

# 琉球大学学術リポジトリ

## 渦糸群相互作用による台風進路モデル

メタデータ	言語: 出版者: 琉球大学理学部 公開日: 2008-03-27 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 杉村, 裕子, 山下, 芳文, 杉山, 卓也, Sugimura, Yuko, Yamashita, Yoshifumi, Sugiyama, Takuya メールアドレス: 所属:
URL	<a href="http://hdl.handle.net/20.500.12000/5380">http://hdl.handle.net/20.500.12000/5380</a>

## 渦糸群相互作用による台風進路モデル

杉村裕子\*・山下芳文\*\*・杉山卓也\*

\*琉球大学理学部物質地球科学科 \*\*京都大学高等教育研究開発推進センター

### Yuko Sugimura\*, Yoshifumi Yamashita\*\*, Takuya Sugiyama\* Typhoon Trajectories Calculated with Vortices Interactions

\*Department of Physics and Earth Sciences, Faculty of Science, University of the Ryukyus

\*\*Institute for Promotion of Excellence in Higher Education, Kyoto University

#### Abstract

We investigate the interaction between a typhoon and the background winds, the easterlies and the westerlies, by using a Fortran calculation code for many-body vortex filaments. The results show that the vortex of a typhoon greatly influences the distribution of the vortices embedded in the background winds, which results in varieties of the tracks as can be seen in actual typhoons.

#### 1. はじめに

台風あるいはハリケーンの発生域は世界で4つ；発生個数順に、フィリピン沖、メキシコ湾とカリフォルニア沖、南インド洋、熱帯オーストラリアである (Elsberry, 1987)。2004年3月には、記録上はじめてブラジル沖でハリケーンが出現した。複雑多岐な様相を示す台風の進路の大多数は海洋上を進行するから、日本は台風上陸の特異国である。

なかでも沖縄は、西進・東進いずれの台風も近傍を通過し、その進路が西進から東進に変わる転向点にあたる。転向時には進行速度が落ちるから、沖縄は世界一の台風ポイントである。

地球自転によるコリオリ力の緯度依存性 (Pedlosky, 1986) は、北半球サイクロンを西北方向に移動させる。その移動速度は、しかし、実際の台風と比べると大変遅い (Adem, 1960)。他方、最近の数値計算において、例えばハリケーンの範囲内の格子点全体にわたるわずかな温度初期値の変化が、ハリケーン自身の風速場の変化を引き起こしその進路を変更させることが示されている (Hoffman, 2004)。これは、熱力学を含めた流体非線形相互作用により台風がカオス的なシステムを形成していることを示している。このような特異なケースも、台風進路の支配的なメカニズムをよりよく解明する素材となるだろう。

渦運動の簡明な理想的要素である渦糸は、一様流中においてはその流速に乗って流される (Batchelor, 1967)。このことから、台風は操舵風 (steering wind) あるいは平均流によって流

されるとされる。これを、しかし、台風があらかじめ存在する背景風（平均流）系に受動的に乗って進む、と考えることは妥当でない。背景流の風速はせいぜい $\sim 6$  [m/s] = 22 [km/h]、これに対して、台風本体がもたらす風速場は $\sim 40$  [m/s]であるからだ。実際、現実の台風進行において台風を運ぶ平均風を見出すことは容易ではない (Dong, K. and C. J. Neumann, 1986; 上野, 1996)。我々は、台風が背景風に与える影響をこそ把握する必要があると考える。

流体理論において、渦糸は渦度の坂を登ることが示されている (Schechter and Dubin, 1999)。プラズマ実験においてもこのことが確かめられている (Kiwamoto, 1999; 際本, 2001)。本論文ではこの概念にもとづいて台風移動の振る舞いを調べる。2次元渦糸モデルにおいて台風をひとつの強い渦糸で近似し、その背景風との相互作用の結果として台風が移動するありさまを調べる。第2章で、渦糸群の相互作用の基本性質を示す。第3章で、速度シアーをもっている偏西風・偏東風を渦列で再現する。第4章では、偏西風のみからなる背景風の下に台風を強い渦糸として配置しその進路の特徴を調べる。第5章では、偏東風-偏西風からなる背景風においてははじめに偏東風の中に台風を配置し、偏東風帯からその北側に位置する偏西風帯に移動する台風進路を示す。

