



熱帯域における OLR の 1 ヶ月変動に関する研究

The study about 1-month period variation of OLR in the Equator

トラビ コンビーズ

北海道大学 大学院理学院 宇宙理学専攻
惑星宇宙グループ
修士課程
高橋 幸弘 研究室

2021 年 02 月 25 日

要旨

西太平洋暖水域 (Western Pacific Warm Pool : WPWP) は、世界的にも海水温が非常に高いとして知られており、マッデンジュリアン振動 (Madden-Julian : MJO) やエルニーニョ・南方振動 (El Niño-Southern Oscillation : ENSO)、アジアモンスーンなどに関連する地域であることから、気象学的に非常に重要な地域であると考えられている。

地球から放出される外向き長波放射 (Outgoing Longwave Radiation : OLR) は対流の指標として知られており、雲頂高度の高い雲から放出される OLR は、地表から放出される OLR よりも小さく観測される。この性質により、OLR は対流の指標として用いられている。

Takeda and Ikeyama (1984, 1985) と、Ikeyama and Takeda (1988)、Zhu and Wang (1993) の研究より、WPWP で約 30 日周期の雲変動があり、その雲変動はインド洋の雲変動と逆位相関係になっていることがわかった。Takahashi et al. (2010) は、OLR のパワースペクトルを求めた結果、太陽活動極大期の西太平洋暖水域における OLR に、約 1 ヶ月の周期性があることを確認した。また、海洋大陸 (Marine Continent : MC) における落雷頻度と WPWP の OLR に $R=0.82$ という強い正の相関があることが明らかになった。MC の落雷頻度とアフリカの OLR に $R=-0.75$ という強い負の相関があることも明らかになった。低い OLR の値は、対流の指標であるという特徴から、MC の落雷頻度と WPWP の OLR には逆位相関係があり、アフリカの OLR とは同位相関係があることがわかる (三宮, 2013)。これまでの研究では、総日射量 (Total Solar Irradiance : TSI) や紫外線 (Ultraviolet : UV)、銀河宇宙線 (Galactic Cosmic Ray : GCR) など太陽黒点数の増減に関連する 11 年周期の太陽活動が注目されることが多かったが、Takahashi et al. (2010) や三宮 (2013) などのように太陽の自転周期である、約 1 ヶ月の周期性に注目することで、より大きな振幅あり、母数の多い周期性に注目することが近年注目されている。

本研究では、アメリカ海洋大気庁 (National Oceanic Atmospheric Administration : NOAA) より提供されている OLR を用い、西太平洋暖水域での OLR の約 1 ヶ月の周期性とアフリカ、インド洋、中央太平洋、南米、地球半周分の赤道の逆位相関係を調べることを目的とする。また、太陽活動極大期/極少期、太陽活動上昇期/下降期などの切り口で太陽活動によりどのように各周期の西太平洋暖水域の OLR の振幅に影響が出るのかを調べることを目的とする。また、西太平洋暖水域における OLR、CR、太陽の紫外線放射と関連している F10.7、磁気活動の指標である Dst 指数と台風のタイミングとの関係を調べることで、台風の最大風速のタイミングが太陽活動においてどのように影響されるのかについても調べる。

西太平洋暖水域における OLR の変動と $30^{\circ}\text{S}\sim 30^{\circ}\text{N}$ の OLR の各グリッドの変動との関係を調べるために、三宮 (2013) で用いられた WPWP のエリアの OLR と各グリッドの OLR の変動の相関係数を求め、相関マップを作成した。その結果、WPWP (WP) には正

の相関があり、アフリカ (AF)、インド洋 (IO)、中央太平洋 (PA)、南米 (SA) には顕著な負の相関があることが明らかになった。この結果は、三宮 (2013) で示された MC における雷頻度と WPWP の OLR の相関と概ね一致している。さらに、WP と AF、IO、PA、SA、SA から IO までの地球半周分の赤道 (EQ) とのそれぞれの相関係数を求めた結果、WP と EQ の間に 2004 年において -0.62 という強い負の相関を持ち、全期間 (1974 年 6 月から 2019 年 12 月) においても -0.47 という強い負の相関関係があることが明らかになった。また、WP における OLR をピークの -20 日から +20 日までの変動を 2004 年と全期間の WP と EQ において平均を求めた結果、2004 年において明らかな逆位相関係が確認でき、WP と EQ のどちらも大きく誤差範囲を超える結果を示した。

また、WP における OLR をピークを中心としてその日より -20 日から +20 日までの変動を WP において、太陽活動極大期/極少期、太陽活動上昇期/下降期という 2 つの切り口から変動におけるばらつきを各日の標準偏差を求めることにより調べた。その結果、太陽活動上昇期/下降期において、太陽活動下降期は太陽活動上昇期よりもばらつきの平均がおおよそ 5 分の 1 であることが確認された。太陽活動下降期の特徴として、高速太陽風に関連する磁気雲と共回転相互作用領域 (Corotating Interaction Region : CIR) による影響により磁気嵐のピークがあるという報告がなされており (Gonzalez et al., 2007)、高速太陽風を伴うコロナ質量放出 (Coronal Massive Ejection : CME) の発生頻度が高いこと、黒点が低緯度に向かうこと、黒点の低緯度への移動に伴うコロナホールの低緯度への移動により高速流が地球に吹きつけやすくなることがあると報告されている。磁気雲と CIR の共通点として、どちらも強い磁場を持っていることが挙げられ、磁場の変動を介した気候への影響というのが考えられる。しかしながら、あくまで仮説であるため、具体的な研究は今後の研究課題である。

次に、WP における OLR、CR、F10.7、Dst 指数の各データの位相の 1 周期を 4 分割し、WP の領域内に台風の最大風速がある台風の最大風速のタイミングについて研究を行った。その結果、WP における OLR は太陽活動によらず、どの時期でも OLR のピーク直後であるフェーズ 2 において台風のタイミングの割合が一定 (おおよそ 50%) であるという結果が得られた。また、CR においては、台風のタイミングが全期間では WP における OLR と同じ形状である OLR のピーク直後であるフェーズ 2 に台風のタイミングの割合が高いグラフを示した。また、太陽活動上昇期においても全期間のものと同じ形状であるフェーズ 2 に台風のタイミングの割合が高いグラフを示したが、太陽活動下降期においてはこのグラフと異なる形状のフェーズ 3 に台風のタイミングの割合が低いグラフになることが明らかになった。これは、黒点数と CR の長期変動は逆相関が示されており、それが完全な逆相関ではなく、CR が若干黒点数に遅れを取るような形になっていることから、本研究で F10.7 の長期変動より定義した、太陽活動上昇期は CR の極大期を含んでおり、太陽活動下降期は CR の極少期を含んでいる。これにより、CR の影響が太陽活動上昇期に強く及ぼされるために WP における OLR と台風のタイミングのフェーズごとの割合と同じような形状のグ

ラフになったのではないかと考えられる。また、太陽活動下降期においては、CR の極少期に値するため、CR の影響が少なくなることから、太陽活動上昇期における CR と台風のタイミングのフェーズごとの割合とは異なる形状のグラフになったのではないかと考えられる。また、CR の太陽活動上昇期/下降期の違いをより詳しく分析するため、各サイクルの CR の太陽活動上昇期/下降期を示した。その結果、太陽サイクル 22 において、太陽活動上昇期/下降期のどちらも平均とは異なる形状のグラフをしていることが確認できた。太陽サイクル 22 の太陽活動上昇期に関しては、データの欠如が理由として考えられる。データ (WP における OLR、CR、F10.7、Dst 指数) の欠如が原因でフェーズ 1 から 4 のどれにも部類されなかった台風の数計 7 個に及び、この期間でフェーズに分けられた台風の数計 38 個であることを考えると、このデータの欠如は非常に大きいものであると考えることができる。また、太陽サイクル 22 の太陽活動下降期に関して、太陽サイクル 22 の太陽活動下降期である 1990 年 8 月から 1996 年 7 月で特別な影響があるとすれば、1991 年 6 月に発生したフィリピンのルソン島西部にあるピナツポ山の噴火の影響による、成層圏のエアロゾルの変動と対流圏の雲量の変動が原因であると考えられる。しかしながら、火山噴火が CR を遮断するというような効果は未だ知られていないので、今後の研究課題である。また、太陽サイクル 22 における CR の太陽活動上昇期/下降期と ENSO との比較を行った。太陽サイクル 22 において、二度の El Niño 現象と La Niña 現象が発生しており、特に 1988 年春から 1989 年春にかけて発生した La Niña 現象は、気象庁が定義する El Niño 監視海域 NINO.3 (5° S-5° N、150° W-90° W) において、過去 30 年の海水温と比べ、約-2.0°C という非常に強い La Niña 現象が発生していることがわかる。La Niña 現象は、NINO.3 で海水温が低いとき、西太平洋で海水温が上昇するという特徴があるため、より対流が活発になると考えられる。しかしながら、1998 年夏から 2000 年春にかけて発生した La Niña 現象も過去 30 年の海水温と比べ、約-1.8°C という比較的強い現象だったにも関わらず、太陽サイクル 23 の太陽活動下降期の CR の位相フェーズと台風のタイミングの割合には特に影響されていない。これにより、1988 年春から 1989 年春にかけて発生した La Niña 現象に対する位相フェーズと台風のタイミングごとの割合への影響は、少ないのではないかと考えられる。

目次

要旨	1
第 1 章 序論	6
第 1.1 節 約 1 ヶ月周期変動	6
第 1.2 節 太陽活動変動	13
第 1.3 節 本研究の目的	16
第 2 章 データ	18
第 2.1 節 OLR	18
第 2.2 節 熱帯低気圧	19
第 2.3 節 宇宙線	21
第 2.4 節 F10.7	22
第 2.5 節 DST 指数	23
第 3 章 解析手法	24
第 3.1 節 全般的な解析手法	24
第 3.1.1 項 季節変動除去	24
第 3.1.2 項 太陽活動極大期/極少期/上昇期/下降期に関する定義	25
第 3.2 節 雲活動の解析方法	27
第 3.2.1 項 相関マップからのエリアの定義	28
第 3.2.2 項 波の重ね合わせ方法	29
第 3.3 節 OLR と台風の関係の解析手法	31
第 3.3.1 項 OLR のエリアと台風のエリアの定義	31
第 3.3.2 項 周期の 4 分割に関する説明	32
第 4 章 結果	34
第 4.1 節 西太平洋暖水域と赤道の雲活動の逆位相関係	34
第 4.2 節 WP の OLR の太陽活動との比較	39
第 4.3 節 西太平洋暖水域の雲活動と台風の関係	43
第 5 章 考察	49
第 5.1 節 西太平洋暖水域と赤道の雲活動の逆位相関係	49
第 5.2 節 WP の OLR の太陽活動との比較	49
第 5.3 節 西太平洋暖水域の雲活動と台風の関係	54
第 6 章 結論	59

謝辭	62
参考文献	63

第1章 序論

本章では、先行研究を「約1ヶ月周期変動」に関するものと、「太陽活動変動」に関するものに分けて述べたのち、本研究の目的について述べる。

第1.1節 約1ヶ月周期変動

西太平洋暖水域 (Western Pacific Warm Pool : WPWP) は、最も海水温が高い地域である。また、島々が多くあることで、地表面の熱容量が小さいため、低レベルの不安定性に大きな日変化が生じることで日中の対流強制を引き起こすことで積乱雲が発生しやすい特殊な地域である (Neale and Slingo, 2003)。また、WPWP はマッデンジュリアン振動 (Madden-Julian Oscillation : MJO) やモンスーン、ENSO (El Niño-Southern Oscillation) にも関連があることで知られている (Zhang, 2005; Li and Zeng, 2003; Ashok and Yamagata, 2009)。図 1.1.1 のように、積乱雲はその内部の上昇気流と雷の発生頻度に有意な関係性があることが明らかになっている (Deierling and Petersen, 2008)。この節では、WPWP の雲活動と雷活動におよそ1ヶ月程度の周期性についてまとめる。

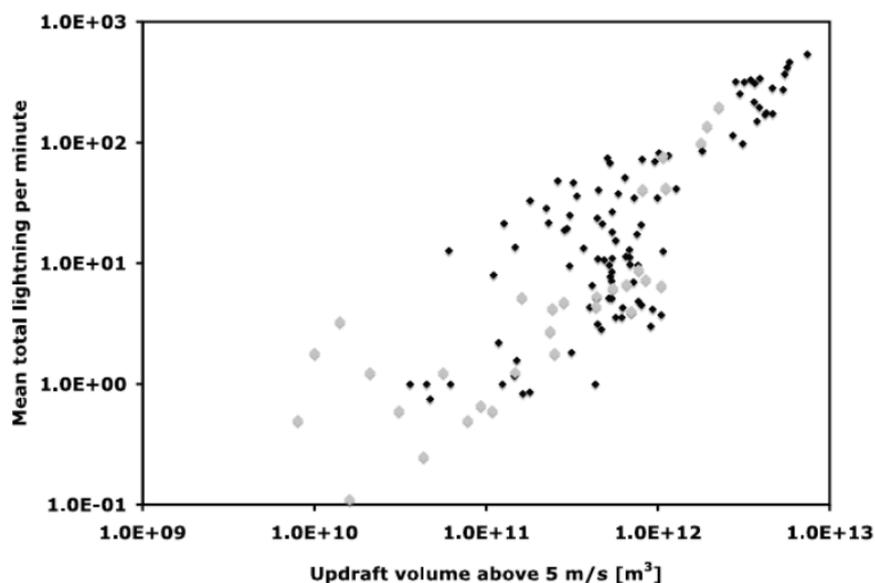


図 1.1.1 -5°C 層より高高度の上昇気流($>5\text{m/s}$)と1分当たりの平均総雷数の関係
(黒色の点：コロラド/カンザスの高原、灰色の点：アラバマ北部)
[Deierling and Petersen, 2008]

Takeda and Ikeyama (1984)は、1978年4月から1982年4月に静止軌道衛星の赤外データを用いて、 10°S - 50°N と 90°E - 172°W の領域における雲活動の推移を調べた。その結果、

雲量平均には地域差があるものの、赤道や中緯度の広範囲で約 30 日周期を持ち、同時に変動されていることが確認された。図 1.1.2 に示すように、 40°N にはその傾向が示されな
 いものの、 20°N と 4°N には、顕著な約 30 日周期が確認できる。この周期は 1 年を通じ
 て続きはしないものの、数ヶ月は卓越して確認された。Takeda and Ikeyama (1985) では、
 領域を 46°S - 50°N と 90°E - 172°W と拡大し、西太平洋域のほぼ全域で約 30 日周期が確認
 された。図 1.1.3 に示すように、1980 年の 30°N 、 18°N 、赤道における雲量の変動の時間
 -経度断面図においても、 132°E 、 150°E における雲量の変動の時間-経度断面図におい
 ても約 30 日周期が確認された。また、赤道の南北の平均雲量の少ないところでは、約 30 日
 周期の変動の振幅はとて大きかった。Ikeyama and Takeda (1988) は、1978 年 4 月から
 1985 年 1 月における約 30 日周期の平均雲量の変動の季節変動と年変動について解析を行
 った。結果として、約 30 日周期の変動の振幅は季節によらず熱帯の高雲量域の近くで大
 きい。春から秋にかけては、北半球中緯度の高雲量域の近くでも振幅が大きくなることが
 確認された。また、1982 年から 1983 年に発生した El Niño の際、北半球において約 30
 日周期の雲量の振幅が比較的小さくなっているものの、 15°S 、 180°E のエリアで約 30 日
 周期の雲量の振幅が大きくなっているとわかっていることから、El Niño の影響を受けて
 いることが示唆されている。

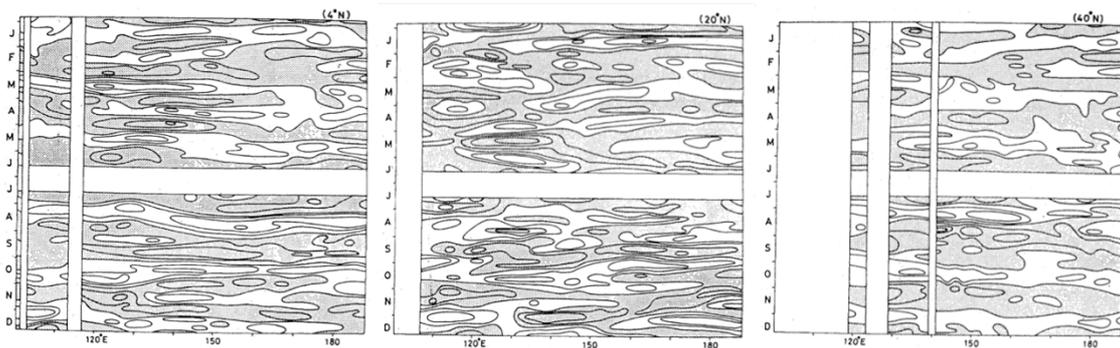


図 1.1.2 1979 年の 40°N 、 20°N 、 4°N における雲量の変動率の時間-経度断面図
 [Takeda and Ikeyama, 1984]

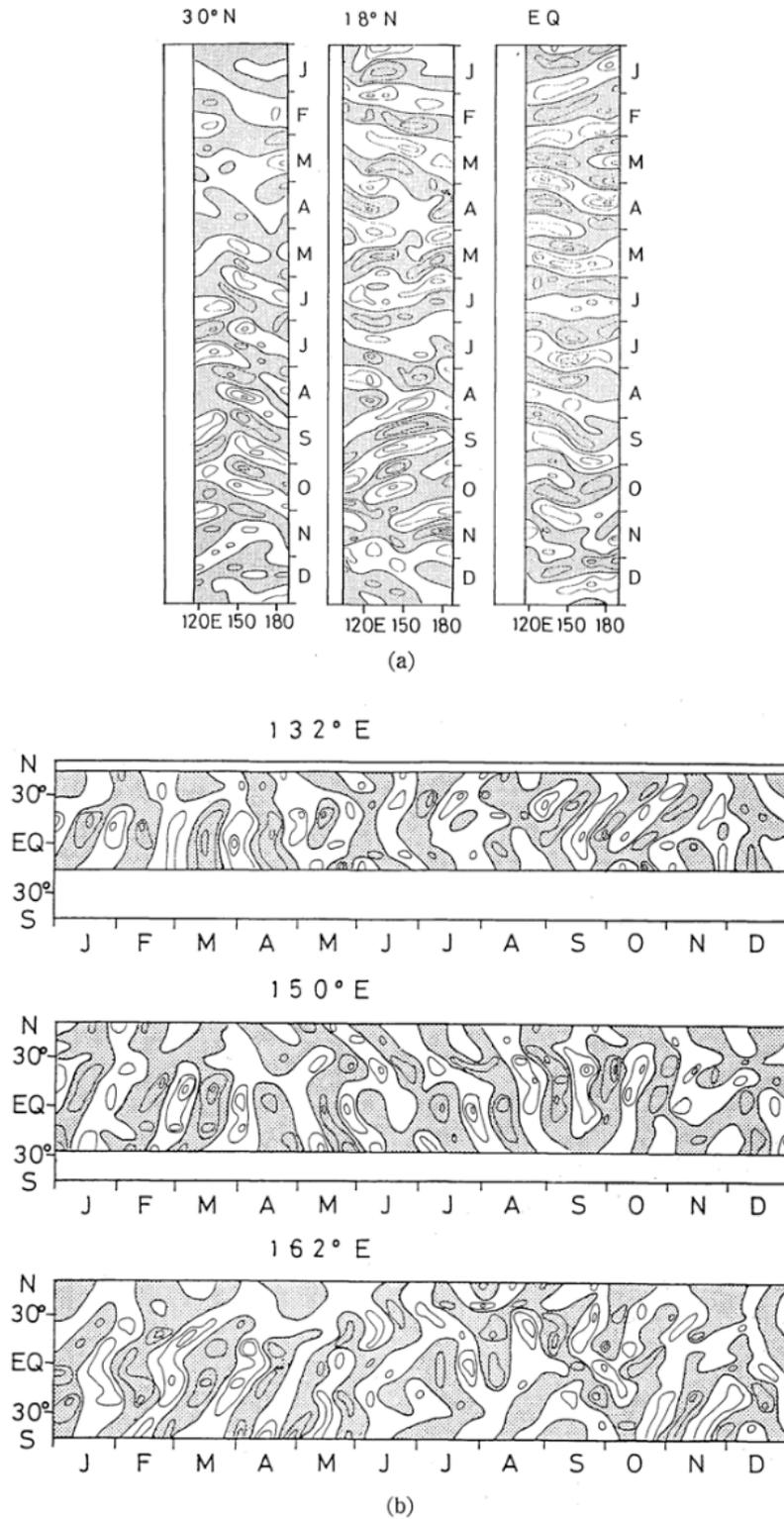


図 1.1.3 1980 年の (a) 30°N、18°N、赤道における雲量の変動の時間-経度断面図、
 (b) 132°E、150°E、162°E における雲量の変動の時間-経度断面図
 [Takeda and Ikeyama, 1985]

Zhu and Wang (1993) では、1980 年 11 月から 1985 年 10 月の雲の指標となる外向き長波放射 (Outgoing Longwave Radiation : OLR) を対流の指標として用い、図 1.1.4 のように、インド洋と赤道西太平洋で対流に 30 日から 60 日の逆位相関係があることが確認された。図 1.1.5 と図 1.1.6 のように、インド洋で対流が発達し、赤道西太平洋では対流が抑制されているときをフェーズ 1 とし、逆にインド洋で対流が抑制され、赤道西太平洋で対流が発達しているときがフェーズ 2 としている。ここで、一方の対流が発達しているとき、もう一方の対流は抑制されていることがわかる。また、北半球の夏季である 5 月から 10 月の対流中心を示す図 1.1.6 は、北半球の冬季である 11 月から 4 月の対流中心を示す図 1.1.5 に比べ、北側にあることが確認できる。

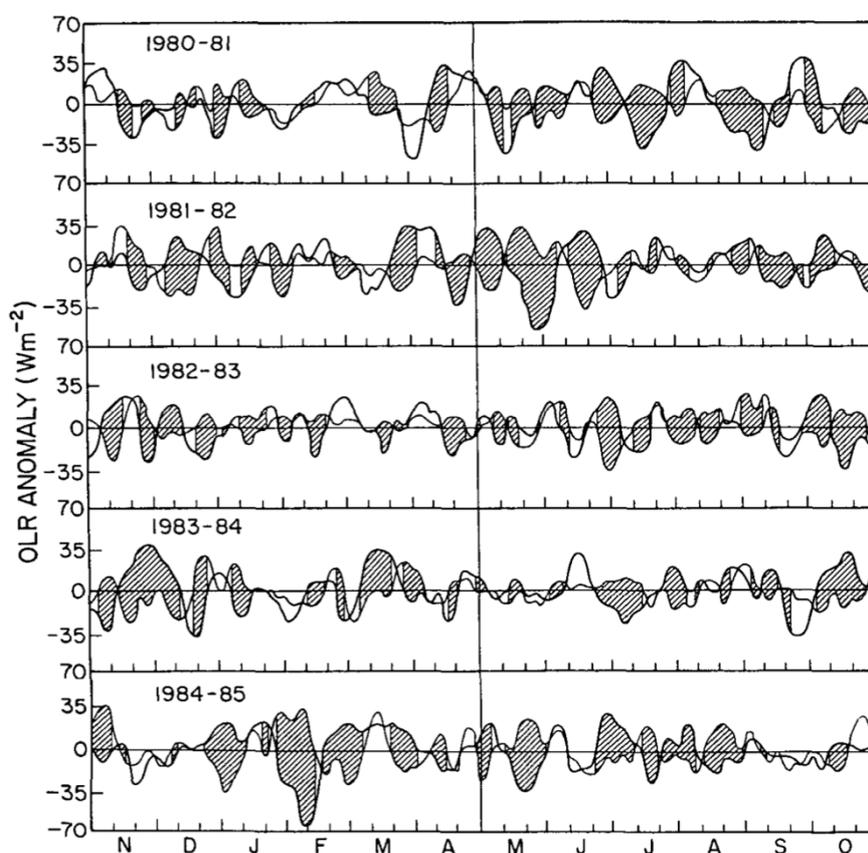


図 1.1.4 1980 年から 1985 年におけるインド洋 (7.5°S-7.5°N、70°E-95°E) と赤道西太平洋 (7.5°S-7.5°N、135°E-160°E) の OLR 位相関係 (陰部は逆位相関係を示す)

[Zhu and Wang, 1993]

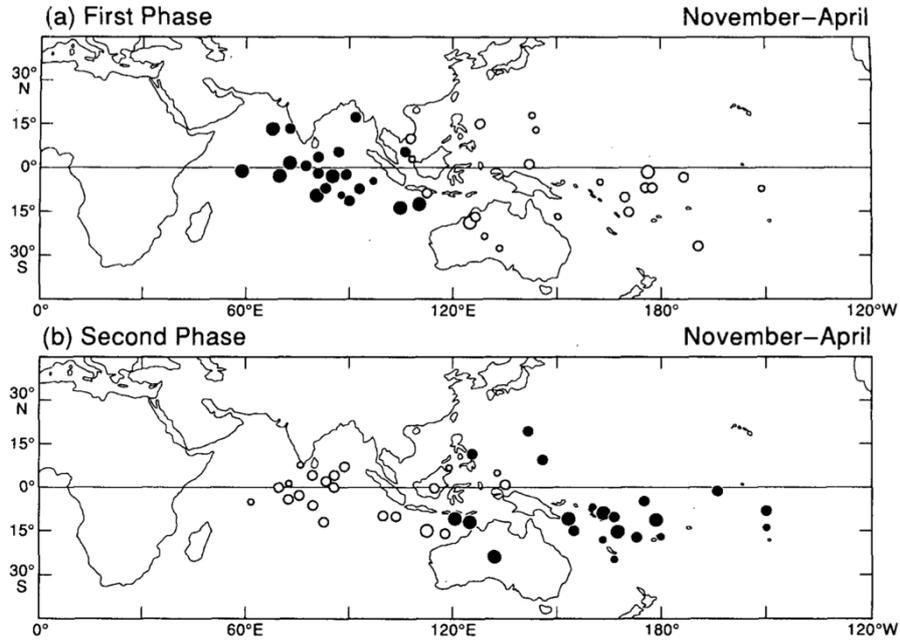


図 1.1.5 11月から4月における対流発達（黒点）と対流抑制（白点）の
 (a) フェーズ1と (b) フェーズ2
 [Zhu and Wang, 1993]

