

PDIを用いた台風強度の統計的解析に見る地球環境の変動

Statistical analysis of typhoon intensity and
effects in the global environment

萩本佳祐*

棟上俊二

Keisuke HAGIMOTO

Shunji TOJO

筑波大学 生命環境学研究科

福岡教育大学 地学教室

(平成20年9月30日受理)

ABSTRACT

Power dissipation index (PDI) in the tropical depression and the mean sea surface temperature (SST) on the western North Pacific Ocean are calculated, analyzed and compared statistically. The data sources are from JTWC and the Met Office Hadley Centre for PDI and SST evaluation, respectively.

Smoothed chart shows that the mean SST in a year is increasing continuously with the averaged gradation of 0.0190 Celsius degree/year since 1977. This may suggest an appearance of some phase in global climate change.

Annually accumulated PDI of tropical depression increase apparently after the 1985. However, maximum wind power of these tropical depression is slightly decreasing since 1973, in spite of the super typhoon development was supposed. According to the data analyses of tropical depression, it is revealed that the PDI increasing might be caused by life time extending of the tropical depression. Especially, the average life span of typhoon after 1972 is about 1.4 times longer than those of before the year.

Frequency of tropical depression formation is gradually increasing. It is also notable that this frequency change continues about 31 years of period. However, ratio of the tropical storm to the typhoon tend to be larger than 1.0 since 1980. This seems consistent to the result of PDI analysis.

1. はじめに

日本における主要な自然災害の一つである台風は、もたらされる人的・社会的損害の甚大さ故、移動進路予測や被害予測の研究が古くから重要視されている。日本の位置する北西太平洋域は全球的に見て熱帯低気圧(台風)が多く発生する海域である。この海域で発生した熱帯低気圧は、転向点で進路を北西から北東に変え、北東の進路に変わった熱帯低気圧の多くは日本列島付近を通過する。このため、台風の発生から発達、消滅までの経路に関しては、地震・火山噴火などと並んで盛んにデータ収集がなされており、過去から現在までデータ解析による研究が詳細且つ継続的になされてきている(例えば, Aoki, 1985; 饒村, 1986)。特

* 平成19年3月 福岡教育大学環境情報教育課程卒業
(本稿は当該卒業研究の成果である)

に1960年以降は、台風に関する研究が進展し、現在認識されているような台風の構造や、発生・発達の仕事について基礎的知識の多くはこの頃に確立された(大西, 1992)。

熱帯低気圧は海面温度が26~27℃以上の海洋で発生する。海洋から蒸発した水蒸気は、大気中で凝結する際に、熱帯低気圧の中心から半径1,000 kmの内側では、1時間当たり約 1.4×10^{18} Jの潜熱を放出し、それが台風やハリケーンなど、熱帯低気圧のエネルギー源となっていることは既に広く知られている。さらに、地球温暖化による海面温度の上昇が、海洋域における水の蒸発量を増大させ、それにより熱帯低気圧の挙動に様々な影響を与える恐れがあることも、理論やシミュレーションなどにより予測されている。

この地球温暖化と台風の関連性についての研究は多角的な面からなされており、例えば、川上(1995)では、太陽活動と気温変動の関連性から、熱帯低気圧の発生周期について言及しているが、それらの関連は薄いとされている。また、饒村(1982)では、台風からの被害を最小限に押さえる事を目的として、海面温度上昇と熱帯低気圧の強度の変遷について研究を行ったが、その結果に統計的な相関関係は明確には現れておらず、現在も議論がなされている。

熱帯低気圧の勢力を単純化した指標を用いて表す研究については、アメリカの気象専門家ドボラックが考案した、台風の雲域の特徴をもとに強度を推定するドボラック法(Dvorak, 1975)や、WMO(The World Meteorological Organization:世界気象機関)により定められている最大風速の大きさによりカテゴリー化して、その規模を示すものがある。これらは、過去のある一時点における雲画像の資料を元に強度を推定する方法である為、熱帯低気圧の潜在的なエネルギーの年変化を考えるのには向いていない。というのも、熱帯低気圧の潜在的な破壊力を知るには、熱帯低気圧の発生から消滅までの時間経過を考慮しなければならないからである。

そこで、台風による被害の程度を定量的に評価するための明快かつ端的な指標として、マサチューセッツ工科大学の気象学者、エマニュエル教授はPDIを定義した(Emanuel, 2005)。これは、ハリケーンの発生から消滅までの全活動期間にわたって積分して得られる総散逸エネルギーを表している。この指標は、熱帯低気圧の最大風速と継続時間の2つの値のみを使用して算出されるため、過去に公表された指標よりも、熱帯低気圧の脅威を客観的に示すことができ、さらに観測網が今ほど発達していなかったり、衛星からの画像を利用できなかった時代の気象データに対しても応用が可能な点で優れている。

本研究では、このPDIを用いて熱帯低気圧の強度の変遷の解析を行う。1945年から2003年の期間に発生した、台風を含む全熱帯低気圧の一年間毎のPDIの変遷と、同期間における北西太平洋の海面温度との関係を調べ、また、年毎に熱帯低気圧発生数の変化を総合的に検討することにより、地球規模の環境変動の詳細を明らかにすることを研究目的とした。

2. 解析方法

2.1 解析対象域・期間

解析対象域は、図1に示される、北緯0度~60度、東経100度~180度の北西太平洋である。日本に直接の影響を及ぼす熱帯低気圧は主にこの範囲の海域で発生しているためである。一般に、地球上で熱帯低気圧の発達する場所は、北西太平洋、オーストラリアの北海上から南太平洋西部、北東太平洋、南インド洋、北大西洋、北インド洋の6つに分けられる。北西太平洋は北東太平洋と並び、この海域の中でも特に発達した熱帯低気圧の個数が多い海域であり、平均して毎年約28個の熱帯低気圧が発生している。

熱帯低気圧についてはJTWC(Navy's Joint Typhoon Warning Center:米軍合同台風警報センター)が1945年からのデータを公表している。本研究ではこの1945年から2003年までの期間に発生した全熱帯低気圧を対象とした。この機関は、アメリカ合衆国海軍と同空軍がハワイ州オアフ島の真珠湾海軍基地にある海軍太平洋気象センターに共同で設置したものであり、主に北西太平洋、南太平洋およびインド洋で発生する熱帯低気圧について、調査並びに記録を行っている。