## 2. 渦糸群の相互作用

半径 $r \leq a$ の領域内で渦度 $=\omega$ が一様に分布する、すなわち剛体回転が存在し、他方外側の領域 $a \leq r$ では渦度 $=0$ である、その結果速度場が半径に反比例する、ような流体運動を考える。

$$v_\theta = \begin{cases} \omega r, & r \leq a \\ \frac{\omega a^2}{r}, & r \geq a \end{cases} \quad (1)$$

$$v_r = 0$$

ここで $v_\theta$ と $v_r$ は渦中心に対するそれぞれ接線速度と動径速度である。接線速度 $v_\theta$ を図示すると以下のようなものである (Fig. 1)。 $\omega a^2 = \text{一定}$ で $a \rightarrow 0$ の極限が渦糸である。

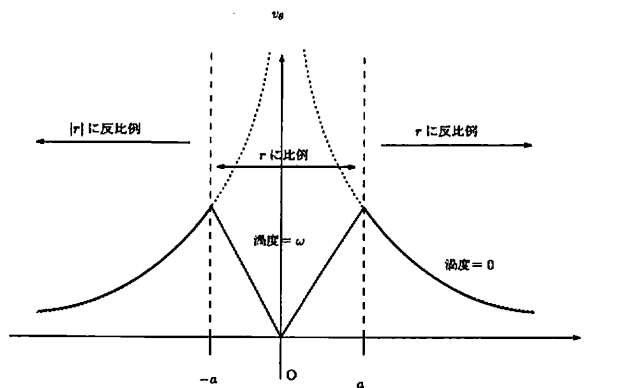


Fig. 1: 渦糸の速度分布

渦の強さは循環  $\Gamma = \int \omega da = \int v_\theta \cdot r d\theta$  で表され、渦糸においては  $\Gamma$  は距離によらず一定である。なお、反時計回転、北半球では低気圧回転、を渦度  $\omega$  の正值と定義する。多数の渦糸が存在するとき、循環  $\Gamma_i$  を持った点  $(x_i, y_i)$  にある渦糸群が点  $(x_i, y_i)$  につくる速度場は以下のような加算速度場で与えられる。2 次元渦糸は自分自身の移動運動を誘起しないので、これが  $i$  番目渦糸の移動速度となる。

$$\frac{dx_i}{dt} = -\frac{1}{2\pi} \sum_{j \neq i} \Gamma_j \frac{y_i - y_j}{r_{ij}^2}, \quad \frac{dy_i}{dt} = \frac{1}{2\pi} \sum_{j \neq i} \Gamma_j \frac{x_i - x_j}{r_{ij}^2} \quad (2)$$

ここで  $r_{ij} = \sqrt{(x_i - x_j)^2 + (y_i - y_j)^2}$  は渦糸間の距離である。渦糸群は互いに接線方向の移動速度のみを他者に付加する。外力が無い系では、渦度分布の重心位置  $(X, Y)$  が保存される (Batchelor, 1967)。

$$X = \frac{\int x w(x, y) dA}{\int w(x, y) dA} = \text{const.}, \quad Y = \frac{\int y w(x, y) dA}{\int w(x, y) dA} = \text{const.} \quad (3)$$

今、円筒中に外ほど渦度が減少する安定な渦度分布を作りその中に 1 つの大強度渦糸 ( $w = \text{正值}$ ) を配置すると、その渦糸は背景渦度の坂を上り中心に移動する (際本, 2001)。これは大強度渦糸が背景の渦糸分布を変化させ、その補償として大強度渦糸が渦糸分布重心を保存するように移動するためである (Schecter and Dubin, 1999)。

