

大規模流れ場とメソ対流併合からみた北西太平洋における 熱帯低気圧発生の気候学的研究

吉田龍二*・石川裕彦

* 京都大学理学研究科

要 旨

北西太平洋上のメソ対流系の併合を伴った熱帯低気圧 (Tropical Cyclone, 以降TCと称す) の発生について, その発生頻度を背景となる環境場別に明らかにするとともに, 上層・下層の環境場について解析を行った。本研究は下層の流れ場の3パターンに分別する客観解析, TC発生前の上層の循環場についての客観解析, メソ対流系併合の有無を判断する主観解析, 限定された領域内でメソ対流系のトラック・データを主観解析によって作成し, メソ対流系併合の有無を判断する主観解析を行った。これらからシアラインの下層環境条件で, 上層が高気圧性循環に覆われている場においてTCが発生する頻度が高いことを明らかにした。さらに1979年から2008年においてこの傾向が同様に言え, 30年の間には大きな長期変動の傾向がないこともわかった。1995年から2008年の14年間の424事例のTC発生事例のうち, 約30%の発生事例で顕著なメソ対流系の併合が見られることを初めて明らかにした。

キーワード: 熱帯低気圧, 発生, メソ対流系, 大規模流れ場

1. 序論

台風は最も激しい気象現象の一つであり, 人々の生活にも多大な影響を与える現象である。ゆえに古くから様々な観点で研究がなされており, 台風の眼の構造, スパイラルレインバンドの形成と維持や台風の経路に関する研究が盛んに行われてきた。台風の発生についても長く研究が続けられているが, その詳細は未だ十分には理解されていない。太平洋上の島国やフィリピン, インドネシアといった東南アジア諸国は, 北西太平洋上の台風が頻繁に発生する地域に近いため, 発生するとすぐに被害を受けることもあり, 台風の発生は気象災害の防止・軽減の観点からも重要な課題である。台風発生に関する研究の中でも総観スケールの環境場は比較的理解が進んでいる。たとえば, Gray (1968, 1998) は熱帯低気圧 (Tropical Cyclone, 以降TCと称す) の発生に必要な条件として次のようにまとめた。TC発生に適した環境場とは, 1. 海面温度が26℃以上であること, 2. 対流圏下層に低気圧性循環が存在すること, 3. 対流圏の全層を通して条件付不安定な成層構造であるこ

と, 4. 対流圏上層で発散場・下層で収束場となっていることである。またEmanuel and Nolan (2004, 2007) はTC発生を評価する別の指標として“GP (Genesis Potential)”を導入した。GPは可能最大強度の理論に基づいて作られた指標である。このような研究から総観スケールでの台風の発生環境場については理解が深まってきているが, 水平スケールが2,000 kmよりも小さいメソスケールでの台風の発生環境場の理解は十分でない。

一方, 台風の発生発達メカニズムの研究も盛んに行われており, 初めに提案された理論はCharney and Elliassen (1964) による第2種条件付不安定 (Conditional Instability of the Second Kind; CISK) という考え方である。CISKとは発生初期に下層に存在した低気圧性循環が, 大気と海面の摩擦効果によって循環の中心付近で流れが収束し, 対流圏下層の空気が中～上層へ持ち上げられる。その結果水蒸気が凝結し, 凝結熱を放出することで周囲の空気を加熱する。すると水平方向の温度分布の不均一から気圧傾度力が発生して低気圧性循環を強化する。このようなフィードバック効果をもたらす環境をCISKと

呼ぶ。CISK は海面からの潜熱フラックスを考慮していなかったが、Emanuel (1986) は Wind-Induced Surface-Heat Exchange (WISHE) という潜熱フラックスを考慮した発達機構を考えた。WISHE によれば下層の空気が低気圧性循環の中心に向かって吹送する間に海面から潜熱の供給を受け、循環の中心付近で対流圏下層の空気が上昇した際には十分な凝結熱が放出されることで浮力が大きくなり上昇流が強化される。これと同時に鉛直循環の補償流も強化されるため、海面を流れる風の風速が増すことになる。境界層内の水平風速が増せば海面から供給される潜熱も増えるため、さらに循環の中心部で上昇流が強化されることになる。

しかし、CISK や WISHE で説明されるフィードバック効果によって台風が強化・維持していくためには、最初からある程度の低気圧性循環の存在が前提条件となる。そのため、台風の発生機構の理解を完結させるには、初期の低気圧性循環の発生機構の理解が必要となる。そこで、台風の発生は2つのステージに分けて考える；1 つめはメソ対流系 (Mesoscale Convective System, 以降MCS と称す) と呼ばれるクラウド・クラスターが複数個集まり、低気圧性循環を伴ったTCへと変質していく組織化ステージ、次にすでに低気圧性循環を伴ったTCがCISK やWISHE で説明される正のフィードバック効果を受けて発達するステージである。本研究では前者を取り扱い、これをTC発生と呼ぶこととする。上記のようにTCの発生を定義すると、その発生過程においてはMCSのスケールが代表的なスケールとなるため、CISK やWISHEのスケールよりも一回り小さな、二千km から数百km のスケールの現象を対象とする。

MCSに関しては、長時間維持するシステムの層状性雲領域において対流圏中層に低気圧性循環が見られるということが分かっているである。この低気圧性循環は、メソ対流渦 (Mesoscale Convective Vortex, 以降はMCV とする) と呼ばれており、Bosart and Sanders (1981), Harr and Elsberry (1996), Harr et al. (1996), らがMCSに内在された単一のはっきりとしたMCVが見られることを述べている。近年の研究では、MCV の併合がTC発生に関与している可能性を示唆しているものがある。Ritchie and Holland (1997) は北西太平洋上で発生した台風Irving の形成時に航空機観測を行い、下層渦の併合と500 hPa 高度に低気圧性循環が存在したことを確認した。このことはMCS, およびMCVの併合が台風Irving の形成に関与した可能性を示唆していると述べている。また、Kieu and Zhang (2008) は北東太平洋上で発生したTropical Cyclone Eugene の形成について数値シミュレーションを行っている。彼らは静止衛星画像データとNCEP

再解析データから2 つのMCV的な低気圧循環の併合があったことを確認し、NCEP再解析データを初期値とする数値シミュレーションを行い、ストームスケールの絶対渦度は下層から上層へストレッチングする傾向が見られることを報告している。しかし、これらの先行研究は事例解析であり、実際にどの程度の割合で台風の発生時にMCSやMCVの併合が見られるのか、またどのような環境場で併合現象が発生しやすいのかといった事柄はわかっておらず、これを明らかにすることが本研究の目的である。MCS やMCV, およびそれらの併合がどのようにTC発生に寄与を与えるかということについては、2つの仮説が存在する；一つは“Top-Down” と呼ばれる仮説でもう一つは“Bottom-Up” と呼ばれる仮説である。これらの2つの仮説についてはElsberry and Harr (2008) が、以下の様にまとめている。

「Ritchie and Holland (1997) やSimpson (1997) の研究では、MCVに関連した対流圏中層の渦度がどのようにして暖かい熱帯海洋から潜熱と摩擦による収束を得るのか説明するために、MCV 併合のTop-Down メカニズムが用いられている。MCVが降水に伴う下降流によって下層へ伸びていき海面に接地すると、2次循環に伴う下層のインフロー、収束の中心付近の上昇流、その上層での外出流といった、後に総観スケールのTCの循環に成長していく構造が整えられる。このTop-Down 仮説において、TC発生の位置とタイミングはMCVの地表への到達が、いつ、どこで起きるかということに直接的に依存する。

これに対してBottom-Up 仮説においては、MCSの役割は暖湿で低気圧循環を持ち、対流圏下層部に大きなスケールの鉛直運動を持った環境場を提供することである— このような環境場において複数のVortical Hot Tower (以降VHT とする) と呼ばれる渦を伴った強い対流が形成される (Montgomery 2006)。そしてVHTの正味の収束が低気圧性循環を強化し、下層風速の強化によって増大した潜熱の放出は、このメソスケール領域にさらに深い対流や強いVHTを引き起こす。したがってBottom-Up 仮説においては、VHT の発生と併合がTCの発生の場所とタイミングを決定する。」

これらの2つの仮説の違いをまとめると、まずTop-Down 仮説においてはTCの発生の前段階として発達したMCV を形成させなければならないが、そのためには活発な対流雲のアンビルを成長させなければならない。そのような環境は比較的大きな鉛直シアが存在する場であり、同時に下層で収束、上層で発散場になることが要求されるため、対流圏上層は高気圧性循環を伴う傾向をもつ。これに対してBottom-Up 仮説では、VHT の発生が最も重要なキー

ポイントとなるが、VHT の発生には深い対流が必要であるため、鉛直シアが小さい環境場が適している。やはり下層には低気圧性循環が存在し上層は高気圧性循環となるが、比較的弱い循環となるかもしれない。この作業仮説に基づく、上層の高気圧性循環の強さとTop-DownやBottom-Upの発現との関係性を見いだせる。

そこで、実際にMCSの併合が起きる時にどちらの環境場の割合が高いのか確かめるために、MCSやMCVの併合が発生する時の上層の環境場について調べることも本研究の目的とする。具体的には、第1に北西太平洋上のTCの発生にMCSやMCV が与える寄与について研究するために基本的な情報となるMCS併合の発生頻度を調べることを目的とする。長期的に解析を行い、できる限り気候学的な特徴を調べるため、長期間のデータが用意されている静止気象衛星画像を主に使用する。静止衛星の赤外画像では対流圏中層に存在する低気圧性循環そのものを捉えることは難しいので、本研究ではMCSの併合を取り扱うこととする。

第2の目標として、上記で検出されたMCS併合が発生する事例に関して、上層および下層の環境場について調べる。上層の環境場については、先述のように上層の循環に着目して環境場を評価する。下層環境場を解析するにあたっては、もう一つ作業仮説を立てておく。Holland (1995) は北西太平洋上の下層の流れ場に関して、次のような流れパターンによって説明できるとした；それは(1). 赤道を横切る流れを伴った主に夏期に見られる西風バーストと東風によって形成される下層の合流域、(2). 太平洋上の偏東風、そして(3). 北東の高気圧性循環といった流れパターンである。また、Ritchie and Holland (1999, 以降RH99 とする) では、「偏東風波動」、「モンスーン渦」、そしてHolland (1995)の西風と東風の合流域を2 つに分割した、「モンスーン・シアライン」、「モンスーン合流域」に加えて、「すでに存在している台風の辺縁」という5 つの下層の流れ場を考え、TCの発生環境場を評価している。これを踏まえ、3 つめの作業仮説として北西太平洋上のTC発生に伴うMCSの併合が起きる下層環境条件についても同様に、下層の流れ場によって説明できると仮定する。ただしRH99によれば、TC発生環境場においてモンスーン・シアライン、モンスーン合流域、および偏東風波動が非常に顕著である。これを受け、本研究ではこの3パターンに分類することでMCS併合環境場の解析を行う。

第3の目標は、MCS併合の環境条件を解析する前段階として、北西太平洋上のTCの発生事例について上層および下層の環境場を解析することである。特

に下層環境場については、RH99の主要3パターンの下層流れ場の解析を最近30年にまで拡張し、その長期変動を含めて調査する。本研究では上記の目的を達成するために以下の4つの解析を行った；再解析データを用いたTC発生の、(1). 下層環境場の客観解析、(2). 上層の環境場の客観解析、衛星データを用いた、(3).TC発生に伴うMCS併合の発生頻度、(4). 西風バースト周辺のMCSのトラッキングの4種類である。これらの4種類の解析は対象期間がそれぞれ異なっており、(1)の解析期間は1979年1月から2008年12月、(2)の解析期間は1979年1月から2008年12月、(3)の解析期間は1995年6月から2008年12月、そして(4)の解析期間は2006年8月9日の00 UTCから同月10日の14 UTCまでとなっている。しかし全ての解析期間はオーバーラップする期間を持つため相互に直接比較することができる。本節の最後になるが本研究における北西太平洋とは北半球で東経180°より西側の太平洋と定義しておく。また、対象とするTCはこの領域内で発生した事例のみとし、この外で発生し対象領域に進入してきた事例については取り扱わない。

2. 北西太平洋上の下層環境場 (3パターン分別)

本研究では、TCが発生する下層環境場の評価としてRH99で用いられた北西太平洋上におけるTC発生に寄与する下層の流れ場の5パターン（モンスーン・シアライン、モンスーン合流域、偏東風波動、先行台風の縁辺、モンスーン渦）のうち主要な3パターン（モンスーン・シアライン、モンスーン合流域、偏東風波動）を利用して環境条件を分別する。はじめにRH99に準拠した、北西太平洋上で見られるTC発生の下層の流れ場3パターンについて説明する。この概念図をFig. 1に示す。

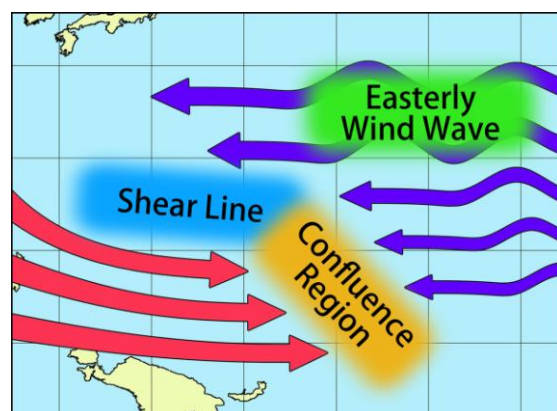


Fig. 1 A conceptual image of 3 flow patterns. Red arrows are westerly wind burst, and blue arrows are easterly wind and its waves.

