

渦位逆変換法を用いた 台風進路予測誤差分析

岐阜大学工学部社会基盤工学科

附属応用気象研究センター

吉野 純

講演内容

- 渦位逆変換法と部分分解渦位逆変換法
- 台風**1610**号の指向流解析
- 気象庁**GSM**の台風進路予測誤差の分析例
- 課題とまとめ

研究目的

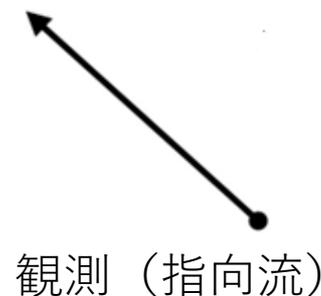
台風を移動させる環境場の流れである「**指向流ベクトル**」を推定

→ **部分分解渦位逆変換法** Davis and Emanuel (1991)

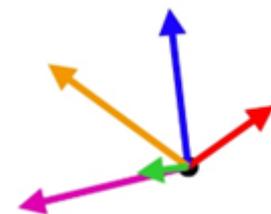
- 渦位の持つ可逆性理を利用する
- 起源の異なる渦位偏差毎に台風の指向流を分析できる？
- 台風進路予報の**誤差要因**を定量化できる？

「北上バイアス」
「スローバイアス」が生じた台風事例を解析

気象庁全球モデルGSMの
「北上バイアス」や「スローバイアス」を伴った
大外し事例の誤差の要因を評価

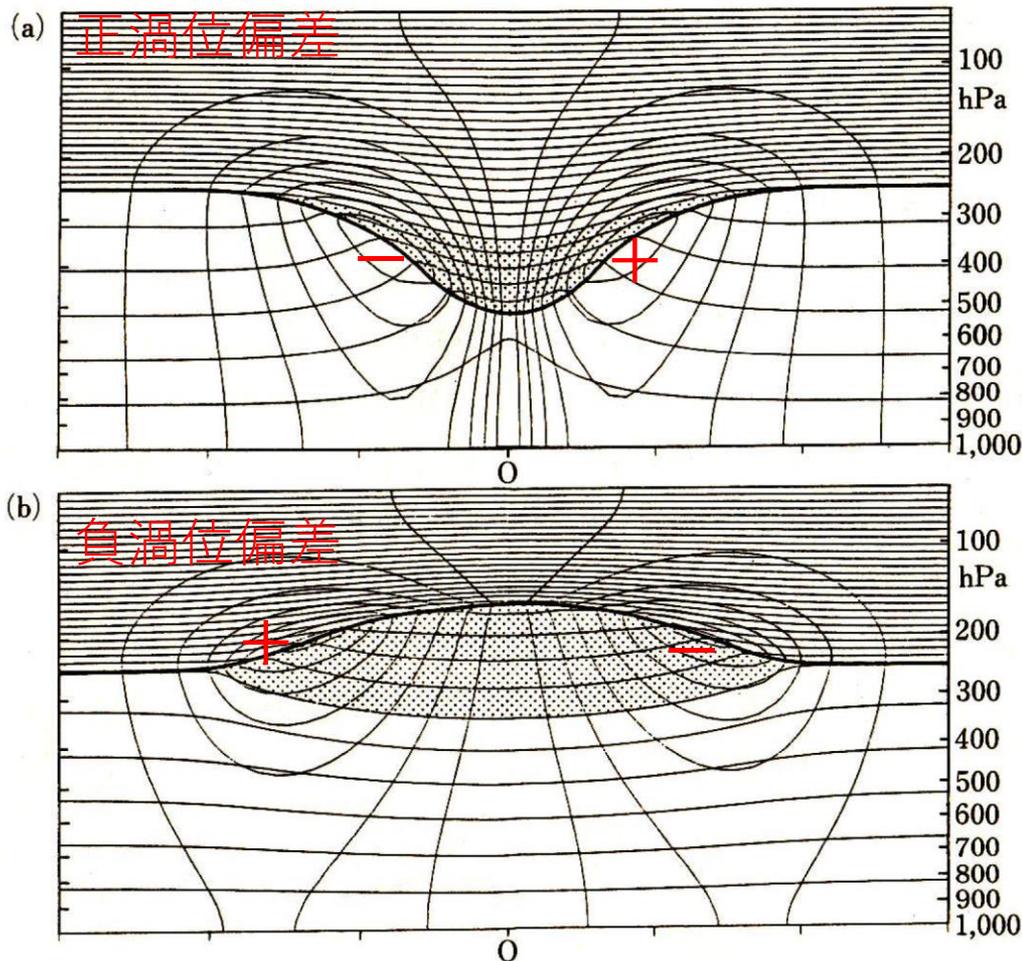


観測（指向流）



推定（指向流）

渦位偏差が励起する流れ



- 対流圏界面付近の**正渦位偏差**は**低気圧性**の偏差を、**負渦位偏差**は**高気圧性**の偏差を生む。
- 渦位偏差から遠く離れた場所であっても、上下左右に広く、地衡風偏差や温位偏差が励起される。
- 電荷と電場の関係に似ている。

対流圏界面付近の軸対称渦位偏差による風と温位の分布 (Hoskins et al. 1985)

エルテル渦位逆変換

- 先の準地衡風渦位逆変換法は、**準地衡風近似の制限**により、ロスビー数 $Ro=U/fL$ の大きな場 (すなわち水平スケールの小さな現象) に対して適用する際には量的な問題が生じる。
- ロスビー数 Ro に依存しない**バランス風近似** (Charney, 1955)を用いた**エルテル渦位逆変換** (EPV inversion) は、その**非線形性**のために解法はより複雑となるが、台風、小低気圧、ポーラーロウといったメソスケールの擾乱にも適用可能になる (Davis and Emanuel, 1991)。

エルテル渦位逆変換

- **エルテル渦位**に対して, 「発散風が小さい」, 「鉛直風速が小さい」, 「静力学平衡を満たす」と仮定すると,

$$q = \frac{g\kappa\pi}{p} \left[(f + \nabla^2\Psi) \frac{\partial^2\Phi}{\partial\pi} - \frac{\partial^2\Psi}{\partial\pi\partial x} \frac{\partial^2\Phi}{\partial\pi\partial x} - \frac{\partial^2\Psi}{\partial\pi\partial y} \frac{\partial^2\Phi}{\partial\pi\partial y} \right] \quad (1)$$

- となる. ここで, 未知数である Ψ はバランズ風流線関数 ($u = -\partial\Psi/\partial y$, $v = \partial\Psi/\partial x$), Φ はジオポテンシャルであり, 絶対渦度ベクトルと温位勾配ベクトルの内積を表現しており, 準地衡風渦位に比べてより定義に近い. 一方, いずれの項も**非線形**であることに注意.

エルテル渦位逆変換

- また、地衡風近似を拡張した**バランス風近似**を導入すると、

$$\nabla^2\Phi = \nabla \cdot f\nabla\Psi + 2 \left[\frac{\partial^2\Psi}{\partial x^2} \frac{\partial^2\Psi}{\partial y^2} - \left(\frac{\partial^2\Psi}{\partial x\partial y} \right)^2 \right] \quad (2)$$

- となり、地衡風近似で仮定する気圧傾度項とコリオリ項のバランスに加えて、慣性項(遠心力)をも加えることで、ロスビー数**Roの大きな流れでも精度が良い**推定が可能になる。ただし、右辺第2項目の括弧内は**非線形**であることに注意。

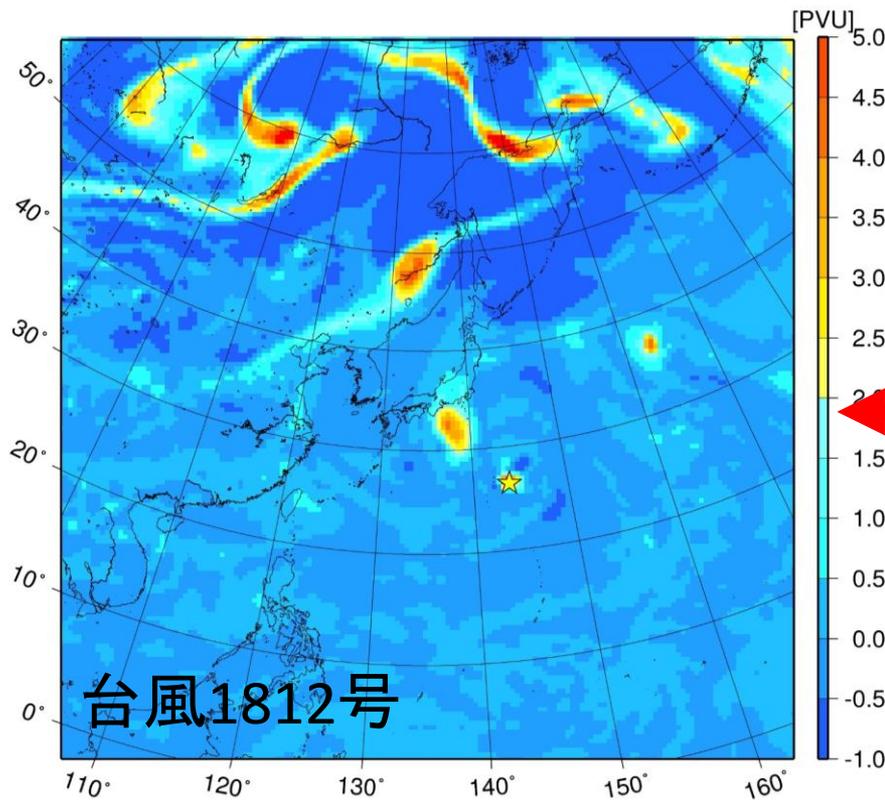
エルテル渦位逆変換

- 式(1)と(2)も楕円型微分方程式であるため、適当な境界条件を設定することで、SOR法などにより未知数である Ψ と Φ を求めることができる。
- 上部・下部境界条件には、静力学平衡と温度風平衡により、

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \pi} = f \frac{\partial \Psi}{\partial \pi} = -\theta \quad (\pi = \pi_B) \quad (3)$$

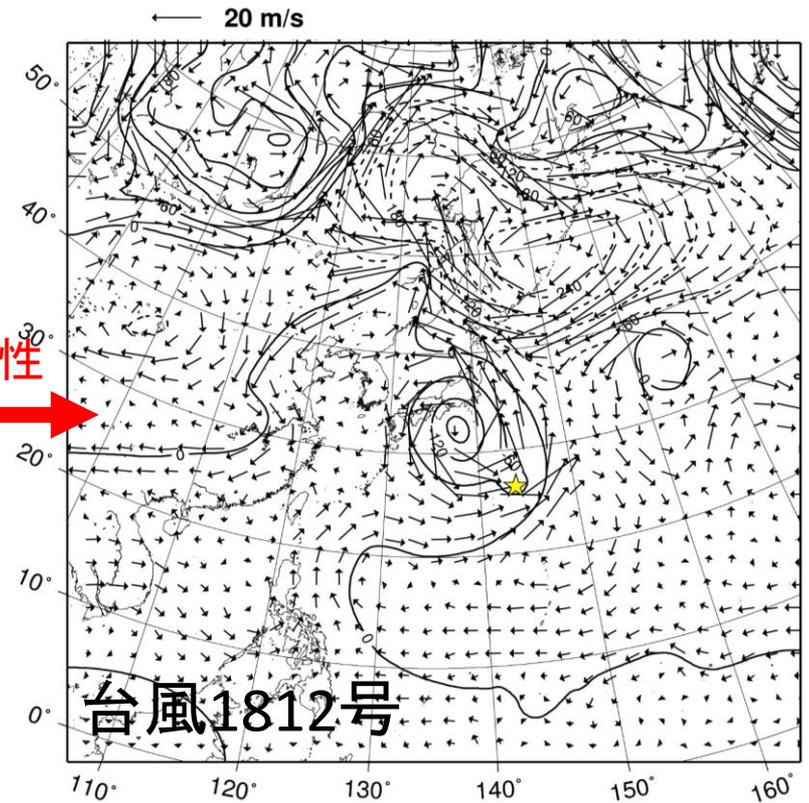
- とする(ノイマン境界)。また、側面境界条件には、観測(客観解析データ等)された Ψ と Φ から直接与える(ディリクレ境界)。

エルテル渦位逆変換



300hPa面
渦位

可逆性



300hPa面
ジオポテンシャル高度と風速ベクトル

様々な起源からなる台風周辺の個々の渦位偏差が作り出す指向流を計算したい. どうしたら良い?