海面温度については、The Met Office Hadley Centre(イギリス気象庁ハドレーセンター)が記録している1931年から2003年までの全球におけるデータセット(Rayner et al., 2003)を使用した。このデータセット中から、北西太平洋の海面温度(1ヶ月毎平均値)を抽出して、1年毎の平均海面温度を算出した。

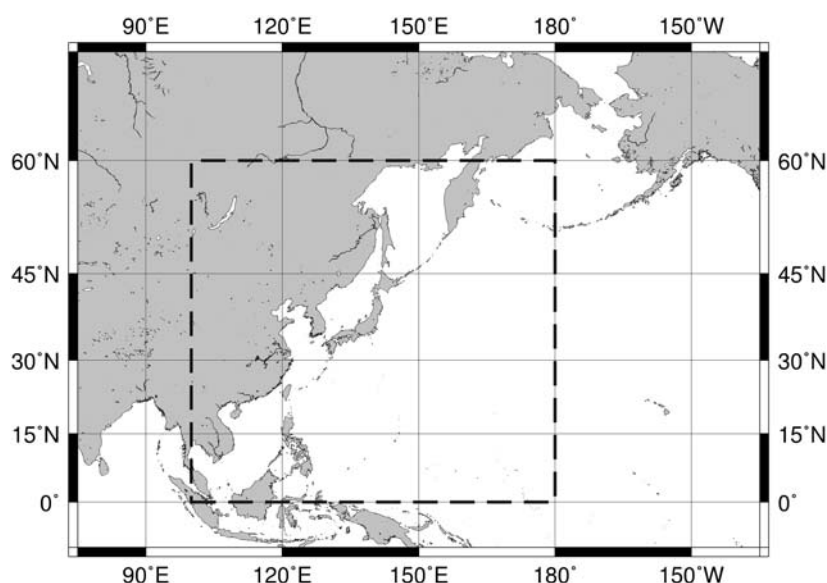


図1：北西太平洋

北西太平洋（0°N～60°N，100°E～180°E）を太枠で囲んである。図法はメルカトル図法。

2.2 PDIの算出

Emanuel (1998) では、次式により求められるPD (Power dissipation) という指標を定義して、熱帯低気圧の潜在的破壊力を示している。

$$PD = 2\pi \int_0^{\tau} \int_0^{r_0} C_D \rho |V|^3 r dr dt \quad (1)$$

C_D : 地表抵抗係数 ρ : 地表大気密度

$|V|$: 地表風速 τ : 継続時間

r_0 : 熱帯低気圧の半径

求められたPD値の総量は、熱帯低気圧が発生してから消滅するまでに散逸した全エネルギーを示している。このPD値の難点として、以下のような問題がある。

- 過去のデータセットは、熱帯低気圧の半径を記録していないものがある。
- 最大風速は、熱帯低気圧の半径と必ずしも相関関係はなく、あっても非常に小さいものである (Weatherford and Gray, 1988)。
- 熱帯低気圧の発生から消滅までの勢力変化が考慮されていない。

以上の点により、(1)式のように熱帯低気圧発生から消滅に至るまでの半径変化を考慮した評価方法では、予測不可能な誤差が生じてしまうこととなる。

これらの問題点を解消するため、Emanuel (2005) では熱帯低気圧半径の経時変化を計算から外し、半径一定として近似・単純化したPDIという指標を定義した。

$$PDI = \int_0^{\tau} V_{\max}^3 dt \quad (2)$$

V_{\max} : 最大風速 (高度 10 m におけるもの) [単位 m/秒]

τ : 継続時間 [単位 秒]

このPDI値は正味の散逸エネルギーを表す完全な指標ではないが、熱帯低気圧の脅威をより単純に数値

化しており、過去の記録にある多数の熱帯低気圧の散逸エネルギーを推測するには、煩雑な計算を要するPDに比べて極めて適した方法である。

本研究では、(2)式により算出される指標=PDIを使用して、1945年～2003年の期間に発生した全ての熱帯低気圧(1719個)について、それぞれのPDI値を算出した。なお、得られたPDI値には解析の成り行き上、全てに対し 8.3×10^{-13} の係数をかけている。

2.3 北西太平洋の海水面温度

使用した海水面温度(Sea Surface Temperature:以下SSTと略記)データは、The Met Office Hadley Center's sea ice and sea surface temperature (HadISST) 1.1 データセット(Rayner et al., 2003)である。HadISSTは、変動を修正した観測値やバイアス調整した衛星データを融合し、低次元化最適内挿法(RSOI)で格子化して作成した全球データセットである。地球表面全体について緯度方向、経度方向に1度間隔で格子点をとっている。

このデータセットから、1931～2003年の期間におけるSSTデータを使用した。北西太平洋海域の海水面温度を抽出するため、全データを1年毎に分割し、これを付録1.のFortranプログラムを用いて解析し、北西太平洋海域の海水面温度を求めた。SSTデータセットは1ヶ月平均の全球データとして記録されているため、本プログラムでは応用性を考慮してまず最初に1年分(=12ヶ月分)の全球温度データを全て読み込み、各月ごとに対象範囲($0^{\circ} \text{N} \sim 60^{\circ} \text{N}$, $100^{\circ} \text{E} \sim 180^{\circ} \text{E}$)における格子点のデータを抽出した。そして、その中に含まれる陸地・氷床部分のデータを排除し、緯度の違いにより格子点の東西間隔が不等となっている事についても、面積重みを考慮した上で月平均海水面温度を算出した。そしてそれら12ヶ月分を平均して、北西太平洋海域の年平均海水面温度を得る事ができた。

2.4 熱帯低気圧の発生個数

熱帯低気圧の1年間毎の発生個数を統計的に調べるに当たり、熱帯低気圧の勢力による階級分けを行った。一般に熱帯低気圧はその最大風速により強度の階級分けがなされる。日本の気象庁では10分間平均風速を使用しているが、世界気象機関(The World Meteorological Organization)では1分間平均風速を使用しており、JTWCの観測方法もWMOに準じている。同じ熱帯低気圧を測定しても、10分間平均風速よりも1分間平均風速の方が大きな値になるが、風速60ノット(毎秒30メートル)くらいまでは、両者の間に大きな違いはない。しかし、風がもっと強くなると両者の違いが大きくなっていき、100ノット(毎秒50メートル)を越えるあたりでは、両者の間に15パーセント程度の差が出てしまい(大西, 1992)、単純な比較は困難である。