モンスーン・シアライン：熱帯から亜熱帯の北太平洋に広く分布する偏東風の存在と北半球の夏期に発生するアジアモンスーンのトラフの張り出しに伴う西風バーストによって、東西方向に伸びた低気圧性の渦度を持つシアラインが形成される流れ場である。Fig. 1 の中では青色で示された領域である。

モンスーン合流域：モンスーン合流域とは、モンスーン・シアラインと同様に偏東風と西風によって作られる低気圧性の渦度を持つ水平シアの場であるが、東風と西風が合流する領域で、南北向きに伸びた水平シアの場を形成する流れ場パターンである。Fig. 1 では黄色で示されている。

偏東風波動：北太平洋上で卓越している偏東風の中でみられる、順圧不安定が原因で発生すると考えられる波動があり、これを一般に偏東風波動と呼ぶ。偏東風波動パターンとはこの偏東風波動の発達中のトラフ上でTCが発生する場合である。Fig. 1 で緑色で示された領域で発生しやすい環境場である。

2.1 下層環境場解析のデータと解析手法

ここでは本研究の解析で使用したデータについて説明する。TC発生の下層環境場の解析にあたっては、The Japanese 25-year Reanalysis (以降、JRA-25 とする) と the JMA Climate Data Assimilation System (以降、JCDAS とする) の再解析データを気象場のデータとして使用した。これらのデータは時間解像度が6時間間隔で、空間解像度は 1.25° 格子のグリッドデータである。解析にはこのデータセットの中から850 hPa 面における東西風成分、南北風成分を使用した。TCの発生場所と時刻に関するデータとしてはthe Joint Typhoon Warning Center U.S. (以降、JTWCとする) の北西太平洋上のTCに関するベストトラックデータを使用した。JTWCベストトラックデータには様々なパラメータが記録されているが、その中から時刻(6時間間隔)、緯度・経度(0.1° 間隔)、そして最大維持風速(1 ノット間隔)を使用した。発生時刻、発生場所は各々の事例における一番最初のトラックデータの時刻と場所として定義している。解析期間の1979年から2008年の30年間には、台風強度に達したのもも含めた全てのTC事例は909事例存在する。

次に解析手法について説明する。RH99では主に主観解析によって調査が行われたのに対し、本研究では3パターンを抽出することのできるアルゴリズムを作成し客観的手法によって解析を行った。特定のTC発生について3つのうち、どの流れ場パターンの影響を主として受けたかを判断するには、客観的な基準を決めておく必要がある。本研究では、TC発生事例毎に3パターンの全てについて、発生地点への

影響の強さを表すスコアを計算し、値が最大のパターンを該当事例の発生に寄与した環境場とする。以下で具体的な解析手法を説明する。

第1に、各事例毎に850 hPa 面上の水平風成分について、TCの発生時刻の66時間前と72時間前の時刻における時間平均値を求め、そのデータをもとに下層の流れ場の特徴を抽出する。発生時刻の66時間前と72時間前という選択はRH99に準拠しており、この時刻ではTC自体の循環はほとんど形成されていず、TC発生直前の環境場を評価できると仮定している。時間平均を用いるのは、比較的大きな時間・空間スケールで変動する流れ場を抽出できるように、時間平均をとり細かな変動を消すためである。各々のパターン毎に抽出する項目は、その流れパターンが存在する場所の「特徴点」と、特徴の強さを示す「特徴強度」である。モンスーン・シアライン (SL) については、東西風の符号が南北で変化し、かつ発生点から最も近い場所を特徴点とし、特徴強度として特徴点における東西風の2次の微分量 ($\partial^2 U / \partial y^2$) を計算した値を利用する。ここでUは東西風成分を意味する。モンスーン合流域 (CR) については西風が最も強い緯度で東西風の符号が東西で変化する場所を特徴点とし、特徴強度はシアラインと同様に東西風の2次の微分量を計算した値とする。また、偏東風波動 (EW) は発生点の緯度を中心に南北に700kmの帯状領域内で、南北風の符号が東西で変化する点とする。ただし東側で南風、西側で北風という配置に限定し、かつ周囲280km四方における平均風で68時間移流された時に最もTC発生点に近い場所を特徴点とする (移流した場合に発生点を越えて西側に行くものは除外する)。特徴強度は東西の南北風の差 ($V_{i-1,j} - V_{i+1,j}$) とする。ここでVは南北風成分を意味し、 i, j は特徴点の緯度・経度を意味する。

第2にベストトラックに基づいたTCの発生点と先に定義した特徴点の間の距離を計算する。そして、スコアは (1)式に基づいて計算される。

$$SCR_n = A_n \times I_n \times \exp(-B_n \times D_n) \quad (1)$$

ここで、 A_n 、 B_n は任意定数、 I_n は特徴強度、 D_n は特徴点と発生点の間の距離を表し、 $n=SL, CR, EW$ である。任意定数は特徴強度と発生点と特徴点間の距離によって計算されたスコアが、各々の事例でできる限りうまくばらつくように設定するもので、モンスーン・シアラインは $A_{SL}=1.0$ 、 $B_{SL}=7.0 \times 10^{-4}$ 、モンスーン合流域は $A_{CR}=1.0$ 、 $B_{CR}=8.0 \times 10^{-5}$ 、偏東風波動は $A_{EW}=2.0 \times 10^{-1}$ 、 $B_{EW}=1.0 \times 10^{-2}$ とする。

ここまで説明した作業を対象期間の全ての事例について行うことで、個々のTC発生に関する3つのパ

ターンの寄与量が算出できる。しかし、異なるパターン間での寄与量の相対的な大小に関しては考慮できていない。そこで全期間を通じてパターンごとに個々の事例のスコアを最大値で規格化 ($SCRn' = SCRn / MAXn$) することで、スコアが0 から1 の値をとるようにする。最後に全事例について各事例毎に3パターンのスコアを比較し、最も高いスコアを持つパターンを該当事例の環境場として同定する。以上がアルゴリズムによって行われる客観解析手順である。

上記に加えて最終ステップとして主観的品质管理を行う。アルゴリズムによって3パターンのうちから判断された下層の流れ場を、JRA-25 (JCDAS) から描いた実際の流れ場を比較して、明らかに異なる場合は「その他の環境場」として主観的に判断する。このとき、主観解析によって3パターンのうちのどれかに入れることはしない。また、全てのスコアがゼロの事例についても、「その他の環境場」と判断する。解析の対象は基本的に1979年から2008年のJTWC ベストトラックに掲載されている全ての事例としていたが、1982年の25号熱帯低気圧(その他)、1990年の12号熱帯低気圧(偏東風波動パターン)、1995年の23号熱帯低気圧(その他)、2002年の22号熱帯低気圧(モンスーン合流域パターン)の事例については、スコアが非常に高く、規格化時にその他の事例のスコアが引きずられて非常に小さな値にならないため本研究では解析対象としなかった。これらの事例はスコアを計算した場合、その値は5 σ を超えた値をとる。さらに、1979年の1号熱帯低気圧はデータの期間外であるため解析対象とはしない。したがって、JTWC ベストトラックデータに基づく1979年から2008年のTCの発生事例は909事例存在するが、上記の5事例を除くため解析対象は904事例となる。

2.2 下層環境場解析の結果概要

全904事例のTC発生について2.1節で説明した客観解析を行い、777事例について3つの下層の流れ場パターンに振り分け、残りの127事例については「その他のTC発生環境場」として分類した。実際にどのようにパターン分別されているか示すため、Fig. 2に3パターンの解析例を示す；Fig. 2Aはモンスーン・シアライン、Fig. 2Bはモンスーン合流域、そしてFig. 2Cは偏東風波動と判断された例を示しており、それぞれの図の左下に描かれた棒グラフは、該当事例の3パターン全てのスコアが表示されている。Fig. 2Aのモンスーン・シアラインにおいて、解析アルゴリズムによって抽出されたシアラインが青い点の連続で示されている。また赤い星印はTCの発生

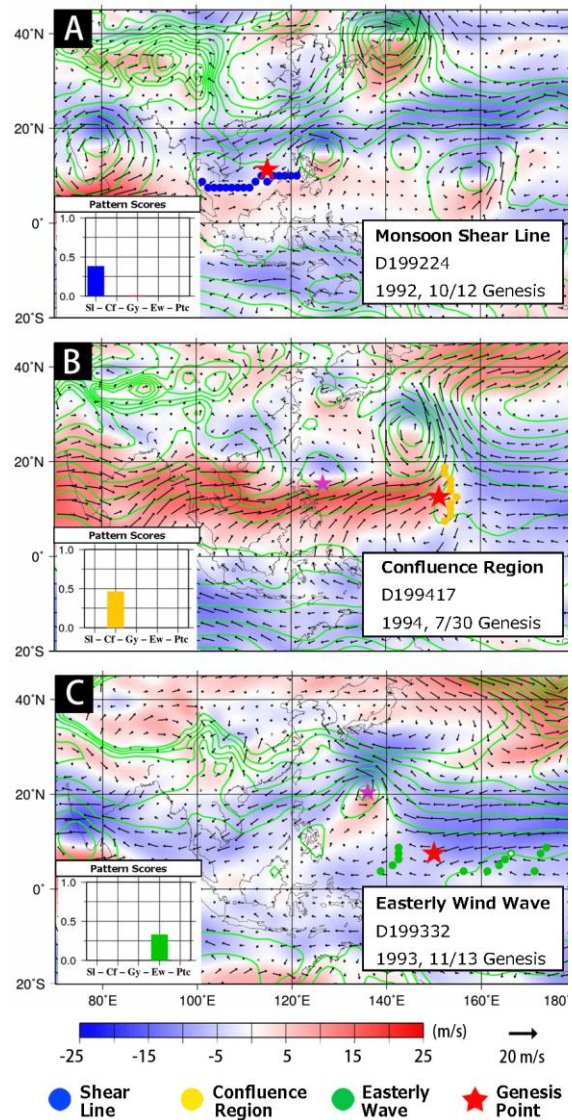


Fig. 2 Examples of objective analyses. Background colors mean zonal wind field at 850 hPa level; red is westerly, and blue is easterly wind. Green contours are geo-potential height.

場所を示しており、東西風のシアラインのすぐそばでTCが発生したことがわかる。同様にFig. 2Bのモンスーン合流域においては、東風と西風の境界線が黄色い点の連続によって表され、Fig. 2Cの偏東風波動パターンにおいては東風の中のトラフが緑色の点の連続で表されている。それぞれの事例において赤い星印の発生点と抽出された特徴が接近しており、客観解析の結果が主観的に見ても正しいことがわかる。以降、先行研究のRH99との比較について述べ、そのあと30年間分の解析結果を用いて北西太平洋上のTCの発生環境場の気候的特徴について述べる。

Table 1 A comparison of 3 patterns categorize

	ALL	SL (%)	CR (%)	EW (%)	OTR (%)
Current (1984~1992)*	205	99 (48)	41 (20)	51 (25)	14 (7)
RH99 (1984~1992)*	199	84 (42)	58 (29)	36 (18)	21 (11)
Difference	6	15	-17	15	-7

Table 2 A result of patterns categorize for 30 years

	ALL	SL (%)	CR (%)	EW (%)	OTR (%)
Case	904	388 (43)	188 (21)	201 (22)	127 (14)
Lat (deg)	12.9	12.1	13.5	12.8	15.1
Lon (deg)	143.3	141.7	142	146.1	145.6

2.3 RH99との比較

ここでは先行研究のRH99との比較結果を紹介する。本研究では1979年~2008年の30年間を対象としているが、先行研究の結果と比較するため、RH99と同じ1989年を除いた1984年から1992年を対象に解析結果を再編集したものをを用いる。ただし解析方法についてはRH99は主観解析、本研究は客観解析という違いがある。Table 1に比較結果を示している。この表ではモンスーン・シアラインをSL、モンスーン合流域をCR、そして偏東風波動をEWとし、ALLは全事例を表しており、Differenceは本研究からRH99を引いた事例数を表している。各パターンを比較すると、先行研究はモンスーン・シアラインが42%、合流域が29%、そして偏東風波動が18%となっている。これに対して本研究では、それぞれ48%、20%、25%となっており、両者ともモンスーン・シアラインが最も多く合流域や偏東風波動が続くという同様の傾向が見られる。しかし、本研究ではRH99に比べて合流域よりも偏東風波動と同定される件数が多く、シアラインの同定数が多い。つまり、RH99は上位からSL、CR、EWという発生頻度順になっているが、本研究ではSL、EW、CRという順になっている。このように本研究の同定結果はRH99に対して若干の差異が認められるが、TCの発生環境場を解析するにあたっては十分な精度を持っていると考えられる。

2.4 30年間のTCの発生環境場

(1) 3パターン環境場の発生特徴

1979年から2008年の30年間に関する全解析結果をまとめたものをTable 2に示す。Table 2ではTable 1と同様に3パターンの名前をSL、CR、そしてEWと略式で表現しており、3パターンのうちのどれにも同定されなかった「その他の発生環境場」パターンはOTRと表記している。さらにここではそれぞ

れのパターンの平均の発生場所の緯度・経度も併せて表記してある。解析対象とした事例数は2.1節で説明したように全部で904事例で、その平均的な発生点は北緯12.9°、東経143.3°である。全事例904事例のうち3つの環境場のどのパターンにも同定されなかった「その他の発生環境場」は127事例あり、全体の14%である。3パターンの発生頻度に注目すると、2.3節で述べた本研究の3パターン分別の特徴と同様のものが確認でき、発生頻度順位は上位からSL、EW、CRとなっている。モンスーン・シアラインとモンスーン合流域はともに偏東風と西風バーストの境界でTCが発生する事例であるため、これらを同一パターンとみなすと、西風バースト由来の2パターンで北西太平洋上のTC発生の約60%を説明できることがわかる。さらに25%が偏東風波動で説明される。

次に、それぞれのパターンの発生位置の分布をみる。Fig. 3にモンスーン・シアライン、モンスーン合流域、偏東風波動と同定されたTCの発生位置を対象期間30年全ての事例についてプロットした。背景のカラーはプロットした事例全てについての850hPa面における東西風をコンポジットしたもので赤色の領域は西風、青色の領域は東風を表している。また緑色のコンターは同様に850hPa面における等圧面高度のコンポジットを示している。これらの図からモンスーン・シアライン、モンスーン合流域、そして偏東風波動のいずれのパターンに伴うTC発生も北西太平洋上に広く分布していることがわかる。1つ興味深いことは、北緯4°付近にはっきりした発生の南限があり、それ以南では発生数が非常に少なくなっていることである。一方、発生の北限は南限ほどはっきりせず、北緯25°付近より北側では発生数が少なくなっているが、モンスーン・シアラインや偏東風波動のパターンでは北緯30°より北側でも発生事例が見られる。