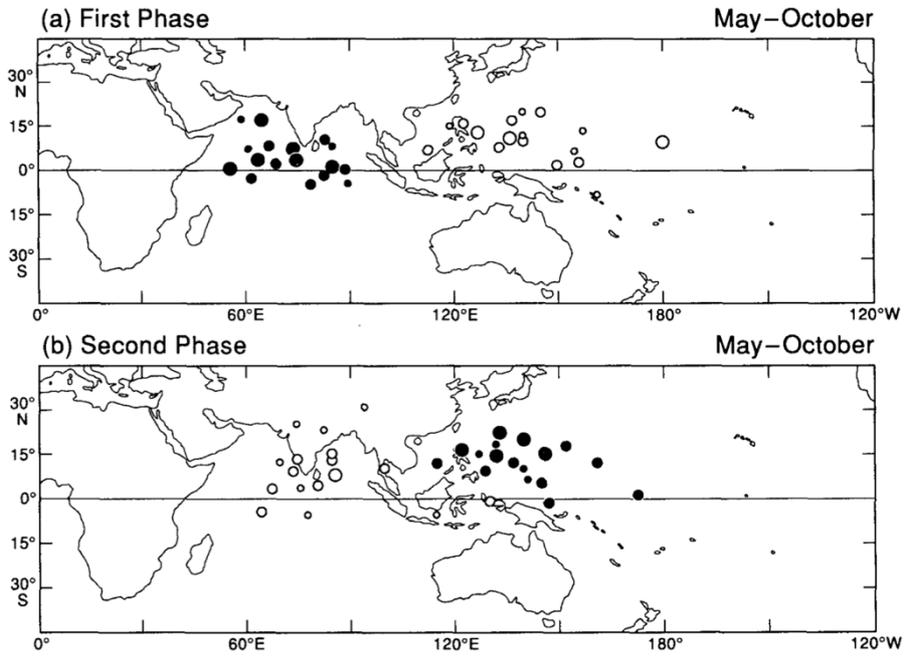


図 1.1.6 5月から10月における対流発達と対流抑制の
 (a) フェーズ1と (b) フェーズ2
 [Zhu and Wang, 1993]

Ikeyama and Takeda (1984, 1985, 1988)と Zhu and Wang (1993) の研究より、WPWP で約 30 日周期の雲変動があり、その雲変動はインド洋の雲変動と逆位相関係になっていることがわかった。Takahashi et al. (2010) では、OLR の約 1 ヶ月に注目し、1980 年から 2003 年までの低緯度帯における OLR のパワースペクトルを求めた。その結果、図 1.1.7 に示すようにインド洋と WPWP において、約 1 ヶ月の卓越したピークが存在することが明らかになった。太陽活動極大期/極少期に分け、周波数解析を用いて特徴を調べた結果、WPWP における OLR は太陽活動極大期に約 27 日周期でピークが存在し、太陽活動極少期に約 35 日周期でピークが存在した。しかしながら、インド洋における OLR では約 1 ヶ月周期にピークを確認することができなかった。また、太陽の紫外線放射と関連している F10.7 にも同様の周波数解析を施した結果、太陽活動極大期/極少期のどちらにおいても約 27 日周期にピークがあることを確認された。

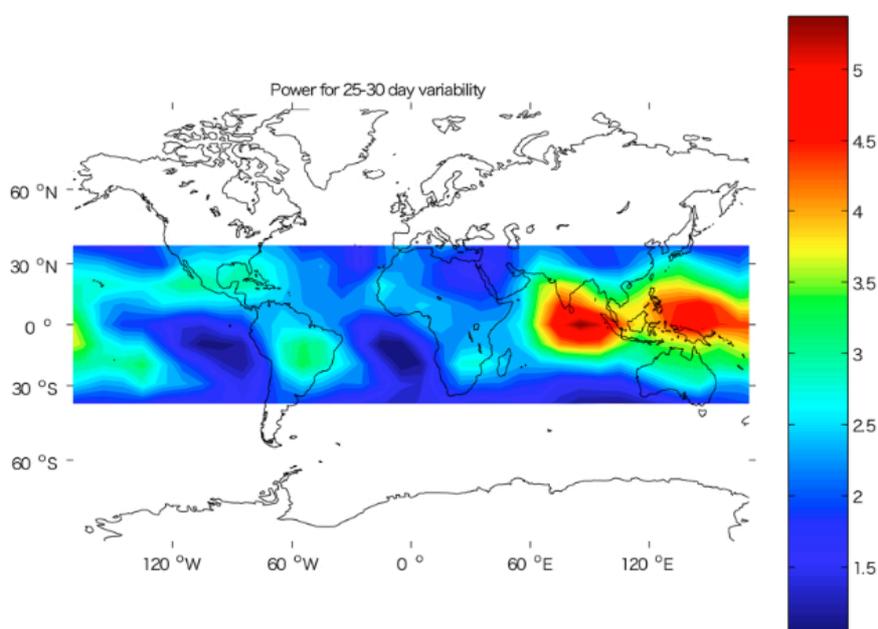


図 1.1.7 OLR の 25-29 日周期のパワースペクトル
[Takahashi et al., 2010]

Sato and Fukunishi (2005)は、南極昭和基地に設置した ELF (Extreme Low Frequency : 極超長波) 観測装置を使用し、シューマン共鳴 (Schumann Resonance : SR) という雷発生時に 50Hz 以下の周波数で電磁波がグローバルに伝搬する波の干渉をもたらす空洞共振の強度を 2000 年から 2003 年の範囲で解析を行った。Maximum Entropy Method (MEM) によって求めた雷活動のパワースペクトルの結果、図 1.1.8 に示すように 28 日周期で最大のピークを持つことを明らかにした。また、赤外雲画像から熱帯域 (30°S-30°N) の雲頂高度を求め、8km 以上との高層雲の画像のピクセル数と SR 強度のクロススペクトルを求めた結果、0.65 の相関係数で 24 日にピークがあることが明らかになり、180°位相がずれている

ことも明らかになった。

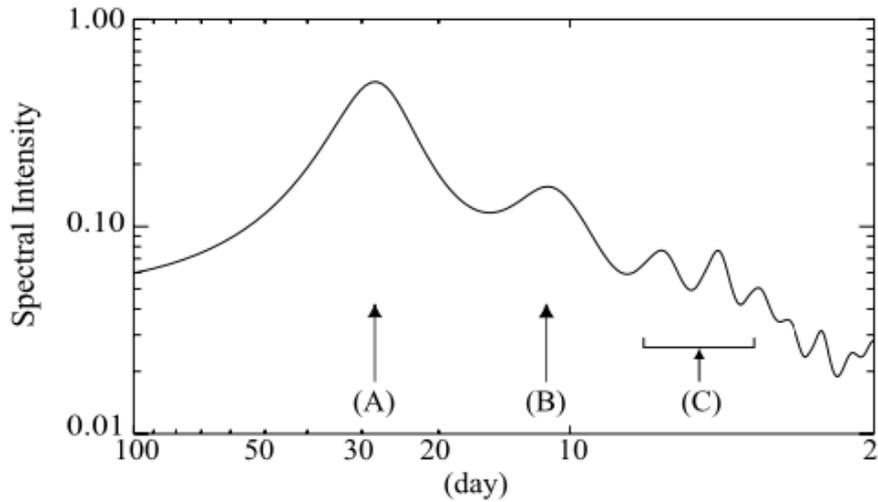


図 1.1.8 SR のパワースペクトル
[Sato and Fukunishi, 2005]

三宮 (2013)では、約1ヶ月周期の変動に着目し、2003年8月から2004年7月の Global ELF Observation Network (GEON) という世界4ヶ所で雷放電から発生する1-100Hzの磁場の地上観測を用い、導出された落雷データとOLRを用い、全球でも特に雷放電活動が活発である海洋大陸 (Marine Continent : MC) の落雷頻度とWPWPのOLRのスペクトルパワーを求めた。MCに約33日周期、WPWPのOLRに約37日周期があることを確認した。また、クロススペクトルの周期は約38日であったことが確認された。また、MCの落雷頻度とWPWP、アフリカ、南米、大西洋、中央太平洋のOLRの時間変動の関係性を求めた。その結果、MCの落雷頻度とWPWPのOLRに $R=0.82$ という強い正の相関があることが明らかになった。また、MCの落雷頻度とアフリカのOLRに $R=-0.75$ という強い負の相関があることも明らかになった。このことからWPWPにおけるOLRとアフリカにおけるOLRの間に負の相関があることも予想される。図1.1.8において、WP-2はMCの落雷頻度と最も強い負の相関のある5°四方のグリッド (10°N-15°N、135°E-140°E) であり、WP-1はWP-2から5°西の5°四方のグリッド (10°N-15°N、130°E-135°E) であり、WP-3はWP-2から5°東の5°四方のグリッド (10°N-15°N、140°E-145°E) である。AF-2はMCの落雷頻度と最も強い正の相関のある5°四方のグリッド (5°N-10°N、0°-5°E) であり、AF-1はAF-2から5°西の5°四方のグリッド (5°N-10°N、355°E-0°) であり、AF-3はAF-2から5°東の5°四方のグリッド (5°N-10°N、5°E-10°E) である。

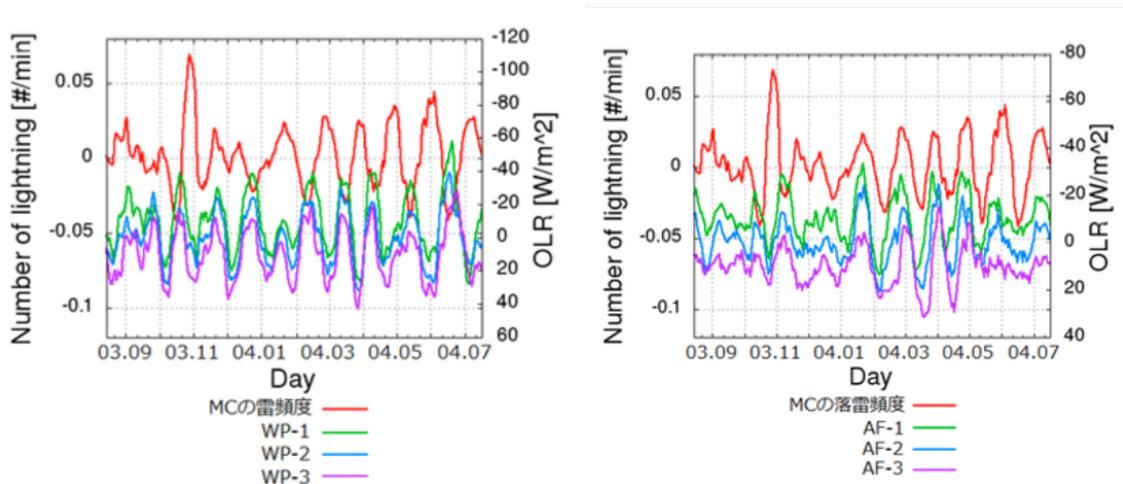


図 1.1.8 MC の落雷頻度と (左) WPWP (右) アフリカにおける OLR の位相関係
[三宮, 2013]

第1.2節 太陽活動変動

地球の気候変動における太陽活動の影響は、総日射量の影響、紫外線帯の影響、宇宙線の影響、太陽風の影響など様々なものが研究されてきた。本節では、それらの考えられているメカニズムについて述べる。

総日射量 (Total Solar Irradiance : TSI) による気候への影響のメカニズムは、TSI が海洋上で吸収され、降水域に収束する水分の増加に伴い、蒸発が増加する。これにより、降水のパターンと大気鉛直運動の変化につながり、貿易風と海上での上昇気流の変化につながる (Gray et al, 2010)。しかしながら、アメリカ航空宇宙局 (National Aeronautics and Space Administration : NASA) の SORCE (Solar Radiation and Climate Experiment) 衛星に搭載された TIM (Total Irradiance Monitor) による観測で、TSI は変動が 0.1% 程度の変動と非常に小さいことが知られているので、気候変動に対する影響は一般に小さいと考えられている (Seppälä et al., 2014)。

紫外線 (Ultraviolet : UV) は、TSI とは異なり変動の振幅が 5%程度と非常に大きい (Seppälä et al., 2014)。UV が気候に与えるメカニズムとして、2つの影響が知られている。一つは、UV による上層成層圏の放射加熱による変調。もう一つは、放射加熱の重要な要素であるオゾンが、オゾン生成に重要な成分である酸素の UV による光分解と通じて上層成層圏のオゾン生成率に影響されることによる変調である。これらによって、緯度方向の温度勾配に影響が及ぼされ、大気がバランスを維持しようとするため亜熱帯上層の成層圏で強い西風につながる (Holton, 2004)。これにより、プラネタリー波の伝搬特性に変化が生じ、平均流と波動の相互作用が変化することで、成層圏の風の極方向と下方への移動が可能になり、北極振動 (Arctic Oscillation : AO) や北大西洋振動 (Northern Atlantic Oscillation :

NAO) などの対流循環パターンが存在する地表まで下ることが知られている (Kodera and Kuroda, 2002; Matthes et al., 2006)。図 1.2.1 に概略図を示す。ここでは、 U は亜熱帯ジェットを示し、 $\nabla \cdot F$ は太陽からの放射加熱によるプラネタリー波への強制を示し、 v はブリューワー・ドブソン循環を示している。

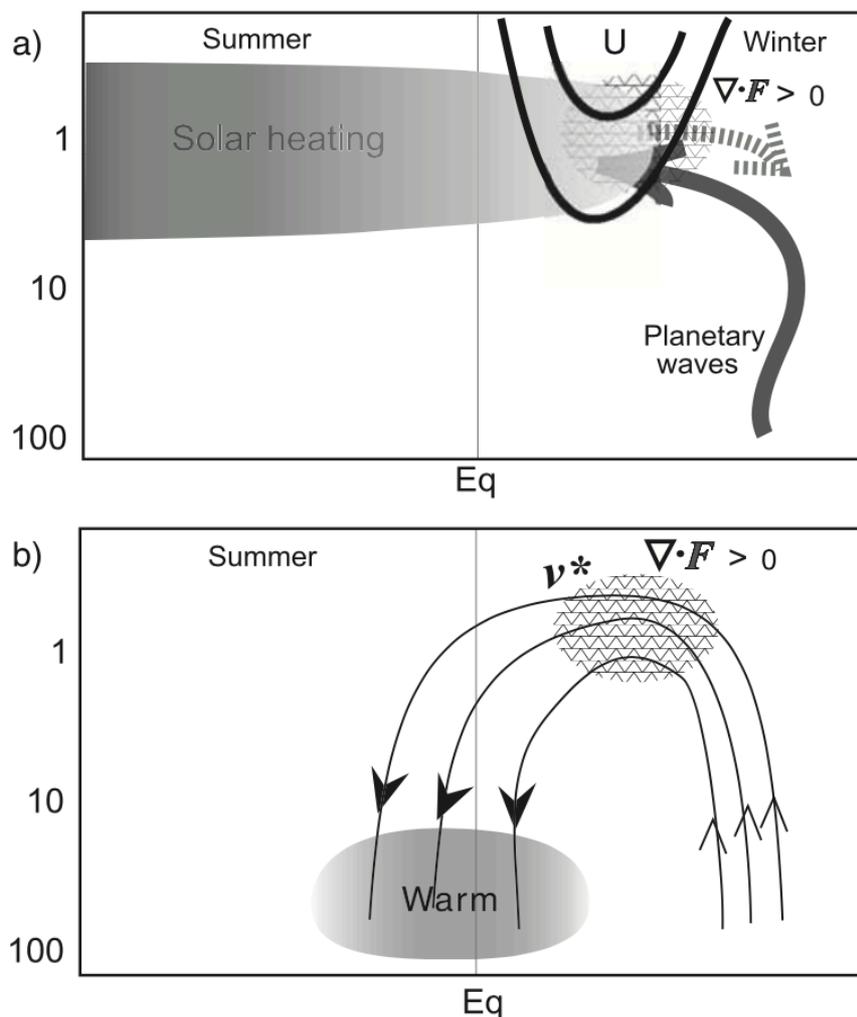


図 1.2.1 下部成層圏への太陽活動の影響の概略図
[Kodera and Kuroda, 2002]

Svensmark and Friis-Christensen (1997, 1998) は、1983 年 7 月から 1990 年 12 月までの全球の雲量の 3~4% の変動が太陽パラメータよりも銀河宇宙線 (Galactic Cosmic Ray : GCR) と強く相関していることを明らかにした。これは、高エネルギーの荷電粒子に対する地球磁場の遮蔽効果であるフォーブッシュ減少と一致して、緯度が高いほど大きくなる。さらに、地球の温度も太陽パラメータより GCR と太陽サイクルである約 11 年ごとの変動に影響されることも明らかになった。また、Marsh and Svensmark (2000, 2003) は、GCR

の赤外線測定によって得られた全球の雲量に対する影響が、図 1.2.2 に示すように、特に高度 3km 以下の低雲層で相関係数が 0.72 と強い相関関係があることを明らかにした。これは、GCR による空気シャワー現象によるイオン化により、雲の形成プロセスに影響を及ぼすことが考えられた。実際に、空気シャワー現象によるイオン化により生成された新しいエアロゾル粒子は負イオン密度に比例し、 $0.1\sim 1.0\text{cm}^2/\text{s}$ の核形成速度で形成されることがわかっており、これは安定した小さなクラスターが大気中にできやすいこと、すなわち雲の形成において重要なことであると理解されている (Svensmark et al., 2007)。しかしながら、GCR による低雲層の雲量の影響には、懐疑的な意見も多いことにも留意しておきたい (Jørgensen and Hansen, 2000; Sun and Bradley, 2004)。また、Singh and Bhargawa (2020) は、GCR は雲量の分散の約 $4.89\pm 0.08\%$ に影響していると評価している。

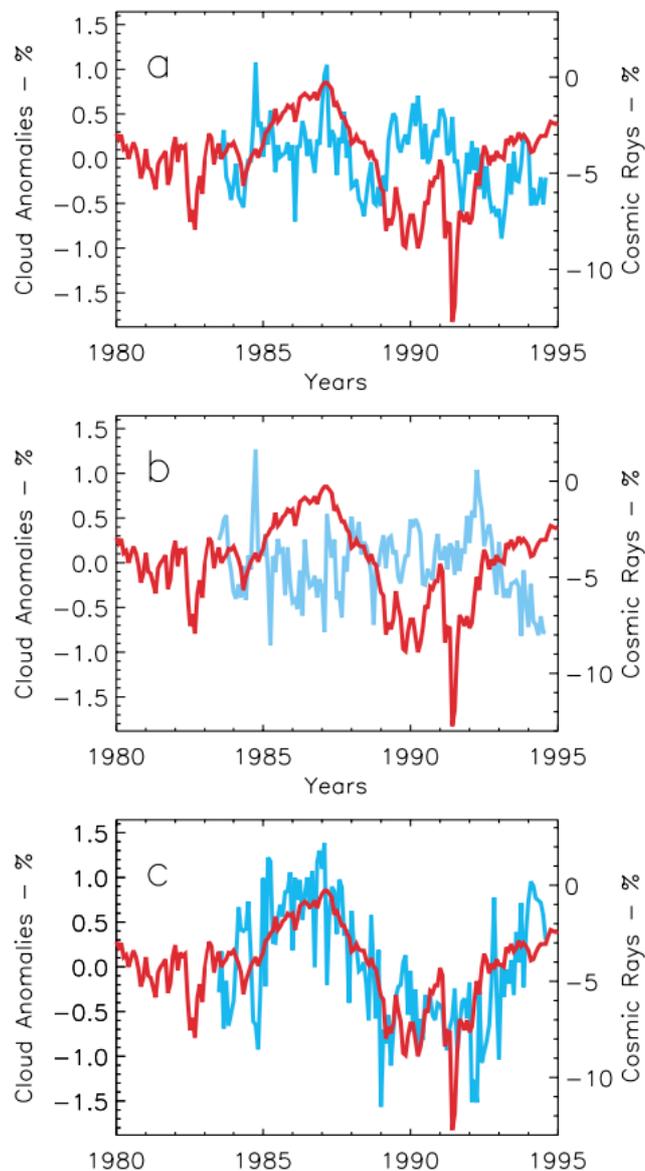


図 1.2.2 1983 年 7 月から 1994 年 6 月における
 (a) 高層 (b) 中層 (c) 低層の雲の月平均 (青線) と宇宙線 (赤線) の変動の関係
 [Marsh and Svensmark, 2000]

また、雲の 1 ヶ月変動の他に提唱されているメカニズムとして、全球大気電気回路 (Global Electric Circuit : GEC) がある。GEC とは、積乱雲による発電を駆動源とし、地表と電離層がなす巨大な球殻コンデンサーを基本構造とする地球規模の電流回路のことである (Takahashi, 2014)。この地球規模の電気回路には、電離圏や磁気圏で起きている別の発電機構が作用していると考えられている。それは図 1.2.3 に示すように、高エネルギー粒子の増加に伴う垂直電場電流密度の増加と雲の微物理特性の変化が、約 1 ヶ月周期での雲底の高さの変動につながっているからである。

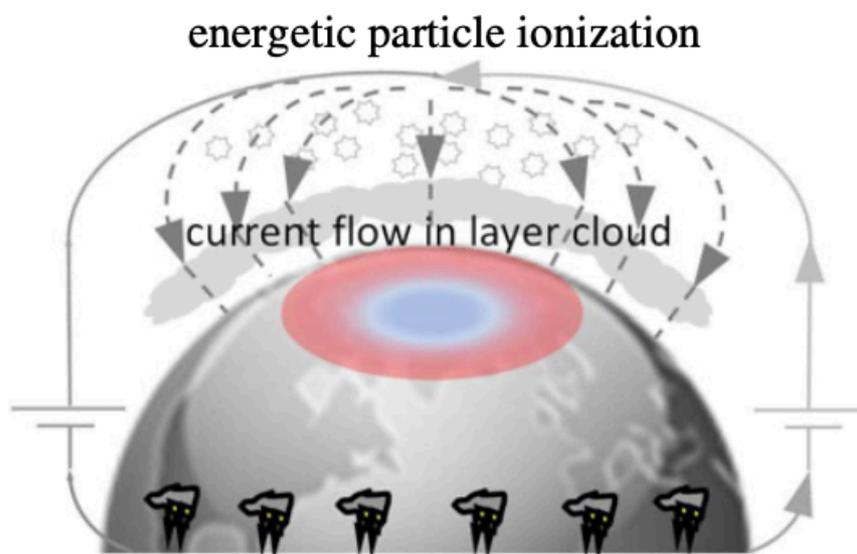


図 1.2.3 GEC における雲底変化のプロセスの概略図
 [Harrison and Lockwood, 2020]

第1.3節 本研究の目的

西太平洋暖水域は、世界的にも海水温が非常に高いとして知られており、MJO や ENSO、アジアモンスーンなどに関連する地域であることから、気象学的に非常に重要な地域であると考えられている。

地球から放出される外向き長波放射 (Outgoing Longwave Radiation : OLR) は対流の指標として知られており、雲頂高度の高い雲から放出される OLR は、地表から放出される OLR よりも小さく観測される。この性質により、OLR は対流の指標として用いられる。

太陽活動極大期の西太平洋暖水域における OLR には、約 1 ヶ月の周期性があることが確認されており (Takahashi et al., 2010)、海洋大陸 (Marine Continent : MC) における雷活動の 1 ヶ月周期性と逆位相関係を持つことが知られている (三宮, 2013)。

これまでの研究では、TSI や UV、GCR など太陽黒点数の増減に関連する 11 年周期の太陽活動が注目されることが多かったが、Takahashi et al. (2010) や三宮 (2013) などのように太陽の自転周期である、約 1 ヶ月の周期性に注目することで、より大きな振幅であり、母数の多い周期性に着目することが近年注目されている。

本研究では、アメリカ海洋大気庁 (National Oceanic Atmospheric Administration : NOAA) より提供されている OLR を用い、西太平洋暖水域での OLR の約 1 ヶ月の周期性とアフリカ、インド洋、中央太平洋、南米、地球半周分の赤道の逆位相関係を調べることを目的とする。また、太陽活動極大期/極少期、太陽活動上昇期/下降期などの切り口で太陽活動によりどのように各周期の西太平洋暖水域の OLR の振幅に影響が出るのかを調べることを目的とする。また、西太平洋暖水域における OLR、CR、F10.7、Dst 指数と、西太平洋暖水域の領域内に台風の最大風速がある台風の最大風速のタイミングで、台風の最大風速のタイミングが太陽活動においてどのように影響されるのかについても調べる。この理由として、西太平洋暖水域では、MJO やモンスーン、ENSO にも関連があることで知られている (Zhang, 2005; Li and Zeng, 2003; Ashok and Yamagata, 2009) と共に、図 1.3.1 に示すように、世界的にも強力な台風が多く発生している地域であると知られていることから、本研究において、西太平洋暖水域における OLR、CR、F10.7、Dst 指数と、西太平洋暖水域の領域内に台風の最大風速がある台風の最大風速のタイミングの解析を行うこととする。

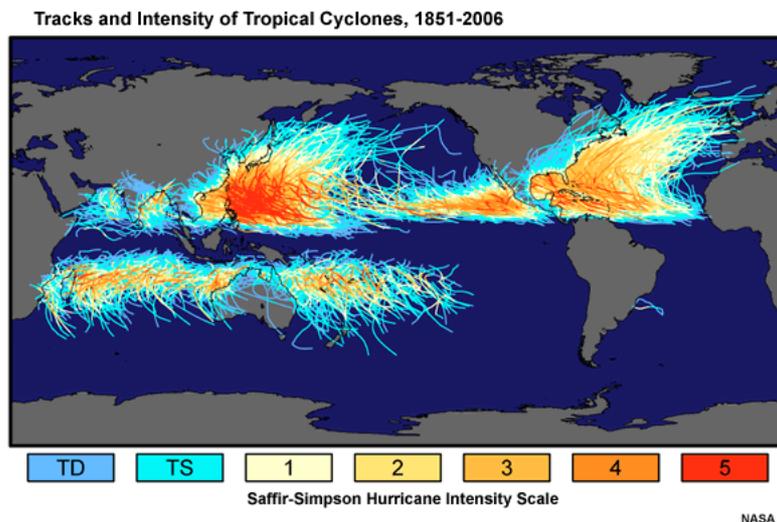


図 1.3.1 1851-2006 年における台風の経路と強度
[Rohde, 2006]

