

大気海洋結合モデルMIROC にみられる十年規模変動

森正人・木本昌秀・渡部雅浩・安中さやか (東京気候システム)・
石井正好 (気象庁気象研究所)・建部洋晶 (海洋研究開発機構)

1. はじめに

「21世紀気候変動予測革新プログラム」の一つの柱として、人為起源の温室効果ガスによる2030年程度までの近未来の気候変化を予測する試みが行われている(石井, 2009; 望月ほか, 2009; 近本ほか, 2009)。温室効果ガスの増加による近未来の気候の応答は、排出シナリオやモデル依存性が比較的小さい(Stott and Kettleborough, 2002)ことが知られているため、近未来の気候を精度よく予測するためには、全球的な温暖化シグナル(外部強制に対する応答)に加え、十年規模の時間スケールを持つ変動(内部変動)の予測精度の向上が重要になる。

主要な内部変動の一つとして太平洋十年規模変動(Pacific Decadal Oscillation, PDO; Mantua et al., 1997)が挙げられる。1977年頃を境に、北太平洋中部(熱帯域)の水温が持続的な高温(低温)傾向から低温(高温)傾向に転じたことはよく知られている(e.g., Nitta and Yamada, 1989; Trenberth, 1990)。後述のように、近未来予測に用いる大気海洋結合モデルMIROCの中にもよく似た変動が現れる。モデルでシミュレートされるPDOが現実のPDOを完全に説明するとは限らないが、モデルの中で卓越変動として現れるということは、PDOの力学のある側面をモデルが正しく表現していることの現れだと考えられる。そこで本研究では、MIROCの数千年のコントロール実験の結果を用い、モデルにみられるPDOの特徴を明らかにすることを目的とする。

2. モデルとデータ

使用したモデルは、東京大学気候システム研究センター・国立環境研究所・地球環境フロンティア研究センターが共同開発した大気海洋結合モデル(MIROC3.2)の中解像度版で、大気の解像度はT42L20、海洋は水平解像度約1度×1度の44層である。実験では境界条件を産業革命以前の状態(1850年)に固定して約6000年の積分を行い、解析には後半の3600年分のデータを用いた(以下、CTL実験と呼ぶ)。また観測データとして、Ishii

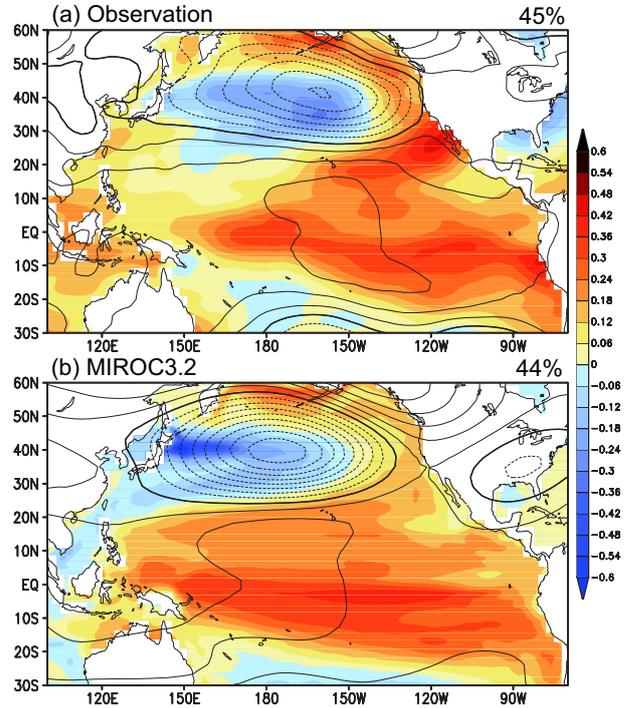


図1: 低周波 SST[K] の EOF 第1モード(色)と、PC1と500hPa高度場偏差の回帰係数分布(等値線: 間隔2m、点線は負値を、太線は0mを表す)。(a) 観測データ、(b) CTL実験。EOFの計算領域は100E-70W、30S-60N。寄与率を図の右上に示す。

et al.(2006)の水温・塩分の客観解析データ(期間は1945年から2006年)、ECMWFの40年再解析データ(期間は1957年から2002年)を用いた。以下の解析には、7年のlow-pass filterをほどこした冬季(12、1、2月)のデータを用いる。