### 3. 偏西風・偏東風の渦層による再現

背景風としての偏西風・偏東風の速度場をそれぞれ以下のようなガウス分布であると仮定する (Fig. 2)。

$$U(y) = U_0 \exp\left(-\frac{y^2}{2\sigma^2}\right)$$

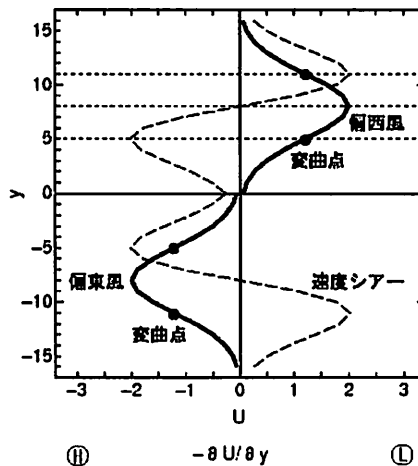


Fig. 2. 偏西風・偏東風の速度場と渦度場、実線:速度場、破線:渦度場  $-\frac{\partial U}{\partial y}$

ここで $U$ は東向き速度場、 $y$ は北向きの座標であり、 $U$ の $y$ 方向微分は偏西風・偏東風の速度シアールを与える。この速度シアールに比例した強度の渦層 (vortex sheet) を配置すると、速度シアールをもった平行流が再現される。渦層とは無限直線上に分布する無限個の渦列である (Fig. 3)。Fig. 2に示すように、偏西風ではジェット軸 ( $y=8$ ) の北側では低気圧性の渦が分布し、南側では高気圧性の渦が存在する。渦度の絶対値は変曲点 ( $y=5, 11$ ) において最大であり、この間が渦度の上り坂である。台風はこの渦度の坂を登るだろう。しかし、 $y=0$ から $y=5$ の領域は渦度の下り坂である。台風が如何にこの下り坂というバリアーを乗り越えて北に進行するかが問題である。

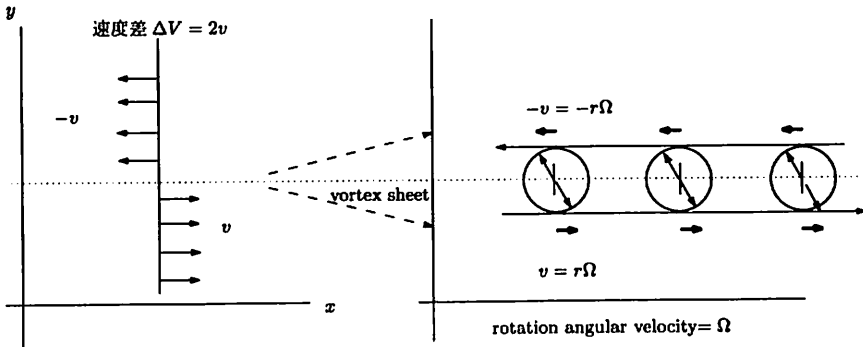


Fig. 3. 流速ギャップと渦層

理想流体では流体と共に流される任意の閉曲線に沿う循環 $\Gamma$ は保存される (ケルビンの定理)。従って無限の保存量があることになり、この無限個の循環の保存が理想流体を記述するオイラー方程式と同等である事を示すことが出来る (Katz and Lynden-Bell, 1985)。有限個の $\Gamma_i$ で速度場を記述するのが本論文における近似法である。

数値計算コードにおいては、 $N$ 個の渦糸の場合、式(2)の型の $2N$ 個の連立常微分方程式を数値的に解くことになる。ルンゲ・クッタ法の6段5次のフェールベルグ公式を使い、刻み幅を自動的に調整しながら積分するサブルーチンを利用した (渡部他, 1989)。モデル計算の安定性については、以下のようなものである。1) 渦列によって作られた背景風のみ再現では、少なくとも時間ステップ $t=5000$ まで基本流を保持した。2) 偏西風・偏東風の渦層は $x$ 方向の幅480まで配置し、そのうち台風移動に関与した領域はその中央部分の幅約40である。

