

### 3 トピックス

#### 3.1 2016年春に終息したエルニーニョ現象<sup>1</sup>とその影響

本節の3.1.1項では、2014年夏(6~8月)から2016年春(3~5月)にかけて発生したエルニーニョ現象の特徴について述べ、3.1.2項では2015/2016年冬(2015年12月~2016年2月)から2016年秋(9~11月)における上記エルニーニョ現象の影響について述べる。

##### 3.1.1 2014/15/16エルニーニョ現象<sup>2</sup>

###### (1) 概要

2014/15/16エルニーニョ現象は、2014年夏(6~8月)に発生し、2016年春(3~5月)までの8季節にわたって持続した1949年以降で最も長い現象である<sup>3</sup>。2015年11~12月の最盛期には、エルニーニョ監視海域(第3.1-1図のNINO.3)の海面水温の月平均値の基準値<sup>4</sup>からの差が+3.0℃となり、1997/98エルニーニョ現象の+3.6℃、1982/83エルニーニョ現象の+3.3℃に次ぐ高い記録となった。

また、エルニーニョ現象の発生から終息後までの天候への影響を論じる上で重要な要素となるインド洋熱帯域(IOBW<sup>5</sup>)や西太平洋熱帯域(NINO.WEST)の監視海域(第3.1-1図)の海面水温の変化もNINO.3の変化と同様、1997/98エルニーニョ現象に匹敵する大きな変化となった。

<sup>1</sup> エルニーニョ監視海域の海面水温の基準値との差の5か月移動平均値が6か月以上続けて+0.5℃以上となった場合をエルニーニョ現象とし、季節単位で発生期間を決めている。

<sup>2</sup> ここでは過去のエルニーニョ現象の名前を発生期間の西暦年号により、1年目は4桁、2年目以降を下2桁で列挙して表している。例えば、1997年春から1998年春まで持続したエルニーニョ現象は1997/98エルニーニョ現象と表記される。

<sup>3</sup> 2014/15/16エルニーニョ現象の8季節に次いで発生期間の長いエルニーニョ現象は、6季節続いた1968/69/70、1986/87/88、1982/83及び1991/92の4回のエルニーニョ現象である。

<sup>4</sup> 基準値はその年の前年までの30年間の各月の平均値で、西太平洋熱帯域とインド洋熱帯域ではそれぞれの30年間の変化傾向による上昇分を加えている。

<sup>5</sup> Indian Ocean Basin Wide の略

西日本では2014年と2015年に2年連続の冷夏、東日本では2015/2016年に暖冬となり、エルニーニョ現象時に現れやすい天候の特徴と一致した。また、世界の年平均気温は、1891年の統計開始以来1998年が最も高かったが、2014/15/16エルニーニョ現象の発生した2014年から2016年にかけて3年連続で最高値を更新した。更に、NINO.3の海面水温が記録的に高かった過去3回のエルニーニョ現象の終息した年(1973年、1983年、1998年)と同様、2016年も台風第1号の発生時期が遅くなるという特徴が見られた。

このような天候の特徴には、海面水温偏差がNINO.3で上昇した時にNINO.WESTで低下し、やや遅れてIOBWで上昇する特徴も関係している。以下では、天候の特徴と関係する海面水温の変化を中心に2014/15/16エルニーニョ現象の発生から終息後までの経過を述べる。

###### (2) 各監視海域の海面水温の基準値との差の経過

発生期間に1月を含む過去のエルニーニョ現象について、終息した年をYear0としてその2年前(Year-2)の1月から翌年(Year+1)の1月までのNINO.3の海面水温の基準値との差の推移を第3.1-2図に示した。2014/15/16エルニーニョ現象の推移は黒実線で、また平均的な推移を黒点線で示した。以下ではNINO.3の海面水温の基準値との差をNINO.3devと記述する。

平均的な推移では、Year-1年の春頃にNINO.3devが+0.5℃以上になってエルニーニョ現象が発生し、Year-1年の11~12月頃に最盛期を迎え、Year0年の春頃にNINO.3devが+0.5℃を下回ってエルニーニョ現象の終息となる。

2014/15/16エルニーニョ現象では最盛期の前年の2014(Year-2)年に現象が発生した。NINO.3devは2014(Year-2)年夏から2015(Year-1)年春までの間、+0.2℃から+1.0℃で変動し、大きな発達は見られなかった。NINO.3devの5か月移動平均値は、2014年6月から2015年3月までの10か月の内8か月が+0.5℃以上+0.6℃以下で、エルニーニョ現象の基準を満たすことになった。

2015 (Year-1) 年春以降は、平均的なエルニーニョ現象の推移の約 2 倍の速度で NINO.3dev が上昇し、12 月に最大値の+3.0°Cに達した。エルニーニョ現象の NINO.3dev の最大値としては過去 3 番目の値であった。なお、今回を含む 1972/73、1982/83、1997/98 及び 2014/15/16 の 4 例のエルニーニョ現象は、NINO.3dev の最大値が平均的推移の+1.7°Cを大きく上回っており、平均的推移と同程度かそれ以下である他の 10 例のエルニーニョ現象との違いが明瞭である。

2016 (Year0) 年の 1 月以降、NINO.3dev は急速に下降し、5 月には平均的な推移に近い+0.1°Cとなり、2014/15/16 エルニーニョ現象が終息した。その後 7 月から 11 月までは平均的な値に近い-0.3°C~-0.6°Cで推移した。

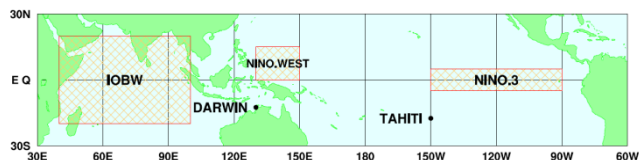
第 3.1-3 図は、第 3.1-2 図と同様の図を NINO.WEST の海面水温の基準値との差について示したものである。以下では NINO.WEST の海面水温の基準値との差を NINO.WESTdev と記述する。

NINO.WESTdev の平均的な推移(図中の黒点線)では、エルニーニョ現象の発生後の Year-1 年夏頃から負の値になり、9 月前後と翌年 Year0 年の 2 月前後に極小が現れる。エルニーニョ現象が終息する Year0 年の春頃には負の値が解消し、夏には逆に正の値となる。2014/15/16 エルニーニョ現象では、平均的推移では変化が現れない時期の 2015 (Year-1) 年の 2 月からかなり大きな負の値が続き、3 月と 7~10 月及び 2016 (Year0) 年の 2 月は平均的推移の極小よりかなり大きな負値の極小が現れた。このように 2014/15/16 年エルニーニョ現象においては平均的推移に比べてか

なり大きな負の値の NINO.WESTdev が長期間持続したが、2016 (Year0) 年の春には平均的な推移と同様に負の値が解消し、エルニーニョ現象終息後の夏には正の値になった。

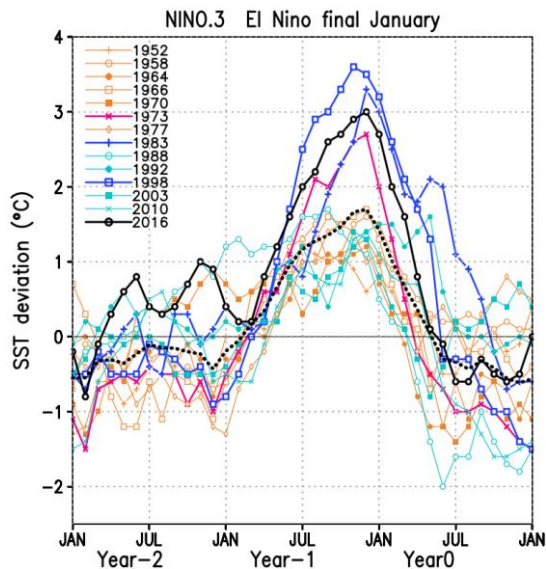
第 3.1-4 図は、第 3.1-2 図と同様の図を IOBW の海面水温の基準値との差について示したものである。以下では IOBW の海面水温の基準値との差を IOBWdev と記述する。

IOBWdev の平均的な推移で見ると、エルニーニョ現象が発生する Year-1 年春頃の NINO.3dev 上昇に伴い、IOBWdev も上昇する傾向がある。その後 Year-1 年 12 月頃のエルニーニョ現象の最盛期(NINO.3dev の極大)にやや遅れて、Year0 年の 1~4 月頃に極大になる。太平洋では NINO.3dev の正の値は Year0 年の春には解消してエルニーニョ現象が終息するが、インド洋では夏まで IOBWdev の正の値が持続する。この特徴は、夏の北西太平洋域の天候を考える上で重要な要素となる(Xie et al., 2009; Du et al., 2011)。

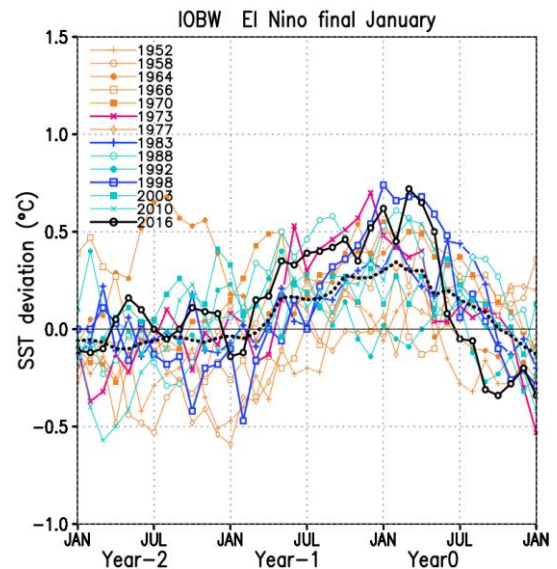


第 3.1-1 図 エルニーニョ監視海域、西太平洋熱帯域、及びインド洋熱帯域の位置

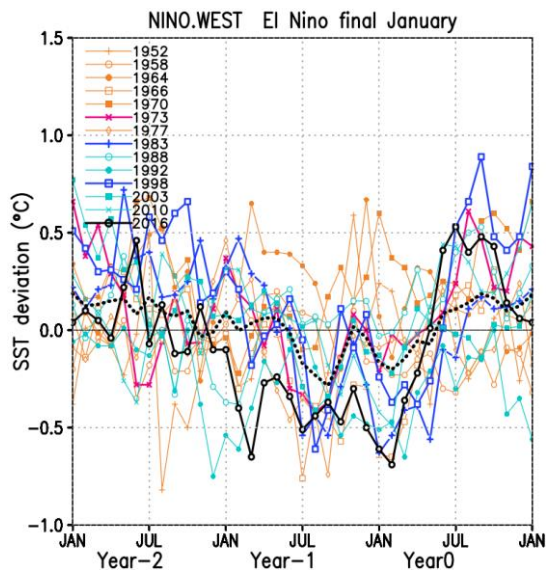
図中の NINO.3 はエルニーニョ監視海域(5°S~5°N, 150°W~90°W)、NINO.WEST は西太平洋熱帯域(赤道~15°N, 130°E~150°E)、IOBW はインド洋熱帯域(20°S~20°N, 40°E~100°E)を示す。



第 3.1-2 図 エルニーニョ現象時におけるエルニーニョ監視海域 (NINO.3) の海面水温の基準値との差の変化  
発生期間に 1 月を含む過去のエルニーニョ現象について、終息した年を Year0 としてその 2 年前 (Year-2) からの推移を示した。図中の黒点線は 2014/15/16 エルニーニョ現象を除く 13 ケースの平均。左上の凡例は各エルニーニョ現象における Year0 の年を示す。



第 3.1-4 図 第 3.1-2 図と同じ、ただしインド洋熱帯域 (IOBW)



第 3.1-3 図 第 3.1-2 図と同じ、ただし西太平洋熱帯域 (NINO.WEST)

2014/15/16 エルニーニョ現象においては、エルニーニョ現象発生後の 2014 (Year-2) 年の夏から 2015 (Year-1) 年の 2 月頃まで IOBWdev は 0 に近い値で推移した。エルニーニョ現象の急速な発達に伴い 2015 (Year-1) 年の春以降は正の値が続き、2015 (Year-1) 年 12 月のエルニーニョ現象の最盛期 (NINO.3dev の極大) 以降も上昇した。そして NINO.3dev の極大に 3 か月遅れて 2016 (Year0) 年 3 月に極大の +0.72°C となった。この値は、1949 年の統計開始以来の最大値 (1998 (Year0) 年 1 月の +0.74°C) に次ぐ値で、平均的な推移の極大の約 2 倍である。その後は急速に下降し、NINO.3dev の正の値がほぼ解消した翌月の 2016 (Year0) 年 6 月に正の値が解消した。以上のように 2014/15/16 エルニーニョ現象における IOBWdev の正の値は、平均的な推移に比べてかなり大きな値が持続したが、解消したのは早かった。2016 (Year0) 年夏の間は IOBWdev は 0 に近い値で推移し、秋には負の値になった。

### (3) 大気と海洋の経過

2014/15/16 エルニーニョ現象の発生・発達・終息の各過程における大気と海洋の相互作用の状況を見るために、第 3.1-5 図にインド洋から太平洋の赤道 (0.5°S~0.5°N 平均) に沿った海面水温の年平均偏差

及び海面から深さ 300m までの平均水温の平年偏差の経度-時間断面図を、第 3.1-6 図に赤道付近(5°S ~5°N 平均)における対流圏上層(200hPa)の速度ポテンシャルの平年偏差及び対流圏下層(850hPa)の東西風速の平年偏差の経度-時間断面図を示す。また、第 3.1-7 図には季節平均した外向き長波放射(OLR)、海面水温及び赤道に沿った深さ 300m までの水温を 2013 年春から 2016 年夏までの 14 季節について平年偏差と共に示す。

