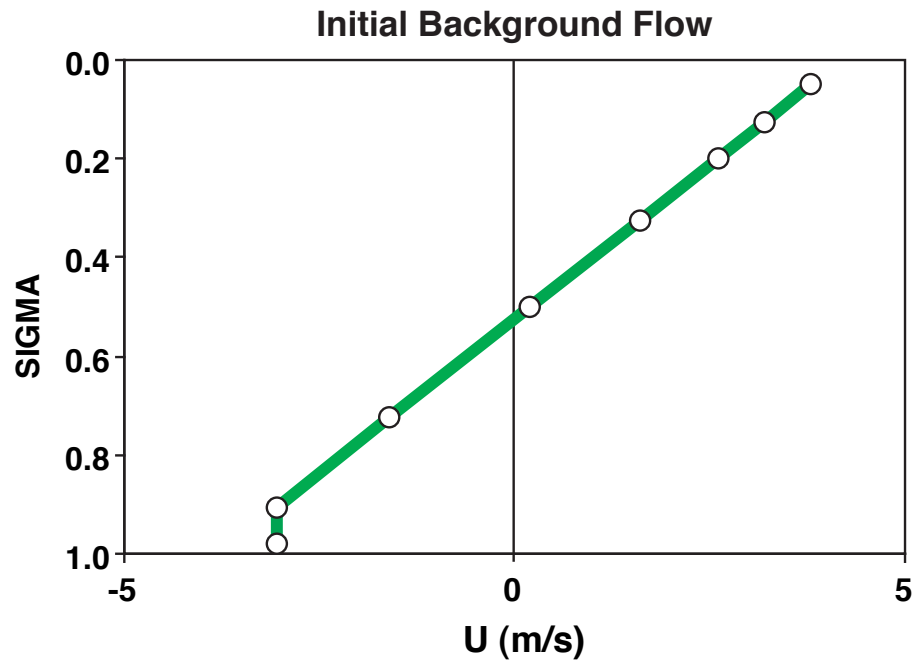
PTB
(摂動流の寄与)©

$$-\int \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) g dz$$

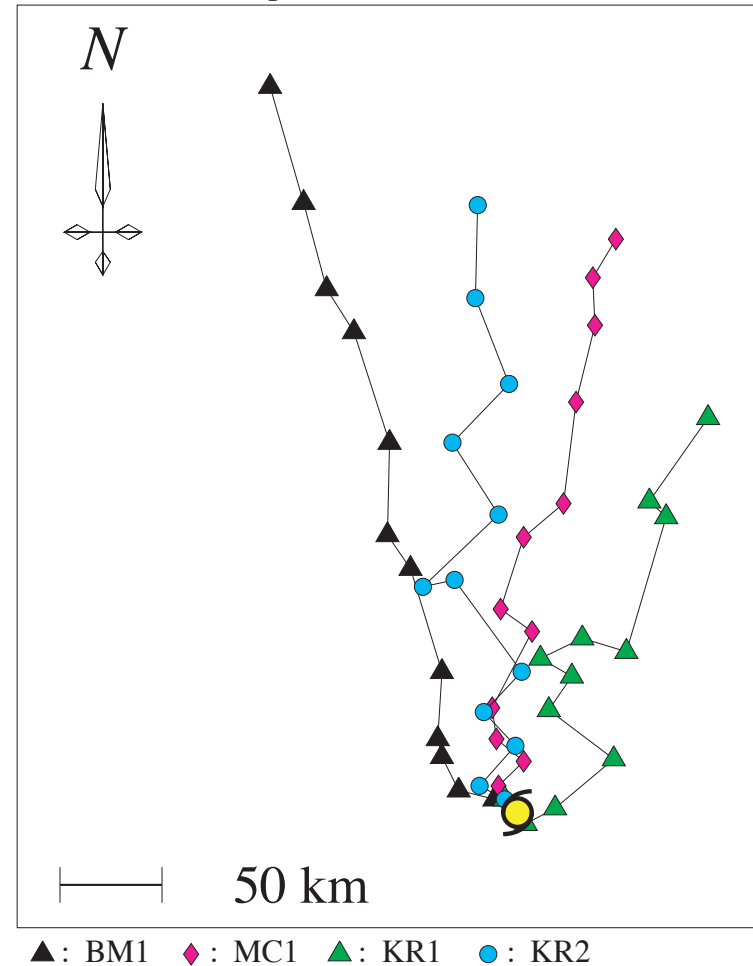


NST
(発散の寄与)©

f面鉛直シアー実験©



Vertical Shear Exp. FT=0-72HR



Outline of the model used

An f-plane version of a previous JMA typhoon model (TYM-88) placed at 20 degree North, which is a hydrostatic, primitive equation, spectral limited area model

Spacing of transform grid : 50 km at TC center

Vertical structure : 8 sigma layers

Integration domain : 5400 km square

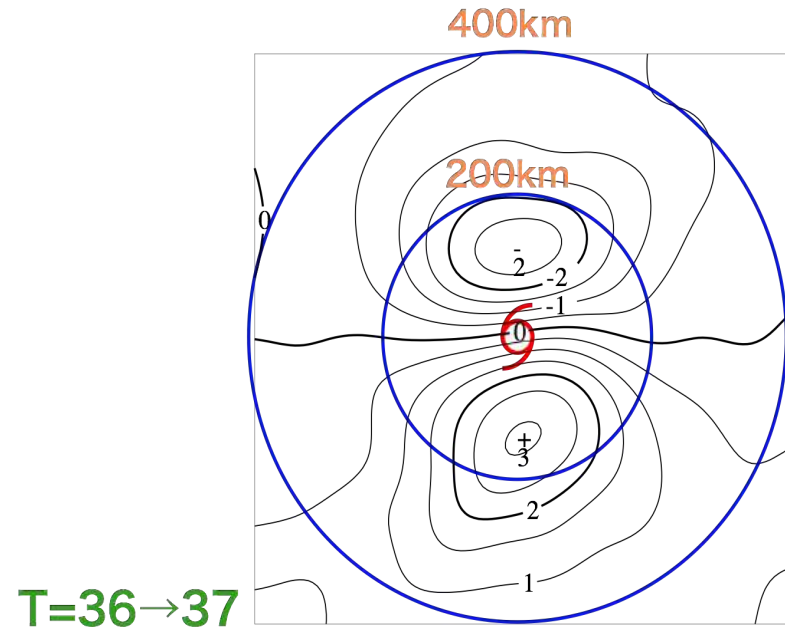
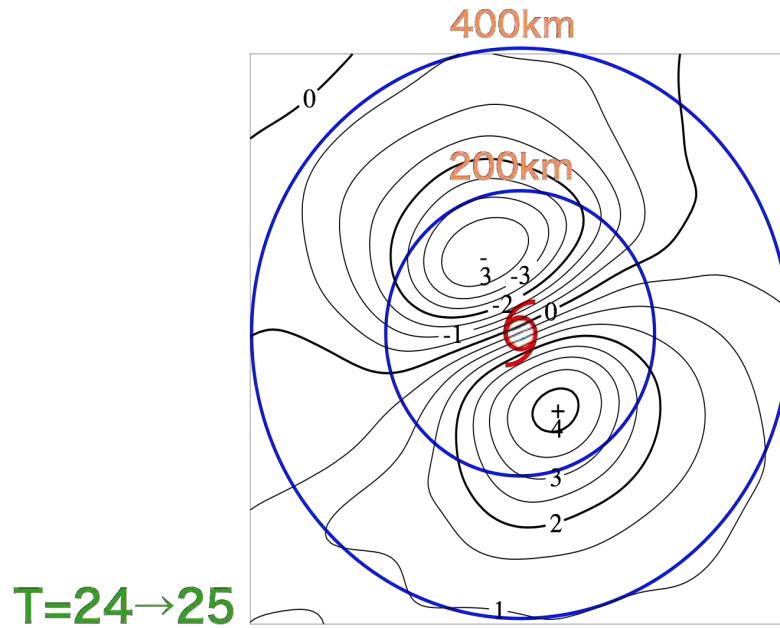
Cumulus parameterization : BM1 / MC1 / KR1 / KR2

