## 付録2 用語集

## [AMSR2]

AMSR2 (Advanced Microwave Scanning Radiometer 2) は、2012 年 5 月に打ち上げられた極軌 道衛星 GCOM-W1 (Global Change Observation Mission 1st - Water) に搭載されたマイクロ波放射 計である。TMI と比べて、観測幅が 1450km と広いのが特徴である。7 つの周波数帯 (6GHz, 7GHz, 10GHz, 18GHz, 23GHz, 36GHz 及び 89GHz) で観測しており、水平・垂直偏波あわせて全部で 14 のチャンネルを持つ。本書では 89GHz の水平・垂直偏波の輝度温度(TB)から求めた PCT を用 いる。89GHz チャンネルの水平解像度は約 5km で TMI と同程度である。1 個の熱帯低気圧の観 測頻度は 0~2 回/日である。本書で使用した AMSR2 輝度温度のデータセットは、宇宙航空研 究開発機構 (JAXA)の GCOM-W1 データ提供サービス (https://gcom-w1.jaxa.jp/auth.html) から 入手した。

〔櫻木〕

# [AMSU-A]

AMSU-A(Advanced Microwave Sounding Unit-A、改良型マイクロ波探査計ユニットA)は、極 軌道衛星 NOAA 及び MetOp に搭載されているマイクロ波探査計の名称であり、気温観測のため の計 12 のチャンネル(55GHz 帯)をもつ。本書では、台風の上層暖気核の発達度合いの解析の ため、約 250 hPa 面付近の気温を観測するチャンネル7(本書では Ch7 と表記)、約 180 hPa 面付 近を観測するチャンネル8(Ch8)の輝度温度(TB)及び TB 偏差を用いた。ここで TB 偏差は、 台風の中心から半径 550~600km の平均輝度温度からの差として求めている。本書では NOAA-15、 16 及び 18 の 3 機の衛星の観測を使用している。衛星 1 機あたりの観測頻度は 1 日 2 回であり、 観測データの空間解像度は 48km(衛星直下)~150km(スキャンラインの端)である。AMSU-A の詳細については Kidder *et al.* (2000)を参照されたい。AMSU-A データは NOAA/CLASS のサイ ト(http://www.nsof.class.noaa.gov/saa/products/welcome)から取得したものを用いた。 〔小山〕

# [ASCAT]

ASCAT (Advanced Scatterometer, 改良型散乱計) は、極軌道衛星 MetOp (the Meteorological Operational satellite program) - A 及び - B に搭載されているマイクロ波散乱計である。マイクロ 波 (5GHz) を海面に向かって照射し、その後方散乱を観測することで海面の凹凸の情報を得て、 海面風速・風向を推定する。観測幅は狭い (500km×2本) が、海上風の水平分布を得られる貴 重なセンサーである。本書では、NASA Physical Oceanography Distributed Active Archive Center

(http://podaac.jpl.nasa.gov/)から入手した、水平解像度 25km の L1B プロダクトを使用している。 ASCAT の海上風速の特性として、風速約 20 m s<sup>-1</sup>以上では航空機による直接観測と比較して負 のバイアスがあり、さらに、推定値としては最大で約 40 m s<sup>-1</sup>の風速しか示さない(Chou *et al.*  2013)。そのため、特に台風のような強風が吹く現象の解析に利用する場合は注意が必要である。 〔櫻木〕

## [CDO]

Central Dense Overcast の略。台風の中心付近の発達した対流雲から吹き出た巻雲が円形に台風 中心の上空を覆い、衛星で上から見た画像(可視・赤外)では台風の眼が見えない時がある。こ の眼を覆った巻雲を CDO と呼ぶ。一般に、台風が「強い台風」の強度(最大風速 32 m s<sup>-1</sup>以上) に達すると台風中心で強い下降流が生じ、中心付近で CDO が消失して雲画像で台風の眼が見ら れることになるが、台風中心付近が完全に CDO で覆われている場合は、可視・赤外画像を用い た台風中心位置決定の精度には限界がある。ただしその場合も、レーダーや衛星搭載マイクロ波 センサーでは CDO の巻雲を透過して観測するために眼の壁雲が見え精度の良い中心位置決定 と強度推定が可能な場合がある。

〔北畠〕

## [COBE-SST]

「海面水温」を参照。

## [JCDAS]

気象庁の気候データ同化システム(JMA Climate Data Assimilation System)で作成されていた全 球再解析データ。JRA-25 と同じシステムでデータ同化サイクルを延長し、2005 年 1 月から 2014 年 2 月末まで解析プロダクトが提供されている。JRA-25 は気象庁と(財)電力中央研究所で作 成された日本初の全球再解析データ。解析期間は 1979 年から 2004 年までである。データ同化に 用いた全球モデルの水平解像度は T106(約 120km 相当)、鉛直 40 層(0.4hPa)である。データ 同化手法は三次元変分法を用いている。台風の位置・構造の表現の向上のため、台風近傍に人為 的な風のデータを同化している。詳細は Onogi *et al.* (2007)や公式ホームページ (http://jra.kishou.go.jp/JRA-25/index\_jp.html)を参照。台風の解析については Hatsushika *et al.* (2006)を参照。

