

修 士 学 位 論 文

日本南岸における台風の 不規則運動に関する観測的研究

2013年2月8日

専攻名 地球惑星科学専攻
学籍番号 112S408S
氏名 佐伯 拓郎

神戸大学 大学院理学研究科 博士課程前期課程

要旨

日本南岸付近では、台風の移動経路が複雑に変化する。本論文では、気象庁のメソ客観解析データを用いて、2011 年台風第 6 号 (T1106; Ma-on), 2012 年台風第 17 号 (T1217; Jelawat) の日本南岸付近における移動を解析し考察した。T1106 の日本の南海上における数百～千 km 規模の経路変化について、過去の台風に関する観測的研究 (Chan and Gray, 1982) に変更を加えることで、背景風の変化から説明した。また、T1106, T1217 の日本南岸到達前後数時間における数十～百 km 規模の経路変化について、過去の理想化された数値実験 (Dengler, 1997) にならい、陸上の発散に伴う渦位場の変動から説明した。

目次

第1章	序論	2
1.1	台風研究の意義	2
1.2	本研究の目的	2
1.3	台風の不規則運動に関する研究背景	2
第2章	使用データ・解析方法	4
2.1	使用データ	4
2.2	解析方法	5
第3章	T1106 (Ma-on)	8
3.1	概要と経路の特徴	8
3.2	背景風の解析	8
3.3	陸地付近における特徴	9
第4章	T1217 (Jelawat)	14
4.1	概要と経路の特徴	14
4.2	陸地付近における特徴	14
第5章	考察	18
第6章	結論	19
	謝辞	20
	参考文献	21

第 1 章 序論

1.1 台風研究の意義

熱帯性気象擾乱である台風（ハリケーン・サイクロン）は、北西太平洋領域で大きな災害をもたらす自然現象のひとつであり、生命・財産に多大な脅威を与えている。台風は、回転成層流体、境界層、対流、海気相互作用といった研究テーマとして興味深く重要な流体力学過程を幅広く包含している。また、湿潤過程が本質的であり、観測には高分解能が必要であり、力学的な問題点が研究上多く残っている (Emanuel, 1991)。そして、構造や発達・移動のメカニズムが中緯度で発生する擾乱と異なることから、防災上の観点ばかりでなく学問的な見地からも台風は興味深い研究対象である (鈴木・元木, 2000)。台風予報の精度向上のためには台風の様々な力学的側面に対する理解が欠かせない (上野, 2000)。さらに、地球温暖化に伴って台風の勢力が増大する (Emanuel, 2005) という指摘もあり、台風研究には重要な意味があるといえる。

1.2 本研究の目的

台風予報の基本的な要素は進路（台風中心の移動経路）である。進路予報は台風に伴う現象としての風や降水や高潮などを予報する上で基礎になる (AMS, 1993)。台風のように中心部に強雨強風が集中した擾乱の場合、進路予報と独立に強雨強風の分布予測は成り立たない。台風中心がどれだけ近づくかとか西側を通るか東側を通るかとかいったことによって雨の降り方や風向風速、ひいては高潮の状況まで全く異なってくる。このように進路は台風予報の精度全般を左右する重要な要素である (上野, 2000)。そこで本研究では、気象庁予測ともずれた複雑な動き（以下「不規則運動」と呼ぶ）の原因を調べる。このような研究を蓄積することは、台風の進路予報の精度を将来向上させるためにも必要と考えられる。

1.3 台風の不規則運動に関する研究背景

台風の不規則運動の原因としては、以下のようなものが知られている。

背景風の変動

台風は第一義的には対流圏中・下層の一般流 (背景風) で移動する. Chan and Gray (1982) は台風周辺の平均風速を背景風の定義とし, 台風移動の大部分は背景風で説明できるとした. すなわち, 台風周辺の風が不規則に変化すれば, 台風の経路も不規則になると考えられる. 実際, 例えば太平洋高気圧圏内では, 基本的に卓越する風がなく風向の変化が起きやすいため, 不規則に移動する台風がしばしば見られる.

地形

台風中心が急峻な地形を通過する際, 元の中心が消滅して別の位置に新たな中心が生じ, 台風中心がジャンプするように見えることがある. また, 海岸付近の境界層では, 海陸の摩擦コントラストにより風が陸地から沖に向かう所で発散風となり, 中層の大きな渦位を持つ空気が降りてくるため, そちらへ中心がずれると考えられている (Dengler, 1997). 実際, ルソン, 台湾, 九州, 四国, 本州などの島嶼の近傍では台風の経路が不規則になることが多い.

台風自体の渦運動

渦系内の非対称流によって台風の蛇行運動が引き起こされる (Abe, 1987) といわれており, 実際に台風には数時間程度の周期で数十 km 程度の振幅を有するトロコイド状の振動「トロコイダル運動」が存在することが観測 (Muramatsu, 1986) からも知られている. また, 近接する二つの台風渦がある重心まわりに低気圧性に回転しながら互いに近づく「藤原効果」(Fujiwhara, 1921) もよく知られている.

第2章 使用データ・解析方法

空間的・時間的に格子化されたデータが必要な場合、客観解析データが用いられる。客観解析には全球客観解析やメソ客観解析などがあり、見たい領域や必要な時間分解能に合わせて適当な客観解析のデータを選択できる。本研究ではメソ α, β スケール (20 ~ 2000 km) の大気場を見ることが目的であり、そのために空間分解能 5 ~ 10 km 程度のメソ客観解析データを用いた。

2.1 使用データ

本研究で用いたデータは、京都大学生存圏研究所でアーカイブされている、気象庁のメソ客観解析データである。使用データの詳細は表 2.1 のとおりである。

表 2.1: 使用データの詳細

	地上	気圧面 (1000, 975, 950, 925, 900, 850, 800, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100 hPa)
初期時刻	00, 03, 09, 12, 15, 18, 21 UTC	
予報期間	15 時間 (1 時間毎)	15 時間 (3 時間毎)
範囲	120° ~ 150° E, 22.4° ~ 47.6° N	
格子系	等緯度等経度格子	
格子間隔	経度 0.0625° × 緯度 0.05°	経度 0.125° × 緯度 0.1°
物理量	海面更正気圧, 地上気圧, 東西風 (地上 10 m), 南北風 (地上 10 m), 気温 (地上 1.5 m), 相対湿度 (地上 1.5 m), 上層雲量, 中層雲量, 下層雲量, 全雲量, 1 時間降水量	高度, 東西風, 南北風, 気温, 上昇流, 相対湿度 (1000 ~ 300 hPa)

