

日本の夏に影響を与える現象の検証

気象庁気候情報課 藤川典久

1. はじめに

日本の天候に影響を与える現象としては、エルニーニョ・ラニーニャ現象が最も大きな要因として認識されている。しかし、夏平均気温の場合には、他の季節と比べてNINO.3との相関が小さく、統計的に有意な関係ではなくなっている。これは、夏の天候がアジアモンスーンに伴う対流活動の強さやその位置に大きな影響を受けていることが一因であり、アジアモンスーンの変動においてNINO.3で説明できる割合が、特に近年小さくなっている。これには、エルニーニョ現象の翌夏のアジアモンスーンが日本に不順な天候をもたらすパターンになりやすいこと(Xie et al., 2009)や他の季節と比べて卓越する水平スケールが小さく、極東域ローカルな影響が現れやすいことなどが影響していると考えられる。

このように、夏の天候に影響を与える現象についての理解が進んだことに加え、1990年代後半以降の急激な昇温トレンドによって、これまで知られていた夏の気温との統計関係にも変化が見られている。また、JRA-25/JCDASおよびOLRのデータが30年分蓄積された。そこで、日本の夏の天候に影響を与える現象について、再確認することを目的とした統計調査を行った。ここでは、北日本と西日本の夏平均気温について、その結果を簡単に報告する。なお、ここで夏平均とは6～8月の3か月平均のことである。

2. データ

今回、日本の夏の天候との調査に使用したデータは以下の通り。

- ① 気象官署で観測された気温をもとにした1946～2008年の西日本と北日本の地域平均夏平均気温年差（以下、夏平均気温と表記）。
- ② COBE-SST(Ishii et al., 2005)をもとにした1946～2008年の熱帯海洋変動監視指数(NINO.3、NINO.WEST、IOBW^{*1})の定義領域の領域平均海面水温から作成した各インデックスおよびPDO

*1

インデックス^{*2}（その時の大気の影響を除くために、6か月前の冬平均の値を使用。また、Decadal変動を抽出するため、一部1901～2008年のデータを使用）。トレンドも含めた変動を調査対象としているため、気象庁での現業監視用インデックスとは異なる。

- ③ JRA-25(Onogi et al., 2007)およびJRA-25と同一の同化システムを使用したJCDASの循環場データ(1979～2008年)

- ④ NOAAのOLRデータ(1979～2008年)

なお、以下の解析において、t検定を用いて5%の危険率で有意だと判断された場合に、その統計関係を有意と記述している。

3. 経年変化

(1) 北・西日本の夏平均気温の経年変化

西日本と北日本の夏平均気温の経年変化を見る(図1)と、63年間のトレンドは、西日本では昇温トレンドが大きく、10年当り約0.2℃にも達する一方、北日本ではトレンドがほとんど見られない(図1橙線)。ただし、11年移動平均(図1青線)で見ると、北日本でも1990年代以降に弱い昇温傾向が見られている。これらのFFTの結果によると、西日本では3～4年と20年弱の周期帯にピークが見られ、数年周期と共にDecadal変動が卓越している。北日本では、Decadalの周期帯にピークはなく、5年周期が突出して現れているのが特徴的である(図略)。

(2) 海面水温の経年変化

1946～2008年の夏平均の海面水温のトレンド分布を見ると(図2)、インド洋熱帯域から海洋大陸、西部太平洋熱帯域にかけて、および大西洋熱帯域で有意な昇温トレンドを持つ海域が広がっている。一方、中部～東部太平洋赤道域の昇温トレンドはインド洋と比べると小さく、有意な海域も東部の一部に広がる程度となっている。また、北太平洋中緯度帯には、一部で有意な海域を含む降温トレンドを持つ海域が带状に広がり、この海

*2

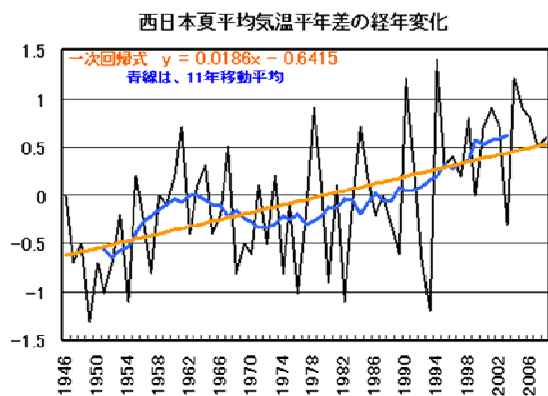
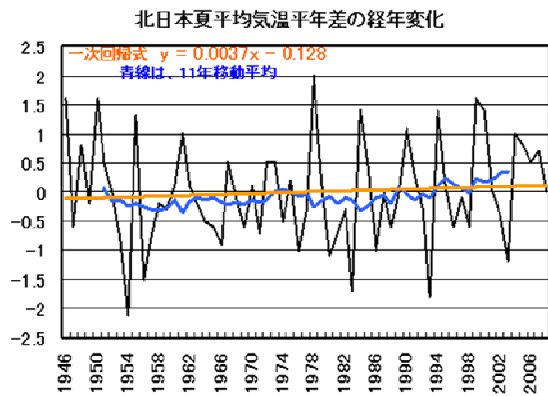