Surface flux : bulk method

PBL : K-theory

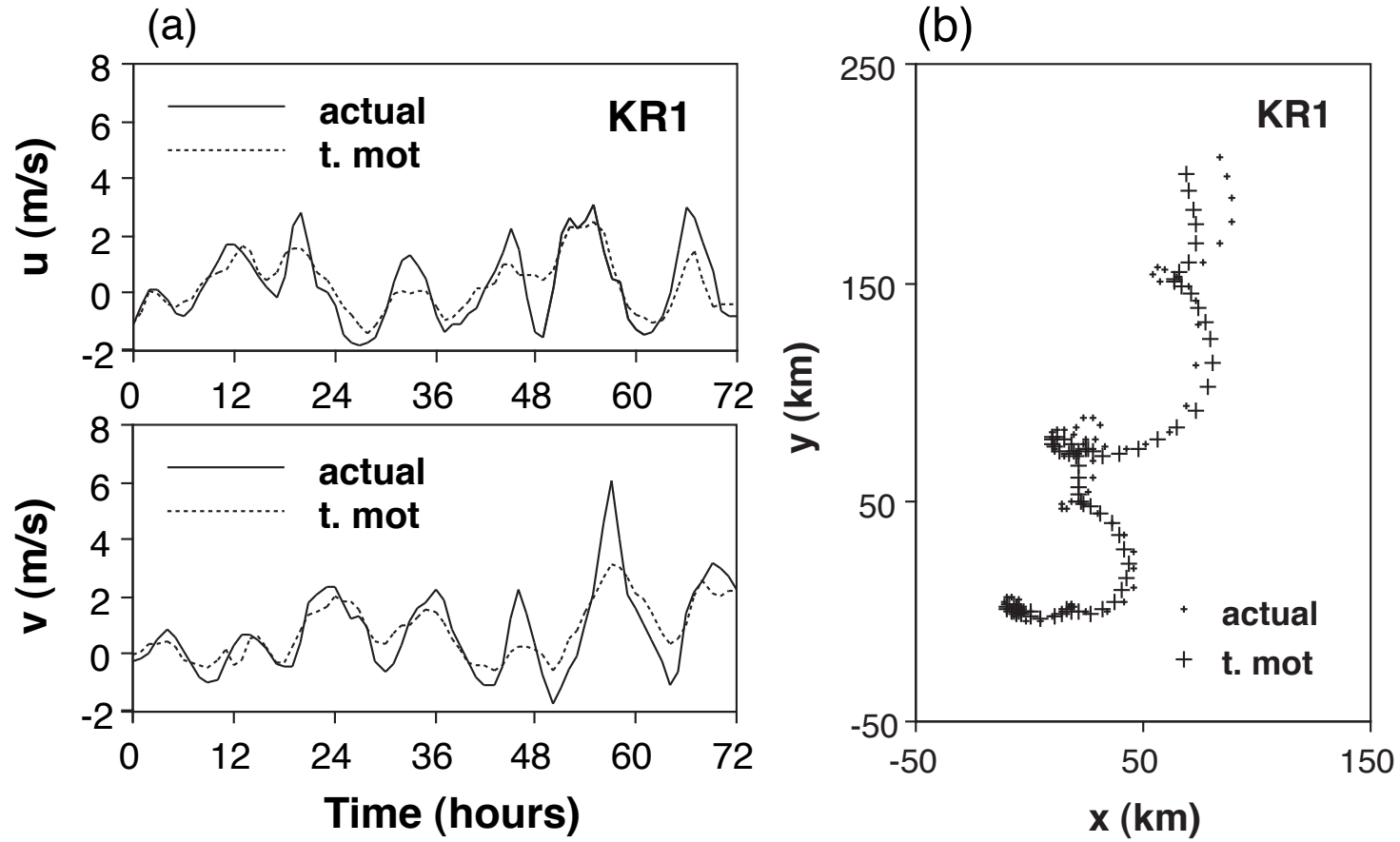
Horizontal diffusion : fourth-order Laplacian

地上気圧のテンデンシーを移動に変換



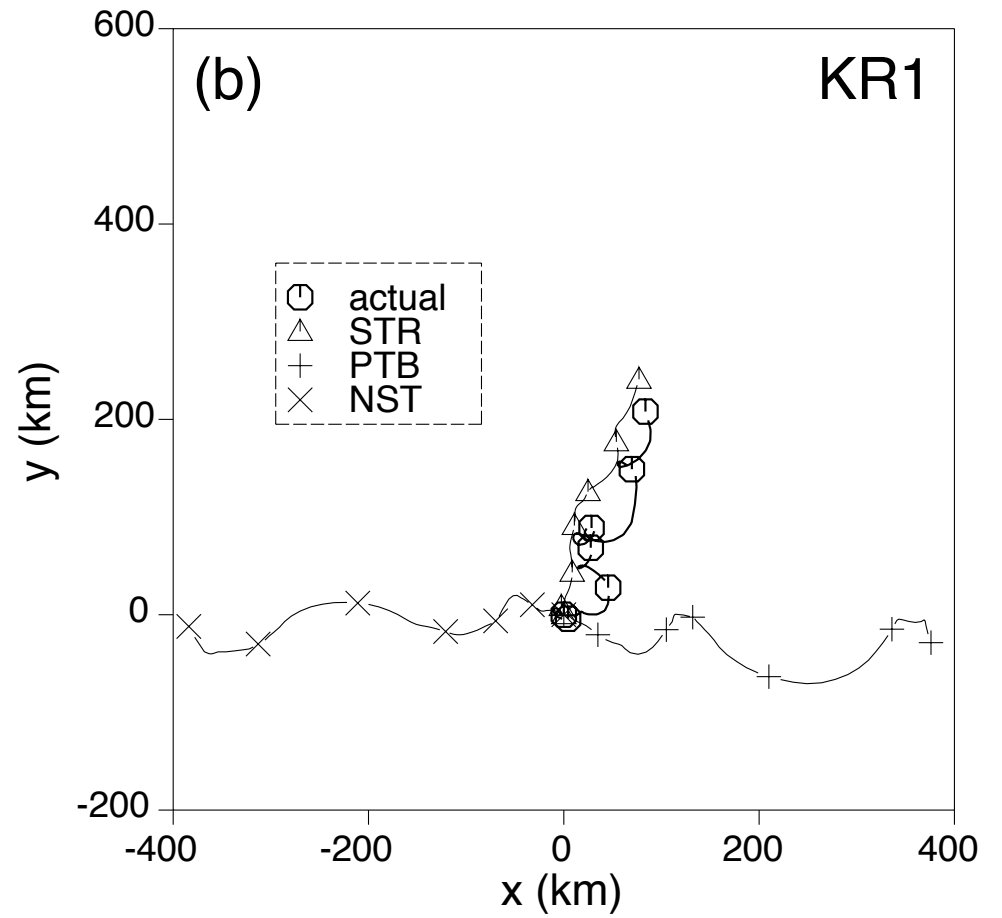
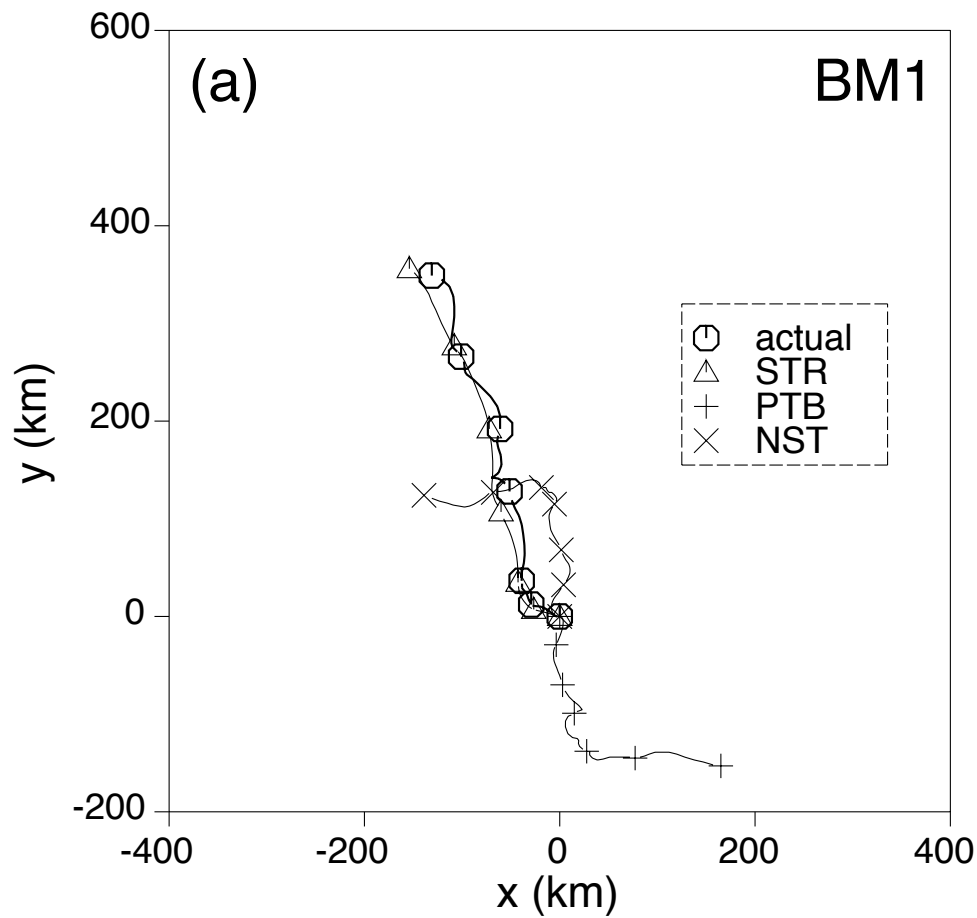
地上気圧のテンデンシー

移動変換手法の検証



モデル台風の移動がSTRで説明できるか

(PTBとNSTはほぼ相殺)0



指向流荷重(Steering Weight Concept)の導入

背景

台風の移動は大規模場の深層平均流で概ね説明される。だが、(1)大規模場として具体的にどの程度の水平スケールを考えればよいのか、また、(2)深層平均流(*deep layer mean flow*)としてどの程度の層厚を考えればよいのか、についてコンセンサスがない。最近、大規模流の鉛直シアーとの関係で台風中心まわりの非対称な対流活動が注目されているが、非対称な加熱はどの程度台風移動に関与しているのか。

Steering Weight (SW)

(2)に答えるべく提案された概念。地上気圧の傾向方程式に基づいて、各レベルの指向流(*steering flow*)がどの程度台風移動に寄与しているかを一組のパラメータ値(指向流荷重=*steering weight*)として提供する。©

ステアリング荷重とは？

通常、台風を流す風を鉛直に平均する場合は単純に気圧（質量）の重みを付けてある層にわたって平均する。

$$\frac{\sum_k \mathbf{V}_k \Delta p_k}{\sum_k \Delta p_k}$$

$p = p_s \sigma$ を用いると

$$\frac{\sum_k \mathbf{V}_k \Delta \sigma_k}{\sum_k \Delta \sigma_k} = \sum_k \mathbf{V}_k w_k \Delta \sigma_k \quad \left(\sum_k w_k \Delta \sigma_k = 1 \right)$$

例えば 850hPa から 300hPa までの風を平均する場合は $w_k \approx 1.8$ となる

これに対して、台風の移動を地上気圧中心の移動として捉え、密度偏差の大きい層ほど地上気圧偏差への寄与が大きくなるが、地上気圧中心の移動への寄与が大きいという考え方に基づいて w_k を決めるのがステアリング荷重の概念である。

ステアリング荷重の決め方

各層の密度のアノマリーを単位風速（1m/s）で移流させた場合、それがどれだけ速さの地上気圧アノマリーの移動をもたらすかを計算する。その際、各層の質量の影響を排除するために各層とも密度のアノマリーは全層にわたって存在するものとして扱う。実際の計算では地上気圧のテンデンシーに最小自乗法を適用するというやり方で計算を実行する。