部分分解渦位逆変換

- エルテル渦位の偏差 q_n ($q' = \Sigma q_n$) に対して, Ψ_n と Φ_n を求める場合には, **式(1)と(2)の非線形性のために解の重ね合わせができない**という問題が生じる. そのため, 式(1)と(2)に対して適当な線形化処理が必要となる.
- 線形化には, Davis and Emanuel (1991)の方法を用いる. まず, 議論を簡単にするため, 次のような単純な非線形方程式を線形化する.

$$q(t) = A(t)B(t) \quad (4)$$

部分分解渦位逆変換

- 全渦位偏差 q' に対して,

$$q' = \bar{A}B'(t) + A'(t)\bar{B} + A'(t)B'(t) \quad (5)$$

- となる. 渦位偏差 q' を N 個の渦位に分解すれば,

$$\sum_{n=1}^N q_n = \bar{A} \sum_{n=1}^N B_n + \sum_{n=1}^N A_n \bar{B} + A_1 B_1 + A_1 B_2 + A_2 B_1 + \cdots + A_N B_N \quad (6)$$

- となる. 個々の q_n に対して単一に定義できないが, ここで極端な2つの場合を考える. つまり,

$$q_n = \bar{A}B_n + A_n\bar{B} + A_n(B_1 + B_2 + \cdots + B_N) = \bar{A}B_n + A_n\bar{B} + A_nB' = \bar{A}B_n + A_n(\bar{B} + B') \quad (7)$$

$$q_n = \bar{A}B_n + A_n\bar{B} + B_n(A_1 + A_2 + \cdots + A_N) = \bar{A}B_n + A_n\bar{B} + A'B_n = (\bar{A} + A')B_n + A_n\bar{B} \quad (8)$$

部分分解渦位逆変換

- となる. 式(7)と(8)は線形化されているため, これらの極端な2つの間の平均を取ることで,

$$q_n = \left(\bar{A} + \frac{1}{2} A' \right) B_n + \left(\bar{B} + \frac{1}{2} B' \right) A_n = A_* B_n + B_* A_n \quad (9)$$

- となる. これを式(1)に適用すると, **線形化されたエルテル渦位の式**が得られ,

$$q_n = \frac{g\kappa\pi}{p} \left[\left(f + \nabla^2 \Psi_* \right) \frac{\partial^2 \Phi_n}{\partial \pi^2} + \frac{\partial^2 \Phi_*}{\partial \pi^2} \nabla^2 \Psi_n \right. \\ \left. - \left(\frac{\partial^2 \Psi_*}{\partial \pi \partial x} \frac{\partial^2 \Phi_n}{\partial \pi \partial x} + \frac{\partial^2 \Phi_*}{\partial \pi \partial x} \frac{\partial^2 \Psi_n}{\partial \pi \partial x} \right) \right. \\ \left. - \left(\frac{\partial^2 \Psi_*}{\partial \pi \partial y} \frac{\partial^2 \Phi_n}{\partial \pi \partial y} + \frac{\partial^2 \Phi_*}{\partial \pi \partial y} \frac{\partial^2 \Psi_n}{\partial \pi \partial y} \right) \right] \quad (10)$$

部分分解渦位逆変換

- また、線形化のルールを式(2)に適用すると、**線形化されたバランス風の式**が得られ、

$$\nabla^2 \Phi_n = \nabla \cdot f \nabla \Psi_n + 2 \left[\frac{\partial^2 \Psi_*}{\partial x^2} \frac{\partial^2 \Psi_n}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \Psi_*}{\partial y^2} \frac{\partial^2 \Psi_n}{\partial x^2} - 2 \frac{\partial^2 \Psi_*}{\partial x \partial y} \frac{\partial^2 \Psi_n}{\partial x \partial y} \right] \quad (11)$$

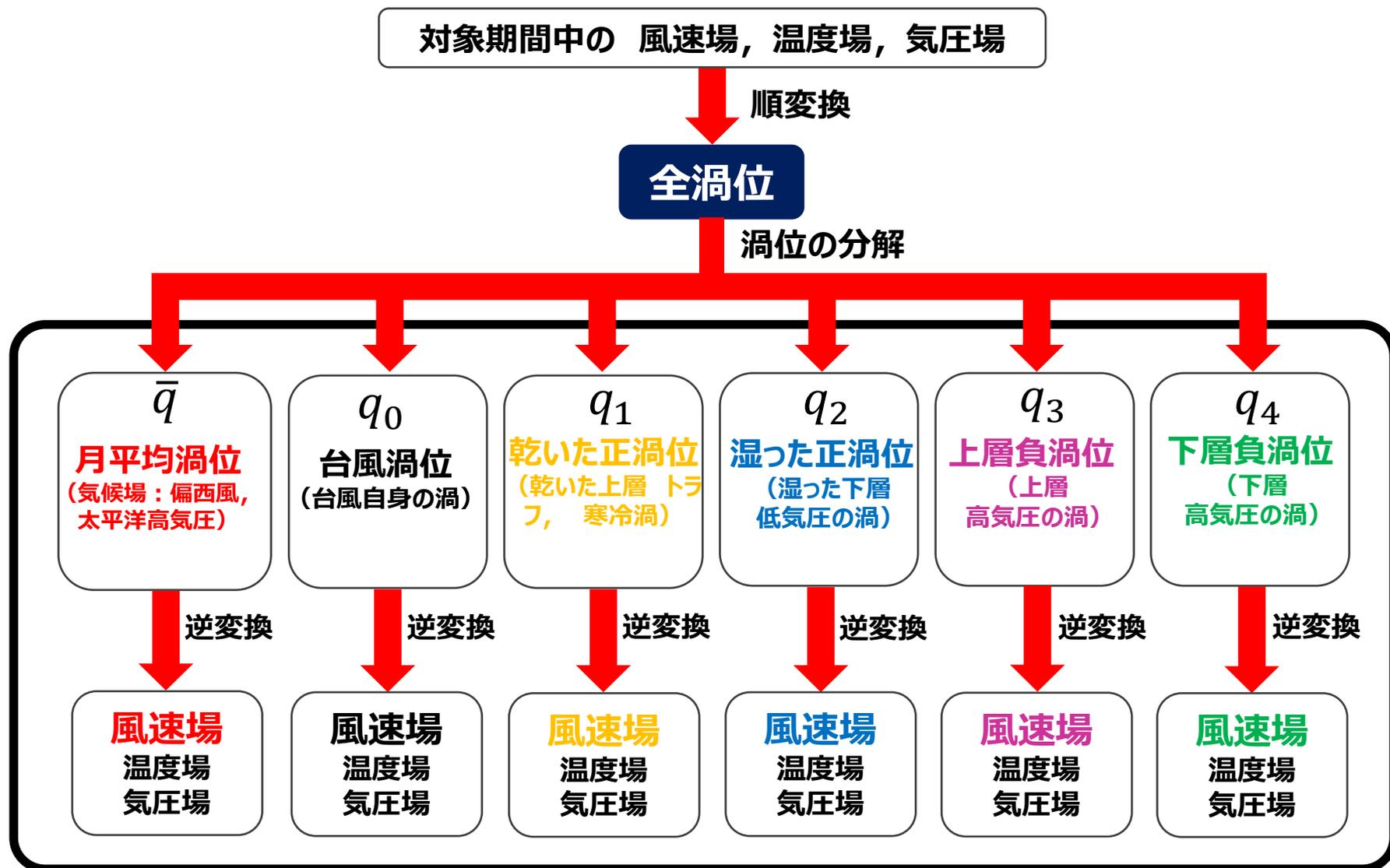
- となる。上部・下部境界条件には、同じく

$$\frac{\partial \Phi_n}{\partial \pi} = f \frac{\partial \Psi_n}{\partial \pi} = -\theta_n \quad (\pi = \pi_B) \quad (12)$$

- として、側面境界条件には勾配0のノイマン境界とする。

部分分解渦位逆変換法

吉野ら(2017)



渦位の起源ごとに3次元的に天気図の分解が可能

部分分解渦位逆変換法

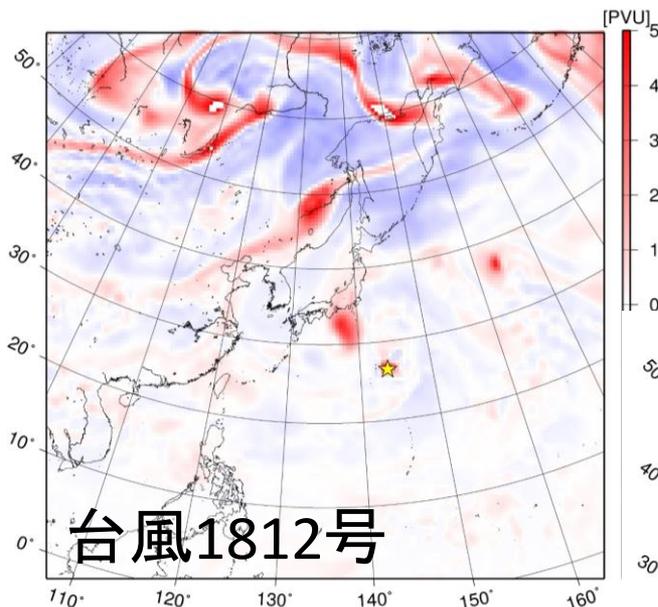
吉野ら(2017)