以上のことから、本研究では、米国の階級分けに従い、1分間平均風速値により区分した熱帯ストーム(最大風速34ノット以上64ノット未満)、タイフーン(最大風速64ノット以上135ノット未満)のそれぞれの階級について、1年間毎の発生個数を調べ、その変動について解析した。

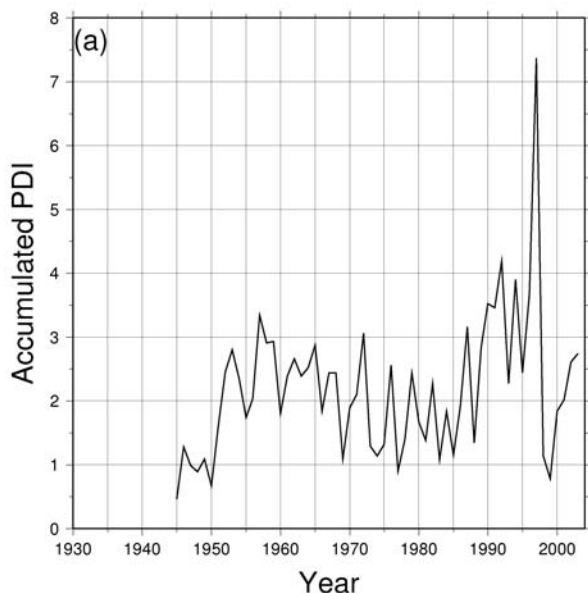


図2a: 全熱帯低気圧における年PDI

解析対象期間(1945～2003年)に発生した、個々の熱帯低気圧のPDIを1年毎に合計した値をグラフ化した。

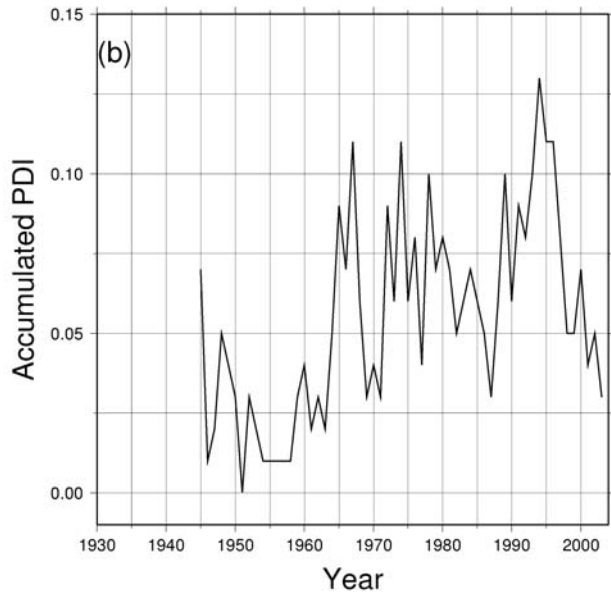


図 2 b：熱帯ストームにおける年 PDI
 解析対象期間（1945～2003 年）に発生した全熱帯低気圧のうち，熱帯ストームの PDI を 1 年毎に合計した値をグラフ化した。

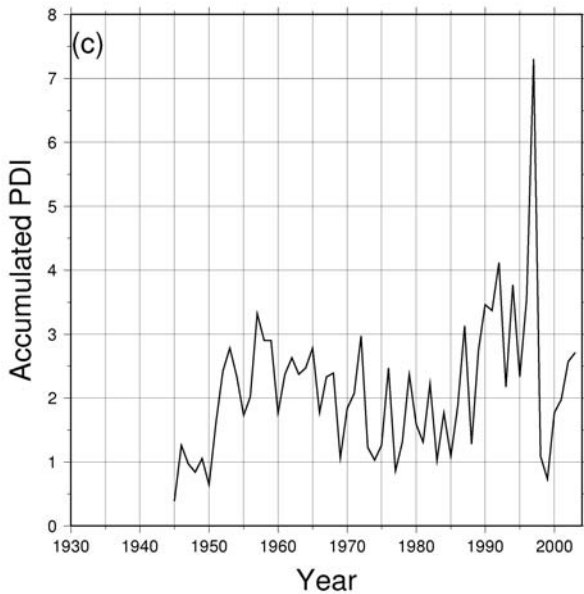


図 2 c：タイフーンにおける年 PDI
 解析対象期間（1945～2003 年）に発生した全熱帯低気圧のうち，タイフーンの PDI を 1 年毎に合計した値をグラフ化した。

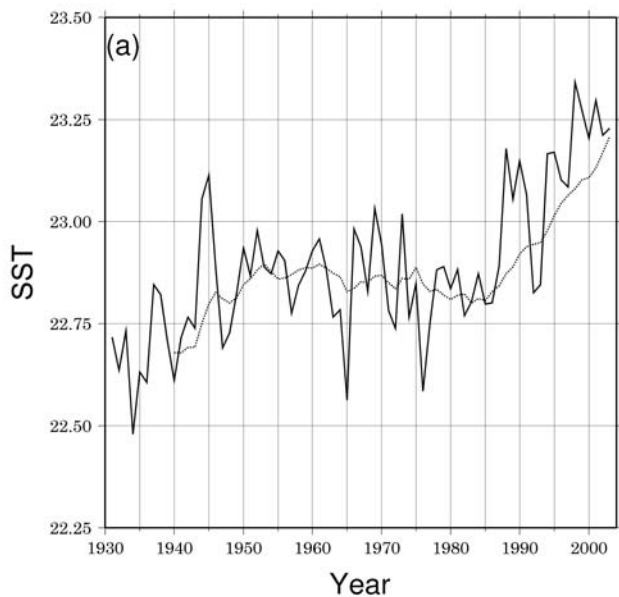


図 3 a：北西太平洋の平均海面温度
 解析対象期間（1931～2003 年）における北西太平洋の海面温度を 1 年毎に平均した値を実線で示す。破線は 10 年間平均値（1931～1940 年は 1940 年にその平均値を示す，以降の年も同様）を示す。