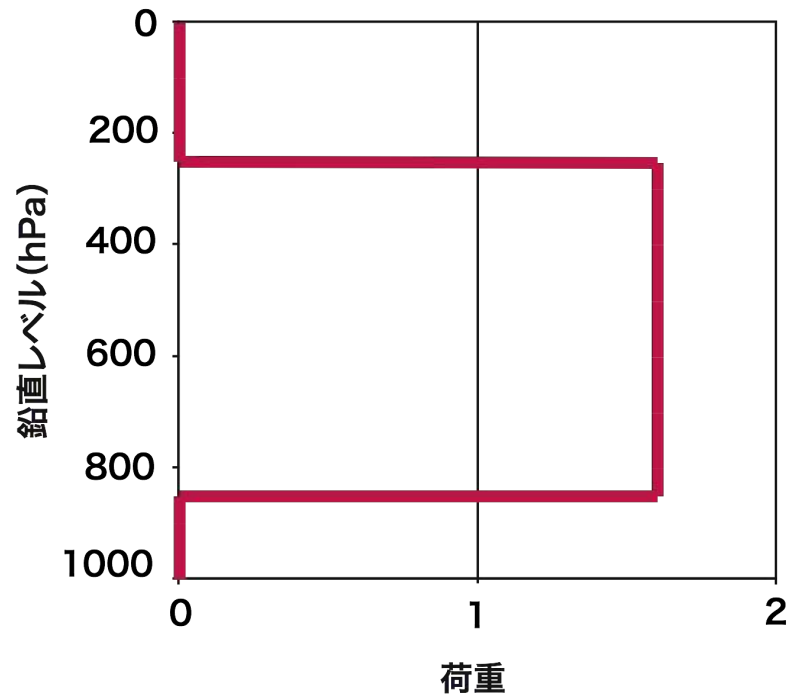
$$W_{sx} = p_{sc} / \rho_c \times \sum_{i,j} [\mathbf{u} \cdot \nabla_h \rho \times \partial p_s / \partial x] / \sum_{i,j} (\partial p_s / \partial x)^2$$

$$W_{sy} = p_{sc} / \rho_c \times \sum_{i,j} [\mathbf{u} \cdot \nabla_h \rho \times \partial p_s / \partial y] / \sum_{i,j} (\partial p_s / \partial y)^2$$

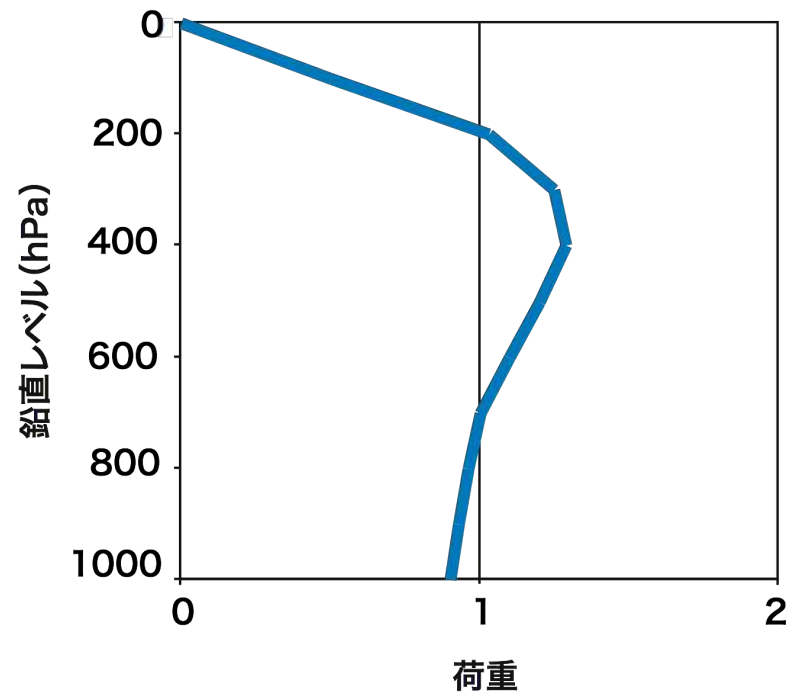
$$\mathbf{u} \equiv \mathbf{i} + \mathbf{j}$$

指向流荷重(SW)模式図

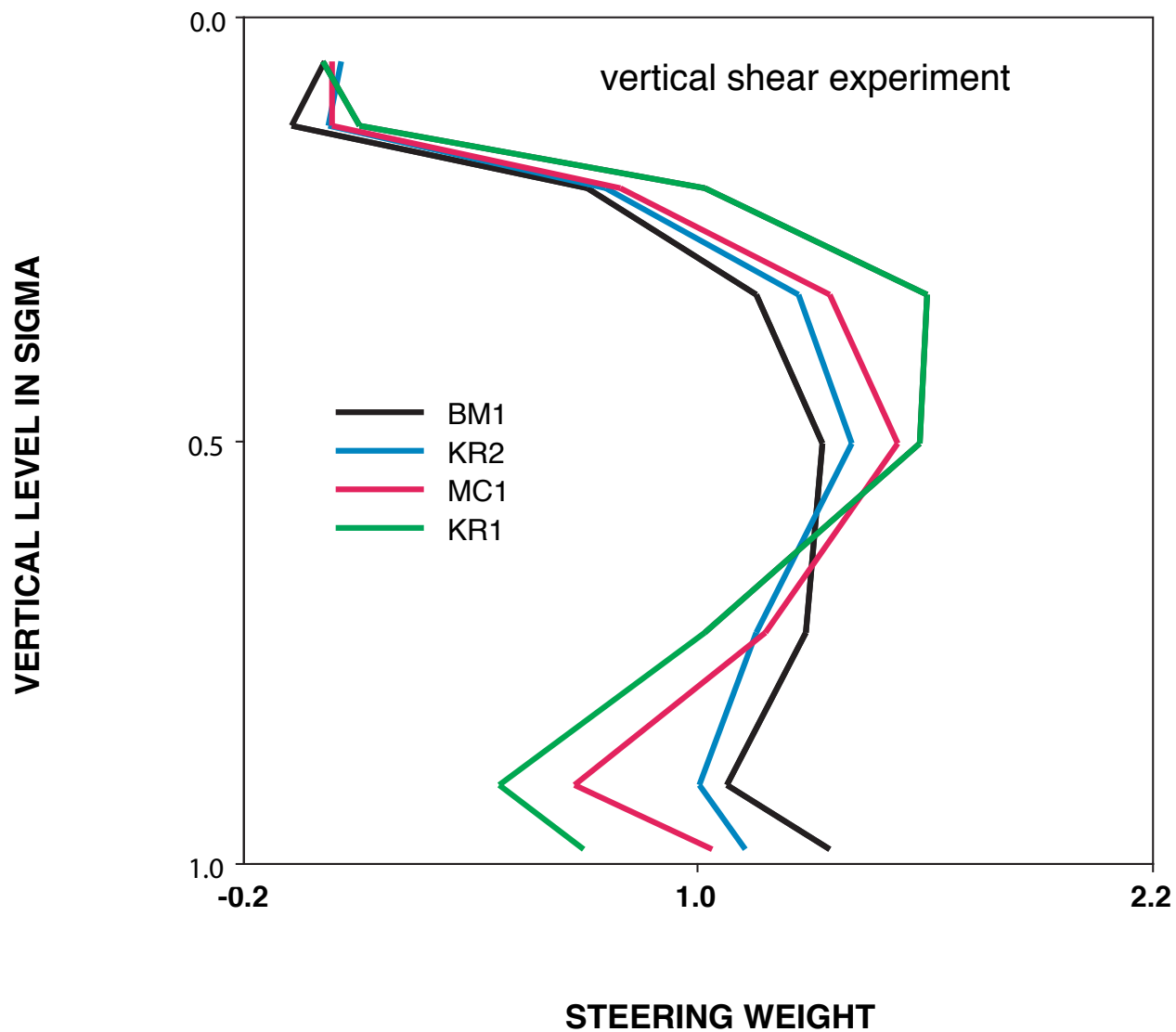
従来の深層平均流
(deep layer mean flow)
で仮定されている荷重