図1 北・西日本の夏平均気温年差の経年変化

域は PDO の主要変動海域とほぼ同じ海域である。日本近海では、沖縄・奄美周辺が西部太平洋熱帯域と同様に有意な昇温トレンドを持つ一方、北日本の東海上は北太平洋中緯度帯と同様に有意ではないが降温トレンドを持っている。

海面水温のこのようなトレンド分布を背景として、熱帯海洋変動指数の 1946~2008 年の経年変化を見ると、10 年当りの変化率では、NINO.3 が約 0.07°C、NINO. WEST が約 0.10°C、IOBW が約 0.12°C の昇温トレンドを持っている (図3 橙線)。これらの FFT の結果によると、NINO.3 には3~4 年と5 年の周期帯にピークが見られ、NINO. WEST には約8 年周期に弱いピークが見られ、IOBW には5 年周期が見られる (図略)。Decadal の周期帯では、NINO. WEST の約20 年に弱いピークが見られるが、図3 からわかるように昇温トレンドや年々変動と比べるとかなり振幅が小さく、NINO.3 や IOBW には卓越する Decadal 周期は見られない。

PDO の 1901~2008 年の経年変化を見ると、トレンドはほぼゼロとなっている (図4)。FFT の結果によると、約20 年と約40 年の周期帯にピークが見られる。

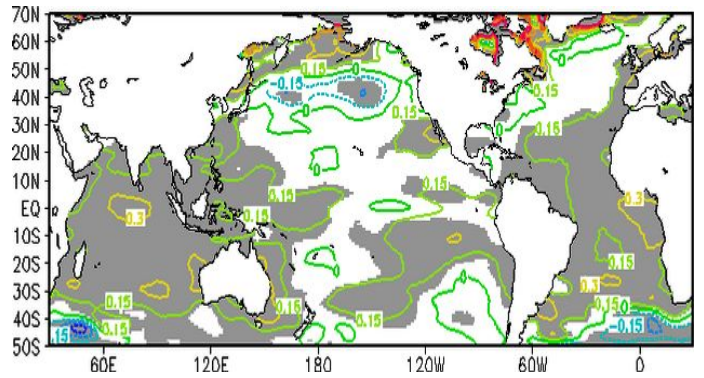


図2 夏平均海面水温のトレンド分布
1946~2008 年のデータを使用。等値線間隔は 0.15°C /18.3 年。危険率 5% で有意な領域に陰影を付加。

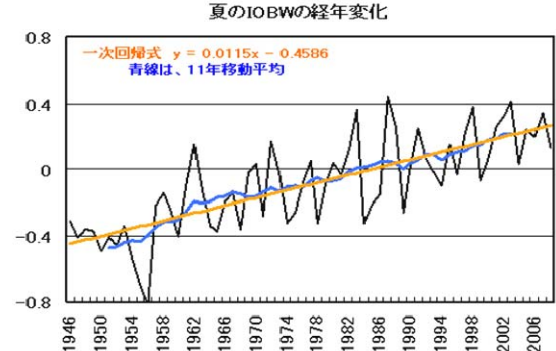
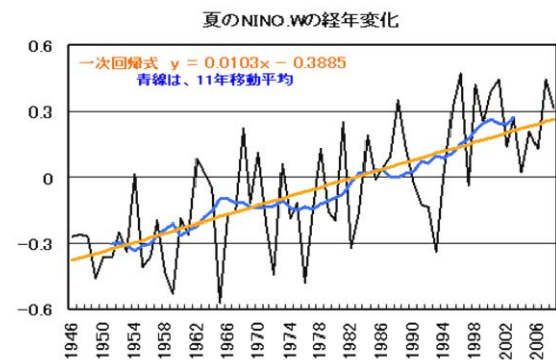
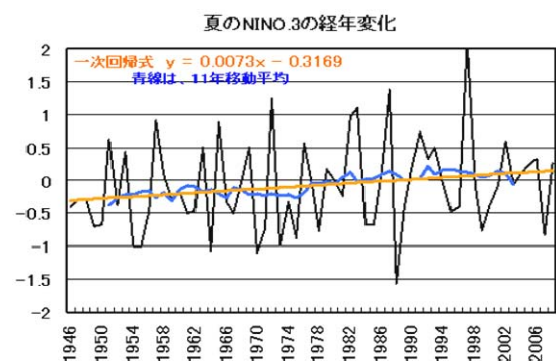


図3 熱帯海洋変動監視指数の経年変化
NINO.3 = [5°N~5°S, 150°W~90°W]
NINO. WEST = [15°N~Eq., 130°E~150°E]
IOBW = [20°N~20°S, 40°E~100°E]

クが見られ、Decadal 変動が卓越しているほか、3年周期にもピークが見られる。近年の変動は、Decadal が不明瞭に見えるが、11年移動平均では2003年頃に符号が正から負に変わっている。