3. PDOと熱帯のSST偏差

まずPDOを同定するために低周波SST偏差のEOF解析を行った。観測データのEOF第1モード(図1a)は、中緯度域では中央太平洋で負偏差、そしてそれを取り囲むようにアリューシャン列島周辺から北米西岸にわたって正偏差という、いわゆる馬蹄形のパターンを示しており、熱帯域では西太平洋を先端とする楔形の正偏差が卓越している。これは、Nitta and Yamada (1989)以来多くの研究で示された1977年頃を境とする海面水温変

化に類似しており、実際に時係数もこの時期に負から正へ転じていることから(図省略)、このモードはPDOを表現していると言えるだろう(図は正のPDO)。一方モデルの卓越モード(図1b)は、中緯度の作用中心が日本の東岸沖にずれるなど細かい点は観測と異なるが、観測のパターンの特徴を概ね再現していることから、以降このモードをモデルのPDO(時係数をPDO index)と呼ぶ。

PDOの代表的な時間スケールは、9~12年、15~25年、50~70年など使用するデータや手法の違いによって幅があるが(Mantua and Hare, 2002)、MIROCのPDOは11年と19年にスペクトルピークを持ち(図省略)、比較的観測に近い周期を持っている。

またPDOは同時にアリューシャン低気圧の変動を伴うことが知られているが(e.g., Nitta and Yamada, 1989; Trenberth, 1990)、それはモデルでもよく再現されている。EOFの時係数に回帰させた500hPa面の高度場偏差を図1に等値線で示す。観測・モデルともにアリューシャン低気圧が平年よりも強まっており、これは平年よりもジェットが強くなっていることに相当する。またこの高度場偏差は対流圏で等価傾圧構造をしており、下層では海面フラックスや鉛直混合、エクマン流を通して、馬蹄形のSST偏差と矛盾無い関係にある(図省略)。Nitta and Yamada (1989)でも指摘されたように、熱帯域のエルニーニョに似たSST偏差に対する応答としてこの高度場偏差が形成され、それが中緯度域に馬蹄形のSST偏差を強制していることが示唆される。

そこで、このことを確かめるために、太平洋熱帯域(100E-70W、15S-15N)の水温・塩分を気候値へ緩和(10日の時定数)しながら100年間積分を行い、ENSOが発生しない状況下で中緯度域にPDOのシグナルが現れるかどうか調べた(以下、これをTPC実験と呼ぶ)。図2にCTL実験の低周波SST偏差の北太平洋域におけるEOF第1モードの空間パターン(図2a)と、時係数(図2b)を示す。これは図1bに対応するものであり、領域を北太平洋域に限っても同様のパターンが卓越モードとして得られることが分かる。このパターンがTPC実験でどの程度現れているかを調べるために、TPC実験の低周波SST偏差をこのパターンに射影して、射影係数の時係列を求めた(図2c)。これを見ると、CTLのPC1と比較して明らかに変動の分散が小さく、かつ周期も短くなっている