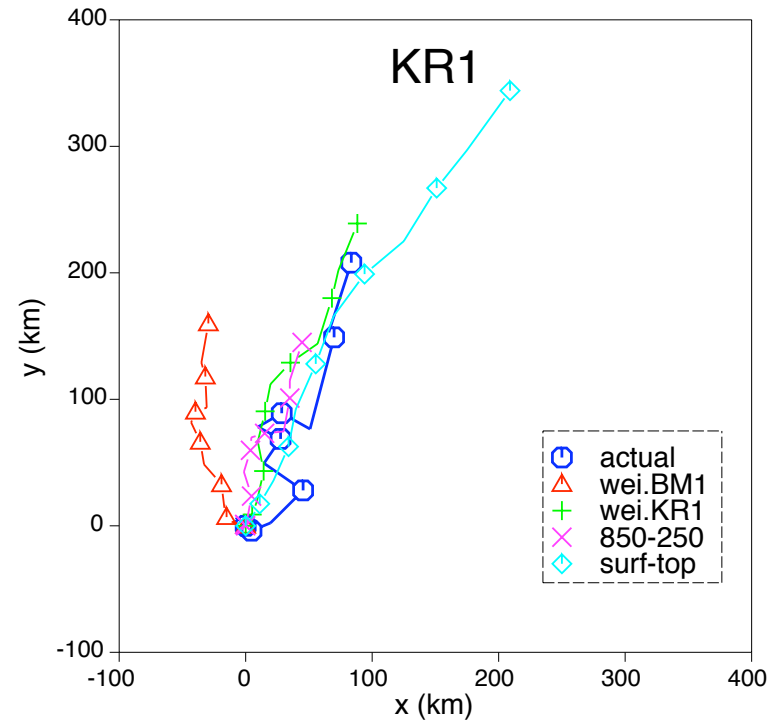
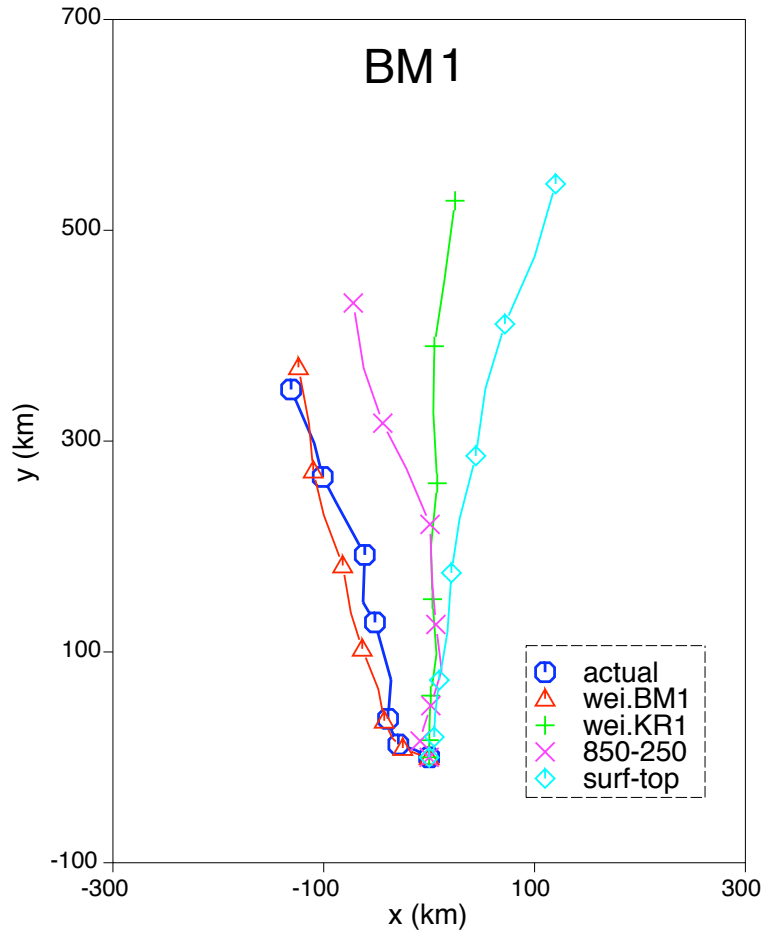
台風の熱力学的構造を考慮
(steering weight concept)
して得られた荷重



f面鉛直シアー実験で得られたSW◎



SWを用いて経路が再現できるか◎



台風Saomai実験◎

Application of the steering weight concept to the real data simulations for Typhoon Saomai in 2000

Outline of the model used

The Meteorological Research Institute (MRI)
/ Numerical Prediction Division (NPD)
unified nonhydrostatic model
(fully compressible)

Grid spacing : 20 km (Arakawa-C)

Vertical structure : 38 z* layers

Integration domain : 2800 km square
(too small ?)

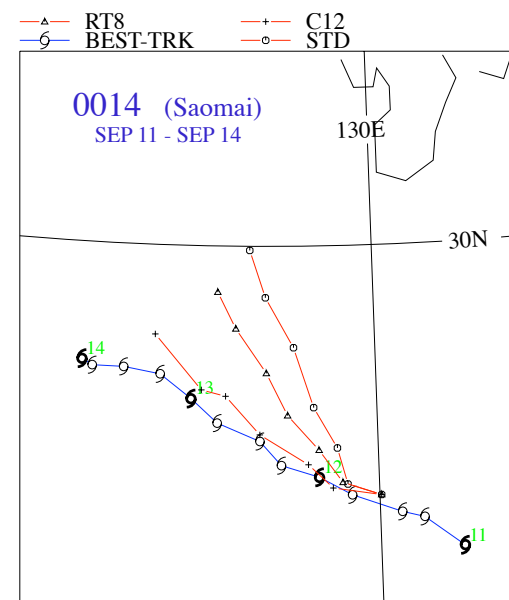
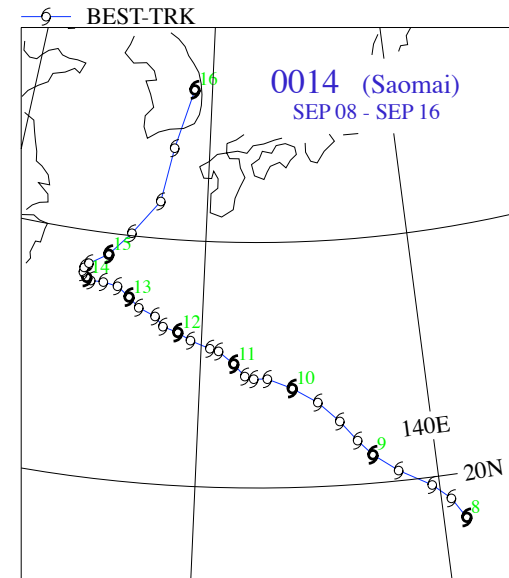
Cumulus parameterization : STD / RT8 / C12

Cloud microphysics : cloud ice, snow and
(only in C12) graupel in addition to
vapor, cloud and rain
droplets

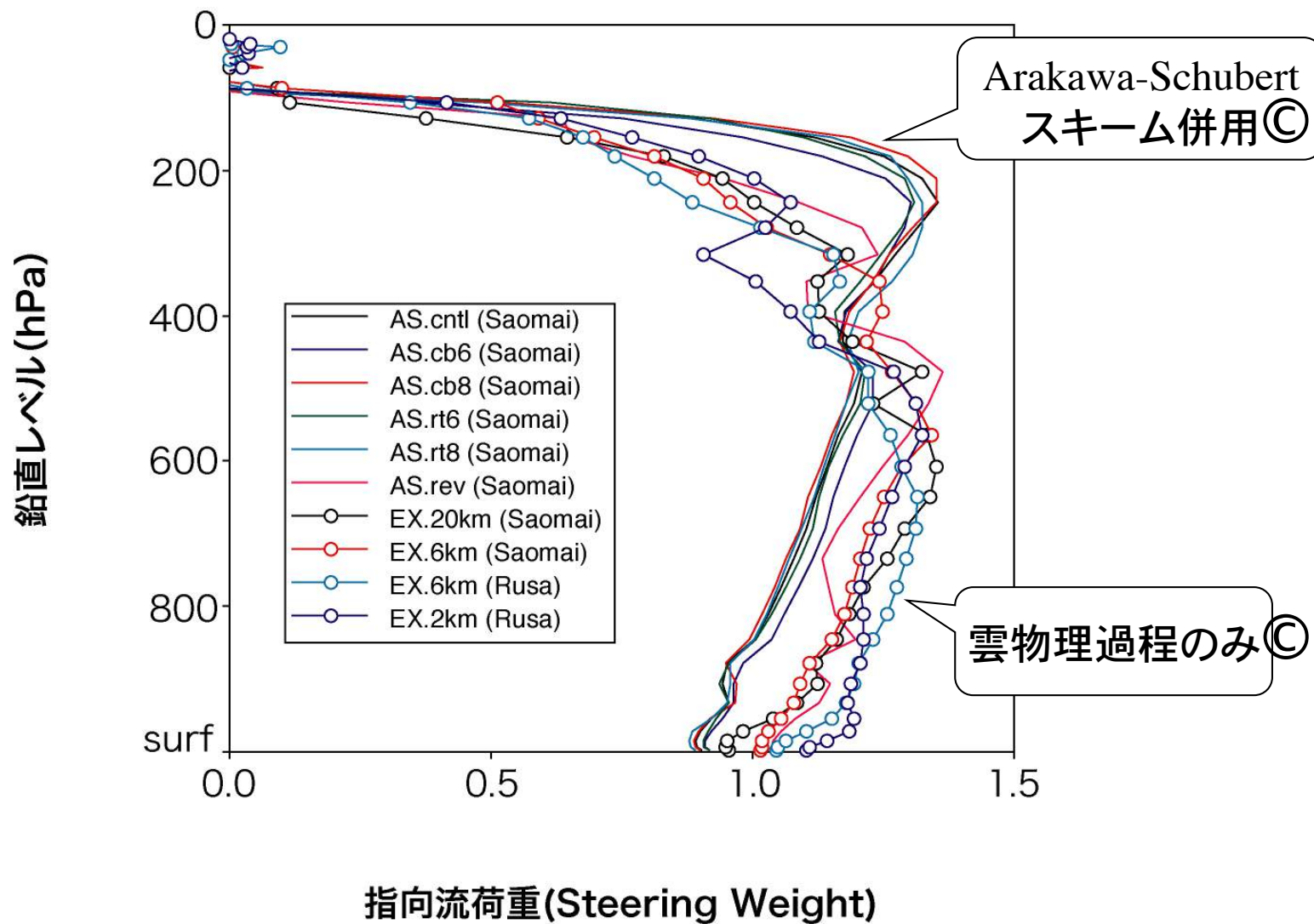
Surface layer : Monin-Obukhov for land
Kondo for sea

PBL : Deardorff level 2.5

Horizontal diffusion : fourth-order Laplacian

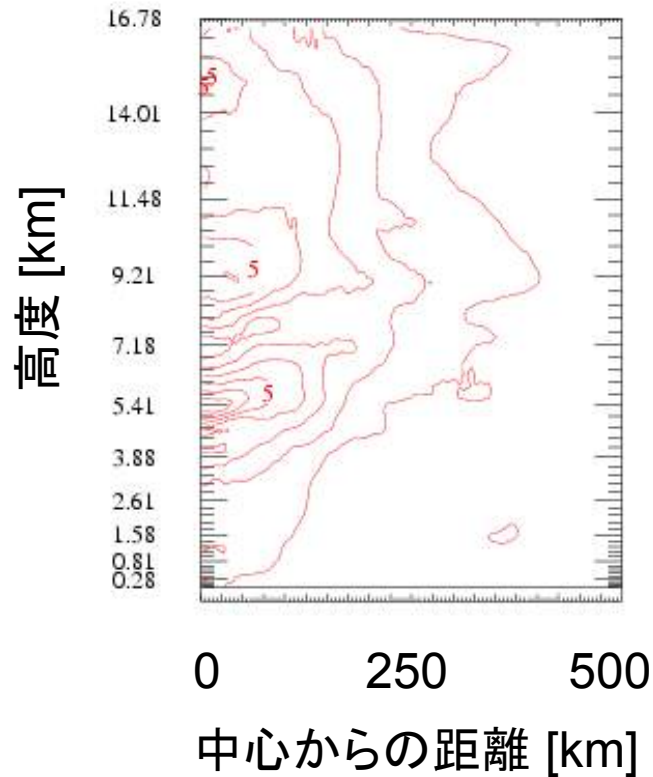


予報実験で得られたSW[◎]