〔沢田〕

#### [JRA-55]

気象庁で作成された2回目の全球再解析データ。解析期間はラジオゾンデによる定時観測ネットワークが確立された1958年からの55年間としている(2014年10月現在も解析プロダクトは提供されている)。データ同化に用いた全球モデルの水平解像度はTL319(約60km相当)、鉛直60層(上端は0.1hPa)である。データ同化手法は四次元変分法を用いている。詳細はKobayashi et al. (2015)や公式ホームページ(http://jra.kishou.go.jp/JRA-55/index\_ja.html)を参照。 〔沢田〕

# [MGDSST]

「海面水温」の項を参照。

# [MTSAT]

MTSAT (Multi-functional Transport Satellite、運輸多目的衛星) は、2005年6月28日以降、気 象庁によって運用されている静止気象衛星である。2010年7月以降、140°E上のMTSAT-1R(ひ まわり6号)を待機系、145°E上のMTSAT-2(ひまわり7号)を運用系として運用されている ため、本書の解析ではMTSAT-2の観測データを使用している。運用系による通常観測の頻度は、 北半球領域が30分毎、南半球が1時間毎である。MTSAT がもつ観測用チャンネルは、赤外1 (中心観測波長:10.8µm)、赤外2(12µm)、水蒸気(6.8µm)、赤外4(3.8µm)及び可視チャン ネル(0.73µm)であり、データの空間分解能(衛星直下)は赤外及び水蒸気チャンネルで4km、 可視チャンネルで1kmである。赤外1チャンネルの輝度温度は雲頂温度の観測に利用され、台 風の雲パターン解析に基づく強度推定(ドボラック法)でも使用されている。また水蒸気チャン ネルは、対流圏上層の雲及び水蒸気分布を観測するチャンネルであり、上層の大気の流れ(上層 ジェット、上層渦等)、乾燥域等の解析のために利用される。

[小山]

# [PCT]

マイクロ波は一般に雲を透過する性質があり、雲を通してその中にある氷晶や雨粒、あるいは 地表面の情報を抽出することが可能である。特に、SSMIS 等の衛星マイクロ波放射計の高周波 (90GHz 付近) マイクロ波チャンネルは、よく発達した対流雲に含まれる氷晶に対して鋭敏な 感度をもち、氷晶の量が多いほど輝度温度が低くなる傾向を示す。しかしこの周波数帯は、背景 (陸、海面)からの放射の影響も受けるため、その輝度温度(TB)には氷晶に加えて背景の情 報も含まれる。PCT(Polarization Corrected Temperature、偏波補正温度)は、水平・垂直偏波間 の輝度温度の差を利用して、背景からの放射の影響を除いた輝度温度パラメータである。PCT は一般に、水平及び垂直偏波の輝度温度(TB<sub>H</sub>、TB<sub>V</sub>)を用いて以下の式で求められる(Spencer *et al.* 1989)。

#### $PCT = 1.818TB_V - 0.818TB_H$

このように、この周波数帯の PCT を用いることにより、熱帯低気圧のよく発達した対流雲や、 眼を識別することが可能となるが、異なるセンサー(本書では SSMIS、TMI 及び AMSR2)から 求めた PCT は、観測周波数及び空間解像度の違いによって対流雲の見え方が僅かに異なる。こ のことから、本書では、PCT は台風内の対流雲分布の定性的な構造の議論(軸対称性など)の みに使用する。

[小山]

## [SSMIS]

SSMIS (Special Sensor Microwave Imager/Sounder) は、極軌道衛星である DMSP (Defense

Meteorological Satellite Program)衛星に搭載されているマイクロ波放射計/探査計であり、本書で は F-16、F-17、F-18 の 3 機の DMSP 衛星の観測を使用している。なお、本書の解析期間には旧 世代センサーである SSM/I (Special Sensor Microwave Imager)が搭載されている F-15 も運用され ていたが、本書では使用しない。SSMIS は計 24 のチャンネルを持ち、放射計部分は、19、22、 37、91GHz の 7 チャンネル(22GHz 以外は水平・垂直偏波を含む)である。本書では 91GHz の 水平・垂直偏波の輝度温度(TB)から求めた PCT を用いる。91GHz チャンネルの水平解像度は 12.5km で、TMI(85GHz)や AMSR2(89GHz)よりも粗い。しかし、観測幅が 1707km と広く、 また衛星が 3 機であるため、1 個の熱帯低気圧の観測頻度が最大 6 回/日となり、他のセンサー による観測と比べて多いのが利点である。SSMIS センサーに関する詳細は Hawkins *et al.* (2008) 等を参照されたい。