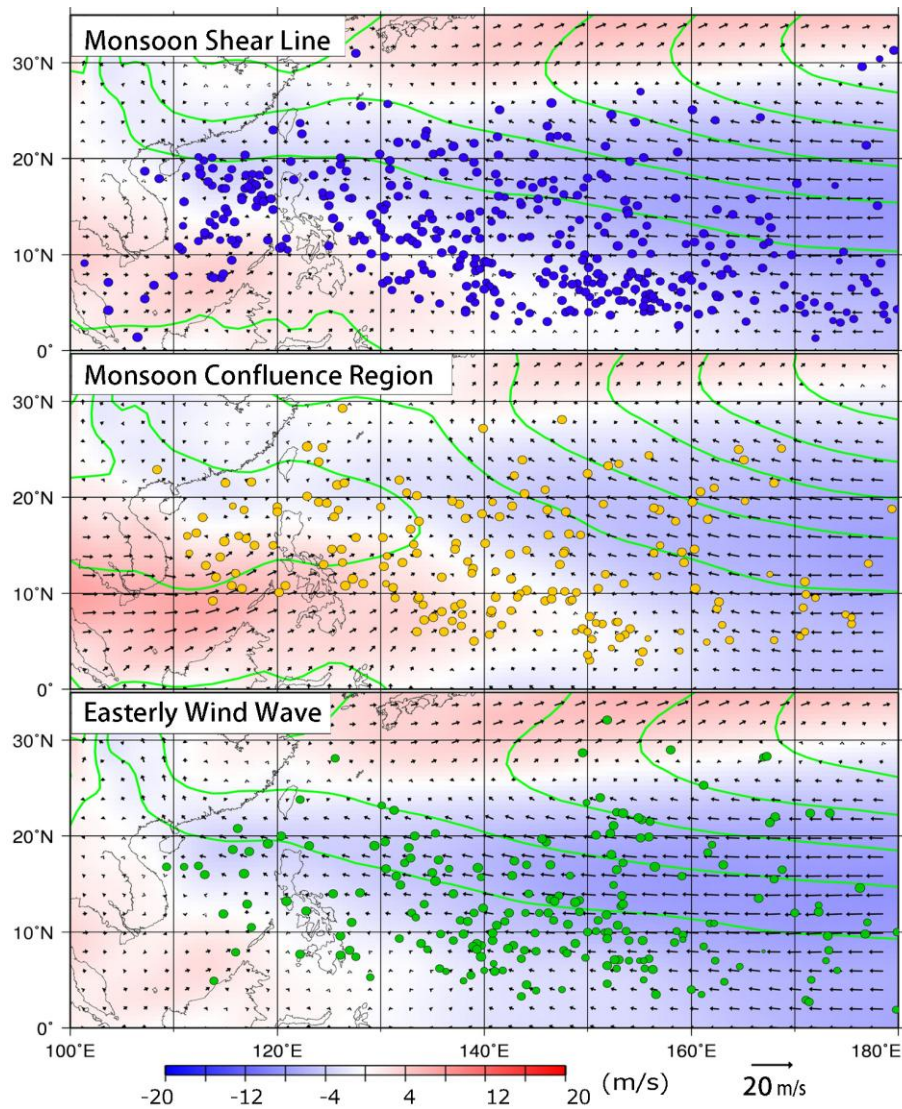


Fig. 3 Distributions of tropical cyclogenesis locations of 3 flow patterns. Background colors mean zonal wind field at 850 hPa level wind composited for all cases about each flow patterns; red is westerly, and blue is easterly wind. Green contours are geo-potential height.

Table 3 Inter-Seasonal variations in 3 patterns

	ALL	SL (%)	CR (%)	EW (%)	OTR (%)
DJF	69	40 (58)	4 (6)	18 (26)	7 (10)
Lat	6.8	5.4	7.0	9.0	8.7
Lon	147.3	148.3	147.2	142.6	149.8
MAM	87	51 (59)	10 (11)	21 (24)	5 (6)
Lat	7.0	7.2	7.7	6.3	12.4
Lon	145.9	146.6	143.8	146.3	135.7
JJA	373	133 (36)	101 (27)	73 (20)	66 (17)
Lat	14.0	13.9	13.4	13.8	16.7
Lon	140.7	139.9	140.6	143.5	142.5
SON	375	164(44)	73 (19)	89 (24)	49 (13)
Lat	12.6	12.3	11.8	13.0	14.1
Lon	144.7	140.8	143.7	148.8	150.2

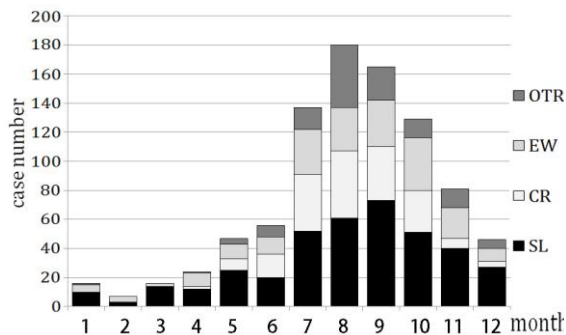


Fig. 4 Inter-seasonal variations of 3 flow patterns. Case numbers are integrated number for 30 years.

(2) 3パターン環境場の季節変化

次に3パターン別のTC発生頻度について季節変化を調べた結果について説明する。Table 3 に3パターンの環境場にその他の環境場を加えた4種類のパターンについて発生事例数の季節変化をまとめている。括弧内は全体の事例数(ALL の欄)に対する割合を示しており、前節と同様に環境場パターンの名前は略称で記述している。また12月～2月をDJF, 3月～5月をMAM, 6月～8月をJJA, そして9月～11月をSON と表記して4つの季節に分けて示している(この表記は以降の節でも用いる)。それぞれの項目ごとに平均した発生位置の緯度・経度, および各列の合計の事例数を表の最終行に記した。この表によると, どの季節においてもモンスーン・シアラインが最も発生割合が高いことに変わりないことがわかる。しかし残りの2パターンは入れ替わりがあり, DJF, MAM, SON においては偏東風波動で, JJA ではモンスーン合流域の方が頻度が高くなる。つまり, 北半球の夏期にだけモンスーン合流域の発生割合が高くなっている。さらに詳しく季節変化を調べるために, Table 3 にまとめた結果をFig. 4に示した。この図では月ごとにまとめたデータを用いて描いてい

る。Fig. 4 を見ると, まずはじめに, TCの発生数は8月に最も多く, 2月に最も少なくなるという年間期の季節変化をしていることに気づく。2.4節では30年間の統計値として, シアラインが約40%, 合流域と偏東風波動が各々約20%の割合で発生すると述べたが, この割合が年間を通じて維持されているのでは無いことがわかる。そもそも, 合流域とその他のパターンは現れる季節が限られており, 年間を通じて見られるパターンはモンスーン・シアラインと偏東風波動だけであることがわかる。そして, モンスーン・シアラインと偏東風波動のパターンの発生数もやはり8月から10月に最も多く, 1月から3月に最も少ないという年間期の季節変化をしているといえる。一方, モンスーン合流域は6月から10月を中心に発生するパターンであり, 最盛期の7月から9月には発生数が急激に増えて発生割合第2位のパターンになっている。

(3) 3パターン下層環境場の年々変動

この章の最後に4つの環境場の発生頻度について年々変動を調べた結果について述べる。まずJTWC ベストトラックデータからわかるTCの発生数についての年々変動について説明する。Fig. 5 にJTWC ベストトラックに基づいた1979年から2008年の北西太平洋上で発生したTCの事例数を棒グラフで, エルニーニョ指標として使用される西太平洋の海面温度の平年値からの偏差 (NINO-West) を線グラフで表現したものを示す。Fig. 5 をみると数年周期のTC発生数の変動は海面温度の変動とおおよそ連動しているように見える。これはGray (1968, 1975) を含めた多くの台風発生の総観スケールの環境場に関する研究で説明されているように, 海面温度が高い方が台風が発生しやすいことと整合的である。また, 1983年, 1998年, そして2005年は他の年と比べて発生数が少なく, 逆に1989年, 1993年, 1994年, そし

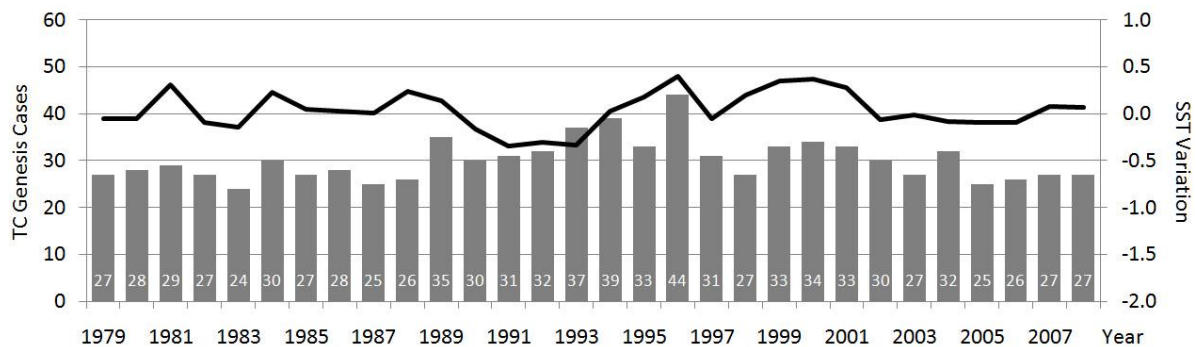


Fig. 5 Inter-annual variations of tropical cyclones genesis numbers. Bars are case numbers, and a line is a sea surface temperature.

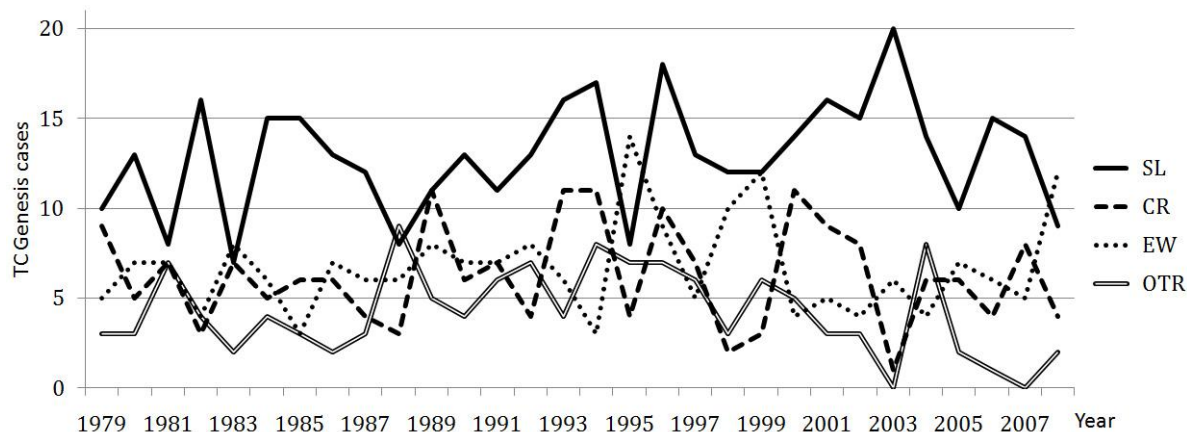


Fig. 6 Inter-annual variations of 3 flow patterns for 30 years.

て1996年は発生数が多くなっている。そしてこの期間を通してみると、年々徐々にTCの発生数が増えている、または減っているといった長期変動的なトレンドは見られないことがわかる。これらを踏まえて、本節では3パターンの下層環境場の年々変動について議論していく。

Fig. 6 に1979年から2008年間の3パターン下層環境場別の発生事例数の年々変動を線グラフで示している。Table 4には、Fig. 6の線グラフで表した内容について実際の数値が示されている。ここでは、3つの下層環境場パターンとともに「その他」と同定された事例数についても記述している。先にも述べたように、30年間の統計値としては上位からSL, EW, CRという発生頻度順となっており、偏東風波動とモンスーン合流域の発生頻度はほぼ同じである。つまり全ての年において、概ね3パターンの下層環境場別の発生頻度順位には変動が無いといえる。ただし、それぞれのパターンの発生事例数は大きく変動しており、特にモンスーン・シアラインの事例数は年ごとに約10～約18回の間で大きく変動している。その他のパターンも変動幅は大きく、30年間の統計値としては発生頻度順位は偏東風波動が第2位、モンスーン渦が第3位としたが年によって順位が入れ替わっており、2位と3位に関しては明確に発生頻度順位を決められないことがわかる。

年々変動の様子としては、モンスーン・シアラインとモンスーン合流域は似た変動の様子をとっていることがわかり、これは両者とも西風バーストに由来する下層環境場であるという共通点を持つためだと考えられる。逆に偏東風波動の変動パターンはモンスーン・シアラインと逆相関をとっているように見える。この期間における4パターンの下層環境場について、長期的な発生事例数の増減といったバイ

Table 4 Inter-annual variations of 3 patterns

	All	SL	CR	EW	OTR
1979	27	10 (37)	9 (33)	5 (19)	3 (11)
1980	28	13 (46)	5 (18)	7 (25)	3 (11)
1981	29	8 (28)	7 (24)	7 (24)	7 (24)
1982	27	16 (59)	3 (11)	4 (15)	4 (15)
1983	24	7 (29)	7 (29)	8 (33)	2 (8)
1984	30	15 (50)	5 (17)	6 (20)	4 (13)
1985	27	15 (56)	6 (22)	3 (11)	3 (11)
1986	28	13 (46)	6 (21)	7 (25)	2 (7)
1987	25	12 (48)	4 (16)	6 (24)	3 (12)
1988	26	8 (31)	3 (12)	6 (23)	9 (35)
1989	35	11 (31)	11 (31)	8 (23)	5 (14)
1990	30	13 (43)	6 (20)	7 (23)	4 (13)
1991	31	11 (35)	7 (23)	7 (23)	6 (19)
1992	32	13 (41)	4 (13)	8 (25)	7 (22)
1993	37	16 (43)	11 (30)	6 (16)	4 (11)
1994	39	17 (44)	11 (28)	3 (8)	8 (21)
1995	33	8 (24)	4 (12)	14 (42)	7 (21)
1996	44	18 (41)	10 (23)	9 (20)	7 (16)
1997	31	13 (42)	7 (23)	5 (16)	6 (19)
1998	27	12 (44)	2 (7)	10 (37)	3 (11)
1999	33	12 (36)	3 (9)	12 (36)	6 (18)
2000	34	14 (41)	11 (32)	4 (12)	5 (15)
2001	33	16 (48)	9 (27)	5 (15)	3 (9)
2002	30	15 (50)	8 (27)	4 (13)	3 (10)
2003	27	20 (74)	1 (4)	6 (22)	0 (0)
2004	32	14 (44)	6 (19)	4 (13)	8 (25)
2005	25	10 (40)	6 (24)	7 (28)	2 (8)
2006	26	15 (58)	4 (15)	6 (23)	1 (4)
2007	27	14 (52)	8 (30)	5 (19)	0 (0)
2008	27	9 (33)	4 (15)	12 (44)	2 (7)