客観解析に関する概説

客観解析とは、不規則に分布した観測データから、規則的な格子点での大気の状態を与えることである（気象庁「客観解析とは」）。モデルの予報値と実際の観測値をある適当な比率で融合、すなわち予報値を観測値で修正することによって行う。観測の密な領域の情報が、予報モデルを通して観測の疎な領域に引き継がれていく点が特長である（近藤圭一「客観解析」）。

2.2 解析方法

前節で紹介したデータを用いて次のような量を計算した。

背景風の速度

背景風の速度の定義には、原則として Chan and Gray (1982) が提唱した「台風中心から半径 $5^\circ \sim 7^\circ$ 緯度距離のドーナツ状の領域における風速の平均」を用いた。ここで 1° 緯度距離 = $10000/90 \text{ km} \simeq 111 \text{ km}$ である。計算は、ある気圧面において〈1〉台風中心から $5^\circ \sim 7^\circ$ 緯度距離の格子点を選び出し、〈2〉それらの格子点における風速の平均を求めることで行った。〈1〉では、球面上の 2 点 A (緯度 ϕ_1 [N], 経度 λ_1 [E]), B (緯度 ϕ_2 [N], 経度 λ_2 [E]) 間の距離 d [m] が球の半径 r [m] を用いて

$$d = r \cos^{-1} [\sin \phi_1 \sin \phi_2 + \cos \phi_1 \cos \phi_2 \cos (\lambda_1 - \lambda_2)] \quad (2.2.1)$$

と表されることより、すべての格子点の中から

$$\frac{5}{180}\pi \leq \cos^{-1} [\sin \phi \sin \phi_0 + \cos \phi \cos \phi_0 \cos (\lambda - \lambda_0)] \leq \frac{7}{180}\pi \quad (2.2.2)$$

を満たす格子点を選び出した。ここで、 ϕ, λ は格子点の緯度 [N], 経度 [E] であり、 ϕ_0, λ_0 はベストトラック中心の緯度 [N], 経度 [E] である。〈2〉では、使用データの格子系が等緯度等経度格子であることを考慮し、風速の平均の東向き成分 u_{st} [m/s], 北向き成分 v_{st} [m/s] を

$$(u_{st}, v_{st}) = \frac{\sum_{k=1}^n \cos \phi_k \cdot (u_k, v_k)}{\sum_{k=1}^n \cos \phi_k} \quad (2.2.3)$$

のような加重平均を用いて求めた。ここで、 n は (2.2.2) を満たす格子点の総数であり、 ϕ_k, u_k, v_k はそれらの格子点における緯度 [N], 風速の東向き成分 [m/s], 北向き成分 [m/s] である。

経度高度断面上の相当温位

相当温位 θ_e [K] は

$$\theta_e = \theta \exp\left(\frac{Lq}{C_p T}\right) \quad (2.2.4)$$

と表される. ここで, θ は温位 [K], L は凝結熱 [J/kg], q は混合比, C_p は定圧比熱 [$\text{JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$], T は気温 [K] である. 計算は, 1000 ~ 300 hPa の気圧面データを用いて, (2.2.4) から相当温位を求めたのち, ジオポテンシャル高度のデータから気圧座標を高度座標に変換することで行った. L は 2.5×10^6 J/kg, C_p は $1004 \text{ JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$ とした. θ は温位の定義式

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p}\right)^{R/C_p} \quad (2.2.5)$$

に標準気圧 $p_0 = 1.0 \times 10^3$ hPa, 気体定数 ($287 \text{ JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$) と定圧比熱の比 $R/C_p = 2/7$ を適用して求めた. なお p は気圧 [hPa] である. q は混合比の定義から導かれる式

$$q = \varepsilon \frac{e}{p - e} = \varepsilon \frac{e_s \text{RH}}{p - e_s \text{RH}} \quad (2.2.6)$$

に水蒸気と乾燥空気の密度比 $\varepsilon = 0.622$, Tetens (1930) による飽和水蒸気圧 $e_s = 6.11 \times 10^{7.5T_C/(T_C+237.3)}$ hPa (T_C は摂氏気温 [$^{\circ}\text{C}$]) を適用して求めた. なお RH は相対湿度 [%] である.

地上の発散

地上のある格子点における発散 $\nabla_G \cdot \mathbf{u}$ [s^{-1}] は中心差分を用いると

$$\nabla_G \cdot \mathbf{u} \simeq \frac{u_E - u_W}{2\Delta x} + \frac{v_N - v_S}{2\Delta y} \quad (2.2.7)$$

と近似できる. ここで, u_E, u_W は東隣, 西隣の格子点における風速の東向き成分 [m/s], v_N, v_S は北隣, 南隣の格子点における風速の北向き成分 [m/s] であり, $\Delta x, \Delta y$ は東西, 南北方向の格子点間隔 [m] である. 格子点間隔を経度, 緯度を用いて $(\Delta\lambda)^{\circ}, (\Delta\phi)^{\circ}$ と表すと, 本研究の対象である日本南岸 (北緯 $32^{\circ} \sim 35^{\circ}$ 程度) においては $\Delta x : \Delta\lambda \simeq 1 : (1.1 \times 10^{-5})$, $\Delta y : \Delta\phi \simeq 1 : (0.9 \times 10^{-5})$ となる. 以上を踏まえ,

$$\nabla_G \cdot \mathbf{u} = (1.1 \times 10^{-5}) \frac{u_E - u_W}{2\Delta\lambda} + (0.9 \times 10^{-5}) \frac{v_N - v_S}{2\Delta\phi} \quad (2.2.8)$$

として地上の発散を計算した.