〔櫻木〕

## 【TMI】

熱帯降水観測衛星 TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) は、1997 年 11 月に打ち上げら れた、主に熱帯域 (38°Nから 38°S まで)を観測する低軌道衛星で、TMI (TRMM Microwave Imager) は、TRMM に搭載されているマイクロ波放射計である。5 つの周波数帯 (10GHz, 19GHz, 21GHz, 37GHz 及び 85GHz) で観測しており、計9 チャンネル (21GHz 以外は水平・垂直偏波を 含む)を持つ。本書では、85GHz の輝度温度 (TB)から求めた PCT を用いる。TRMM は一機 のみであるため TMI による 1 個の台風の観測頻度は 1 日に 0~3 回程度と少なく、また観測幅が 760km と狭いが、85GHz チャンネルデータの水平解像度が約 5km と細かいため、対流構造の詳 細な解析に適している。本書で使用した TMI 輝度温度のデータセットは、NASA Goddard Earth Sciences Data and Information Service Center (http://disc.gsfc.nasa.gov) から入手した。TRMM 衛星 や TMI センサーに関する詳細は、例えば Kummerow *et al.* (1998)を参照されたい。 [櫻木]

# 【TUTT】

TUTT(Tropical Upper Tropospheric Trough)とは熱帯上部対流圏トラフのことである。Sadler (1976)では TUTT が台風の北東側に存在すると、1)鉛直シアーが弱められる、2)上層の 発散風が増加する、3)加熱により生じる上層の吹き出し(outflow)が効率的に行われるとい う要因によって、台風の発生・強化に寄与することが挙げられている。一方、TUTT が直接的な 発生要因となることは少ないとする論文もある(Ritchie and Holland 1999、Cheung 2004、Chen *et al.* (2008)は TUTT により励起された下層じょう乱と偏東風波動の区別が難し い点を指摘している。

〔沢田〕

#### 【鉛直シアー】

上層と下層の水平風(ベクトル)の差(下層に相対的な上層の風)。鉛直シアーの向きの方角

をダウンシアー、反対側をアップシアーと呼ぶ。熱帯低気圧に関しては、200hPaと850hPaの環 境風の鉛直シアーで議論されることが多い。鉛直シアーは熱帯低気圧の強度及び構造に影響を及 ぼす。強度への影響としては、一般的に鉛直シアーは熱帯低気圧の発達に対し負の役割を果たす ものとして認識されており(例えば、Kaplan and DeMaria (2003))、鉛直シアーの大きさが 10 m s<sup>-1</sup> 程度以上になると熱帯低気圧の弱化に効くと指摘する研究もある(Paterson *et al.* 2005)。しかし、 中には比較的強い鉛直シアーの場において急速に発達する事例(Reasor *et al.* 2009, Molinari and Vollaro 2010)や発達初期において鉛直シアーが発達に正の役割を果たす事例も報告されている

(Molinari *et al.* 2004, 2006)。構造への影響としては、鉛直シアーは熱帯低気圧渦の鉛直傾きや非 対称構造をもたらすことが知られており、眼の壁雲付近では統計的にダウンシアーの左側で最も 強い降水強度が観測される(例えば、Chen *et al.* 2006, Ueno 2007, Reasor *et al.* 2013, DeHart *et al.* 2014)。

本書では JCDAS を用いて台風中心から 500km 以内の風で計算した鉛直シアーを示している。 「鉛直シア」と表記されることもあるが、日本気象学会の用語集(\*) では shear の訳語として 「シアー」を採用しているため、本書では「鉛直シアー」とする。

(\*) http://www.metsoc.jp/member\_pages/yogo\_temp/ej.htm

〔嶋田〕

# 【温帯低気圧化(温低化)】

熱帯低気圧が中緯度傾圧帯に進んで温帯低気圧に構造変化すること。気象機関の発表(ベストトラックデータを含む)において台風(熱帯低気圧)が温帯低気圧に変わったとされる時刻は、 多くの場合、温低化完了の時刻と解釈される(例えば村松 1982; Klein *et al.* 2000)。このことは、 気象機関の発表する情報で台風(熱帯低気圧)とされるものには温帯低気圧への遷移過程のじょ う乱が含まれていることを示唆する。遷移過程では台風(熱帯低気圧)と温帯低気圧の両方の特 徴を持つため、強雨・強風について成熟期の台風とは異なる性質を持つことがある。

従来、温低化は静止衛星の雲画像を用いて主観的に判定される傾向があった(例えば Jones *et al.* 2003)が、ある程度解像度の高い数値モデル解析値が利用可能になったことで、Evans and Hart (2003)は低気圧位相空間 (CPS)を用いて温低化開始を B=10 (非対称化),温低化完了を- $V_T^L=0$  (寒気核化)と定義した。Kitabatake (2011)は JRA-25を用いて北西太平洋の台風の温低化の統計調査を行い、ただし 900hPa の代わりに 925hPa を用いて温低化開始を B=10,温低化完了を  $-V_T^L=0$ として、それによる温低化完了の時刻がベストトラックデータにおいて温帯低気圧に変わったとされる時刻より平均で約4時間早かったことを示している。