Rasmusson and Carpenter(1982)で記述される典型的なエルニーニョ現象は、春または夏に発生して夏から秋にかけて発達し、晩秋から初冬に最盛期を迎えて発生翌年の冬または春に終息する場合が多い<sup>6</sup>。2014/15/16 エルニーニョ現象は、2014 年夏から 2016 年春までの 8 季節続いた現象であるが、典型的なエルニーニョ現象に比べて始まりの時期が早いとも終息時期が遅いとも言えず、約 2 周期分の長さである。そこで以下では、春から春の約 1 年を発達～衰退の一区切りとして考え、(ア)2014 年春～2015 年春、(イ)2015 年春から 2016 年春及び(ウ)2016 年春以降の期間ごとに注目して記述する。

#### ア 2014 年春～2015 年春

2014/15/16 エルニーニョ現象の発生に先立つ 2014 年 1 月の中旬から下旬にかけて、西部太平洋赤道域の大気下層で強い西風(西風バースト)が現れた。この西風は第 3.1-6 図右で 9m/s 以上の西風偏差<sup>7</sup>として確認できる。その約 1 か月後の 2 月下旬から 3 月上旬にかけて再び西風バーストが現れた。この 2 回の西風バーストによって励起された海洋表層の暖水ケルビ

<sup>6</sup> 過去の例外としては、1953 年春～1953 年秋、1968 年秋～1969/1970 年冬、1986 年秋～1987/1988 年冬、1982 年春～1983 年夏、1991 年春～1992 年夏のエルニーニョ現象の 5 例があり、開始または終息の時期が異なる。

<sup>7</sup> 西風バーストは通常東風(貿易風)が吹いている赤道域の大気下層で 5m/s 程度以上の西風が吹き、10 日程度続く事象を指して用いる。過去の研究では様々な定義が設定されて解析されているが、ここでは 9m/s 以上の強い西風偏差を指して使うこととする。太平洋赤道域の日付変更線付近では平年の大気下層の東風(貿易風)の強さは 4～6m/s 程度で日付変更線の東側でより強く、西側では弱くなる。9m/s 以上の強い西風偏差では中部太平洋赤道域でも西風になる(貿易風がなくなる)。

ン波が 3 月から 4 月にかけて中部太平洋の赤道線を東進し、4～5 月には東部太平洋に到達した(第 3.1-5 図右)。

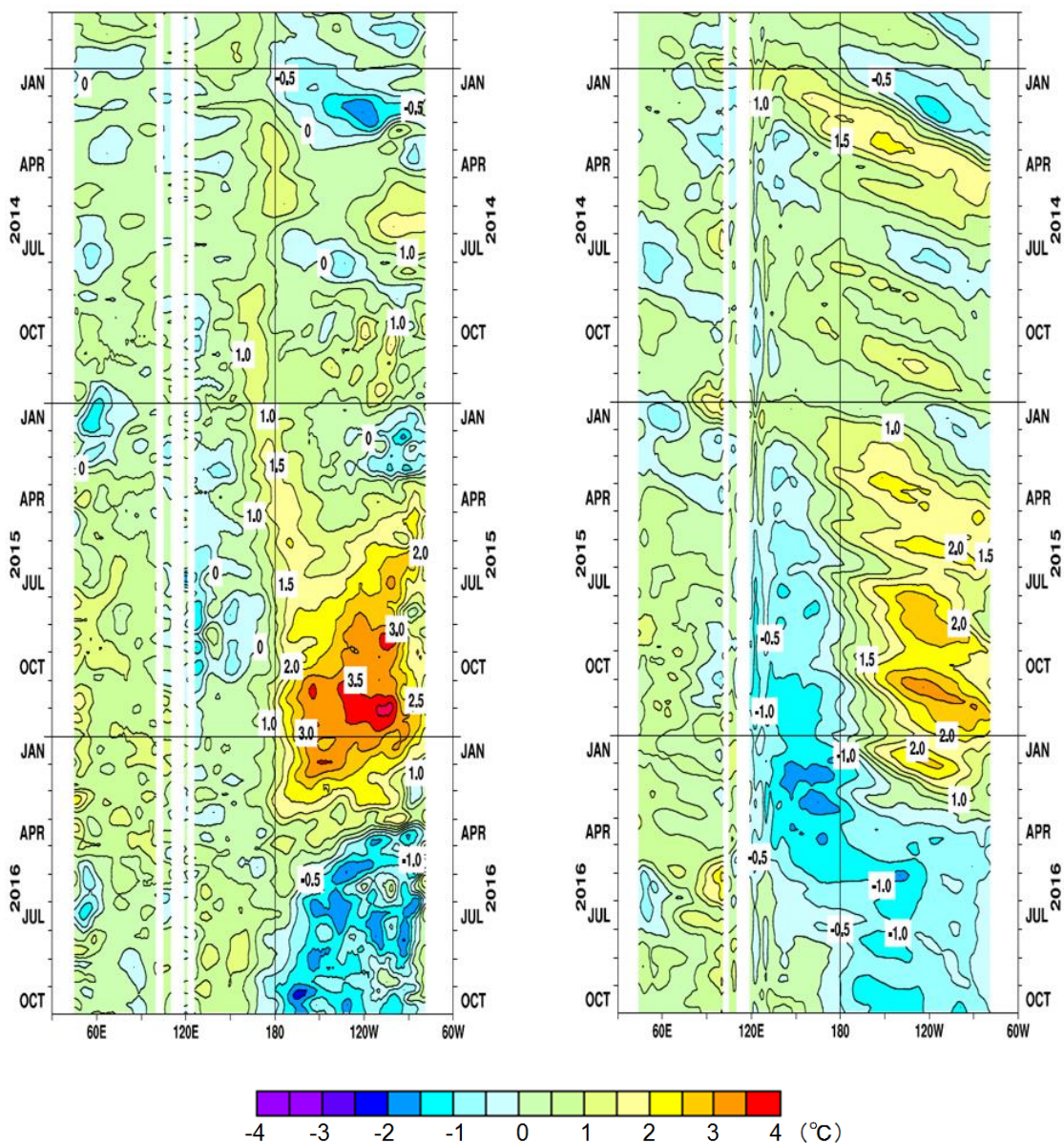
その後の小規模な暖水の東進もあり、4～7 月には中部～東部太平洋赤道上の表層 300m で水温偏差の上昇が見られた(第 3.1-5 図右、第 3.1-7 図右の Spring(MAM)2014)。この表層水温偏差の上昇に伴い、5～7 月には東部太平洋赤道上で海面水温偏差が上昇し(第 3.1-5 図左、第 3.1-7 図中央の Summer(JJA)2014)、6 月には東部で+1.5°C以上の正偏差域が見られ、2014/15/16 エルニーニョ現象が発生した。

2013/2014 年冬までインドネシア付近(100°E～140°E)にあった対流活発域は、2014 年の春に西部太平洋へ移動し、インドネシア付近で対流不活発、西部～中部太平洋で対流活発となるものの、その後のインドネシア付近と中部太平洋の対流活動偏差の東西コントラストは不明瞭で、西部太平洋の赤道付近では強い西風偏差が持続しなかった(第 3.1-7 図左の Winter(DJF)2014～Summer(JJA)2014、第 3.1-6 図右)。

6 月から 7 月にかけては中部～東部太平洋で東風偏差になり、7 月から 8 月にかけて海洋の冷水ケルビン波の東進が見られ、海面水温にも負偏差域が見られた(第 3.1-5 図)。エルニーニョ現象時に見られるような対流活発域の中部太平洋赤道域への移動は明瞭ではなかったが、西部太平洋赤道域の日付変更線寄りでは 7 月や 9 月に時折対流活発域が現れて西部で西風偏差となった(第 3.1-6 図)。この影響で海洋表層では弱いながらも暖水ケルビン波が励起されて 10 月及び 12 月には東部太平洋に到達し、中部～東部太平洋赤道上で海面水温の正偏差が維持された(第 3.1-5 図、第 3.1-7 図中央の Autumn(SON)2014)。

11 月と 12 月にはインドネシア付近の対流活動が活発になり、西部太平洋の赤道付近では東風偏差となった(第 3.1-6 図、第 3.1-7 図左の Winter(DJF)2015)。これに伴う海洋の冷水ケルビン波が 2015 年 1～3 月に東部太平洋に到達し、海面水温偏差が負になった(第 3.1-5 図、第 3.1-7 図中央の Winter(DJF)2015)。





第 3.1-5 図 インド洋から太平洋の赤道に沿った(0.5°S~0.5°N 平均)海面水温の年間偏差(左)及び海面から深さ 300m までの平均水温の年間偏差(右)の経度-時間断面図  
 描画期間は 2013 年 11 月~2016 年 10 月。

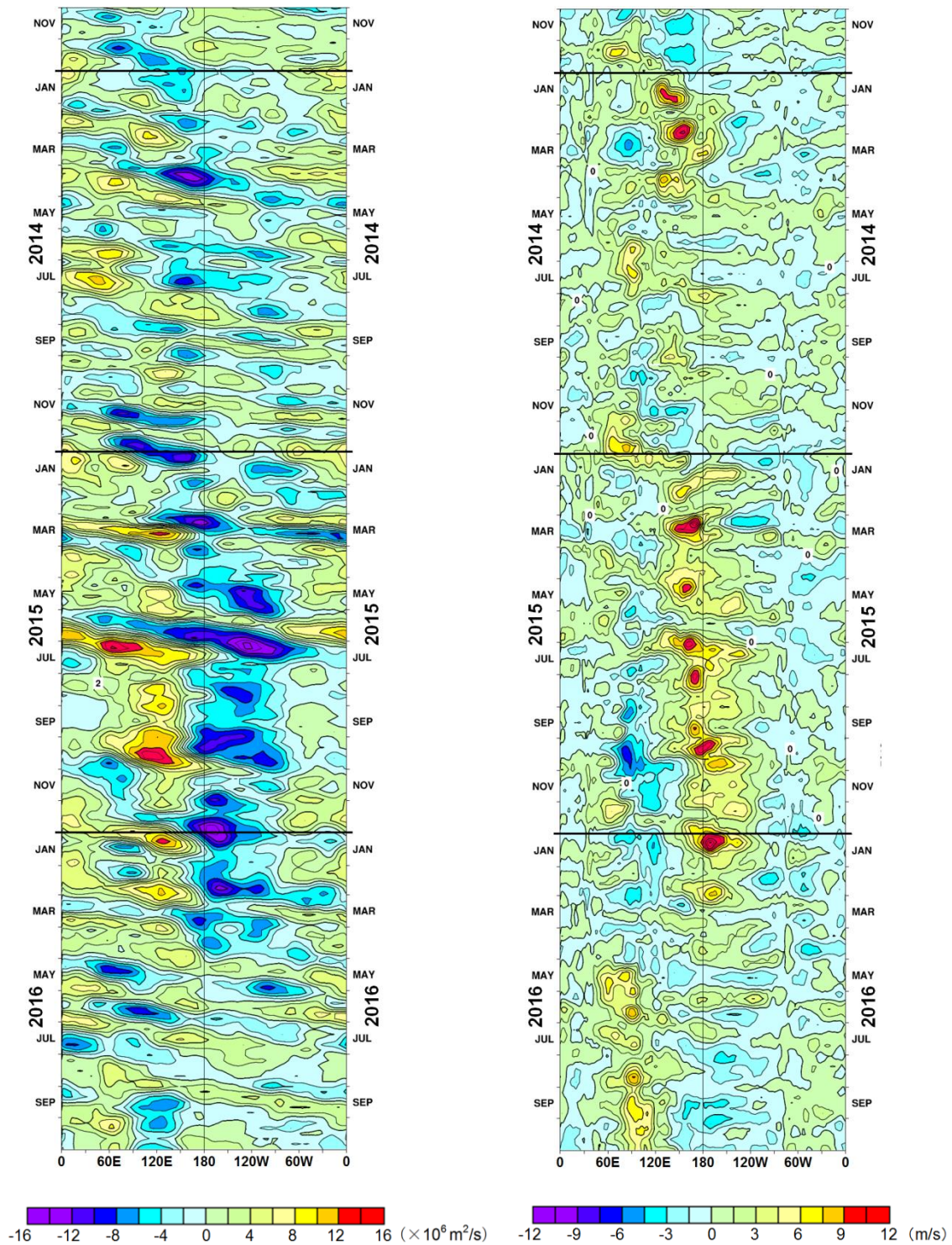
以上のように 2014 年春~2015 年春は、エルニーニョ現象が発達するための大気と海洋の明瞭な相互作用が見られないまま、発達も終息もすることなく持続した。この期間、北太平洋の熱帯全域で海面水温が平年よりかなり高くなると共に、インド洋の海面水温も熱帯全域で平年より高くなり、2014 年の全球平均海面水温が従来の最高値を更新するのに寄与した。一方、中部~東部太平洋熱帯域の南半球では海面水温が平年より低い状態で維持された。典型的なエルニー

ニョ現象の発達過程ではこの海域の海面水温が平年よりも高くなるのと比べて特徴的であった。

#### イ 2015 年春~2016 年春

2015 年春以降はエルニーニョ現象が発達したが、その要因は、2015 年の 1 月頃から西部太平洋赤道域の対流活発な状態が持続し、西部太平洋の大気下層が西風偏差傾向になったこと、及び 3 月に西風バーストが現れたことであると考えられる(第 3.1-6 図)。