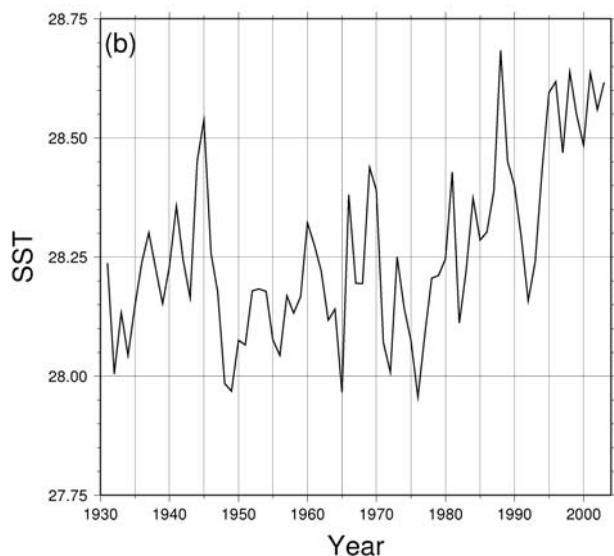


図 3 b：北緯 5°～20° の平均海面温度
解析対象期間（1931～2003 年）における，
5° N～20° N， 100° E～180° E の海域の平均海面
温度を 1 年毎に平均した値を示す。

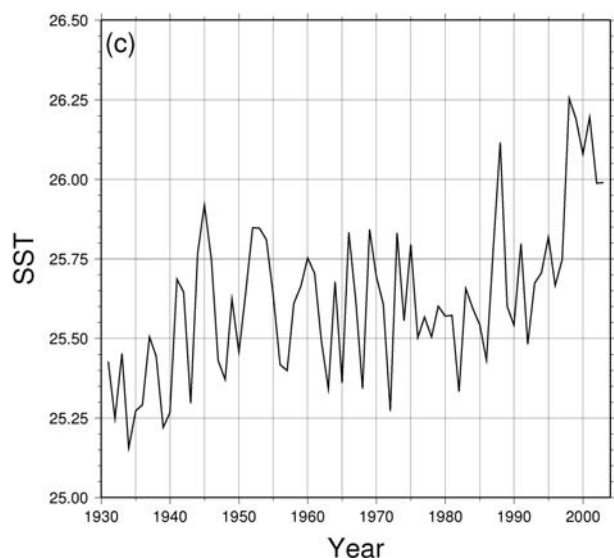


図 3 c：北緯 20°～30° の平均海面温度
解析対象期間（1931～2003 年）における，20°
N～30° N， 100° E～180° E の海域の平均海面
温度を 1 年毎に平均した値を示す。

3. 解析結果

図 2 a は、個々の熱帯低気圧について算出した PDI を 1 年毎（1 月～12 月）に合計したものを年 PDI とし、これをグラフ化したものである。1945 年～2003 年の 59 年間における傾向として、3～5 年周期の鋭い鋸歯状の増減が見られ、全体としての年 PDI 値変動は 1 から 3 の値の間に収まる傾向が 1985 年までは見られた。しかしこれ以降その振幅は大幅に拡大する様相を呈している。

図 2 b は熱帯ストームのみについて年 PDI を集計したものである。これについては、上記と同様に鋸歯状に近い変動パターンを示しているが、図 2 a とは多少の違いがあり、例えば 1954～1957 年にかけては一定して低い値をとり続ける部分も見られた。全体的には 1951 年以降、徐々に増加する傾向を示している。

タイフーンのみを年 PDI（図 2 c）については、熱帯ストームの年 PDI 値が極めて小さいため、結果的に図 2 a とほぼ同様のグラフになっている。

図 3 a は 1931 年から 2003 年の間において北西太平洋の平均海面温度を示している。これによれば、最低温度が 1934 年の 22.5℃、最高温度が 1998 年の 23.3℃、また、この 73 年間での平均値は 22.9℃であった。さらにこの図について 10 点移動平均を求めた。この変動を見ると、1977 年にわずかであるが極小となつて以降、平均して 0.0190℃/年の増温率でほぼ直線に近い上昇の傾向を示している。

次に、解析対象期間における熱帯低気圧等の累計発生個数を調べた結果 1719 個の熱帯低気圧が発生しており、1 年間の平均発生個数は 29.1 個であった（図 4 a）。1945 年～2003 年の 59 年間において、1 年間で

最も多く熱帯低気圧が発生した年は、1964年で45個（熱帯ストーム19個、台風26個）、次いで1996年で44個（熱帯ストーム23個、台風21個）、3番目は1961年で43個（熱帯ストーム23個、台風20個）であった。また1年間の発生個数が最も少ない年は、1946年で15個（熱帯ストーム2個、台風13個）、次いで1951年で17個（熱帯ストーム1個、台風16個）、3番目は1983年で18個（熱帯ストーム10個、台風8個）であった。

熱帯ストームの累計発生個数については705個、1年間の平均発生個数は11.9個であった（図4b）。年間に最も多く熱帯ストームが発生した年は、1961年・1996年・1999年で、それぞれ23個であった。年間の発生個数が少なかった年は、最少が1951年で1個、順に1946年の2個、1955年及び1957年のそれぞれ3個であった。

同じ期間における台風の累計発生個数は1014個、1年間の平均発生個数は17.2個であった（図4c）。年間の台風発生について、最多年は1964年の26個、順に1971年並びに1997年の24個、1962年で23個であった。また、発生個数最少の年は順に1983年の8個、1998年の9個、1977年の11個であった。