第2章 データ

本章では、本研究にて用いるデータについて説明する。OLR は、NOAA より一般公開されている 1 日平均のデータを用いている (URL : https://www.psl.noaa.gov/data/gridded/data.interp_OLR.html)。熱帯低気圧は、JTWC より提供されている各熱帯低気圧の 6 時間毎のデータを用いている (URL : <https://www.metoc.navy.mil/jtwc/jtwc.html?western-pacific>)。宇宙線は、Oulu Cosmic Ray Station から提供されており (URL : <https://cosmicrays oulu.fi/>)、太陽の紫外線放射と関連している F10.7 は National Research Council と Natural Resources Canada Solar Radio Monitoring Program より提供されたものであり (URL : <https://omniweb.gsfc.nasa.gov/form/dx1.html>)、磁気活動の指標である Dst 指数は地磁気世界資料センター・京都より公開されている (URL : <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dstae/index.html>)。

第2.1節 OLR

外向き長波放射量 (Outgoing Longwave Radiation : OLR) とは、極軌道衛星によって観測された、地球の地表面や雲頂などから宇宙に向かって放射される赤外線のエネルギー量のことである。一般に、物質はその温度に応じた赤外線を放出しており、暖かい地表面から放出される OLR は高い値を示し、赤道域で高度 1 万 m にも達する積乱雲の雲頂は地表面に比べ、温度が低いため OLR は低い値を示す。結果として、OLR が低い値を示していると、対流活動が活発で降水が多いことを意味する。しかしながら、 30°N 及び 30°S より高緯度の地域では、地表面の温度が著しく低く、雲頂の温度と地表面の温度の間に明確な違いを確認できなくなるため、この緯度が OLR の閾値とされている (Liebmann and Smith, 1996)。

データは、アメリカ海洋大気庁 (National Oceanic Atmospheric Administration : NOAA) が打ち上げた極軌道衛星に搭載された Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) により 1974 年 6 月以降から現在まで観測されている (Gruber and Krueger, 1984)。AVHRR は、現在 NOAA18 衛星に搭載されており、赤外放射から可視光放射の波長域の放射を計測することができる。詳しく述べると、6 つの観測波長のチャンネルによって観測を行っており、それぞれ $0.58\text{-}0.68\ \mu\text{m}$ 、 $0.725\text{-}1.0\ \mu\text{m}$ 、 $1.58\text{-}1.64\ \mu\text{m}$ 、 $3.55\text{-}3.93\ \mu\text{m}$ 、 $10.3\text{-}11.3\ \mu\text{m}$ 、 $11.5\text{-}12.5\ \mu\text{m}$ で観測が可能である。また、観測幅は $2,700\text{km}$ であり、1 日 2 回の観測を行っている。赤道横断時間は、各衛星により若干違うため表 2.1.1 にまとめる。また、データの分解能は $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ のグリッドであり、1 日平均と 1 ヶ月平均のデータが公開されている。OLR の時空間のデータの欠如は、内挿法によって埋められている (Liebmann and Smith, 1996)。データの欠如は OLR の観測の特性上、帯状で発生する傾向にあり、欠如している

データの数が多くなると値が補填される距離が長くなるため、エラーも大きくなる。

表 2.1.1 観測衛星の推移
 [NOAA, Interpolated Outgoing Longwave Radiation,
https://www.psl.noaa.gov/data/gridded/data.interp_OLR.html]

日付	衛星	日中の横断時刻	備考
1974/06/01-1978/03/16	SR series	09:00	
1978/03/17-1978/12/31			データなし
1979/01/01-1980/01/31	Tiros N	15:30	
1980/02/01-1981/09/06	NOAA6	07:30	
1981/09/07-1985/02/04	NOAA7	14:30	
1985/02/05-1988/11/07	NOAA9	14:30	
1988/11/08-1988/11/30	NOAA10	07:30	
1988/12/01-1990/06/30	NOAA11	14:30	
1990/07/01-1990/07/04	NOAA10	07:30	4日間のみ
1990/07/05-1991/03/04	NOAA11	14:30	
1991/03/05-1991/03/05	NOAA10	07:30	1日のみ
1991/03/06-1991/03/12	NOAA11	14:30	
1991/03/13-1991/03/13	NOAA10	07:30	1日のみ
1991/03/14-1991/08/13	NOAA11	14:30	
1991/08/14-1991/08/14	NOAA10	07:30	1日のみ
1991/08/15-1992/10/14	NOAA11	14:30	
1992/10/15-1992/10/15	NOAA12	07:30	1日のみ
1992/10/16-1994/09/16	NOAA11	14:30	
1994/09/17-1995/01/31	NOAA12	07:30	
1995/02/01-2001/02/28	NOAA14	14:30	
2001/03/01-2005/07/31	NOAA16	13:50	
2005/09/01-現在	NOAA18	13:55	1日のみ：2013/12/01

第2.2節 熱帯低気圧

熱帯低気圧は、その強さや存在する地域により呼び方が変わる。熱帯低気圧の正式な分類や命名は、世界気象機関（World Meteorological Organization：WMO）が地域ごとに定めている「地域センター」によって行われる。WMOでは、10分間の平均風速の最大値が基準となっており、日本も同様の基準で熱帯低気圧を分類している。表 2.2.1 に WMO によ

る詳しい分類を示す。日本の気象庁では、10分平均の最大風速が34kt以上の熱帯低気圧を台風と呼び、国際的には、10分平均の最大風速が64kt以上の熱帯低気圧をTyphoonと呼ぶことに留意しておきたい。

合同台風警報センター (Joint Typhoon Warning Center : JTWC) や国立ハリケーンセンター (National Hurricane Center : NHC)、中部太平洋ハリケーンセンター (Central Pacific Hurricane Center : CPHC) などのアメリカの気象期間では、1分間の平均風速の最大値が基準となり、熱帯低気圧を分類する Saffir-Simpson Hurricane Wind Scale を用いている (Schott et al., 2019)。表 2.2.2 に Saffir-Simpson Hurricane Wind Scale による詳しい分類を示す。

東南アジア周辺における熱帯低気圧のデータは、合同台風警報センター (Joint Typhoon Warning Center : JTWC) というアメリカ海軍とアメリカ空軍がハワイ州真珠湾海軍基地に共同で設置したアメリカ国防総省の機関から提供されている。また、熱帯低気圧のデータは6時間毎に更新される。

表 2.2.1 WMO により熱帯低気圧の分類

[北本朝展, 国立情報学研究所(National Institute of Informatics : NII),
<http://agora.ex.nii.ac.jp/digital-typhoon/help/unit.html.ja#TYPHOON>]

	10 平均の最大風速	国際分類	クラス(階級)
低圧部	中心が明確ではない	Low Pressure Area	-
熱帯低気圧	-33kt(-17m/s)	Tropical Depression (TD)	2
台風	34-47kt(18-24m/s)	Tropical Storm (TS)	3
台風	48-63kt(25-32m/s)	Severe Tropical Storm (STS)	4
強い台風	64-84kt(33-43m/s)	Typhoon (TY) or Hurricane	5
非常に強い台風	85-104kt(44-53m/s)	Typhoon (TY) or Hurricane	5
猛烈な台風	105-kt(54-m/s)	Typhoon (TY) or Hurricane	5

表 2.2.2 Saffir-Simpson Hurricane Wind Scale による熱帯低気圧の分類

[Schott et al., 2019]

	1 分間の最大風速	略称	クラス(階級)
Tropical Depression	-33kt(-17m/s)	TD	-
Tropical Storm	34-63kt(18-32m/s)	TS	-
Typhoon	64-82kt(33-42m/s)	TY	1
Typhoon	83-95kt(43-49m/s)	TY	2
Typhoon	96-112kt(50-58m/s)	TY	3
Typhoon	113-136kt(58-70m/s)	TY	4
Super Typhoon	137-kt(70-m/s)	ST	5

第2.3節 宇宙線

宇宙線 (Cosmic Ray : CR) とは、宇宙空間内に存在する高エネルギーの極めて小さな粒子のことである。10GeV の運動エネルギーを持つ宇宙線陽子は光速の 99.63% という光速に近い速度で移動している。また、通常は地球大気と地磁場により地球は宇宙船を遮蔽しているが、それでも宇宙線は地球にも到来する。宇宙線は、一次放射線と二次放射線に分けることができる。一次放射線とは、銀河宇宙線、太陽フレア粒子、放射線滞留しに分けることができる。銀河宇宙線の大半の原因は、超新星爆発である。国際宇宙ステーション (International Space Station : ISS) の軌道におけるフラックスの 98% は陽子と重粒子であり、2% は電子や陽電子である。その中でも、荷電粒子の 87% は陽子であり、ヘリウムの原子核であるアルファ粒子は 12%、リチウム以上の重粒子は 1% である。1GeV 以下の銀河宇宙線は、11 年周期があり太陽活動極少期で最大に、太陽活動極大期で最小になる。地球磁場により、高緯度では荷電粒子がよく流れ込み、低緯度では荷電粒子があまり流れ込まないという特徴もある。しかしながら、銀河宇宙線はどのようなメカニズムで高エネルギーになるのかはまだわかっていない。次に太陽フレア粒子であるが、正確には太陽フレアやコロナ質量放出による太陽表面からの爆発に伴う比較的高エネルギーの粒子の放出である。荷電粒子には、陽子が 80-90%、ヘリウムイオンが 10-20%、重粒子が 1% 含まれている。また、太陽フレアによる高エネルギー粒子は持続時間が数時間と短い、コロナ質量放出によるものは持続時間が数日程度と長いことも特徴である。最後に、放射線帯粒子は、地球磁場により捕獲された粒子で、安定ではあるが地磁気嵐の影響による 11 年周期がある。次に二次放射線について説明する。二次放射線は、地球に到来した宇宙線が上層大気で窒素や酸素などの原子核と衝突することで、陽子、中性子、パイ中間子、ミュー粒子など生成される粒子のことである。生成された二次粒子が衝突、生成、崩壊、吸収を繰り返すことで多数の二次粒子が発生することを空気シャワー現象と呼ぶ。また、二次放射線のピークは高度 15km である。

データは、Oulu 大学の一部である Sodankylä Geophysical Observatory に属する Oulu Cosmic Ray Station が 1964 年から提供している (Usoskin et al., 2001)。ここでは、スタンダード 9-NM-64 中性子モニターという 3 つのカウンターからそれぞれ 3 つの独立したユニットで構成されている機器を使用している。オウル中性子モニターは、最も安定していて信頼できるステーションの一つであり、1964 年以降 1 時間毎、1985 年以降 5 分毎、1995 年以降 1 分毎のデータを提供している。また、観測開始から 37 年間で記録できなかったデータは全体の 0.5% である。データ収集及び前処理システムの変更によってデータの正規が変わることがあるので、変更による効果を推定して、補正係数(F_c)を求め、実際のカウント率にかけることで正規化する。表 2.3.1 に正規化の補正係数を用いた期間とその理由を示す。

表 2.3.1 正規化の補正係数を用いた期間とその理由
[Usoskin et al., 2001]

Table 2. Correction factor of Oulu NM count rates.		
Period	F_c	Reason
01/1964 - 09/1985	1.00	–
10/1985 - 12/1994	1.00674	New automatic digital barometer
01/1995 - 12/1999	1.01147	New data-collecting system
since 01/2000	1.00914	replacement of section A high voltage system

第2.4節 F10.7

F10.7 とは、10.7cm (2.8GHz) での太陽電波フラックスである。これは、最も広く使用されている太陽活動の指標の一つであり、太陽放射の彩層上部とコロナの基部に非常に鋭敏なことから、太陽活動のレベルを監視するのに最適である。また、F10.7 は成層圏とオゾンに影響を与える紫外線 (UV) 放射と相関していることから、しばしば UV の代わりに指標として用いられることもある。さらに、F10.7 には、太陽黒点の変動との相関もある。しかし、プラージュ上のプラズマ濃度からの自由放射や黒点状のジャイロ共鳴からの寄与が影響することも留意しておきたい。

データは、Solar Radio Monitoring Program という Canada Space Agency の支援を受けた National Research Council と Natural Resources Canada が運営するサービスにより提供されている (Tapping, 2013)。観測は、1947 年にカナダのオンタリオ州オタワで開始し、その後、同国ブリティッシュコロンビア州ペンティクトンにあるドミニオン電波天文台にある二つの自動電波望遠鏡で観測されている。毎日 3 回のフラックス測定が行われており、3 月から 10 月の間では、1700UT、2000UT、2300UT、11 月から 2 月の間では、1800UT、2000UT、2200UT である。これは、天文台が谷に位置している事と比較的高い緯度の組み合わせにより、夏の同じ時間では観測することができないためである。観測値は、電波望遠鏡で測定された数値で、太陽活動のレベルと地球から太陽の距離という 2 つの値により変調される。しかしながら、地上からどのような気象条件でも正確な測定をすることができ、データの穴やキャリブレーションの問題がほとんどない堅牢なデータセットである。

第2.5節 Dst 指数

Dst (Disturbance Storm Time) 指数は、磁気圏のヴァンアレン帯の磁気赤道に近い地球を取り囲むリングカレントを測定する、赤道に近い地磁気観測所のネットワークから導出された磁気活動の指標である。地磁気嵐は、ヴァンアレン帯内の粒子フラックスの増加を特徴としている。増加したフラックスは、環状電流粒子の方位角循環によって生成される反磁性効果によって引き起こされる地球の磁場水平成分 H の減少により間接的に観測され、これが Dst 指数となる。Dst 指数は、激しい嵐の間の太陽風パラメータの変化に対して AE 指標（オーロラ出現領域での磁気活動の指標）よりもよく反応する。

Dst 指数のデータは、京都大学大学院理学研究科の付属施設である地磁気世界資料解析センターが運営する地磁気世界資料センター・京都 (World Data Center for Geomagnetism, Kyoto) から提供されている (京都大学大学院理学研究科附属 地磁気世界資料解析センター, 2019)。ここは、1957 年に国際地球観測年 (International Geophysical Year : GCY) のプロジェクトの一環として、地磁気観測体制の国際的な整備が行われた時、取得された地磁気の観測データの収集/配布するための組織として設立され、日本、アメリカ、ロシア、ヨーロッパ各国、中国などに存在する各研究機関が運営する国際資料センター (World Data Center) の一つである。地磁気資料解析センターでは、1981 年から現在まで、高層電流活動の指標となる AE 指数 (オーロラ出現領域)、Dst 指数 (中低緯度)、サブストーム の規模を示す ASY 指数 (中低緯度) の 3 種類の地磁気指標を算出し公開している。

第3章 解析手法

本章では、この論文で用いた解析手法についての説明を行う。全般的な解析方法、雲活動の解析方法、OLR と台風の関係の解析方法の順で述べていく。

第3.1節 全般的な解析手法

本節では、雲活動の解析方法と OLR と台風の関係の解析方法のどちらにも共通する各データにおける季節変動除去と太陽活動極大期/極少期/上昇期/下降期に関する定義について述べる。

第3.1.1項 季節変動除去

本研究において、各データ (OLR、CR、F10.7、Dst) の季節変動を取り除くため、各データの 1 日平均と 40 日移動平均を求めた (Sato and Fukunishi, 2005)。その差を求めた後、差の値に 13 日移動平均を施した (Takahashi et al., 2010; 三宮, 2013)。これにより求められた日々変動の値を本研究では用いている。図 3.1.1.1 では、2004 年における WPWP の OLR を例に変動を示している。WPWP の領域内における 1 日平均の値が①の青色の線であり、その 40 日移動平均の値が②の橙色の線である。それらの差を求めたものが③の灰色の線であり、その差の値に 13 日移動平均を施したものが④の黄色の線となる。図 3.1.1.1 では、左縦軸が①と②に対応しており、右縦軸が③と④に対応している。最後に、各データの最大値を 1.0、最小値を -1.0 とし、データを規格化する。

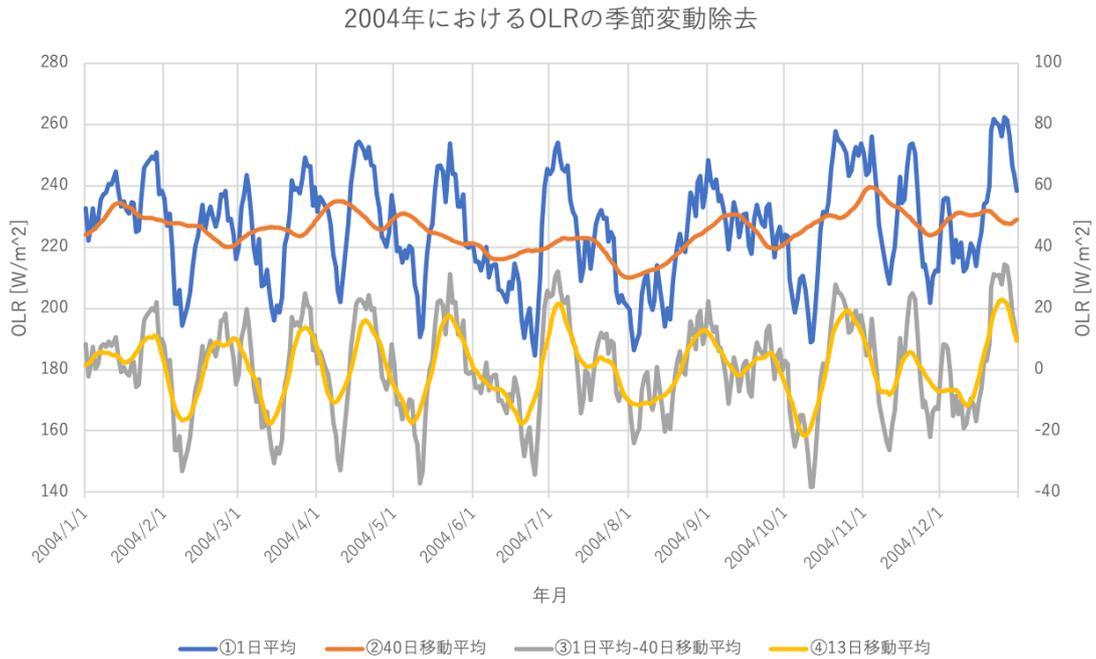


図 3.1.1.1 2004 年における WPWP の OLR の日々変動

第3.1.2項 太陽活動極大期/極少期/上昇期/下降期に関する定義

本研究では、太陽活動の極大期と極少期と、太陽活動の上昇期と下降期という 2 つの切り口で研究する。まず初めに、太陽活動の極大期と極少期について述べた後、太陽活動の上昇期と下降期について述べる。

本研究における太陽活動の指標として、F10.7 のフラックスの値を用いる。ここでは、Takahashi et al. (2010) と同様、F10.7 の 1 日平均の変動に値に 2 年移動平均を施したものを図 3.1.2.1 のように示す。ここで、太陽サイクル 21 (MAX1) と太陽サイクル 22 (MAX2) において、 $180[10^{22}m^{-2}Hz^{-1}]$ 以上という閾値をもとに極大期と判定する。太陽サイクル 23 (MAX3) においては $160[10^{22}m^{-2}Hz^{-1}]$ 以上、太陽サイクル 24 (MAX4) においては $115[10^{22}m^{-2}Hz^{-1}]$ 以上、を各極大期の閾値とする。また、太陽サイクル 20 から太陽サイクル 21 (MIN1)、太陽サイクル 21 から太陽サイクル 22 (MIN2)、太陽サイクル 22 から太陽サイクル 23 (MIN3) における極少期については、 $100[10^{22}m^{-2}Hz^{-1}]$ 以下という閾値をもとに極少期と判定する。太陽サイクル 23 から太陽サイクル 24 (MIN4)、太陽サイクル 24 から太陽サイクル 25 (MIN5) における極少期については、 $95[10^{22}m^{-2}Hz^{-1}]$ 以下を各極少期の閾値とする。表 3.1.2.2 と表 3.1.2.3 に極大期、極少期それぞれの閾値と具体的な日付をまとめる。

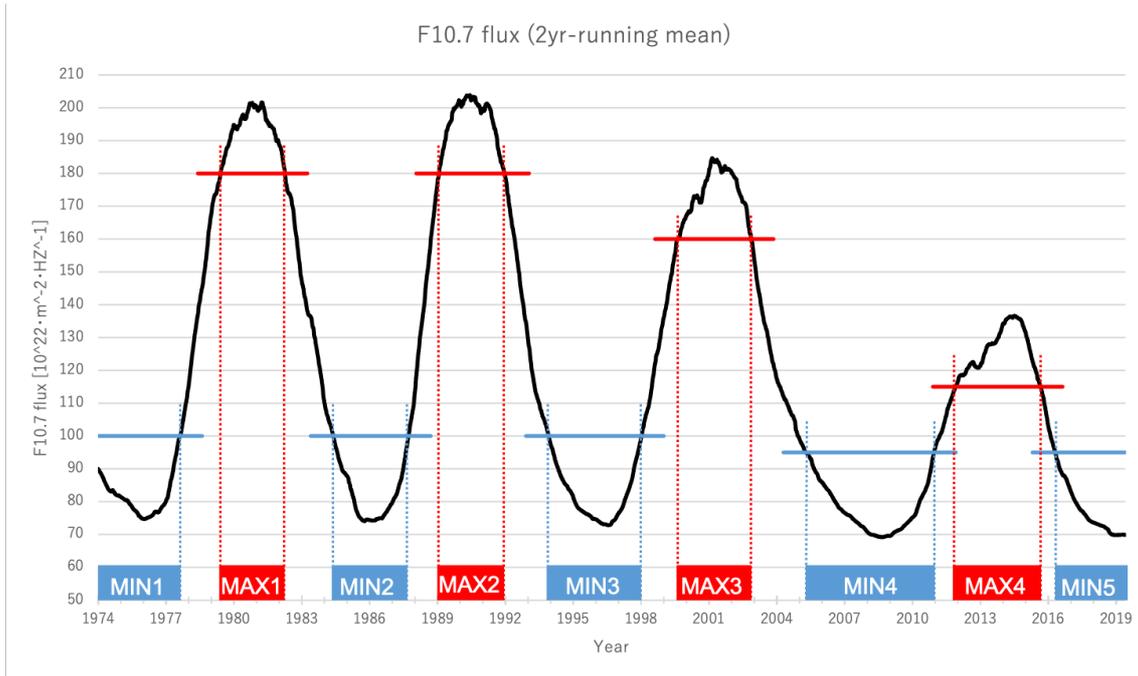


図 3.1.2.1 F10.7 フラックスにおける太陽活動極大期と極少期の定義

表 3.1.2.2 太陽活動極大期の閾値と日付

	閾値	日付
MAX1	180	1979/06/27~1982/04/03
MAX2	180	1989/01/22~1991/12/15
MAX3	160	1999/08/13~2002/11/11
MAX4	115	2011/11/23~2015/08/29

表 3.1.2.3 太陽活動極少期の閾値と日付

	閾値	日付
MIN1	100	1974/06/27~1977/08/12
MIN2	100	1984/05/24~1987/09/21
MIN3	100	1993/11/2~1998/01/04
MIN4	95	2005/04/15~2010/12/10
MIN5	95	2016/04/20~2019/12/05

次に、図 3.1.2.4 に示すように、太陽活動の極少期から極大期へと変化する上昇期(UP)と太陽活動の極大期から極少期へと変化する下降期(DOWN)という分類の仕方で、上記と同じように研究を行った。ここでは、OLR のデータが利用可能な範囲での 2 年移動平均を施した F 10.7 フラックスの各サイクルにおける最小値と最大値を区切りとして、太陽活

動上昇期と下降期に分ける。表 3.1.2.5 と表 3.1.2.6 に上昇期、下降期それぞれの具体的な日付をまとめる。

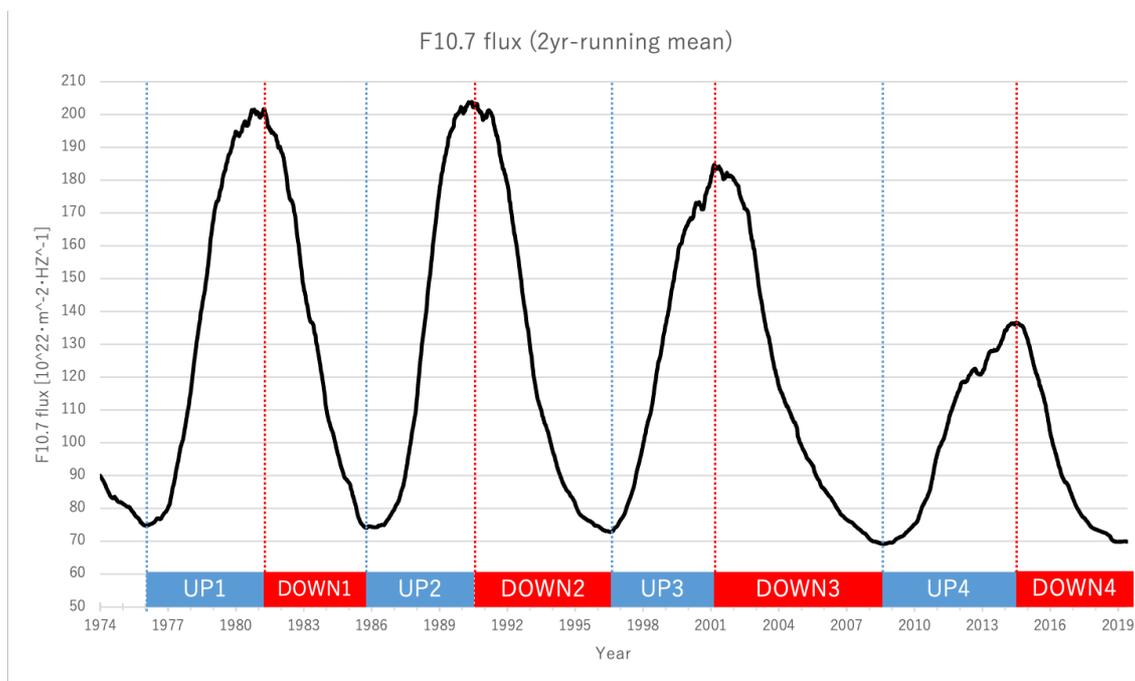


図 3.1.2.4 F10.7 フラックスにおける太陽活動上昇期と下降期の定義

表 3.1.2.5 太陽活動上昇期の日付

	日付
UP1	1976/01/15~1981/03/28
UP2	1985/10/06~1990/08/02
UP3	1996/07/17~2001/02/22
UP4	2008/08/31~2014/06/19