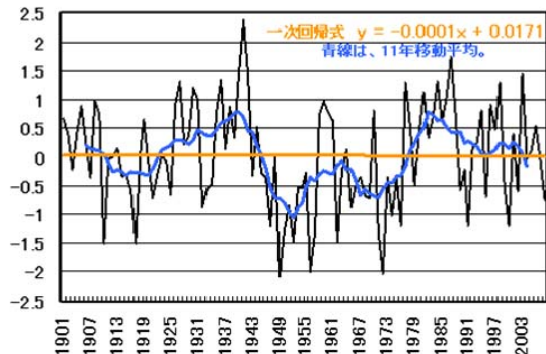


図4 PDOインデックスの経年変化

12～2月平均のインデックスを1月の西暦年に表示

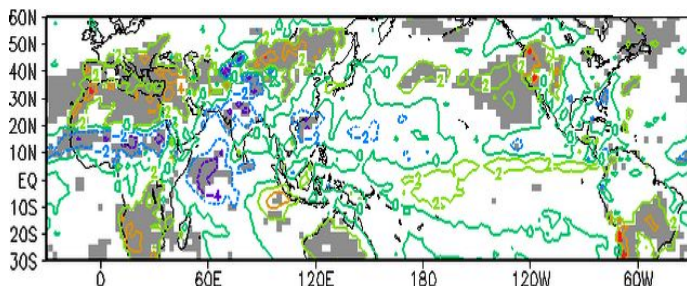


図5 夏平均OLRのトレンド分布

1979～2008年のデータを使用。等値線間隔は $2 \text{ W/m}^2/8.8 \text{ 年}$ 。危険率5%で有意な領域に陰影を付加。

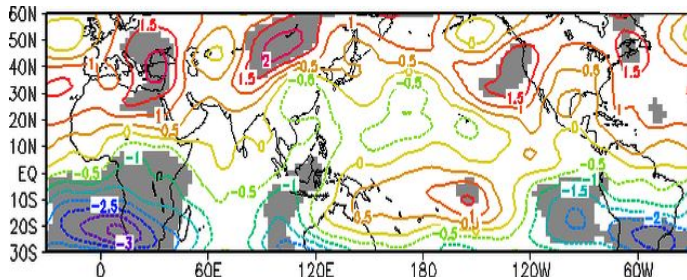


図6 夏平均200hPa流線関数のトレンド分布

1979～2008年のデータを使用。等値線間隔は $0.5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}/8.8 \text{ 年}$ 。危険率5%で有意な領域に陰影付加。

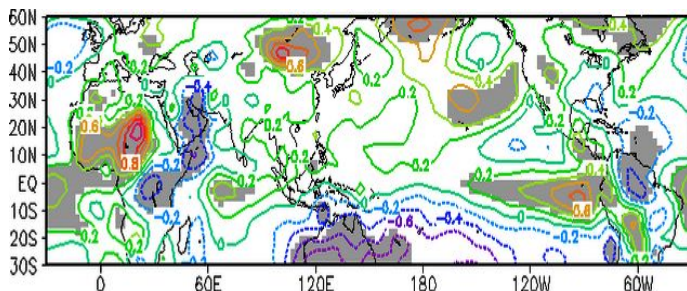


図7 夏平均850hPa流線関数のトレンド分布

1979～2008年のデータを使用。等値線間隔は $0.2 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}/8.8 \text{ 年}$ 。危険率5%で有意な領域に陰影を付加。

(3) 対流活動と熱帯の循環のトレンド

1979～2008年の夏平均のOLRのトレンド分布を見ると(図5)、サヘルに対流活動活発化のトレンドが明瞭となっている。アジアモンスーン域も全般に対流活動活発化のトレンドが広がっており、有意な領域が南シナ海、インド北部～パキスタンおよびインド洋西部熱帯域に見られる。一方、北アフリカから地中海周辺、モンゴル周辺、南アフリカ、オーストラリアなど亜熱帯から中緯度にかけての陸上には、有意なOLR正トレンド域が広がり、対流活動の不活発化トレンドあるいは地表面気温の上昇トレンドを反映しているものと考えられる。

次に、夏平均の200hPa流線関数のトレンド分布を見ると(図6)、西部から中部太平洋にかけての亜熱帯域で赤道対象の低気圧性循環トレンドが見られるほかは、高気圧性循環トレンドが大きく広がっており、この分布は対流活動のトレンド分布に整合するものである。また、トルコ・黒海周辺と中国北西部～モンゴルの高気圧性循環トレンドが亜熱帯ジェットに沿って波列状に分布していることも注目し得る。850hPa流線関数のトレンド分布では(図7)、インド洋西部にモンスーンに伴う赤道越えの流れが強まるトレンド分布が見られ、インド北部～パキスタンの対流活動活発化トレンドと整合的である。サハラ南部には高気圧性循環トレンドが明瞭に見られ、セネガル方面からの下層水蒸気フラックスを増加させることにより、サヘルに対流活動活発化トレンドに繋がっているものと推測される(ただし、サヘル域の対流活動との相関分布と比べると、トレンドの分布は緯度にして5度ほど北にずれている(図略))。モンゴル周辺では顕著な高気圧性循環トレンドが見られ、順圧的な高気圧が近年発達する傾向にあることを示している。また、オーストラリアでは、対流圏下層中心に高気圧性循環が強まるトレンドが見られており、OLRの正トレンドと整合している。