#### 4. 偏西風のみでの台風の進路

本節では、偏西風のみからなる背景風を再現する。 $y$ 方向に全部で15列の渦列を設定して、絶対値同一強度 ( $|\Gamma_{i,w}|$ ) の渦糸要素総数3740個を前節でみた速度シアールに比例して配備する。本節の計算においては、偏西風軸を $y=0$ に設定し、北側に低気圧性渦列、南側には高気圧性渦列を $y=8, -8$ まで配置する。変曲点は $y=\pm 3$ であり、 $-3 < y < 3$ が渦度の上り坂領域である (Fig. 2上図、ただし本節での $y=Y(\text{前節})-8$ )。台風に見立てた渦糸1個を、背景風渦糸要素に比して数十~千

倍の強度を与えて、 $y=-3.5$ に配置する。その結果、Fig. 4の下図に示すように、台風の周辺では大きな低気圧性の速度場となる。

台風渦糸として5種類の強度 ( $\Gamma_{\text{sw}}=0.25, 0.5, 1.0, 2.0, 4.0$ ) を採用し、偏西風の渦糸要素強度を3パターン ( $\Gamma_{\text{sw}}=0.001, 0.005, 0.01$ ) 変化させ、時間ステップ $t=400$ までの挙動を調べた(全15例)。Fig. 5はその例 ( $\Gamma_{\text{t}}=1.0$ ) であり、この図に示すように台風は偏西風を北上する。台風の反時計回り渦は南側の弱い背景渦度を東側に移動させ、北側の強い背景渦度を西側に移動させる。その結果、台風の右側に相対的に時計回り、左側に反時計回りの渦が加算されたことになる。この渦度ダイポールは台風の中心において北向きの速度、すなわち南風を誘起する(参考; Adem, 1956, Elsberry, 1987)。これが偏西風下で台風が北上するメカニズムである。