渦位	定義
月平均渦位 $\bar{q}, \bar{\theta}$	Mean Potential Vorticity 1ヶ月平均(2016年8月)の平均渦位 $q = \bar{q}$ 1ヶ月平均(2016年8月)の平均温位 $\theta = \bar{\theta}$
台風渦位 q_0, θ_0	Positive Potential Vorticity anomalies in a Typhoon 台風10号の半径350km以内の相対湿度30%以上の正渦位偏差 $q_0 = q'$ 台風10号の半径350km以内の下部境界1000hPaの正温位偏差 $\theta_0 = \theta'$ 上記以外の場所では, $q_0 = 0$ [PVU]もしくは $\theta_0 = 0$ [K]とする
乾いた正渦位 q_1, θ_1	Positive Potential Vorticity anomalies in Upper-atmosphere 相対湿度30%以下の正渦位偏差 $q_1 = q'$ 上部境界70hPaの正温位偏差 $\theta_1 = \theta'$ 上記以外の場所では, $q_1 = 0$ [PVU]もしくは $\theta_1 = 0$ [K]とする
湿った正渦位 q_2, θ_2	Positive Potential Vorticity anomalies in Lower-atmosphere 台風10号の半径350km以遠の相対湿度30%以上の正渦位偏差 $q_2 = q'$ 台風10号の半径350km以遠の下部境界1000hPaの正温位偏差 $\theta_2 = \theta'$ 上記以外の場所では, $q_2 = 0$ [PVU]もしくは $\theta_2 = 0$ [K]とする
上層負渦位 q_3, θ_3	Negative Potential Vorticity anomalies in Upper-atmosphere 300hPa面より上層の負渦位偏差 $q_3 = q'$ 上部境界70hPaの負温位偏差 $\theta_3 = \theta'$ 上記以外の場所では, $q_3 = 0$ [PVU]もしくは $\theta_3 = 0$ [K]とする
下層負渦位 q_4, θ_4	Negative Potential Vorticity anomalies in Lower-atmosphere 400hPa面より下層の負渦位偏差 $q_4 = q'$ 下部境界1000hPaの負温位偏差 $\theta_4 = \theta'$ 上記以外の場所では, $q_4 = 0$ [PVU]もしくは $\theta_4 = 0$ [K]とする

部分分解渦位逆変換法

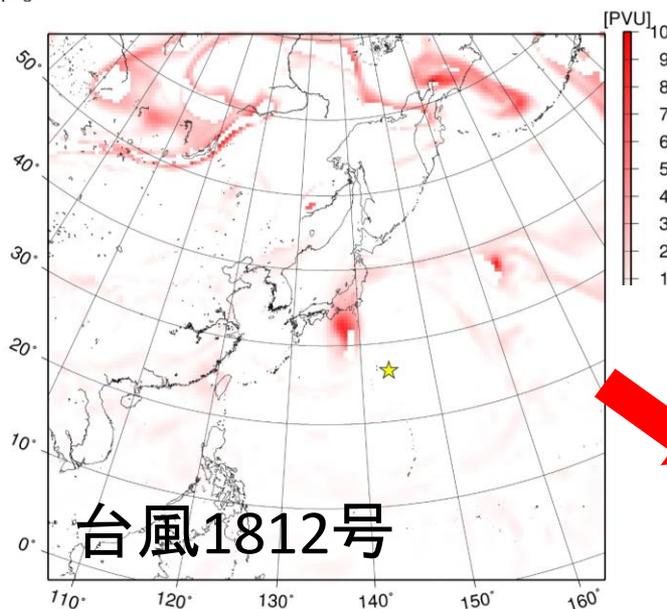
吉野ら(2017)

台風渦位以外の渦位偏差がつくる
風速ベクトルから台風の指向流を計算



台風1812号

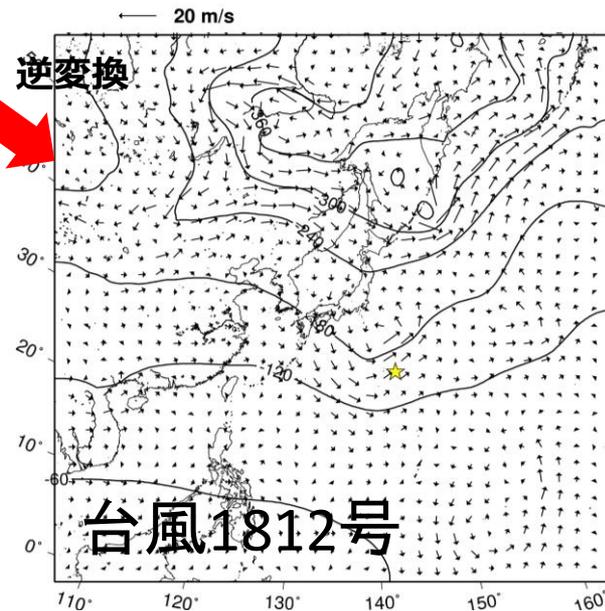
渦位偏差 (250hPa面)



台風1812号

湿った正渦位
(250hPa面)

湿った正渦位が作る
ジオポテンシャル
風速ベクトル (850hPa面)



台風1812号

部分分解渦位逆変換法

吉野ら(2017)

●使用したデータ:

事例: 台風1610号(統計開始以来初となる東北地方太平洋側に上陸した台風)

データ: NCEP全球客観解析データ Final Analyses FNL

期間: 2016年8月17日0時UTC (9時JST) ~ 同30日18時UTC (翌3時JST)

水平解像度: $1^\circ \times 1^\circ$ 格子を50km \times 50km格子(ランベルト図法)に水平内挿

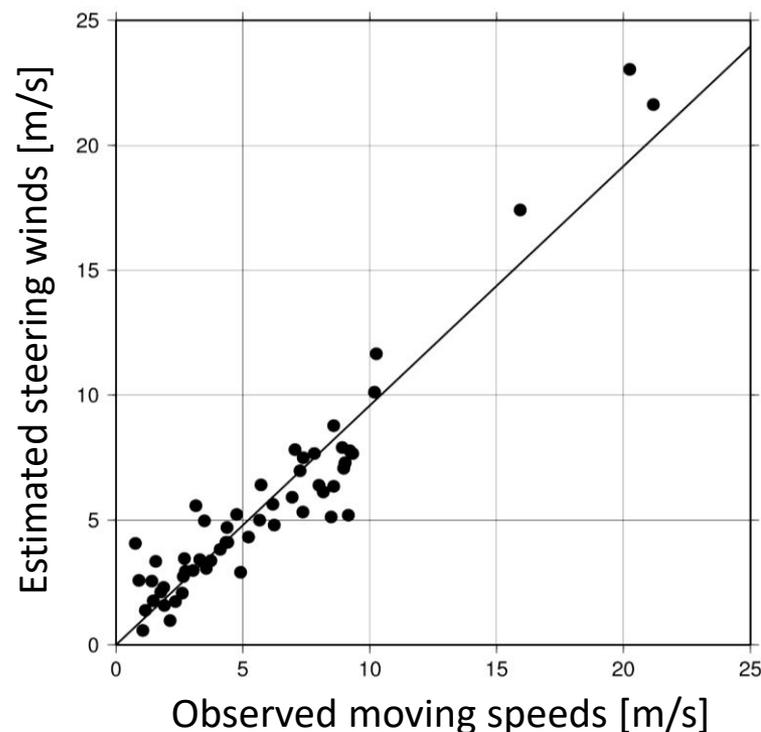
鉛直解像度: 1000, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70 hPaの計12層

●渦位偏差毎の指向流ベクトルの計算:

指向流ベクトル: 台風渦位 q_0 が励起する
流線関数 Ψ_0 の大きさを鉛直方向に荷重
平均をとった風速ベクトルで定義.

$$\text{指向流 } x\text{成分 } U_n = \frac{\int \Psi_0(p) \cdot u_n(p) dp}{\int \Psi_0(p) dp},$$

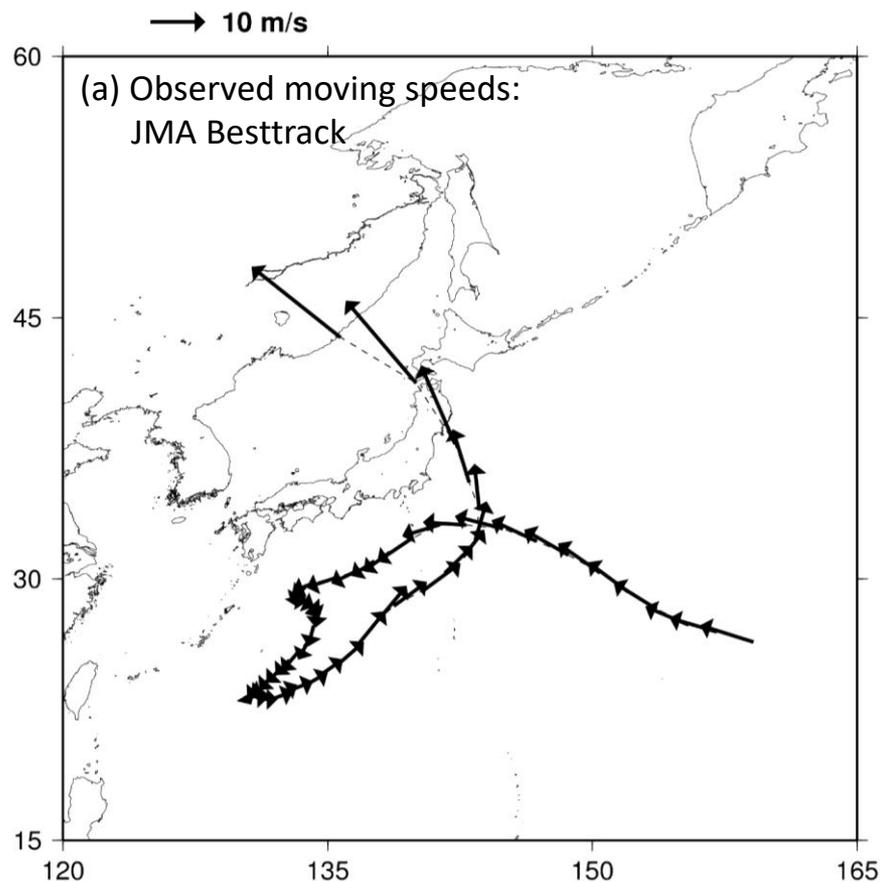
$$\text{指向流 } y\text{成分 } V_n = \frac{\int \Psi_0(p) \cdot v_n(p) dp}{\int \Psi_0(p) dp}$$



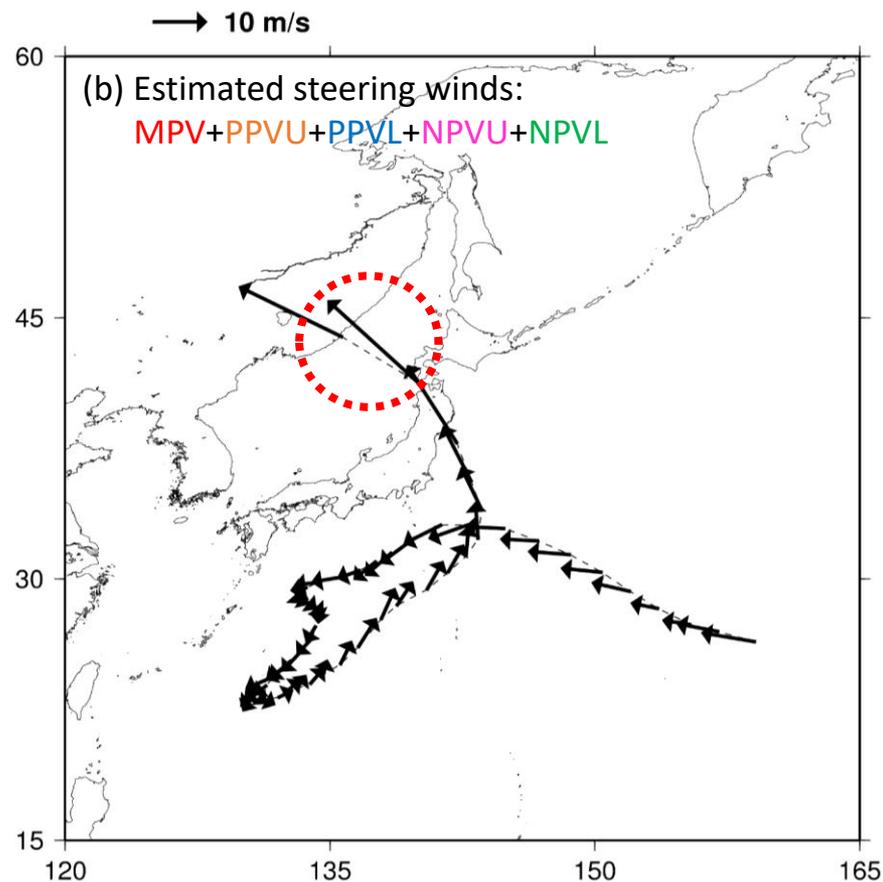
部分分解渦位逆変換法

吉野ら(2017)