このように、夏のアジアモンスーン域の対流活動や循環場のトレンド分布は、モンスーン活発化トレンドを示唆するものとなっている。これは、代表的ないくつかの夏のアジアモンスーンインデックスの経年変化においても明瞭に見られており、10年当り0.2～0.3程度の上昇トレンドとなっている(図8)。

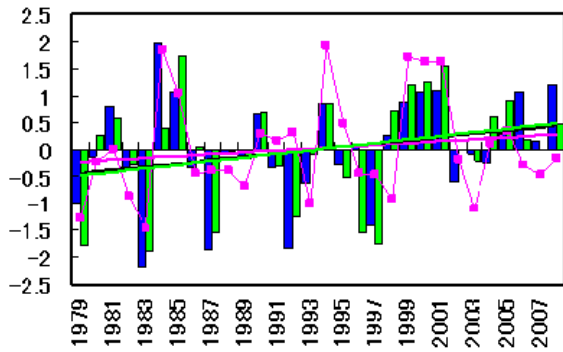


図8 夏のアジアモンスーン指数の経年変化
赤紫線: SAMOI, 緑棒: Webster and Yang (1992) インデックス、青棒: Meridional Thickness Index (Kawamura, 1998)。直線は各指数の回帰直線。

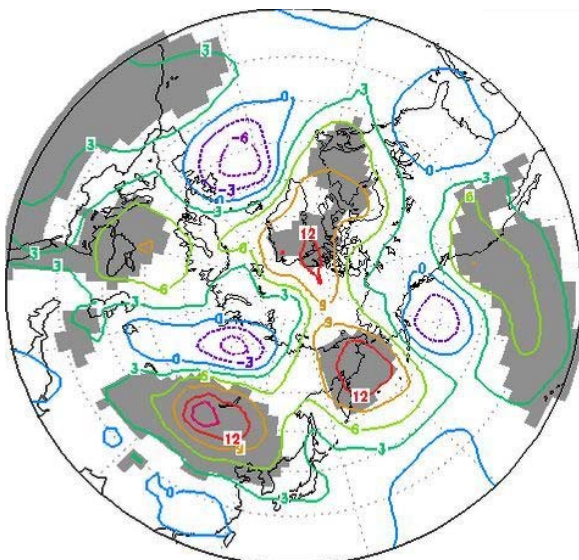


図9 夏平均 500hPa 高度のトレンド分布
1979~2008 年のデータを使用。等値線間隔は 3 gpm/8.8 年。危険率 5% で有意な領域に陰影を付加。

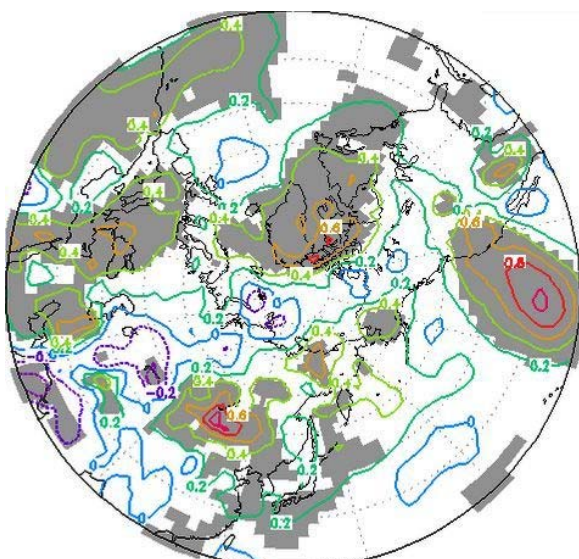


図10 夏平均 850hPa 気温のトレンド分布
1979~2008 年のデータを使用。等値線間隔は 0.2°C /8.8 年。危険率 5% で有意な領域に陰影を付加。

(4) 中・高緯度の循環のトレンド

1979~2008 年の夏平均の北半球 500hPa 高度のトレンド分布を見ると (図9)、200hPa 流線関数と同様に、トルコ・黒海周辺と中国北西部~モンゴルに高度の正トレンドが広がっており、この波列状の分布はさらに北東に伸びて、カムチャツカ付近にも正トレンド域が見られる。850hPa 気温のトレンド分布は、ほとんどの領域で昇温トレンドとなっており、特に大きなトレンドを持つ領域は 500hPa 高度の正のトレンド域と同じである (図10)。少し詳細に見ると、対流活動活発化トレンドのあるパキスタン~インド北部で降温トレンド域が見られるほか、東シナ海~東・西日本太平洋岸にかけても有意な昇温トレンドが見られる。