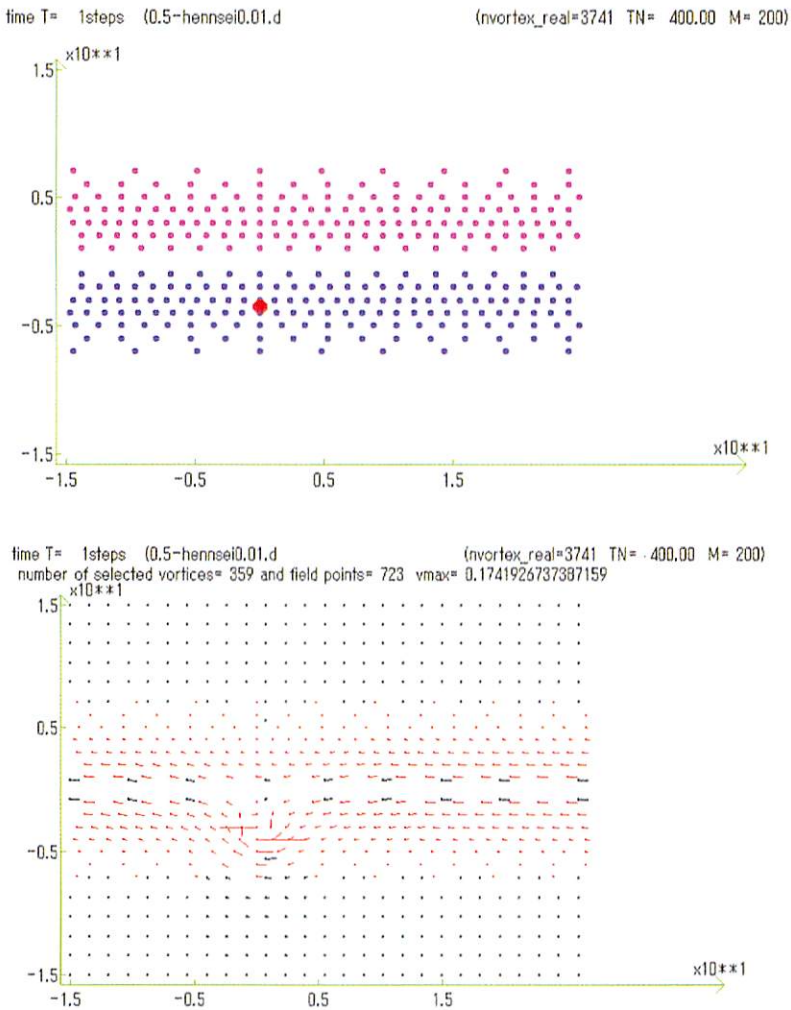


Fig. 4. 偏西風と台風の初期配置; 上図は渦糸配置: 赤○=反時計回り渦糸、青○=時計回り渦糸、大赤丸は台風。下図は速度場: 速度の向きは点から棒の伸びる方向で大きさは棒の長さ、なお軸目盛表記 ex.  $0.5 \times 10^1$ は  $0.5 \times 10^1$ である

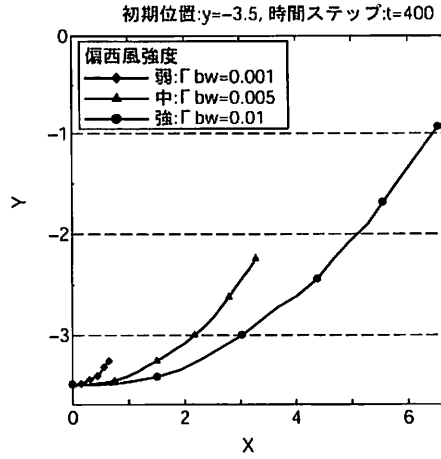


Fig. 5. 偏西風渦糸要素強度の変化に伴う台風渦糸 ( $\Gamma_v=1.0$ ) の進路変化  $t=80$  ステップごとに点描

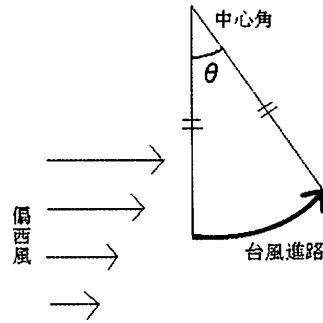


Fig. 6. 台風北上進路の軌道円弧中心角

Fig. 5で示したような台風軌道に対して、Fig. 6のような円弧を考えその開き角を軌道円弧中心角 ( $\theta$ ) と呼ぶことにする。台風強度 ( $\Gamma$ ) と偏西風強度 ( $\Gamma_{bw}$ ) の組み合わせによるこの軌道円弧中心角の変化をFig. 7に示す。この図は次のことを示している。ひとつの台風にとっては、背景の偏西風強度が異なっても、軌道円弧中心角はほぼ一定である。しかし軌道円弧中心角は台風の強度変化に応じて大きくなる。その対数線形近似は