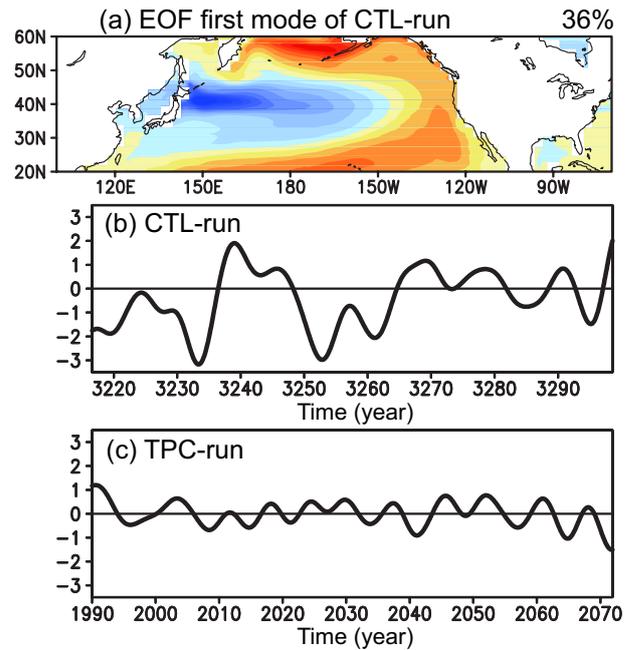


図2: CTL実験の低周波SST[K]の、(a)EOF第1モード(色:スケールは図1に同じ)と、(b)PC1。EOFの計算領域は100E-70W、20N-60N。(c)TPC実験の結果を(a)のパターンに射影した射影係数。

のが分かる。このことは、中緯度域における馬蹄形の水温偏差の形成にとって、大気のテレコネクションを介した熱帯からのリモートな強制が(少なくともこのモデルでは)本質的であることを指摘している。これはMIROCのPDOの力学を明らかにする上で非常に重要なヒントとなる。中緯度域で閉じた力学(例えば海洋力学や大気海洋相互作用)によって作られる成分が小さいということになると、次に中緯度域で逆符合のSST偏差が現れる(振動が起こる)ためには、熱帯域のラニーニャに似たSST偏差によって北太平洋上に高気圧偏差が励起されなければならない。つまり振動の駆動源は熱帯にあるということになる。では、熱帯域のENSO-likeな水温偏差はどのようなメカニズムで十年規模で変動するのだろうか?

4. PDO / Decadal ENSO の時間発展

CTLのPDO indexと7年のlow-pass filterをかけたENSOの指標の相関係数(表1)は、少なくともMIROCでは、PDOとENSOの十年規模変動(decadal ENSO; Zhang et al., 1997)はほとんど同じものであることを指摘している。PDOがどのようなメカニズムで符合反転しているのか調べるために、図3に海面から水深300mまでで平均した水温(VAT300)偏差の赤道と15Nにおけ

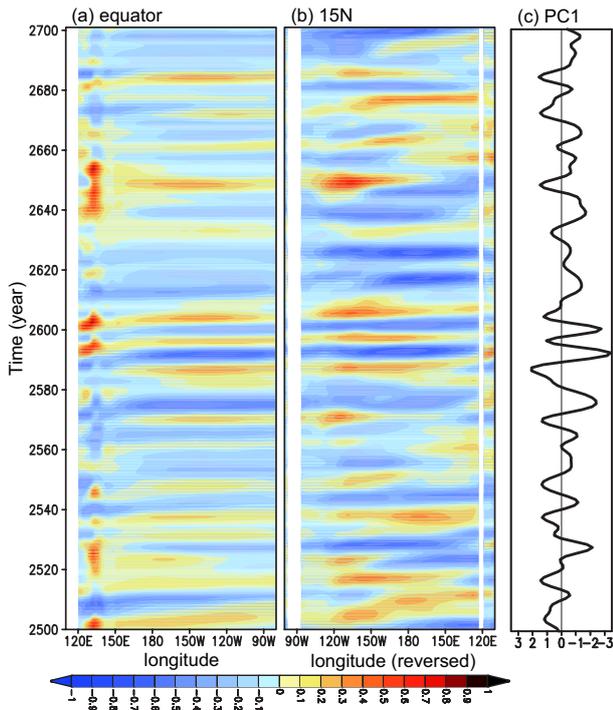


図 3: CTL 実験の低周波 VAT300[K] 偏差の、(a) 赤道、(b)15N における経度-時間断面。(b) は東西が逆になっていることに注意。(c) 図 1b の EOF の時係数。

表 1: CTL 実験の PDO index と 7 年の low-pass filter をかけた ENSO の各指標の相関係数。

	Nino4	Nino3.4	Nino3
PC1	0.95	0.93	0.91

る経度-時間断面図を示す。正偏差と負偏差が交互に赤道とその北側を反時計回りに循環しているように見え、同様のシグナルは南半球にも見られる(図省略)。また、観測データでも同様のシグナルが同定されている(White et al., 2003)。