表 3.1.2.5 太陽活動下降期の日付

	日付
DOWN1	1981/03/28~1985/10/05
DOWN2	1990/08/02~1996/07/17
DOWN3	2001/02/22~2008/08/31
DOWN4	2014/06/19~2019/12/05

第3.2節 雲活動の解析方法

本節では、雲活動同士の関係の解析手法について述べる。まず、相関マップからえられ

るエリアの定義について述べたのち、どのように波の重ね合わせの解析を行うかについて述べる。

第3.2.1項 関連マップからのエリアの定義

はじめに2004年の三宮(2013)で用いられたWP-1、WP-2、WP-3の領域平均(10°N-15°N、130°E-145°E)を計算し求める。図3.2.1.1に三宮(2013)におけるWP-1、WP-2、WP-3を示す。そして、三宮(2013)で用いられたWPWPにおけるOLRの領域平均の変動と30°S-30°Nの各グリッドのOLRの変動の相関係数を求める。ここで、三宮(2013)WP-1、WP-2、WP-3の領域平均とWPWPは同一の領域のことである。の図3.2.1.2にその結果を示す。この結果を元に、著しく強い正の相関を持つ1つの領域と負の相関を持つ4つの領域の領域平均を求める。負の相関を持つ領域はそれぞれ、アフリカ(0°-35°E、15°S-10°N)、インド洋(60°E-105°E、15°S-10°N)、中央太平洋(175°E-215°E、15°S-0°)、南米(290°E-320°E、15°S-10°N)である。また、アフリカを中心にインド洋と南米は、中央太平洋と比較すると近いことから、この3つの領域を統合した地球半周分の赤道(290°E-105°E、15°S-10°N)も領域平均を求める。図3.2.1.3と図3.2.1.4に示すように、WPWPはWP、アフリカはAF、インド洋はIO、中央太平洋はPA、南米はSA、赤道はEQと呼ぶこととする。

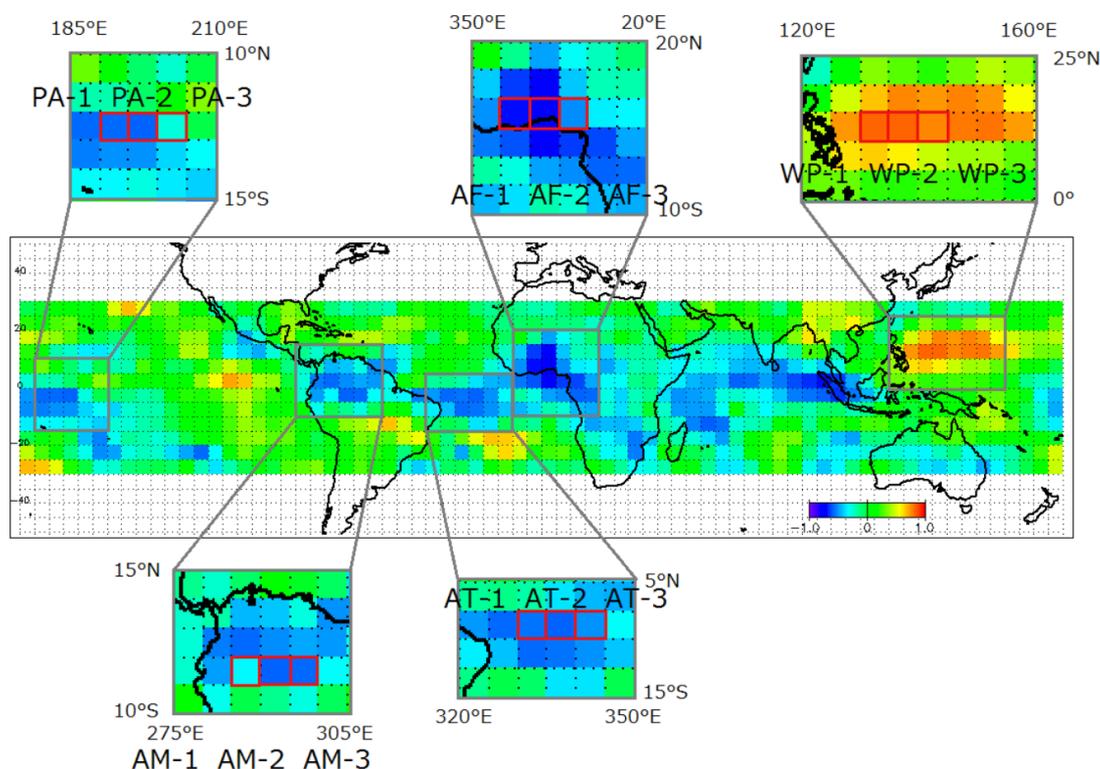


図3.2.1.1 2004年2月から2004年6月までのMCの落雷頻度と各グリッドのOLRの相関マップ

[三宮, 2013]

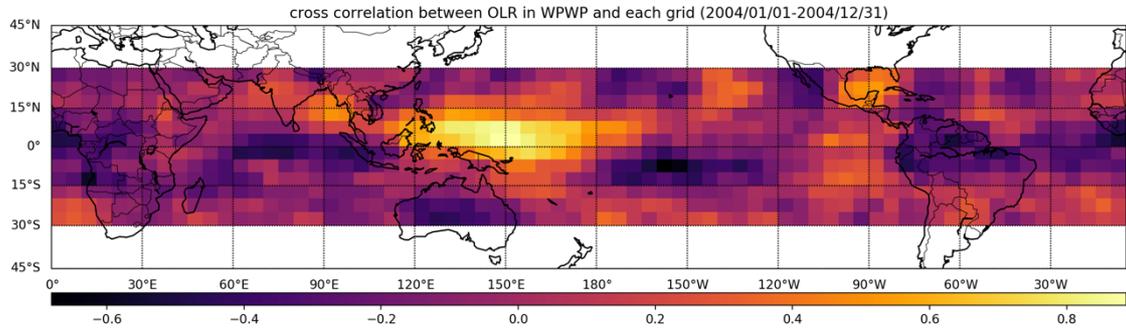


図 3.2.1.2 2004 年における WPWP の OLR の変動と各グリッドの OLR の相関マップ

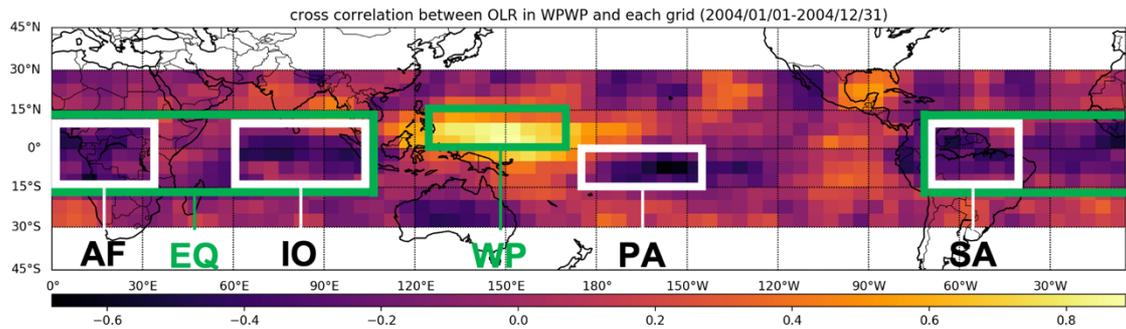


図 3.2.1.3 2004 年における WPWP の OLR の変動と各グリッドの OLR の相関マップ

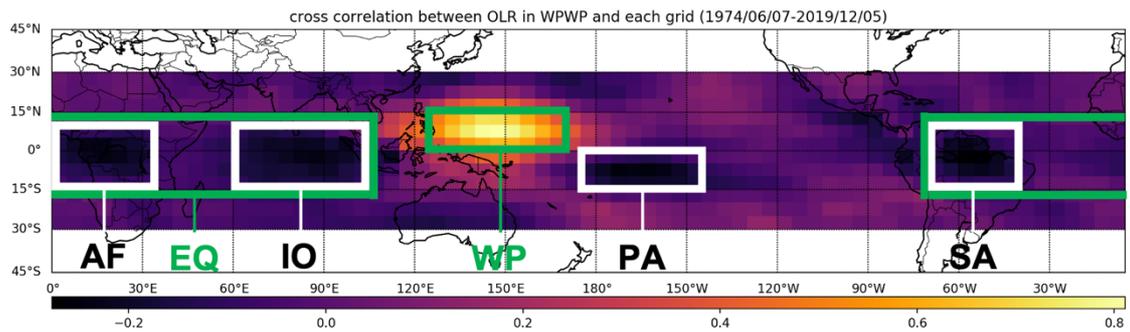


図 3.2.1.4 全期間における WPWP の OLR の変動と各グリッドの OLR の相関マップ

第3.2.2項 波の重ね合わせ方法

WP の OLR と EQ の OLR の逆位相関係を明確に示すために、WP の OLR のピークとそのピークの-20 日から+20 日のデータを抽出した。その例を図 3.2.2.1 に示す。図 3.2.2.1 では、2004 年 06 月 21 日におけるピークを抽出し、2004 年 06 月 21 日から-20 日にあたる

2004年06月01日（橙線）から+20日にあたる2004年07月11日（青線）までのデータを抽出していることを示している。このように、一定期間におけるピークの-20日から+20日のデータを抽出した。また、これと全く同じ期間（WPのOLRのピークとそのピークの-20日から+20日の期間）のEQにおけるOLRのデータも同様に抽出しておく。このように抽出したWPのOLRとEQのOLRのデータを、それぞれ図3.2.2.2と図3.2.2.3のように重ね合わせることで各日の平均値を求める。

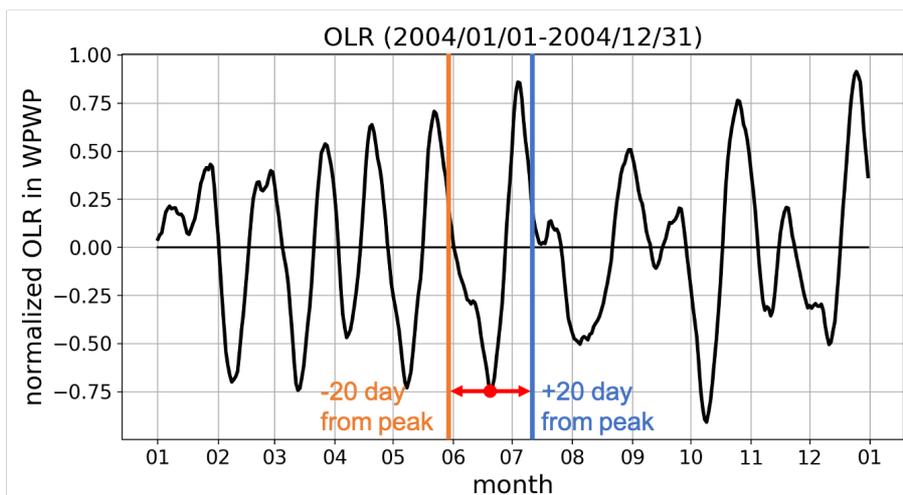


図 3.2.2.1 ピーク値より-20日から+20日までのデータの抽出範囲

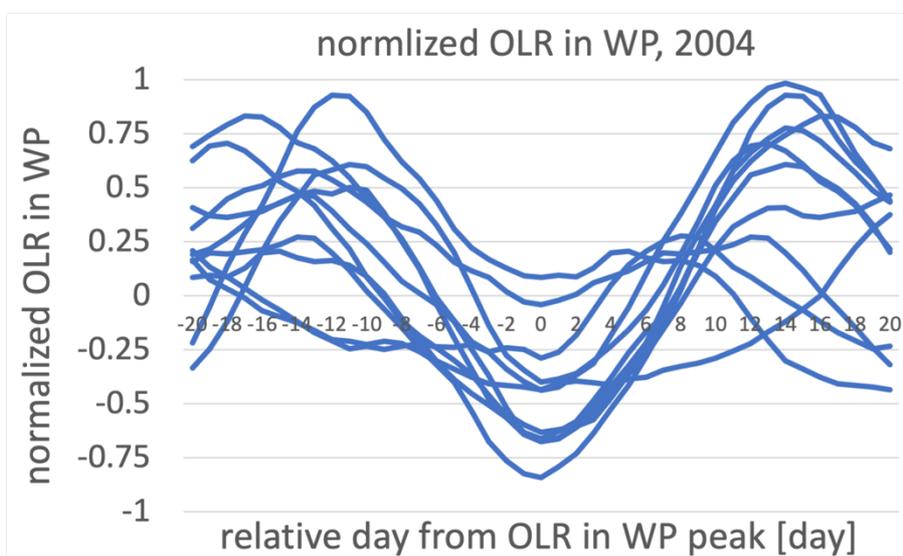


図 3.2.2.1 2004年におけるWPのOLRのピーク毎の変動

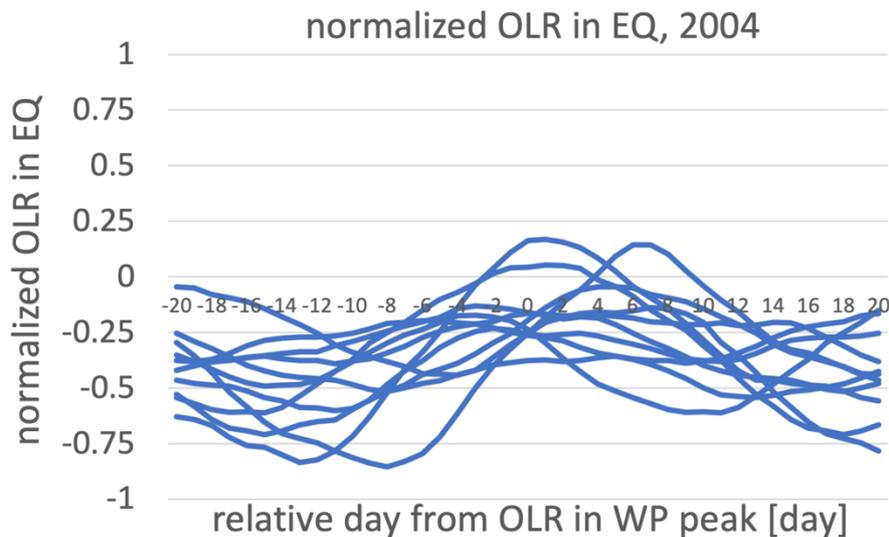


図 3.2.2.3 2004 年における EQ の OLR のピーク毎の変動

第3.3節 OLR と台風の関係の解析手法

本節では、OLR と台風の関係の解析手法について述べる。まず、OLR のエリアと台風のエリアの定義をした後、周期の 4 分割に関する説明を述べる。

第3.3.1項 OLR のエリアと台風のエリアの定義

本項でも同様に、OLR の変動は、三宮 (2013) で用いられた WP-1、WP-2、WP-3 の領域平均 (10°N-15°N、130°E-145°E) を計算し求める。そして、台風については JTWC のデータを用い、ある台風の最大風速が、三宮 (2013) で用いられた WP-1、WP-2、WP-3 の領域から東西と南北に 5°グリッドずつ領域を広げた 5°N-20°N、125°E-150°E の範囲内である時の最大風速の時刻を抽出し、OLR の変動とどのような関係があるのか比較し述べる。図 3.3.1.1 に OLR の領域と台風の領域をそれぞれ、赤線と青線で囲うことで示す。また、2003 年から 2004 年における台風の最大風速の場所を青でプロットし、台風エリア内に入っているものを赤でプロットした。ここで、ST は Super Typhoon (最大風速 128kt 以上)、TY は Typhoon (最大風速 64-127kt)、TS は Tropical Storm (最大風速 34-63kt)、TD は Tropical Depression (最大風速 34kt 未満) の任意の期間内の数を示し、Total はそれらの合計を示す。図 3.3.1.1 においては、赤色のプロットのみをカウントしている。ここで、OLR の変動の領域と台風の変動の領域が違う理由は、台風は大型のものの定義として、「強風域の半径が 500km 以上のものとされている。つまり、WP-1、WP-2、WP-3 の領域から東西と南北に 5°グリッドずつ領域を広げた 5°N-20°N、125°E-150°E の範囲に中心がある台風は、WP-1、WP-2、WP-3 の領域 (10°N-15°N、130°E-145°E) の OLR に影響を与えると考えたため、台風の範囲を WP-1、WP-2、WP-3 の領域から東西と南北に 5°グリッドずつ

領域を広げた。これは、図 3.3.1.2 にその説明を記す。

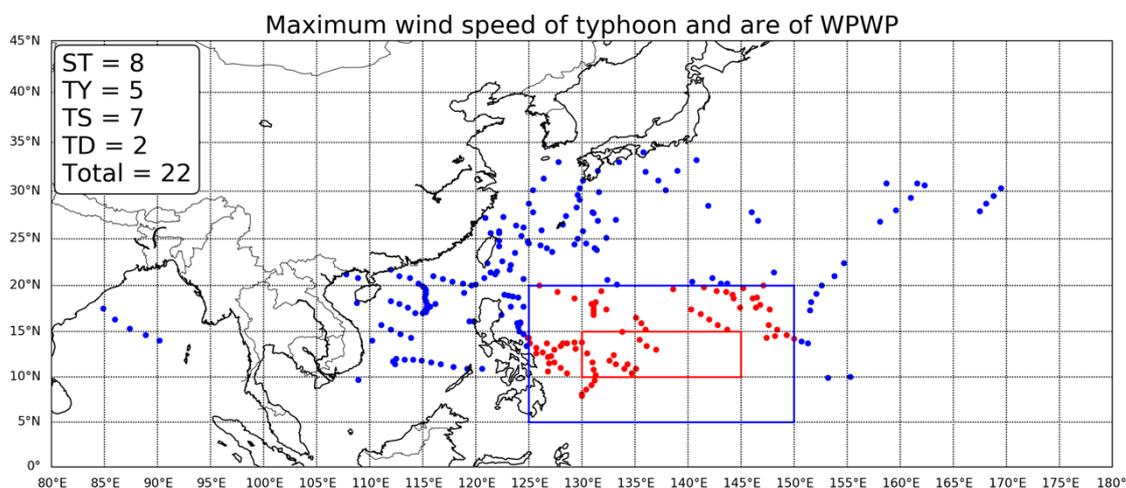


図 3.3.1.1 2003 年から 2004 年における台風の最大風速の位置

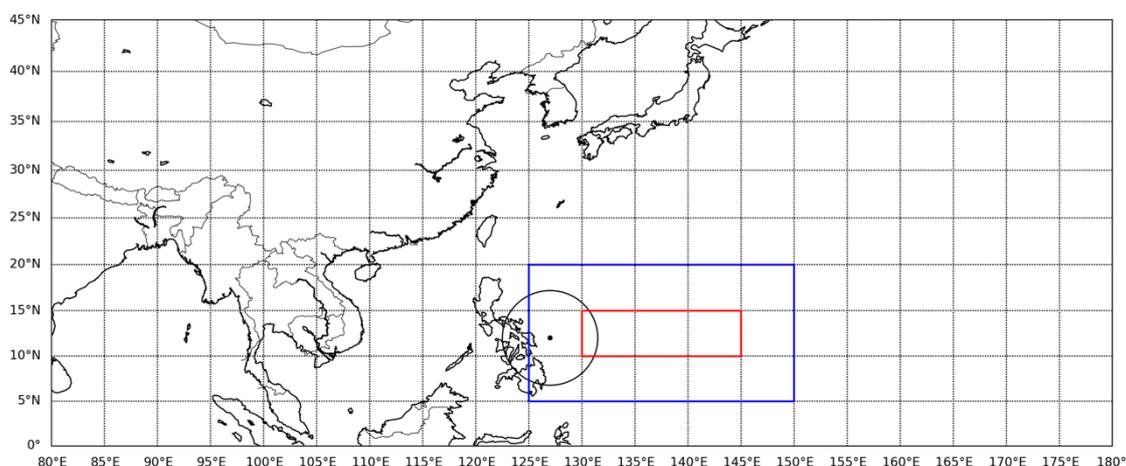


図 3.3.1.2 5°N-20°N、135°E-150°E (青枠) の範囲内にある半径 500km の台風が 10°N-15°N、130°E-145°E (赤枠) に影響を及ぼすことを示した概略図

第3.3.2項 周期の4分割に関する説明

WP の OLR の変動と WP の領域内に台風の最大風速がある台風の最大風速のタイミングは図 3.3.2.1 のようになる。この結果を踏まえ、OLR の変動の周期を以下の図 3.3.2.2 のような4つの場合に区切り、台風がどのタイミングで発生することが多いのかを調べる。

青い縦線が台風の最大風速のタイミングを示す。

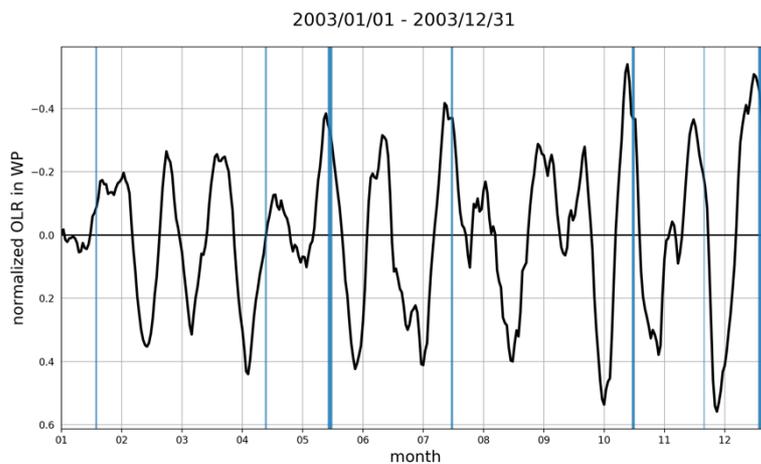


図 3.3.2.1 2003 年における OLR の変動と台風のタイミング

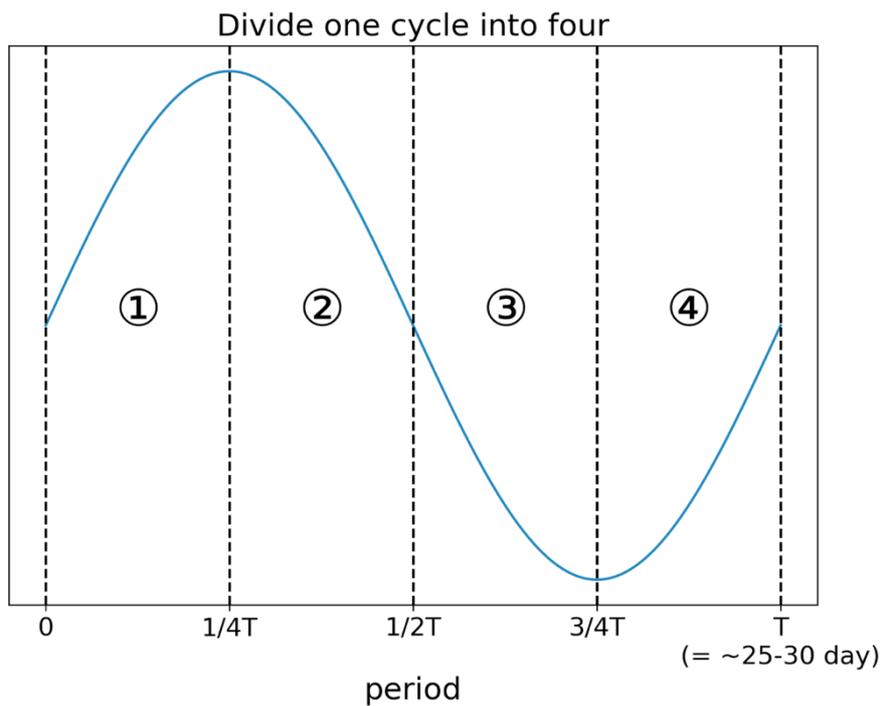


図 3.3.2.2 OLR の変動の周期の 4 分割

第4章 結果

本章では、「西太平洋暖水域と赤道の雲活動の逆位相関係」、「WP の OLR の太陽活動との比較」、「西太平洋暖水域の雲活動と台風の関係」のそれぞれに関する結果について述べる。

第4.1節 西太平洋暖水域と赤道の雲活動の逆位相関係

ここで改めて、WPWP における OLR と各グリッドの相関マップを示す。図 4.1.1 に 2004 年における結果を、図 4.1.2 に全期間（1974 年 6 月 27 日から 2019 年 12 月 5 日）における結果をそれぞれ示す。図 4.1.1 と図 4.1.2 からわかるように、アフリカ、インド洋、中央太平洋、南米の 4 箇所が特に強い負の相関を持っている。しかしながら、全期間のものは少しばかり相関係数が弱くなる。