〔北畠〕

#### 【海面水温】

海面水温(Sea Surface Temperature: SST)は、一般に海面付近(海面~深さ十数 m まで)の水 温のことを指す。高い SST(概ね 26℃以上)は台風の発生及び発達に好都合であることが多く の先行研究により指摘されている。 本書での SST データは原則として、気象庁地球環境・海洋部海洋気象情報室が作成している 全球日別海面水温解析(MGDSST; 栗原ほか(2003))を用いた。MGDSST は、衛星赤外・マイ クロ波データから作成された SST データを、時空間スケールによりいくつかの成分に分割した 上で最適内挿法を適用し、最後に各成分を結合することで得られる。解析過程においては、解析 精度を高めるため、ブイや船舶による現場観測値に基づくバイアス補正も行っている。データの 空間解像度は 0.25 度である。

なお、本書の一部(2.2節)では SST として COBE-SST(Ishii *et al.* 2005)を使用している。 [小山]

#### 【寒気核構造】

「暖気核構造」の低気圧が中心に相対的な暖気を持ち、そのために下層ほど低気圧性循環が強い構造を持つのに対して、寒気核構造の低気圧は低気圧性循環が上層ほど強い構造を持つことを特徴とする。これの最も顕著な事例は上層寒冷渦が下層まで達した低気圧だが、一般には上層寒冷渦に限らず上層ほど風の強い低気圧は寒気核構造の低気圧とされる(Glickman 2000)。すなわち地上低気圧中心上空の近傍に気温の極小がある必要はない。中緯度の偏西風帯に生じる温帯低気圧はほとんどが寒気核構造の低気圧に分類される。この定義において熱帯低気圧が暖気核構造から寒気核構造に変わると温帯低気圧化(温低化)したとされる。「暖気核」「温帯低気圧化」の項も参照。

〔北畠〕

## 【急速な発達】

熱帯低気圧はときに通常より大きな発達率で発達(最大風速増大、又は中心気圧低下)すること がある。これはしばしば rapid intensification (RI) と呼ばれ、近年多くの研究者によって研究が進 められている。RI の基準(閾値)はそれぞれの研究によって異なるものが用いられるが、よく 使われるのは例えば Kaplan and DeMaria (2003)が北大西洋の熱帯低気圧の RI に関して定義した 30 ノット/24 時間の最大風速増大である。本書では台風の最大風速が 24 時間で 15 m s<sup>-1</sup>以上増大 する場合を「急速な発達」または「急発達」と呼ぶ。

〔北畠〕

# 【クラウドクラスタ】

積乱雲が集合して形成される巨大な塊で、雲クラスタとも呼ばれる。水平スケールは 100~ 1000km に達する。主に衛星赤外チャンネルで捉えた画像から、その存在が認識されるようにな った(Houze and Betts 1981)。クラウドクラスタが発達し低気圧性循環が強まって熱帯低気圧と して組織化することがあり、熱帯域におけるクラウドクラスタのうち、7.1%が熱帯低気圧に至 るという報告がある(Hennon *et al.* 2013)。

「クラウドクラスター」と表記することもあるが、本書では日本気象学会の用語集の表記に従

いクラウドクラスタとした。

〔沢田〕

## 【傾圧帯】

南北の気温差が大きい領域。本書では 500~1000hPa の層厚などを参考に傾圧性について記述 している。傾圧帯の分布は、温度風の関係から、上層のジェット気流と関係が深い。熱帯低気圧 (台風)がこの領域に進むと、熱帯低気圧自身の強い低気圧性循環と環境場の傾圧性のために水 平温度移流が生じるため、じょう乱の構造(風・雨の分布を含む)と発達メカニズムが変化する。 〔北畠〕

## 【ジェットストリーク】

上部対流圏のジェット気流 (jet stream)の中で特に風速の大きい領域をジェットストリーク (jet streak) という。風速の値に基準値はない。ジェットストリークの入り口と出口では風速の急変のために二次循環が生じ、入口右側と出口左側で発散域となる。そしてその下では上昇流が励起される(例えば Lackmann 2011)ので、仮にジェット気流の蛇行(トラフ・リッジ)が全くなくても中緯度偏西風帯における熱帯低気圧(台風)の構造・勢力変化に寄与しうる。 [北畠]

СПЕЦТ

#### 【対流バースト】

"convective burst"。熱帯低気圧・台風の発生・発達期に、主に中心付近で生じる非常に強い対流。

〔北畠〕

## 【暖気核(または温暖核)】

低気圧中心付近に見られる暖かい空気の領域。熱帯低気圧の場合は、ごく下層を除き、対流圏 ほぼ全層に渡って直径数百 km の暖気核が見られる。熱帯低気圧の衰弱時には暖気核も弱まる。 従来、観測により、最盛期の台風では一般に上部対流圏(200~300hPa)に極大を持つとされ、 潜熱解放に伴って生成されるものとされてきた。ただし、近年の数値モデル研究で中層(高度4 ~8km)に暖気核極大が現れることがあることが指摘され、これらの成因について熱帯低気圧の 急発達との関連も含めて議論が行われている(例えば Stern and Nolan 2012; Chen and Zhang 2013)。 〔北畠〕