アスは見られない。個々の年ごとの特徴を見ると、1983年、1988年、1995年、そして2005年はモンスーン・シアラインの発生事例数が少なくなっているのに対し、偏東風波動の発生事例数が増えている。これらの年は、Fig. 5 でみたTCの発生数そのものが少ない年にあたる。逆に1993年や1996年はモンスーン・シアラインの発生事例数が多くなっているのに対し、偏東風波動の発生事例数は少なくなっている。そしてこれらの年は、Fig. 5 でみたTCの発生数が多い年にあたる。30年の解析期間を通してこのような傾向が見られるが、2003年はこの傾向から大きく外れた特異な年であった。モンスーン・シアラインの発生事例数が非常に多いのに対し、その他の全ての下層環境場の事例数は平年よりも少なくなっている。しかも、この年のTCの発生数自体も少ない。この年はモンスーン合流域の発生事例数も非常に少ないため、単純に西風だけの影響とは考えにくく今後も調査を進めていく必要がある。

3. 北西太平洋上の上層の環境場

3.1 上層環境場解析のデータと解析手法

TC発生の上層環境場の解析として使用したデータは、気象場については2.1節の解析で使用したJRA-25 およびJCDAS を使用した。但しここでは200 hPa 面における東西風成分、南北風成分を用いる。TCの発生場所と時刻に関するデータとしては、気象場と同じく2.1節の解析で使用した、JTWC ベストトラックデータを使用した。

解析手法は単純で、上層200 hPa 高度の水平風データをもとにTC発生点を中心とする直径1,387 kmの円に沿って循環を計算し、その値の正負を見ることで上層の循環が高気圧性か、低気圧性かどうかを確認するというものである。Sadler (1976, 1978) やHeta (1991) によると、北緯20°を付近を、4~5日の周期で西進する対流圏上層の擾乱は3,000~4,000 kmの波長を持つ。平均的なトラフ（低気圧性循環）、もしくはリッジ（高気圧性循環）の水平スケールは半波長の1,500~2,000 kmということになる。そこで、このようなトラフ・リッジを捉える目的で直径約1387 kmの水平スケールの循環値を計算している。下層環境場の解析と同様に循環を計算するTCの発生時刻の66時間前と72時間前の200 hPa 高度の水平風の時間平均値を計算しておき、そのデータから循環を計算する。計算された結果を評価するにあたっては、この解析方法によって検出されるトラフとリッジの平年値をあらかじめ求めておく必要がある。平年値の計算方法は、JTWC ベストトラックデータに基づいた北西太平洋上におけるTCの発生点の平

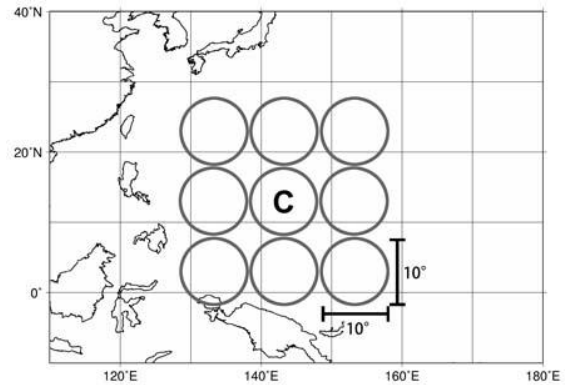


Fig. 7 Nine circles to calculate upper tropospheric circulation. A diameter of each circles is 1,387 km. “C” is a genesis location of averaged for all 904 tropical cyclogenesis cases for 30 years.

均値(北緯12.9°, 東経143.3°)を中心にして9つの直径1,387 kmの円を周囲に約10°の距離をあけて並べ (Fig. 7 に示されている9つの円が循環を計算する円である)、この9つの円に沿って高度200 hPaの水平循環を計算する。対象とする期間は1979年から2008年である。それぞれの日について00 UTC と12 UTC において循環を計算することとし、これを対象期間中全ての日について行った。

3.2 北西太平洋上における上層の環境場の平年値

北西太平洋上全体において、1979年から2008年の30年間にわたって循環を計算した結果をTable 5にまとめる。Table 5においてALLと記述している列は30年間全季節の計算結果をまとめた結果を表しており、196,974事例(=9カ所×2つの時刻×365日×30年)の全てに対する割合(%)で表記されている。その他のDJF, MAM, JJA, そしてSONについては30年間の結果を季節毎に分けた結果を表している。また“+”と表記した行は計算された循環の値の符号が正(低気圧性循環・トラフ)であったことを意味し、“-”とした行は符号が負(高気圧性循環・リッジ)であったことを意味している。最後の“case”と表記した行は計算した回数(事例数)を表している。季節毎に計算回数が異なるのは、その季節に含まれる日数の違いによるものである。ALLの列に注目すると、循環の符号が負の方が約80%を占め、非常に高い頻度で対流圏の上層は高気圧性循環(リッジ)に覆われていることがわかる。季節毎の変化を見てみると、DJFに最も高気圧性循環(リッジ)の頻度が高く90%を超え、逆にJJAに低気圧性循環(トラフ)の頻度が高くなって30%を超えている。つまり、平

Table 5 Inter-seasonal variation of upper tropospheric circulation for the Environment

	ALL	DJF	MAM	JJA	SON
+	21%	8%	16%	34%	27%
-	79%	92%	84%	66%	73%
Case	196,974	48,564	49,680	49,662	49,068

Table 6 Inter-seasonal variation of upper tropospheric circulation for the TC genesis

	ALL	DJF	MAM	JJA	SON
+	27%	30%	14%	27%	29%
-	73%	70%	86%	73%	71%
Case	904	69	87	373	375

均的には北西太平洋上のTC発生が盛んな場所においては対流圏上層は主として高気圧性循環に覆われるが、夏期には比較的low気圧性循環に覆われることも多くなるといえる。

3.3 TC発生の上層環境場

次にTCが発生する直前の上層の環境場について調べた結果について述べる。Table 6 に解析結果をまとめたものを記述しており、2.4 節と同様の30 年間にわたる北西太平洋上で発生したTC事例全てについて解析した結果を示している。表示している値も、全904 事例に対する該当事例の割合(%) で示している。全事例の項目をみると、前節の平年値と同様に負の値を持つ循環(高気圧性循環)の割合が高い。しかし、その割合は約70%と平年値に比べると低くなっている。高気圧性循環に覆われる環境条件がTC発生に都合がよいという結果は、Gray (1968,1975) で提唱されている「上層が発散場で下層が収束場」であり、「下層に低気圧性循環」という条件に整合的な結果だと考えられる。しかし、同時にこの条件は絶対的な条件ではなく、上層にトラフが入り込んでいる環境でもTCは発生できることが本研究の解析結果からわかる。特に、平年値に比べて低気圧性循環に覆われている割合が高いことから、上層低気圧性循環という条件をTC発生が積極的に選択している可能性も考えられる。次に季節変化をみると、MAM では上層が高気圧性循環の環境条件で発生しているTCの割合が比較的高いことを除けば、特に大きな季節変化はないと言える。ただし、平年値の季節変化と比べると、DJFでTC発生の上層環境条件は低気圧性循環が30%の割合を保っていることに対し、平年値の方は低気圧性循環に覆われる割合が10%を下回っている。このようにDJFにだけ平年値とTC発生における上層環境が大きく異なることは興味深く、今後さらに調べる必要がある。

3.4 TC発生と上層環境場の年々変動

最後に、北西太平洋上における平年値の上層のトラフ・リッジの事例数の年々変動、およびTC発生直前についての上層環境場の年々変動について述べる。Fig. 8に1979 年から2008 年までの30 年間すべてについての結果を記載している。ここで“TC”と記している項目はTC発生直前における上層の環境条件、“ENV”の項目は北西太平洋上における平年値、“CASE”はTCの発生事例数についてそれぞれ示している。また、“+”と記されたカラムは計算した循環の値の符号が正(トラフ)であった事例、“-”と記されたカラムは循環の値の符号が負(リッジ)であった事例についての結果をそれぞれ意味している。また、この図では、平年値とTC発生における環境場を比較するために割合の値を描いている。Fig. 8 から平年値は高気圧性循環が約80%、低気圧性循環が約20%という割合をほぼ崩さず、ほとんど年々変動を持たないことがわかる。そして、このような特徴はこの30 年の期間については全く長期変動的なバイアスは持っていないことがわかる。一方、TC発生についての上層の環境条件は、かなり大きく変動していることがわかる。平年値の上層環境場、TC発生の上層環境条件、およびTC発生事例数の変動パターンを比較してみると、それぞれの間には特に関係性がないことがわかる。例えば1998年は平年値の高気圧性循環の割合は減っているが、TC発生に関する上層の高気圧性循環の割合は増えている。また、平年値と同様にこの特徴は、本研究の解析期間については長期変動的なバイアスは持っていないことがわかる。つまり、ほとんどの年において先の3.3節で述べたように、長期的な特徴としてTC発生の上層環境場が低気圧性循環に覆われる頻度は、平年値に比べれば約10%高いといえる。

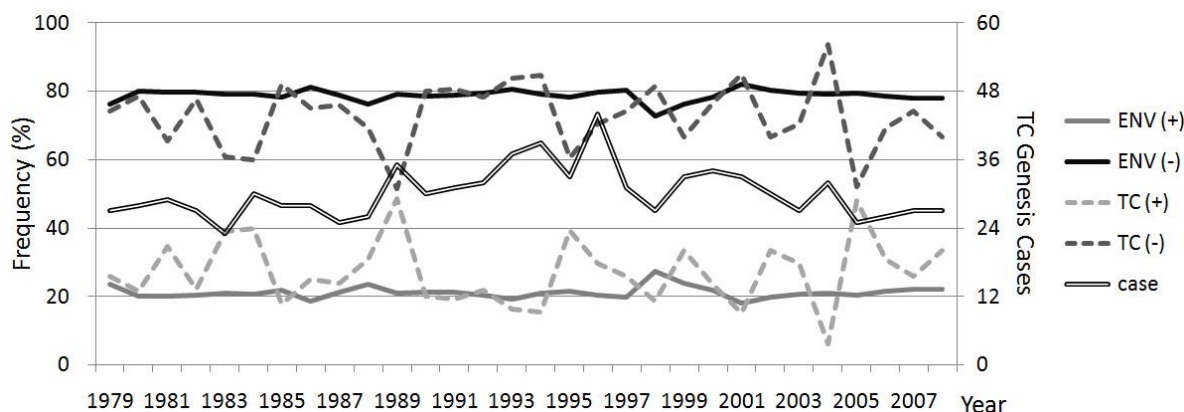


Fig. 8 Inter-annual variations of upper tropospheric circulations about environments and tropical cyclogenesis cases. “+” means cyclonic, and “-” means anti-cyclonic circulation cases.

4. MCS併合の発生頻度

4.1 MCS併合の解析データと解析手法

TCの発生に伴うMCS併合の同定にあたっては、長期間の解析を行うために気象庁の静止軌道衛星GMS-5、MTSAT-1R、およびNational Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) のGOES-9の赤外1チャンネル(IR1) データを合わせ用いた。データは、GMS-5：1995年の6月から2003年の1月まで、GOES-9：2003年の5月から2005年6月まで、そしてMTSAT-1R：2005年の7月から2008年の12月までの期間、それぞれの衛星データを利用している。つまり、衛星データがアーカイブされているのは、1995年の6月から2008年の12月であり、この期間を解析対象とした。どの衛星のデータも時間解像度は1時間間隔で、空間解像度は 0.05° 格子に変換したグリッドデータである。この期間全体で432事例のTCの発生事例があるが、そのうち8事例はデータの欠損、もしくはエラーデータのため解析から除き、残りの424事例について解析を行った。

次にTC発生に伴うMCSの併合を解析する手法について説明する。解析手法はおおまかには、まずJTWC ベストトラックデータをもとに対象とするTCを探し、次にTCの雲システムが発生時刻付近でMCSの併合を経験しているかどうか確認するという方法である。以下でその詳細について説明する。

第1にJTWC ベストトラックデータの発生時刻の前後の96時間分(発生前72時間、発生後24時間)の静止軌道衛星のIR1画像を1時間毎に作成し、トラック情報に合致する雲域を探す。そして、ベストトラックの発生時刻から72時間にわたってさかのぼりながら、同一の雲域が移動していく経路を主観解析で同定する。この間に対流システムスケール(100 km以下)での雲域の消滅・再発生を繰り返すことは許

すが、それ以上のスケールで雲域が存在していなかった場合には経路の同定を止める。

第2にMCS併合の確認をする。先に同定した雲域の経路上で、同じ1時間毎の静止軌道衛星のIR1画像を用いて、MCSの併合が起こっているかどうかを主観解析で同定する。この解析におけるMCSの定義は、208 Kよりも低い等価黒体放射温度(Temperature of Black Body; 以降TBBとする)を持つ領域で、その領域の長辺が100 km以上の大きさを持ち、かつ3時間以上にわたって維持される雲域と定義する。また、MCSの併合は上記のように定義されたMCSが複数(典型的には2個)存在し、これらのMCSが互いに接近し、融合する現象とする(併合時に互いに回転しながら併合しても、衝突するように併合しても構わない)。ただし、併合後も2時間以上は、208 K以下のTBBをもつ領域が100 km以上の水平スケールを持って維持されることを条件とし、併合直後に消えたものは除外する(そのような例もかなり見られた)。併合の有無を判断する期間は、TCの発生時刻の24時間前から発生3時間後までとする。これらのMCS、およびその併合の定義は、6.1節の定義とは異なることに注意して欲しい。静止気象衛星のIR1画像は1時間間隔しかデータがないが、上記で説明したように本研究では数時間にわたって維持される雲域を対象としているため、1時間間隔のデータを用いても解析に問題は無いといえる。

主観解析でMCSの併合を同定する際には、「併合のあり・なし」という判断ではなく併合の顕著さに応じてランクをつける作業を行う。具体的には、ランク1：単一の雲域しか存在せず、それが大きく発達していく、ランク2：複数の雲域が存在するが併合は見られない、ランク3：複数の雲域が存在し併合するが、雲頂高度があまり高くない、もしくは併合後に分離する、ランク4：はっきりと併合が確認できる、