4. 夏の気温との関係

(1) 西日本の夏平均気温との関係

図11は、西日本の夏平均気温と海面水温の1946~2008年間の相関係数の分布である。インド洋熱帯域や海洋大陸、西部太平洋熱帯域、大西洋熱帯域には有意な正相関域が広がっている。第3節で述べたように、西日本の夏平均気温とこれら海域の海面水温は、どちらも明瞭な正トレンドを持っているため、このトレンドが相関係数を大きくしている一因であると考えられる。実際、各海洋の監視指数ともに、トレンドを除去した場合に大幅に相関係数が小さくなっており (図12右欄)、トレンドを除去すると有意な関係を示す指数はなくなってしまう。西日本の夏平均気温と各海洋の監視指数との31年相関係数の推移 (図12)からは、西日本の夏平均気温と普遍的な相関を維持している指数はなく、NINO.3は1970年頃に高い負の相関を持ったものの最近ほとんど相関がなくなっているほか、NINO.WESTは1980年代後半に高い正の相関を持ったものの、トレンドを除くと最近では5%の危険率での有意水準ギリギリのレベルまで落ちてきている。また、PDOとも1950~1960年代 (PDOの負位相期間) に高い相関があったが、1980年代以降はほとんど無相関となっている。

次に、西日本の夏平均気温と対流活動や循環場との1979~2008年の相関係数分布を見てみると (図13)、インド~南シナ海~フィリピン東海上~日付変更線にかけての20°N帯に、OLRとの負

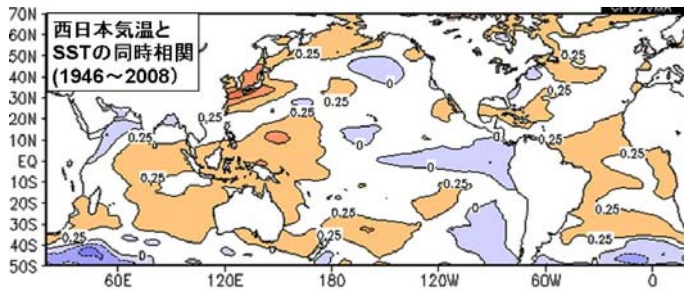


図 11 西日本の夏平均気温と海面水温の同時相関
1946～2008 年のデータを使用。等値線間隔は 0.25。

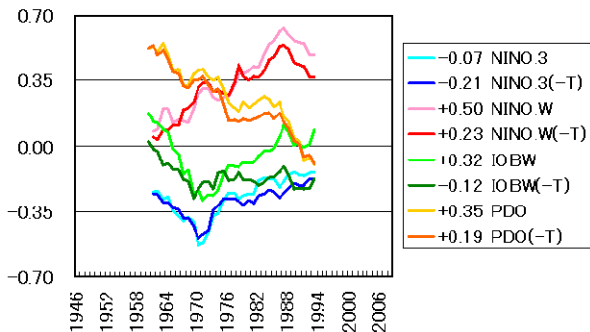


図 12 西日本の夏平均気温と熱帯海洋変動指数等との 31 年相関係数の推移

前後 15 年間の相関係数をその年の値とした。危険率 5%での有意水準は約±0.35。右凡例中の数値は、1946～2008 年の相関係数。(–T)は、西日本の夏平均気温と各指数ともに 1 次回帰によるトレンドを引いた後に相関を求めた場合。

の相関域が帯状に広がっている。35°N 帯の正の相関域も帯状に広がっており、これは、200hPa 流線関数における 40°N 帯の正相関域と整合的である。この南北シーソー型の分布は、PJ パターン (Nitta, 1987) と似ているが、東西帯状により広域的に広がっているのが特徴的であり、アジア・太平洋域での帯状の亜熱帯ジェット南北偏と 20°N 帯の対流活動が西日本の夏平均気温と深い関係にあることを示唆している。季節予報の現場においては、西日本の夏平均気温と関係の深い対流活動として利用しているフィリピン付近の対流活動の指標 (OLR-PH) との相関係数は +0.46 で、15～25°N 帯で平均した OLR との相関係数 (+0.61) の方が大きくなっている。

(2) 北日本の夏平均気温との関係

図 14 は、北日本の夏平均気温と海面水温の 1946～2008 年間の相関係数の分布である。アラビア海や南シナ海に負の相関が見られるが、熱帯域には有意な海域はほとんどなく、このため、有意な相関を示す海洋の監視指数はない (図 15 右

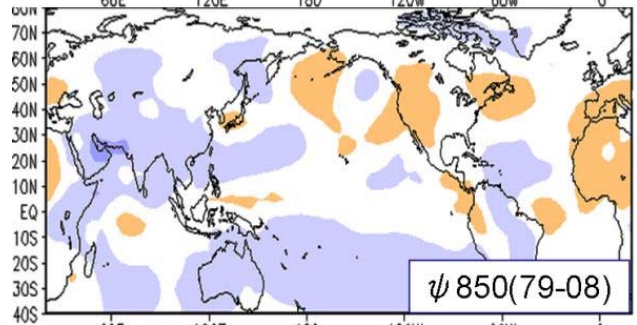
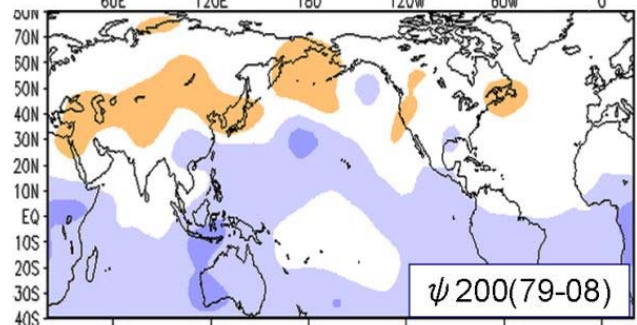
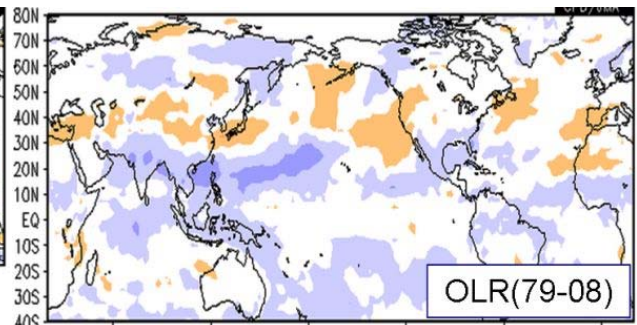