#### 【低気圧位相空間(CPS)】

低気圧の構造をいくつかのパラメータによって表し、それを低気圧位相空間(cyclone phase space: CPS)における位相として低気圧の構造を表現することができる。Hart (2003)は熱帯低 気圧を暖気核・熱的対称構造、温帯低気圧を寒気核・熱的非対称構造と定義し、それを3つのパ ラメータ

$$B = h \left( \overline{Z_{600hPa} - Z_{900hPa}} \Big|_{Right} - \overline{Z_{600hPa} - Z_{900hPa}} \Big|_{Left} \right)$$
$$-V_T^L = \frac{\partial (\Delta Z)}{\partial \ln p} \Big|_{900hPa}^{600hPa}$$
$$-V_T^U = \frac{\partial (\Delta Z)}{\partial \ln p} \Big|_{600hPa}^{300hPa}$$

で表現した。Z は等圧面上のジオポテンシャル高度, p は気圧, 4Z は低気圧中心から半径 500 km以内のZの最大値と最小値の差である。h は北半球で1,南半球で-1である。B は低気圧中心から 500 km以内の 600~900hPa の層厚について,じょう乱の移動方向に対して右側と左側の平均の差を取ったもので,移動方向に対して左右の気温差を表し、B の値が大きい場合は非対称構造を示す。-V<sub>T</sub><sup>L</sup>と-V<sub>T</sub><sup>U</sup> は温度風に関連したパラメータであり,それぞれ下層と上層について暖気核構造か寒気核構造かを表す。値が正の場合は暖気核構造、負の場合は寒気核構造である。台風の解析にボーガスを投入する客観解析データセットでは温低化の表現に影響が出ることがあるが、JRA-25 はその影響が小さいことが Kitabatake (2010) で調査済みなので、本書の CPS パラメータは JRA-25 と同じ解析方法の JCDAS を用いて同じ定義で計算したものを使用している。「暖気核」「寒気核構造」「温帯低気圧化」の各項も参照。

# 【デルタ型レインシールド】

台風が中緯度に北上し前線帯に接近すると、雲域が非対称化し、特に台風中心の北側にデルタ (Δ)型の降水システムがしばしば現れる。Shimazu (1998)はこれをデルタ型レインシールド (delta rain shield)と呼んだ。台風に伴う他の雲域が対流雲を多く含むのに対し、この雲域は層 状性の特徴を持つ領域が多い。

〔北畠〕

#### 【ドップラーレーダー/ドップラー速度】

ドップラーレーダーは、風に流されている降水粒子が反射する電波のドップラー効果から、レ ーダーサイトと降水粒子を結ぶ方向の風速を観測する。観測した風がレーダーサイトに向かって 吹いている場合は風速を負に、レーダーサイトから遠ざかる方向に吹いている場合は風速を正に とり、この風速をドップラー速度またはドップラー動径風と呼ぶ。

風の流れが同心円構造をしている典型的な台風の場合、観測される低仰角のドップラー速度は 規則的なパターンを示し、台風の風速や構造の情報を得ることができる。台風中心に対して、レ ーダーサイトと台風中心の間の距離以下の半径における円周上には、台風の接線風の向きとドッ プラー速度の水平成分の向きが一致する点が必ず存在する。その点を見つけることができれば、 その台風半径・高度におけるおおまかな台風の接線風速を知ることができる。また、台風が多重 壁雲の構造をしている場合には、接線風速のピークが台風の動径方向に複数見られる場合がある。 〔嶋田〕

#### 【表層水温】

一般に海面から深さ数百 m までの水温を表層水温という。本書では、気象庁地球環境・海洋 部 海 洋 気 象 情 報 室 が 作 成 し て い る 北 西 太 平 洋 版 海 洋 デ ー タ 同 化 シ ス テ ム (MOVE/MRI.COM-WNP; 石崎ほか(2009))による水温解析値を表層水温の解析に用いた。 MOVE/MRI.COM-WNP による水温解析値は、数値海洋モデル(MRI.COM; 石川ほか(2005)) の出力を第一推定値として、現場観測(水温、塩分)データ、MGDSST 及び衛星海面高度計デ ータを、三次元変分法を用いて同化することによって求められている。MOVE/MRI.COM-WNP の水温解析値は日別値として得られ、水平解像度は 0.1 度、鉛直層数は 54(最深層 6000m)で ある。

[小山]

## 【ベストトラックデータ】

各国気象機関等では熱帯低気圧の位置・強度等を速報的に解析しているが、観測データの一部 は入手が遅れることがあるので、それらも用いて事後解析により台風の解析値を確定したものを ベストトラック(best track)データと呼んでいる。気象庁のベストトラックデータでは、北西太 平洋(赤道~60°N、100°E~180°)を対象海域として、原則として6時間毎(日本接近時は 3時間毎)の台風の位置と強度(中心気圧・最大風速)、風速 30 ノット以上の半径、風速 50 ノ ット以上の半径と、そのじょう乱が温帯低気圧または台風強度(最大風速 17.2 m s<sup>-1</sup>)未満の熱 帯低気圧と解析された期間については6時間毎の位置と中心気圧が掲載されている。