観測された台風移動ベクトル



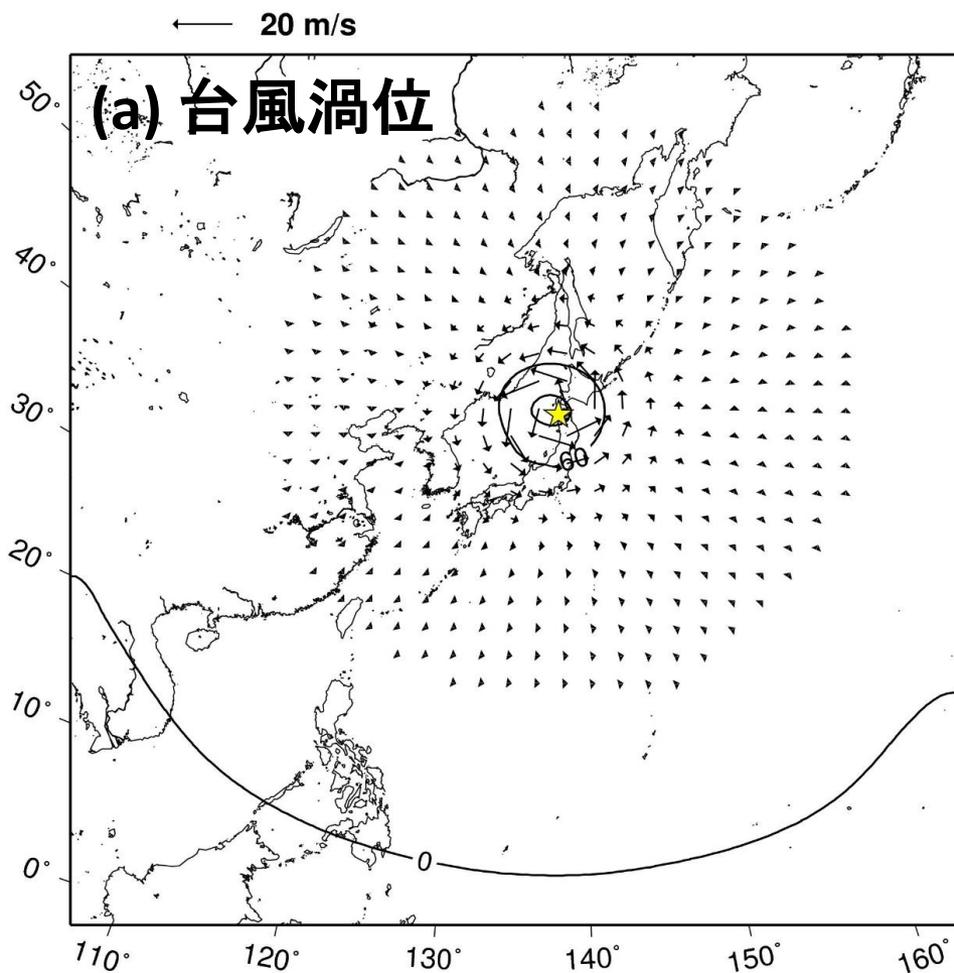
推定された指向流ベクトル



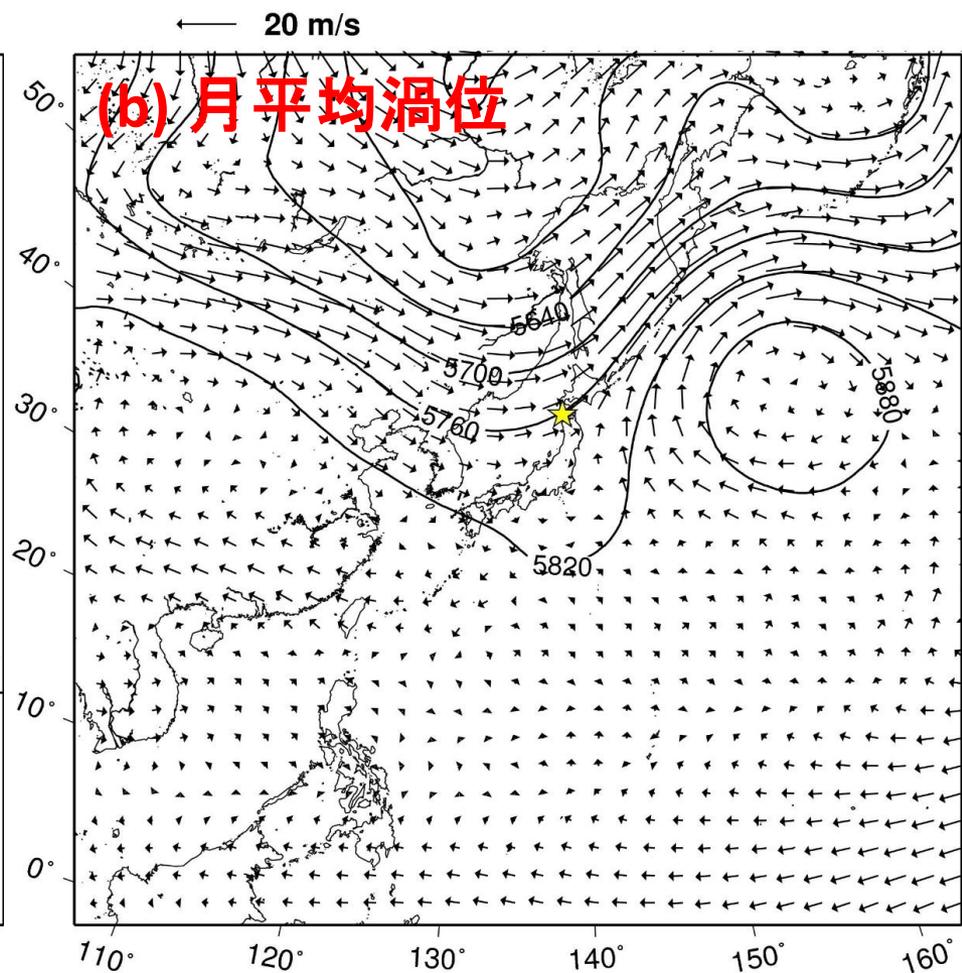
実際の台風1610号の移動ベクトルと推定された指向流ベクトルはよく一致しているように見える。

部分分解渦位逆変換法

吉野ら(2017)



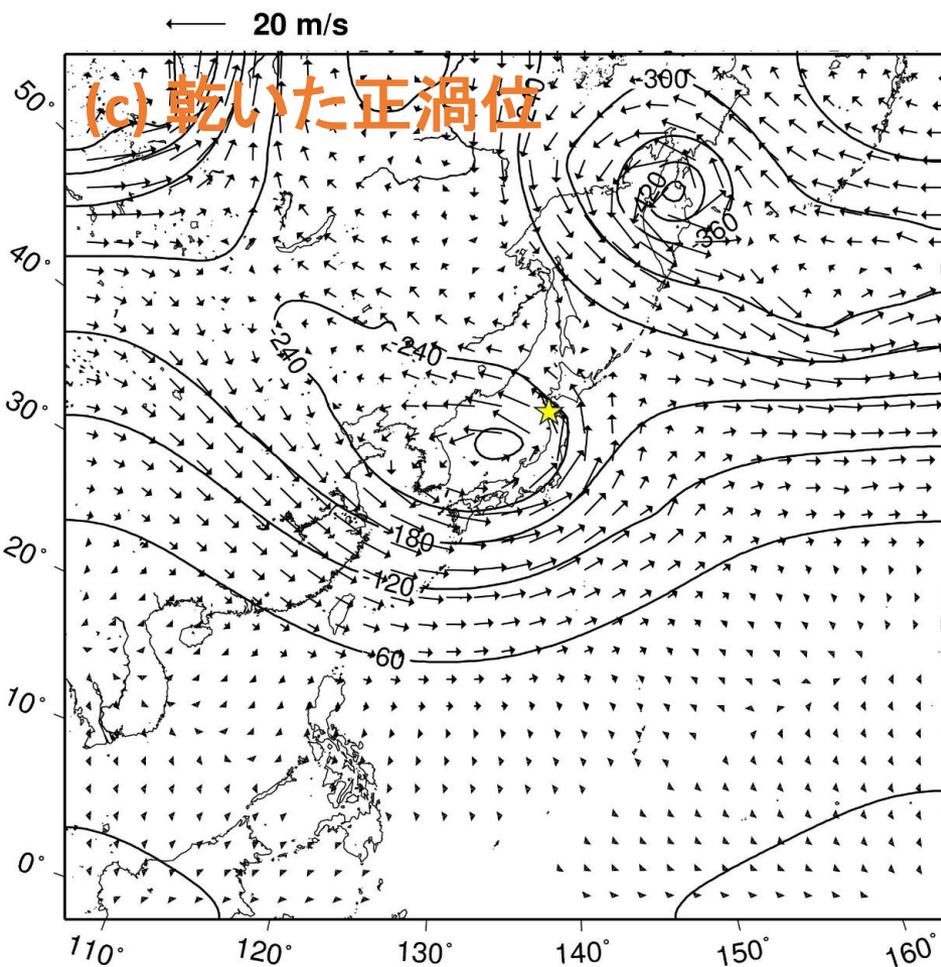
台風渦位偏差(台風1610号の渦)