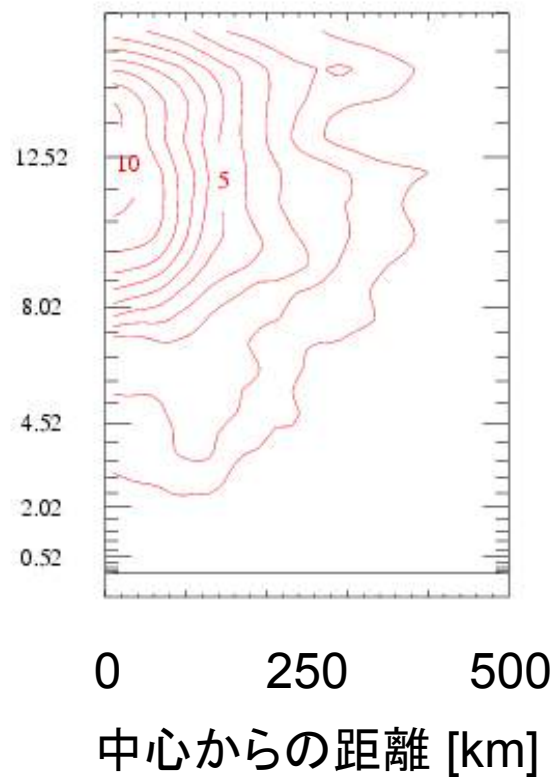


台風温暖核構造 (温度偏差[K]) ©

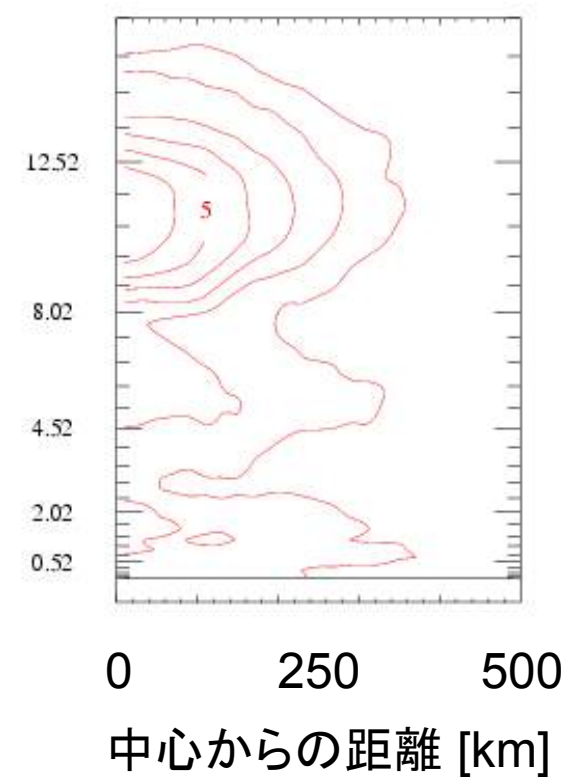
5km-NHM



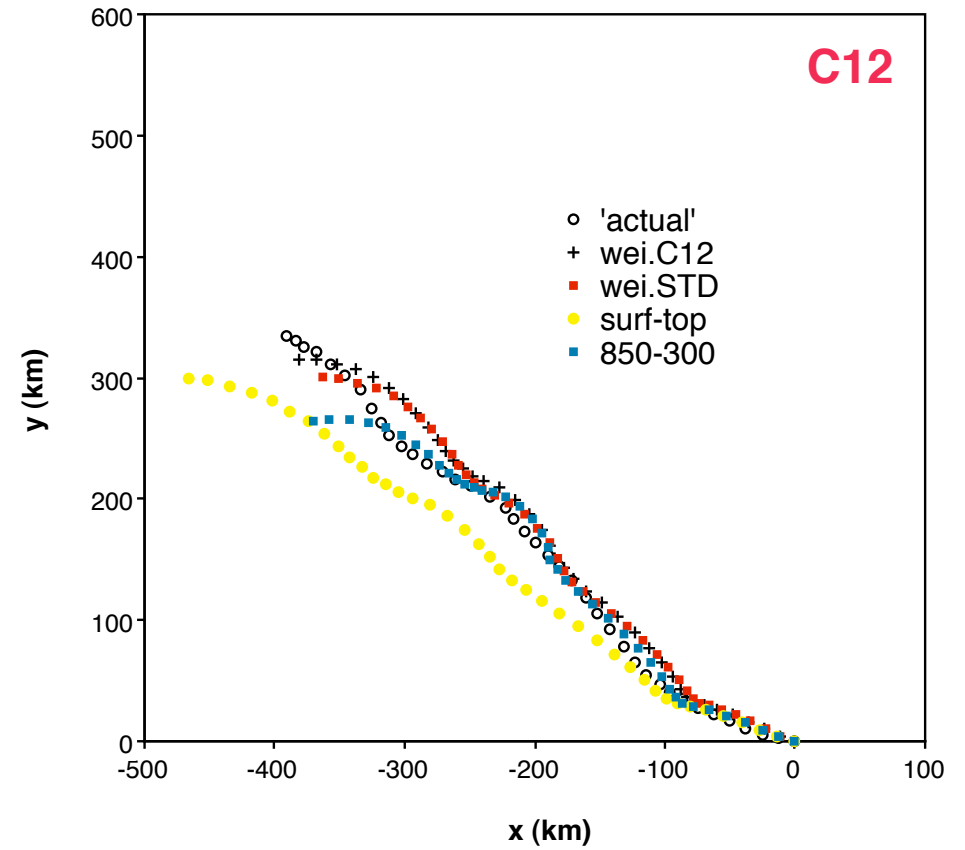
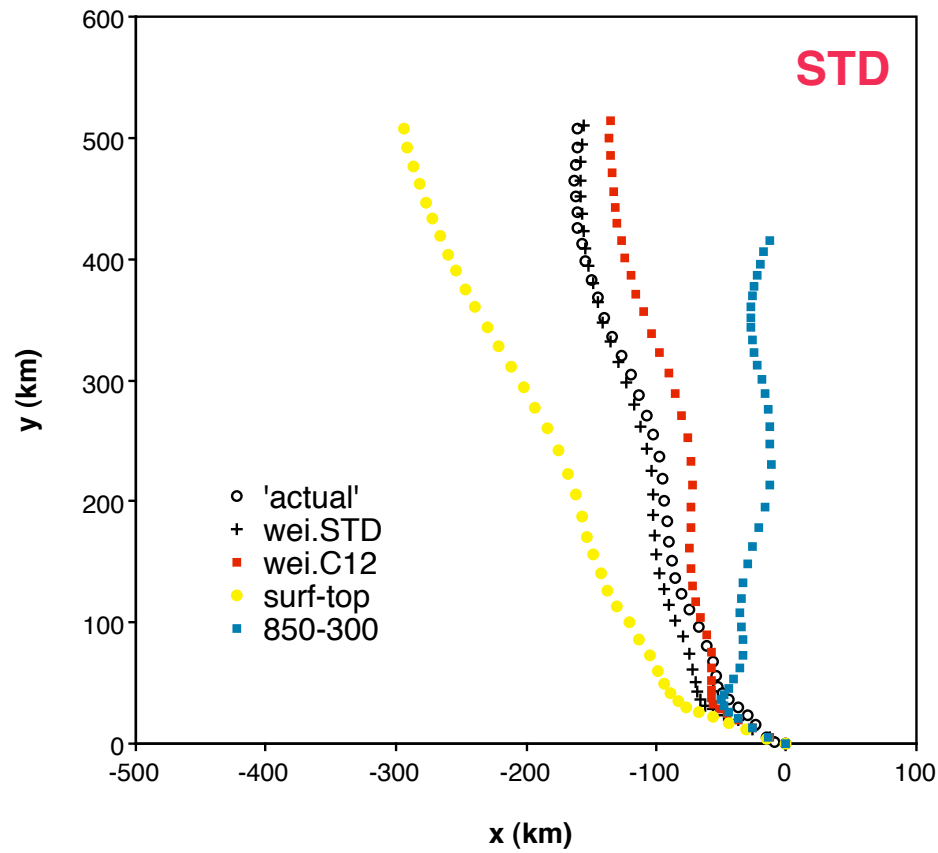
AS