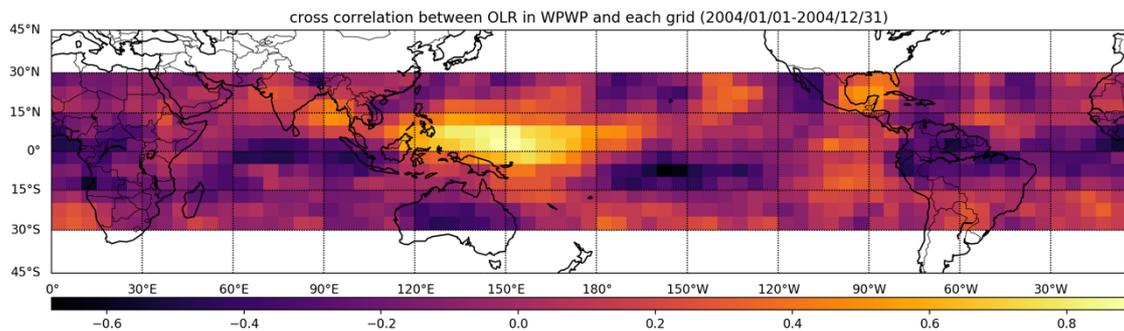


図 4.1.1 2004 年における WPWP の OLR の変動と各グリッドの OLR の相関マップ

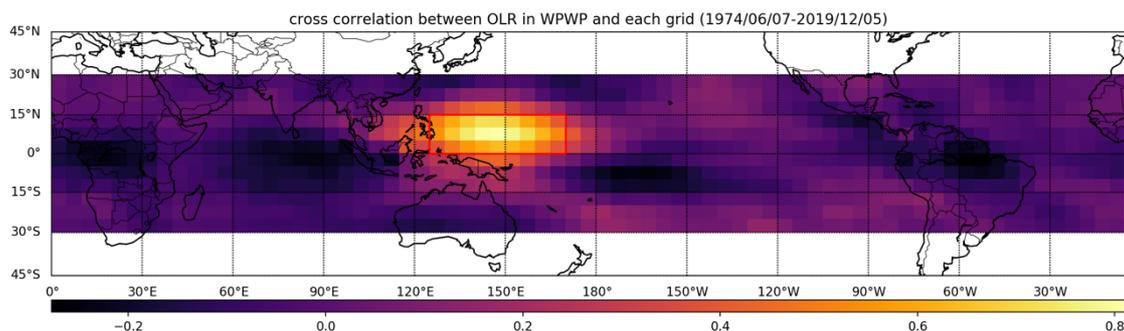


図 4.1.2 全期間における WPWP の OLR の変動と各グリッドの OLR の相関マップ

次に、2004 年における WP の OLR と赤道を含めた 5 つの領域の OLR の位相関係を示し、相関係数を求めた。OLR において、負の値は温度の低いところからの放射、つまり雲頂からの放射であるため、下記の図 4.1.3～図 4.1.7 では負の値になっていると、より雲

が多いということを示している。

WP の OLR と AF の OLR の場合、2004 年の上半期においては逆相関を示しており、下半期においては AF の OLR の振幅が小さくなっていることがわかる。WP の OLR と IO の OLR の場合、2004 年の上半期に位相がずれている場合が多く確認できる。WP の OLR と PA の OLR の場合、4 月から 10 月にかけて OLR の振幅が小さくなっているが、小さいながらも逆位相関係を確認できる。WP の OLR と SA の OLR の場合、しばしば同位相関係になっており、振幅も小さくなっている時がある。WP の OLR と EQ の OLR の場合、2004 年の通年を通して、綺麗な逆位相関係を示しており、相関係数も -0.62 と他の領域に比べ強い負の相関係数を示している。

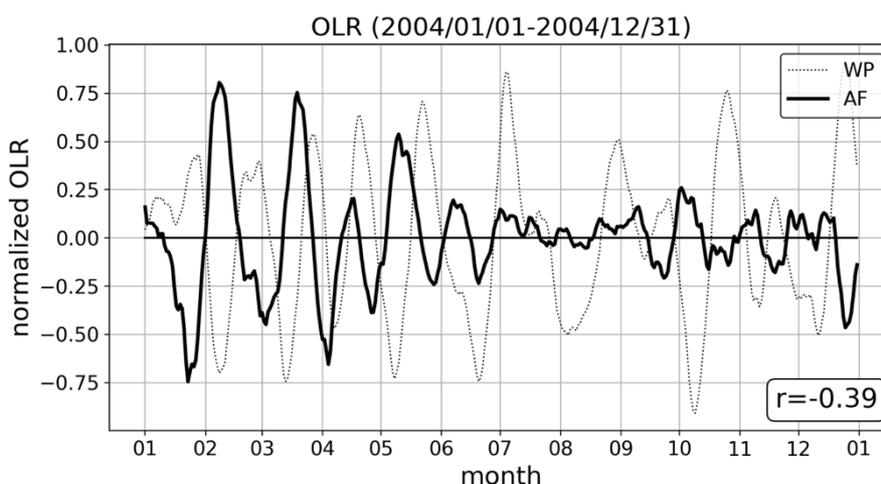


図 4.1.3 WP の OLR と AF の OLR の位相関係と相関係数

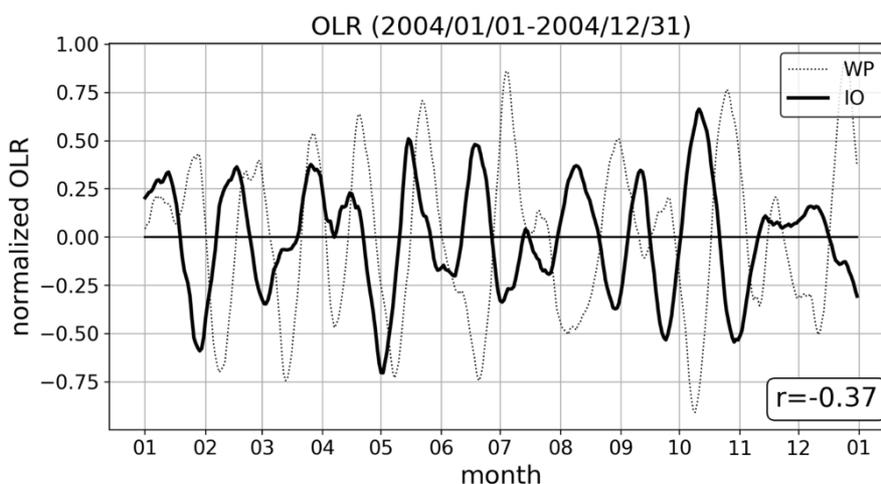


図 4.1.4 WP の OLR と IO の OLR の位相関係と相関係数

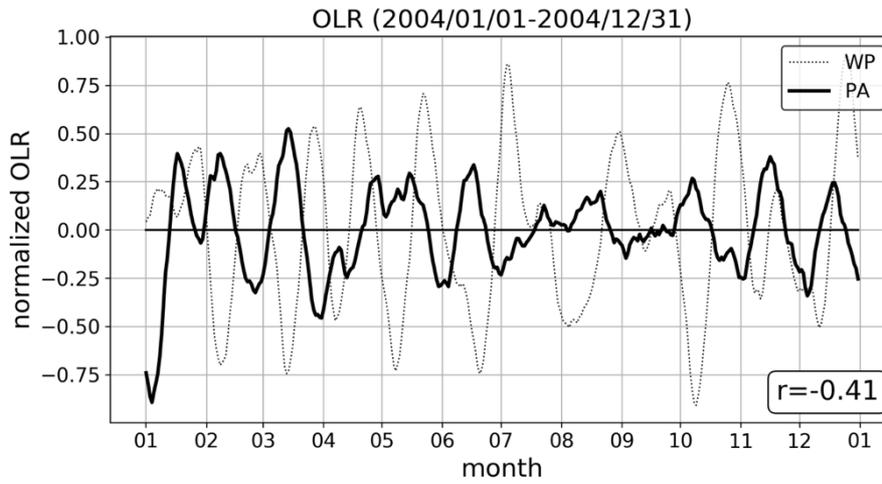


図 4.1.5 WP の OLR と PA の OLR の位相関係と相関係数

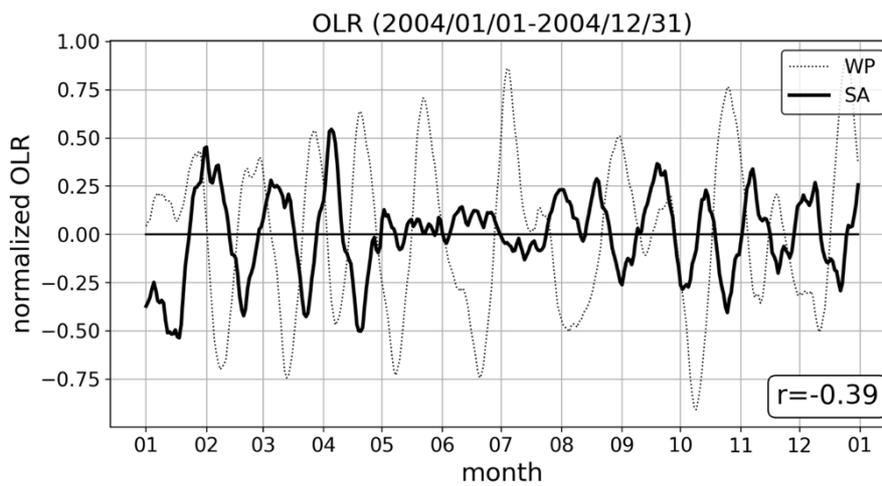


図 4.1.6 WP の OLR と SA の OLR の位相関係と相関係数

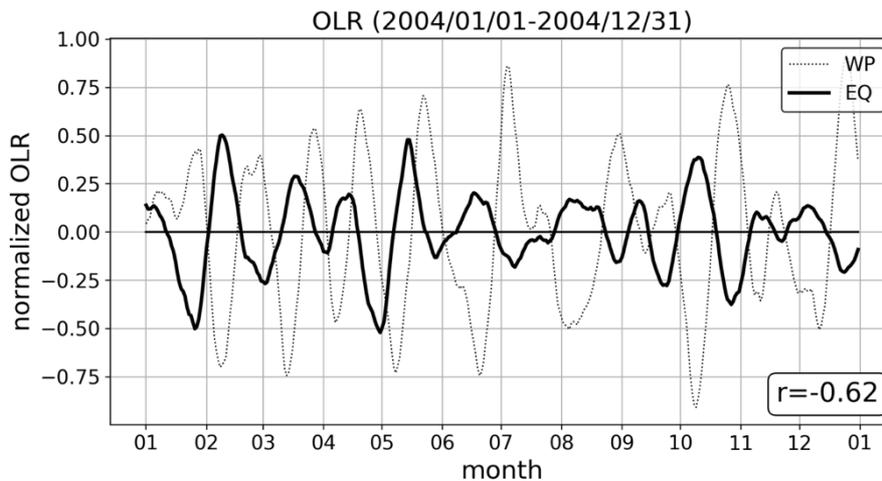


図 4.1.7 WP の OLR と EQ の OLR の位相関係と相関係数

2004 年の各領域の相関係数と全期間での相関係数をまとめたものを表 4.1.8 に示す。2004 年においては、AF、IO、PA、SA の 4 つの領域で相関係数が-0.37~-0.41 を示しているが、EQ はそれらよりも強い逆相関 (-0.62) を示している。また、全期間においても AF、IO、PA、SA の 4 つの領域で-0.18~-0.32 という弱い相関係数を示している。一方で、EQ では-0.47 という強い負の相関であった。

表 4.1.8 WP の OLR と各エリアの OLR の 2004 年と全期間における相関係数

	2004	全期間
AF	-0.39	-0.32
IO	-0.37	-0.27
PA	-0.41	-0.18
SA	-0.39	-0.32
EQ	-0.62	-0.47

2004 年において、第 3.2.2 項で説明をしたように、WP における OLR ピークより-20 日から+20 日における各日の平均値を求め、図 4.1.9 と図 4.1.10 のような結果が得られた。誤差範囲は、標準偏差で定義している。WP の OLR の平均値の変動である図 4.1.9 において、誤差範囲を大きく超える変動が確認できる。また、EQ の OLR の平均値の変動である図 4.1.10 においても誤差範囲を超える明らかな逆位相関係を示していることがわかる。また、完全な逆位相ではなく、+1 日から+3 日程度 EQ の OLR の値がずれていることも図 4.1.10 から読み取ることができる。

全期間のピークの重ね合わせの平均値を図 4.1.11 と図 4.1.12 に示す。2004 年と同様、WP の OLR の平均値の変動である図 4.1.11 では、誤差範囲を大きく超える変動が確認でき

る。また、EQ の OLR の平均値の変動である図 4.1.12 においても、逆位相関係を示していることがわかるが、誤差範囲が大きく、わずかに誤差範囲を超えてはいないことが確認できる。しかしながら、2004 年と同様、完全な逆位相関係ではなく、+3 日程度 EQ の OLR の値がずれていることも図 4.1.11 から読み取ることができる

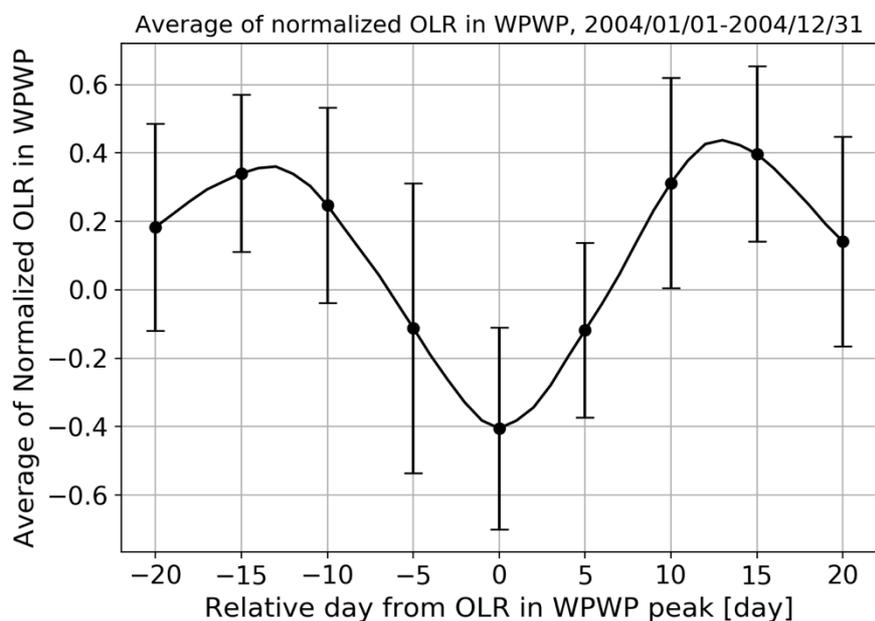


図 4.1.9 2004 年における WP の OLR のピークの各日毎の平均値、誤差範囲は標準偏差

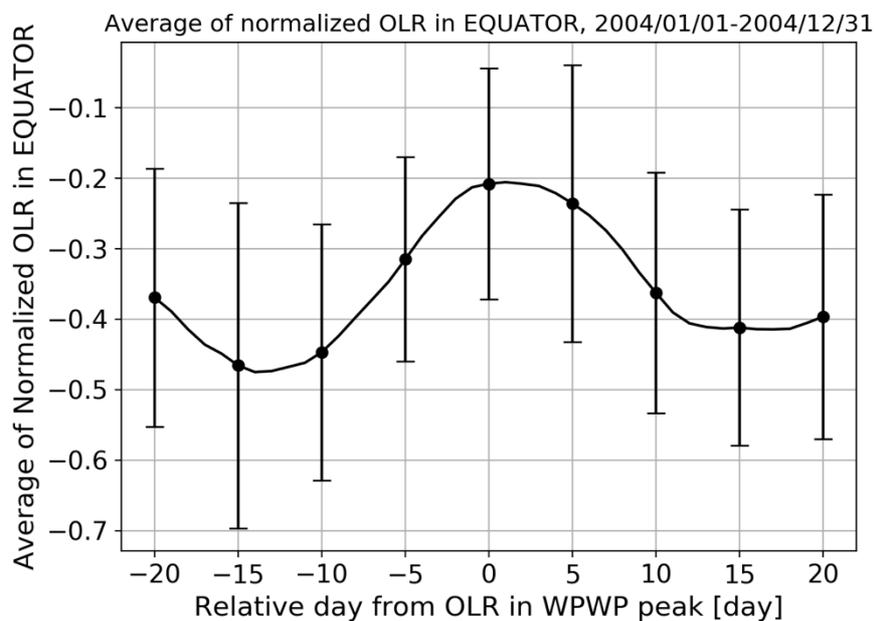


図 4.1.10 2004 年における EQ の OLR のピークの各日毎の平均値、誤差範囲は標準偏差

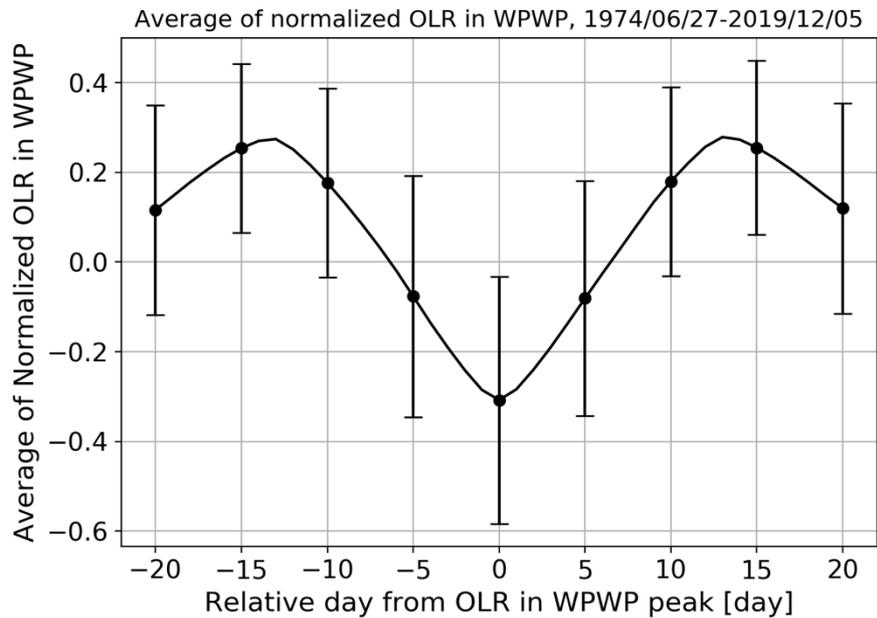


図 4.1.11 全期間における WP の OLR のピークの各日毎の平均値、誤差範囲は標準偏差

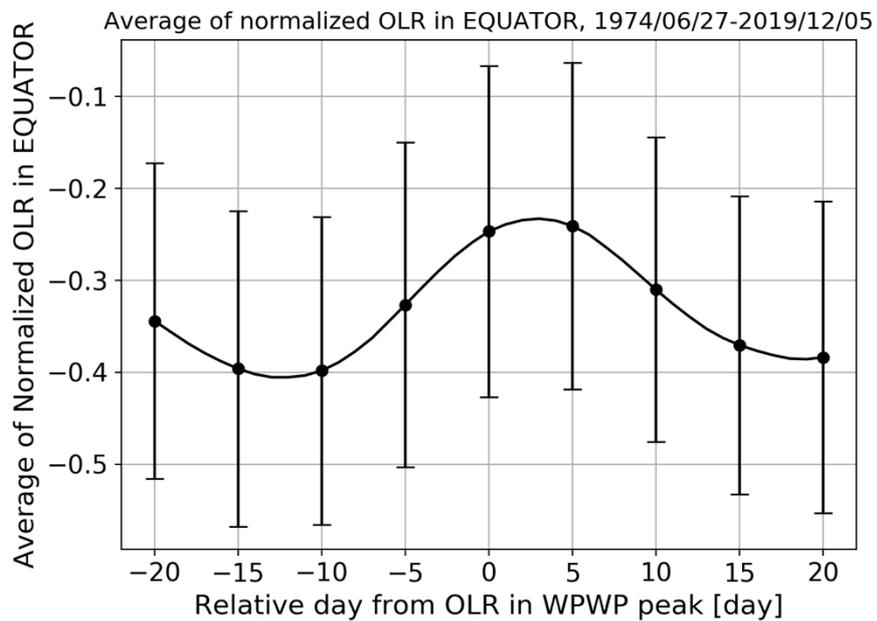


図 4.1.12 全期間における WP の OLR のピークの各日毎の平均値、誤差範囲は標準偏差

第4.2節 WP の OLR の太陽活動との比較

ここでは、太陽活動の極大期と極少期と、太陽活動の上昇期と下降期における WP の OLR の変動について調べる。太陽活動極大期における結果を図 4.2.1、太陽活動極少期にお

ける図 4.2.2 に示す。各色線は、上記で定義した期間の変動における WP の OLR を示し、黒線は各変動の平均値を示す。この結果では、太陽活動極大期においても極少期においても違いは見られない。図 4.2.3 で MAX1~MAX4 と MIN1~MIN5 のピークの-20 日から+20 日の各日の標準偏差を求めて違いを確認したが、太陽活動極大期の標準偏差の平均値は 0.036、太陽活動極少期の標準偏差の平均値は 0.041 と、ここでも有意な違いは確認できなかった。

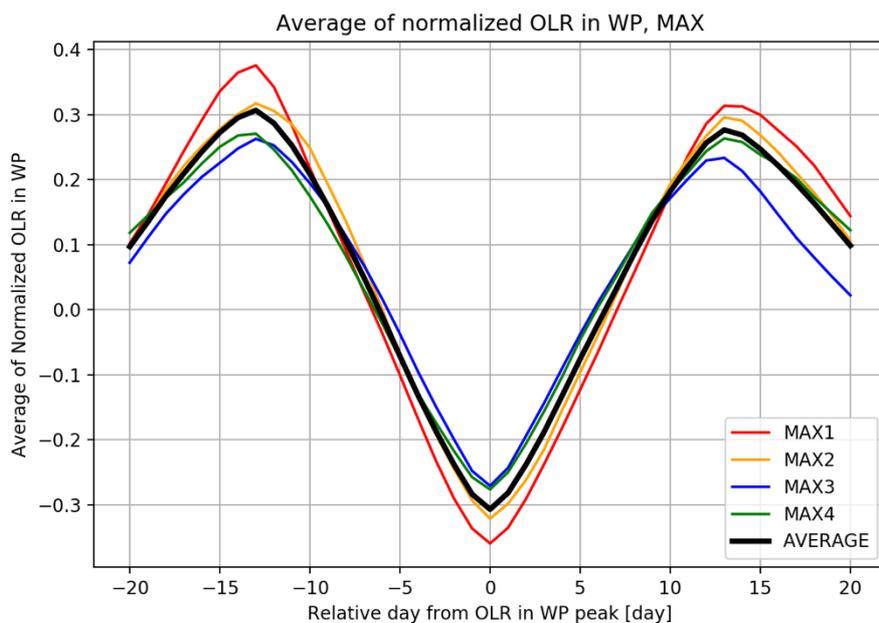


図 4.2.1 太陽活動極大期の WP の OLR のそれぞれの変動の平均とそれらの平均

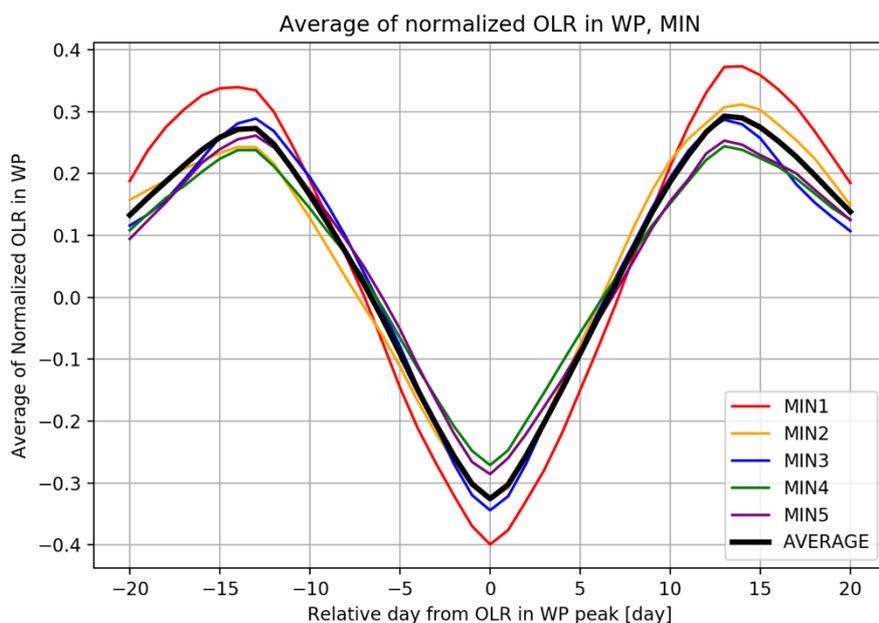


図 4.2.2 太陽活動極少期の WP の OLR のそれぞれの変動の平均とそれらの平均

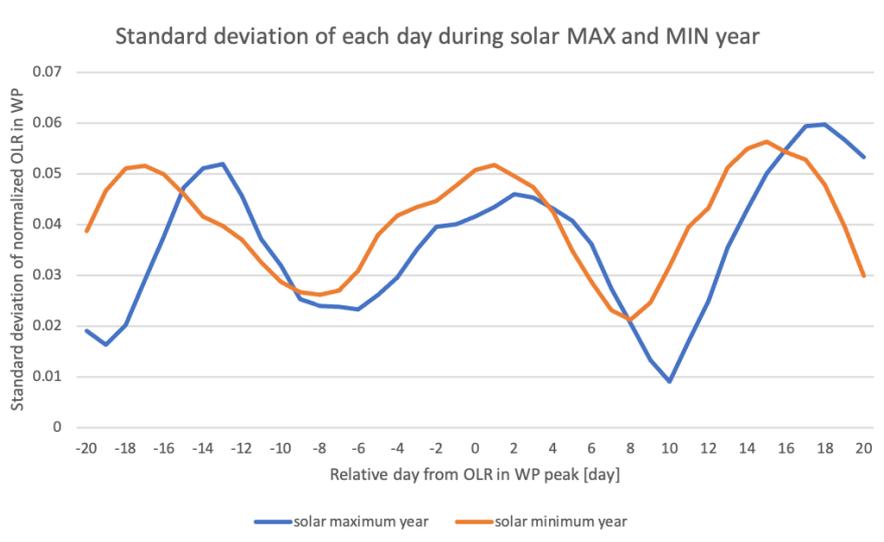


図 4.2.3 太陽活動極大期と極少期の WP の OLR の各日の標準偏差

次に、太陽活動の極少期から極大期へと変化する上昇期（UP）と太陽活動の極大期から極少期へと変化する下降期（DOWN）という分類の仕方、上記と同じように解析を行った。太陽活動上昇期における結果を図 4.2.4、太陽活動下降期における図 4.2.5 に示す。ここでは、太陽活動下降期の DOWN1~DOWN4 において、全てがほとんど同じような振幅で変動を示していることが確認できる。しかしながら、太陽活動上昇期においては、振幅の大きさにおいて各サイクルでばらつきがあることが読み取れる。この違いをより明確に調べるために、図 4.2.6 で UP1~UP4 と DOWN1~DOWN4 の各日の標準偏差を求めて違いを確認した。その結果、太陽活動上昇期の標準偏差の平均値は 0.050、太陽活動下降期の標準偏差の平均値は 0.011 と、差がおおよそ 5 倍程度あることが確認できる。