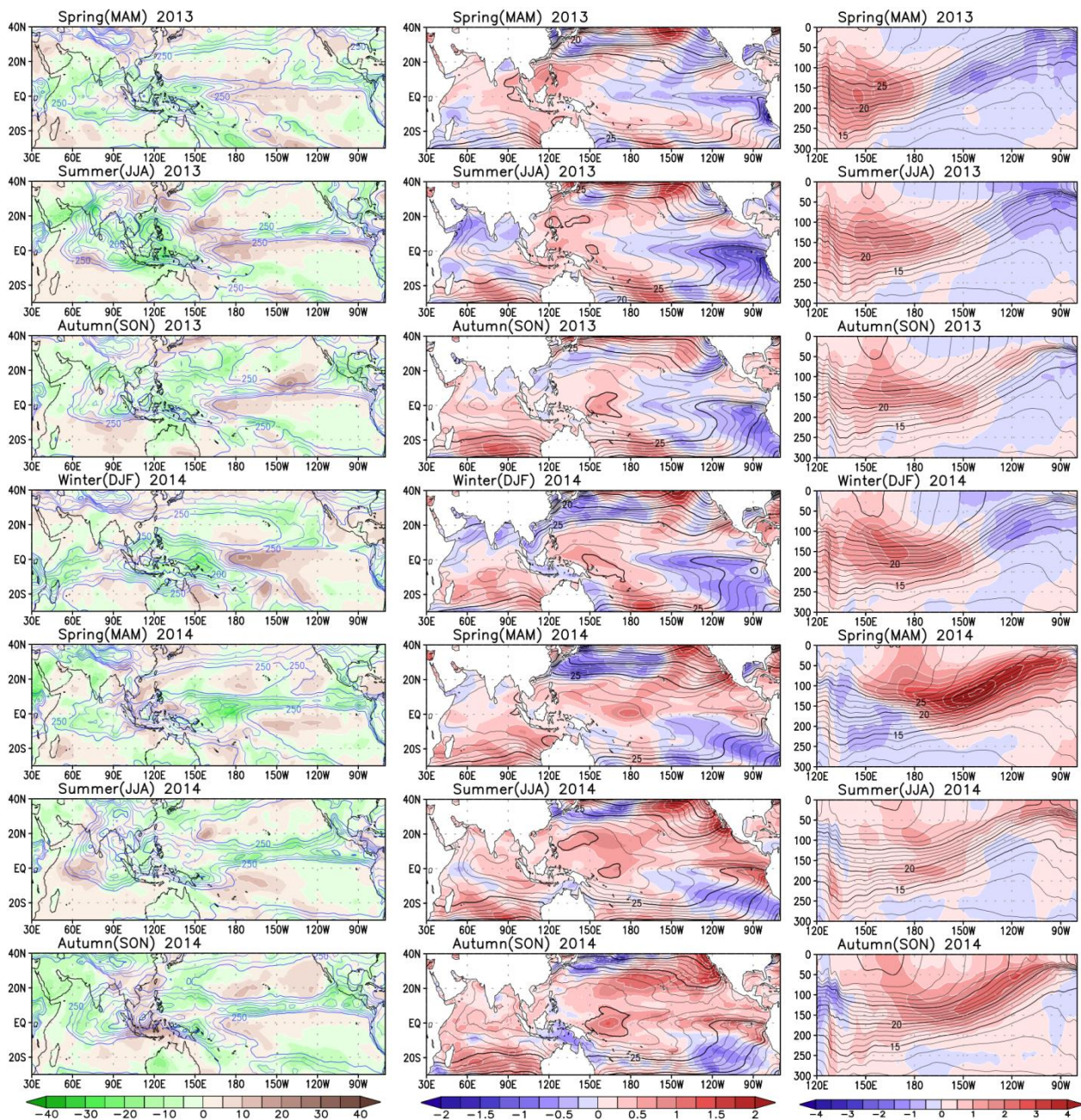
第 3.1-6 図 赤道付近(5°S~5°N 平均)における対流圏上層(200hPa)の速度ポテンシャルの年間偏差(左)及び対流圏下層(850hPa)の東西風速の年間偏差(右)の経度-時間断面図

速度ポテンシャルの年間偏差(左)の負の値は年間よりも発散が強く対流活動が活発なことを、正の値は年間よりも発散が弱く対流活動が不活発なことを表す。東西風の年間偏差(右)の正の値は西風偏差、負の値は東風偏差を表す。期間は 2013 年 11 月~2016 年 10 月。

この西風偏差に伴って生じた海洋表層の暖水ケルビン波が 4~5 月には東部太平洋に到達して、中部~

東部太平洋の赤道上の表層水温が正偏差となった(第 3.1-5 図右、第 3.1-7 図右の Spring(MAM)2015)。





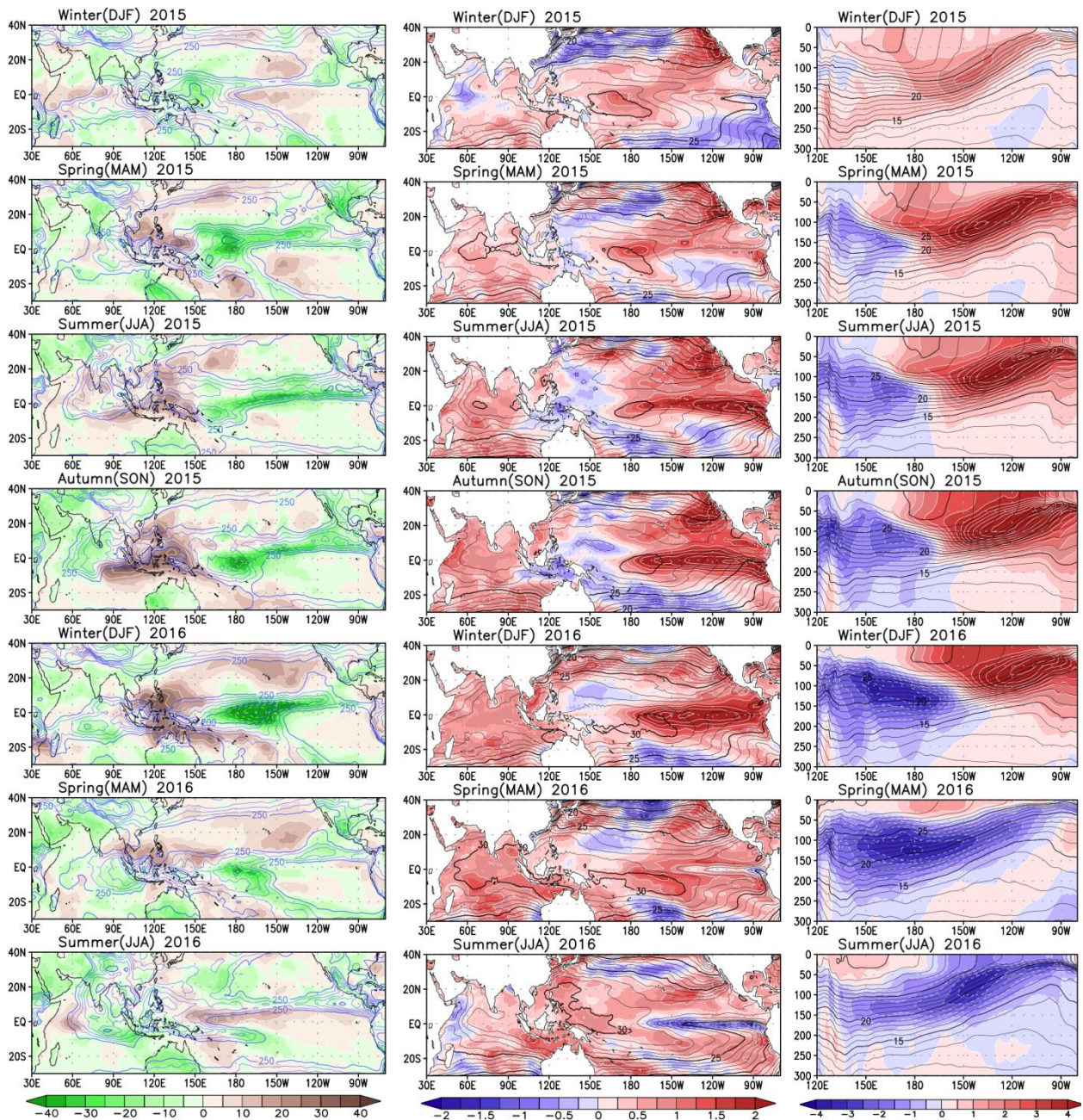
第 3.1-7 図 季節平均の外向き長波放射(OLR)(左)、海面水温(中央)の経度-緯度平面図、及び太平洋の赤道に沿った表層水温の経度-深度断面図(2013 年春(3~5 月)~2014 年秋(9~11 月))

青または黒の等値線は観測値、陰影及び白の等値線は平年値(1981~2010 年の平均)からの偏差を表す。等値線の間隔は、 $20\text{W/m}^2$ (OLR)、 $10\text{W/m}^2$ (OLR 平年偏差)、 $1^\circ\text{C}$ (海面水温と表層水温)、 $0.5^\circ\text{C}$ (海面水温平年偏差と表層水温平年偏差)。OLR の等値線は  $250\text{W/m}^2$  以下に限り、値が小さいほど対流が活発なことを表す。OLR の平年偏差図の緑色は通常より対流活動が活発な領域を、茶色は不活発な領域を表す。

その後東部太平洋の南米沿岸付近から海面水温偏差が上昇し、夏から秋にかけて偏差の上昇域が西方向へ次第に拡大していく様子が見られる(第 3.1-5 図左、第 3.1-7 図中央の Spring(MAM)2015 ~ Autumn(SON)2015)。

一方、海面水温の正偏差の極大は日付変更線付近にも見られる。この正偏差の極大はエルニーニョ現象が発達する前の 2015 年春先までは日付変更線の西側に位置していたが、春から夏にかけての発達と共にゆっくりと東進し、夏から秋にかけて東部から西に広がってきた正偏差と合流した(第 3.1-5 図左)。





第 3.1-7 図 続き(2014/2015 年冬(12~2 月)~2016 年夏(6~8 月))

ここで注目した日付変更線付近の海面水温偏差の極大の移動は、西部太平洋赤道域で 100m 程度の深さに及ぶ海洋表層の 28℃以上の暖かい水(暖水プール)の動きを表している(第 3.1-7 図右)。この暖水プールが 2014/2015 年冬から 2015 年秋にかけて東に広がる過程で 30℃以上の高温域や水温偏差の極大が東へ移動していく様子が見える。海面水温の変化(第

3.1-7 図中央)もこの海洋表層の変化に対応している。

これら海洋表層の変化は大気循環場の変化と連動している。太平洋の赤道付近では、5 月、6~7 月、8 月及び 10 月に西風バーストが発生したが、暖水プールの東への移動と共にその発生位置が日付変更線の西側から東側へと変化していくのが分かる(第 3.1-6 図右)。対流活動の活発域は 2015 年春には日付変



更線の西側付近を中心に中部～東部太平洋の赤道域に広がり、以降活発域の中心は徐々に東へ移動し、エルニーニョ現象の最盛期には日付変更線の東側の中部太平洋赤道域に達した。この対流活発域の移動に伴いインドネシア付近は対流不活発域となり、日付変更線付近の対流活発域との明瞭なコントラストはエルニーニョ現象の終息する 2016 年春まで持続した(第 3.1-6 図左、第 3.1-7 図左の Spring(MAM)2015～Spring(MAM)2016)。

中部から東部太平洋の海面水温の正偏差は 2015 年 11～12 月に極大となった後、東部から徐々に解消に向かった(第 3.1-5 図左)。2016 年 1 月には中部太平洋赤道域で西風バーストが発生し、これによる海洋表層の暖水ケルビン波が 1～2 月に東部太平洋に到達した。その後は明瞭な暖水ケルビン波の発生が見られず、3月から4月にかけて西部表層の冷水が東進して、4 月には西部から東部にかけての太平洋赤道上のほぼ全域で表層 300m までの水温が負偏差となった(第 3.1-5 図右、第 3.1-7 図右の Spring(MAM)2016)。その結果、太平洋赤道域の全域で水温躍層<sup>8</sup>が浅くなり、最も浅くなった東部から海面水温の負偏差が広がった。2016 年春には中部～東部太平洋赤道域の正偏差が解消されてエルニーニョ現象が終息した(第 3.1-5 図左、第 3.1-7 図中央の Spring(MAM)2016)。

#### ウ 2016 年夏

2016 年夏には表層水温の負偏差極小が中部太平洋の赤道域に移動し(第 3.1-5 図右、第 3.1-7 図右の Summer(JJA)2016)、太平洋赤道域の中部から東部にかけての海面水温は平年より低い値となった(第 3.1-5 図左、第 3.1-7 図中央の Summer(JJA)2016)。一方、西部太平洋赤道域では表層水温が正偏差となり、西部太平洋熱帯のほぼ全域で海面水温が平年より高くなり、30℃以上の海域が広がった。またインド洋東部のインドネシア付近からオーストラリアの北東

沿岸にかけての海面水温は平年よりかなり高くなった。

対流活発域は 2016 年の 5 月から 7 月にかけては季節内変動に伴い周期的に変化し、大気下層の東西風は、太平洋赤道域で偏差の符号が周期的に変化する一方、インド洋では西風偏差が持続するようになった(第 3.1-6 図)。その後、2016 年 8 月頃からは太平洋赤道域の大気下層で東風偏差が持続するようになった。季節平均した OLR の分布で対流活発域の変化を見ると、2016 年春にはインドネシア付近で平年より不活発、日付変更線付近で平年より活発というエルニーニョ現象時の特徴を呈していた。しかし 2016 年夏には日付変更線付近の対流活発域が完全に解消し、西部～東部太平洋赤道域のほぼ全域で平年より対流活動が不活発となった。一方、2016 年春からインド洋の東部では平年より対流活動が活発になり、2016 年夏には対流活発域がインド洋東部からインドネシア付近に広がった(第 3.1-7 図左の Summer(JJA))。

以上の(ア)～(ウ)で 2014/15/16 エルニーニョ現象の発生前から終息後までの経過を春から春を一区切りとして記述したが、(イ)の 2015 年春から 2016 年春に見られた大気と海洋の変動は Rasmusson and Carpenter (1982)で記述されている典型的なエルニーニョ現象の発達～終息の過程に一致し、明瞭な発達が見られなかった(ア)の 2014 年春から 2015 年春の状況と対照的であった。