気圧面上の渦位

ある気圧面における渦位 PV [$\text{Km}^2\text{kg}^{-1}\text{s}^{-1}$] は

$$\text{PV} = \frac{\zeta + f}{\rho} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (2.2.9)$$

と表される。ここで、 ζ は相対渦度 [s^{-1}], f はコリオリパラメーター [s^{-1}], ρ は密度 [kg/m^3], $\partial\theta/\partial z$ は温位勾配 [K/m] である。 f は日本南岸におけるコリオリパラメーターの概数 $8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ とした。 ρ は理想気体の状態方程式から導かれる式

$$\rho = \frac{p}{RT} \quad (2.2.10)$$

を用いて求めた。 ζ はある格子点において中心差分を用いると

$$\zeta \equiv \nabla_{\text{P}} \times \mathbf{u} \simeq \frac{v_{\text{E}} - v_{\text{W}}}{2\Delta x} + \frac{u_{\text{N}} - u_{\text{S}}}{2\Delta y} \quad (2.2.11)$$

と近似でき、地上の発散の計算と同様に

$$\zeta = (1.1 \times 10^{-5}) \frac{v_{\text{E}} - v_{\text{W}}}{2\Delta \lambda} + (0.9 \times 10^{-5}) \frac{u_{\text{N}} - u_{\text{S}}}{2\Delta \phi} \quad (2.2.12)$$

として計算した。ここで、 $v_{\text{E}}, v_{\text{W}}$ は東隣、西隣の格子点における風速の北向き成分 [m/s] であり、 $u_{\text{N}}, u_{\text{S}}$ は北隣、南隣の格子点における風速の東向き成分 [m/s] である。 $\partial\theta/\partial z$ についても同様に中心差分近似を適用して

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\theta_{\text{high}} - \theta_{\text{low}}}{\Delta z'} \quad (2.2.13)$$

として計算した。ここで、 $\theta_{\text{high}}, \theta_{\text{low}}$ は一つ上、一つ下の気圧面における温位 [K] であり、 $\Delta z'$ はそれらの気圧面間の鉛直距離 [m] である。 $\theta_{\text{high}}, \theta_{\text{low}}$ は、経度高度断面上の相当温位を計算したときと同様にして、(2.2.5) を用いて求めた。 $\Delta z'$ は測高公式

$$\Delta z' = \frac{RT_{\text{AVG}}}{g} \ln \frac{p_1}{p_2} \quad (2.2.14)$$

を用いて求めた。ここで、 T_{AVG} は考えている気圧面間における鉛直方向に渡る平均気温 [K], g は重力加速度 [m/s^2] であり、 p_1, p_2 は下側、上側の気圧面の気圧である。 T_{AVG} は下側、上側の気圧面における気温 T_1, T_2 [K] を用いて

$$T_{\text{AVG}} = 0.25(T_1 + T_2) + 0.5T \quad (2.2.15)$$

とした。以上のようにして求めた種々の物理量を (2.2.9) に代入することにより、気圧面上の渦位を計算した。なお、 $g = 9.8 \text{ m}/\text{s}^2$, $R = 287 \text{ JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$ としている。

第3章 T1106 (Ma-on)

3.1 概要と経路の特徴

T1106 は 2011 年 7 月 12 日 0900 JST に南鳥島近海で発生し、太平洋高気圧南縁に沿って西進、16～17 日に最大勢力 (中心気圧 935 hPa, 最大風速 50 m/s, 暴風域半径 220 km, 強風域半径 1200 km) となるとともに次第に転向して北上、19～20 日にかけて西日本に達してから一旦小笠原諸島まで南下、22 日以降再び北上して 24 日 2100 JST に日本の東で温帯低気圧に変わり日本のはるか東でほとんど停滞したあと 31 日に消滅した (ベストトラック)。具体的な経路を図 3.1 に示す。四国南岸において数十～百 km 程度の規模で小刻みに移動方向が変化した動きや、紀伊半島通過後に数百 km もの距離にわたって南下した動きは不規則運動である。前者については、19 日 2150 JST に気象庁が「四国に上陸する恐れはなくなった」との予測を発表したにもかかわらず、T1106 は 2300 JST 頃に四国南東部に上陸しており、後者については、21 日 0900 JST の T1106 の中心が、20 日 0950 JST に気象庁が発表した予報円 (半径 160 km) の端から 50 km 程度外れた位置にあった。

3.2 背景風の解析

700～500 hPa における背景風の速度を、2.2 節のように Chan and Gray (1982) による方法に従って解析すると、図 3.2 のような結果が得られた。なお、18 日 2100 JST より前および 21 日 2100 JST より後の時刻については、解析領域の一部がデータの範囲外になるため解析していない。18 日 2100 JST～19 日 1200 JST は 700 hPa 面上、20 日 0600～1200 JST は 500 hPa 面上、21 日 0600～1500 JST は 600 hPa 面上の背景風が直後 3 h の経路と対応していることが見てとれる。その他の時刻については、どの圧力面上の背景風も経路との対応が見られない。

解析領域の変更

Chan and Gray (1982) の方法で解析した背景風が経路との対応を示さない時刻のうち、四国上陸前の 19 日 1500, 1800 JST および紀伊半島通過後の 20 日 1500 JST～21 日 0300 JST について、解析領域の中心位置や半径を変更して背景風の速度を再定義して解析した。(図 3.3)。四国上陸前については解析領域の半径は従来通りのまま、紀伊半島通過後については解析領域の内径を 1° 緯度距離、外径を

3° 緯度距離にし、解析領域の中心位置を適宜変更して 500 hPa 面上の背景風を再度解析すると、図 3.4 のように背景風と直後 3 h の経路が対応するようになった。

3.3 陸地付近における特徴

前節で説明のついていない 19 日 2100 JST ~ 20 日 0600 JST の四国上陸前後における台風の動きに関して原因を探るため、次のような量について調べた。

相当温位・ジオポテンシャル高度

四国上陸直後の 20 日 0000 JST における相当温位場の鉛直構造と下層のジオポテンシャル高度分布を図 3.5 に示す。この図から、相当温位の極大軸は東に傾いており、下層では相当温位極大とジオポテンシャル高度極小（すなわち気圧極小）がほぼ同じ位置にあることが読み取れる。