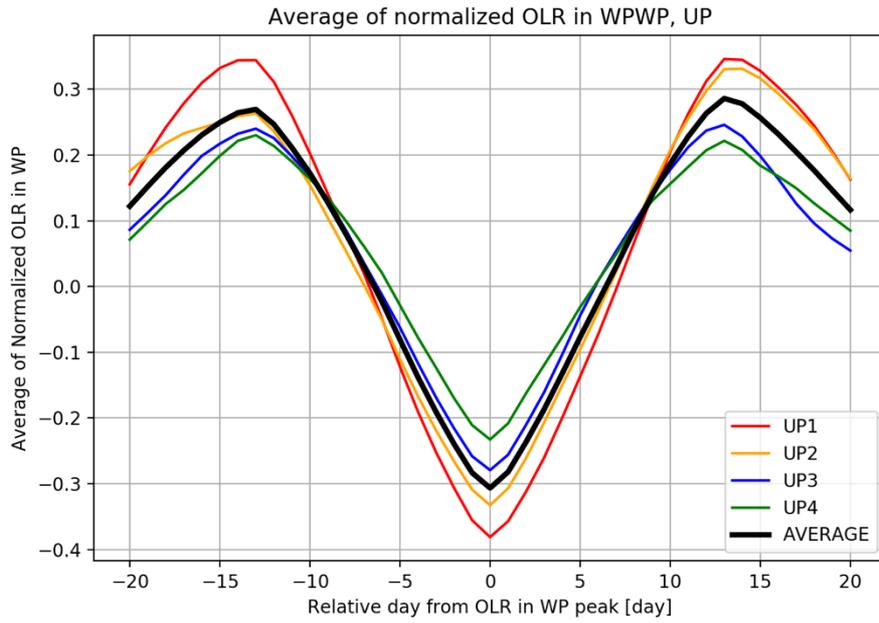


図 4.2.4 太陽活動上昇期の WP の OLR のそれぞれの変動の平均とそれらの平均

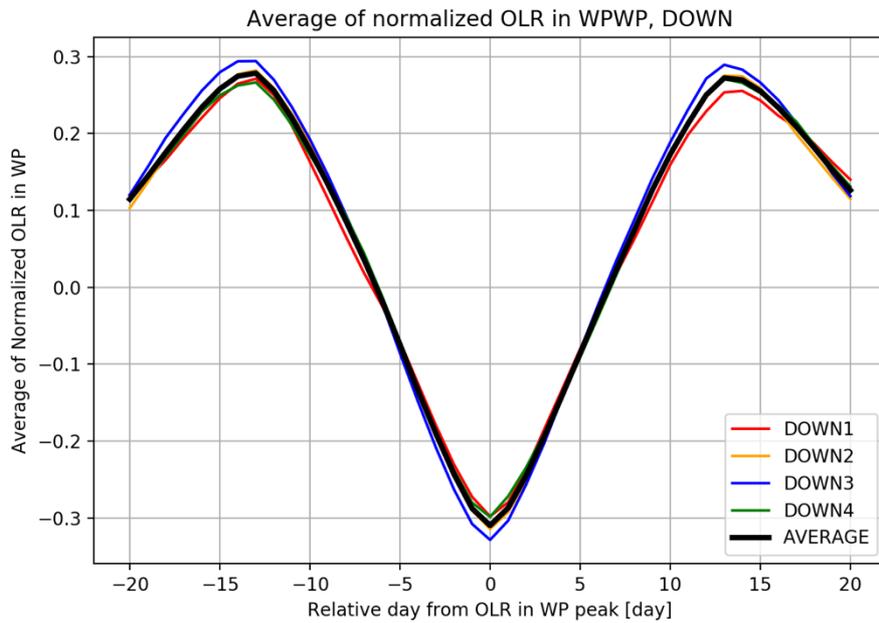


図 4.2.5 太陽活動下降期の WP の OLR のそれぞれの変動の平均とそれらの平均

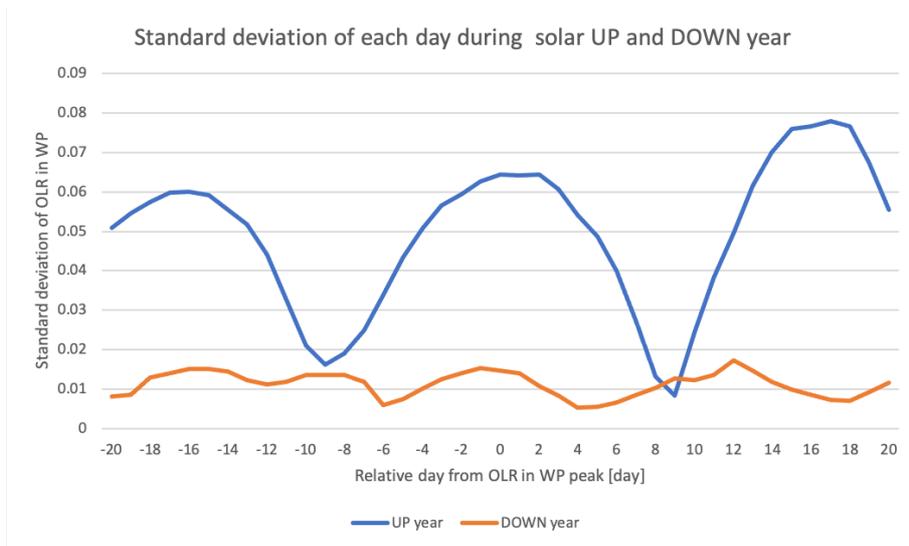


図 4.2.6 太陽活動上昇期と下降期の WP の OLR の各日の標準偏差

第4.3節 西太平洋暖水域の雲活動と台風の関係

WP の OLR の変動と WP の領域内に台風の最大風速がある台風の最大風速のタイミングについて 2003 年と 2004 年の結果を、図 4.3.1 と図 4.3.2 にそれぞれ示す。ここで、青色の垂直線が熱帯低気圧の最大風速のタイミングを示している。幅が細くなっているものは最大風速が持続しなく、幅が広がっているものは最大風速が持続しているものと捉えることができる。また結果として、熱帯低気圧の多くのタイミングが OLR のピークのすぐ後にあるという特徴が確認できる。

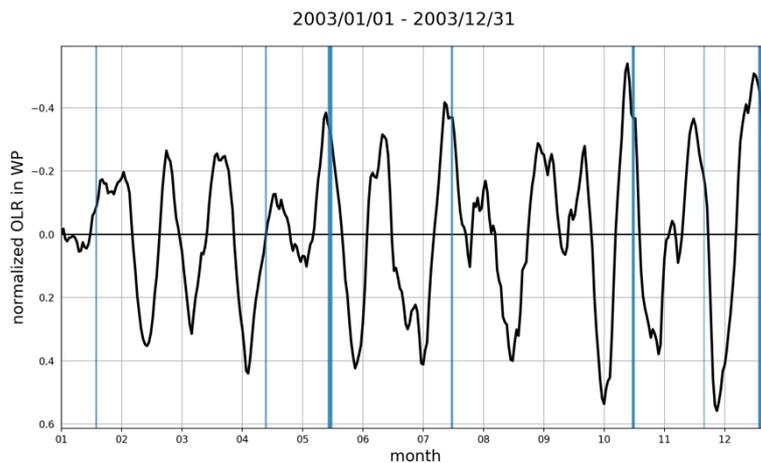


図 4.3.1 2003 年における OLR の変動と台風のタイミング

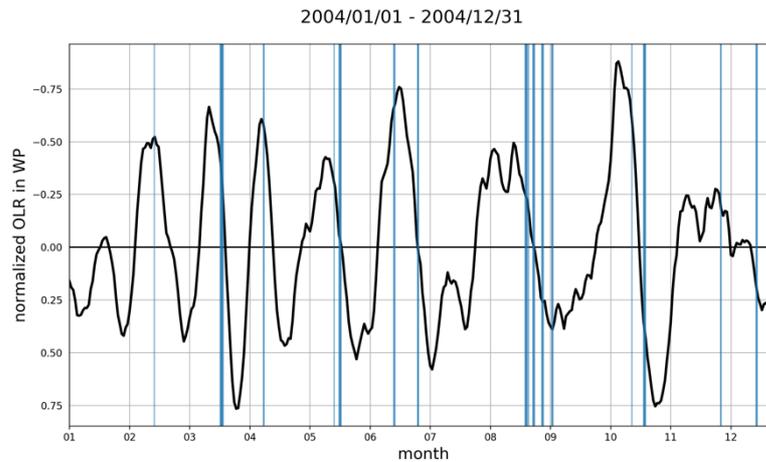


図 4.3.2 2004 年における OLR の変動と台風の時合い

次に、第 3.3.2 項のように 1 周期を 4 分割にしたときに、WP における OLR や、F10.7、Dst 指数のどのタイミングで台風の最大風速のタイミングが来ているのかを調べた。図 4.3.3 に WP の OLR の位相における台風の最大風速のタイミング、図 4.3.4 に CR の位相における台風の最大風速のタイミング、図 4.3.5 に F10.7 の位相における台風の最大風速のタイミング、図 4.3.6 に Dst 指数の位相における台風の最大風速のタイミングを示す。(a) から (e) はそれぞれ、(a) 全期間、(b) 太陽活動極大期、(c) 太陽活動極少期、(d) 太陽活動上昇期、(e) 太陽活動下降期である。また、誤差範囲は各年の台風の数の標準偏差により定義している。

結果として、WP における OLR は、どのような期間の分類でも全期間と同じく、フェーズ 2 のタイミングでより多くの台風があり、フェーズ 4 のタイミングではあまり台風はない。また、全期間の CR においては、フェーズ 1 のタイミングでより多くのタイミングがあり、フェーズ 3 のタイミングではあまり台風はない。全期間の CR と似ている形状をしているグラフは、太陽活動極少期と太陽活動下降期であり、これらのグラフは明確に誤差範囲を超えている。また、太陽活動極大期と太陽活動上昇期は異なるの形状をしているグラフになっているが、太陽活動極大期は誤差範囲を超えていない。全期間の F10.7 においては、フェーズ 4 のタイミングでより多くの台風があり、フェーズ 1 と 3 のタイミングではあまり台風はない。太陽活動極少期と太陽活動下降期は、全期間の F10.7 と同じ形状のグラフをしている。一方、太陽活動極大期と太陽活動上昇期は、フェーズ 1 と 4 のタイミングでより多くの台風があり、フェーズ 2 のタイミングではあまり台風はなく、太陽活動極大期と太陽活動上昇期のどちらも誤差範囲を超えていない。全期間の Dst 指数においては、フェーズ 1 のタイミングでより多くの台風があり、フェーズ 4 のタイミングではあまり台風がない。太陽活動極大期と太陽活動上昇期は、全期間の Dst 指数と同じでフェーズ 1 により多くの台風があり、フェーズ 4 ではあまり台風がない。また、太陽活動下降期はフェーズ 1 の

タイミングでより多くの台風があり、フェーズ 4 のタイミングではあまり台風はない。また、太陽活動極少期と太陽活動下降期にフェーズ 3 のタイミングではあまり台風がないという共通点があるが、台風が多いタイミングはそれぞれフェーズ 1 とフェーズ 2 である。

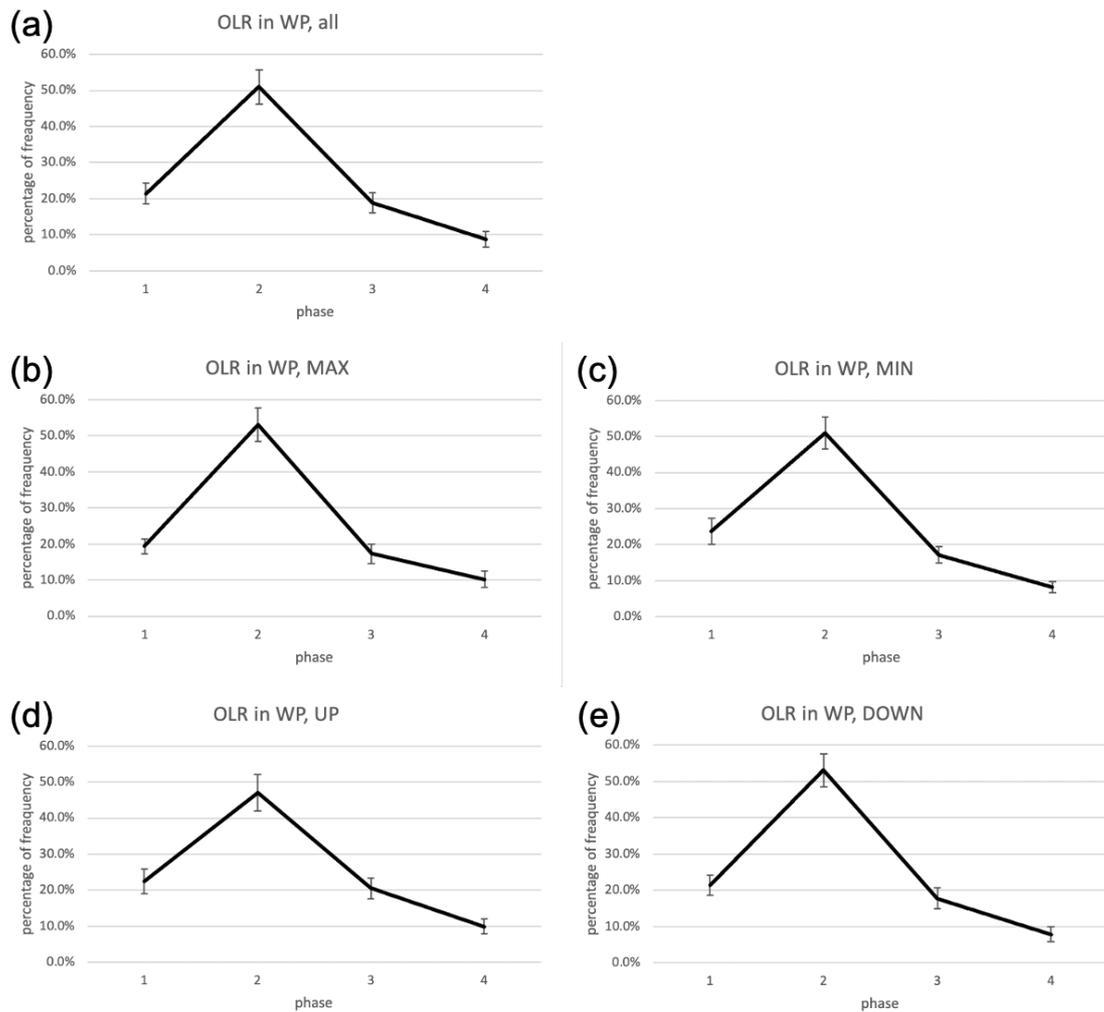


図 4.3.3 WP の OLR の位相フェーズと台風の最大風速のタイミングの太陽活動ごとの割合

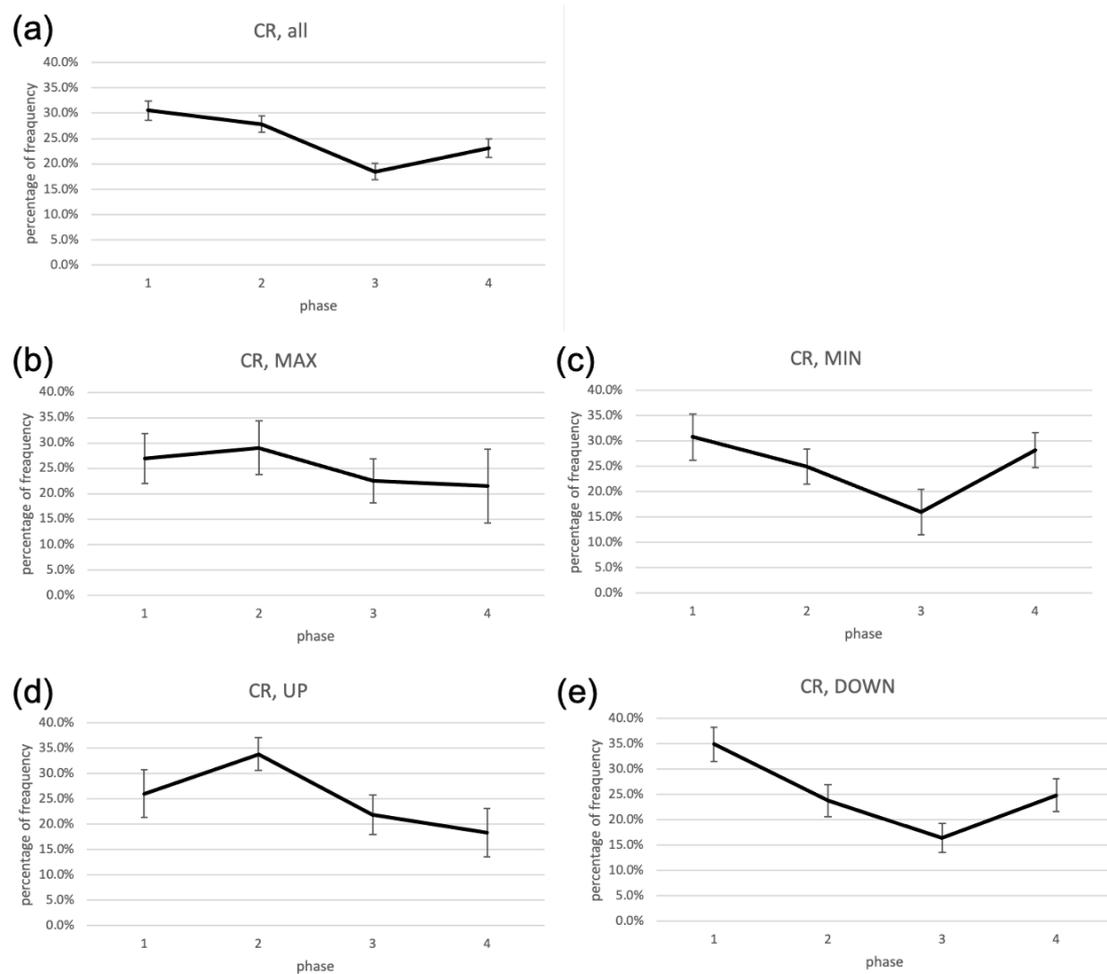


図 4.3.4 宇宙線の位相フェーズと台風の最大風速のタイミングの太陽活動ごとの割合

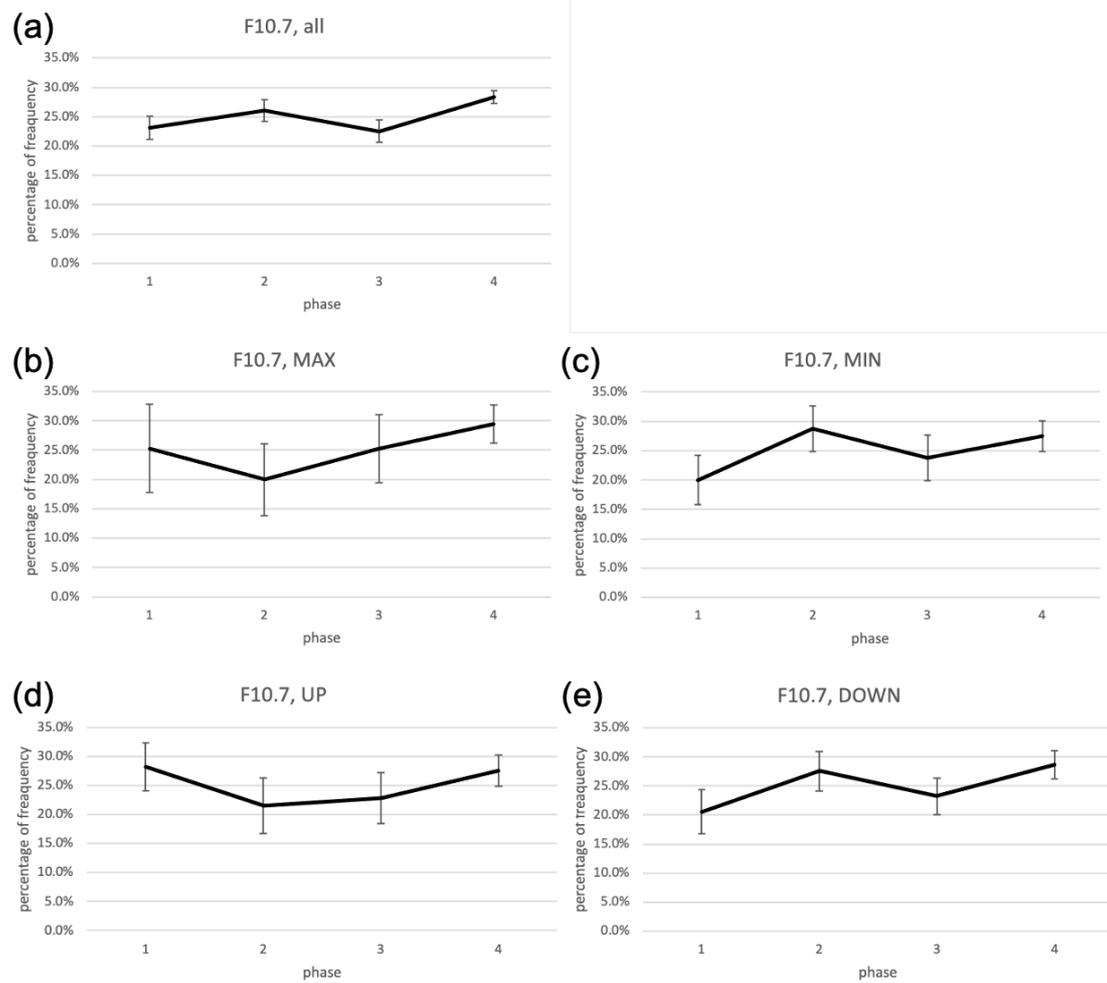


図 4.3.5 F10.7 の位相フェーズと台風の最大風速のタイミングの太陽活動ごとの割合

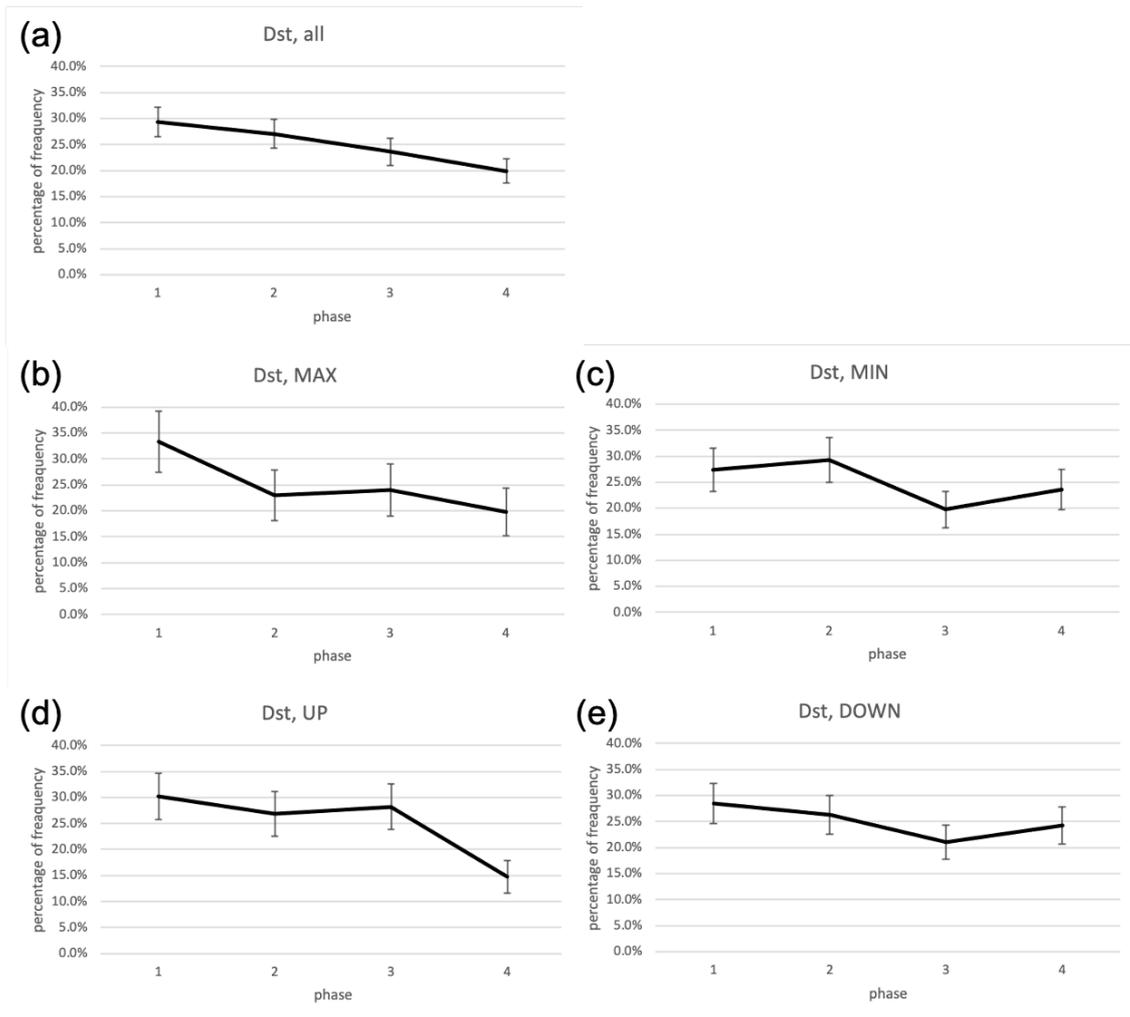


図 4.3.6 Dst 指数の位相フェーズと台風の最大風速のタイミングの太陽活動ごとの割合

第5章 考察

本章では、「西太平洋暖水域と赤道の雲活動の逆位相関係」、「WP の OLR の太陽活動との比較」、「西太平洋暖水域の雲活動と台風の関係」のそれぞれに関する考察について述べる。