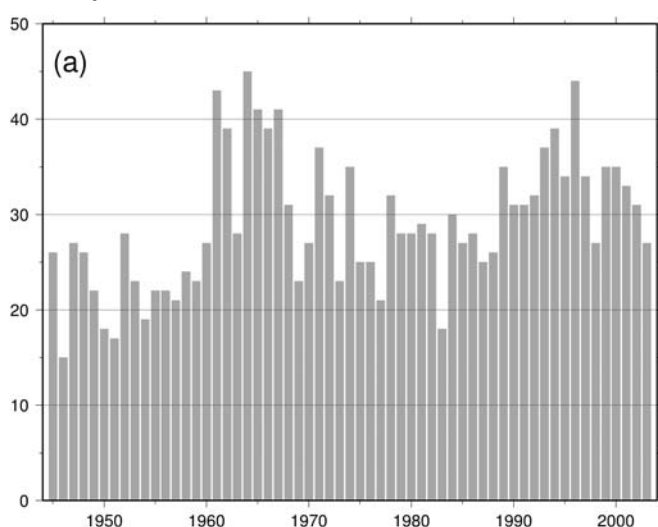


図4a：全熱帯低気圧の発生個数
解析対象期間（1945～2003年）に発生した、すべての熱帯低気圧の1年毎の個数についてグラフ化した。

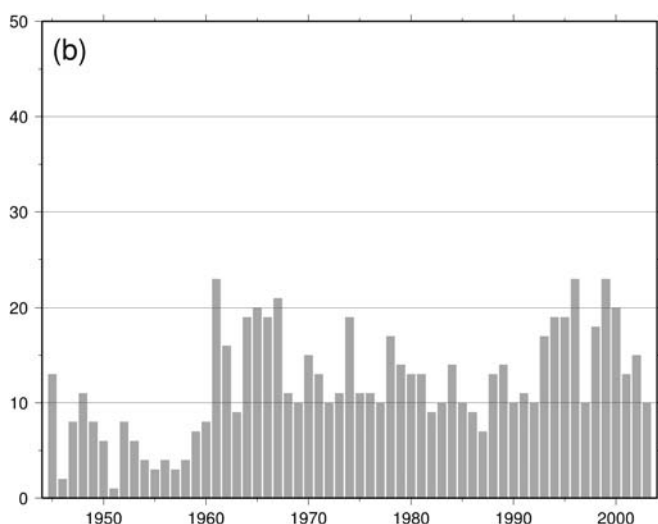


図4b：熱帯ストームの発生個数
解析対象期間（1945～2003年）に発生した全熱帯低気圧のうち、熱帯ストームの1年毎の個数についてグラフ化した。

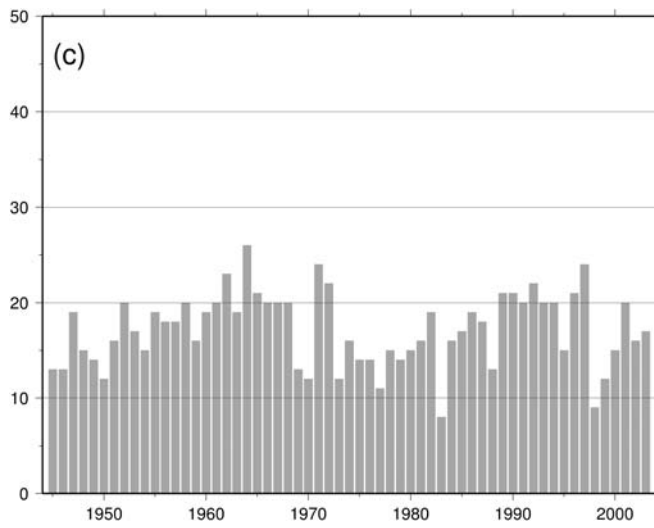


図 4c：タイフーンの発生個数

解析対象期間（1945～2003年）に発生した全熱帯低気圧のうち、タイフーンの1年毎の個数についてグラフ化した。

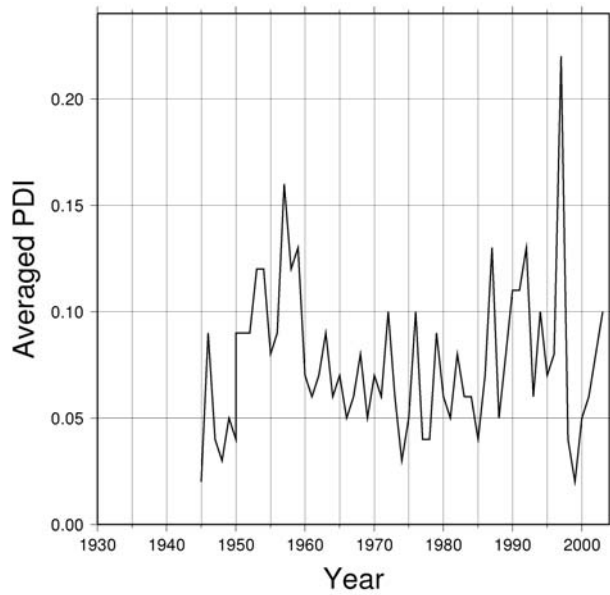


図 5：全熱帯低気圧における年平均 PDI

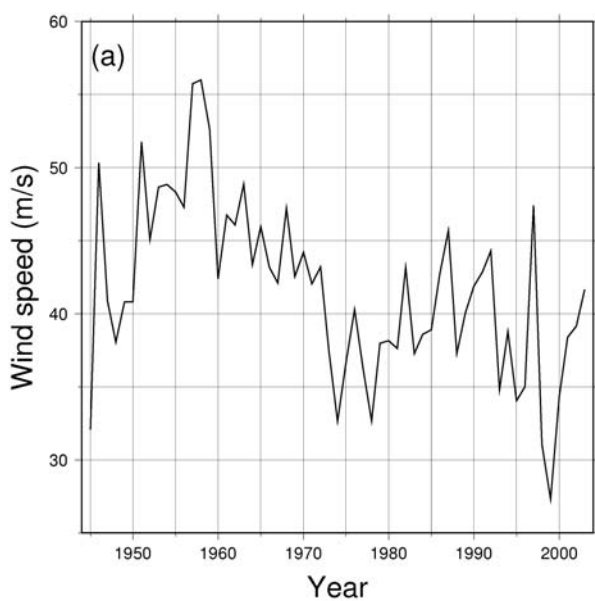


図 6a：全熱帯低気圧の最大風速（年平均）

解析対象期間（1945～2003年）に発した、すべての熱帯低気圧の最大風速を1年毎に平均し、グラフ化した。

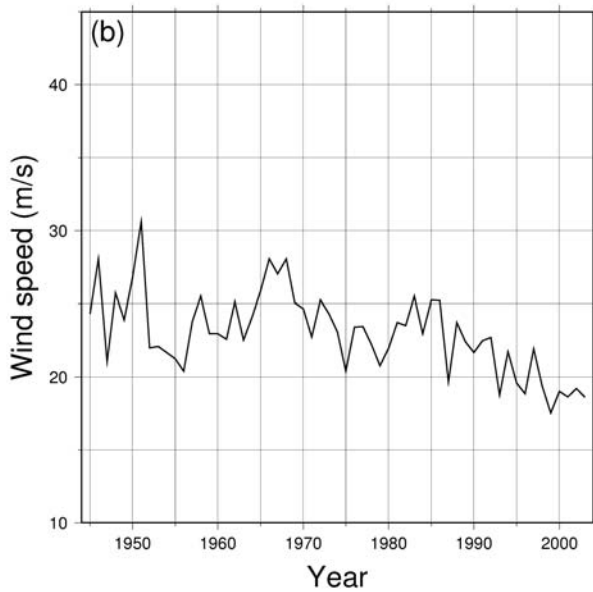


図 6 b：熱帯ストームの最大風速（年平均）
解析対象期間（1945～2003 年）に発生した全熱帯低気圧のうち、熱帯ストームの最大風速を 1 年毎に平均し、グラフ化した。