発散・渦位

四国上陸前後の地上の発散場と地上付近の渦位場を図 3.6 に示す。この図から、時間の経過とともに沖から陸地に吹いていた風が陸地から沖の向きに変わる沿岸部では地上の発散が増大（収束が減少）し、それと同時に地上付近の沿岸部に高渦位領域が出現していることが読み取れる。

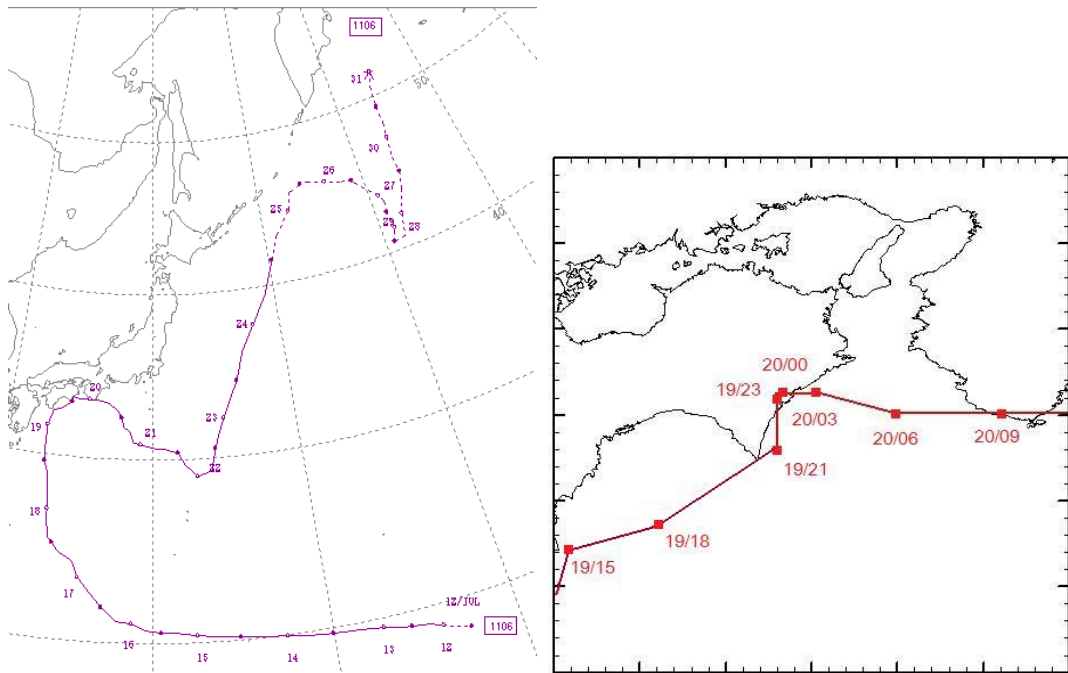


図 3.1: 左: T1106 の全経路 (気象庁「台風経路図」). 印は傍らに記した日の 0900 JST, 印は 2100 JST の位置で →| は消滅を示す. 実線は台風, 破線は熱帯低気圧・温帯低気圧の期間を示す. 右: T1106 の四国～紀伊半島沿岸における経路. 印は傍らに記した日 / 時 (JST) のベストトラック中心を示す.

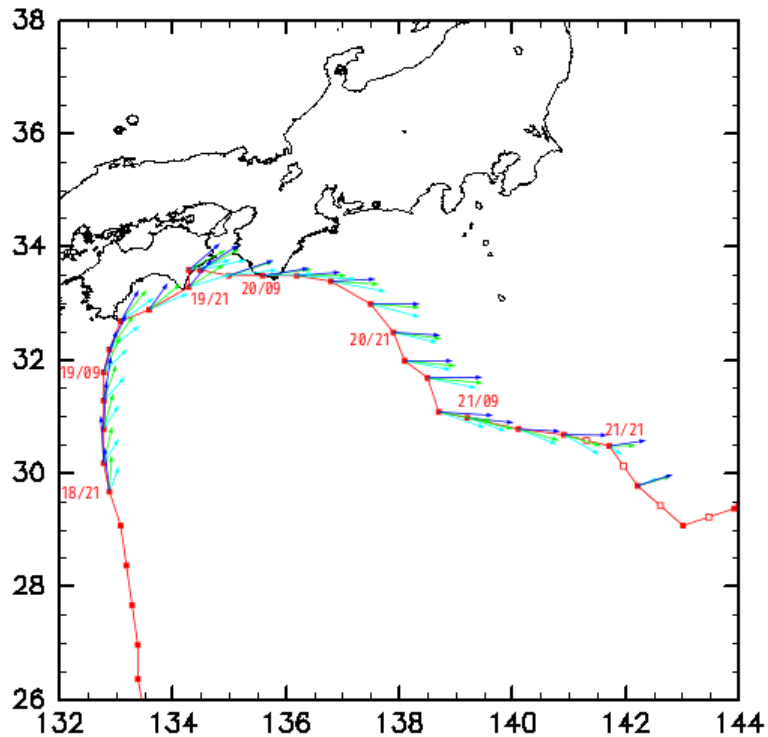


図 3.2: 背景風の 3 h ごとの変化. 矢印の長さは 3 h の移動距離を表し, 色は青が 700 hPa 面, 黄緑が 600 hPa 面, 水色が 500 hPa 面に対応する. 印や 印は 3 h ごとの台風中心であり, 印はベストトラックに基づくもの, 印は目安である. 傍らの数字は日 / 時 (JST) を表す.