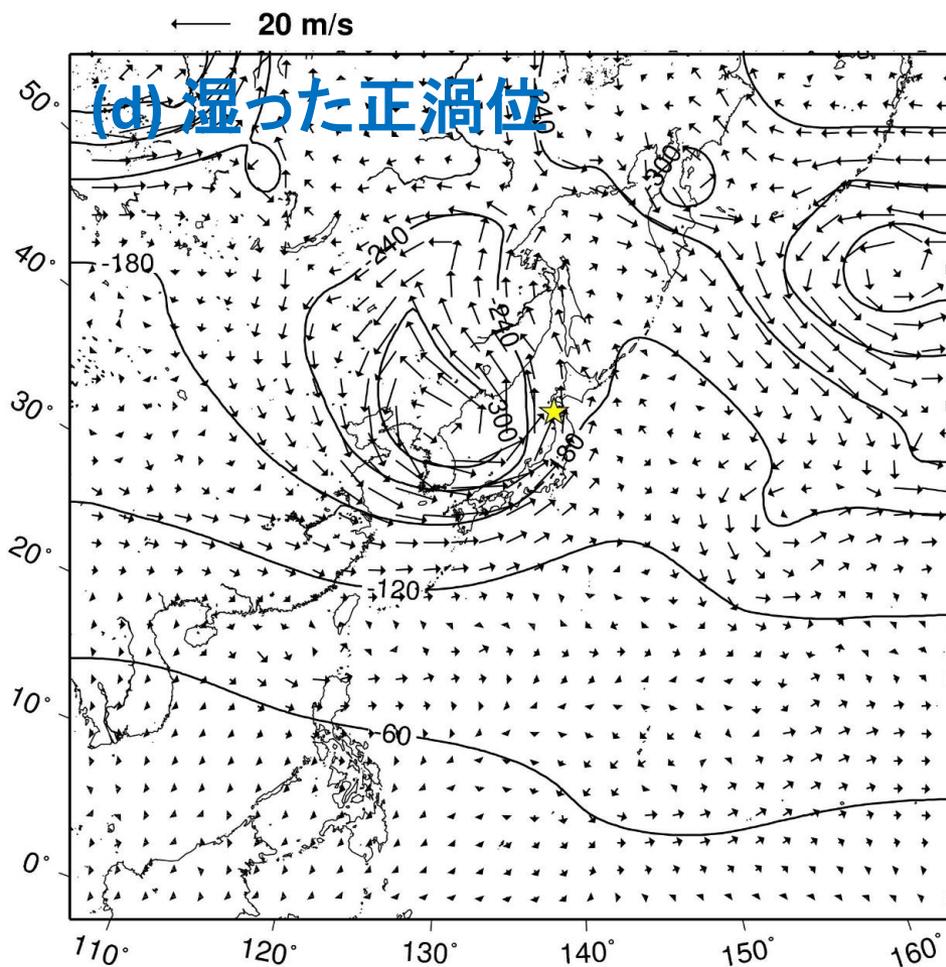
月平均渦位(太平洋高気圧, 偏西風など)

部分分解渦位逆変換法

吉野ら(2017)



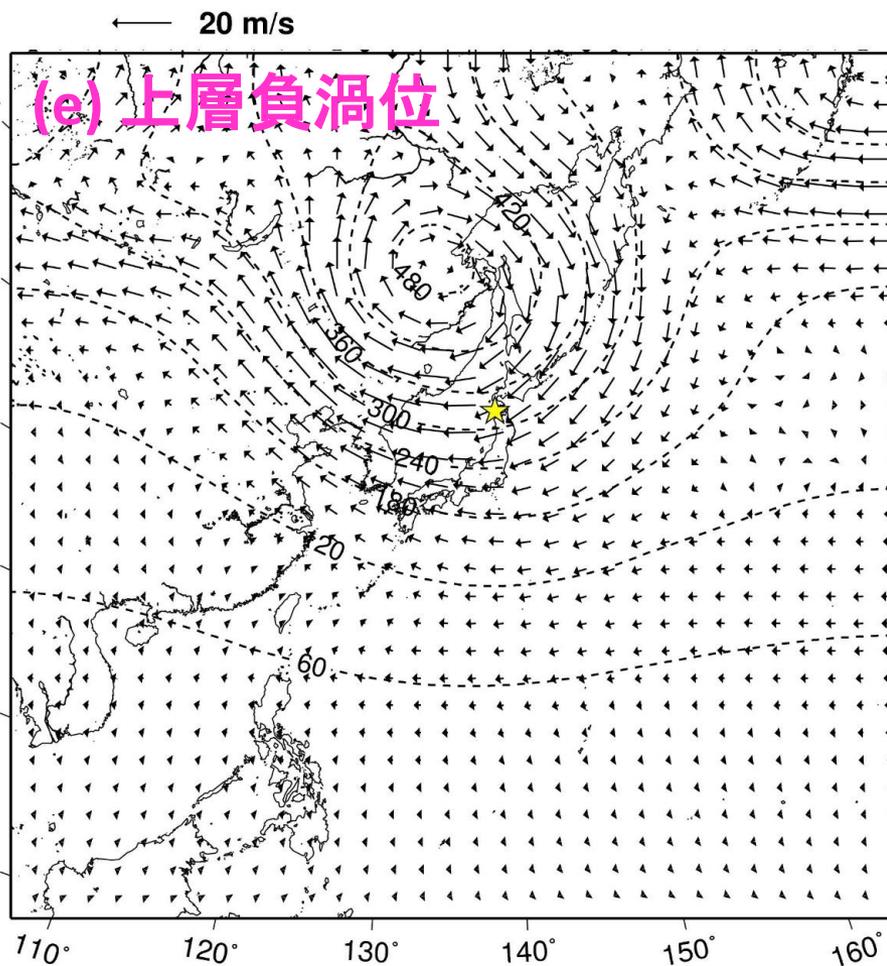
上層正渦位(トラフ, 上層低気圧)



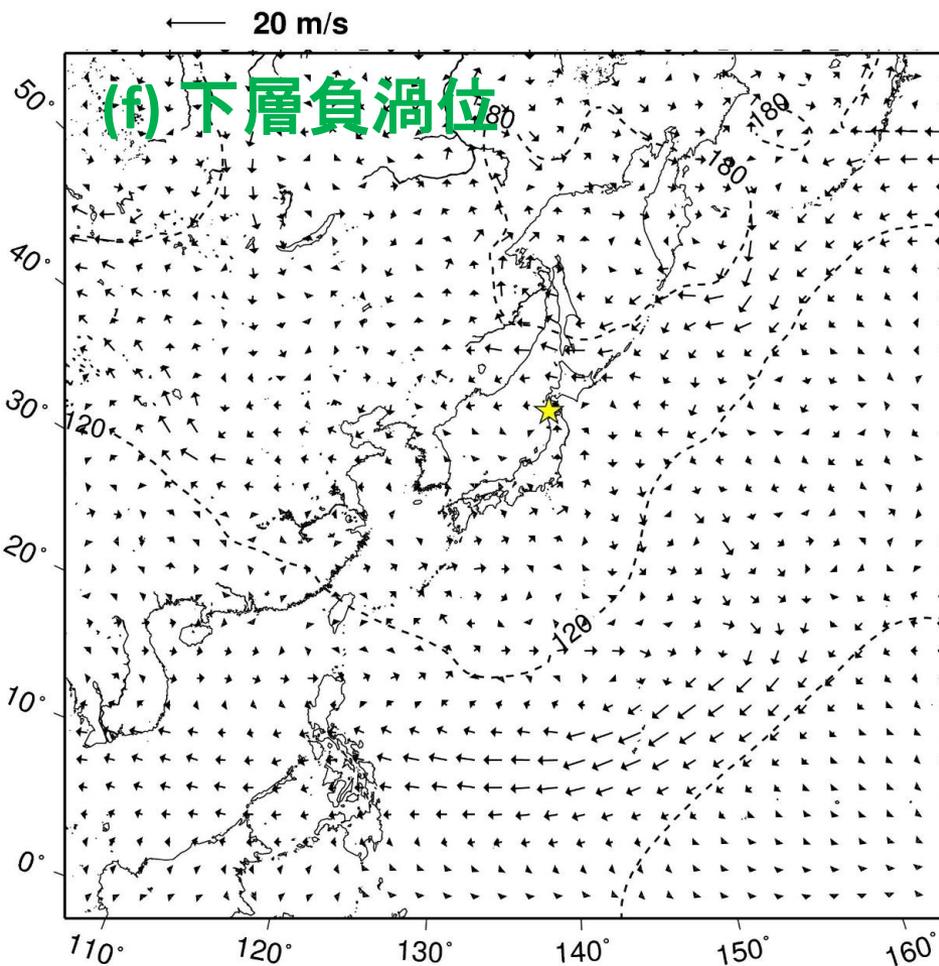
下層正渦位(積乱雲活動, 下層低気圧)

部分分解渦位逆変換法

吉野ら(2017)



上層負渦位(リッジ, 上層高気圧)



下層負渦位(寒冷高気圧, 下層高気圧)

8月30日15時

乾いた正渦位

上層負渦位

台風渦位

湿った正渦位

吉野ら(2017)

(a)

20.2 m/s : 観測

(b)

23.0 m/s : 推定

(c)