AS-R

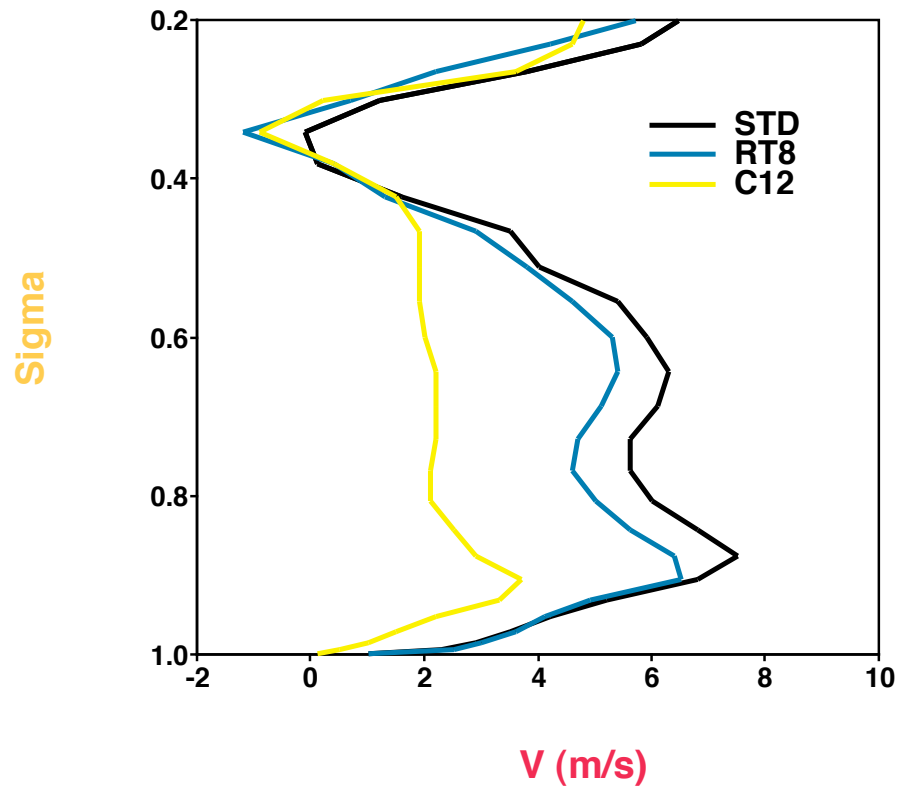
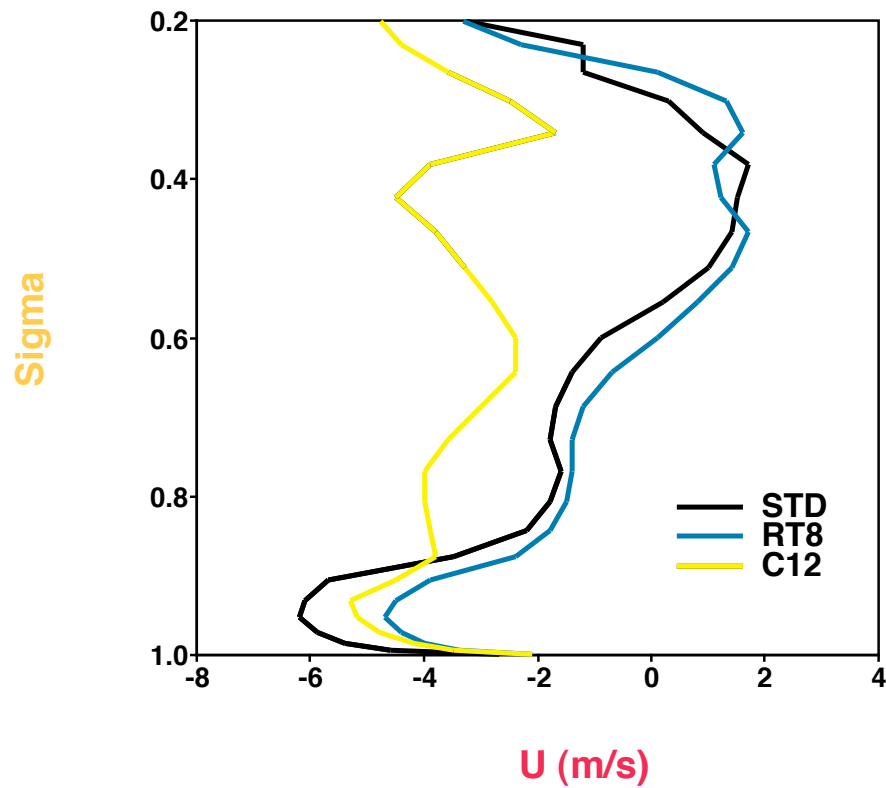


SWを用いて経路が再現できるか©



指向流自体も異なる

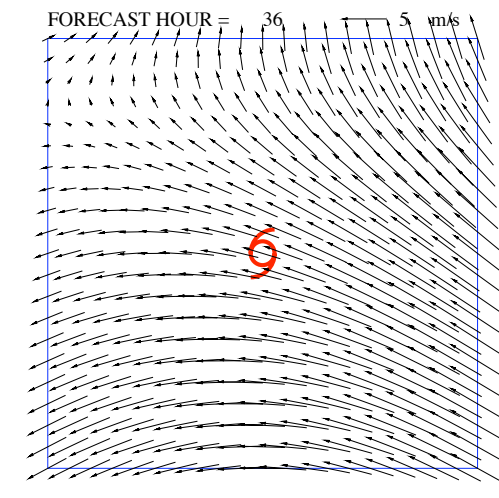
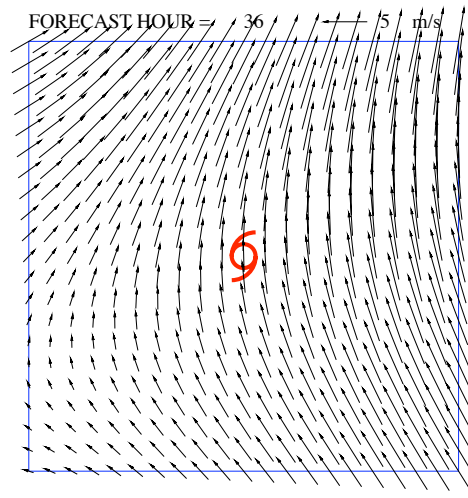
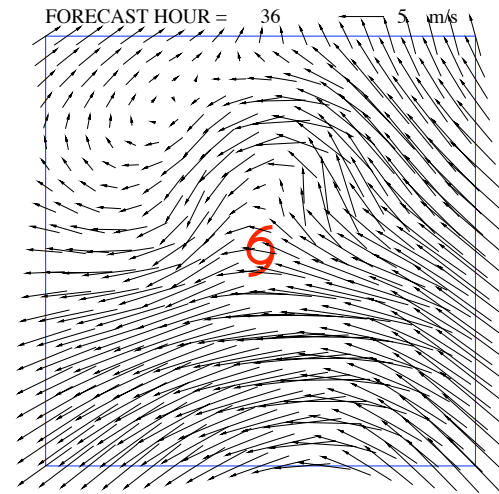
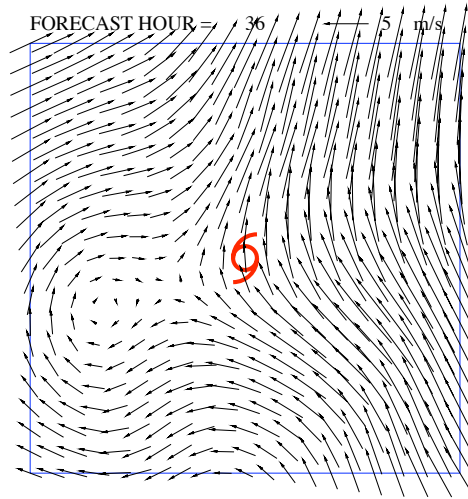
Comparison of the simulated steering flow at 24 h



非対称流のサンプル

STD

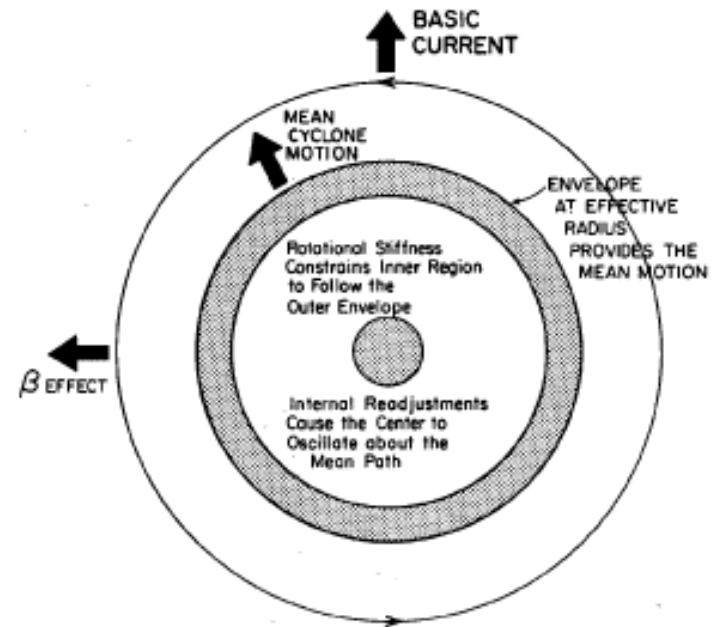
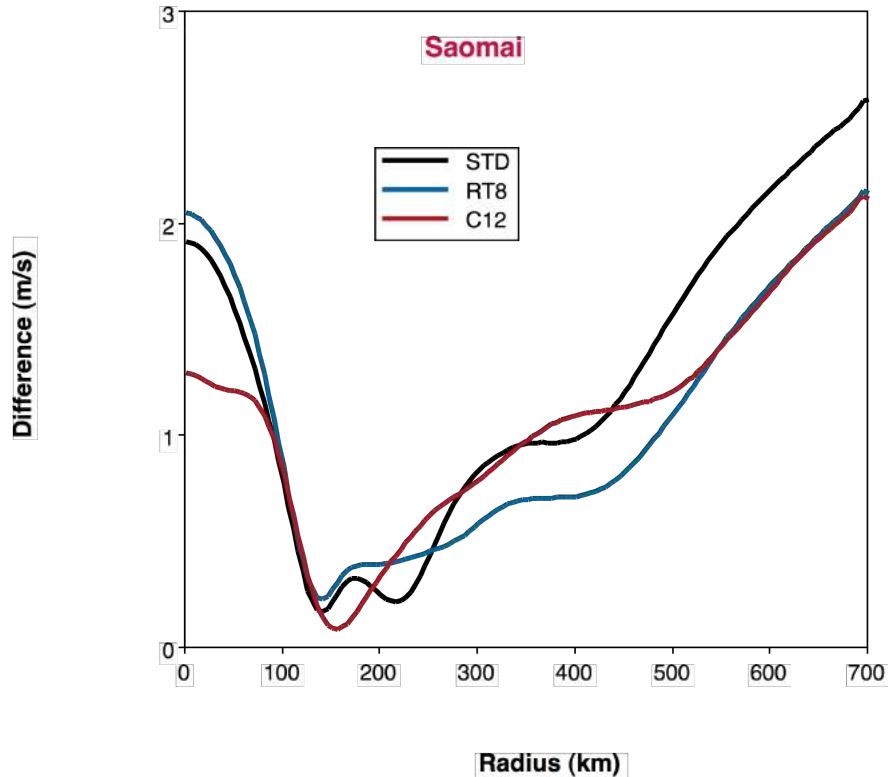
C12