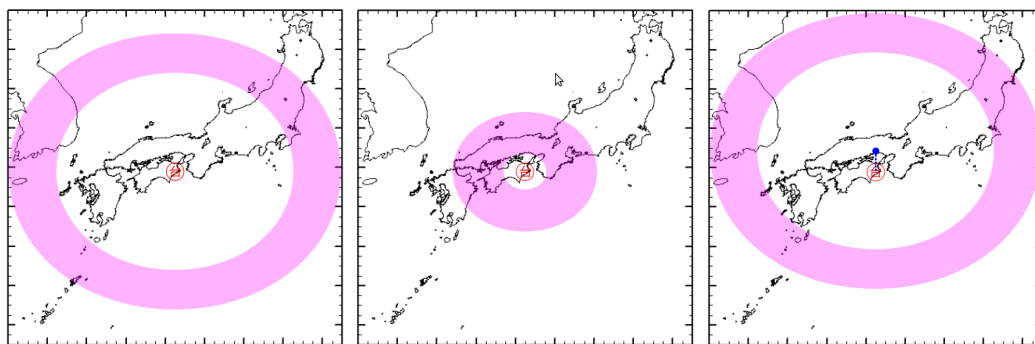


図 3.3: 解析領域の変更に関するイメージ図. 赤紫色の部分解析領域であり, 印は台風中心を示す. 左: Chan and Gray (1982) の方法による解析領域. 中: 解析領域の内径を 1° 緯度距離, 外径を 3° 緯度距離にしたもの. 右: 解析領域の中心を北寄りに移動したもの. 印と点線で結んだ印が解析領域の中心である.

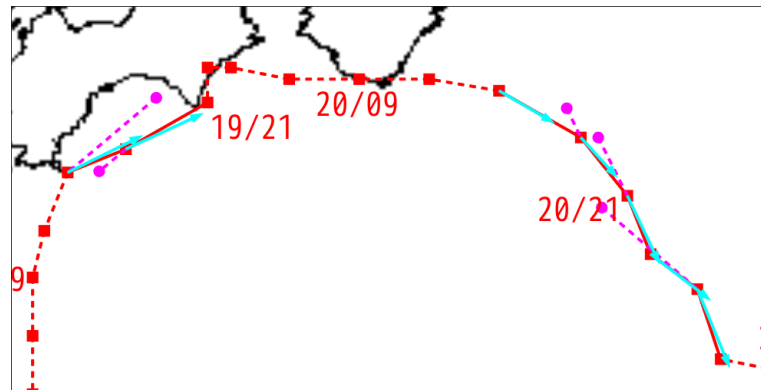


図 3.4: 解析領域を変更して再定義した 500 hPa 面上の背景風. 矢印の長さは 3 h の移動距離, 印は 3 h ごとのベストトラック中心, 傍らの数字は日 / 時 (JST) を表す. 解析領域の中心位置を変更している時刻については, 印と点線で結んだ 印で変更後の中心位置を示している.

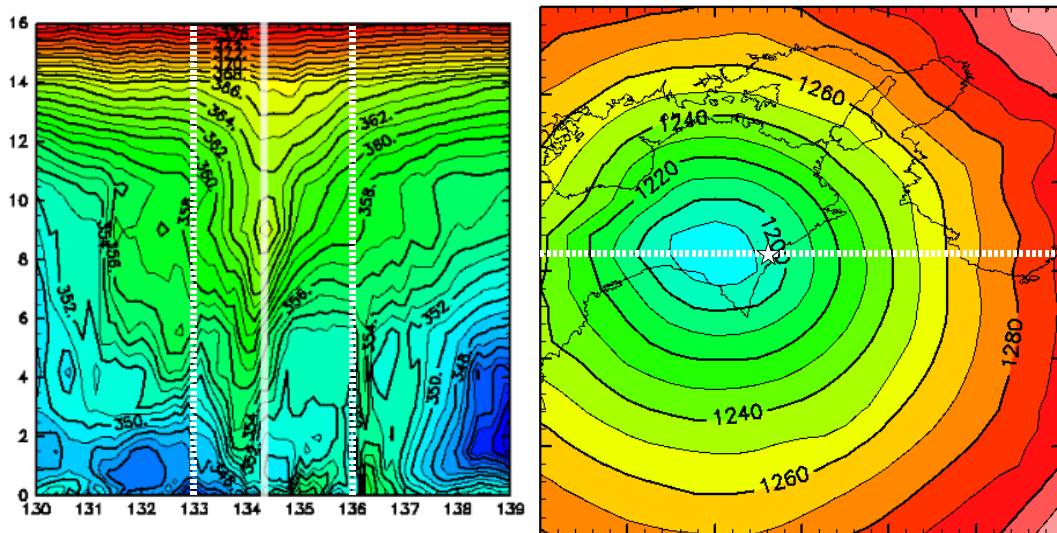


図 3.5: 左: 20 日 0000 JST, 33.6° N における相当温位 (K) の経度高度断面. 縦軸はジオポテンシャル高度 (km) であり, 図中の白実線はベストトラック中心, 白点線は右図の東西端を表す. 右: 20 日 0000 JST における 850 hPa 面のジオポテンシャル高度 (m). 印はベストトラック中心, 白点線は左図の断面の緯度を表す.