$$\theta (\text{deg}) = 47.6 \log \Gamma + 29.5 \quad (\Gamma > 0.056) \tag{5}$$

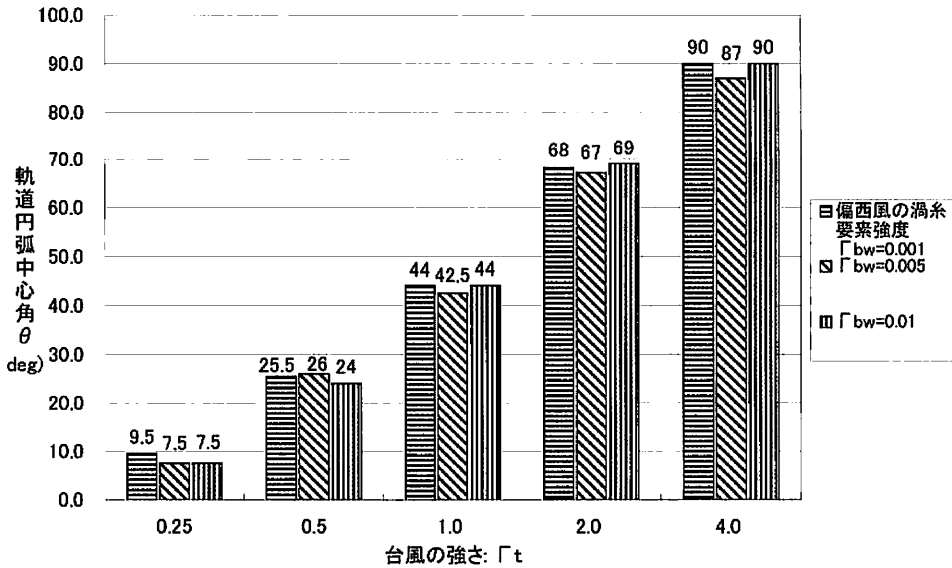


Fig. 7. 台風北上進路の軌道円弧中心角の保存性

で表され、相関係数は0.997である。このような関係は $\Gamma_t \gg \Gamma_{bw}$ のもとで成り立っていると考えられる。

なお、本節で得られた台風進路の湾曲は現実の台風のそれと逆向きである。また本節では偏西風内の渦度の谷底近傍に台風を初期配置した。その南側である偏西風の南端は渦度の下り坂である。より南方で発生する台風は如何にこの渦度のバリアーを越えて北上するか。この2つの問題が残された。

### 5. 偏西風・偏東風下の台風の進路

実際の背景風を模擬する目的で、背景風として Fig. 2 の速度場全体を再現する。偏西風をつくる渦列15列を $0 < y < 15$ に配置、同時に偏東風渦列15列を $-15 < y < 0$ に配置する。渦糸総数は3740個である。ここで $y=0$ は偏西風と偏東風の境界であり、偏西風軸は $y=8$ 、偏東風軸は $y=-8$ であり赤道ないしは熱帯収束帯に相当するものとする。

台風に見立てた大強度渦糸1個を偏東風内北のへりに配置し、以下の組み合わせで進路を調べた：  
 ①台風強度： $\Gamma_t=0.1, 0.25$ 、②偏西風・偏東風渦糸要素の強度： $\Gamma_{bw}=0.005, 0.01, 0.05$ 、③台風のスタート位置： $y=-1.5, -3.5$ 。台風の影響で背景風渦糸群が再配置された例を Fig. 8 に示す。時間発展計算の結果において多様な台風進路が得られたが、それらは以下の3つのパターンに分類することが出来る。なお、 $x$ 軸、 $y$ 軸の1目盛りに対応する実際の距離を約275km、時間ステップを25ステップが実時間の約1時間とすると、現実の台風の振舞いに擬することが出来る。



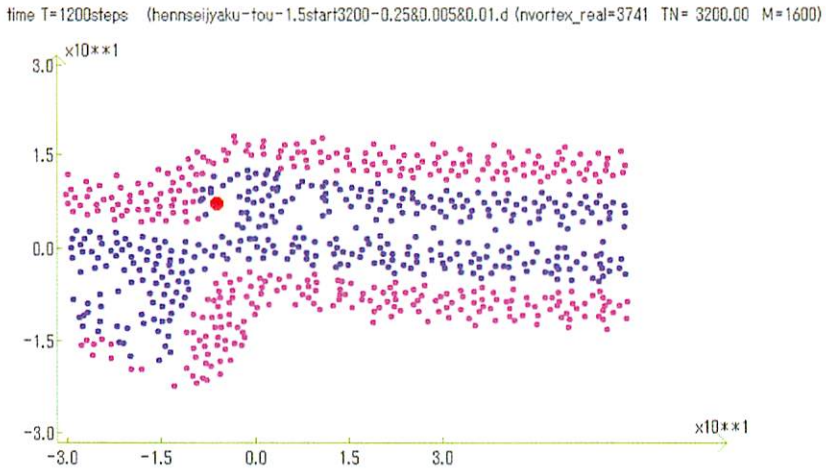


Fig. 8. 時間ステップ  $t=1200$  の渦糸再配置  
 $\Gamma_{bw}=0.005$ ,  $\Gamma_{be}=0.01$ ,  $\Gamma_t=0.25$ , スタート  $y=-1.5$  の場合