400 km

台風移動と非対称流の一致性

- ◆ 非対称流は平滑化する前の値にSWを考慮して鉛直平均した◎
ものをさらに台風中心からの距離ごとに方位角平均したもの◎

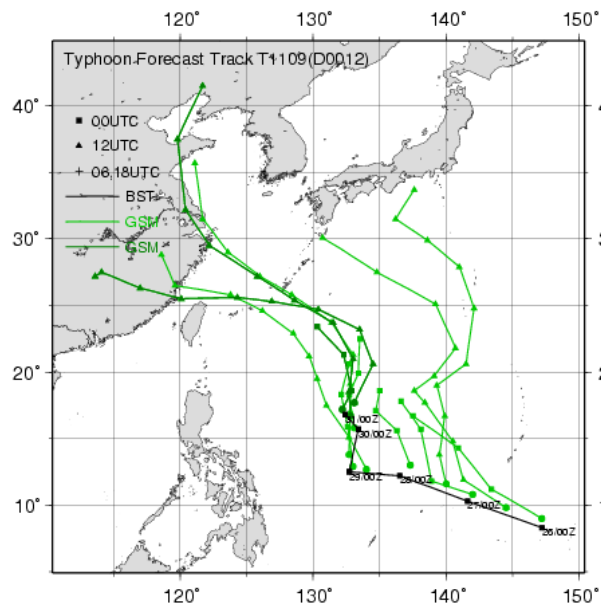


Even though the cyclone interacts differently with the environment at all radii, the interactions at an envelope surrounding the cyclone (typically 250-300 km) will dominate in determining the motion.◎