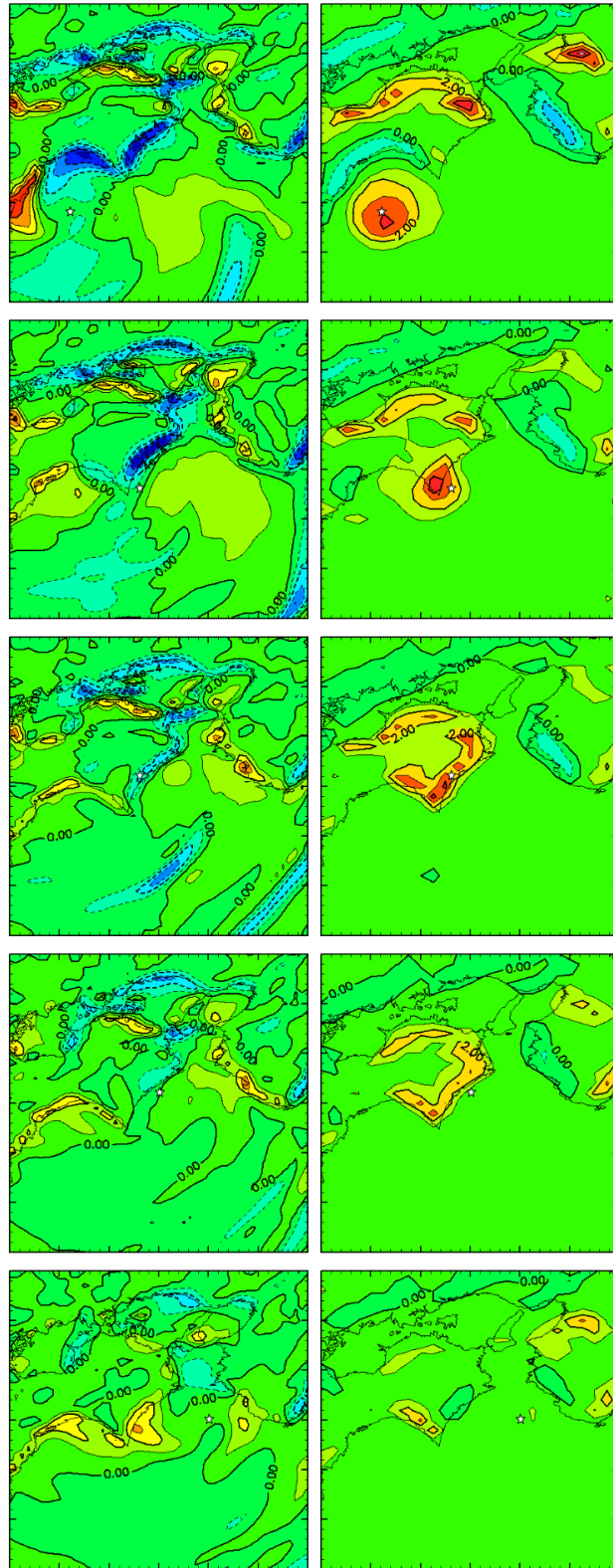


図 3.6: 19 日 1800 JST ~ 20 日 0600 JST における 3 h ごとの地上の発散 (s^{-1} ; 左) と 950 hPa 面の渦位 (PVU; 右). 印はベストトラック中心を表す. なお $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ Km}^2\text{kg}^{-1}\text{s}^{-1}$ である.

第 4 章 T1217 (Jelawat)

4.1 概要と経路の特徴

T1217 は 2012 年 9 月 21 日 0300 JST にフィリピンの東で発生し、南西に進んだのち北上しながら急速に発達、26 日頃に最大勢力 (中心気圧 905 hPa, 最大風速 55 m/s, 暴風域半径 170 km, 強風域半径 500 km) となるとともに次第に北東に向きを変え、30 日～10 月 1 日にかけて東日本を縦断、さらに日本の東の海上を北東に進んで 1 日 2100 JST に千島近海で温帯低気圧に変わり東へ去った (ベストトラック)。紀伊半島南部通過前後に数十～百 km 程度の規模で小刻みに移動方向が変化した動き (図 4.1) は T1106 の四国南岸での動きと類似している。

4.2 陸地付近における特徴

紀伊半島通過前後における T1217 の動きや周辺環境を、四国上陸前後における T1106 の動きや周辺環境と比較するため、次のような量について調べた。

相当温位・ジオポテンシャル高度

紀伊半島通過時の 10 月 1 日 1500 JST における相当温位場の鉛直構造と下層のジオポテンシャル高度分布を図 4.2 に示す。この図から、相当温位の極大軸は下層から中層にかけて東に傾いており、下層では相当温位極大とジオポテンシャル高度極小 (すなわち気圧極小) がほぼ同じ位置にあることが読み取れる。

発散・渦位

紀伊半島通過前後の地上の発散場と地上付近の渦位場を図 4.3, 4.4 に示す。この図から、時間の経過とともに沖から陸地に吹いていた風が陸地から沖の向きに変わる沿岸部では地上の発散が増大 (収束が減少) し、それと同時に地上付近の沿岸部に高渦位領域が出現していることが読み取れる。