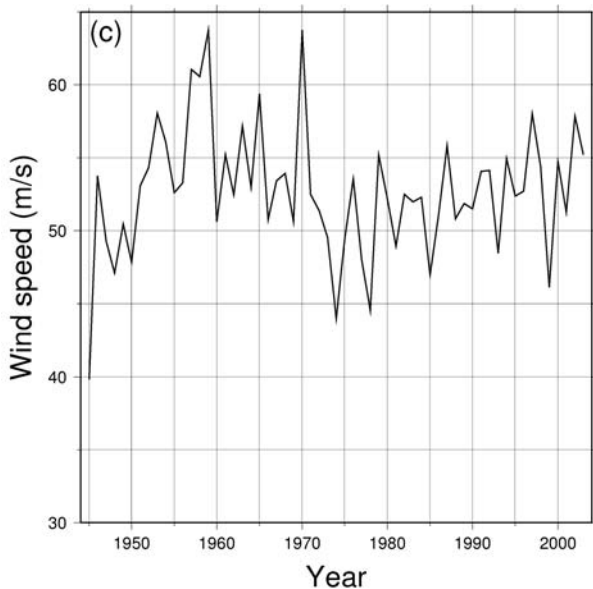


図 6 c：タイフーンの最大風速（年平均）
解析対象期間（1945～2003 年）に発生した全熱帯低気圧のうち、タイフーンの最大風速を 1 年毎に平均し、グラフ化した。

4. 考 察

4.1 PDIと平均海面水温度

熱帯低気圧の年 PDI は増加しつつあり、その増加は 1985 年以降に顕著であるという解析の結果が得られた。図 5 には年 PDI を熱帯低気圧発生数で除した（年平均 PDI とする）ものを示している。これについても年 PDI と同様に、1985 年から増加傾向を示している。

PDI 値は、熱帯低気圧の最大風速と継続時間の 2 つの要素により算出される。つまり、年平均 PDI が変化しているということは、最大風速、又は継続時間、あるいはその両方が変化しているということである。そこで、これら要素の変化について調べてみる。まず、最大風速年平均値の変化について、全熱帯低気圧の変化を見ると、1973 年を境に減少している（図 6 a）。その変化を階級別に見ると、熱帯ストームにおいては 1968 年から減少傾向をとり、またその傾向は 1985 年以降顕著である（図 6 b）。タイフーンにおいては、1970 年に大きく減少し、その後は概ね一定の風速となりつつある（図 6 c）。この最大風速の減少傾向は、海面水温度の上昇により熱帯低気圧の勢力が強まる、という予測とは矛盾した結果となっている。

次に継続時間であるが、全熱帯低気圧の統計結果からは 1971 年以降に増加傾向となっている（図 7）。こ

の傾向は、熱帯ストーム（図7b）、台風（図7c）と階級別に見ても同様な傾向となっている。特に台風については、1945年から1971年までの継続時間の平均値が7.05日であるのに対して、1972年から2003年までの平均値が9.69日となっており、約1.4倍継続時間が増加している。

ここで、熱帯低気圧が発達する仕組みについて、基礎的なものについて概説する（例えば、小倉，1999）。まず、なんらかの原因により大気下層で弱い渦運動が生じる。すると、渦運動の中心に向かい空気が流れ込む。この空気と地表との摩擦による収束が起こり、大気境界層面上を通る上昇流が発生する。熱帯低気圧が発生する熱帯の大気は、一般的に中層から上層にかけて条件付き不安定な成層を成している。このため、下層で収束した空気が上昇し、自由対流高度に達して積乱雲が発生する。この積乱雲発生の際に水蒸気の凝結による潜熱が放出され、中心付近の温度が高くなる。静水平衡の関係により中心付近の気圧は低くなり、下層においては中心部への吹き込みが強化される。この一連のサイクルが繰り返されることにより、熱帯低気圧は発達し勢力が維持される。

しかし同時に、熱帯低気圧は移動する際、海水面や地上との摩擦により絶えずエネルギーを失っている。つまり熱帯低気圧が長く勢力を保つためには、海水面から蒸発した水が凝結する際の潜熱を継続的に受け取ることが必要となる。

北西太平洋における海水面温度の上昇により、同海域での海水面からの水の蒸発量は増加している。これは、熱帯低気圧のエネルギー源である潜熱の増加に繋がる。本研究の解析では、熱帯低気圧の最大風速の減少、継続時間の増加ということが確認された。これらの結果から、発生した熱帯低気圧が移動する際、海水面温度の上昇により、中・高緯度地域の海域でも熱帯低気圧の勢力を維持させることができる、十分な潜熱を得ることができるようになったため、長寿命化の傾向となっている。しかし、その潜熱は、勢力を増大させるまでのエネルギーではなく、また中・高緯度の寒冷な空気が熱帯低気圧上層に移流することもあり、最大風速の増加にはあまり寄与していないのではないかと考えざるを得ない。これらの点に関しては恐らく台風消滅のメカニズムなども関与していることが予想され、吉野 ほか（2004）には近年の研究レビューを含めて詳細な説明がなされている。