<sup>8</sup> 鉛直方向の水温変化が大きい層で、第 3.1-7 図右の各図で等値線間隔が狭くなっている 15～25℃の温度帯に相当する。

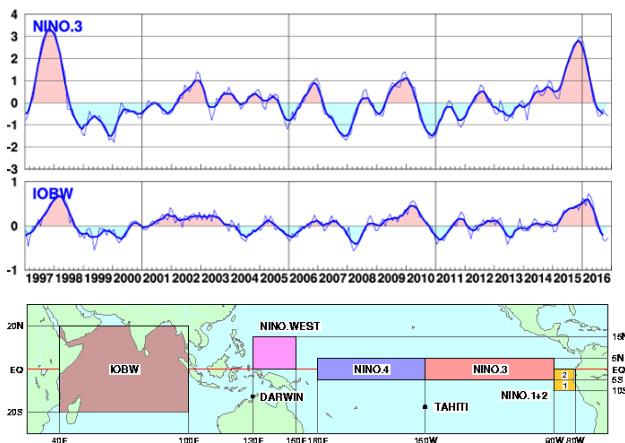
### 3.1.2 エルニーニョ現象の世界の天候への影響

ここでは、2016 年春に終息したエルニーニョ現象がピークを迎えた 2015/2016 年冬から、インド洋で遅れ応答が見られた 2016 年春～夏にかけての世界の天候への影響として、東南アジアの少雨と中国長江流域の多雨、台風第 1 号の遅い発生、及び 2015/16 年冬前半の日本の顕著な高温について述べる。

#### (1)エルニーニョ現象の経過と大気循環

天候の状況について具体的に記述する前に、エルニーニョ現象がピークに向かって発達しつつあった 2015 年 5～10 月（夏のアジアモンスーン期）、及びエルニーニョ現象にやや遅れてインド洋の熱帯域の海面水温が上昇しピークを迎えた 2016 年 4～6 月（モンスーンオンセット前後）の大気循環場の特徴を概観する。また、エルニーニョ現象発生時やインド洋熱帯域の海面水温が高いときの大気循環場に関する過去の統計資料についても確認しておく。

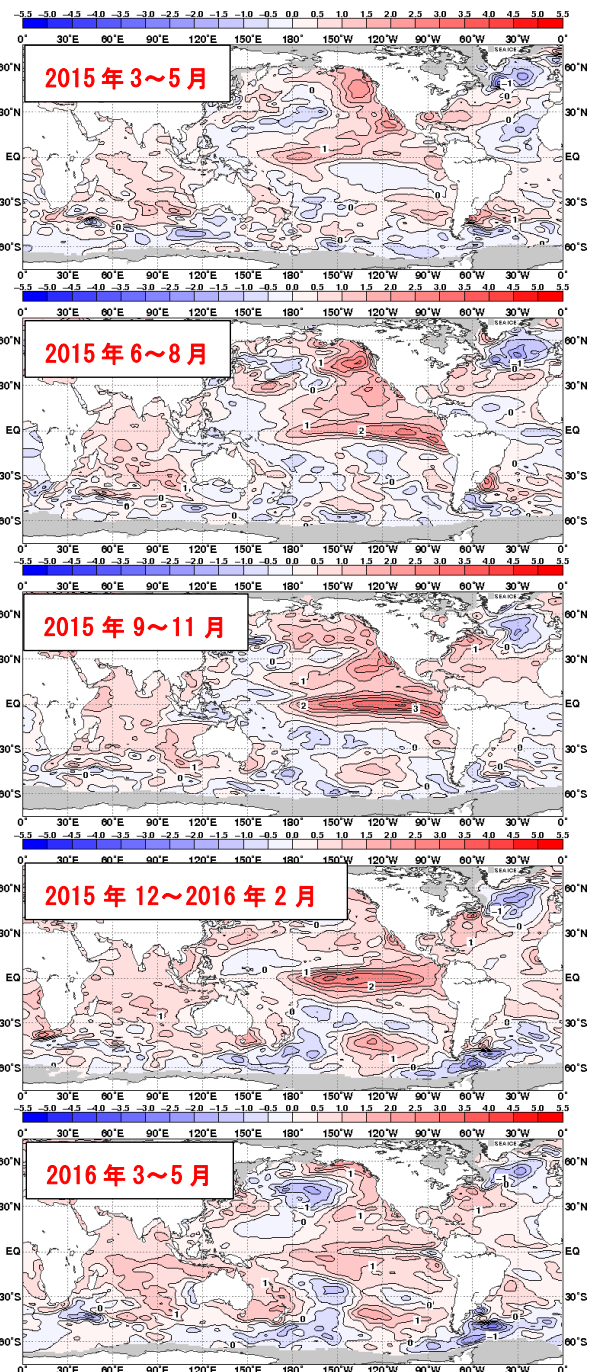
第 3.1.2-1 図は、気象庁がエルニーニョ現象の監視に採用しているエルニーニョ監視海域 (NINO.3) の海面水温の基準値<sup>1</sup>との差（以下、NINO.3 指数）と、インド洋熱帯域 (IOBW) で平均した海面水温の基準値との差（以下、IOBW 指数）の経年変動を表している。NINO.3 指数の値は、2014 年春から正の状態が続いていたが、2015 年春から上昇し、2015/2016 年冬にピ



第 3.1.2-1 図 エルニーニョ監視指数 (NINO.3 指数) とインド洋熱帯域の海面水温指数 (IOBW 指数)  
細線は月別値、太線は 5 か月移動平均を示す。それぞれの指数に対応する海域は、下の地図を参照。

<sup>1</sup> その年の前年までの 30 年間の各月の平均値。インド洋熱帯域では、30 年間の変化傾向による上昇分を加えている。

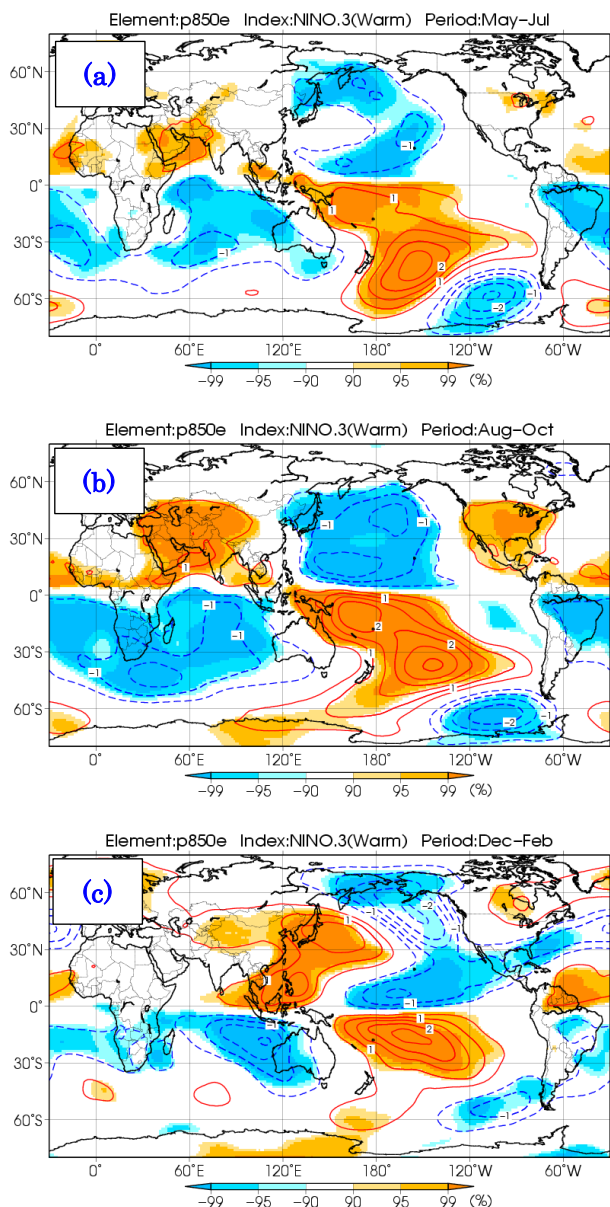
ークを迎えた。その後、海面水温は基準値に近づき、2016 年春にエルニーニョ現象は終息した（第 3.1.1 項参照）。2016 年夏には NINO.3 指数は負に転じた。IOBW 指数を見ると、NINO.3 指数のピークにやや遅れて 2016 年春に正偏差のピークに達し、その後夏にかけて低下している。第 3.1.2-2 図に 2015 年春から 2016 年春にかけての季節ごとの海面水温偏差分布を示す。



第 3.1.2-2 図 3 か月平均全球海面水温偏差  
上から、2015 年春、夏、秋、2015/2016 年冬、及び 2016 年春。平年値は 1981～2010 年平均。



第 3.1.2-3 図は、気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55, Kobayashi et al., 2015) データセットを用いて 1958～2012 年のエルニーニョ現象発生期間について合成した、(a)夏のアジアモンスーン前半に相当する 5～7 月、(b)後半に相当する 8～10 月、及び(c)北半球の冬(12～2 月)平均の 850hPa 流線関数偏差である。夏のアジアモンスーン期は、エルニーニョ現象時に見られる



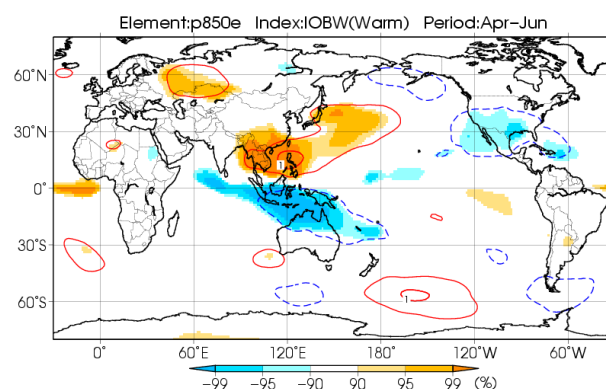
第 3.1.2-3 図 エルニーニョ現象発生時の 850hPa 流線関数偏差合成図

(a)夏のアジアモンスーン前半(5～7 月)、(b)後半(8～10 月)、及び(c)北半球冬(12～2 月)の 3 か月平均。帯状平均からのずれとして表している。等値線は偏差(単位  $0.5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ )、陰影は信頼度水準を示す。統計期間は 1958～2012 年。ただし(c)については 1958/1959 年～2012/2013 年。

対流活動偏差に応答して、太平洋で赤道対称な低気圧性循環偏差、インド洋から海洋大陸付近で高気圧性循環偏差が現れやすい傾向があり、東南アジアでは南西風が弱まりモンスーンが不活発になりやすいことと対応している。冬は対流圏上層に現れる波列パターン(図略)に関連して、高気圧性循環偏差が日本の東海上にも広がっており、エルニーニョ現象時に日本が暖冬になりやすいことに対応している。

第 3.1.2-4 図は、同じく JRA-55 を用いてインド洋熱帯域の海面水温が高温のときの 4～6 月について合成した 850hPa 流線関数偏差である。インド洋では赤道の北側に低気圧性循環偏差、インドシナ半島から北西太平洋にかけては赤道対称な高気圧性循環偏差が明瞭に見られる。この高気圧性循環偏差は、エルニーニョ現象の衰退後も高温が維持されているインド洋から太平洋西部に伝播する赤道ケルビン波に伴って、その南北にエクマン発散を引き起こし、下層で高気圧性循環を誘起するメカニズム(Xie et al., 2009)が関連している可能性がある。

第 3.1.2-5 図(a)に、2015 年夏のアジアモンスーン期(5～10 月)で平均した OLR(外向き長波放射量)と 850hPa 流線関数偏差を示す。太平洋に低気圧性循環偏差、海洋大陸周辺では平年より不活発な対流活動に対応してインドシナ半島付近を中心に高気圧性循環偏差が広がっており、これは第 3.1.2-3 図(a)(b)に示す過去のエルニーニョ現象発生時の夏季の循環偏差とよく似ている。



第 3.1.2-4 図 インド洋熱帯域の海面水温高温時の 850hPa 流線関数偏差合成図

4～6 月の 3 か月平均について。帯状平均からのずれとして表している。等値線は偏差(単位  $0.5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ )、陰影は信頼度水準を示す。統計期間は 1958～2012 年。

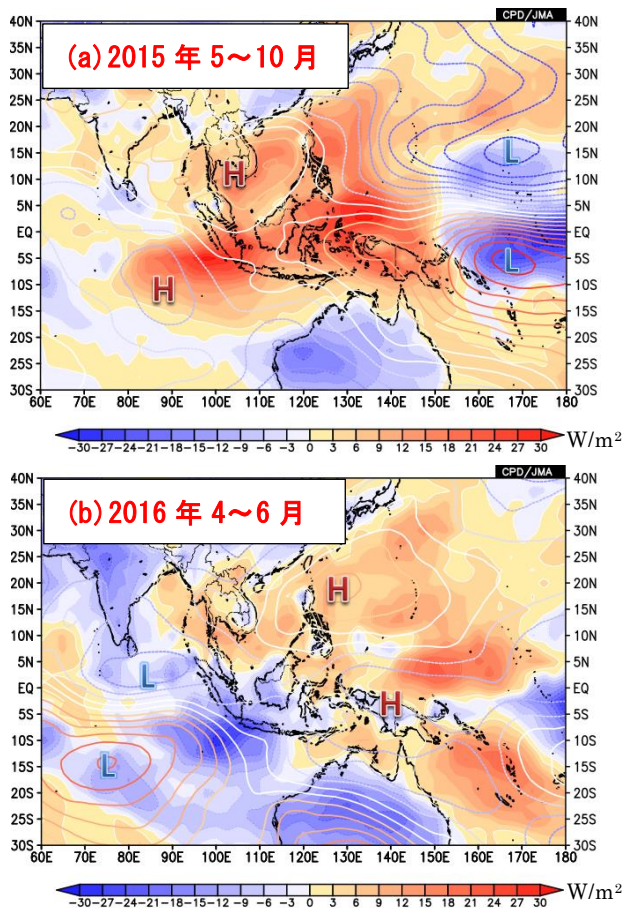
第 3.1.2-5 図(b)に、2016 年のモンスーンオンセット前後(4~6月)における OLR と 850hPa 流線関数の偏差を示す。インド洋に低気圧性循環偏差、インドシナ半島から北西太平洋熱帯域にかけては高気圧性循環偏差となり対流活動が不活発な領域が広がっている。第 3.1.2-4 図に見られるインド洋熱帯域が高温時の偏差パターンとよく似ている。