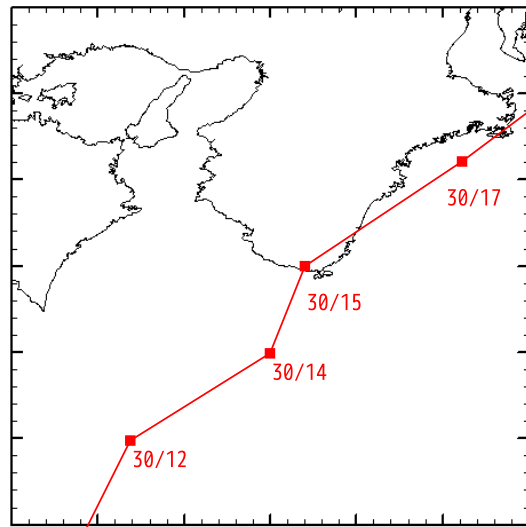


図 4.1: T1217 の紀伊半島沖～沿岸における経路。 印は傍らに記した日 / 時 (JST) のベストトラック中心を示す。

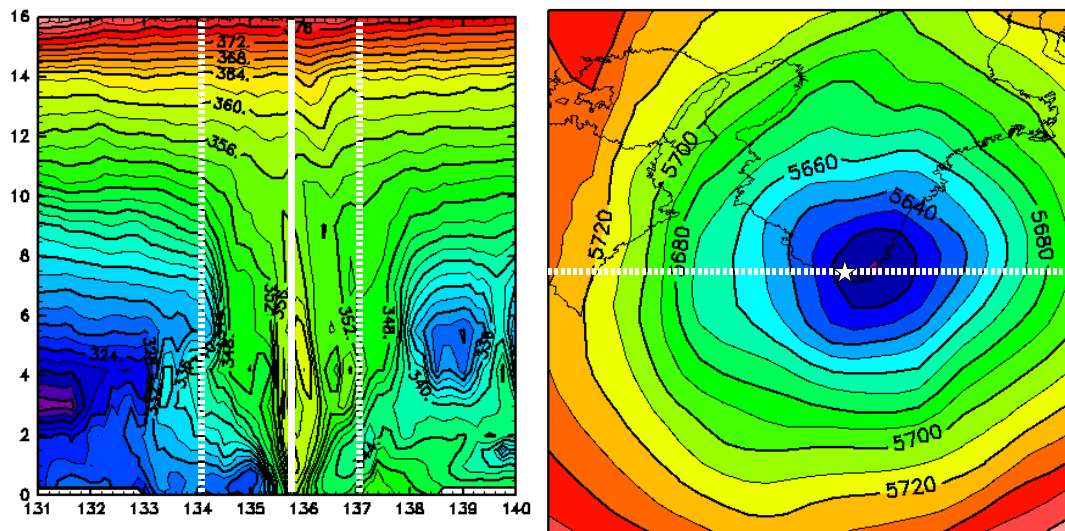


図 4.2: 左: 9 月 30 日 1500 JST, 33.5° N における相当温位 (K) の経度高度断面。 縦軸はジオポテンシャル高度 (km) であり, 図中の白実線はベストトラック中心, 白点線は右図の東西端を表す。 右: 9 月 30 日 1500 JST における 850 hPa 面のジオポテンシャル高度 (m)。 印はベストトラック中心, 白点線は左図の断面の緯度を表す。

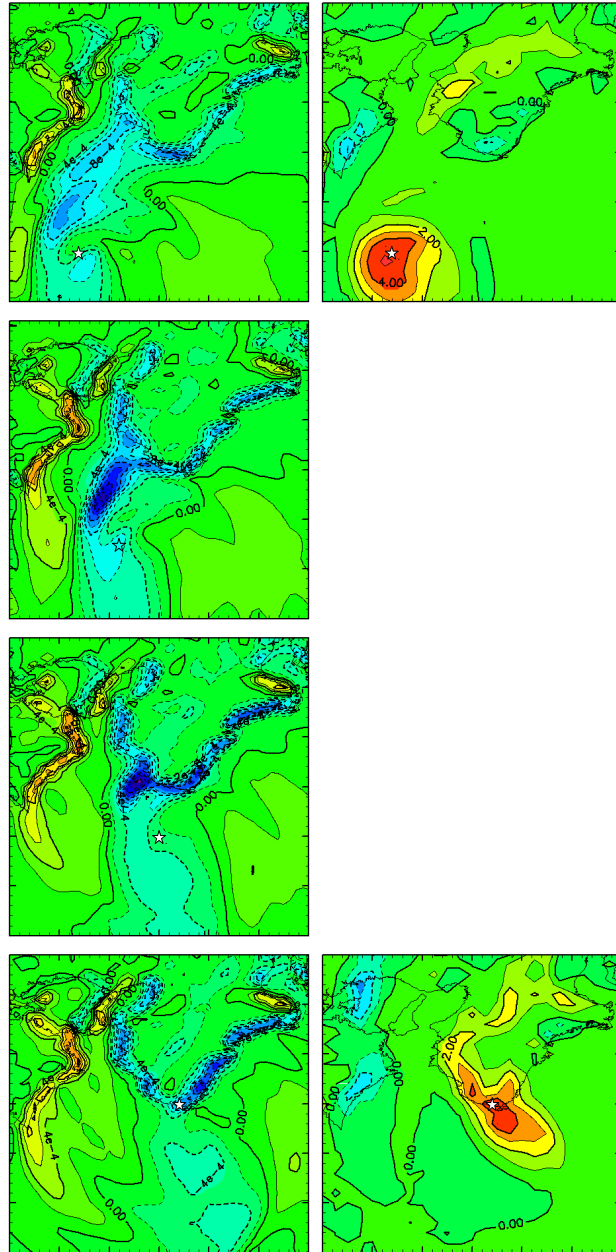


図 4.3: 9 月 30 日 1200 JST ~ 1500 JST における 1 h ごとの地上の発散 (s^{-1} ; 左) と 3 h ごとの 950 hPa 面の渦位 (PVU; 右). 白色の印はベストトラック中心, 無色の印はベストトラックを線形補間して求めた中心位置を表す.

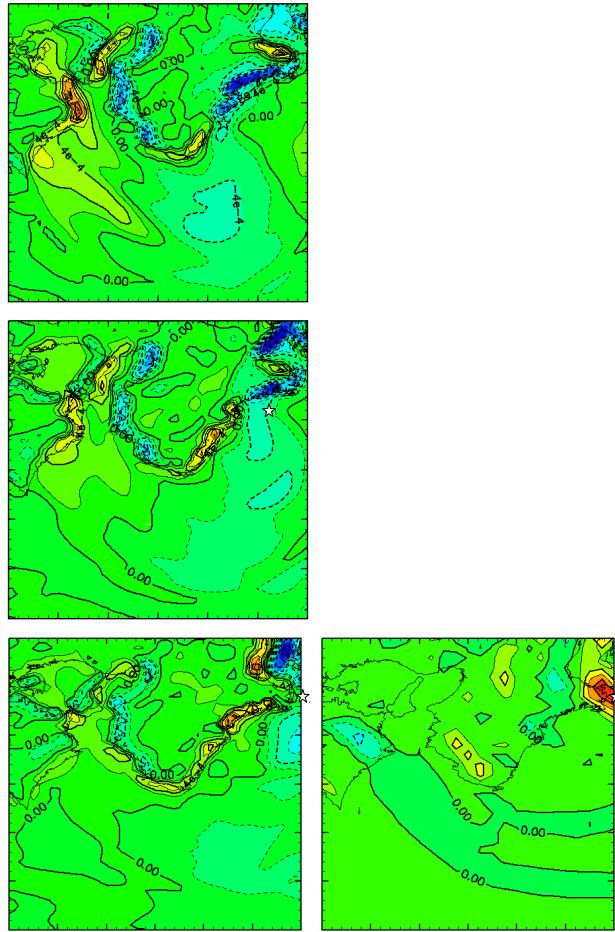


図 4.4: 9 月 30 日 1600 JST ~ 1800 JST における 1 h ごとの地上の発散 (s^{-1} ; 左) と 1800 JST における 950 hPa 面の渦位 (PVU; 右). 白色の印はベストトラック中心, 無色の印はベストトラックを線形補間して求めた中心位置を表す.