5.1. 終身西進台風

偏西風強度 ( $\Gamma_{bw}=0.01$ ) が偏東風強度 ( $\Gamma_{be}=0.005$ ) より強い場合と、偏西風と偏東風の強度が同じである場合の計算においては大部分の結果が終身西進のみであった。その代表例がFig. 9:左側の軌跡である。偏東風のヘリにあって、偏西風の下り坂バリアーを越えられないために南下気味の軌跡となった。

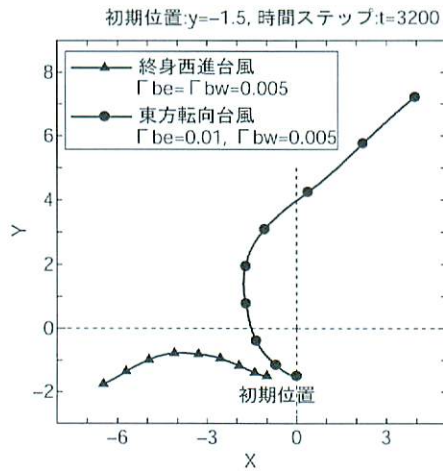


Fig. 9. 400ステップ毎に点描した西進と転向台風の代表例  
 左側の台風スタート位置は  $x$  方向に  $-1$  ずらして描画

このような台風は日本列島に大きな影響をもたらすことはなく、台湾や中国大陸へ進みその後衰弱する。日常の気象情報では、太平洋高気圧の西への張り出しが強く、台風が北上するのを阻んでいるため西進すると解説されている (Elsberry, 1987)。季節は主に春と秋に発生する。

## 5.2. 東方転向北上台風

偏西風強度 ( $\Gamma_{bw}=0.005$ ) が偏東風強度 ( $\Gamma_{be}=0.01$ ) より弱い場合に台風の転向が起きる (ただし、台風  $\Gamma_t=0.25$  でスタート位置  $y=-3.5$  を除く)。その代表例が Fig. 9 : 右側の軌跡である。日本本土に向かう多くの転向台風とよく似た進路図である。

このような台風は、通常の気象解説では太平洋高気圧の縁に沿って北上すると言われているもので、沖縄付近で急カーブを描き琉球弧・日本列島をなぞる様に進行する。季節は夏に多い。転向前は速度が遅いが、転向後は偏西風主軸に近づくから速度を上げて日本本土に接近する。

## 5.3. 旋回台風

偏西風・偏東風の渦糸要素がともに最も強い ( $\Gamma_{be}=\Gamma_{bw}=0.05$ ) 時、両風の境界付近で台風は迷走した。台風が弱いとき ( $\Gamma_t=0.1$ )、時計回りの軌跡を描いた (Fig. 10 : 右)。実際の台風 (2003年18号) が太平洋上でこれとよく似た軌跡を描いた。他方、台風が強いとき ( $\Gamma_t=0.25$ ) では、偏西風・偏東風境界付近で反時計回りに一回転した後南西方向へ進んだ (Fig. 10 : 左) (2001年16号 : 沖縄本島-久米島間を10日間周回しその後台湾へ)。

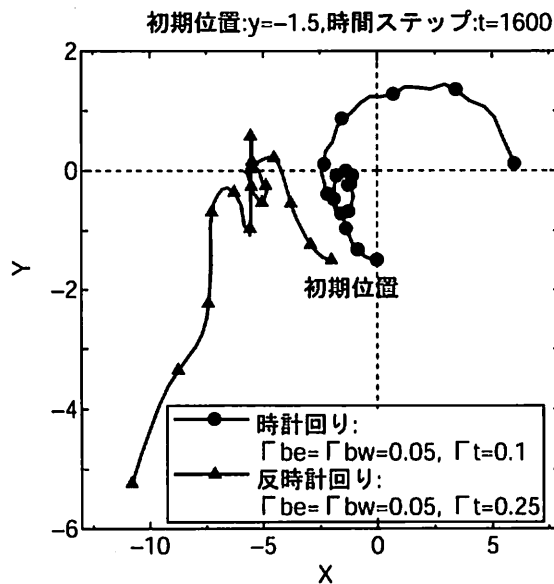


Fig. 10. 100ステップ毎に点描した旋回台風の代表例  
左側の台風スタート位置はx方向に-2ずらして描画

## 6. 考 察

渦糸は渦度の坂を登る。このことから予想されるように、偏西風の入り口にある渦度の下り坂というバリアーは台風にとって難所であろう。偏東風域から偏西風の入り口にさしかかった台風は南下、あるいは転向または旋回という多様な進路分岐を履歴することがわかった。