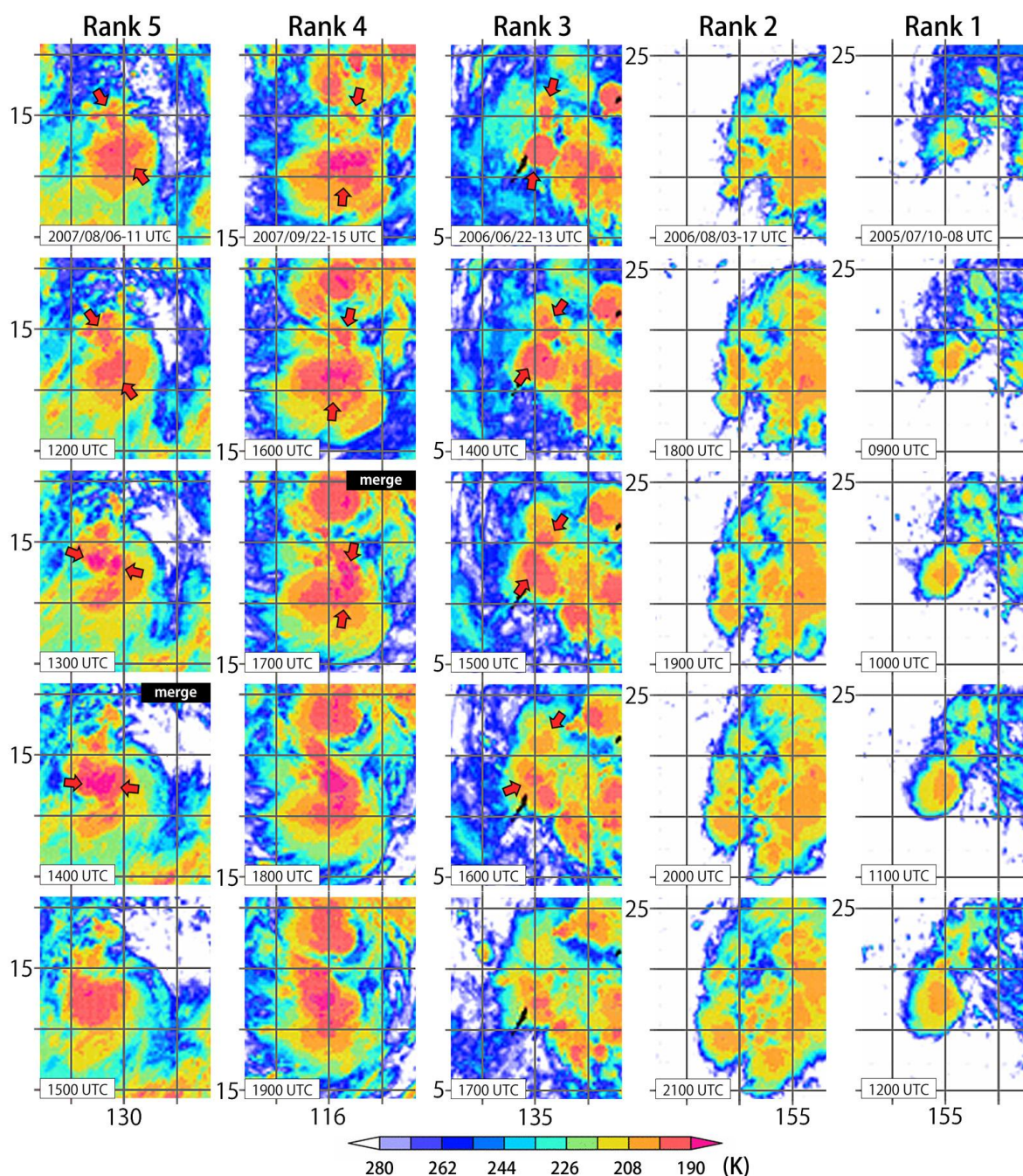


Fig. 9 Examples of subjective analysis about MCSs merger accompanied tropical cyclogenesis. IR1 channel images of MTSAT-1R are drawn, time series is going from top to bottom. Scales of latitude and longitude are 2 degree interval.

ランク5: 併合がはっきりと見え、雲頂高度も高く大きなシステムの併合である。この5つのランクの解析例を示したFig. 9を参照して欲しい。Fig. 9は、MTSAT-1Rによって観測されたIR1データを描いており、5つの列はそれぞれ異なる値のランクをもつ事例である。最も左の列は、ランク5の2007年の8号熱帯低気圧の発生事例である(2007年8月6日18 UTC発生)。この図で矢印で示された208 K以下のTBB領域をもつ2つの雲域は先の定義に基づいてMCSと同定されるものである。2つの雲域は互いに

反時計回りに回転しながら接近していき(1100 UTCから1400 UTCの期間)、最終的には1500 UTCまでの間に併合に至っている。2007年の8号熱帯低気圧の事例では反時計回りに回転しながら併合に至ったが、ときおり回転せずに直線的に移動しながら接近して併合に至ることもある。左から2番目の列は、ランク4の2007年の15号熱帯低気圧の発生事例である(2007年9月22日18 UTC発生)。1500 UTCにおいて2つの矢印で示されたMCSが接近し、1700 UTCまでに併合している。真ん中の列は2006年3

Table 7 A frequency of MCS merger accompanied TC genesis

Category	Merger	Num (%)	Lat (deg)	Lon (deg)
All	Yes	124 (29)	12.6	138.2
All	No	300 (71)	13.7	140.0
TY	Yes	65 (32)	11.2	142.8
TY	No	141 (68)	12.6	144.1
TS	Yes	35 (29)	14.7	131.2
TS	No	85 (71)	14.5	134.9
TD	Yes	17 (25)	13.7	134.8
TD	No	50 (75)	15.5	137.2

号熱帯低気圧の事例で、ランクは3 が与えられている。矢印で示した雲域は1400 UTC から1600 UTC の期間は208 K 以下のTBB を持つ雲域を共有するが、その後離れていってしまう。右から2番目の列はランク2の2006 年9 号熱帯低気圧の事例であり、いくつかの208 K 以下の背の高い雲域の発達・衰退を見ることはできるが、MCSの併合は認識できない。最も右の列はランク1の2005 年5 号熱帯低気圧の発生事例で、2005 年7 月10 日の1200 UTC (最も下段の図の時刻) に発生した。この事例の場合、単一の雲域がそのまま発達しており、MCSの併合が無かったと考えられる。本研究ではこのような基準で主観解析を行い、それぞれのTC発生事例にランクをつけた。その後、Ritchie and Holland (1997) やKieu and Zhang (2008) で報告されているような顕著なMCSの併合を対象とするため4 以上のランクもつ事例を「MCSの併合あり」と定義しなおし、4 未満の事例については「MCSの併合なし」と定義しなおす。つまり、Fig. 9 において左の2 列のような事例だけが「MCSの併合」と見なされる。

4.2 MCS併合が起きる頻度の一般的な特徴

はじめに424 事例全てについて行ったMCS併合に関する解析結果の概略がTable 7 に示されている。Table 7 では、個々のTCがその一生のうちに達した最大強度別に解析結果が示されている。この表の中でMerge の列がYes と表記されている行は顕著なMCSの併合を経験した事例で、No と表示されている行は顕著なMCSの併合を経験しなかった事例を表している。まず全事例を示した項目に注目すると、解析対象とした424 事例中、124 事例において発生前に顕著なMCSの併合を経験していることがわかり、これは全体の約30%にあたる。最大強度別に見てみると、TY 強度に達したTC事例は全部で206 事例あり、そのうち約32%がMCSの併合を経験している。TS 強度に達した事例は120 事例中29%が併合を経験し、TD 強度にしかならなかった事例は全部で67

事例存在し、そのうち25%が併合を経験している。したがって、最大到達強度が強い事例ほど発生時期にMCSの併合を経験している、あるいはMCS併合を経験した事例ほど最大到達強度が強いことがわかる。Fig. 10 に解析対象とした424 事例の発生点の分布図を示した。この図の中で黒丸で表されているのが、MCSの併合を経験しなかったTC発生で、白丸で表されているのがMCSの併合を経験して発生したTC発生の位置であり、その他はFig. 3と同様である。このFig. 10 によれば、MCS併合を伴って発生したTCの発生位置は、図に示された領域の西側で比較的多く見られる。特にコンポジットした東西風の西風と東風の境界付近に集中して見られることがわかる。このことは、MCSの併合が下層環境場の水平シアが強い領域で発生しやすい傾向をもつことを示唆している。

4.3 MCS併合の発生頻度の季節変化と年々変動

次にTable 8 にMCSの併合を伴ったTC発生の頻度を季節別に示した。このTable 8 によれば、事例数で見るとDJF, MAM, JJAと北半球の夏期に近づくにしたがって、TCの発生事例が増え、それにつれてMCS併合を伴ったTCの発生事例も増えている。しかし、発生割合で見るとDJF に発生割合が低いことを除けば、季節間の割合変化はほとんど無いといえる。ただし、これらの結果は衛星データの都合上解析できた事例数の割合が年ごとに異なるため、正しく評価されていない可能性があり、今後も検証を続けていく、もしくは解析手法、データを変更する必要がある。最後にMCS併合の年々変動をみる。Table 9 にMCS併合の有無に分けて年々変動を示している。併合があった事例はMerge の項目がYes となっている行である。Sum の行は各年の解析対象とした総事例数を示しており、括弧内の数値はSum に示した事例数に対する割合を100 分率で表している。Table 9 では解析対象期間の1995 年から2008 年までの事例数を表示しており、データの欠損やエラーデータの事

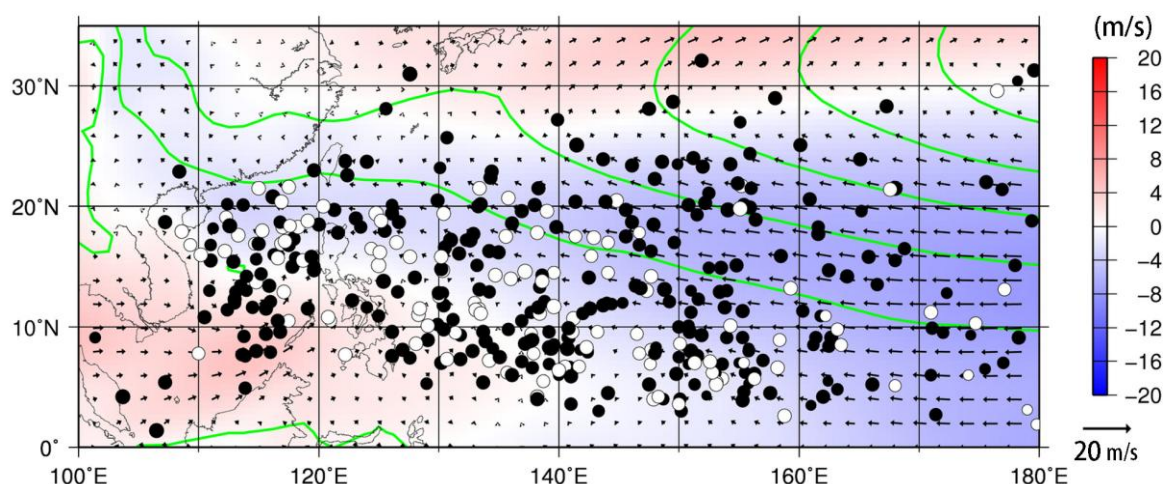


Fig. 10 Distributions of tropical cyclogenesis locations for MCSs merger accompanied tropical cyclogenesis. White dots mean cases of genesis with MCSs merger, and black dots are cases of no merger. Background colors mean zonal at 850 hPa level wind composited for all cases about each flow patterns; red is westerly, and blue is easterly wind. Green contours are geo-potential height.

Table 8 Inter-seasonal variation of MCS merger

Merger	ALL (%)	DJF (%)	MAM (%)	JJA (%)	SON (%)
Yes	124 (29)	8 (23)	15 (33)	53 (31)	48 (28)
No	300 (71)	27 (77)	30 (67)	117 (69)	126 (72)
Sum	424	35	45	170	174

Table 9 Inter-annual variations of MCS merger

Merger	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001
Yes	2 (14)	11 (39)	6 (30)	3 (20)	9 (39)	10 (40)	9 (39)
No	12 (86)	17 (61)	14 (70)	12 (80)	14 (61)	15 (60)	14 (61)
Sum	14	28	20	15	23	25	23
Merger	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008
Yes	6 (35)	17 (63)	10 (43)	9 (38)	12 (48)	11 (50)	9 (36)
No	11 (65)	10 (37)	13 (57)	15 (63)	13 (52)	11 (50)	16 (64)
Sum	17	27	23	24	25	22	25

例については含まれていないため、1995年、1998年、そして2002年において事例数が少なくなっている。この表によると2003年と2007年を除く全ての年において、MCSの併合があったTC発生事例はMCSの併合が無かった事例よりも少ない。年々の変動幅は大きく、発生割合の標準偏差は約12%と計算されている。そして大きな特徴として、この表の期間においてMCS併合ありの事例が増加しているという傾向がある。近似曲線を引くと、その傾きは1年ごとに約1.7事例の増加を示すものとなった。この増加傾向が何に起因するものかは、ここまでの解析ではわからない。また、対象期間が14年だけということもあり、長期的に増加傾向にあるものなのかもわからな

いが、非常に興味深い結果である。この年々変動については次の第5章において再度触れる。

5. MCS併合の環境条件

この章では「第2章の3パターン分別」と「第3章の上層の循環場」、及び「第4章のTC発生に伴うMCS併合」との相互関係を調べる。ここでの解析期間は第4章にあわせて静止衛星データの使用できる1995年の7月から2008年の12月であり、データの欠損とエラーデータを除いた、424事例を対象とした。

Table 10 Relationships between 3 flow patterns and MCS merger

Merger	ALL [%]	SL (%)	CR (%)	EW (%)	OTR (%)
Yes	124 [29]	60 (48)	27 (22)	27 (22)	10 (8)
No	300 [71]	128 (43)	56 (19)	74 (25)	42 (14)

5.1 3パターンの下層環境条件とMCSの併合

この節では3パターンの下層環境条件とMCSの併合の有無を比較することで、MCS併合を伴うTC発生環境条件を調べる。Table 10 に3パターン分別とMCSの併合の発生頻度をまとめている。各項目に事例数と同時に発生率も括弧内に示しているが、これは全事例数に対する「併合あり・併合なし」の事例数の割合を示している。まず、「併合あり」の場合の3パターンの下層環境条件の発生事例数をみると、2.4 節と同様にモンスーン・シアラインの事例が最も多く、モンスーン合流域と偏東風波動の事例が続いている。そして同様の傾向が「併合なし」の場合も見られる。各下層環境条件ごとに併合あり・なしで発生率を比較すると、モンスーン・シアラインとモンスーン合流域のパターンについては、MCS併合があった事例の方が発生率が高くなっており、偏東風波動の下層環境条件においてはMCSの併合が無かった事例の方で発生率が高くなっている。このことから、MCSの併合は西風バーストに関係した環境条件で発生しやすく、偏東風の中では発生しにくいと言える。つまり、北西太平洋上のMCS併合を伴ったTCの発生事例は、夏期の西風バーストに伴って形成されるシアラインや東西風の合流域に接近した場所で発生しやすいといえ、顕著なMCSの併合は下層シアの強い環境で発生しやすいと考えられる。これらの結果はMCSの併合が下層水平シアか鉛直渦度を持った下層渦に関係したプロセスであることを示唆していると考えられる。

次に3パターン分別とMCS併合を指標にそれらの季節変化について説明する。Fig. 11 に、この季節変化についてまとめている。Fig. 11は3パターンの下層環境条件に「その他」を加えた4種類の環境条件に対して、「併合あり・なし」のそれぞれの14年間の積算事例数を表している。Fig. 11 によると、若干の差はあるがどの季節にも「併合なし」における4種類の環境場の発生割合はよく似ていることがわかる。これに対して併合ありのTCの発生は、6月～8月を除く全ての季節で、「併合なし」に比べてモンスーン・シアラインの発生率が高くなっている。特に3月～5月においてモンスーン・シアラインの環境条件での併合発生率が非常に高い。さらに、モンスーン・シアラインに加えて、モンスーン合流域を含めて西風

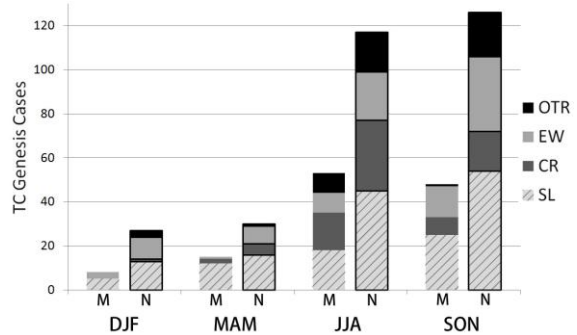


Fig. 11 Inter-seasonal variations of 3 flow patterns and MCSs merger. Each bars means integrated case numbers for 14 years. Bars annotated as “M” is MCSs merger cases, and “N” is no merger cases.