## (2)天候への影響

ここでは、(1)で述べたエルニーニョ現象及びその終息後のインド洋の高い海面水温に関連する大気循環場の天候への影響について記載する。

### ア. 東南アジアの少雨

東南アジアでは、2015 年春から 2016 年春にかけて、降水量が平年より少ない状況が続き、水資源や農業



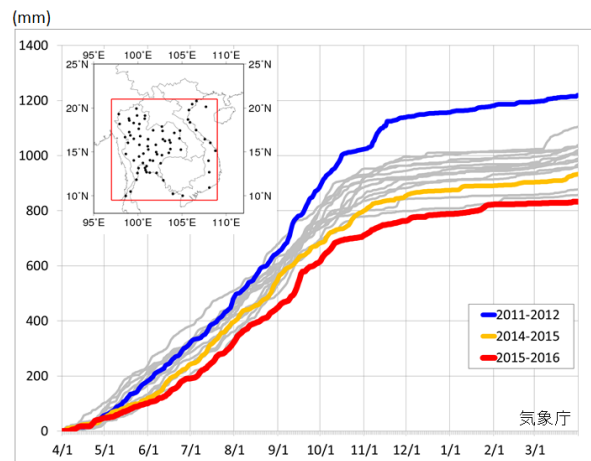
第 3.1.2-5 図 東南アジア付近の外向き長波放射量(OLR)偏差(陰影)と 850hPa 流線関数偏差(等値線)  
(a)2015 年 5~10 月平均、及び(b)2016 年 4~6 月平均。H は高気圧性循環偏差を、L は低気圧性循環偏差を表す。等値線の間隔は  $0.5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。

への影響が発生した。ベトナムでは最近 90 年間で最悪の干ばつとなったほか(国連食糧農業機関)、メコンデルタでは河川水位が低下して海水が遡上したため塩害が広がり非常事態が宣言された(駐ベトナム国連カントリーチーム)。インドネシアやマレーシアでは森林火災が増加した(米国航空宇宙局)。

第 3.1.2-6 図は、インドシナ半島の観測点における 2015 年 4 月 1 日から翌年 3 月 31 日までの 12 か月間における日ごとの積算降水量を他の年と比較したものである。2015 年は、モンスーンが始まる 5 月頃から少雨の状態が続いており、翌 3 月まで、積算降水量は 2000 年以降で最も少ない状況で推移した。

降水量平年比の分布を見ると(第 3.1.2-7 図)、カリマンタン島では平年比 60%を下回る地点があるほか、インドシナ半島ではタイを中心に平年比 60~70%となった地点が見られる。フィリピン南部でも降水量が少なくなっている。

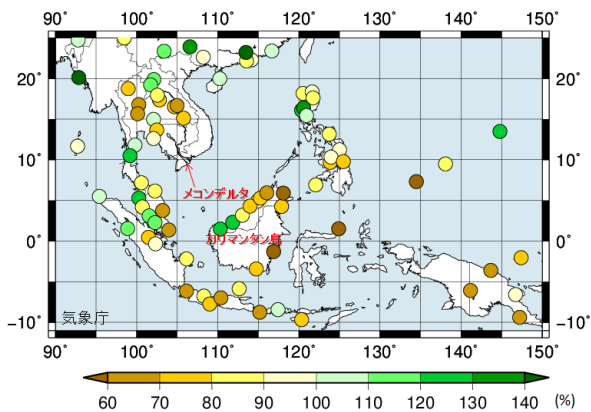
先に述べたように、エルニーニョ現象発生時には、東南アジアでモンスーンが不活発となる傾向がある。2015 年から 2016 年にかけて少雨の状況が続いたことには、第 3.1.2-5 図(a)に見られるように、エルニーニョ現象発生時に特徴的な大気循環場の応答(インドシ



第 3.1.2-6 図 インドシナ半島の積算降水量の経過  
埋め込み地図の赤枠内の観測点で平均した値。赤線は 2015 年 4 月から、黄線は 2014 年 4 月から、青線は降水量が多かった 2011 年 4 月からの、いずれも 12 か月間の積算降水量を示す。灰色の線は 2000 年以降のその他の年の同期間を示す。気象庁に入電した地上実況気象通報(SYNOP 報)に基づいて作成。2016 年 5 月 2 日付気象庁報道発表資料より転載。



ナ半島を中心とする下層の高気圧性循環偏差)が影響していたと考えられる。



第 3.1.2-7 図 東南アジアの 12 か月降水量

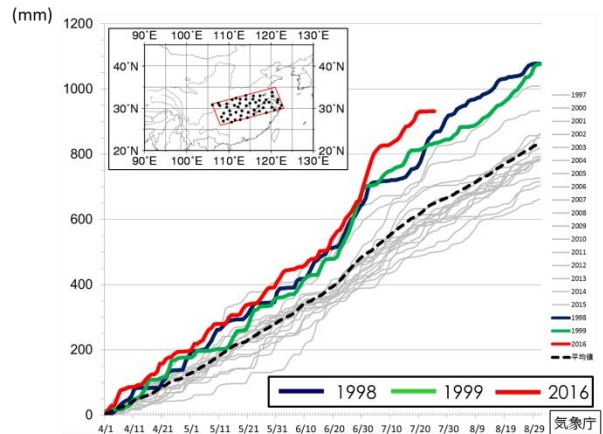
2015 年 4 月から 2016 年 3 月までの 12 か月降水量の平年比(%)。気象庁に入電した月気候気象通報 (CLIMAT 報) に基づく。2016 年 5 月 2 日付気象庁報道発表資料より転載。

### イ. 中国長江流域の多雨

2016 年 4 月以降、中国の長江中・下流域では多雨となり、流域の観測点で平均した 4 月 1 日からの積算降水量は、1997 年以降の 20 年間で最も多い状態で経過した(第 3.1.2-8 図)。特に 6 月下旬以降、降水量が多くなり、6 月 21 日～7 月 20 日までの 30 日間降水量は多いところで 900mm を超えた(第 3.1.2-9 図)。中国政府の発表によると、長江流域の多雨による洪水や土砂災害により、6 月下旬から 7 月上旬に 200 人以上が死亡した。

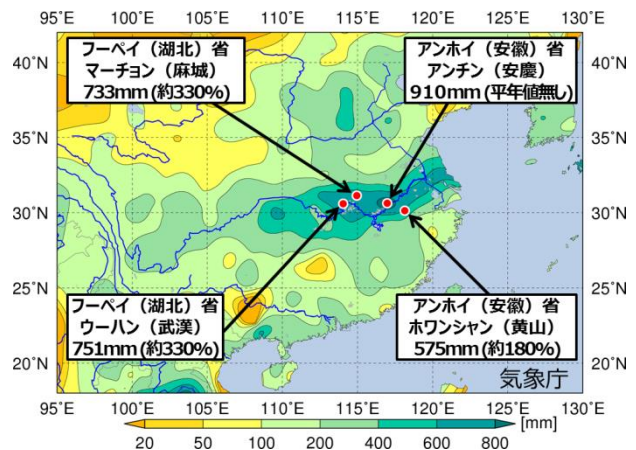
このように多雨の状況が持続したのは、第 3.1.2-5 図(b)に示されているように、インド洋の高い海面水温に関連して現れたと見られる北西太平洋熱帯域の下層高気圧性循環偏差に伴って、南シナ海から湿った空気が中国南部に侵入し、長江流域付近で強く収束したことが挙げられる(第 3.1.2-10 図)。

なお、同様に降水量が多かった 1998 年は、2016 年と同様にエルニーニョ現象がピークを迎えた直後にあたり、インド洋の高い海面水温、北西太平洋熱帯域の高気圧性循環偏差、南シナ海からの湿った空気の侵入、中国南部での水蒸気収束といった特徴は共通している(図略)。



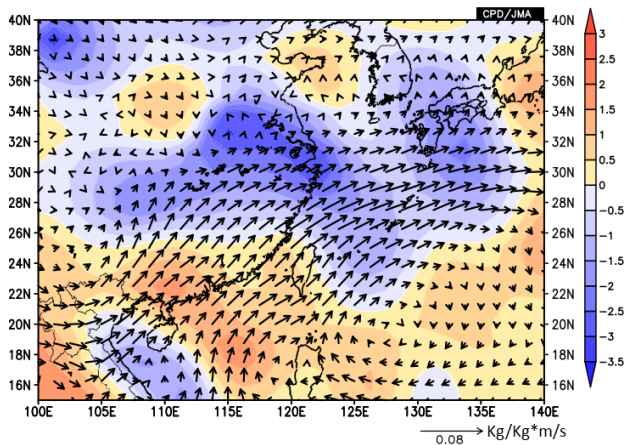
第 3.1.2-8 図 長江中・下流域の積算降水量

4 月 1 日～8 月 31 日間の積算(単位 mm)。中国気象局による地上実況気象通報(速報値)に基づいて気象庁で作成。埋め込み地図の赤枠内にある長江中・下流域の 51 観測地点で平均した積算降水量。各折れ線グラフ(実線)は 1997 年以降の各年 4 月 1 日からの積算降水量(2016 年は 7 月 24 日まで)で、赤色は 2016 年、紺色は大規模な洪水が発生した 1998 年、緑色は積算降水量が多かった 1999 年、灰色がその他の年を示す。点線は 1997 年から 2015 年までの 19 年間の平均値を示す。2016 年 7 月 28 日付気象庁報道発表資料より転載。



第 3.1.2-9 図 長江中・下流域の 2016 年 6 月 21 日～7 月 20 日の 30 日間降水量

特に降水量が多かった 6 月 21 日～7 月 20 日の 30 日間積算したもの。気象庁に入電した各国気象局による地上実況気象通報(速報値)に基づいて気象庁で作成。赤点は、長江中・下流域の 51 観測地点のうち、30 日間降水量の上位 3 地点(アンチン(安慶)、ウーハン(武漢)、マーチョン(麻城))、および 4 月 1 日から 7 月 24 日までの降水量が最も多かったホワンシャン(黄山)を示す。各観測地点の降水量の右側の括弧内は平年比を示す。2016 年 7 月 28 日付気象庁報道発表資料より転載。



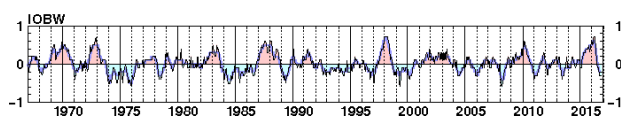
第 3.1.2-10 図 850hPa における水蒸気フラックス偏差(矢印)とその発散収束の規格化偏差(陰影)  
2016 年 4~6 月平均。暖色系は水蒸気発散偏差、寒色系は収束偏差を意味する。

### ウ. 台風第1号の遅い発生

2016 年の北西太平洋における台風第 1 号の発生は、7 月 3 日で、これは統計のある 1951 年以降では 1998 年の 7 月 9 日に次いで遅い記録となった(第 3.1.2-1 表)。2016 年を含め、台風第 1 号の発生が遅かった年の上位 4 年はいずれもエルニーニョ現象がピ

第 3.1.2-1 表 台風第1号の発生が遅かった年

順位	年	発生日時 (日本標準時)
①	1998	7 月 9 日 15 時
②	2016	7 月 3 日 09 時
③	1973	7 月 2 日 03 時
④	1983	6 月 25 日 15 時
⑤	1952	6 月 10 日 03 時
⑥	1984	6 月 9 日 15 時
⑦	1964	5 月 15 日 15 時
⑧	2001	5 月 11 日 09 時
⑨	2006	5 月 9 日 21 時
⑩	2011	5 月 7 日 21 時



第 3.1.2-11 図 最近 50 年の IOBW 指数の経年変動

ークを迎えた冬に続くシーズンで、IOBW 指数が高い状態になっていた時期(第 3.1.2-11 図)という共通点がある。また、第 3.1.2-5 図(b)のように、北西太平洋熱帯域に明瞭な下層の高気圧性循環偏差が見られ、台風発生域の対流活動が抑制されている点もこれらの年に共通している。

これらのことから、2016 年の台風第 1 号の発生が遅かったことの要因として、エルニーニョ現象がピークを迎えた後にインド洋熱帯域の海面水温が高い状態が持続したことに関連して、北西太平洋で対流活動が抑制されたことが影響していたと考えられる。

### エ. 2015/2016 年冬前半の日本の顕著な高温

2015/2016 年冬の日本は、12 月の東日本の地域平均気温が 1946 年以降で 1 位の高温となるなど、前半(1 月上旬まで)を中心に全国的に顕著な高温となり(第 3.1.2-12 図)、対応して記録的な少雪だった。このため、スキー場の営業に支障が出る等の影響が報じられたほか、その後の春から夏にかけては、少ない積雪に加え春の高温で融雪が早かった影響もあり、利根川水系等のダムの貯水量が低下して、一時取水制限が実施される等の影響も現れた。

2015/2016 年冬前半の OLR と 850hPa 流線関数を見ると(第 3.1.2-13 図(a))、海洋大陸周辺で対流不活発となり、高気圧性の循環偏差が南シナ海から日本の東海上に広がっている。これは第 3.1.2-3 図(c)の合成図に見られるパターンと類似しており、エルニーニョ現象時の循環場の特徴が明瞭に現れていると言える。