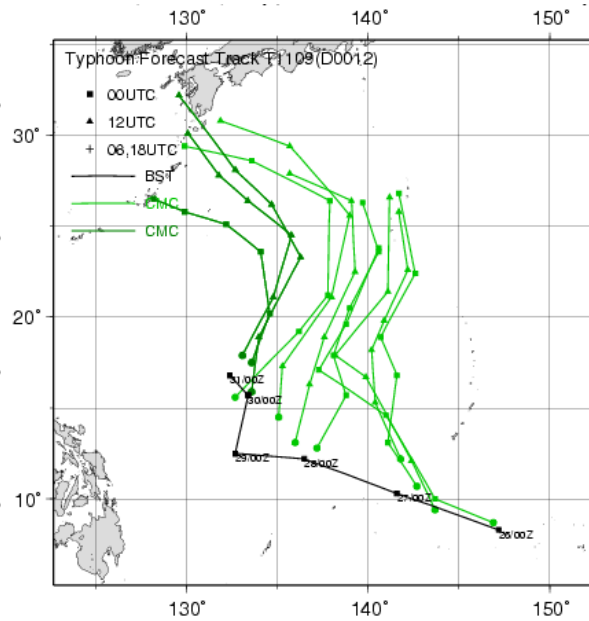
Holland (1983)◎

現行モデルでも北上バイアスあり

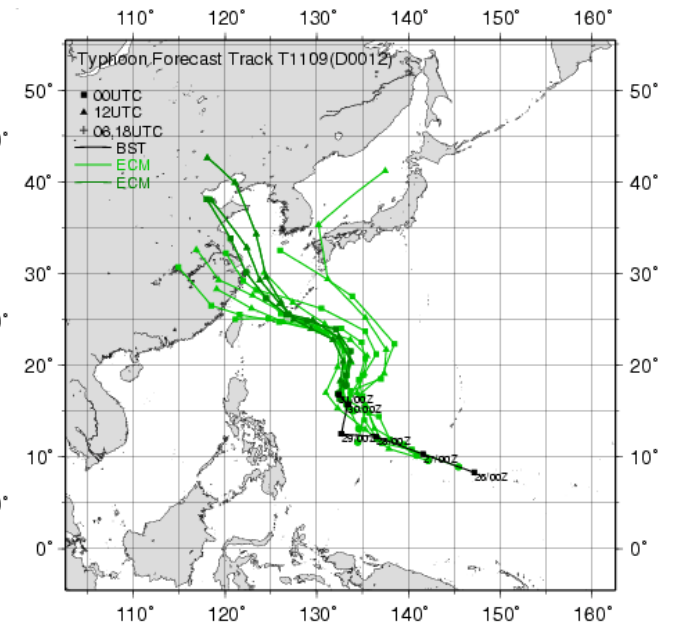
台風Muifa (T1109号)の事例◎



GSM◎



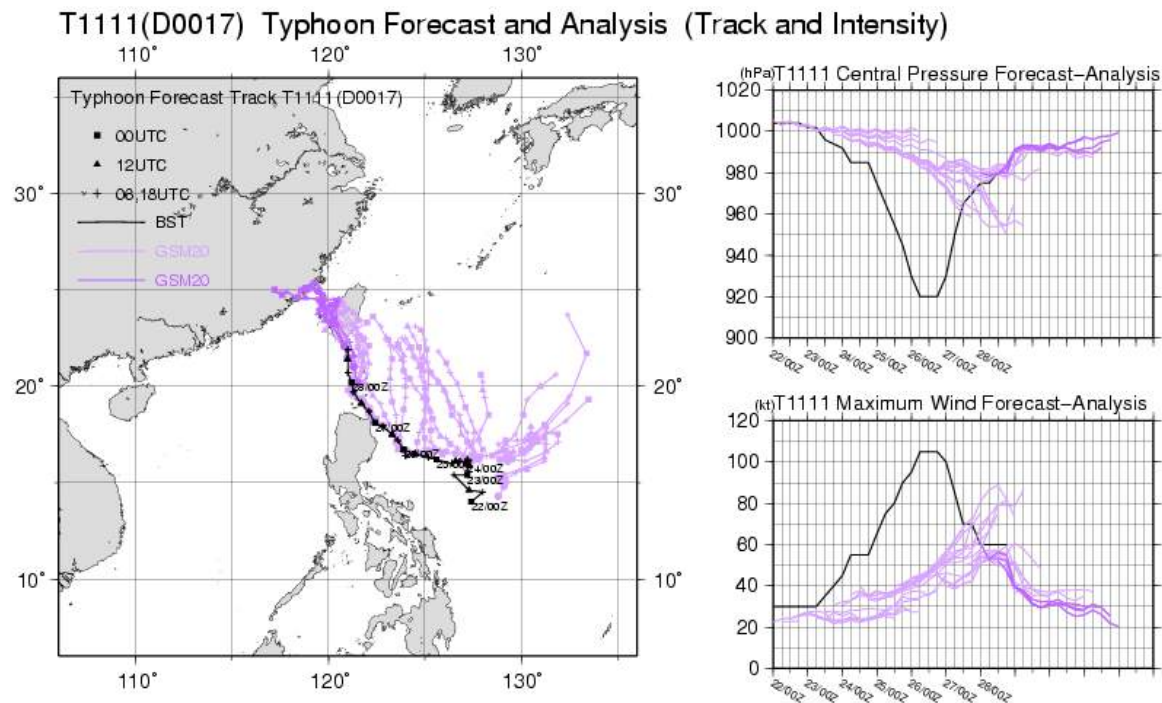
CMC◎



ECM◎

現行モデルでも北上バイアスあり

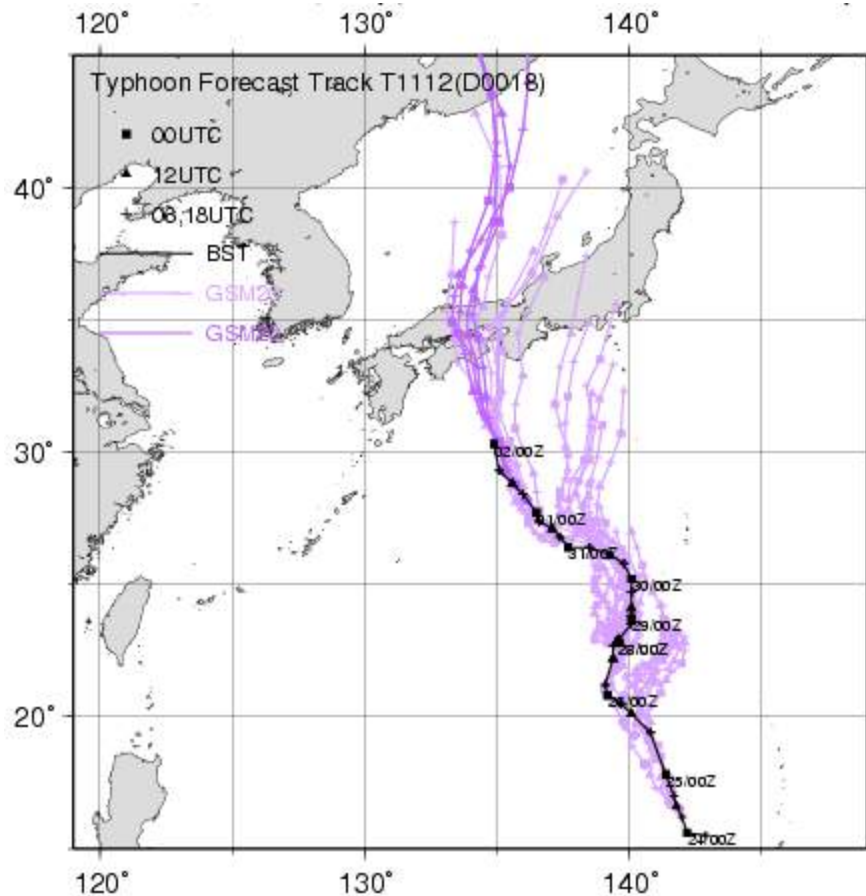
台風Nanmadol (T1111号)の事例©



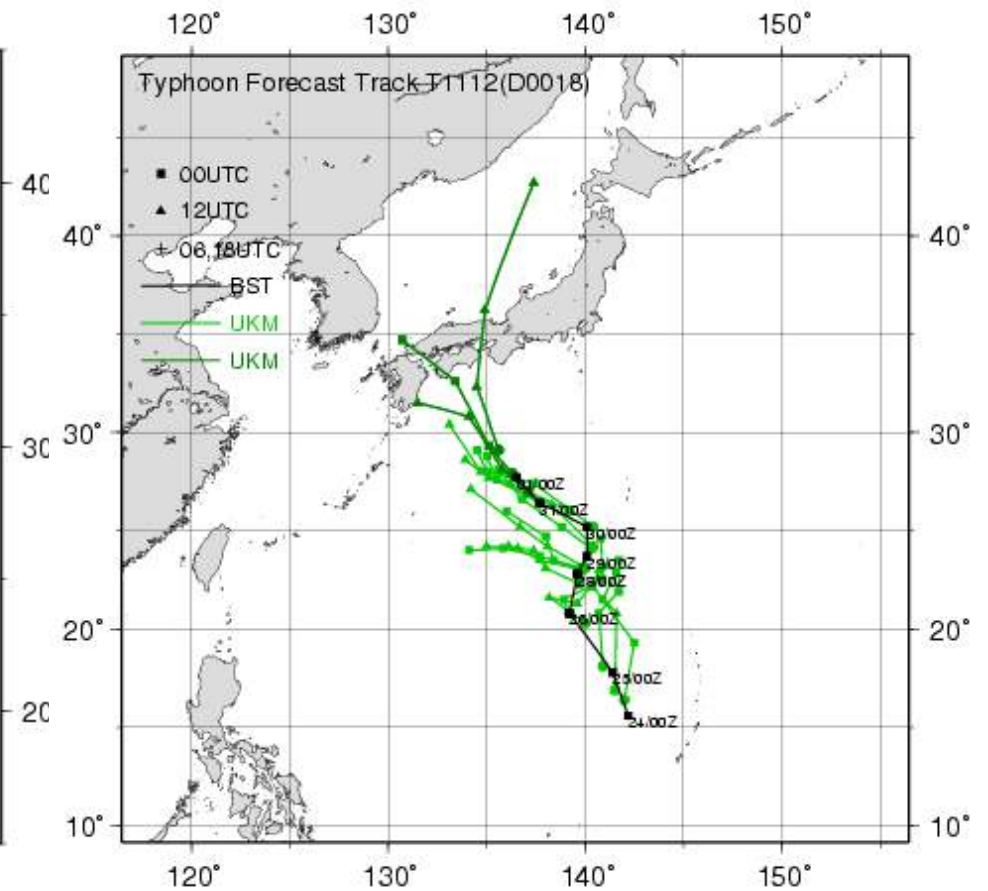
GSM©

誤差はいつでもバイアス的？

台風Talas (T1112号)の事例◎



GSM◎



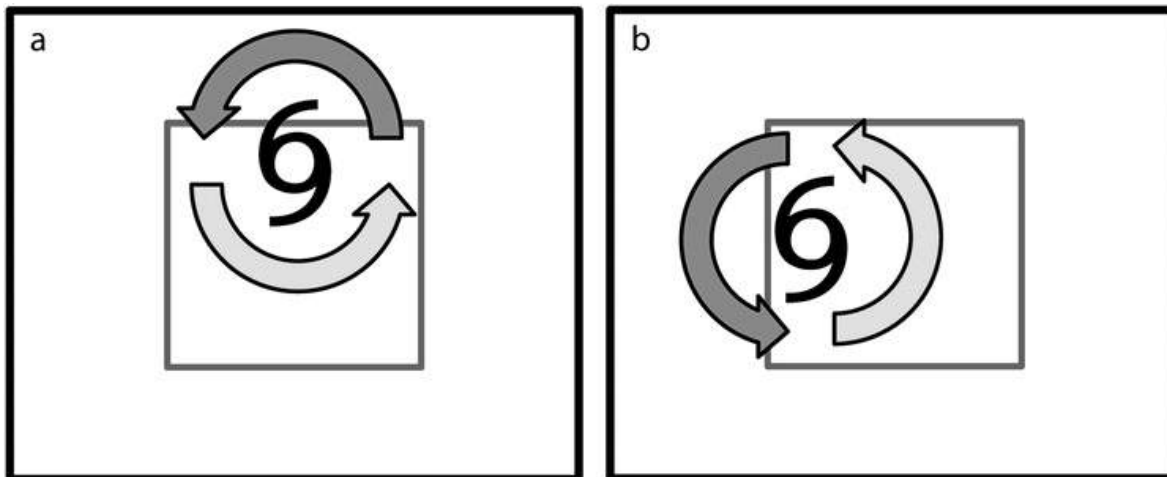
UKM◎

ADSSV (Adjoint-Derived Sensitivity Steering Vector)©

Wu et al. (2007)

$$(R_1, R_2) = \frac{\int_{850 hPa}^{300 hPa} \int_{600 km \times 600 km} (u, v) dx dy dp}{\int_{850 hPa}^{300 hPa} \int_{600 km \times 600 km} dx dy dp}$$

$$ADSSV \equiv \left(\frac{\partial R_1}{\partial \zeta}, \frac{\partial R_2}{\partial \zeta} \right)$$

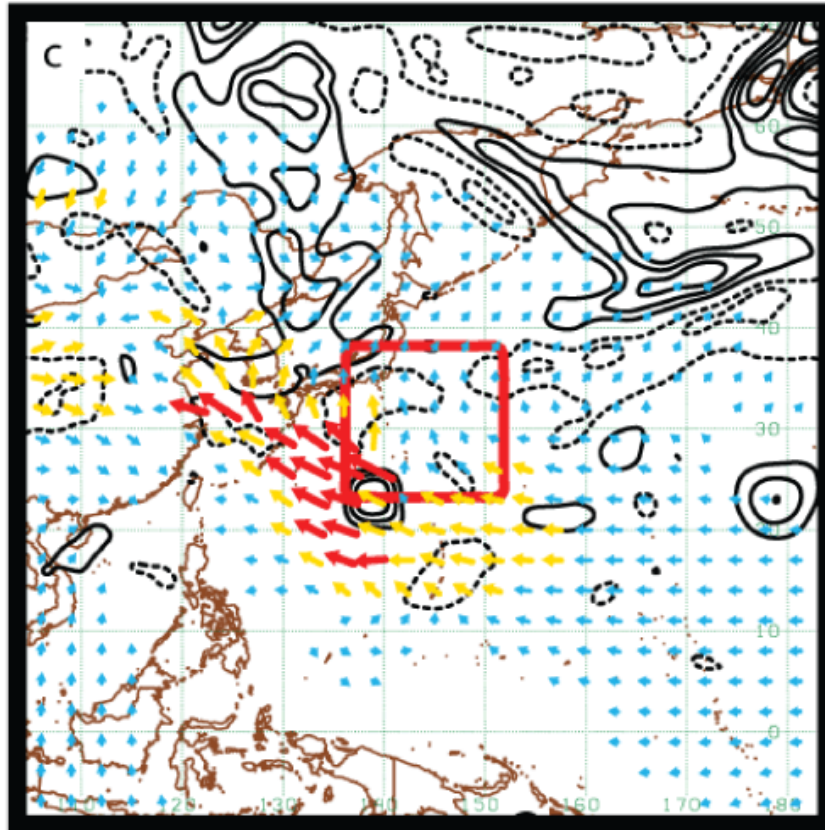


Hoover (2009)©

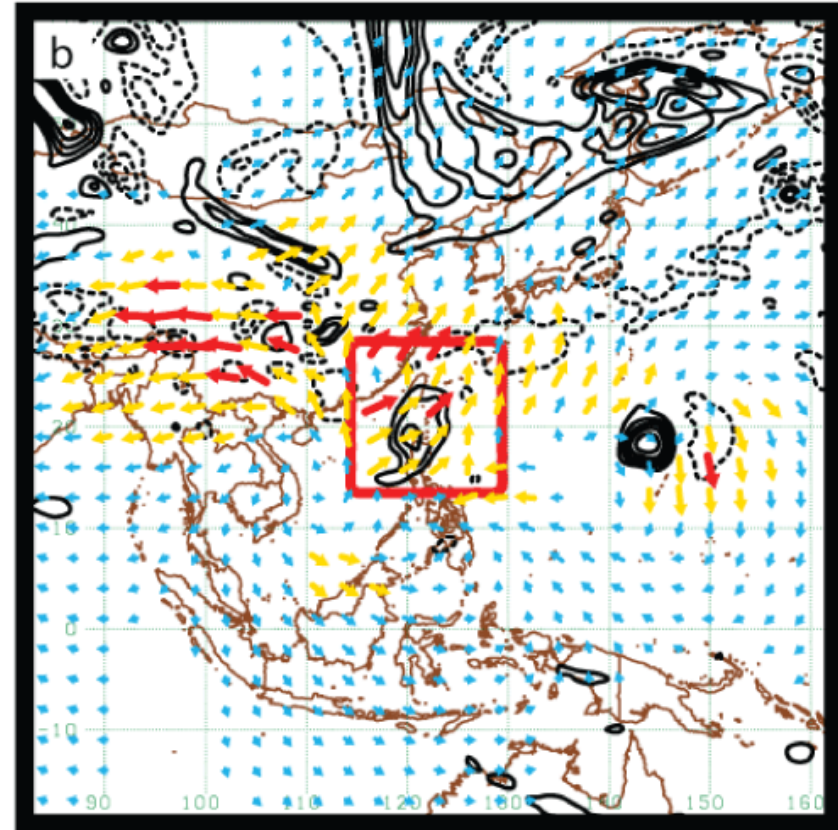
ADSSVの実例

Hoover and Morgan (2011)

台風Choi-Wan (2009)©



台風Parma (2009)©



Vorticity ADSSV at the 0.2740 sigma level© Vorticity ADSSV at the 0.4718 sigma level©