バーストに由来する環境場として評価すれば、MCS併合を伴ったTCの発生率が、どの季節においても3分の2以上の割合を持っていることがわかる。この結果も先にも述べたように、MCSの併合は下層の水平シアに強く依存した現象であることを示唆している。

最後に3パターンの下層環境場とMCS併合を指標にTCの発生数の年々変動について説明する。Fig. 12 は3パターンの下層環境場に「その他」を含めた4種類の環境場について発生事例数と年をプロットした線グラフを示してある。上段はMCSの「併合あり」、下段は「併合なし」の事例について描いており、それぞれの図においてモンスーン・シアラインのパターンについてのみ近似直線を描いている。Fig. 12 によれば、Table 10 で確認したようにMCSの併合の有無に関わらず、モンスーン・シアラインの事例が最も多く、次いでモンスーン合流域と偏東風波動が多いという発生頻度順位の特徴は年によって変化することはない。また2003 年を除けば、MCSの併合の有無に関わらず、モンスーン・シアラインとモンスーン合流域の年々変動はよく似ている。一方、偏東風波動の年々変動の様子はMCS併合ありの事例ではモンスーン・シアラインと似た変動をしているが、併合なしの事例では逆相関を持ったような変動をしていることがわかる。つまり、おおまかにはMCS併合を伴ったTC発生の事例数の変動は、下層の流れパターンによって大きく異なることはない。これは、MCS併合を伴ったTCの発生に関して、下層の流れ場とい

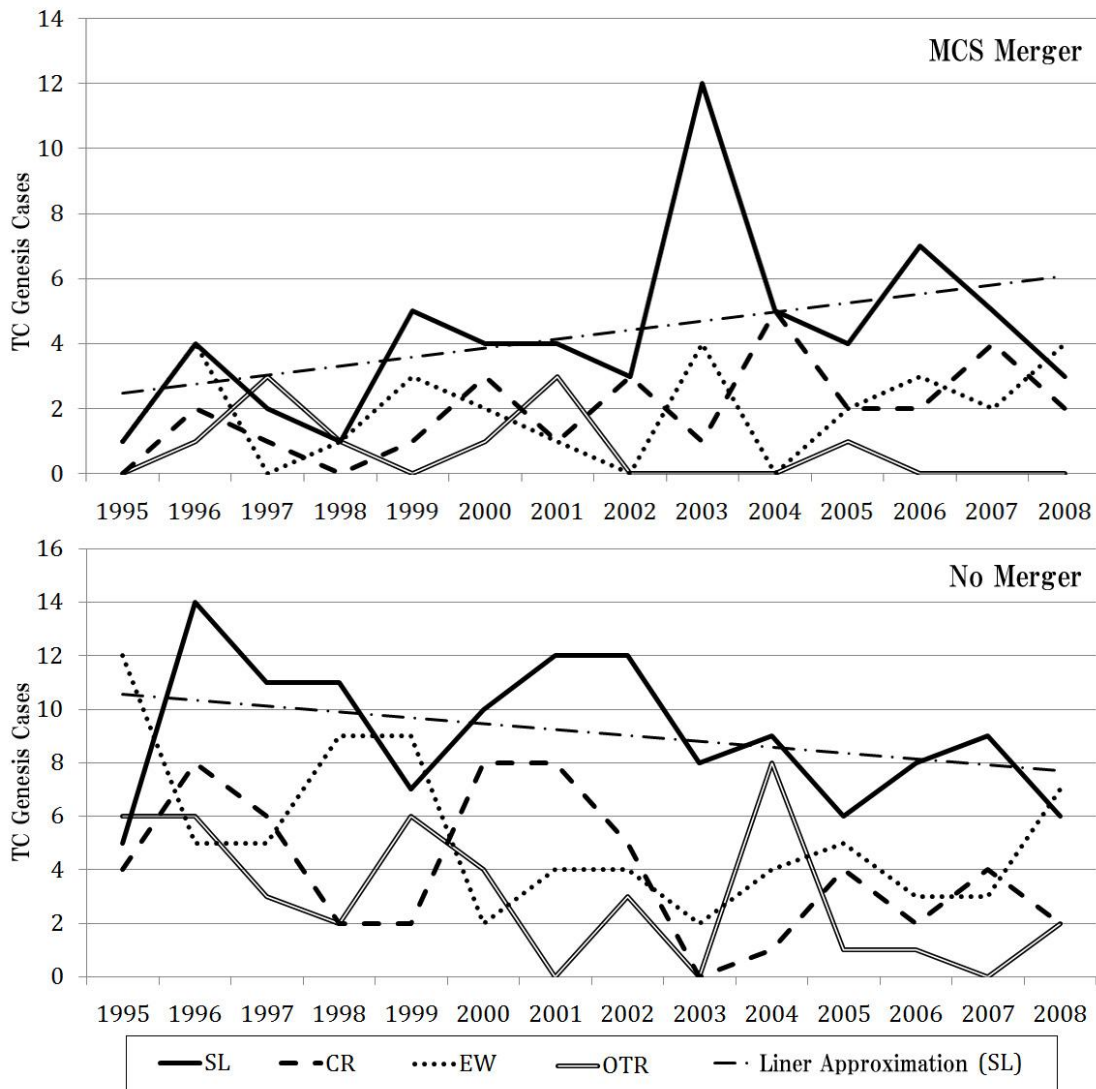


Fig. 12 Inter-annual variations of 3 flow patterns related with MCSs merger. Case numbers are integrated for each years. The upper panel is MCSs merger cases, and the bottom panel is no merger cases. Liner approximation is displayed only about monsoon shear line (SL), but the others also have same biases for this 14 years.

う環境以外の条件が併合現象に影響を及ぼしている可能性を示唆している。

さらに興味深いことには、モンスーン・シアラインについてひいた近似直線を見ると、MCSの併合ありの事例数はこの解析期間14年間中は増加傾向にあることがわかり、逆にMCSの併合なしの事例数は減少傾向にあることがわかる。そして、同様の傾向がモンスーン合流域と偏東風波動についても見られる。これは北西太平洋上におけるTCの発生形態が年々変化しつつあることを示している。この結果が何によるものなのか、また今後も続く傾向なのかということは本研究からはわからないが、今後調べていかなければならない重要な課題である。

5.2 上層のトラフ・リッジとMCSの併合

この章の最後にMCSの併合と上層の環境場の比較を行う。MCS併合ありのTC発生事例は1995年から2008年の14年間のうちに124事例あり、そのうち35事例(28%)が対流圏上層を低気圧性循環に覆われていた事例で、残りの89事例(72%)が高気圧性循環に覆われていた事例である。これに対し、MCS併合なしの事例は14年間に300事例あり、そのうち81事例(27%)が上層を低気圧性循環に覆われていた事例で、残りの219事例(73%)が高気圧性循環に覆われていた事例である。つまり、MCSの併合の有無によって上層循環の出現頻度には変化がなく、上層が高気圧性循環に覆われる割合が約70%という特徴は共通して見られることがわかる。したがって、北

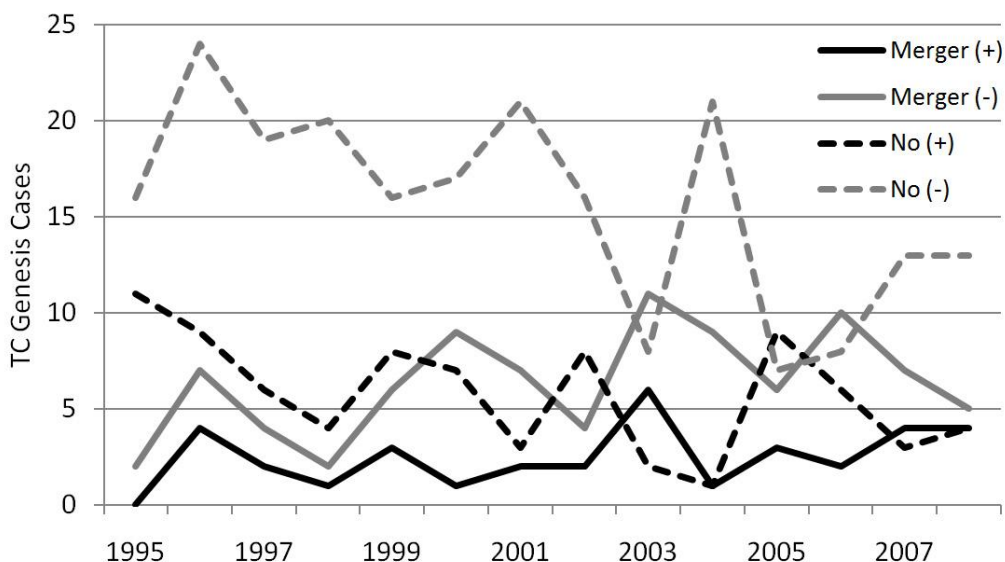


Fig. 13 Inter-annual variations of upper tropospheric circulations related with MCSs merger. Case numbers are integrated for each years. “+” means cyclonic, and “-“ means anti-cyclonic circulation cases.

西太平洋上におけるTC発生に伴うMCS併合の発現に対して、上層のトラフ・リッジは特に環境条件として影響を及ぼさないことがわかった。

Fig. 13 にはMCS併合の有無と上層の循環の符号で場合分けした時の、TC発生事例数について年々変動を示す。“Merger (+)”はMCS併合あり・上層低気圧性循環，“Merger (-)”は併合あり・上層高気圧性循環，“No (+)”は併合なし・上層低気圧性循環，そして“No (-)”は併合なし・上層高気圧性循環の環境条件をそれぞれ意味している。Fig. 13 によれば，併合ありで上層環境条件が低気圧循環という事例よりも，併合ありで上層環境条件が高気圧性循環の事例の方が解析期間を通じて多いことがわかる。同様に，併合なしで上層が低気圧性循環という事例よりも，併合なしで上層が高気圧性循環という事例の方が多（ただし，2005 年は除く）。また，4.3 節でも述べたが，MCSの併合に増加傾向が見られることがこの図からもわかる。さらに興味深いことは，“No (-)”で示された上層が高気圧性循環という環境条件でMCS併合を伴わないTC発生の事例が他の環境条件の発生事例よりも顕著に減少していることである（この図は割合ではなく，事例数を描いているため実際に数が減っている）。この原因は本研究の解析からはわからないため今後調査していく必要がある。

6. 西風バースト周辺のMCS

ここでは，MCSの併合がTCの発生に重要な現象なのかどうかを再検証する。4.2 節において，北西太平洋上のTCの発生事例では30%の事例で顕著なMCS

の併合が起きたことを明らかにし，「30%」の割合をもってTCの発生にとってMCSの併合は重要な特徴であると結論づけたが，厳密にはTCの発生とは無関係に北西太平洋上でのMCSの併合がどの程度の割合で発生しているのか調べた上で，この30%という値を評価しなければならない。そこで，この章では北西太平洋上の西風バーストの周辺領域においてMCSのトラックデータを作成し，TCの発生とは無関係にMCSの併合事例を解析した結果について説明する。

6.1 MCSトラッキングのデータと解析手法

西風バースト周辺のMCS併合に関する解析では，静止軌道衛星 MTSAT-1R の IR1 のデータと GSMaP-MVK の降水量データを用いた。MTSAT-1R の IR1 データは時間解像度が1 時間間隔で，空間解像度は0.05 ° の格子データに変換したグリッドデータを利用している。GSMaP-MVK は南緯59.95 ° から北緯59.95 ° ，および東経0.05 ° から西経0.05 ° までの領域において，0.1 ° 格子の空間解像度で，1 時間降水量を記録したデータである。GSMaP-MVK はマイクロ波放射計のデータ（一度に観測される範囲が狭く時間間隔が非常に荒いデータ）を静止軌道衛星の赤外情報（一度に非常に広い領域を観測できる1 時間間隔のデータ）を用いて1 時間間隔に時間補間されており，広い範囲にわたる高い時間解像度の降水量データを得ることができるプロダクトである。対象領域は北緯0 ° から20 ° ，東経110 ° から160 ° とし，この領域内で2006 年8 月9 日の00 UTC から10 日の00 UTC の間に発生した

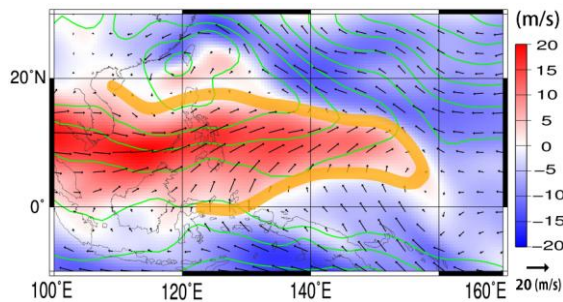


Fig. 14 Zonal wind at 850 hPa level averaged from 00 UTC-9 Aug 2006 to 23 UTC. Background colors mean zonal at 850 hPa level wind composited for all cases about each flow patterns; red is westerly, and blue is easterly wind. Green contours are geo-potential height.