一方、ユーラシア大陸では広く低気圧偏差となっており(第 3.1.2-13 図(b))、シベリア高気圧が弱いことを示している。シベリア高気圧の強弱と関係が深い EU パターン指数を見ると(第 3.1.2-14 図(a))、12 月は概ね負の位相で推移している。これは西~中央シベリアでトラフとなり(第 3.1.2-14 図(b)の偏差の正負を反転させたパターン。12 月の実況は第 3.1.2-14 図(c)、シベリア高気圧が発達せず大陸の寒気が弱いパターンに対応する。

日本付近における熱収支解析を見ると、東海上の高気圧性循環偏差に伴う南風偏差に対応する気温



の水平移流(第 3.1.2-15 図(a))、及び大陸の寒気が弱いことに対応する気温偏差の水平移流(第3.1.2-15 図(b))によって高温偏差がもたらされている。このことから、エルニーニョ現象による低緯度からの影響と高緯度側の大気の変動(負の EU パターン)が 2015/2016 年冬前半の日本の顕著な高温に関連していたと考えられる。なお、エルニーニョ現象と EU パターンの極性に何らかの関係があるかについては明らかでない。

参考文献

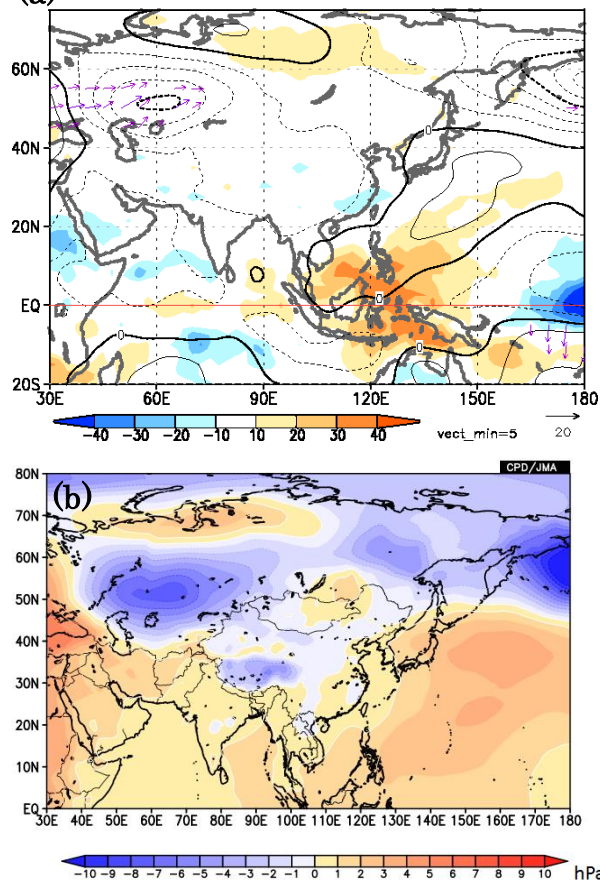
Du, Y., L. Yang. and S.-P. Xie, 2011: Tropical Indian Ocean Influence on Northwest Pacific Tropical Cyclones in Summer following Strong El Niño. *J. Climate*, **24**, 315-322.

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. Meteorol. Soc. Japan*, **93**, 5-48.

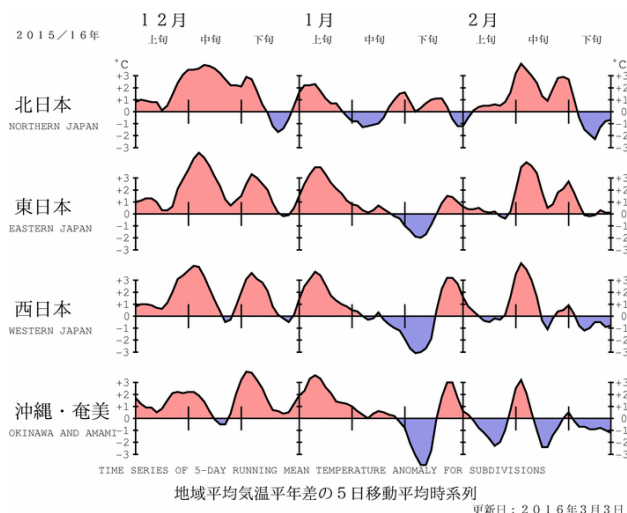
Rasmusson, E. M. and T. H. Carpenter, 1982: Variations in Tropical Sear Surface Temperature and Surface Wind Fields Associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 354-384.

Xie, S.-P., K. Hu, J. Hafner, H. Tokinaga, Y. Du, G. Huang, and T. Sampe, 2009: Indian Ocean Capacitor Effect on Indo-Western Pacific Climate during the Summer following El Niño. *J. Climate*, **22**, 730-747.

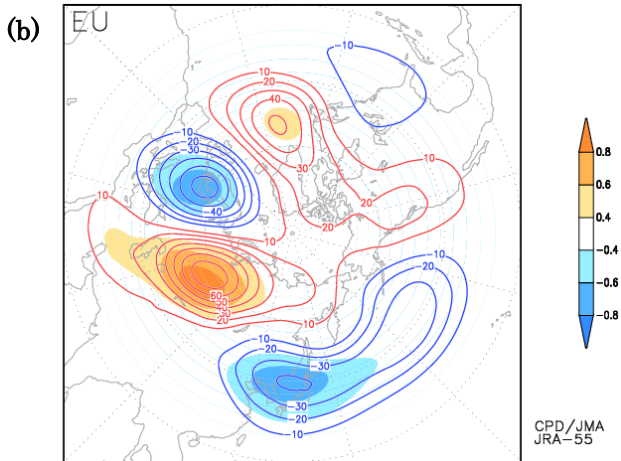
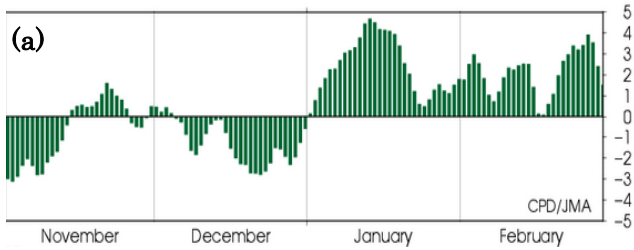
(a) 01Dec.2015 - 10Jan.2016



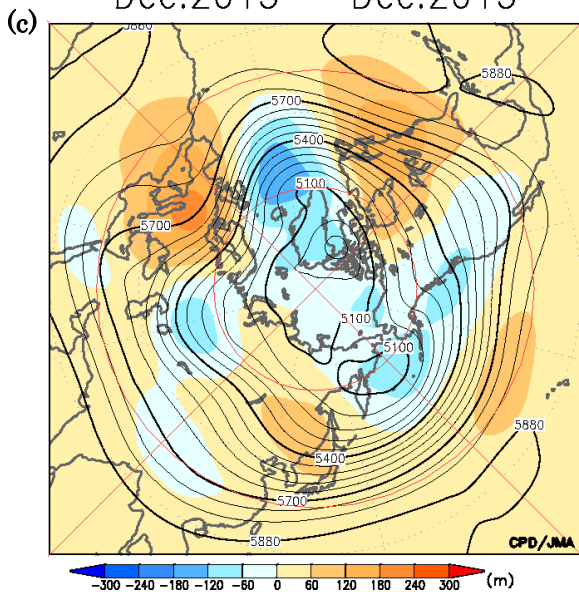
第 3.1.2-13 図 2015 年 12 月 1 日～2016 年 1 月 10 日の(a)OLR 偏差(陰影)、及び 850hPa 流線関数偏差(等値線)と(b)海面気圧偏差 (a)の矢印は 850hPa における波の活動度フラックス(単位  $m^2/s^2$ )。等値線の間隔は太線  $10 \times 10^6 m^2/s$ 、細線  $2.5 \times 10^6 m^2/s$ 。



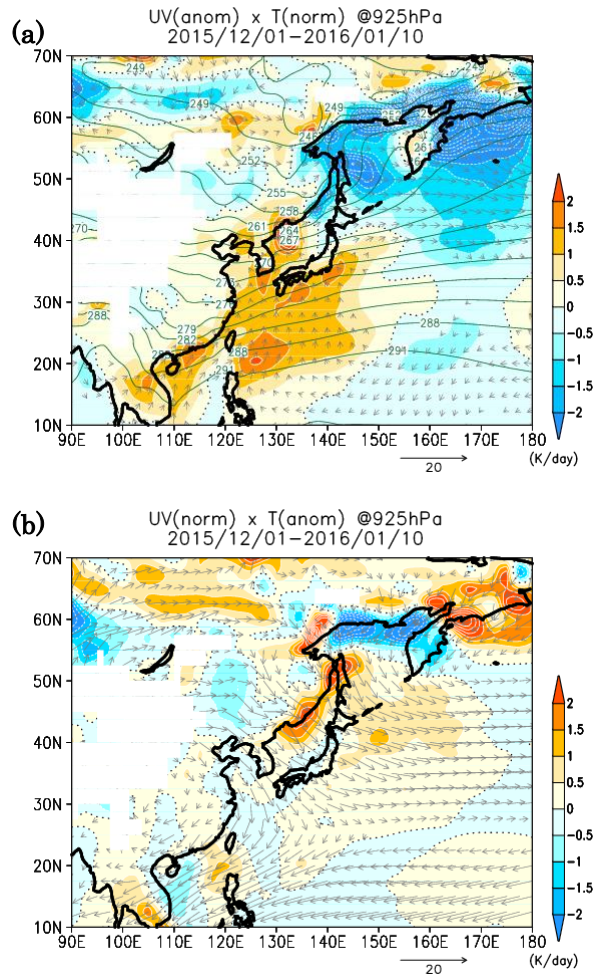
第 3.1.2-12 図 2015/2016 年冬の地域平均気温平年差の 5 日移動平均



Dec.2015 – Dec.2015



第 3.1.2-14 図 (a)2015 年 11 月～2016 年 2 月の日別 EU パターン指数。(b)EU パターン指数に回帰させた 500hPa 高度偏差分布で、陰影は相関係数。(c)2015 年 12 月の 500hPa 高度(実線)と偏差(陰影)。



第 3.1.2-15 図 925hPa における(a)水平風偏差による気温平年値の移流、及び(b)水平風平年値による気温偏差の移流に伴う気温変化量(K/day)

(a)の等値線は絶対温度で表示した気温を表す。いずれも 2015 年 12 月 1 日～2016 年 1 月 10 日平均。



### 3.2 2016年8月の日本の顕著な天候

2016年8月は西日本で中旬を中心に厳しい暑さとなった一方、北日本では相次ぐ台風の影響により記録的な多雨となった。本節では、この天候と循環場の特徴について述べる。

#### 3.2.1 天候と海面水温、台風の状況

##### (1) 天候の状況

第3.2-1図に2016年8月の平均気温平年差、降水量平年比、日照時間平年比の分布を示す。

2016年8月はほぼ全国的に月平均気温が高く、日照時間も東日本太平洋側、沖縄・奄美を除いて多かった。特に西日本では、中旬を中心に晴れて厳しい暑さとなり、月平均気温は平年差+0.9℃と高く、中旬の旬平均気温は平年差+1.6℃で1961年の統計開始以降第2位の高温となった。日照時間は西日本日本海側で平年比131%、西日本太平洋側で平年比126%で、1946年の統計開始以降でそれぞれ第2位、第3位の記録となった。

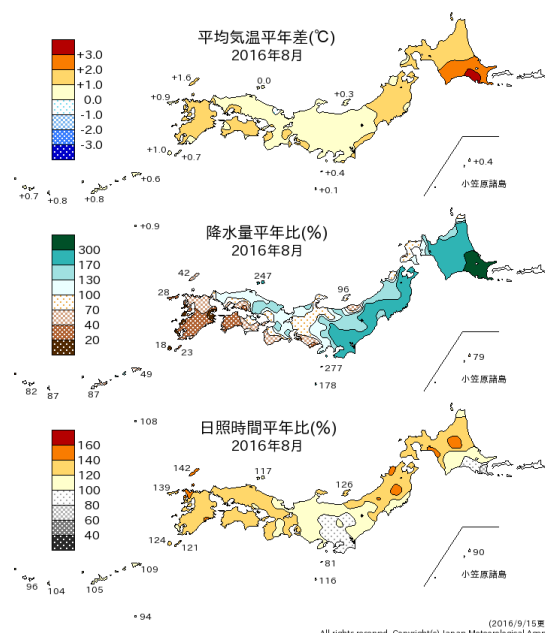
8月の月降水量は、西日本太平洋側や沖縄・奄美で少なかった一方、北日本では台風の影響でかなり多かった。特に、北日本太平洋側の月降水量平年比は231%で1946年の統計開始以降最も多く、記録的な多雨となった。

##### (2) 海面水温の状況<sup>1</sup>

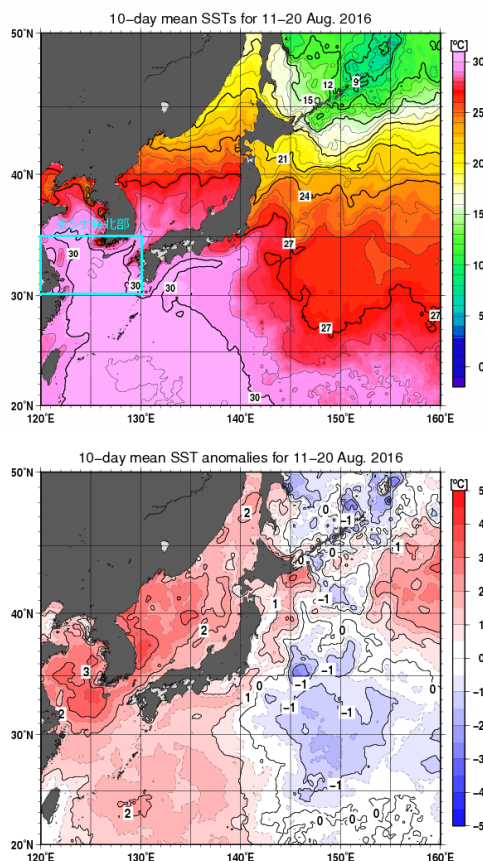
前述の西日本の高温と同様、東シナ海北部では、平年より日射量が多く、また高気圧に覆われ海面付近の風が弱かったこともあり、8月の海面水温が記録的に高い状態となり、8月中旬には海面水温が31℃を超える海域がみられた(第3.2-2図)。