第 5 章 考察

大規模な不規則運動について

まず, T1106 が 2011 年 7 月 19 ~ 21 日にかけて日本南岸に達したのち小笠原近海まで南下した動きについて考察する. この期間の台風の大まかな移動方向は, 〈1〉四国沖から足摺岬近海まで北, 〈2〉室戸岬近海まで北東, 〈3〉熊野灘南東方まで東, 〈4〉鳥島北西沖まで南東, 〈5〉伊豆・小笠原海溝付近まで東である. そのうち経路が Chan and Gray (1982) に基づく背景風と対応しているのは 〈1〉, 〈3〉, 〈5〉の期間であり, いずれにおいても台風は一定方向へ安定して移動している. 一方, 〈2〉, 〈4〉の期間については, 台風は蛇行しており, Abe (1987) から, 台風の渦系内の流れが非対称になっていた可能性がある. 解析領域を恣意的に変更して背景風を再定義すれば, この期間においても台風の動きに対応する背景風が存在した. 以上から, 渦系内の流れが非対称な場合に背景風で台風の動きを説明するには, Chan and Gray (1982) が提唱した背景風の定義に変更を加えなければならないことが示唆される.

小規模な不規則運動について

次に, T1106 が 2011 年 7 月 19 日夜 ~ 20 日未明にかけて四国南東岸で北東 → 北 → 東と小刻みに移動方向が変化した動きや, T1217 が 2012 年 9 月 30 日昼過ぎ ~ 夕方にかけてについて紀伊半島南岸で北東 → 北 → 北東と小刻みに移動方向が変化した動きについて考察する. いずれの台風においても陸地到達時, 中心付近の沿岸部において, 発散の増大 (収束の減少) と同時に帯状の高渦位領域が出現している. したがって, 陸地到達前に台風の移動方向が北東から北へ変化した原因は Dengler (1997) の理論で説明できると考えられる. なお, 北へ移動した部分の距離は T1106 で約 30 km, T1217 で約 60 km であり, これは Dengler (1997) で想定された中心のずれ幅 (最大 150 km) の範囲に収まっている. さらに, 相当温位やジオポテンシャル高度の分布から, 陸地到達時の台風渦の中心軸は地表近くほど西 (すなわち内陸側) に存在していたと推測され, このことから台風の移動方向が左方向に変わった原因が地表付近にあったことが示唆される. また, 陸地到達後, 台風が再び東寄りに向きを変えた原因は, 発散場の変化が落ち着いたことで背景風の影響が再び卓越し, 陸地接近前までの動きが再開されたことにあると思われる.

第 6 章 結論

第 1 章では本研究の意義について述べ、不規則運動の原因を調べることで台風予報の精度向上につながり得ると主張した。第 2 章では研究手法について述べ、メソ客観解析データを用いて 4 種の量を計算する方法を説明した。

第 3 章では T1106 の不規則運動の原因を説明するため、背景風や発散・渦位などを解析した。第 4 章では T1217 について、T1106 と動きの似た部分に注目し、両者の動きの原因の類似性を調べた。第 5 章ではそれまでの章で得られた結果を先行研究と照らし合わせて考察を行った結果、

- 台風渦の軸対称からのずれを考慮し、従来の背景風の定義を改良すべきであることが示唆され、また、理想化された数値実験によって指摘されていた

- 台風が陸地に接近したとき、沿岸部の海陸の摩擦コントラストに起因する発散の場によって台風の動きに急激な変化が生じることがある

との主張を観測的な面から確認した。

今後の課題としては、

- 背景風の定義に関する具体的な改良案の提示
- 発散によって台風にもたらされる構造の変化の 3 次元的な解析

が挙げられる。

謝辞

本研究を行うにあたり、多くの方々にご指導、ご協力を頂きました。指導教官である神戸大学大学院理学研究科 山中 大学 教授には研究の全体にわたり非常に多くのご指導を頂きました。神戸大学大学院理学研究科 林 祥介 教授、岩山 隆寛 准教授、高橋 芳幸 助教には本研究を進める過程で多くの有益なご意見を頂きました。神戸大学 大気海洋環境科学研究室卒業生の 東 邦昭 氏にはデータ解析を始めるにあたり多くの情報を頂きました。神戸大学 地球および惑星大気科学研究室の皆様には研究生活の中で多くの助言・ご意見・激励を頂きました。ここに深く感謝し、心よりお礼申し上げます。

メソ客観解析データは京大大学生存圏研究所でアーカイブされている気象庁データを使用させていただきました。データ解析と図の作成には、地球流体電脳倶楽部の GPhys を使用させて頂きました。

参考文献

- AMS policy statement, 1993: Hurricane detection, tracking, and forecasting. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **74**, 1377–1380.
- Abe, S., 1987: The Looping Motion and the Asymmetry of Tropical Cyclone. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 247–258.
- Chan, J. C. L., Gray, W. M., 1982: Tropical Cyclone Movement and Surrounding Flow Relationships. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1354–1374.
- Dengler, K., 1997: A Numerical Study of the Effects of Land Proximity and Changes in Sea Surface Temperature on Hurricane Tracks. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **123**, 1307–1321.
- Emanuel, K. A., 1991: The theory of hurricanes. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, **23**, 179–196.
- Emanuel, K. A., 2005: Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. *Nature*, **436**, 686–688.
- Fujiwhara, S., 1921: The Natural Tendency towards Symmetry of Motion and Its Application as a Principle in Meteorology. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **47**, 287–292.
- GPhys (地球流体電脳倶楽部) <<http://ruby.gfd-dennou.org/products/gphys/>>
- 気象庁 Japan Meteorological Agency <<http://www.jma.go.jp/jma/index.html>>
- 客観解析 (近藤圭一) <http://air.geo.tsukuba.ac.jp/blocking/lingo.files/lingo.ppt/Objective_Analysis.pdf>
- Muramatsu, T., 1986: Trochoidal Motion of the Eye of Typhoon 8019. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 259–272.
- 生存圏データベース (京都大学生存圏研究所) <<http://database.rish.kyoto-u.ac.jp/>>
-

鈴木和史, 元木敏博, 2000: はじめに. 気象研究ノート, 197.

上野充, 2000: 第3章 数値モデルによる台風予報. 気象研究ノート, 197, 131–286.