MCSをトラッキングする。その結果、使用したデータ期間は2006年8月9日の00 UTCから10日の14 UTCの期間となった。この対象期間中、Fig. 14に示したように北緯12°付近、東経110°付近から東経160°付近に強い西風が吹いており、その周囲にシアラインが形成されていることがわかる。

解析手法はだまかには、解析対象領域の雲域のトラッキングを作成し、そのトラッキング毎に併合の有無を確認するというものである。第1にMTSAT-1RのIR1データとGSMaP-MVKの降水量データをプロットした図を1時間毎に作図し、その図をもとに以下で説明する雲域の定義にしたがって、主観解析によって雲域トラッキングの作成を行う。ここでは雲域の大きさを2段階に区別してトラッキングデータを作成する。1つめはMCSであるが、4.1節とは異なる点があるため注意して欲しい。208 Kよりも低いTBBを持ち、さらに5 mm/hour以上の降水量を伴う雲域で、その長辺が100 km以上の大きさを持ち、かつ3時間以上にわたって維持された雲域をMCSと定義する。この5 mm/hour以上という降水量は、対象期間における全てのデータ中の上位1%を占める降水量である。2つめはメソ対流複合体（Mesoscale Convective Complex, 以降MCCと称す）である。MCCはMCSと同様の208 K以下のTBBを持ち、5 mm/hour以上の降水量を伴う領域を持ち、その長辺が300 km以上の大きさを持っており、なおかつ3時間以上にわたって維持された雲域として定義する。これらのMCS、およびMCCに関する定義はChen et al. (1996)、およびChen and Houze (1997)に基づいており、208 KというTBBを用いた場合に100 kmの水平スケールを持つ雲域はTOGA-COAREの期間中、最も多く見られたものであり、300 km以上の水平スケールを持つ雲域はChen et al. (1996)において“super convective systems”と呼

ばれるもので、中緯度のMCCよりはかなり大きい雲域を指すことになる。また、Chen and Houze (1997)によると、208 KというTBBの閾値は西太平洋上における深い対流の降水強度の強い領域の境界として近似的に使用できるものであると説明されている。この解析においては、雲域の中のどの位置をトラックするかということがたいへん重要である。MCSの雲域の存在の確認にIR1データを使用するが、トラックポイントの決定にはGSMaPの降水データを使用することで活発な対流域を意識したトラッキングを行う。雲域だけでトラックしている時には、雲域の下に降水システムが存在しない可能性があり得るが、上記のように解析することで確実に降水システムをトラックできるようになる。

第2に先述の解析で作成したトラックデータから同時刻に近接して(50 km以内)存在する2つ以上のMCSを探す。さらに1度近接した後、再び離れていく例もあるためトラックデータに加えてIR1データと降水量データを用いて、本当に併合しているかどうかをチェックする。ここでのMCS及びMCCの併合を定義は、2つ以上のMCSもしくはMCCと同定される領域が互いに接近し、208 K以下のTBBでかつ、5 mm/hour以上の降水量を領域が融合する現象とする。併合時に雲域が互いに回転しながら併合しても、衝突するように併合しても構わない。ただし併合後も2時間以上は、対象とする雲域が100 km以上の水平スケールで維持されるとする。併合前にMCC(300 km以上の水平スケール)であった雲域が併合後にMCS(100 km以上の水平スケール)となっても構わない。

6.2 解析結果の概要

ここでは西風バースト周辺のMCS・MCCについて解析した結果において、併合現象以外の特徴について説明する。はじめに、Fig. 15に2006年8月9日64号MCSについてのトラッキングの例を示している。この64号MCSは8月9日12 UTCにMCSとしてはじめて同定され、13 UTCには対象とする雲域が隣の雲域と重なり、MCCとして同定されるようになり、そして同日17 UTCに消滅した。Fig. 15のなかで、緑色もしくは水色の丸印で示されているのがトラックされたポイントであり、ひとかたまりの雲域の中で最も降水量の多い場所である。次に2006年8月9日の00 UTCにおけるMTSAT-1RのIR1データの様子をFig. 16に示している。先にも述べたようにFig. 14をみると、赤色で示された強い西風の領域が東経160°付近まで伸びていることがわかり、この西風に伴うモンスーン・シアラインを表した薄い黄色の線からわかるように、解析期間中はモンスー

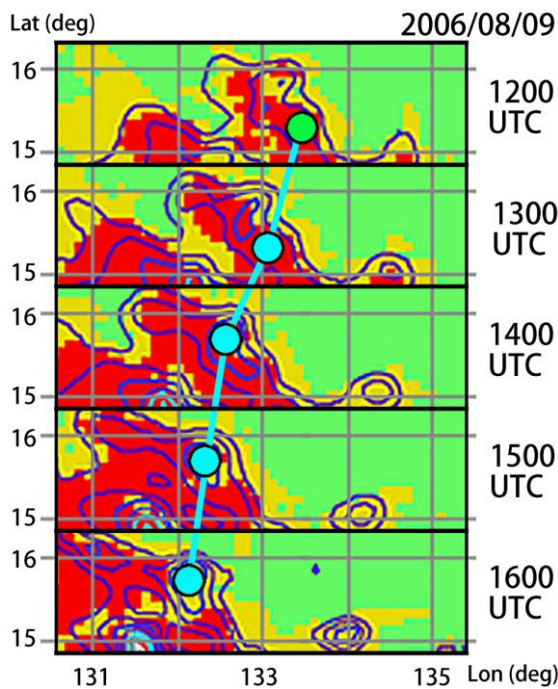


Fig. 15 An example of MCS tracking (64th MCS, 9 Aug, 2006). Background colors are IR1 channel images of MTSAT-1R, and red region has TBB less than 208 K. Contours are precipitation from the GSMaP, and dark blue line is 2 mm/h, blue is 5 mm/h, sky blue is 10 mm/h, and white is 14 mm/h.

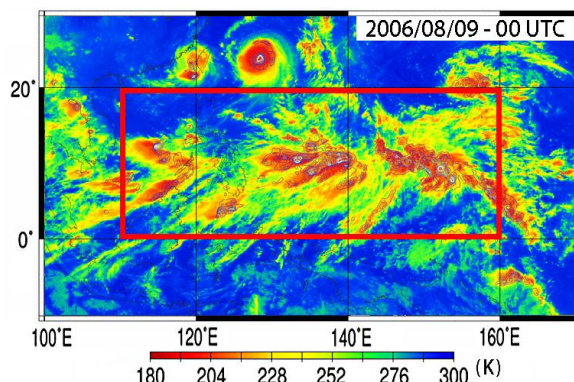


Fig. 16 IR1 channel images of MTSAT-1R at 00 UTC 9 Aug. 2006. An area indicated a red rectangle is target area of MCS tracking.

ン・シアラインが解析できる環境場であった。Fig. 16で赤い枠で示された領域がMCSのトラッキング解析の対象領域である。Fig. 16によれば、北緯10°～12°付近を中心に背の高い雲域が集中しており、解析領域の中に3つの非常に大きなシステムが確認できる；東経110°から120°付近のフィリピンのすぐ西側に広がるもの、東経130°から140°付近に広がるもの、そして東経145°から155°付近に広がるものの3つである。解析期間は24時間という短い時間であり、北西太平洋上の限られた領域内だけ

であるが、127事例ものMCSを同定し、そのトラックを作成することができた。Fig. 17に127事例全てのMCSのトラックが描かれている。MCSスケールと同定された各点の間は直線で結んでいるが、その線の色はMCSの事例毎に色を変えている。IR1データを描いたFig. 16では北緯12°付近を中心に雲域が広がっていたが、このFig. 17においても東経130°付近から160°付近までの領域において、トラックの分布に同様の傾向が見られる。そして時間関係が表示されていないためFig. 17からはわからないが、個々のMCSはほとんどが西進している。

6.3 西風バースト周辺におけるMCS併合

ここでは西風バーストの周辺で見られたMCSの併合について説明する。はじめに、解析の中で見られたMCS併合の例を紹介しておく。Fig. 18に2006年8月9日の07 UTCに北緯13.3°、東経132.5°において見られたMCSの併合事例を示す。この図は2006年8月9日の02 UTCから同日10 UTCまでの期間における1時間間隔の図で、208 K以下のTBBをもつ雲域を赤色のシェードで、1時間降水量が5mm以上の領域を明るい青色のコンターで表されている。この図の中でAの矢印で示されたMCSは01 UTCにおいて初めてMCSと同定されている。また、Bの矢印で示されたMCSは04 UTCになって100km以上の水平スケールを持つ雲域に成長し、この時刻に初めてMCSとして同定されている。この2つのMCSは徐々に接近していき、07 UTCには激しい降水域を共有するシステムになっている。208 K以下の背の高い雲域が併合するするのは少しあとの09 UTCになってからであるが、今回の解析では降水ピークをターゲットにしてトラッキングしているため、先の07 UTCを併合した時刻としている。併合後のMCSは208 K以下の雲域を拡大させ、10 UTCにはMCCとして同定された。その後、同日15 UTCまでほぼこのスケールのまま維持された。各事例毎に併合の様子に違いはあるが、おおよそこのような現象をMCSの併合として同定した。

ここでMCS併合の事例数に話をもちます。前節で説明したように本研究の解析によって24時間の間に127事例のMCSが同定されたが、その中で併合現象が見られたのは6事例しかなかった；つまり合計で12事例(6×2)のMCSが関与している。3個以上の併合は今回は見られなかった。これは全体の9.4%で1割にも満たない数のMCSしか併合を経験していないことになる。5.1節によれば、北西太平洋上でモンスーン・シアラインの下層環境場において発生するTCの発生に伴うMCSの併合事例はこのパター

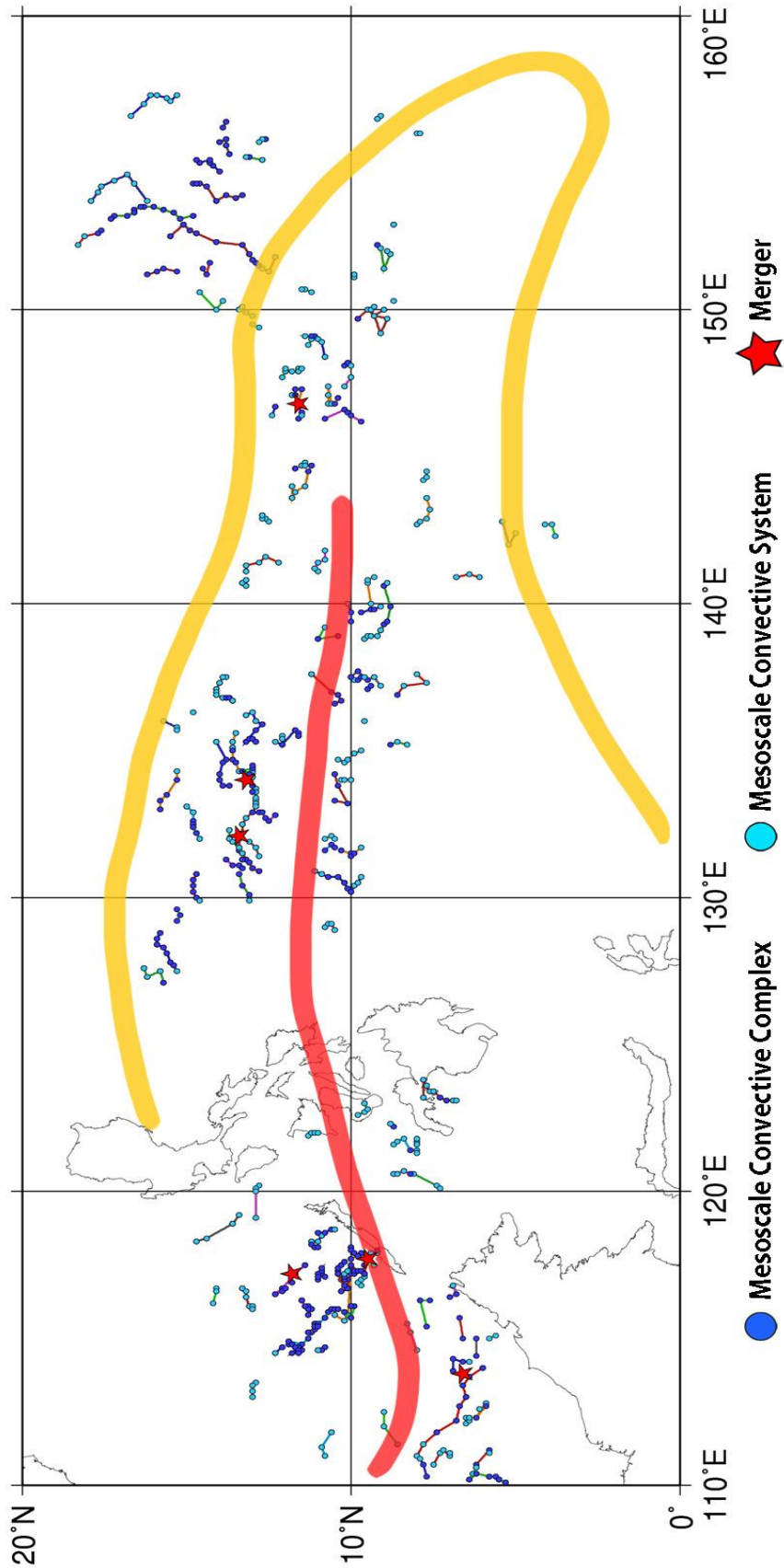


Fig. 17 MCS tracks : 00 UTC -- 23 UTC, 9 Aug. 2006. Colors of lines connecting each dots are changed by case. A yellow thick line indicates shear line of westerly and easterly wind, and a red thick line is strong westerly wind area. These line are identified subjectively.