第5.1節 西太平洋暖水域と赤道の雲活動の逆位相関係

本節では、第 3.2.2 項で説明した WP と EQ における OLR の変動を、WP の OLR のピークとそのピークの-20 日から+20 日という期間で WP と EQ のデータを抽出し、それぞれの OLR の領域ごとの相関関係について研究を行った。また、WP の OLR が太陽活動極大期/極少期/上昇期/下降期についてそれぞれどのような変化があるのかについても研究を行った。

WP における OLR と EQ における OLR には、明らかな逆位相関係が存在した。これは、30-90 日かけて約~5m/s の速度で太平洋域を東進する MJO そのものではないと考えられる。その理由として、多くの MJO は中央太平洋で消滅するものの、EQ の定義されている範囲が太平洋を含んでいないこと、MJO が離散的なパルス上のイベント (Zhang, 2005; Zhang, 2013) であるということが挙げられる。また、Zhu and Wang (1993) でインド洋と WPWP の OLR において逆位相関係があるという結果が出たが、これもまた EQ の領域範囲外での話である。本研究で言及したこの逆位相関係は、これまでの研究で言及されてこなかった全く新しい関係であると言える。この現象の様子を図 5.1.1 に示す。しかしながら、本研究ではこの逆位相関係のメカニズムについて研究を行うには及ばなかったため、今後の研究課題となる。

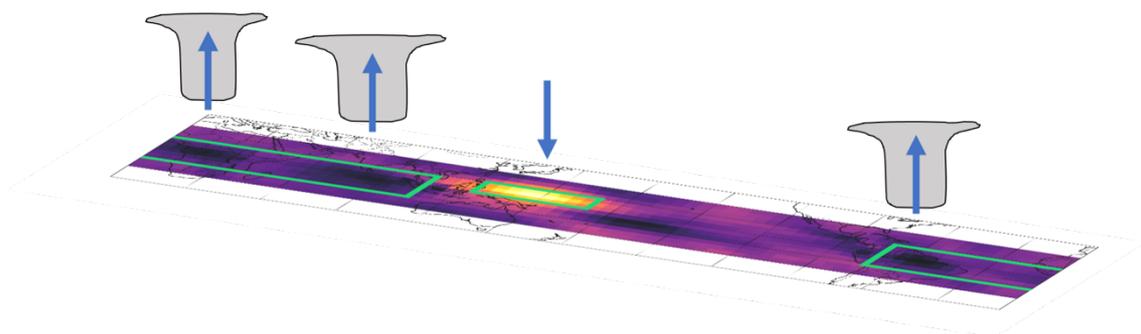


図 5.1.1 逆位相関係の概略図

第5.2節 WP の OLR の太陽活動との比較

太陽活動下降期の WP における OLR において、全てがほとんど同じような振幅で変動

を示していることが確認された。これは、Takahashi et al. (2010) などで述べられているような太陽活動極大期/極小期における変動ではなく、太陽活動下降期の変動の特徴であることから、これまで考えられていたような F 10.7 や CR による影響ではなく、他の太陽パラメータによる影響を考える。

Gonzalez et al. (2007) と Echer et al. (2011) は、図 5.2.1 に示すように太陽活動極大期と太陽活動下降期に太陽風の影響による磁気嵐 ($Dst \leq -50nT$) が多く発生することを示した。図 5.2.2 に示すように、太陽活動極大期では、コロナ質量放出 (Coronal Massive Ejection : CME) に関連するシースフィールドの影響により磁気嵐のピークがあるという報告がなされている (Gonzalez et al., 2007)。また、太陽活動下降期では、高速太陽風に関連する磁気雲と共回転相互作用領域 (Corotating Interaction Region : CIR) による影響により磁気嵐のピークがあるという報告がなされている (Gonzalez et al., 2007)。これは、高速太陽風を伴うコロナ質量放出 (Coronal Massive Ejection : CME) の発生頻度が高いこと、黒点が低緯度に下がること、黒点の低緯度への移動に伴うコロナホールの低緯度への移動により高速流が地球に吹きつけやすくなることが理由である。コロナで観測される CME は core と front loop、その間に挟まれた cavity という 3 層構造をしており、しばらく惑星間空間を伝播すると ICME (Interplanetary Coronal Massive Ejection) へと変化する。ICME は、磁気雲、高温圧縮領域 (シースフィールド)、衝撃波の 3 重構造をしている (小島, 2006)。シースフィールドとは高温高密度の圧縮領域であり、磁気雲とは低温高密度の磁場の強い領域である。この CME と ICME の構造は図 5.2.3 に示す。また CIR は、太陽が回転すると高速太陽風と低速太陽風が混ざり合い、低速太陽風の後方から高速太陽風が吹くことで CIR の密度が高くなる。この様子を Prise et al. (2015) で用いられている図 5.2.4 により示す。この図において、黄色の丸点は地球、赤色の丸点は火星、橙色の丸点は水星、緑色の丸点は金星、橙色の四角点は NASA の彗星探査機メッセンジャー、赤色の四角点は NASA の太陽観測衛星 STEREO-A、青色の四角点は NASA の太陽観測衛星 STEREO-B を示し、 V_r は太陽風速度を示す。

磁気雲と CIR の共通点として、どちらも強い磁場を持っていることが挙げられる。既に、Dst 指数の東太平洋のハリケーン数に対する影響と大西洋のハリケーン数に対する影響は研究されており、東太平洋のハリケーン数において奇数太陽サイクルの上昇期と偶数太陽サイクルの下降期の全ての台風数に 0.85 という相関係数を示しており、大西洋のハリケーンにおいて偶数太陽サイクルの上昇期と奇数太陽サイクルの下降期の全ての台風に -0.77 という相関係数を示している (Mendoza Pazos, 2009)。図 5.2.5 にその結果を示す。また、Sato (2003) は、図 5.2.6 に示すようにシューマン共鳴 (Schumann Resonance : SR) と (c) サブオーロラ帯の地磁気擾乱の振幅の程度を示す K_p 指数、(d) Dst 指数が同位相で約 27 日周期にピークがあることも示している。ここでは、フェーズヒストグラムという、周期と相関係数と位相のずれを確認できる分析方法を用いている。今後、磁場の影響が OLR の変動に与える影響についても研究する必要がある。

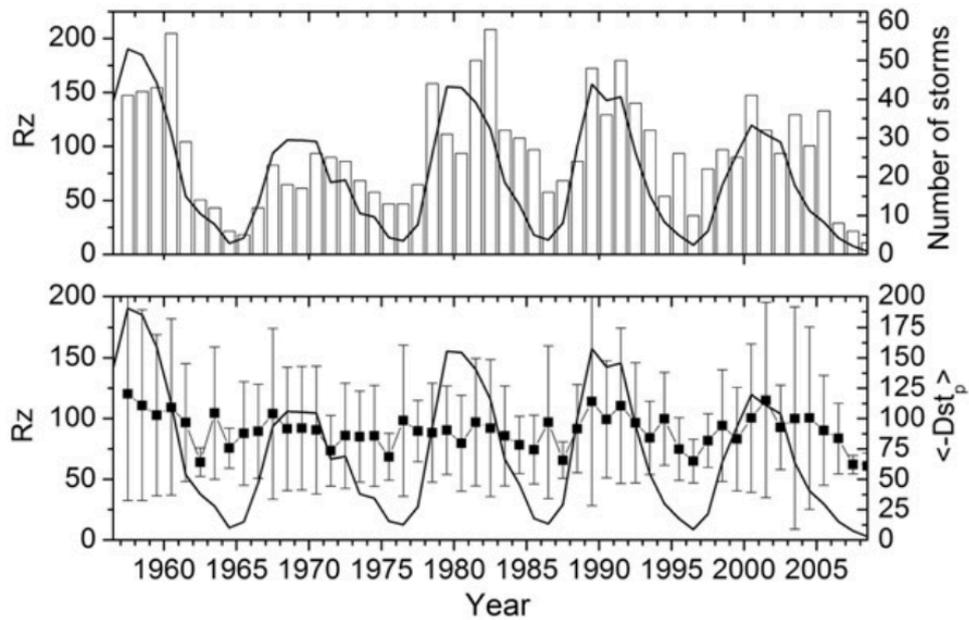


図 5.2.1 -50nT 以下の磁気嵐の年毎の回数と黒点数
[Echer et al., 2011]

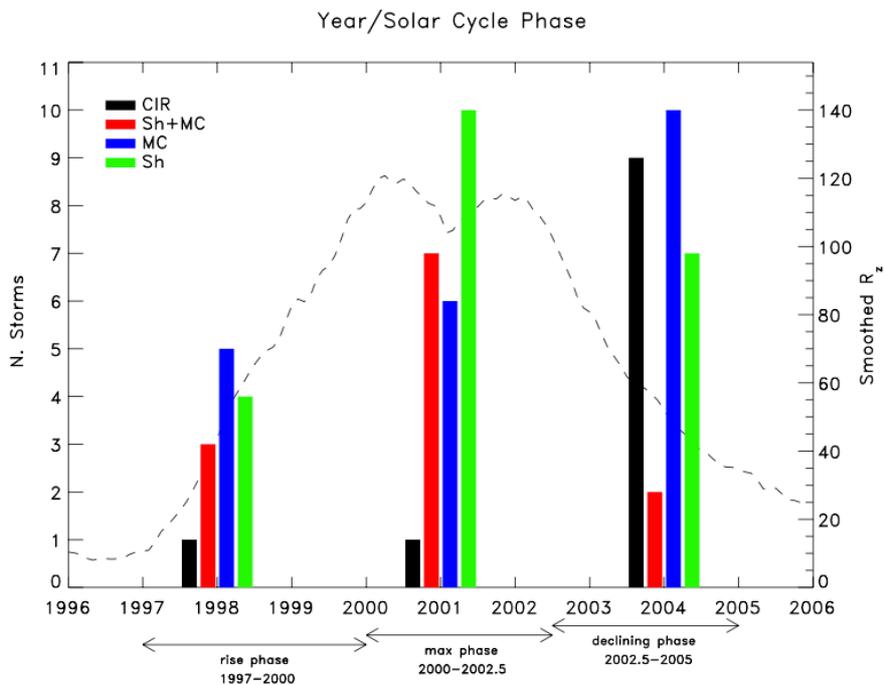


図 5.2.2 太陽サイクル 23 における位相に応じた激しい磁気嵐を引き起こす
4 つの主要な惑星間構造の分布

(黒：CIR、赤：シースフィールドと磁気雲、青：磁気雲、緑：シースフィールド)
 [Gonzalez et al., 2007]

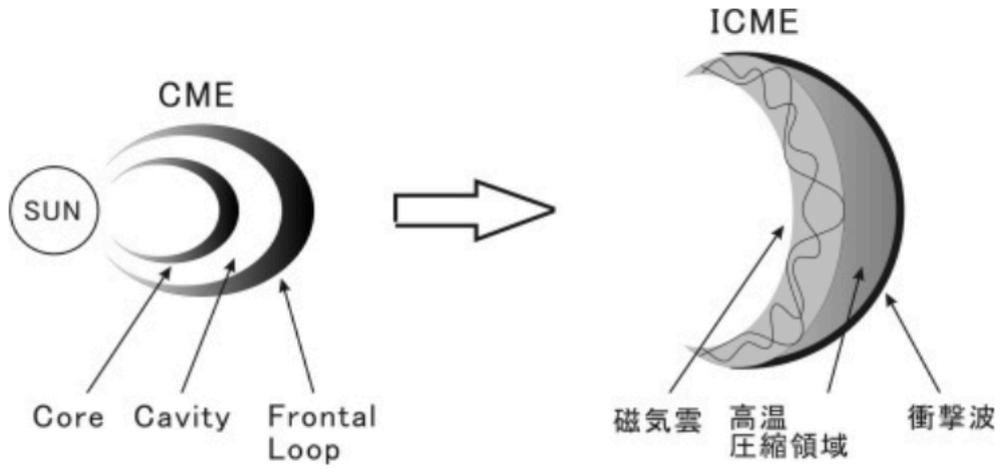


図 5.2.3 CME と ICME の構造の概略図
 [小島, 2006]

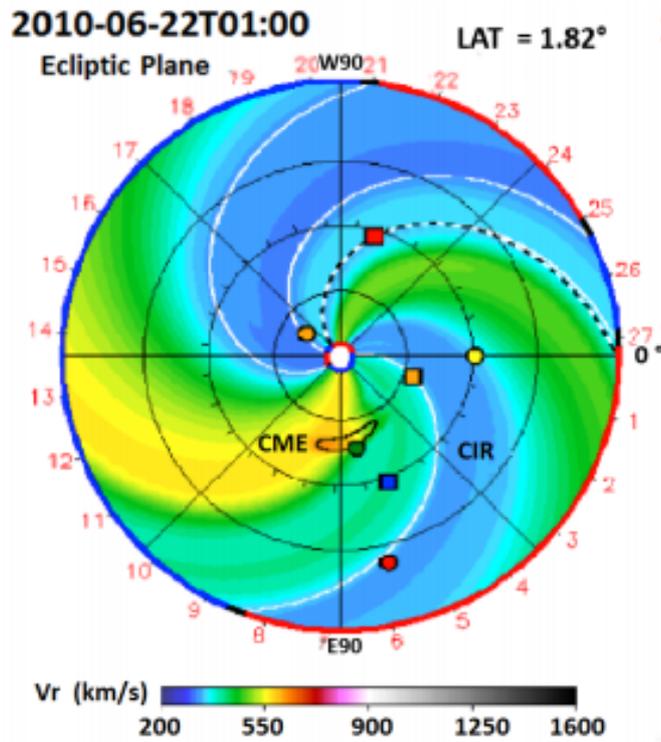


図 5.2.4 2010 年 6 月 22 日における CIR による高速太陽風と低速太陽風の関係
 [Prise et al., 2015]

表 5.2.5 台風と Dst 指数の相関関係
[Mendoza and Pazos, 2009]

		All	Type 1	Type 2
Atlantic	A	-0.39	0.25	-0.77
	W	-0.27	0.29	-0.63
	M	-0.37	0.05	-0.74
Pacific	A	0.66	0.39	0.85
	W	0.40	0.38	0.39
	M	0.38	0.06	0.79

A=hurricanes of all categories; W=hurricanes categories 1 and 2; M=hurricanes categories 3 to 5. All=taking all solar cycles together; Type 1=ascending part of even cycles and descending part of odd cycles; Type 2=ascending part of odd cycles and descending part of even cycles. Bold italic numbers indicate the significant correlations ($r > 0.5$). Cursive numbers are the highest values in the row. The number of hurricanes is the same as in Table 1.

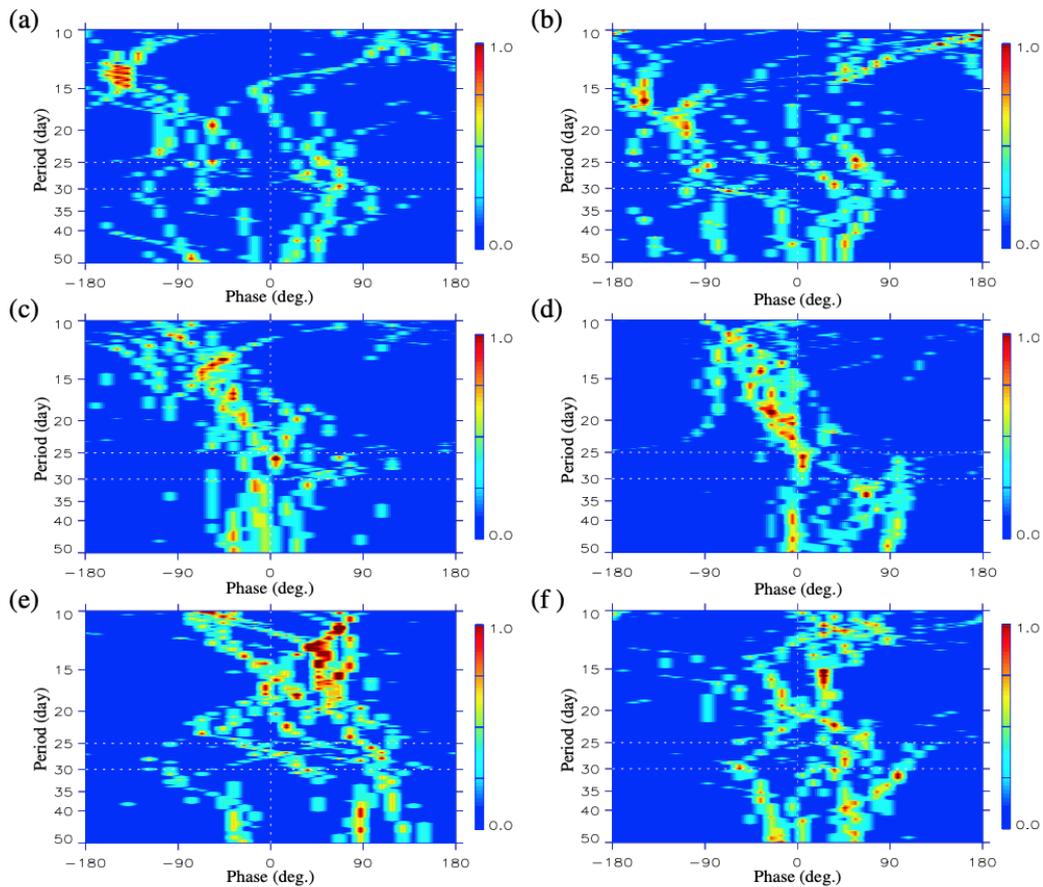


図 5.2.6 SR と (a) F10.7、(b) 太陽黒点数、(c) Kp 指数、(d) Dst 指数、

(e) MeV 電子、(f) MeV イオンとのフェーズヒストグラム
[Sato, 2003]

第5.3節 西太平洋暖水域の雲活動と台風の関係

図 4.3.3 で示したように、WP における OLR には、期間によらず台風のタイミングが WP の OLR のピーク直後のフェーズ 2 に集中していることが確認できた。また、CR の太陽活動上昇期と太陽活動下降期はどちらも誤差範囲を超えており、特に図 4.3.4 の (d) の太陽活動上昇期においては、WP における OLR の形状と同じグラフになっていることがわかる。また、図 4.3.4 の (e) の太陽活動下降期においては、ピーク直前に割合が一番高くなっていることがわかった。この理由として、図 5.3.1 のように黒点数と CR の長期変動は逆相関が示されており、それが完全な逆相関ではなく、CR が若干黒点数に遅れを取るような形になっていることから、本研究で F10.7 の長期変動より定義した、太陽活動上昇期は CR の太陽活動極大期を含んでおり、太陽活動下降期は CR の極少期を含んでいる。これにより、CR の影響が太陽活動上昇期に強く及ぼされるために WP における OLR と台風のタイミングのフェーズごとの割合と同じような形状のグラフになったのではないかと考えられる。また、太陽活動下降期においては、CR の太陽活動極少期に値するため、CR の影響が少なくなることから、太陽活動上昇期における CR と台風のタイミングのフェーズごとの割合とは異なった形状のグラフになったのではないかと考えられる。

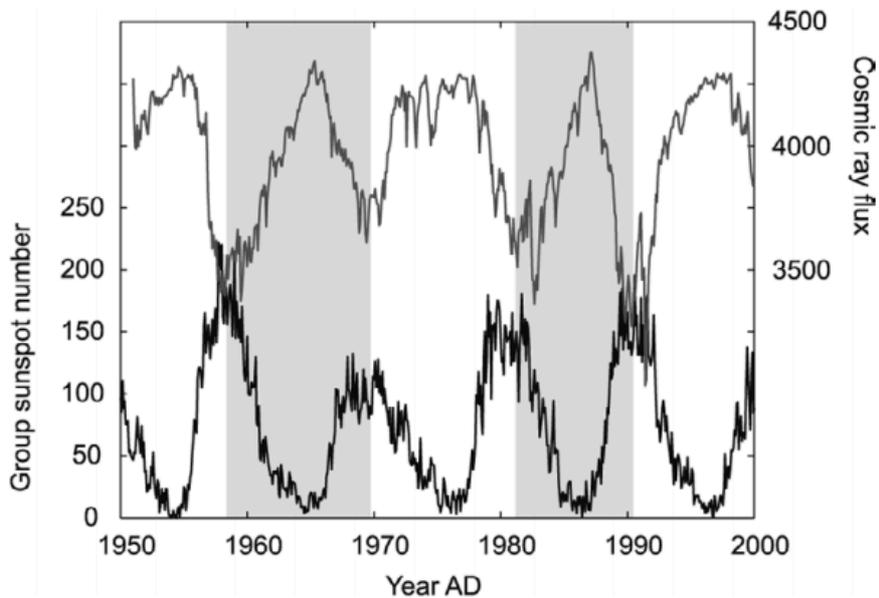


図 5.3.1 黒点数の変動と CR の変動
[宮原, 2010]

より詳しく CR の太陽活動上昇期と太陽活動下降期を分析するために太陽サイクルごとの上昇期と下降期を図 5.3.2 に示す。この結果、上昇期に関しては、サイクル 22 以外のすべてのサイクルの上昇期でフェーズ 2 における割合が高くなっている。下降期に関しては、サイクル 22 以外のすべてのサイクルの下降期のフェーズ 3 の割合が低くなっていることがわかる。ここでは、サイクル 22 の上昇期と下降期のそれぞれにおける理由を検討する。

サイクル 22 の太陽活動上昇期のみフェーズ 2 で割合が最小になっていることに関しては、データの欠如が理由として考えられる。図 5.3.3 に、データが原因でフェーズ 1 から 4 のどれにも部類されなかった台風の数をもとに年ごととデータごと（WP における OLR、CR、F10.7、Dst）に対して示す。ここで、サイクル 22 の太陽活動上昇期である 1985 年 10 月から 1990 年 8 月において、CR のデータ欠如によりフェーズに分けられなかった台風は計 7 個に及び、この期間でフェーズに分けられた台風は計 38 個であることを考えると、このデータの欠如は非常に大きいものであると考えることができる。

サイクル 22 の太陽活動下降期のみフェーズ 2 で割合が最小になっていることに関して、サイクル 22 の太陽活動下降期である 1990 年 8 月から 1996 年 7 月で特別な影響があるとすれば、1991 年 6 月に発生したフィリピンのルソン島西部にあるピナツボ山の噴火が挙げられる。火山噴火は、成層圏に火山灰や水蒸気、二酸化硫黄、塩酸などが供給されることで地球大気システムに著しい変動を及ぼすことがわかっている。それは、化学反応の過程でエアロゾルが大量に生成されることにより、エアロゾルが太陽放射を反射することで地球のアルベドを増加させ、赤外放射を吸収することで成層圏を温めることが可能だからである。また、大気循環により成層圏のエアロゾルが対流圏に流れることで雲量の変動を引き起こすためである（McCormick et al., 1995）。しかしながら、火山噴火が CR を遮断するというような効果は未だ知られていないので、今後の研究課題である。