湿った正渦位
9.4m/s

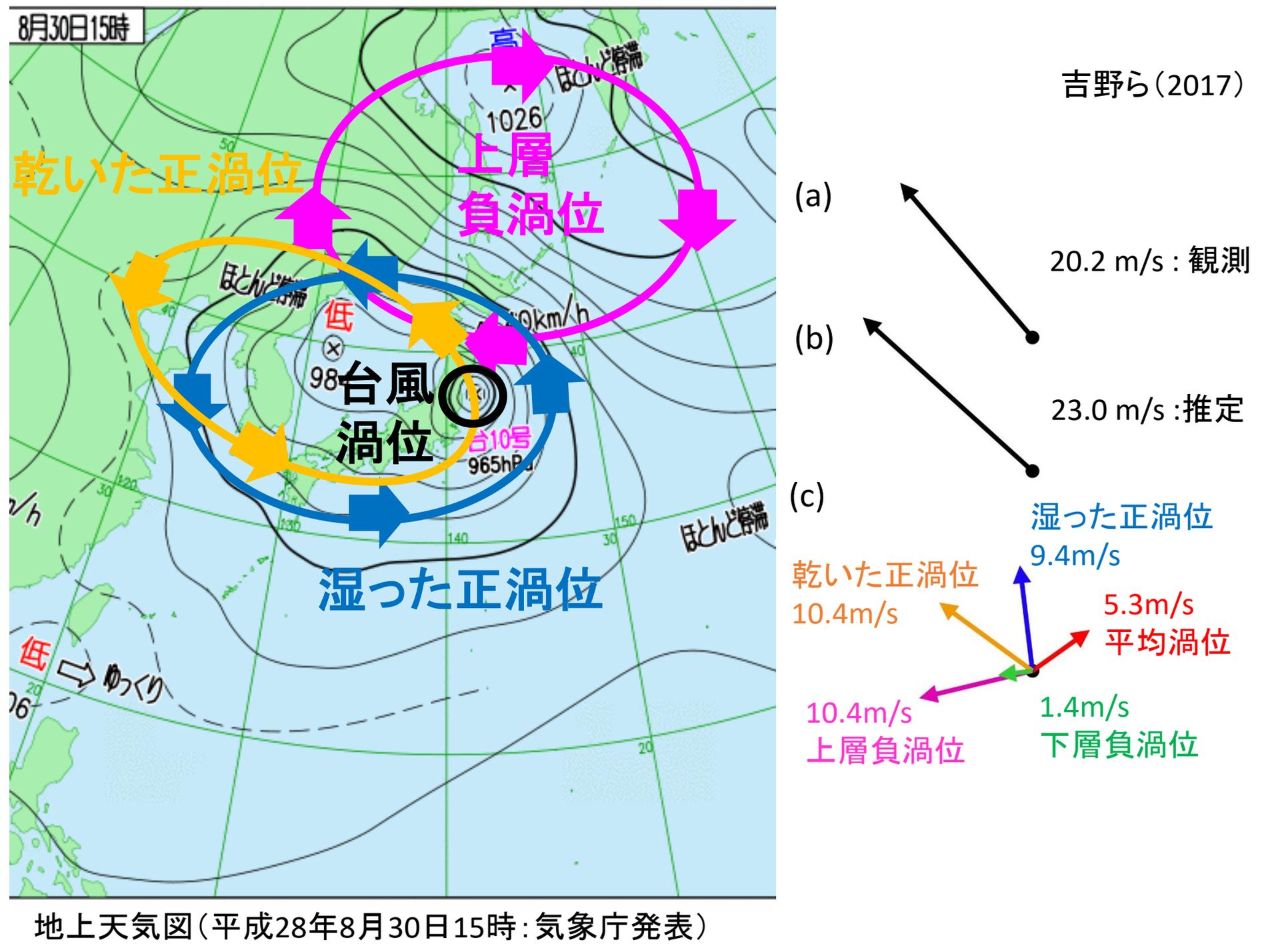
乾いた正渦位
10.4m/s

5.3m/s
平均渦位

10.4m/s
上層負渦位

1.4m/s
下層負渦位

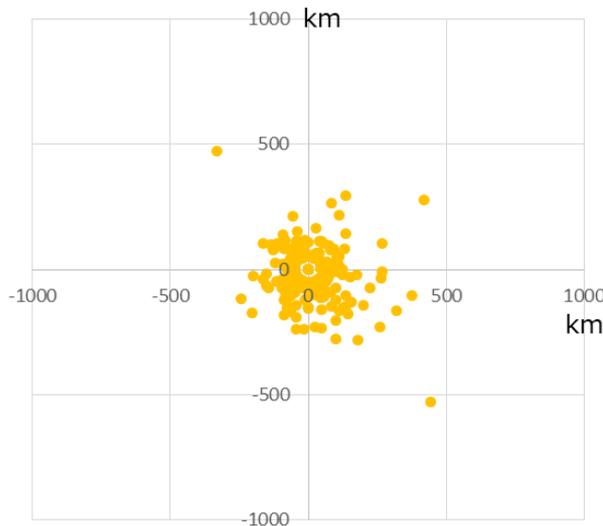
地上天気図(平成28年8月30日15時: 気象庁発表)



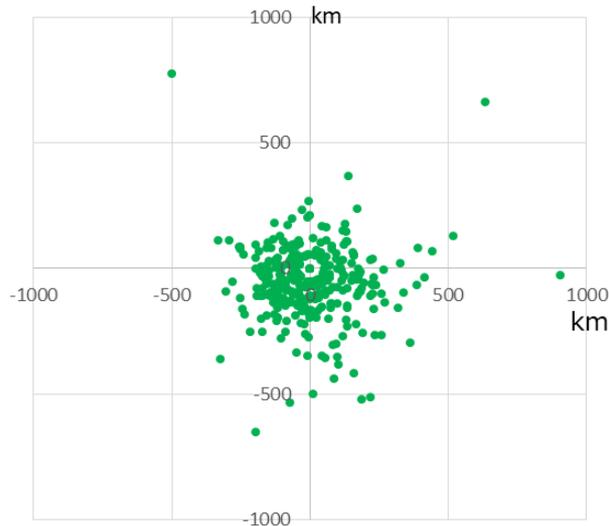
気象庁GSMの台風進路予測誤差

気象庁GSMの2016年全台風の24・48・72時間予報における 台風の実際進路に対する相対的な進路予報誤差の分布図

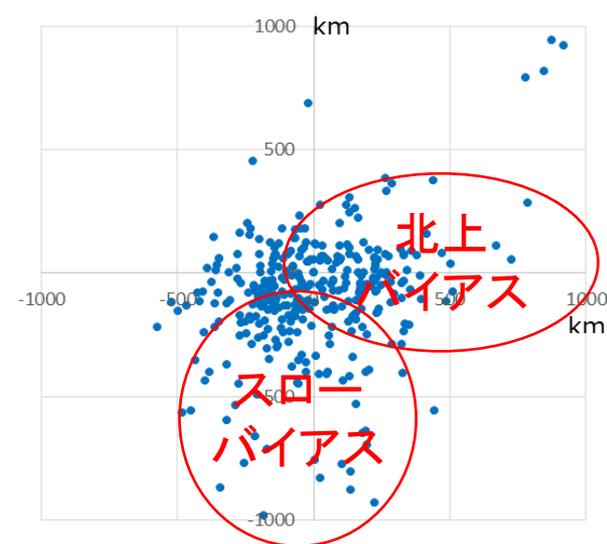
24 時間予報誤差 (2016)



48 時間予報誤差 (2016)



72 時間予報誤差 (2016)



●使用したデータ:

事例: 2016年全台風

データ: 気象庁全球モデルGSM

期間: (解析) 2016年1月1日00時～12月31日18時UTC (00, 06, 12, 18UTC)

(予報) 0～132時間 (00, 06, 12, 18UTC)

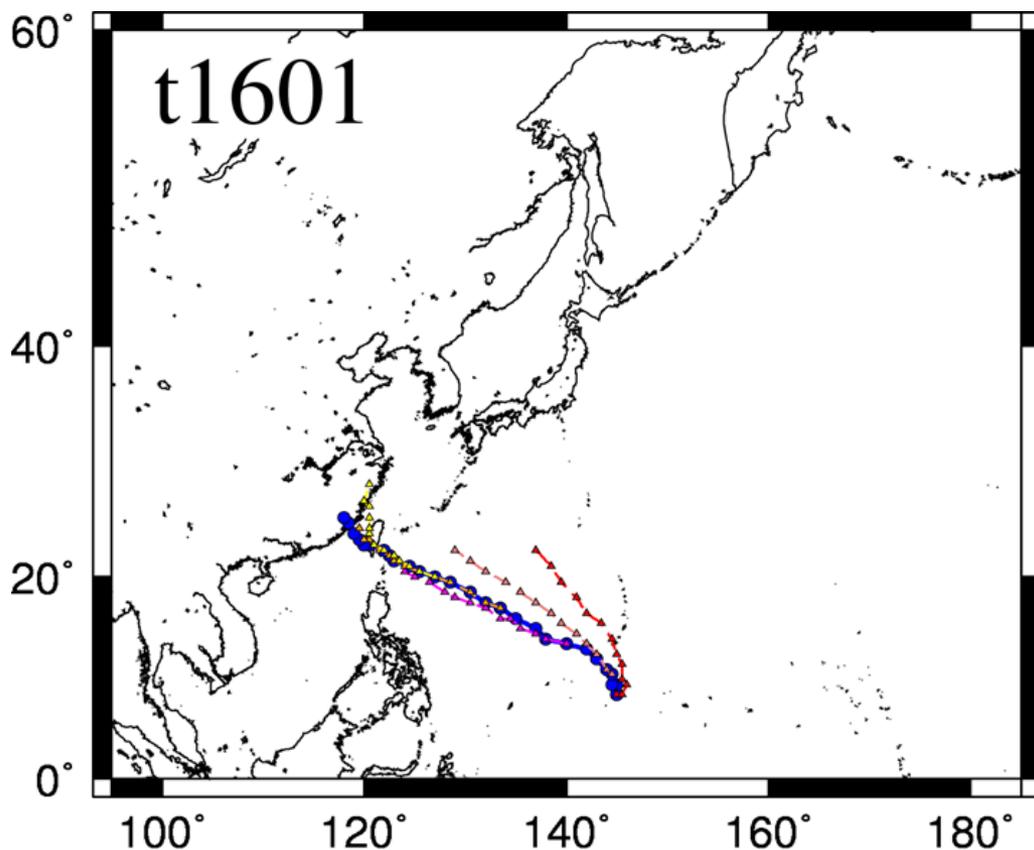
水平解像度: $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 格子を50km \times 50km格子(ランベルト図法)に水平内挿

鉛直解像度: 1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100hPaの計12層

予報誤差が拡大している時間帯を対象に解析値と予報値の指向流ベクトルの違いを見る

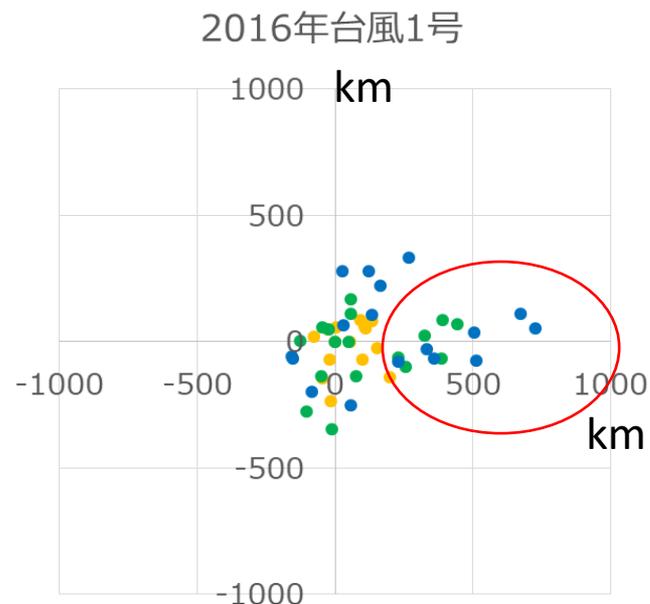
北上バイアスの要因

北上バイアス解析事例：2016年台風1号



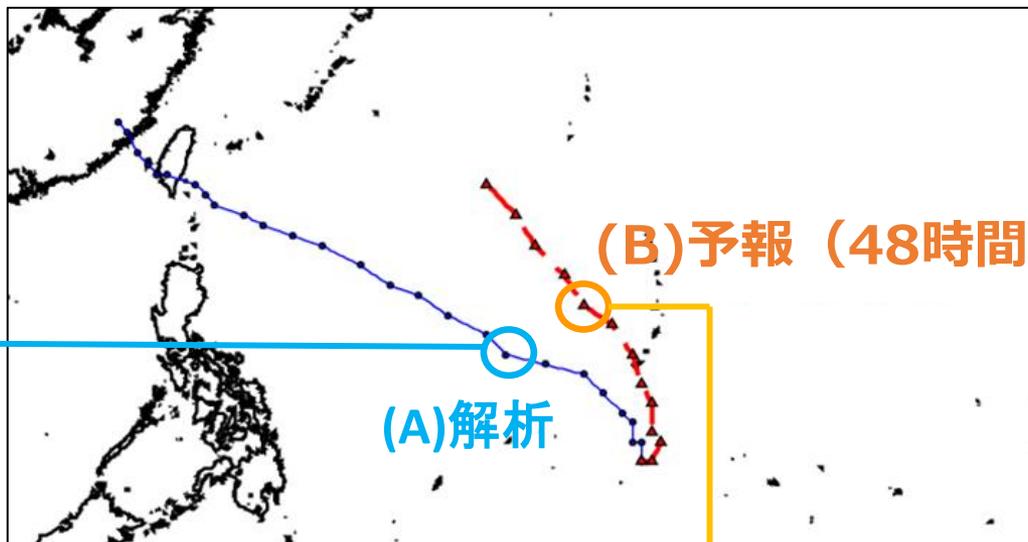
青線 ⇒ 台風1号の実際の進路
その他の線 ⇒ 1日ごとの3日予報

北上バイアスが顕著に表れている
この予報を解析



縦軸：台風の進行方向の誤差
横軸：台風の進行方向に直行する方向の誤差

北上バイアスの要因

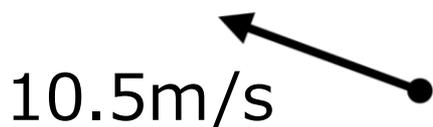


(B)予報 (48時間後)