東シナ海北部の8月中旬の旬平均海面水温は29.9℃となり、解析値のある1982年以降で年間を通して最も高い水温となった。

<sup>1</sup> 気象庁の全球日別海面水温解析(MGDSST; 栗原ほか, 2006)による解析。平年値の算出にあたっては、1984年以前のデータを気候解析用全球海面水温解析データ(COBE-SSST; 気象庁, 2006)で代用して1981-2010の30年平均を求めている。



第3.2-1図 2016年8月の平均気温平年差、降水量平年比及び日照時間平年比の分布

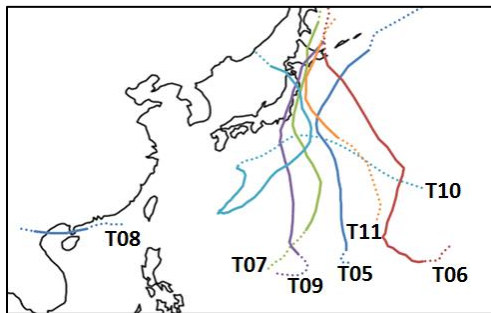


第3.2-2図 日本近海の旬平均海面水温分布図(上)と平年差分布図(下)(2016年8月中旬) MGDSSTによる解析。単位は℃。水色枠は東シナ海北部(30~35°N, 120~130°E)の範囲を表す。

### (3) 台風の状況

2016年8月の台風経路図を第3.2-3図に示す。8月中旬から下旬にかけて、台風第7号、第11号、第9号、第10号が相次いで上陸した。2016年8月に日本に上陸した台風は計4個で、ひと月の上陸数としては統計を開始した1951年以降で1954年9月、1962年8月と並んで最多タイの記録となった。

特に北海道地方においては、台風第7号が17日に襟裳岬付近に、第11号が21日に釧路市付近に上陸し、また台風第9号は22日に千葉県館山市付近に上陸した後、23日に日高地方に再上陸した。北海道地方に年間2個以上の台風が上陸したのは1951年以降で初めてである。北海道地方には台風第6号の接近(根室半島を通過)もあった。また、台風第10号は統計開始以来初めて東北地方の太平洋側に上陸した。これら複数の台風の影響で大雨や暴風となり、甚大な被害がもたらされた。



第3.2-3図 2016年8月の台風経路図  
Tに続く数字は台風番号、経路の実線は台風、破線は熱帯低気圧・温帯低気圧の期間を示す。

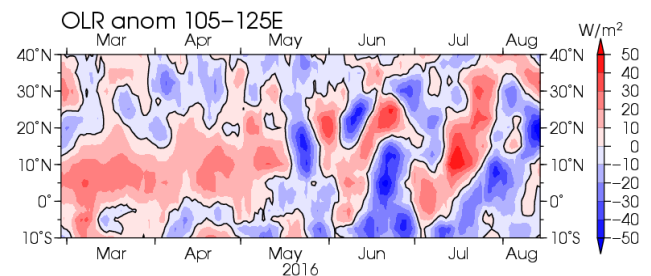
#### 3.2.2 大気の流れの特徴

##### (1) 西日本の高温に関連する大気の流れの特徴

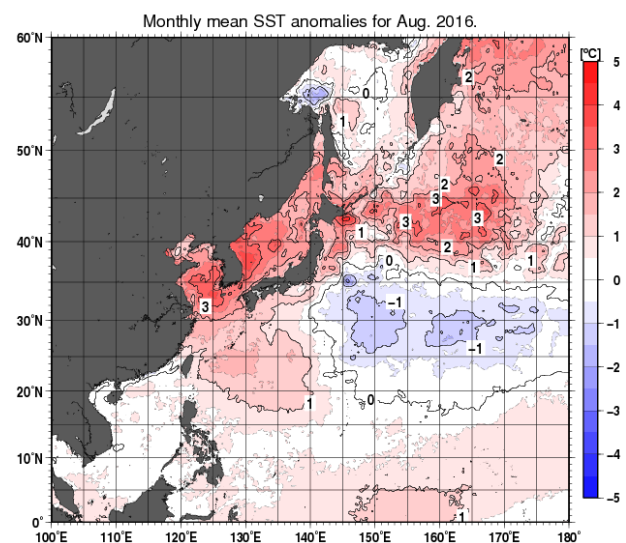
赤道季節内振動(MJO)に伴う対流活発位相は7月末から8月中旬にかけて海洋大陸付近から太平洋を東進した(図略)。また、アジアモンスーン域の対流活発位相は7月中旬以降北進し(北半球夏季熱帯季節内振動;BSISO)、8月はこの位相がフィリピン付近に達するタイミングとなった(第3.2-4図)。この季節内振動(MJO、BSISO)に対応して、8月中旬を中心にフィリピン付近からフィリピンの東海上では対流活動が活発化した。また、同領域で海面水温が平年よりも高

かったことも、対流活動の活発化に寄与したと考えられる(第3.2-5図)。

第3.2-6図に西日本の高温が顕著だった8月8日から17日における200hPa流線関数平年偏差及び発散風平年偏差、110~130°E平均の鉛直平年偏差を示す。対流圏上層では、フィリピン付近の活発な対流活動に対応して、対流活発域の中心から周辺に向かう流れが明瞭となった。一方、中国北東部付近ではチベット高気圧が北東へ張り出し、高気圧性循環偏差となった。中国東部~東シナ海(30~35°N付近)では上空でこの二つの流れが収束し、下降流場となった。中国東部から西日本付近の高温には、この下降流に伴う昇温効果や晴れて日照が多かったことが寄与したと考えられる。925hPa面における鉛直偏差による断熱加熱/冷却(第3.2-7図)の分布からも下降流に伴う昇温効果が確認できる。

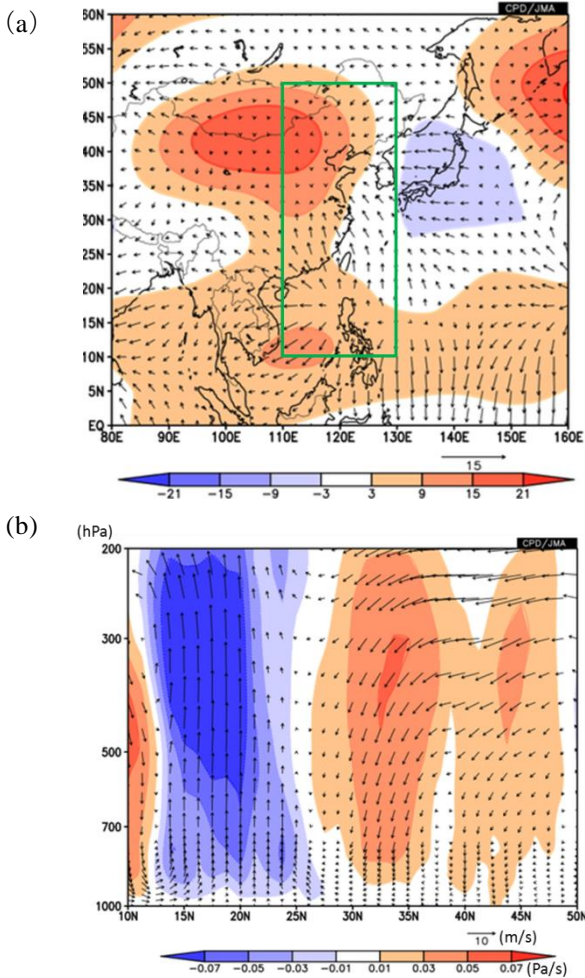


第3.2-4図 南シナ海~フィリピン付近(105~125°E平均)におけるOLR平年偏差の緯度-時間断面図(単位:W/m<sup>2</sup>)



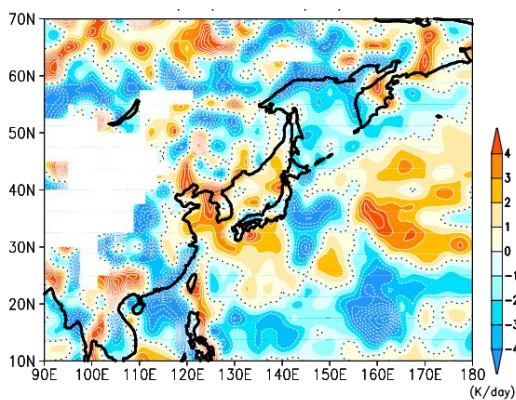
第3.2-5図 2016年8月の海面水温平年偏差(単位:°C) MGDSSSTによる解析。





第 3.2-6 図 2016 年 8 月 8 日～17 日平均の (a) 200hPa 流線関数年偏差 (陰影、単位:  $10^6 \text{m}^2/\text{s}$ ) 及び発散風年偏差 (矢印、単位:  $\text{m/s}$ )、(b) 110～130°E で平均した南北/鉛直風偏差ベクトルの緯度—鉛直断面図

(a) の緑枠は 110～130°E、10～50°N の領域を示す。(b) の陰影は鉛直風偏差を表す。南北/鉛直風偏差ベクトルは鉛直方向に 100 倍して表示。鉛直風の単位は  $\text{Pa/s}$  で、正が下降流に対応する。



第 3.2-7 図 2016 年 8 月 8 日～17 日平均の 925hPa 鉛直流偏差による断熱加熱/冷却 (単位:  $\text{K/day}$ )

## (2) 北日本の多雨に関連する大気の流れの特徴

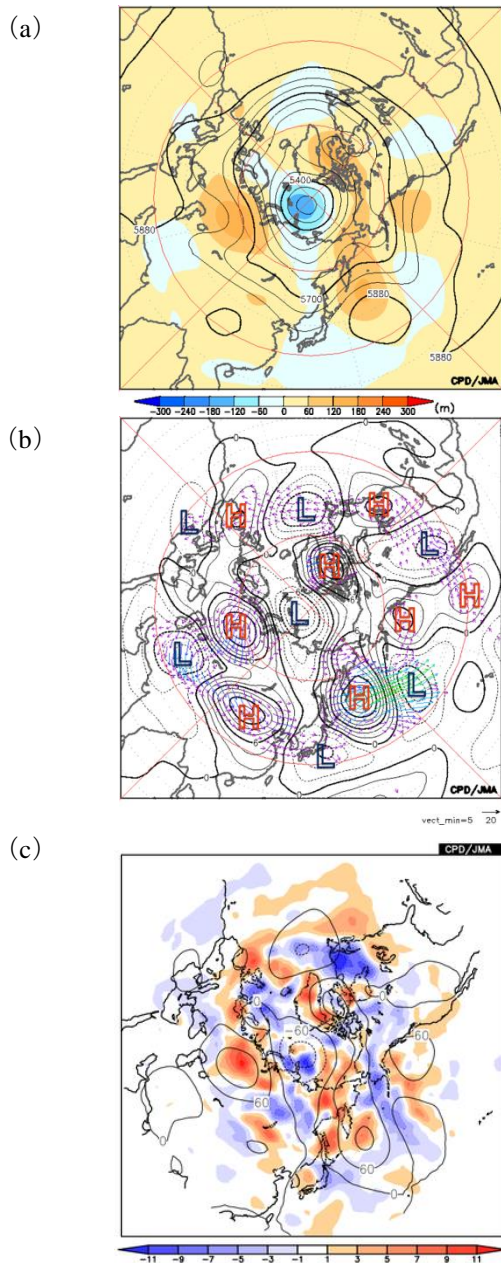
2016 年 8 月の 500hPa 高度を第 3.2-8 図 (a) に示す。北半球中緯度の上空の偏西風は、カムチャツカ半島付近で大きく北に蛇行してブロッキング高気圧を形成する一方、その西側の日本付近や、東側の太平洋中部では南に蛇行して気圧の谷となった。60°E 付近の西シベリアのブロッキング高気圧は月を通して持続し、カムチャツカ半島付近のブロッキング高気圧は中旬以降に発達した (第 3.2-9 図)。対流圏上層では西シベリアのブロッキング高気圧に伴う低緯度側の低気圧性循環偏差から亜熱帯ジェット気流に沿った準定常ロスビー波束の伝播がみられ (第 3.2-8 図 (b))、中国北部付近やカムチャツカ半島付近の高気圧性循環偏差の形成の一因になったとみられる。また、西シベリア付近やカムチャツカ半島付近については、高気圧偏差が位置する場所と高周波擾乱の活動に伴って高度年偏差が増加する領域がおおよそ対応しており (第 3.2-8 図 (c))、ブロッキング高気圧の形成・維持には高周波擾乱からのフィードバックの寄与もあったとみられる。

2016 年 8 月の 200hPa 及び 850hPa における流線関数年偏差及び波の活動度フラックス、OLR 年偏差を第 3.2-10 図に示す。対流活動は西部太平洋から日付変更線の 20°N 付近で活発だった。この活発な対流活動に対応して、対流圏下層では南シナ海～日本の南海上の広い範囲で低気圧性循環偏差となり (ロスビー応答)、モンスーントラフが日本の南まで深まった。熱帯低気圧や台風が数多く発生した日本の南東海上 (150～170°E、10～30°N) における対流活動は記録的に活発だった (第 3.2-11 図)。