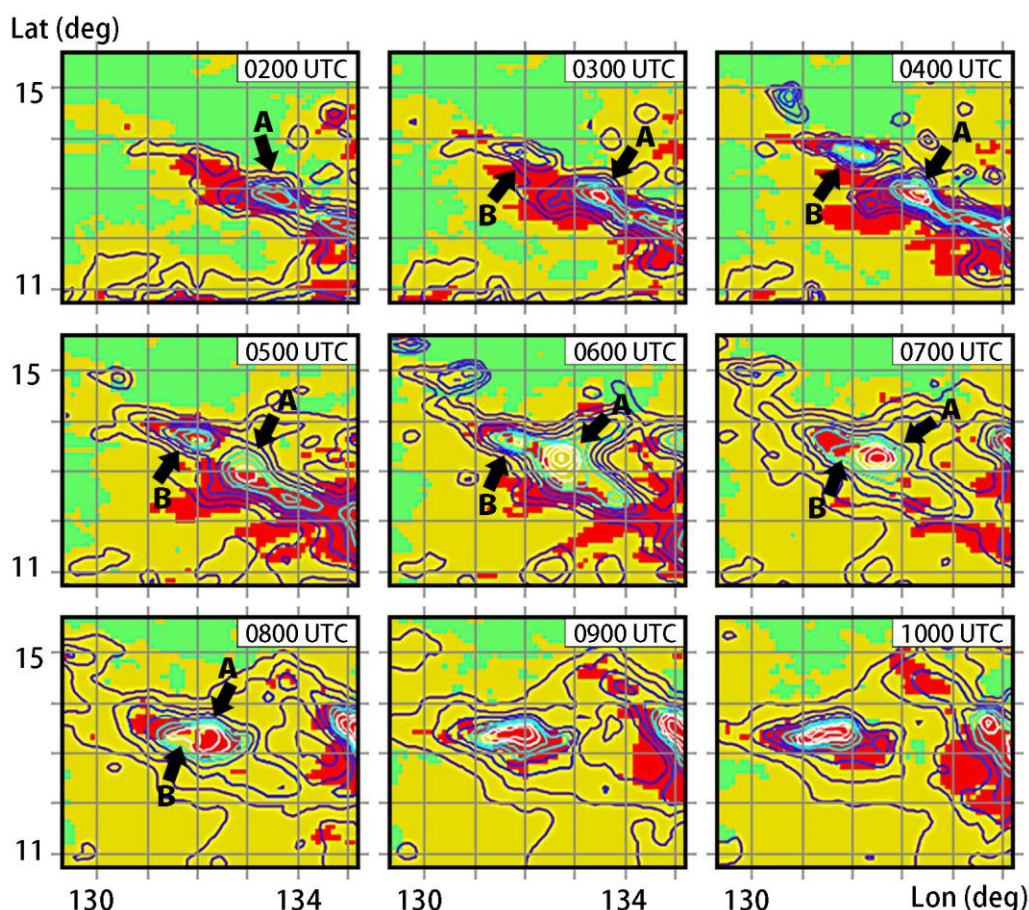


Fig. 18 An example of MCSs merger case: 07 UTC, 9 Aug. 2006. “A” and “B” arrows indicate MCSs, and these 2 MCSs are merged until 08 UTC. Background color is IR1 channel images of MTSAT-1R, and red region has TBB less than 208 K. Contours are precipitation from the GSMaP, and dark blue line is 2 mm/h, blue is 5 mm/h, sky blue is 10 mm/h, and white is 14 mm/h.

ンの全事例：188 事例のうち60 事例のTC発生で2つのMCSによる併合が見られたため、全部で308個のMCSが対象となり、120個のMCSが併合を経験したので、38.9%で併合が見られる。一方、TC発生と無関係に解析したモンスーン・シアラインの下層環境場のもとで発生するMCSの併合事例は、全事例：127 事例のうち6 事例、つまり12個のMCSが併合を経験したので約9%の事例で見られる。この第6章で解析した期間は24 時間だけであるが、母集団の数としては十分に用意できていると考える。したがって、TC発生に絡んで見られるMCSの併合事例の方が3倍以上、発生率が高いということが言える。つまり、TCはMCSから発達することを考慮すれば、TC発生というイベントの発現はMCSの併合事例を積極的に選択していることになる。そうでなければ、TC発生に伴うMCSの併合事例の方が低い発生率になるはずである。本研究では顕著なMCSの併合だけを取り扱っているため、この結果はその範疇に制限されるが、静止衛星の赤外線画像やGSMaPの降水量といったデータから併合が確認されたような場合は、TCへ発展す

る可能性が非常に高いことがわかり、4.2節の結論を裏付ける結果を得られた。このような特徴が北西太平洋上のMCSの併合事例について普遍的なものかどうかを確かめるためにさらなる解析が必要である。

7. まとめ

ここで本研究で得た解析結果をまとめの結論として述べておく。まず、本研究では北西太平洋上のTC発生に関して、RH99に準拠した3パターンの下層流れ場にカテゴリ別するという解析を1979年から2008年の30年間にわたって行った3パターンの下層流れ場とは、モンスーン・シアライン(SL)、モンスーン合流域(CR)、そして偏東風波動(EW)の3種類である。先行研究は主観解析であったことに対し、本研究ではこれらの解析を実現するアルゴリズムを作成して客観解析を行った。先行研究のRH99では、SLが最も発生頻度が高く40%を超え、つづいてCR、EWと発生頻度が高いと報告されている。これに対しRH99と同じ解析期間における、本研究の解析でも

ほぼ整合的な3パターンの下層環境場の出現頻度は結果を得た。さらに、解析期間を延長することで、上記の発生頻度順位が1979年から2008年の30年間においても同様に言えることがわかった。また、解析期間が延長されたため、年々変動についても考察を加えることができ、3パターンの下層環境場の発生事例数は年ごとに大きく変動するものの、この30年間の間に大きな気候変動の傾向がないこともわかった。本研究では、TC発生時の上層の環境場についても調査し、200 hPa面における循環を計算することで上層の環境場がトラフに覆われているカリッジに覆われているかを判断した。この解析から北西太平洋上におけるTCは、上層が高気圧性循環（リッジ）に覆われている環境場において発生することが多いという結果を得た。これは、多くの総観スケールでの台風発生環境場について述べた先行研究と整合的な結果である。

次に、静止気象衛星の赤外面像を用いた主観解析によって、TC発生前に顕著なMCSの併合が見られるかどうか同定を行った。その結果として北西太平洋上における1995年から2008年の14年間の424事例のTC発生事例のうち、約30%のTCの発生事例で顕著なMCSの併合が見られることがはじめてわかった。これは本研究で第1目標とした事柄に対する解答となる結果である。これに補足するかたちで、このMCS併合の発生率30%という数値が高いのか低いのか判断するために、北西太平洋上の西風バースト周辺においてMCSの127事例のトラックデータを作成し、このトラックデータに基づいてMCS併合の発生頻度を調べた。この解析によって、TCの発生に関わらずMCSの併合を探した場合、約9%のMCSについて併合現象が見られることがわかった。これらの結果からMCSの併合現象はTC発生に絡んで見られる可能性が非常に高いと結論づけた。

さらに、3パターンの下層環境場についての解析、上層環境場についての解析とMCS併合の発生頻度についての解析を組み合わせることで、MCS併合を伴ったTCの発生環境場についても考察を加えた。MCS併合を伴ったTCの発生は、下層環境場がモンスーン・シアライン、およびモンスーン合流域の場合に発生頻度が高く、上層の環境場がトラフであってもリッジであっても、MCSの併合自体の発生率には影響がないことがわかった。このようにTC発生に伴うMCSの併合を3パターンの下層環境条件によって分類できたため、最初に設定したTCの発生に関する下層環境場がTC発生に伴うMCSの併合についても有効であるという作業仮説は証明された。本研究ではこれらの解析結果を総合することで以下の様に結論づける。北西太平洋上のTCの発生メカニズムにおい

て、MCSの併合という現象は重要な特徴の一つである。またモンスーン・シアラインやモンスーン合流域といった西風バーストに関係して形成される、下層で水平シアが強い、もしくは正の鉛直渦度が大きい環境場においてTCが発生する場合に、特にMCSの併合現象が発生しやすい。しかし、TC発生の上層環境場がトラフであるカリッジであるかという条件はMCSの併合の発生頻度に影響を及ぼさない。したがって、TCの発生メカニズムのなかで、MCSの併合の有無によって、TCの発生がTop-Down仮説で説明されるメカニズムに基づくか、Bottom-Up仮説で説明されるメカニズムに基づくかというような場合分けはできない。つまり、TCの発生過程のなかでMCSの併合は、どちらの仮説に基づいていても発現し得る現象であると言える。

この他に興味深い結果としては2003年という年を挙げることができる。この年は5パターンの下層環境場の出現頻度が特異な年であった。モンスーン・シアラインの環境場と判断されたTC発生事例が非常に多く、その他の環境場でのTCの発生はほとんどなかった。また、1979年から2008年の全体的な傾向としてはモンスーン・シアラインの発生数が多い年には、その年のTCの事例数も多くなるが、この年は、モンスーン・シアラインの発生事例数が非常に多いにも関わらず、年間を通したTCの発生事例数は平年よりも少なかった。さらに、MCSの併合に関して1995年から2008年間の特徴としてMCSの併合を伴ったTCの発生事例数の方が併合を伴わないで発生する事例数よりも少ないことが言えるが、2003年は例外で併合を伴って発生したTCが大変多かった。このように2003年が特異な年となり得た理由についても今後研究を進めて行く必要がある。今後は、MCSの併合とはどのようなシステムの併合現象なのか、またMCSの併合がTC発生のものであるのか、そしてTCの発生という現象にどのように寄与を及ぼすものなのかといったことを明らかにする必要がある。

謝 辞

この研究を行うにあたってサポートしていただいた研究室の方々に感謝する。また、この研究にはGSMaPプロジェクトによって作成・管理されているGSMaPデータ、気象庁によって作成されたJRA-25、およびJCDASのデータ、暴風雨・気象環境研究分野で受信・アーカイブされている衛星データを使用させていただいた。ここに感謝を申し上げます。最後に、研究中に様々なことで支えてくれた家族や友人に感謝する。

参考文献

- Bosart L. F., and F. Sanders, 1981: The Johnstown flood of July 1977: A long-lived convective storm. *J. Atmos. Sci.*, 38, 1616–1642.
- Charney J. G., and A. Eliassen, 1964: On the growth of the hurricane depression. *J. Atmos. Sci.*, 21, 68–75.
- Carr L. E., and R. L. Elsberry, 1995: Monsoonal interactions leading to sudden tropical cyclone track changes. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 265–289.
- Chen S. S., R. A. Houze Jr., and B. E. Mapes, 1996: Multiscale variability of deep convection in relation to large-scale circulation in TOGA COARE. *J. Atmos. Sci.*, 53, 1380–1409.
- Chen S. S., and R. A. Houze Jr., 1997: Diurnal variation and life-cycle of deep convective systems over the tropical Pacific warm pool. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 123, 357–388.
- Elsberry R. L., and A. Harr: 2008 Tropical cyclone structure (TCS08) field experiment science basis, observation platforms, and strategy. *Asia-Pacific J. Atmos. Sci.*, 44, 0–0.
- Emanuel K. A., 1986: An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance. *J. Atmos. Sci.*, 43, 585–604.
- Emanuel K. A., and D. S. Nolan, 2004: Tropical cyclones and the global climate system. In preprints for 26th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, Miami, Florida. Amer. Meteorol. Soc: Boston.,
(Available it's abstract from "<http://ams.confex.com/ams/pdfpapers/75463.pdf>").
- Emanuel K. A., and D. S. Nolan, 2007: Tropical cyclogenesis sensitivity to environmental parameters in radiative convective equilibrium. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 133, 2085–2107.
- Gray W. M., 1968: Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Mon. Wea. Rev.*, 96, 669–700.
- Gray W. M., 1998: The formation of tropical cyclones. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 67, 37–69.
- Harr P., and R. L. Elsberry, 1996: Structure of a mesoscale convective system embedded in Typhoon Robyn during TCM-93. *Mon. Wea. Rev.*, 124, 634–652.
- Harr P., M. S. Kalafsky, and R. L. Elsberry, 1996: Environmental conditions prior to formation of a midget tropical cyclone during TCM-93. *Mon. Wea. Rev.*, 124, 1693–1710.
- Heta Y., 1990: The origin of tropical disturbances in the equatorial pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, 68, 65–77.
- KIEU C. Q. , and D. L. ZHANG, 2008: Genesis of Tropical Storm Eugene (2005) from Merging Vortices Associated with ITCZ Breakdowns. Part I: Observational and Modeling Analyses. *J. Atmos. Sci.*, 65, 3419–3439.
- Lander M. A., 1994: Description of a monsoon gyre and its effects on the tropical cyclones in the western north pacific during august 1991. *Wea. Forecasting*, 9, 640–654.
- Ritchie E. A., and G. J. Holland, 1997: Scale interactions during the formation of typhoon Irving. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 1377–1396.
- Ritchie E. A., and G. J. Holland, 1999: Large-scale patterns associated with tropical cyclogenesis in the western Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 127, 2027–2043.
- Sadler J. S., 1976: A role of the tropical upper tropospheric trough in early season typhoon development. *Mon. Wea. Rev.*, 104, 1266–1278.
- Sadler J. S., 1978: Mid-Season typhoon development and intensity changes and the tropical upper tropospheric trough. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 1137–1152.
- Simpson J., E. A. Ritchie, G. J. Holland, J. Halverson, and S. Stewart, 1997: Mesoscale interactions in tropical cyclone genesis. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 2643–2661.

A Climatological Study on Tropical Cyclone Genesis in the Northwestern Pacific Basin in Light of Large Scale Flow Field and Merger of Mesoscale Convective Systems

Ryuji YOSHIDA* and Hirohiko ISHIKAWA

* Graduate school of science, Kyoto University

Synopsis

Recently, it is known that the merger of MCSs (mesoscale convective systems) or MCVs (mesoscale convective vortices) sometimes accompanies with TCG (tropical cyclone genesis) and is investigated as a possibility trigger of TCG. We investigate the preferable lower and upper tropospheric flow field for TCG. We consider 3 flow patterns of Lower tropospheric flow, which are monsoon shear line (SL), monsoon confluence region (CR), and easterly wave (EW). For each of tropical cyclogenesis in 30 years (1979-2008), we defined the dominant large scale flow pattern with an objective way. We also investigate upper tropospheric circulations as an upper tropospheric environment for TCG. It is found that the SL is the most preferable location for tropical cyclogenesis throughout different years and seasons. The TCG frequencies at CR and EW depended on seasons. In addition, these characteristics do not have much variations and any trend in 1979 - 2008. For an upper troposphere, anti-cyclonic circulations is the preferable environmental flow for TCG.

The frequency of MCS merger during TCG is also investigated using infrared image from geostationary satellites. About 30 % of TCG in the north-west pacific basin accompany MCV merger. The merger occurs more frequent in boreal summer. The frequency of MCSs merger seems to have increasing trend in 14 years (1995 -- 2008).

Keywords: Tropical Cyclone, Cyclogenesis, large-scale flow patterns, Mesoscale Convective System