(A)解析

(A)解析値

(a1)全指向流ベクトル



(a2)部分的指向流ベクトル

湿った正渦位
2.4m/s



部分分解

(B)予報値

(b1)全指向流ベクトル



(b2)部分的指向流ベクトル

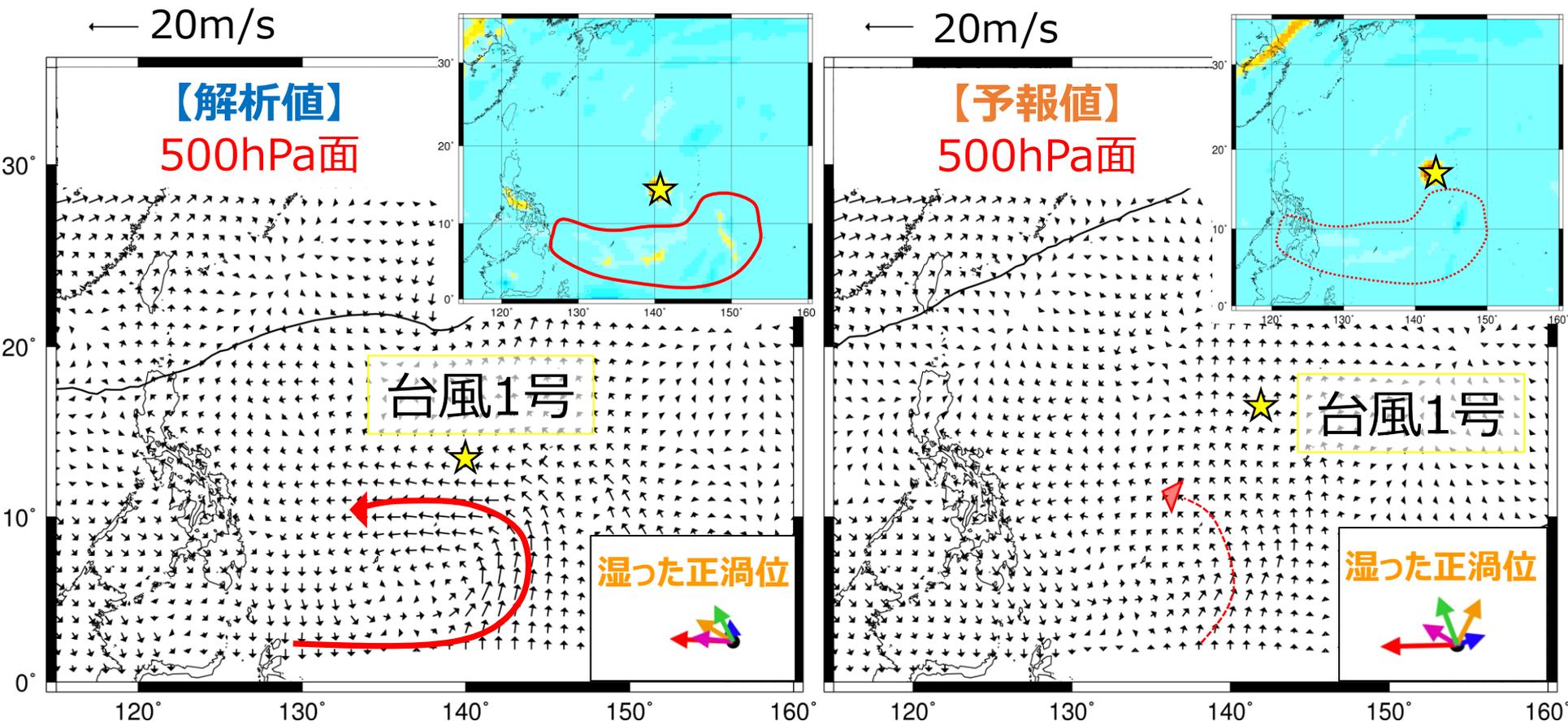
湿った正渦位
3.0m/s



部分分解

北上バイアスの要因

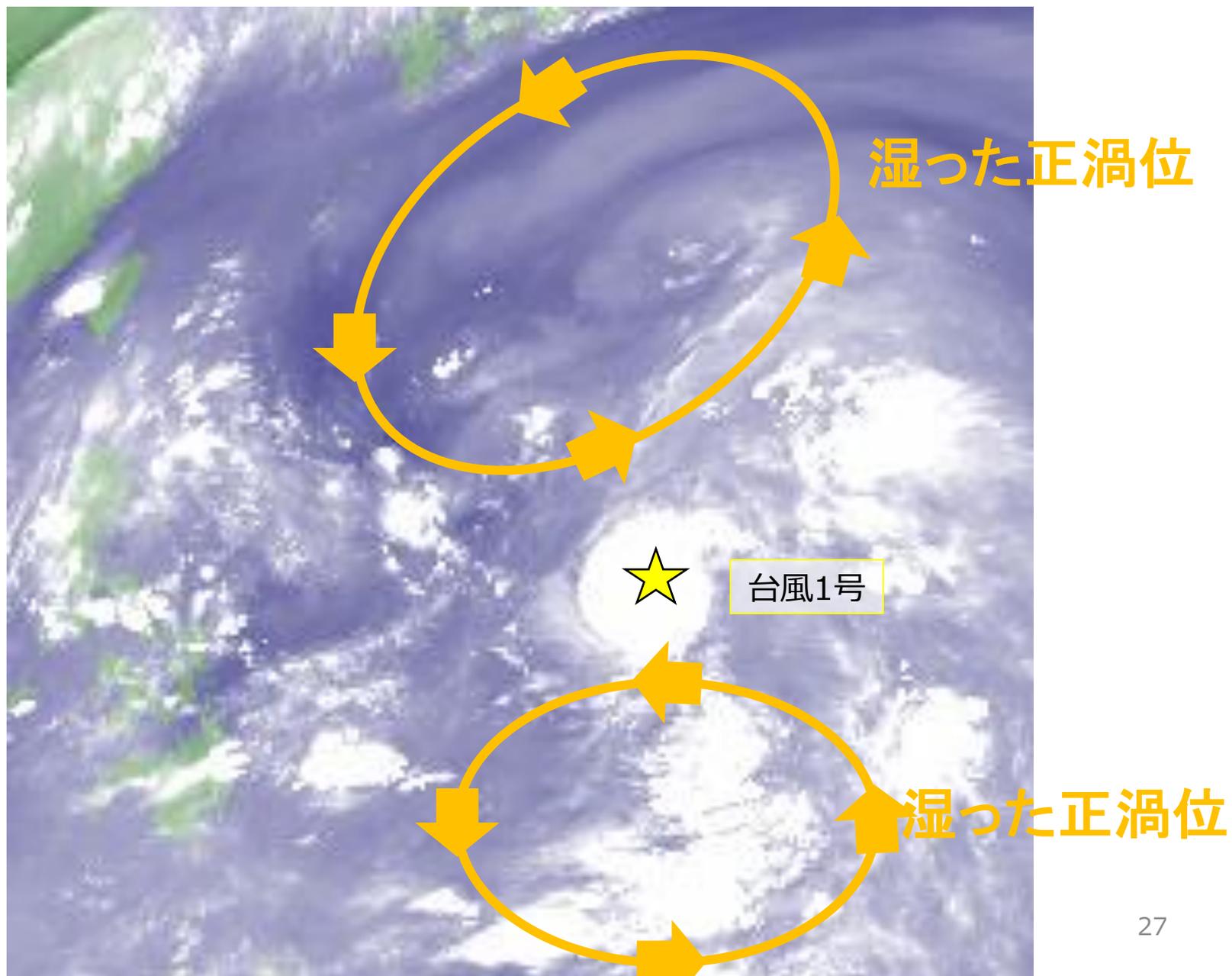
湿った正渦位（下層起源の湿った低気圧）が作る天気図



台風の南側の発達段階の湿った正渦位の予報が上手くできなかった

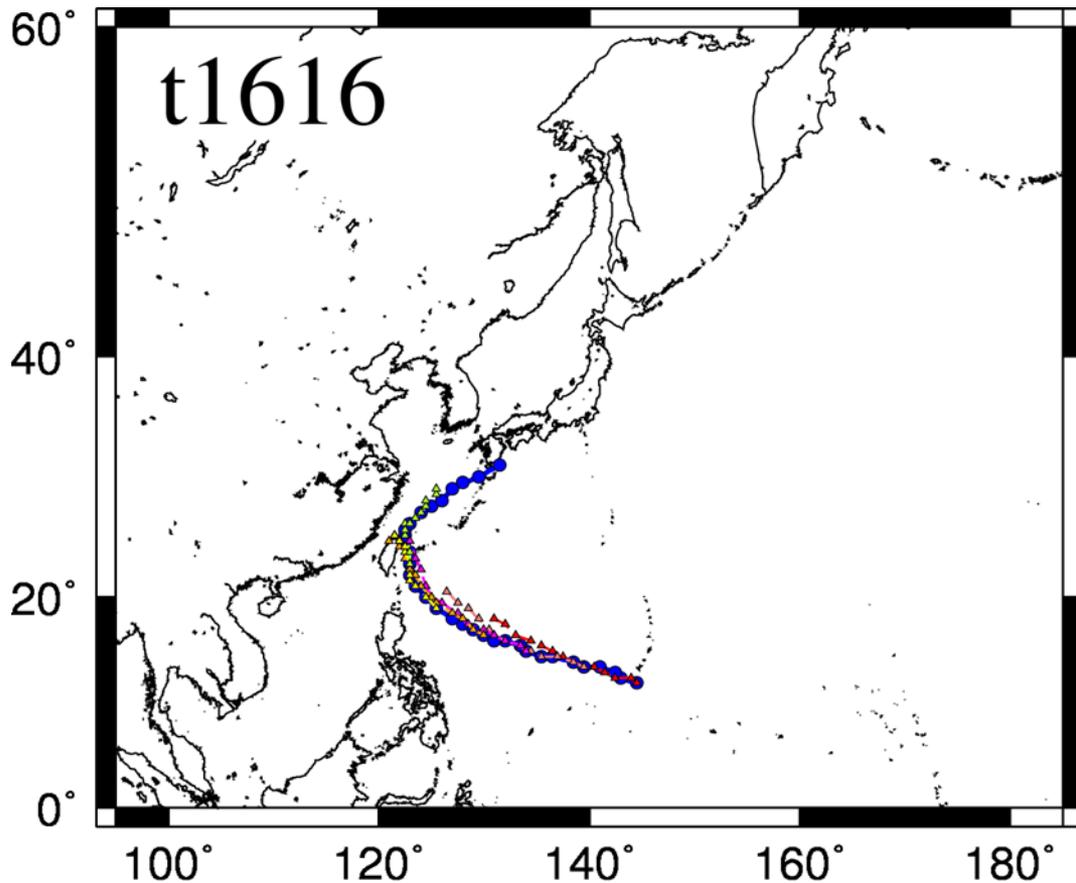
⇒ 西へ動かす指向流が弱まり，北上してしまった 26

北上バイアスの要因



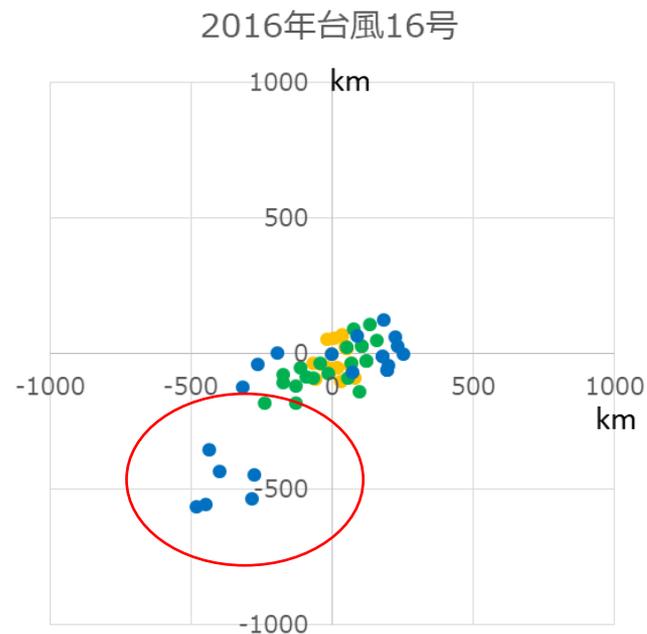
スローバイアスの要因

スローバイアス解析事例：2016年台風16号



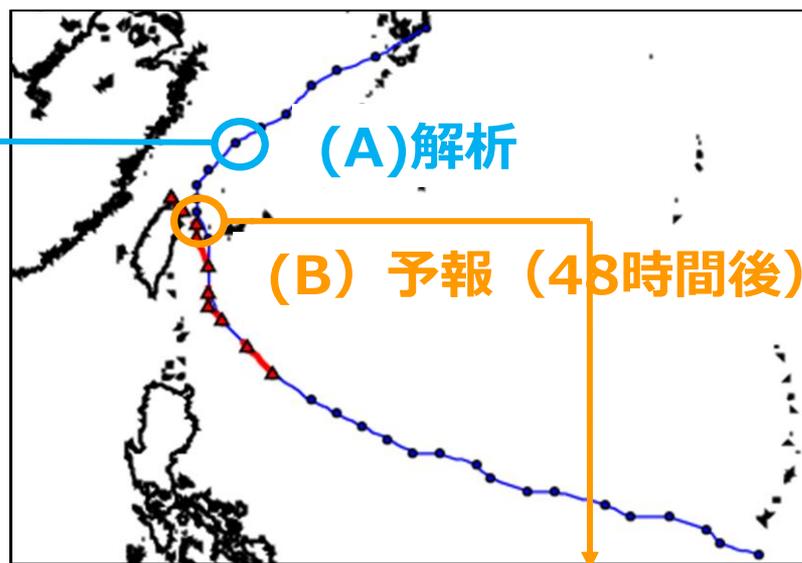
青線 ⇒ 台風16号の実際の進路
その他の線 ⇒ 1日ごとの3日予報

スローバイアスが顕著に表れている
この予報を解析



縦軸：台風の進行方向の誤差
横軸：台風の進行方向に直行する方向の誤差

スローバイアスの要因



(A) 解析値

(a1) 全指向流ベクトル



(a2) 部分分解指向流ベクトル



部分分解

(B) 予報値

(b1) 全指向流ベクトル



(b2) 部分分解指向流ベクトル



部分分解

スローバイアスの要因

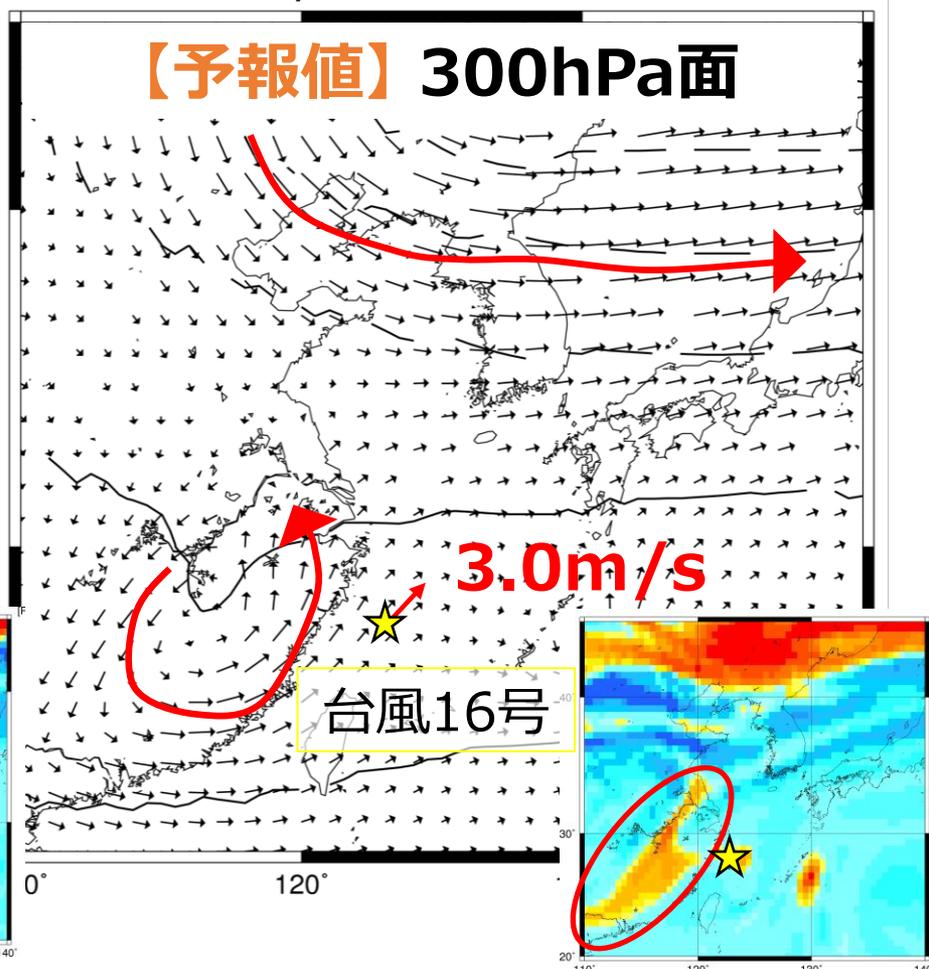
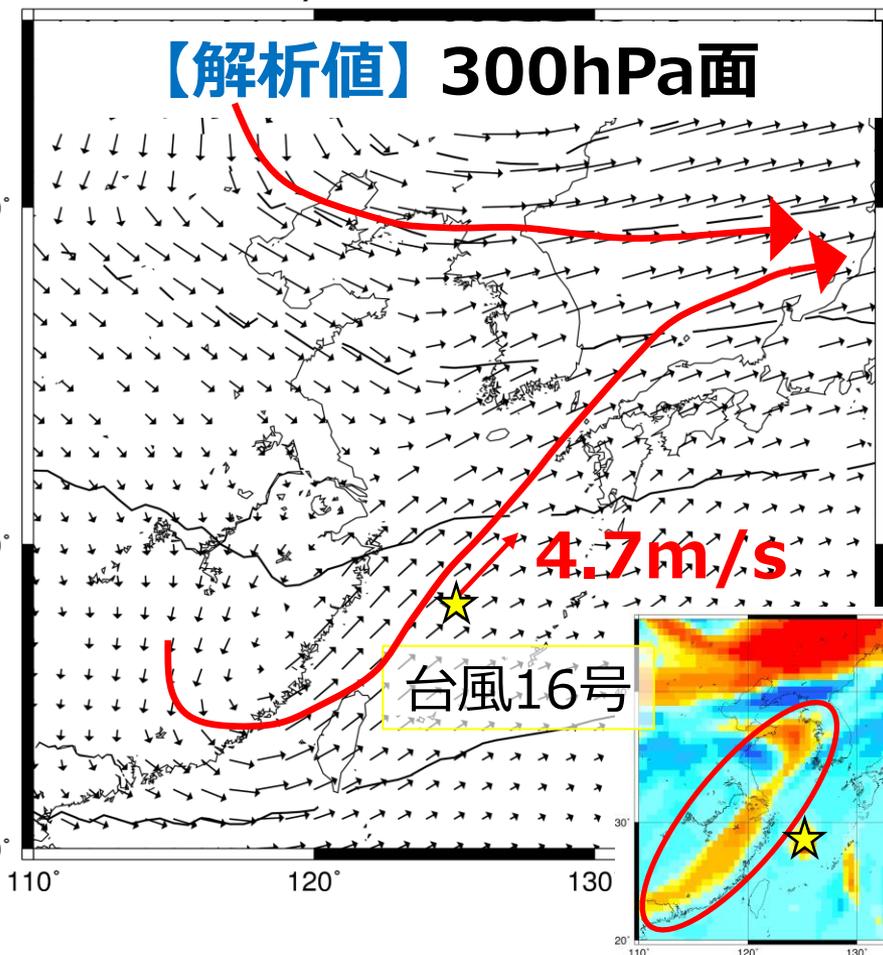
乾いた正渦位（上層トラフなど）が作る天気図