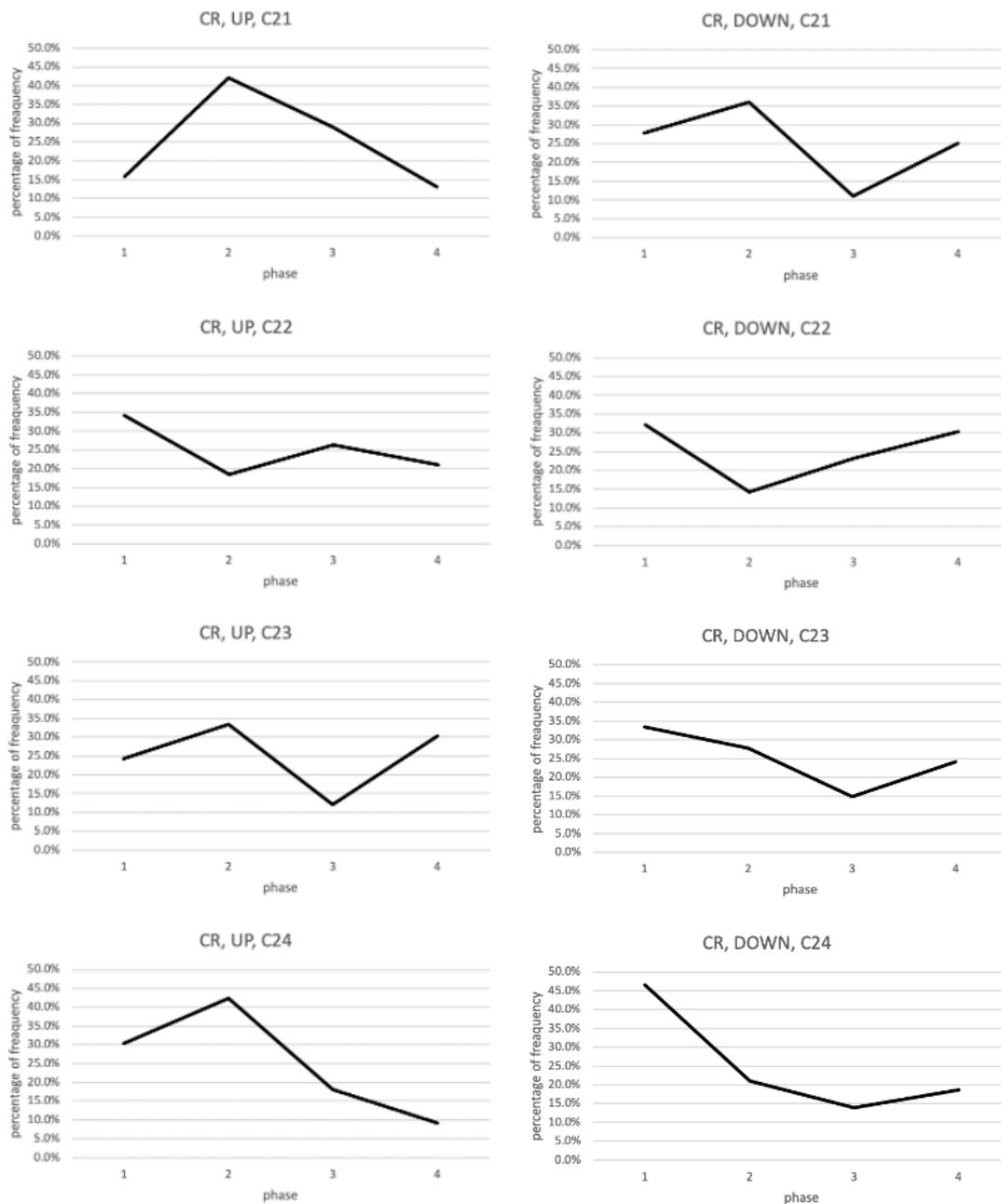


図 5.3.2 太陽サイクルごとの CR の位相フェーズと台風のタイミングごとの割合

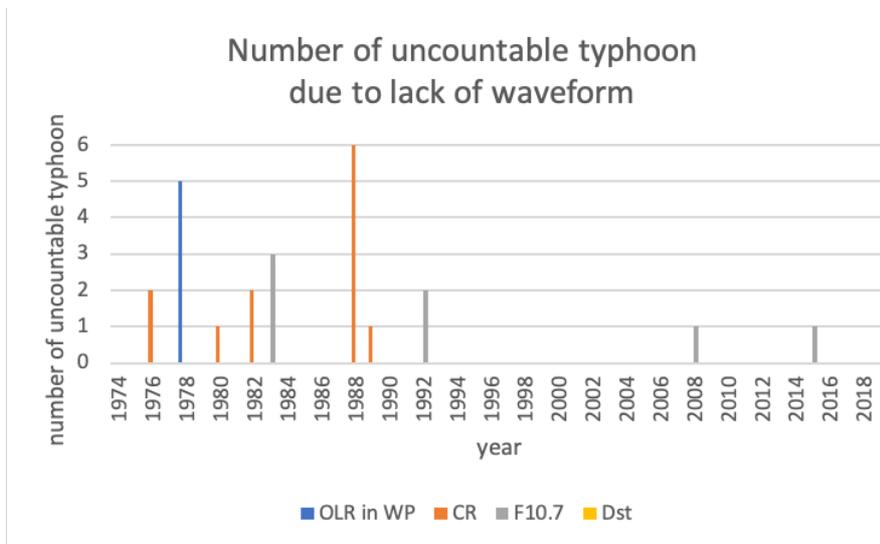


図 5.3.3 位相の欠如によるフェーズ 1 から 4 に含まれない台風の数

次に、サイクル 22 における CR の太陽活動上昇期/下降期と ENSO との比較を行う。サイクル 22 は、図 3.1.2.4 で定義した通り、1985 年 10 月から 1996 年 7 月である。この期間において、二度の El Niño 現象と La Niña 現象が発生している。図 5.3.4 に示すように、特に 1988 年春から 1989 年春にかけて発生した La Niña 現象は、気象庁 (Japan Meteorological Agency : JMA) が定義する El Niño 監視海域 NINO.3 (5° S-5° N、150° W-90° W) において、過去 30 年の海水温と比べ、約-2.0°C という非常に強い La Niña 現象が発生していることがわかる。La Niña 現象は、NINO.3 で海水温が低いとき、西太平洋で海水温が上昇するという特徴があるため、より対流が活発になると考えられる。しかしながら、1998 年夏から 2000 年春にかけて発生した La Niña 現象も過去 30 年の海水温と比べ、約-1.8°C という比較的強い現象だったにも関わらず、サイクル 23 の太陽活動下降期の CR の位相フェーズと台風のタイミングの割合には特に影響されていないことがわかる。これにより、1988 年春から 1989 年春にかけて発生した La Niña 現象に対する位相フェーズと台風のタイミングごとの割合への影響は、少ないのではないかと考えられる。

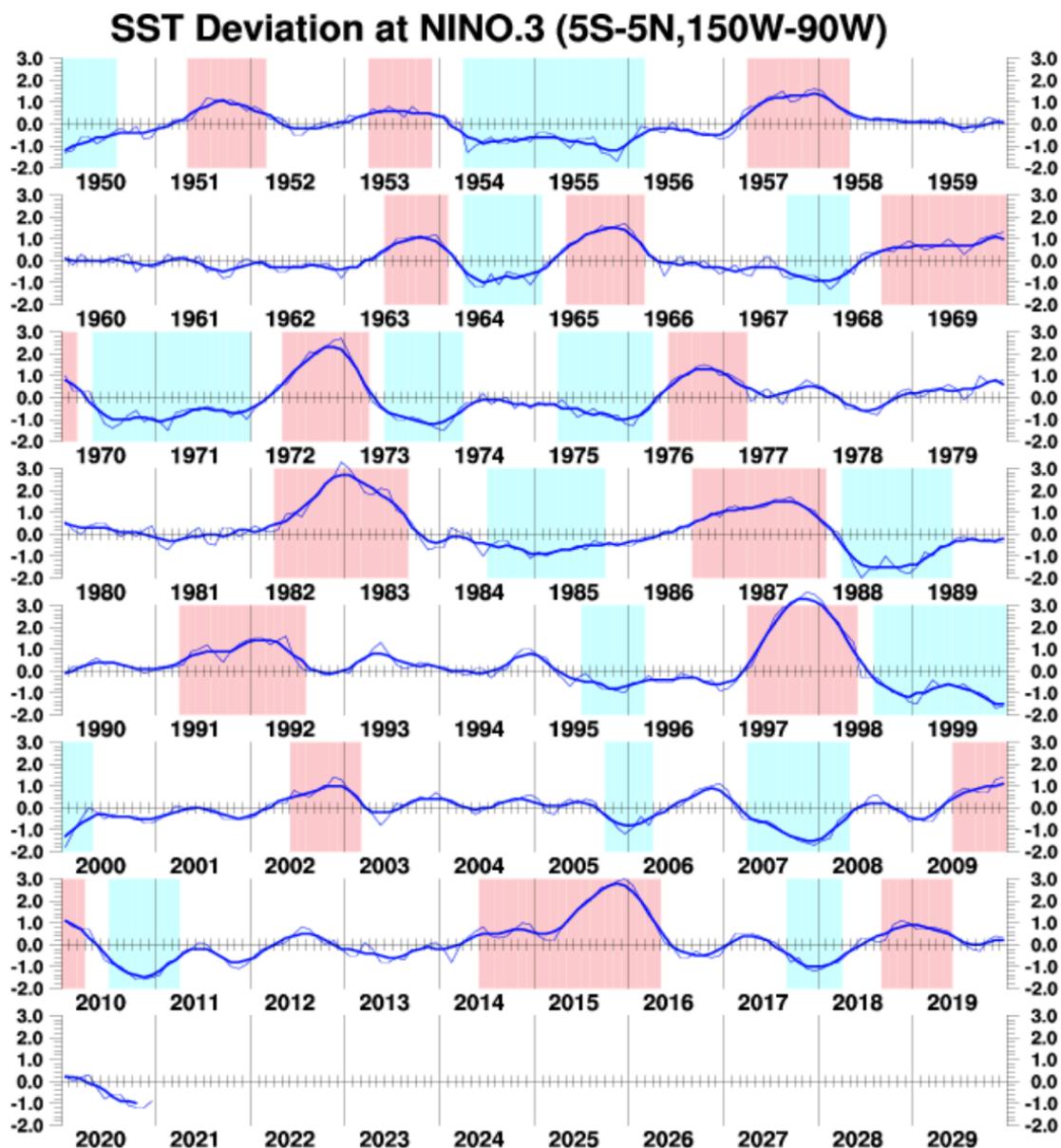


図 5.3.4 表面海水温の変動と El Niño 現象 (赤)、La Niña 現象 (青)

[気象庁, エルニーニョ現象及びラニーニャ現象の発生期間(季節単位),

https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/data/elnino/learning/faq/elnino_table.html]

第6章 結論

本研究では、OLR を用い、西太平洋暖水域での OLR の約 1 ヶ月の周期性とアフリカ、インド洋、中央太平洋、南米、地球半周分の赤道の逆位相関係を調べることを目的とした。また、太陽活動極大期/極少期、太陽活動上昇期/下降期などの切り口で太陽活動によりどのように各周期の西太平洋暖水域の OLR の振幅に影響が出るのかを調べることを目的とした。また、西太平洋暖水域における OLR、CR、F10.7、Dst 指数と台風のタイミングとの関係を調べることで、台風の最大風速のタイミングが太陽活動においてどのように影響されるのかについても調べた。本研究の主要な成果を以下に示す。

まず、西太平洋暖水域における OLR の変動と $30^{\circ}\text{S}\sim 30^{\circ}\text{N}$ の OLR の各グリッドの変動との関係を調べるために、三宮 (2013) で用いられた WPWP のエリアの OLR と各グリッドの OLR の変動の相関係数を求め、相関マップを作成した。その結果、WPWP (WP) には正の相関があり、アフリカ (AF)、インド洋 (IO)、中央太平洋 (PA)、南米 (SA) には顕著な負の相関があることが明らかになった。この結果は、三宮 (2013) で示された MC における雷頻度と WPWP の OLR の相関と概ね一致している。さらに、WP と AF、IO、PA、SA、SA から IO までの地球半周分の赤道 (EQ) とのそれぞれの相関係数を求めた結果、WP と EQ の間に 2004 年において -0.62 という強い負の相関を持ち、全期間 (1974 年 6 月から 2019 年 12 月) においても -0.47 という強い負の相関関係があることが明らかになった。また、WP における OLR をピークを中心としてその日より -20 日から +20 日までの変動を 2004 年と全期間の WP と EQ において平均を求めた結果、2004 年と全期間の WP と EQ のどちらも大きく誤差範囲を超える結果を示した。しかしながら、この逆位相関係がどのようなメカニズムで形成されているかは、本研究を通して明らかにすることはできなかったため、今後の研究課題である。

また、WP における OLR をピークを中心としてその日より -20 日から +20 日までの変動を WP において、太陽活動極大期/極少期、太陽活動上昇期/下降期という 2 つの切り口から変動におけるばらつきを各日の標準偏差を求めることにより調べた。その結果、太陽活動上昇期/下降期において、太陽活動下降期は太陽活動上昇期よりもばらつきの平均がおおよそ 5 分の 1 であることが確認された。太陽活動下降期の特徴として、高速太陽風に関連する磁気雲と共回転相互作用領域 (Corotating Interaction Region : CIR) による影響により磁気嵐のピークがあるという報告がなされており (Gonzalez et al., 2007)、高速太陽風を伴うコロナ質量放出 (Coronal Massive Ejection : CME) の発生頻度が高いこと、黒点が低緯度に向かうこと、黒点の低緯度への移動に伴うコロナホール (Coronal Hole) の低緯度への移動により高速流が地球に吹きつけやすくなることがあると報告されている。磁気雲と CIR の共通点として、どちらも強い磁場を持っていることが挙げられ、磁場の変動を介した気候への影響というのが考えられる。Sato (2003) は、シューマン共鳴 (Schumann Resonance : SR) と (c) Kp 指数、(d) Dst 指数が同位相で約 27 日周期にピークがあることを示しており、今後磁場

の影響が OLR の変動に与える影響についてさらなる研究が求められる。

次に、WP における OLR、CR、F10.7、Dst 指数の各データと WP における台風の最大風速のタイミングについて 1 周期を 4 分割し、研究を行った。その結果、WP における OLR は太陽活動によらず、どの時期でもフェーズ 2 において台風のタイミングの割合が一定であるという結果が得られた。また、CR においては、台風のタイミングが全期間では WP における OLR と同じ形状のフェーズ 2 に台風のタイミングの割合が高いグラフを示した。また、太陽活動上昇期においても全期間のものと同じ形状であるフェーズ 2 に台風のタイミングの割合が高いグラフを示したが、太陽活動下降期においてはこのグラフと異なる形状のフェーズ 3 に台風のタイミングの割合が低いグラフになることが明らかになった。これは、黒点数と CR の長期変動は逆相関が示されており、それが完全な逆相関ではなく、CR が若干黒点数に遅れを取るような形になっていることから、本研究で F10.7 の長期変動より定義した、太陽活動上昇期は CR の極大期を含んでおり、太陽活動下降期は CR の極少期を含んでいる。これにより、CR の影響が太陽活動上昇期に強く及ぼされるために WP における OLR と台風のタイミングのフェーズごとの割合と同じような形状のグラフになったのではないかと考えられる。また、太陽活動下降期においては、CR の極少期に値するため、CR の影響が少なくなることから、太陽活動上昇期における CR と台風のタイミングのフェーズごとの割合とは異なった形状のグラフになったのではないかと考えられる。また、CR の太陽活動上昇期/下降期の違いをより詳しく分析するため、各サイクルの CR の太陽活動上昇期/下降期を示した。その結果、サイクル 22 において、太陽活動上昇期/下降期のどちらも平均とは異なる形状のグラフをしていることが確認できた。サイクル 22 の太陽活動上昇期に関しては、データの欠如が理由として考えられる。データ (WP における OLR、CR、F10.7、Dst) の欠如が原因でフェーズ 1 から 4 のどれにも部類されなかった台風の数はいずれも 7 個に及び、この期間でフェーズに分けられた台風の数はいずれも 38 個であることを考えると、このデータの欠如は非常に大きいものであると考えることができる。また、サイクル 22 の太陽活動下降期に関して、サイクル 22 の太陽活動下降期である 1990 年 8 月から 1996 年 7 月の間で、1991 年 6 月に発生したフィリピンのルソン島西部にあるピナツポ山の噴火が CR の変動に影響を及ぼしたかもしれない。火山噴火は、成層圏に火山灰や水蒸気、二酸化硫黄、塩酸などが供給されることで地球大気システムに著しい変動を及ぼすことがわかっている。それは、化学反応の過程でエアロゾルが大量に生成されることにより、エアロゾルが太陽放射を反射することで地球のアルベドを増加させ、赤外放射を吸収することで成層圏を温めることが可能だからである。また、大気循環により成層圏のエアロゾルが対流圏に流れることで雲量の変動を引き起こすためである (McCormick et al., 1995)。しかしながら、火山噴火が CR を遮断するというような効果は未だ知られていないので、今後の研究課題である。また、サイクル 22 における CR の太陽活動上昇期/下降期と ENSO との比較を行った。サイクル 22 において、二度の El Niño 現象と La Niña 現象が発生しており、特に 1988 年春から 1989 年春にかけて発生した La Niña 現象は、JMA が定義する El Niño 監視海域

NINO.3 (5° S-5° N、 150° W-90° W) において、過去 30 年の海水温と比べ、約-2.0°Cという非常に強い La Niña 現象が発生していることがわかる。La Niña 現象は、NINO.3 で海水温が低いとき、西太平洋で海水温が上昇するという特徴があるため、より対流が活発になると考えられる。しかしながら、1998 年夏から 2000 年春にかけて発生した La Niña 現象も過去 30 年の海水温と比べ、約-1.8°Cという比較的強い現象だったにも関わらず、サイクル 23 の太陽活動下降期の CR の位相フェーズと台風のタイミングの割合には特に影響されていない。これにより、1988 年春から 1989 年春にかけて発生した La Niña 現象に対する位相フェーズと台風のタイミングごとの割合への影響は、少ないのではないかと考えられる。

謝辞

本論文を作成するにあたり、多くの方々のご協力していただいたことに、感謝しております。特に、指導教員である高橋幸宏教授は、修士に入学するタイミングで他大学から来た私を暖かく受け入れてくださいました。この2年間で、研究に対する姿勢や、考え方、難しさ、面白さ、工夫の仕方などとても多くのことをご指導いただき、非常に充実した日々を過ごすことができたことに、大変感謝しております。心より感謝申し上げます。

佐藤光輝教授、久保田尚之特任准教授、高木聖子特任助教には、日々の研究に関する疑問やセミナーでの発表において的確なアドバイスをいただいたことに非常に感謝しております。

藤森瑞枝秘書、百田恵理子プログラムコーディネータには、日々の研究活動における周辺環境の整備等のサポートしていただきました。

Purwadi Purwadi 氏には、入学して間もない私に研究のいろはを教えていただきました。日中、何度も質問に訪れる私に、嫌な顔一つせず教えていただいたこと非常に感謝しております。

同じタイミングで共に研究を始めた、本研究室の丹羽俊輔氏には、研究の相談から私生活での相談まで幅広くの話を聞いていただいたことに感謝しております。北海道大学で各部を卒業し、世界を旅していた丹羽氏から多くのことを学び、助けていただきました。同じ高橋・佐藤研究室の横田駿太郎氏、杉山玄己氏、Begzsuren Tumendemberel 氏、Loren Joy Estrebillo 氏、Ahmad Shaqeer 氏、Doreena Karmina Pulutan 氏、Garid Zorigoo 氏、Meryl Algodon 氏、大野辰遼氏、二村有希氏、佐藤佑樹氏、渡部成美氏、有川佳奈氏、新野夏鈴氏、野田明羅氏、濱田築氏、廣部拓巳氏には、日々の研究の相談やセミナーでの有用な意見交換をさせていただきました。その他、北海道大学での2年間で過ごすにあたり、様々な面でお世話になりました地球惑星グループに関係する全ての皆様に感謝いたします。

参考文献

- [1] Neale, R., and J. Slingo, (2003), The Maritime Continent and its role in the global climate: A GCM study, *J. Climate*, 16, 834-848
- [2] Deierling, W. and Petersen, W.A., (2008), Total lightning activity as an indicator of updraft characteristics, *J. Geophys. Res.*, 113, D16210, doi:10.1029/2007JD009598
- [3] Takeda, T. and M. Ikeyama, (1984), Time variation of cloud amount with about 30-days period in the western Pacific region, *J. Meteor. Soc. Japan*, 62, 165-171
- [4] Takeda, T. and M. Ikeyama, (1985), Time variation of cloud amount with about 30-days period in the western Pacific region, *J. Meteor. Soc. Japan*, 63, 997-1012
- [5] Ikeyama, M. and T. Takeda, (1988), Seasonal and interannual changes in cloud amount over the western Pacific – Changes in 30-day period variation –, *J. Meteor. Soc. Japan*, 66, 291-307
- [6] Zhu, B. and B. Wang, (1993), The 30-60-day convection seesaw between the tropical Indian and western Pacific oceans, *J. Atmos. Sci.*, 50, 184-199
- [7] Takahashi, Y., Y. Okazaki, M. Sato, H. Miyahara, K. Sakanoi, P.K. Hong, N. Hoshino, (2010), 27-day variation in cloud amount in the Western Pacific warm pool region and relationship to the solar cycle, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 1577-1584
- [8] Sato, M. and H. Fukunishi, (2005), New evidence for a link between lightning activity and tropical upper cloud coverage, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L12807, doi:10.1029/2005GL022865
- [9] 三宮佑介, (2013), アジア海洋大陸の雷活動と熱帯域の雲活動の関係, 北海道大学大学院修士論文
- [10] Gray, L.J., J. Beer, M. Geller, J.D. Haigh, M. Lockwood, K. Matthes, U. Cubasch, D. Fleitmann, R.G. Harrison, L.L. Hood, J. Luterbacher, G.A. Meehl, D.T. Shindell, B. van Geel, and W. White, (2010), Solar influence on climate, *Rev. Geophys.*, 48(4):4001
- [11] Seppälä, A., K. Matthes, C.E. Rondall, I.A. Mironova, (2014), What is the solar influence on the climate? Overview of activities during CAWSES- II, *Prog. Earth Planet. Sci.*, 1, 24
- [12] Holton, J.R., (2004), *An introduction to dynamic meteorology*. 4th edn, Elsevier Academic Press, London
- [13] Kodera, K. and Y. Kuroda, (2002), Dynamical response to the solar cycle, *J. Geophys. Res.*, 107(D24):4749, doi:10.1029/2002JD002224
- [14] Matthes, K., Y. Kuroda, K. Kodera, and U. Langematz, (2006), Transfer of the solar signal from the stratosphere to the troposphere: Northern winter, *J. Geophys. Res.*, 111, D06108, doi:10.1029/2005JD006283

- [15] Svensmark, H., and E. Frris-Christensen, (1997), Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage-a missing link in solar-climate relationships, *J. Atmos. Sot. Terr. Phys.*, 59, 1225-1232
- [16] Svensmark, H., (1998), Influence of cosmic rays on Earth's climate, *Phys. Rev. Lett.*, 22, 5027-5030
- [17] Marsh, N. D., and H. Svensmark, (2000), Low cloud properties influenced by cosmic rays, *Phys. Rev. Lett.*, 85, 5004-5007
- [18] Marsh, N. D., and H. Svensmark, (2003), Galactic cosmic ray and El Nino-Southern oscillation trends in international satellite cloud climatology project D2 low-cloud properties, *J. Geophys. Res.*, 108, 4195-4205
- [19] Svensmark, H., J. O. P. Pedersen, N. D. Marsh, M. B. Enghoff, and U. I. Uggerhoj, (2007), Exoerimental evidence for role of ions in particle nucleation under atmospheric conditions, *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical & Engineering Science*, 463, 385-396
- [20] Jørgensen, T. B., and A. W. Hansen, (2000), Comments on "Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage-a missing link in solar-climate relationships" by Henrik Svensmark and Eigil Frris-Christensen, *J. Atm. Sol. Terr. Phys.*, 62, 73-77
- [21] Sun, B., and R. S. Bradley, (2004), Reply on comment by N. D. Marsh and H. Svensmark on "Solar influence on cosmic rays and cloud formation: a reassessment", *J. Geophys. Res.* 109: D14206, 10.1029/2003JD004479
- [22] Singh, A. K., and A. Bhargawa, (2020), Delineation of possible influence of solar variability and galactic cosmic rays on terrestrial climate parameters, *Advances in Space Research*, 65, 1831-1842
- [23] 高橋幸弘, (2014), 大気電気学 -全地球回路-, *J. Plasma Fusion Res.*, Vol.90, No.2, 137-140
- [24] Harrison, R.G., and M. Lockwood, (2020), Rapid indirect solar responses observed in the lower atmosphere, *Proc. R. Soc. A* 476: 20200164, doi: 10.1098/rspa.2020.0164
- [25] Lam, M.M., B.A. Tinsley, (2016), Solar wind-atmospheric electricity-cloud microphysics connections to weather and climate, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 149, 277-290
- [26] Liebmann, B. and C.A.Smith, (1996), Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 1275-1277
- [27] Gruber, A. and A.F. Krueger, (1984), The status of the NOAA outgoing longwave radiation data set, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 65, 958-962
- [28] Schott, T., C. Landsea, G. Hafele, J. Lorens, A. Taylor, H. Thurm, B. Ward, M. Willis, and W. Zaleski, (2019), The Saffir-Simpson Hurricane Wind Scale, *National Oceanic and*

Atmospheric Administration

- [29]北本朝展, 国立情報学研究所 (National Institute of Informatics : NII), <http://agora.ex.nii.ac.jp/digital-typhoon/help/unit.html.ja#TYPHOON>
- [30]Usoskin, I.G., K. Mursula, and J. Kangas, (2001), On-line database of cosmic ray intensities, Paper presented at 27th International Cosmic Ray Conference, Copernicus Gesellschart, Hamburg, Germany, 7-15 Aug
- [31]Tapping, K.F., (2013), The 10.7 cm solar radio flux (F10.7), *Space Wea.*, 11, 394-406, doi:10.1002/swe.20064.
- [32]京都大学大学院理学研究科附属 地磁気世界資料解析センター, 2019/01/25 発行
- [33]Zhang, C., (2005), Madden-Julian Oscillation, *Rev. Geophys.*, 43, RG2003, doi:10.1029/2004RG000158.
- [34]Zhang, C., (2013), Madden-Julian oscillation: Bridging weather and climate, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 94, 1849-1870
- [35]Gonzalez, W.D., E. Echer, A.L. Clua de Conzalez, B.T. Tsurutani, (2007), Interplanetary origin of intense geomagnetic storm ($Dst \leq -100nT$) during solar cycle 23, *Res. Lett.* 34(1-4), L06101. Doi:10.1029/2006GL028879
- [36]Echer, E., W.D. Gonzalez, and B.T. Tsurutani, (2011), Statistical studies of geomagnetic storms with peak $Dst \leq -50nT$ from 1957 to 2008, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 73, 1454-1459
- [37]小島正宜, (2006), 太陽風プラズマ, *J. Plasma Fusion Res*, Vol.82, No.11, 751-755
- [38]Prise, A.J., L.K. Harra, S.A. Matthews, C.S. Arridge, N. Achilleos, (2015), Analysis of a coronal mass ejection and corotating interaction region as they travel from the Sun passing Venus, Earth, Mars, and Saturn, *J. Geophys. Res.* 120, 1566-1588, doi:10.1002/2014JA020256
- [39]Mendoza, B., M. Pazos, (2009), A 22 yr hurricane cycle and its relation with geomagnetic activity, *J. Atmos. Solar Terr. Phys.*, 71, 2047-2054
- [40]Sato, M., (2003), Global lightning and sprite activities and their solar activity dependence, Doctoral thesis, Tohoku University
- [41]宮原ひろ子, (2010), 過去 1200 年における太陽活動および宇宙船と気候変動との関わり, *地学雑誌*, 199, 510
- [42]McCormick, M.P., L.W. Thomason, and C.R. Trepte, (1995), Atmospheric effects of Mt. Pinatubo eruption, *Nature*, 373, 399-404
- [43]気象庁, エルニーニョ現象及びラニーニャ現象の発生期間(季節単位), https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/data/el_nino/learning/faq/el_nino_table.html
- [44]Li, J., and Q. Zeng, (2003), A new monsoon index and the geographical distribution of the global monsoons, *Adv. Atmos. Sci.*, 20, 299-302

- [45] Ashok, K., and T. Yamagata, (2009), Climate change: The El Niño with a difference, Nature, 461, 481-484
- [46] Rohde, R.A., (2006), Historic Tropical Cyclone Tracks, Global Warming Art, NASA