図 13 西日本の夏平均気温と循環場等との同時相関上: OLR、中: 200hPa 流線関数、下: 850hPa 流線関数。1979～2008 年のデータを使用。陰影間隔は 0.35 で、±0.35 は危険率 5%での有意水準に該当。

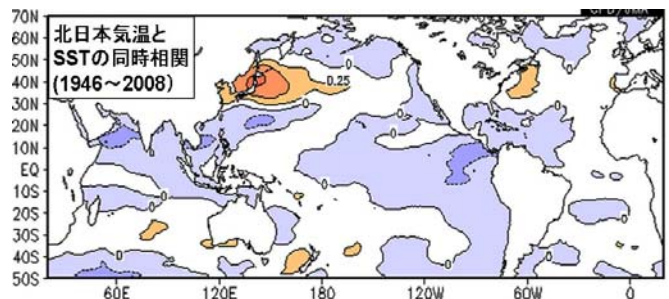


図 14 北日本の夏平均気温と海面水温の同時相関
1946～2008 年のデータを使用。等値線間隔は 0.25。

欄)。北日本の夏平均気温と各海洋の監視指数との 31 年相関係数の推移 (図 15) を見ると、NINO.3 との相関は 1970 年頃に一時的に有意になったものの、その後は有意ではない弱い負相関の関係が続いている。一方、IOBW との相関は、1980 年代後半から高くなってきている。この相関は、トレ

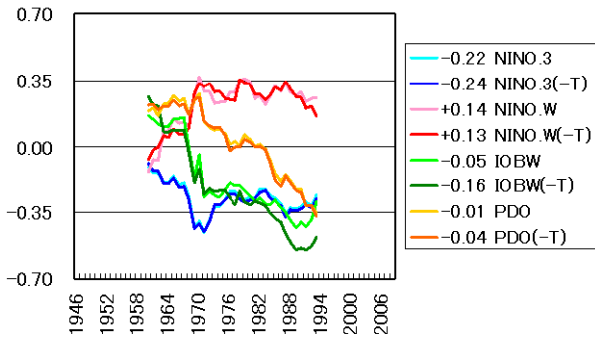


図 15 北日本の夏平均気温と熱帯海洋変動指数等との31年相関係数の推移
図 12 と同様。

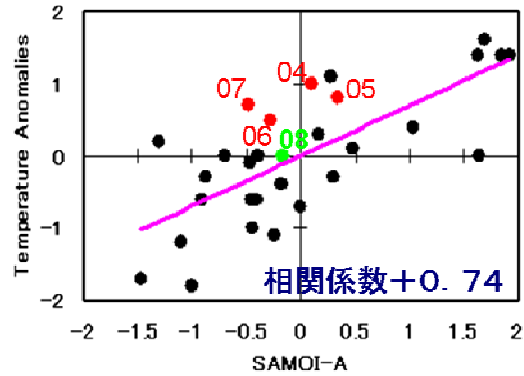


図 17 北日本の夏平均気温と夏のアジアモンスーンインデックス (SAMOI) の散布図
1979~2008 年のデータを使用。2004 年以降は、西暦下二桁を表示。