← 20m/s

← 20m/s

【解析値】 300hPa面

【予報値】 300hPa面



台風の北側のフィラメント状の上層トラフ(300hPa面)の予報が上手くできなかった

⇒ 北東へ動かす指向流が弱まり，減速してしまった 30

まとめ

部分解渦位逆変換法を使って2016年台風1号と16号の「北上バイアス」と「スローバイアス」が生じた時刻を解析した
この手法により予報誤差分析に利用できる可能性が示された

《台風1号の北上バイアスの原因》

500hPa面付近に存在する対流に伴う**湿った正渦位**の表現

改善のために



数値予報モデルの積雲対流過程の問題？

《台風16号のスローバイアスの原因》

300hPa面付近に存在するフィラメント状の**乾いた正渦位**の表現

改善のために



数値予報モデルの水平拡散や空間解像度の問題？

課題

- **平均渦位場の期間**: 月平均値? 3ヶ月平均値? 平年値? 平年値+月偏差?
- **指向流が及ぶ範囲**: 台風中心? 領域平均? 渦位重み付け領域平均?
- **非回転(発散)成分の影響**: バランス・オメガ方程式や質量保存則の利用による発散成分の評価
- **相対湿度による分類の妥当性**: 相対湿度で渦位の起源を適切に表現できているのか?
- **渦位予測誤差の影響**: 予報渦位と解析渦位の偏差に対して指向流ベクトルを計算すれば進路誤差ベクトルを評価できる
- **リアルタイムの進路予測誤差**: リアルタイムにこの処理を行えば予報の誤差要因を解説できる

謝辞

本研究の一部は、気象庁気象研究所と岐阜大学との共同研究の一貫として実施されました。

山口宗彦 博士(気象庁気象研究所)

松井友梨 様(岐阜大学大学院, 現・東邦ガス株式会社)

にご協力をいただきました。記して深く感謝いたします。