本書で使用する台風の中心気圧・強度は、気象庁ベストトラックデータ(\*)及び台風位置表(\*\*)に基づく。両者は基本的に同じ解析値だが、風速については、前者では35ノット以上5ノット毎、後者では18ms<sup>-1</sup>、20ms<sup>-1</sup>、23ms<sup>-1</sup>、及び25ms<sup>-1</sup>以上5ms<sup>-1</sup>毎で表されている。本 書の本文での最大風速の値は原則として後者に基づいて記載しているが、一部では前者の5ノットごとの値をms<sup>-1</sup>に換算しているためにわずかな誤差が生じている場合がある。

(\*) http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/rsmc-hp-pub-eg/trackarchives.html

 $(**) \ http://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/typhoon/position_table/index.html$ 

〔北畠〕

## 【偏東風波動】

熱帯域における総観規模じょう乱の1つ。水平スケールは2000~4000kmで、移動速度は西向 きに~8 m s<sup>-1</sup>、周期は3~5 日という特徴を持つ(Reed *et al.* 1977)。アフリカを起源とするものは 特に、アフリカ波動(African easterly wave)と呼ばれ、大西洋域の熱帯低気圧(ハリケーン)で カテゴリー4 と 5 に達する事例のうち、85%がアフリカ波動を起源とすることが知られている (Landsea 1993)。一方、北西太平洋域では偏東風波動を起源とする台風は多くなく、約 18% (Ritchie and Holland 1999; Yoshida and Ishikawa 2013)と報告されている。 〔沢田〕

#### 【眼の壁雲(多重壁雲を含む)】

台風の中心を取り囲むように存在するリング状の対流雲を眼の壁雲(eyewall)という。眼の 壁雲付近の下層(高度 1km 以下)では、外側から流入した下層風が収束し、角運動量保存則に より低気圧性循環が強まり、台風システムの中で最も強い風が吹いている。眼の壁雲の内部には 下層風の収束と非断熱加熱の影響で強い上昇流がある。一方、眼の壁雲の内側(台風の中心側) には下降流が存在する。

台風の眼の壁雲に相当するリング状の対流雲が二つ以上存在する場合、二重(多重)壁雲と呼 ばれる。台風の中心側から順に、第一の壁雲(primary eyewall)、第二の壁雲(secondary eyewall) と呼ばれる。通常、台風は第一の壁雲の発達とともに勢力が強まり、その後、第二の壁雲が形成 され、多重壁雲構造になったところで最盛期を迎える(発達が止まる)ことが知られている (Willoughby *et al.* 1982)。また、二重壁雲の形成後に、外側の壁雲が収縮し、内側の壁雲が衰弱 して、元の一つの壁雲の構造に戻る「眼の壁雲の置き換わり (eyewall replacement)」が起こる場 合があることも知られている (Black and Willoughby 1992; Yang *et al.* 2013)。

〔嶋田〕

#### 【モンスーントラフ】

主に熱帯域において線上に連なった低圧部のこと(Glickman 2000)。熱帯収束帯と分けて使う 場合は、夏季のモンスーンに伴う南西風域をモンスーントラフ、東風域は熱帯収束帯とされる (McBride 1995)。水平スケールは経度方向に数 1000km スケールにわたる。モンスーントラフ

の定義は、使用する研究者によって異なることが指摘されている(Molinari and Vollaro 2013)。 例えば、Lau and Lau (1992)では 850hPa 相対渦度の最大値の軸をモンスーントラフの軸とし、Wu et al. (2012)ではモンスーントラフの経度方向の広がりを、5°N—20°N で平均した正の 850hPa 相対渦度の東端とした。Molinari and Vollaro (2013)は正の 850hPa 相対渦度で定義し、7-11 月の平 均した正相対渦度域で約 73%の台風が発生していたと報告している。

〔沢田〕

# 【力学的圈界面】

世界気象機関(World Meteorological Organization, WMO)では対流圏界面(以後、圏界面)を 気温減率で定義するのに対して、力学的な議論では、保存量である渦位を用いて定義した力学的 圏界面をしばしば用いる。断熱過程では等温位面で渦位が保存されるのに対応して、等渦位面で は温位が保存されると見なすことができる。中緯度偏西風帯のじょう乱として力学的圏界面に顕 著に見られるのは圏界面が大きく下降(温位は上昇)する「圏界面の折れ込み(tropopause folding)」 で、等圧面ではトラフに対応する。一方、台風上空では加熱の生じた層の上側では渦位が減少し、 それとその水平移流の結果として台風上空とその下流側では力学的圏界面(等温位面)は持ち上 げられる(tropopause lifting)。これは台風前面でのリッジ強化に寄与する(例えば Bosart and Lackmann 1995)。このように台風の存在が中緯度トラフ・リッジシステムに影響し、それが台風 の構造変化に反映する点で、台風と中緯度システムの相互作用と言える。 本書では 2PVU 面(1 potential vorticity unit =  $10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ )を力学的圏界面とする。 〔北畠〕