終身西進台風は偏西風領域の下り坂バリアーが突破できない。偏西風領域の下り坂が弱ければ ( $\Gamma_w$  が小) このバリアーは低い。実際にも、転向北上台風は夏に多く出現する、すなわち偏西風が偏東風に比べて相対的に弱い時期の主な軌跡となっている。さらには、偏西風主軸の高度は高いので、台風の進行を支配する大気高度では偏西風より偏東風が優勢であることも一因であると考えられる。このように本研究で得られた台風転向条件は現実の台風においてもあてはまる。偏西風・偏東風の渦糸要素が同じ強度 ( $\Gamma_w = \Gamma_e$ ) にもかかわらず北上した迷走台風の場合は、渦糸要素強度が強いために背景流の擾乱が速やかで、原因である台風自身がそこに巻き込まれてしまうことが考えられる。

本研究では台風とみなした渦糸 ( $\Gamma$ ) や偏西風・偏東風渦糸要素 ( $\Gamma_w = \Gamma_e$ ) の強度は、時間が経過しても一定のままに設定してある。しかし、それらの時間変化がもたらすであろう効果は本研究の結果から容易に推定することが出来る。

## 7. まとめ

台風渦度場は背景風に埋め込まれている渦度場と相互作用してこれらを再配置し、フィードバックされた風系に乗って進行する。台風が高気圧の縁に沿って移動する、あるいは台風が既存の平均風という御輿に乗って移動するという“受身のイメージ”はあやまっていることがわかった。非線形相互作用系では、初期の差異が多様な発現形態にいたることが垣間見られた。このことが台風の進路の複雑さの特徴であると考えられる。

## 引用文献

- Adem, J., 1956. A Series Solution for the Barotropic Vorticity Equation and its Application in the Study of Atmospheric Vortices, *Tellus*, 8, pp. 364-372.
- Adem, J., 1960. On the motion of cyclone embedded in a uniform flow, *Tellus*, 12, pp. 255-258.
- Batchelor, G. K., 1967. *An Introduction to Fluid Mechanics*, Cambridge University Press, 615pp.
- Dong, K., and C. J. Neumann, 1986. The relationship between tropical cyclone motion and environmental geostrophic flows, *Mon. Wea. Rev.*, 114, pp. 115-122.
- Elsberry, R. L., 1987. Motion, *A global view of tropical cyclones*, ed. R. L. Elsberry, Univ. of Chicago Press, pp. 91-131.
- Hoffman, R. N., 2004 October. Controlling Hurricanes, *Scientific American*, pp. 38-45.
- Katz, J. and Lynden-Bell D., 1985. The dynamics of isocirculational flows, *Geophys.*

- Astrophys. Fluid Dynamics* 33, pp. 1-33.
- Kiwamoto, Y., K. Ito, A. Sanpei, A. Mohri, T. Yuyama, and T. Michisita, 1999. Accelerated Merging of Electron Vortices in Background Vorticity, *J. Phys. Soc. Jpn. Lett.* 68, pp. 3766-3769.
- 際本泰士, 2001. 非中性プラズマ中の渦運動, 日本物理学会誌, 56, pp. 253-261.
- Pedlosky, J., 1986. *Geophysical Fluid Dynamics*, Springer-Verlag, London, 710pp.
- Schechter, D. A., and D. H. E. Dubin, 1999. Vortex motion driven by a background vorticity gradient, *Phys. Rev. Lett.* 83, pp. 2191-2194.
- 上野充, 1996. 台風移動に関する最近の研究成果, 気象, 40, pp. 14456-14513.
- 渡部力, 名取亮, 小国力, 1989. Fortran77による数値計算ソフトウェア, 丸善, 325pp.