対流活動が活発だった要因として、太平洋中部の気圧の谷 (ミッドパシフィックトラフ) から分離した上層の高渦位による寄与があったと考えられる。8 月の 360K 等温位面 (概ね 200hPa 付近に対応) における渦位分布を見ると (第 3.2-12 図)、太平洋中部で南～南西方向の傾きをもって中緯度から高渦位が侵入していることがわかる。渦位分布の推移を確認すると、太平洋中部の中緯度域から南下し切離された高渦位が亜熱帯域を西進する様子が度々見られた (図略)。20～30°N 平均の 360K 等温位面渦位及び 15～25°N

平均の 850hPa 相対渦度の時間-経度断面図(第 3.2-13 図)から、前述のミッドパシフィックトラフから南下した高渦位が亜熱帯域を度々西進しているのが確認できる。日付変更線の西側では下層の低気圧性循環が強まり、これに対応して熱帯擾乱が複数発生した。以上から、太平洋中部における活発な対流活動や平年より多い台風の発生には、中緯度域からの断続的な高渦位の供給が寄与していたと考えられる。

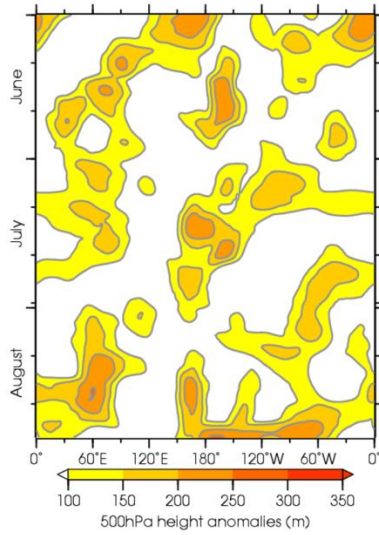
また、偏西風の蛇行に対応して、日本の東海上の上空の風は南よりとなり、太平洋高気圧は、本州付近から日本の南海上で平年より弱く、カムチャツカ半島付近のブロッキング高気圧に対応してカムチャツカ半島の南海上に強く張り出した(第 3.2-14 図)。この太平洋高気圧のカムチャツカ半島の南海上への張り出しには、対流圏下層における日本の南海上の低気圧性循環偏差からの波東伝播が寄与した可能性もある(第 3.2-10 図(b))。日本の南東海上で発生した熱帯低気圧から発達した台風(一部を除く)は、太平洋高気圧の縁辺を回るように日本の東海上を進み、上空の南よりの風に対応して北日本に接近・上陸した。台風第 10 号は、日本の南海上を南西に進んだ後、反転して北東進し、関東の南東海上に達すると、大きく蛇行していた上空の偏西風の影響で北西に進路を変えるという特徴的な経路を辿り、統計開始以来初めて東北地方の太平洋側に上陸した。前線や台風の影響を繰り返し受けた北日本では、太平洋側を中心に大雨となった。



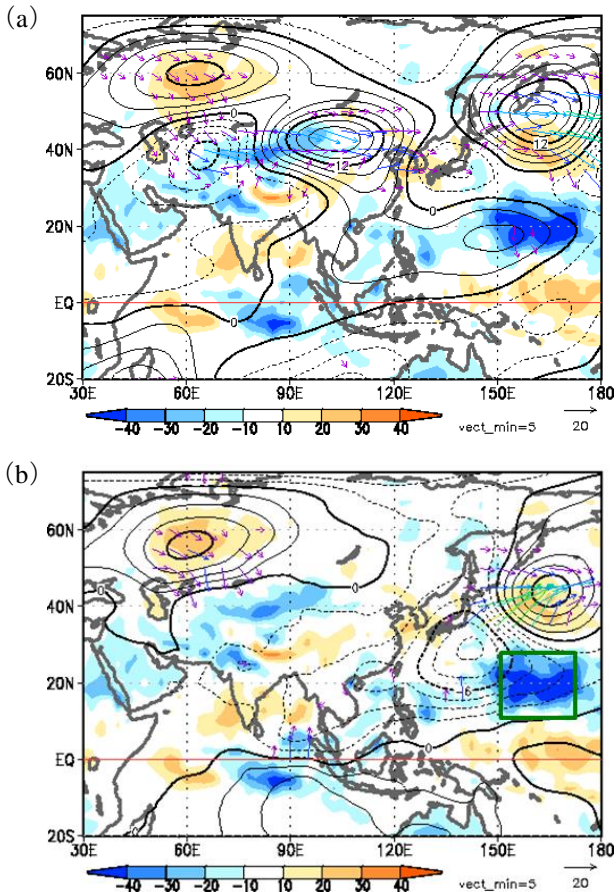
第 3.2-8 図 2016 年 8 月平均の (a) 500hPa 高度 (等値線、間隔: 60m) 及び平年偏差 (陰影)、(b) 300hPa 波の活動度フラックス (矢印、単位:  $\text{m}^2/\text{s}^2$ ) 及び 300hPa 流線関数平年偏差 (等値線、間隔:  $2 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ )、(c) 高周波擾乱に伴う渦度フラックス収束発散による 500hPa 高度変化率の平年偏差 (単位:  $\text{m}/\text{day}$ ) 及び 500hPa 高度平年偏差 (等値線、間隔: 60m)

(b) の大文字アルファベット H 及び L はそれぞれ高気圧性循環偏差、低気圧性循環偏差であることを示す。(c) の高周波擾乱成分は 2~8 日のバンドパスフィルターをかけて求めた。



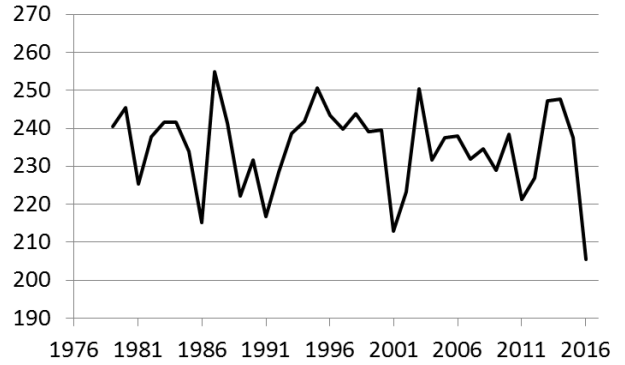


第 3.2-9 図 40~80°N における 500hPa 高度 年 平 年 偏 差 (単 位 : m) の 最 大 値 の 時 間 - 経 度 断 面 図 (2016 年 6~8 月)

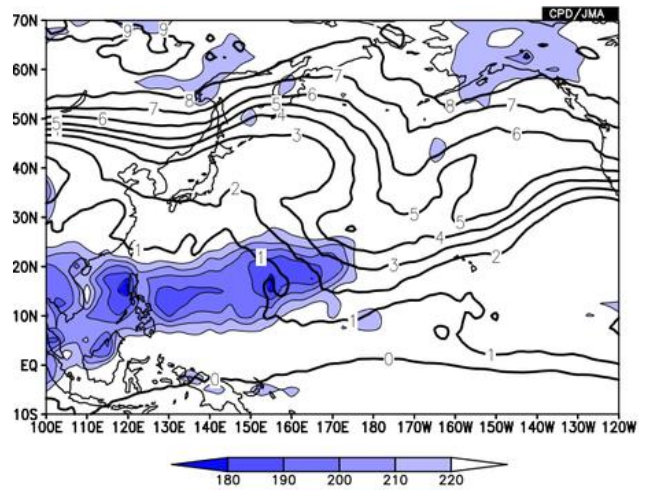


第 3.2-10 図 2016 年 8 月 平 均 の (a) 200hPa 及 び (b) 850hPa に お け る 流 線 関 数 年 平 均 偏 差 (等 値 線、間 隔 : (a)  $3 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 、(b)  $1.5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ) 及 び 波 の 活 動 度 フ ラ ッ ク ス (矢 印、単 位 :  $\text{m}^2/\text{s}^2$ )

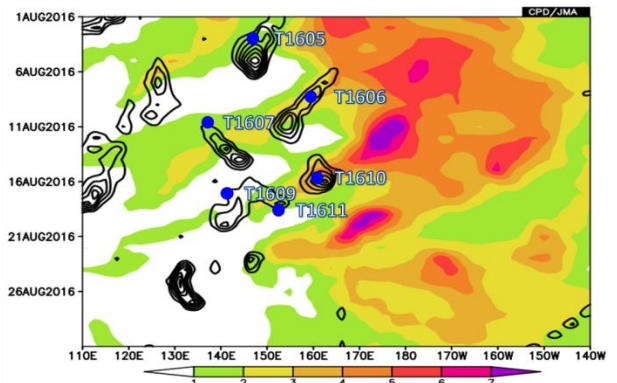
(a) (b) の 陰 影 は い ず れ も OLR 年 平 均 偏 差 (単 位 :  $\text{W}/\text{m}^2$ ) を 示 す。(b) の 緑 枠 は 150~170°E、10~30°N の 領 域 を 示 す。



第 3.2-11 図 8 月 の 日 本 の 南 東 海 上 (150~170°E、10~30°N) に お け る 領 域 平 均 OLR の 経 年 変 化 (単 位 :  $\text{W}/\text{m}^2$ )

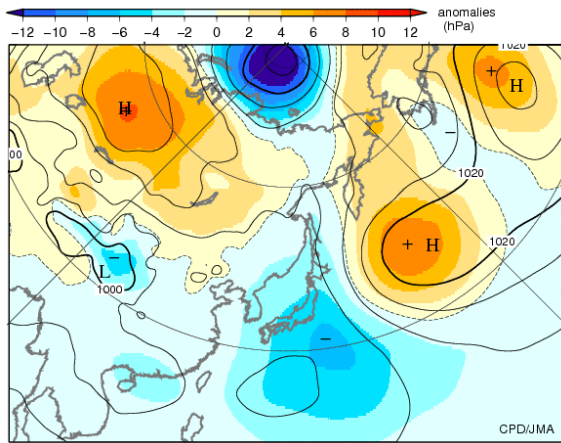


第 3.2-12 図 2016 年 8 月 平 均 の OLR (陰 影、単 位 :  $\text{W}/\text{m}^2$ ) 及 び 360K 等 温 位 面 渦 位 (等 値 線、単 位 : PVU)



第 3.2-13 図 20~30°N で 平 均 し た 360K 等 温 位 面 渦 位 (陰 影、単 位 PVU) と 15~25°N で 平 均 し た 850hPa 相 対 渦 度 (等 値 線、間 隔 :  $10^{-6}/\text{s}$ ) の 時 間 - 経 度 断 面 図 (2016 年 8 月)

青 丸 は 台 風 発 生 に つ な ぐ る 熱 帯 擾 乱 の 発 生 位 置 を 示 し、アルファベット T に 続 く 数 字 は 台 風 番 号。等 値 線 は  $2 \times 10^{-6}/\text{s}$  以 上 の 場 合 の み 表 示。



第 3.2-14 図 2016 年 8 月の日本付近の海面気圧(等値線、単位:hPa)及び年偏差(陰影)

### 3.2.3 まとめ

以上で述べた 2016 年 8 月の日本の顕著な天候の要因の概念図を第 3.2-15 図に示す。

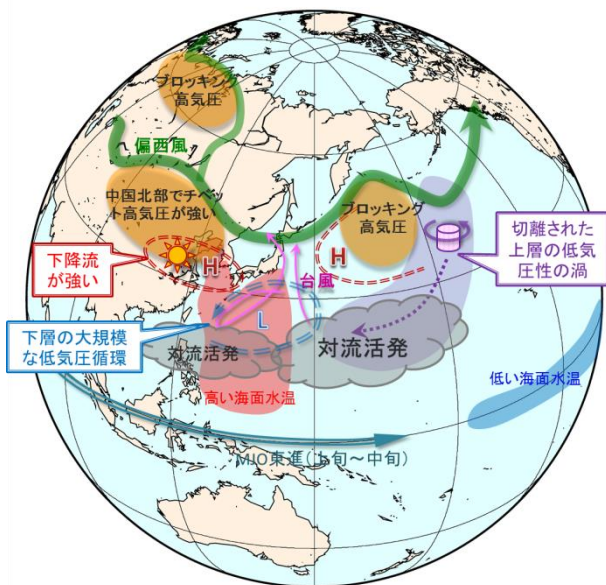
西シベリアのブロッキング高気圧に伴う低緯度側の低気圧性循環偏差からの波束伝播に伴い、東アジアから太平洋で偏西風の蛇行が明瞭となり、中国北部とカムチャツカ半島付近でリッジ、日本付近と太平洋中部でトラフとなった。

太平洋中部の気圧の谷から切離された上層の高渦位が南西進したことに関連して、日本の南東海上～日付変更線付近で対流活動がかなり活発となった。この対流活発に対するロスビー応答は、日本の南海上の大規模な低気圧性循環の形成に寄与したとみられる。

太平洋高気圧は、日本付近への張り出しが弱く、カムチャツカ半島の南海上で強かった。カムチャツカ半島の南海上における太平洋高気圧の強化には、対流圏上層のブロッキング高気圧に加え、対流圏下層における日本の南海上の低気圧性循環偏差からの波束伝播が寄与した可能性もある。

日本の南東海上の対流活発域で発生した熱帯低気圧(台風)は、太平洋高気圧の縁辺を回るように日本の東海上を進み、北日本に度々大雨をもたらした。

また、季節内振動に対応するフィリピン付近の活発な対流活動と、中国北東部付近でのチベット高気圧の強まりに対応して、中国東部～西日本では下降流が強まり晴れて高温となった。



第 3.2-15 図 2016 年 8 月の西日本の高温及び北日本太平洋側の多雨の要因に関連する大気の流れの模式図

### 参考文献

気象庁, 2006: 気候解析用全球海面水温解析データ (COBE-SST) の特徴. 気候系監視報告別冊第 12 号.

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, 73 特別号, 気象庁, S1-S18.