#### 参考文献

- Black, M. L., and H. W. Willoughby, 1992: The concentric eyewall cycle of Hurricane Gilbert. Mon. Wea. Rev., 120, 947–957.
- Bosart, L. F. and G. M. Lackmann, 1995: Postlandfall tropical cyclone reintensification in a weakly baroclinic environment: A case study of Hurricane David (September 1979), *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 3268-3291.
- Chen, H., and D.-L. Zhang, 2013: On the rapid intensification of Hurricane Wilma (2005). Part II: Convective bursts and the upper-level warm core. *J. Atmos. Sci.*, **70**, 146–162.
- Chen, S. S., J. A. Knaff, and F. Marks Jr., 2006: Effects of vertical wind shear and storm motion on tropical cyclone rainfall asymmetries deduced from TRMM, *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 3190 3208.
- Chen, T.-C., Wang, S.-Y., Yen, M.-C., and Clark, A. J., 2008: Are tropical cyclones less effectively formed by easterly waves in the western North Pacific than in the North Atlantic? *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 4527–4540.
- Cheung, K. K. W., 2004: Large-Scale Environmental Parameters Associated with Tropical Cyclone Formations in the Western North Pacific. J. Climate, 17, 466–484.
- Chou, K.-H., C.-C. Wu, and S.-Z. Lin, 2013: Assessment of the ASCAT wind error characteristics by global dropwindsonde observations. *J. Geophys. Res.*, **118**, 9011-9021.
- DeHart, J., R. A. Houze Jr., and R. Rogers, 2014: Quadrant distribution of tropical cyclone inner-core kinematics in relation to environmental shear. *J. Atmos. Sci.*, **71**, 2713–2732.
- Evans, J. L. and R. E. Hart, 2003: Objective indicators of the life cycle evolution of extratropical transition for Atlantic tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 909-925.
- Hart, R. E., 2003: A cyclone phase space derived from thermal wind and thermal asymmetry. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 585-616.
- Hatsushika, H., J. Tsutsui, M. Fiorino, and K. Onogi, 2006: Impact of wind profile retrievals on the analysis of tropical cyclones in the JRA-25 reanalysis. J. Meteor. Soc. Japan, 84, 891–905.
- Hawkins, J. D., F. J. Turk, T. F. Lee, and K. Richardson, 2008: Observations of tropical cyclones with the SSMIS. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 46, 901-912.
- Glickman, T.S. (Ed) , 2000: Glossary of Meteorology, 2nd Edition. Amer. Meteor. Soc., 855pp.
- Hennon, C. C., P. P. Papin, C. M. Zarzar, J. R. Michael, J. A. Caudill, C. R. Douglas, W. C. Groetsema, J. H. Lacy, Z. D. Maye, J. L. Reid, M. A. Scales, M. D. Talley, and C. N. Helms., 2013: Tropical cloud cluster climatology, variability, and genesis productivity. J. Clim., 26, 3046–3066.

Houze, R. A. Jr., and A. K. Betts, 1981: Convection in GATE. Rev. Geophys. Space Phys., 19, 541-576.

石川一郎・辻野博之・平原幹俊・中野英之・安田珠磯・石崎廣, 2005:気象研究所共用海洋モデル (MRI.COM) 解説.気象研究所技術報告,第47号, 189pp.

- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective analyses of sea-surface temperature and marine meteorological variables for the 20th century using ICOADS and the KOBE collection. *Int. J. Climatol.*, 25, 865–879.
- 石崎士郎・曽我太三・碓井典久・藤井陽介・辻野博之・石川一郎・吉岡典哉・倉賀野連・蒲地政 文, 2009: MOVE/MRI.COM の概要と現業システムの構築. 測候時報, 76, 特別号, S1-S15.
- Kaplan, J., and M. DeMaria, 2003: Large-scale characteristics of rapidly intensifying tropical cyclones in the North Atlantic basin. *Wea. Forecasting*, 18, 1093–1108.
- Kidder, S. Q., M. D. Goldberg, R. M. Zehr, M. DeMaria, J. F. W. Purdom, C. S. Velden, N. C. Grody, and S. J. Kusselson, 2000: Satellite analysis of tropical cyclones using the Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 81, 1241-1259.
- Kitabatake, N., 2011: Climatology of extratropical transition of tropical cyclones in the western North Pacific defined by using cyclone phase space, *J. Meteor. Soc. Japan*, **89**, 309-325.
- Kitabatake, N, 2010: Impact of synthetic wind retrieval on tropical cyclone structures at the extratropical transition stage in the JRA-25 Reanalysis, *SOLA*, **6**, 77-80.
- Klein, P. M., P. A. Harr and R. L Elsberry, 2000: Extratropical transition of western North Pacific tropical cyclones: An overview and conceptual model of the transformation stage, *Wea. Forecasting*, 15, 373-396.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi,
  H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and
  Basic Characteristics, J. Meteor. Soc. Japan, 93, 5-48.
- Kummerow C., W. Barnes, J. Shiue, and J. Simpson, 1998: The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) sensor package. J. Atmos. Oceanic Technol., 15, 809-817.
- 栗原幸雄・桜井敏之・倉賀野連,2006:衛星マイクロ波放射計,衛星赤外放射計及び現場観測デ ータを用いた全球日別海面水温解析,測候時報,特別号,73,S1-S18.
- Lackmann, G., 2011: Midlatitude Synoptic Meteorology. Amer. Meteor. Soc., 345pp.
- Lander, M., 1994: Description of a monsoon gyre and its effects on the tropical cyclones in the western North Pacific during August 1991. *Weather and Forecasting*, **9**, 640–654.
- Landsea, C. W., 1993: A climatology of intense (or major) Atlantic hurricanes. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1703–1713.
- Lau, K., and Lau, N., 1992: The energetics and propagation dynamics of tropical summertime synoptic-scale disturbances. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 2523–2539.
- McBride, J. L., 1995: Tropical cyclone formation. Global Perspectives on Tropical Cyclones, R. L. Elsberry, Ed., World Meteorological Organization, 63–105.
- Molinari, J., D. Vollaro, and K. L. Corbosiero, 2004: Tropical cyclone formation in a sheared environment: A case study. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 2493–2509.
- Molinari, J., P. Dodge, D. Vollaro, K. L. Corbosiero, and F. D. Marks Jr., 2006: Mesoscale aspects of the downshear reformation of a tropical cyclone. J. Atmos. Sci., 63, 341–354.

- Molinari, J., and D. Vollaro, 2010: Rapid intensification of a sheared tropical storm. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 3869–3885.
- Molinari, J., and D. Vollaro, 2013: What Percentage of Western North Pacific Tropical Cyclones Form within the Monsoon Trough? *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 499–505.
- 村松照男, 1982: 成熟した台風の温帯低気圧化の過程について 一台風 7916 号 (OWEN) ―. 天 気, 29, 1199-1212.
- Onogi, K., and Coauthors, 2007: The JRA-25 Reanalysis. J. Meteor. Soc. Japan, 85, 369-432.
- Paterson, L. A., B. N. Hanstrum, N. E. Davidson, and H. C. Weber, 2005: Influence of environmental vertical wind shear on the intensity of hurricane-strength tropical cyclones in the Australian region, *Mon. Wea. Rev.*, 133, 3644–3660.
- Reasor, P. D., M. D. Eastin, and J. F. Gamache, 2009: Rapidly intensifying Hurricane Guillermo (1997). Part I: Low-wavenumber structure and evolution. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 603–631
- Reasor, P. D., R. Rogers, and S. Lorsolo, 2013: Environmental flow impacts on tropical cyclone structure diagnosed from airborne Doppler radar composites. *Mon. Wea. Rev.*, 141, 2949–2969.
- Reed, R. J., D. C. Norquist, and E. E. Recker, 1977: The structure and properties of African wave disturbances as observed during Phase III of GATE. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 317–333.
- Ritchie, E. A., and Holland, G. J., 1999: Large-Scale Patterns Associated with Tropical Cyclogenesis in the Western Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2027–2043.
- Sadler, J. C., 1976: A role of the tropical upper tropospheric trough in early season typhoon development. Mon. Wea. Rev., 104, 1266–1278.
- Shimazu, Y., 1998: Classification of precipitation systems in mature and early weakening stages of typhoons around Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 76, 437-445.
- Spencer, R. W., H. M. Goodman, and R. E. Hood, 1989: Precipitation retrieval over land and ocean with the SSM/I: Identification and characteristics of the scattering signal. J. Atmos. Oceanic Technol., 6, 254-273.
- Stern, D. P., and D. S. Nolan, 2012: On the height of the warm core in tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **69**, 1657–1680.
- Ueno, M., 2007: Observational analysis and numerical evaluation of the effects of vertical wind shear on the rainfall asymmetry in the typhoon inner-core region. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 115-136.
- Willoughby, H. E., J. A. Clos, and M. G. Shoreibah, 1982: Concentric eye walls, secondary wind maxima, and the evolution of the hurricane vortex, *J. Atmos. Sci.*, **39**, 395–411.
- Wu, L., Wen, Z., R. Huang, and R. Wu, 2012: Possible Linkage between the Monsoon Trough Variability and the Tropical Cyclone Activity over the Western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 140, 140–150.
- Yang, Y.- T., H.-C. Kuo, E. A. Hendricks, and M. S. Peng. 2013: Structural and Intensity Changes of Concentric Eyewall Typhoons in the Western North Pacific Basin. *Mon. Wea. Rev.*, 141, 2632-2648.
- Yoshida, R., and Ishikawa, H., 2013: Environmental Factors Contributing to Tropical Cyclone Genesis over the Western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 141, 451–467.