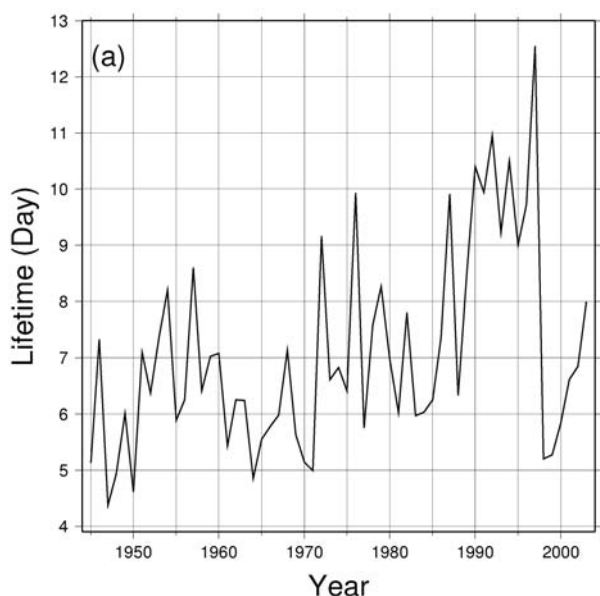


図7a：全熱帯低気圧の継続時間（年平均）
解析対象期間（1945～2003年）に発生した、すべての熱帯低気圧の継続時間を1年毎に平均し、グラフ化した。

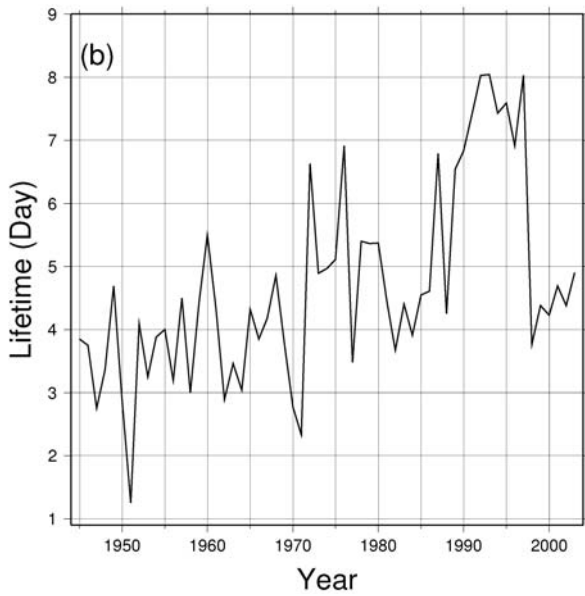


図7b：熱帯ストームの継続時間（年平均）
 解析対象期間（1945～2003年）に発生した全熱帯低気圧のうち、熱帯ストームの継続時間を1年毎に平均し、グラフ化した。

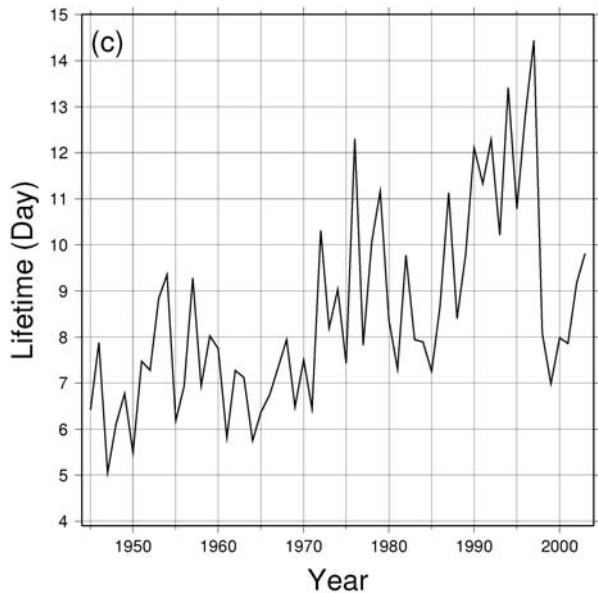


図7c：タイフーンの継続時間（年平均）
 解析対象期間（1945～2003年）に発生した全熱帯低気圧のうち、タイフーンの継続時間を1年毎に平均し、グラフ化した。

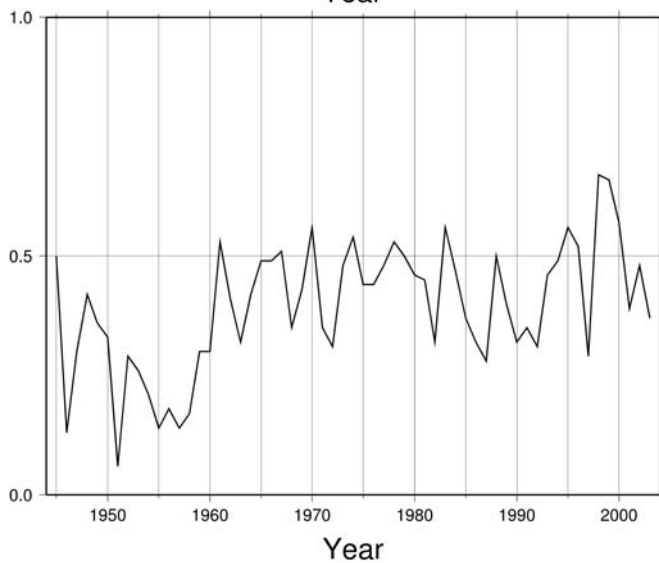


図8：熱帯ストーム発生個数比
 解析対象期間（1945～2003年）に発生した全熱帯低気圧のうち、熱帯ストームが占める割合を表わした。縦軸0.5のラインを越えている年が、熱帯ストームの発生個数がタイフーンより多い年ということを示している。

4.2 発生個数の変化

解析期間 59 年間に於いて全熱帯低気圧の発生個数を調べると、1964 年から 1996 年までを 1 周期とする、約 32 年周期での増減が見られる。

また、全熱帯低気圧のうち、熱帯ストームの発生個数に増加傾向が見られる。1 年間に発生した全熱帯低気圧のうち、熱帯ストームが占める割合を表わしたグラフ (図 8) を見ると、1980 年以降、その割合がタイフーンを越える年が多くなっており、これは先述した『熱帯低気圧の最大風速の減少』と調和的である。