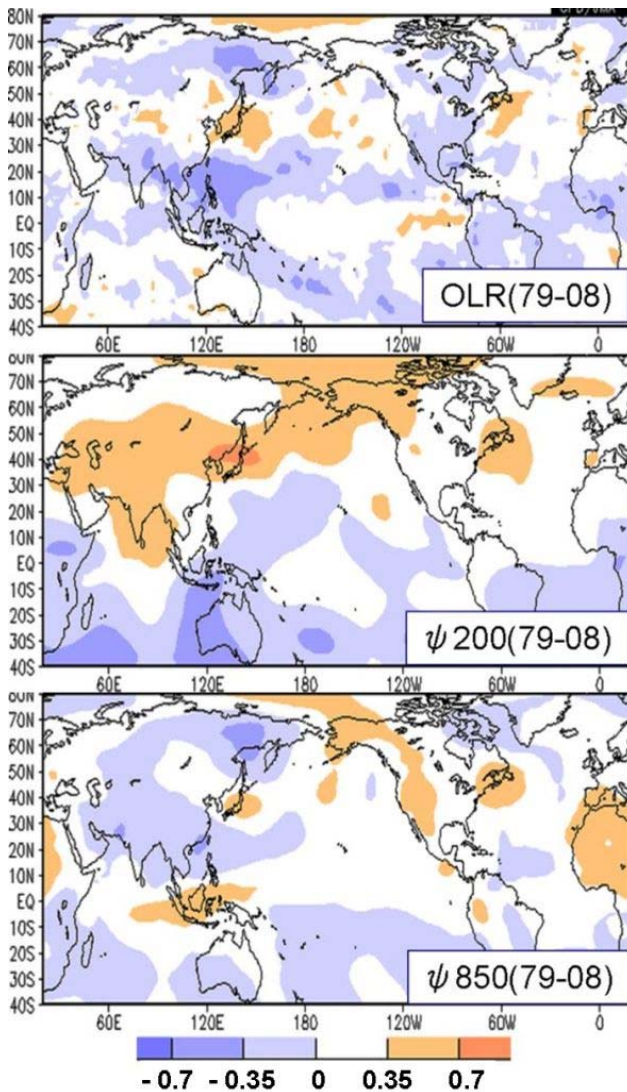


図 16 北日本の夏平均気温と循環場等との同時相関上: OLR、中: 200hPa 流線関数、下: 850hPa 流線関数。1979~2008 年のデータを使用。陰影間隔は 0.35 で、±0.35 は危険率 5% での有意水準に該当。

ンドを除くとさらに高くなっており、両者の 5 年周期の一致が寄与しているものと考えられる。PDO とは無相関が続いていたが、直近 31 年で有意な負の相関となってきた。

次に、北日本の夏平均気温と対流活動や循環場との 1979~2008 年の相関係数分布を見てみると (図 16)、ベンガル湾北部から南シナ海、フィリピンの東海上にかけて、OLR との負の相関域が大きく広がっている。このことは、アジアモンスーンに伴う対流活動との相関が高いことを示唆しており、1979~2008 年間の夏のアジアモンスーンインデックス (SAMOI) との相関係数は +0.74 と非常に高くなっている (図 17)。なお、この両者の関係においては、2000 年以降、回帰直線よりも高温側にずれる傾向がある。

200hPa 流線関数との相関係数分布では、アジア太平洋域の 40°N 帯に正の相関域が帯状に大きく広がっており、亜熱帯ジェットの半球規模の南北偏との関係が深いことを示唆している。また、850hPa 流線関数との相関係数分布では、北西太平洋 20°N 帯と東シベリアの負相関域、日本付近の正相関域が広がっている。この分布は、夏季極東域における Tripole パターンとして近年知られてきており、その成因について、東シベリアの地表気温の影響 (Arai and Kimoto, 2005, 2007) や PJ パターンの波列が EU を経由して合成される (Ogasawara and Kawamura, 2007) 等が報告されている。

このパターンとの統計的関係を調べるために、夏平均した極東域 10°N 以北の OLR と 500hPa 渦度

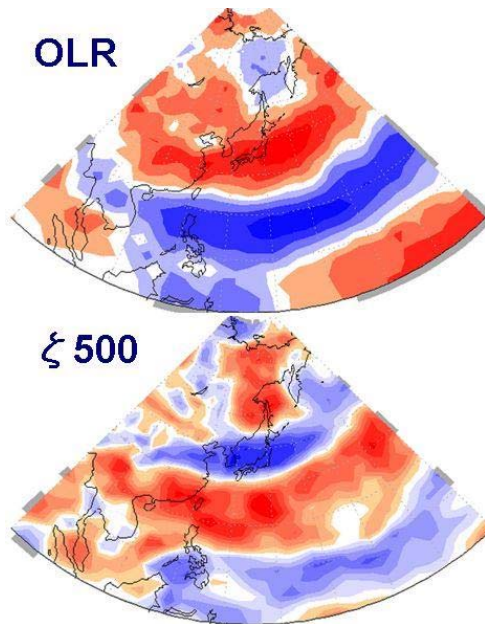


図 18 夏平均気温の OLR と 500hPa 渦度の SVD 第 1 モードの異種相関係数の分布
10°N~80°N、90°E~180°E の領域で、1979~2008 年のデータを使用。寄与率は 31%。