熱帯低気圧発生因子については、Gray (1975) に注目する必要がある。これによれば、熱帯低気圧発生因子は、下層の相対渦度、コリオリ因子および中層大気湿度 (力学的因子)、海洋の熱エネルギー、海面付近と対流圏中層の間の相当温位傾度および中層湿度 (熱的因子) の 6 つが重要であるとしている。また、山岬 (1982) では、条件付き不安定な熱帯大気中において、なんらかの原因 (熱帯収束帯における大規模な気流の収束と考えられている) で大気下層で気流の収束が起こって上昇流が生じる事により、多くの積雲や積乱雲が形成され、これが長時間持続するときに台風が発生する。長時間持続するためには、下層の大気が広い範囲に渡って十分に湿っていて暖かいこと、また海面から十分に熱や水蒸気の補給を受けることが必要である、と論じている。広範囲に渡って下層の大気が湿潤、温暖であることは、北西太平洋の平均海面温度を北緯 $5^{\circ} \sim 20^{\circ}$ (図 3 b) と北緯 $20^{\circ} \sim 30^{\circ}$ (図 3 c) に分けて算出したグラフを見ると、2 つの範囲の海域で海水温は上昇していることにより確認される。さらに、北緯 $20^{\circ} \sim 30^{\circ}$ の海域においては、1995 年以降、一般に熱帯低気圧発生のための最低海水温度とされている、 26°C を越える年が数年間続いている。

本研究の結果、Gray (1975) の 6 つの因子中、海洋の熱エネルギーの増加、並びに、中層大気湿度の増加の原因となる、北西太平洋の平均海面温度の上昇、また山岬が示す下層大気の広範囲に渡る湿潤温暖化の様相が明らかになった。

5. 結 論

PDI という指標を使い、熱帯低気圧の強度の変遷を解析したところ、PDI と海面温度には強い関連性があり、両者とも 1980 年前後からさらに増加する傾向を示している。PDI の増加の原因は、熱帯低気圧の発生から消滅までの継続時間の増加によるものである。海面温度との関連を考えたとき、今後、地球温暖化により海面温度の上昇が継続的に引き起こされれば、長期間にわたり活動を続ける熱帯低気圧がより多く発生するものと予測される。

熱帯低気圧の発生個数の年変化については、特に熱帯ストームの発生個数に増加の傾向が見られる。この増加傾向は、海洋の熱エネルギーの増加や中層大気湿度の上昇の原因となる広範囲にわたる海面温度の上昇により、熱帯低気圧が発生しやすい状態になっているためと考えられる。

謝 辞

本研究を行うにあたり、温かい御助言・御鞭撻を頂きました、鈴木清一教授並びに上野禎一教授、さらに天文地球物理分野について多くを指導して頂いた金光理教授、そして地学準備室で研究に必要な様々な準備や心理的支援を頂いた高須岩夫技官には心より厚くお礼申し上げます。そして地学教室の 3・4 年生の諸君には、様々な面での御支援を頂き、ここに感謝致します。

参考文献

- Aoki, T. (1985) : A climatological study of typhoon formation and typhoon visit to Japan, *Papers in Meteorology and Geophysics*, **36**, 61-118.
- Dvorak, V. (1975) : Tropical cyclone intensity analysis and forecasting from satellite imagery, *Mon. Wea. Rev.*, **103**, 420-430.
- Emanuel, K.A. (1998) : The power of hurricane : An example of reckless driving on the information superhighway. *Weather*, **54**, 107-108.
- Emanuel, K.A. (2005) : Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years, *Nature*, **436**, 686-688.
- Gray, W.M. (1975) : Tropical cyclone genesis, *Dept.of Atmos. Sci. Paper No.234, Colorado State Univ., Ft.Collins, Colorado*.
- 川上紳一 (1995) : 縞々学, 東京大学出版会, 270p.
- 饒村曜 (1982) : 台風の発生と海面水温, 気象庁研究時報, **34**, 181-184.
- 饒村曜 (1986) : 台風物語, 日本気象協会 (編), クライム気象図書, 250.
- 大西晴夫 (1992) : 台風の科学, 日本放送出版協会, 190p.
- 小倉義光 (1999) : 一般気象学, 東京大学出版会, 308p.
- Rayner, N.A., Parker, D.E., Horton, E.B., Folland, C.K., Alexander, L.V., and Rowell, D.P. (2003) : Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century, *Jour. Geophysical Res.*, **108**, 4407, doi : 10.1029/2002JD002670.
- Weatherford, C.L. and Gray, W.M. (1988) : Typhoon structure as revealed by aircraft reconnaissance. Part II: Structural variability, *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 1044-1056.
- Wessel, P., and W.H.F.Smith. (1998) : New improved version of Generic Mapping Tools released, *EOS trans AGU*, **79**, 579.
- 山岬正紀 (1982) : 台風, 東京堂出版, 206.
- 吉野純・石川裕彦・植田洋匡 (2004) : 台風の温帯低気圧化時における上層・下層の渦位偏差間の相互作用に関する研究, 京都大学防災研究所年報, 47B, 465-484.


```

C      *****
C      *      Mean SST calculation      *
C      * Programed by K.Hagimoto & S.Tojo *
C      *      Feb. 2007      *
C      *****
integer day,mon,yr,t(360,-90:90),temp,a,c
real avetemp(12),ravetemp(12),total
double precision n,ds,tempn,r,pi
character fname*50,b*4,d*7,bar*1

read(*,*)fname
open(unit=10,file=fname,status='old')
do 400 m=1,12
read(10,*) day,mon,yr,a,b,c,d

do 21 j=90,-89,-1
  read(10,2) (t(i,j),i=1,360)
21  continue
2  format(360i6)

pi=3.14159265d0
r=6378.0d0
n=0.0d0
tempn=0.0d0

do 200 j=60,0,-1
  ds=r*sin(pi/180.0d0) *
& r*(cos((j-0.5d0)*pi/180.0d0)+cos((j+0.5d0)*pi/180.0d0))/360.0d0
C Longitude 100E - 180E equivalent
do 100 i=280,360
  temp=t(i,j)
  if(t(i,j).ne.-32768)then
    if (t(i,j).ne.-1000)then
      n=n+1.0*ds
      tempn=tempn+temp*ds
    endif
  endif

100 continue
200 continue

  avetemp(m)=tempn/n
  ravetemp(m)=avetemp(m)/100.0

400 continue

  total=0.0
  do 500 m=1,12

    total=total+ravetemp(m)

500 continue
write(*,*) yr,total/12.0
end

```

付録1. HadISST のデータセットより、解析対象海域の平均海面温度の年平均を計算するプログラム。実行後、直ちにデータファイル名を入力するか、または実行ファイルを sst とすれば、
 echo 'データファイル名' | ./sst > result.txt
 で効率よくデータを処理できる。