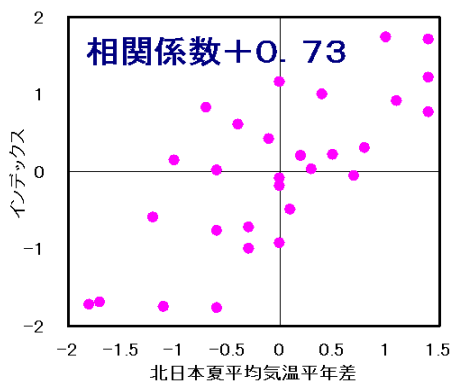


図 19 北日本の夏平均気温と SVD 第 1 モードのスコアとの散布図
1979~2008 年のデータを使用。

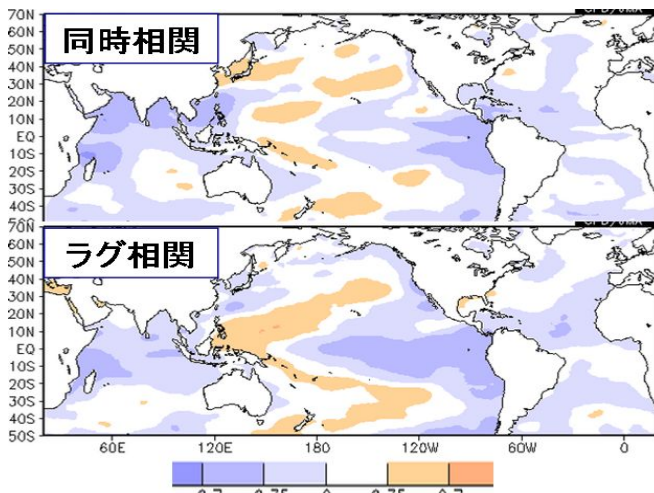


図 20 SVD 第 1 モードのスコアと海面水温の相関分布
上：夏平均の同時相関係数分布、下：夏平均スコアと春平均海面水温のラグ相関係数分布。

の SVD 解析を実施して、Tripole パターンを抽出した (図 18)。この第 1 モード (SVD1) のスコアと北日本の夏平均気温との間には、相関係数が +0.73 という高い相関が見られており (図 19)、北日本の夏平均気温を支配する熱帯と中高緯度が結合した変動であることがわかる。また、このスコアと海面水温との同時および 3 か月ラグ相関係数の分布を見ると (図 20)、同時より 3 か月ラグの方が大きな相関係数となっているほか、インド洋と西部太平洋熱帯域の相関係数分布のコントラストが明瞭である。このことは、エルニーニョ・ラニーニャ現象後の、インド洋・西部太平洋熱帯域の状況と夏の極東 Tripole パターンが密接に関連していることを示唆している。

5. まとめ

数多くの図を見てきたが、今回の調査結果のポイントを簡単にまとめると以下ようになる。

- 西日本の夏平均気温は、トレンドに加え、Decadal 成分が大きい。一方、北日本の夏平均気温は、5 年周期変動が卓越している。
- 熱帯海洋変動指数等と北・西日本の夏平均気温の 30 年相関は、1946 年以降で普遍的に有意なものはない。最近 30 年間では、IOBW と北日本の夏平均気温に高い相関が見られている。
- 20°N 帯の対流活動と西日本の夏平均気温とは高い相関が見られる。最近 30 年間でのモンスーン北偏トレンドが影響しているようだ。
- SAMOI と北日本の夏平均気温は高い相関を保持しているが、2000 年以降は若干高温化トレンドの影響が見られる。
- 北日本と西日本の夏平均気温は、極東域の Tripole パターンと密接な関係がある。Tripole パターンは、PostENSO とのラグ相関が明瞭に見られ、IOBW を含むモンスーンの大气・海洋の偏差が極東に及ぼす典型的なパターンだと考えられる。

このように、日本の夏の天候と関連のある現象として、海面水温分布 (+陸面境界条件) ⇄ アジアモンスーンに伴う対流活動 ⇄ 亜熱帯ジェット南北偏が相互に影響しあっており、何らかの正のフィードバック機構を持つことによって、Tripole パターンのような年々変動の特徴をもたらしているようである。Hirota(2009)は、アジア・

太平洋域のモンスーンに伴う強制が、その年々変動に関わらず、東アジア域において同じ内部プロセスとして働く結果、東アジアの気候場が持つ内部モードとして極東域に最も現れやすい Tripole パターンが存在するとしている。今後、事例解析等を通して、そのフィードバック機構等の解明に向けた調査を進める必要がある。

参考文献

- Arai, M. and M. Kimoto, 2005: Relationship between springtime surface temperature and early summer blocking activity over Siberia. *J. Meteor. Soc. Japan*, **83**, 261–267.
- Arai, M., and M. Kimoto, 2007: Simulated interannual variation in summertime atmospheric circulation associated with the East Asian monsoon. *Climate Dyn.*, doi 10.1007/s00382-007-0317-y.
- Hirota, N., 2009: Formation processes of tripolar climate anomaly over the East Asia in summer, Ph.D. thesis, University of Tokyo, Department of Earth and Planetary Science, Graduate School of Science.
- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective Analyses of Sea-Surface Temperature and Marine Meteorological Variables for the 20th Century using ICOADS and the Kobe Collection. *Int. J. Climatol.*, **25**, 865-879.
- Kawamura, R., 1998: A possible mechanism of the Asian summer monsoon-ENSO coupling. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **76**, 1009-1027.
- Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 373-390.
- Ogasawara, T., R. Kawamura, 2007: Combined Effects of Teleconnection Pattern on Anomalous Summer Weather in Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 11-24.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji, and R. Taira, 2007: The JRA-25 Reanalysis. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **85**, 369-432.
- Webster, P. J. and S. Yang, 1992: Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Quart. J. Meteorol. Soc.*, **118**, 877-926.
- 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.