PDO の時間発展を記述するために、図 1b の EOF の時係数と各種変数のラグ回帰を計算した。まず、赤道上、15N の経度-鉛直断面における水温偏差の時間発展をそれぞれ図 4 に示す。赤道上では 0-100m くらいの表層で正偏差が東から西へ広がり、やがて正の PDO の最盛期 (0 year) を迎える。それと同時に、それより下層では負偏差が気候学的水温躍層に沿って西から東へ広がっており、4 年目以降にはそれが海面に outcrop して PDO は負位相となる。ここで重要なことは、次の正位相の PDO の種になると思われる正偏差がこの時赤道上の西太平洋域に見えている (+5year) ことである。図 3 で指摘された水温偏差の反時計回

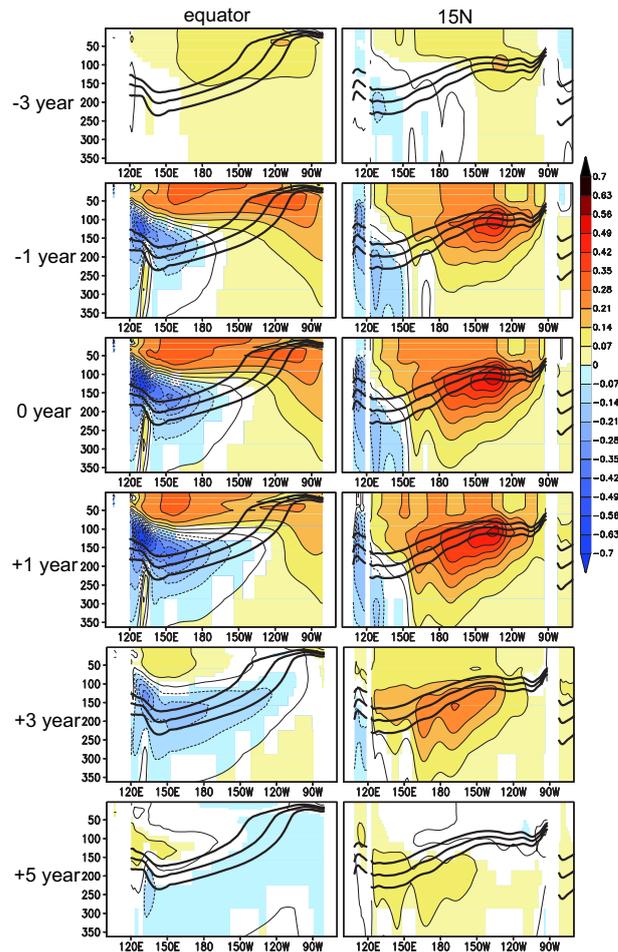


図 4: 図 1b の EOF の時係数と低周波水温 [K] のラグ回帰係数分布。赤道、15N における経度-鉛直断面をそれぞれ示す。90% の信頼限界で有意なところのみ色。気候値の 18、20、22 度の等温線を太黒線で示す。

りの循環から、このシグナルは off-equator を東から西へ広がってきた正偏差が西太平洋で赤道へ貫入してきたものと想像される。実際に 15N では、PDO の時間発展と共に正偏差が温度躍層に沿って東から西へ伝わり、西太平洋へ到達している様子が見て取れる。ではこの正の水温偏差はどのように形成されているのだろうか？

大気場の時間発展(図 5)を見ると、熱帯の SST 偏差が強まるのに伴い、中緯度に励起された低気圧性循環が次第に強くなっていくのが分かる。これは対流圏下層では 20N 付近でジェットを強めるセンスである。一方赤道上では、正の PDO の極大前後で、西太平洋は西風偏差であるが、日付変更線以东では東西風が非常に弱くなっている。この赤道-中緯度間の東西風の強いシアは、5-20N 付近に負の風応力 curl をもたらしている。これはエクマン収束を通して温度躍層を押し下げ、そこ

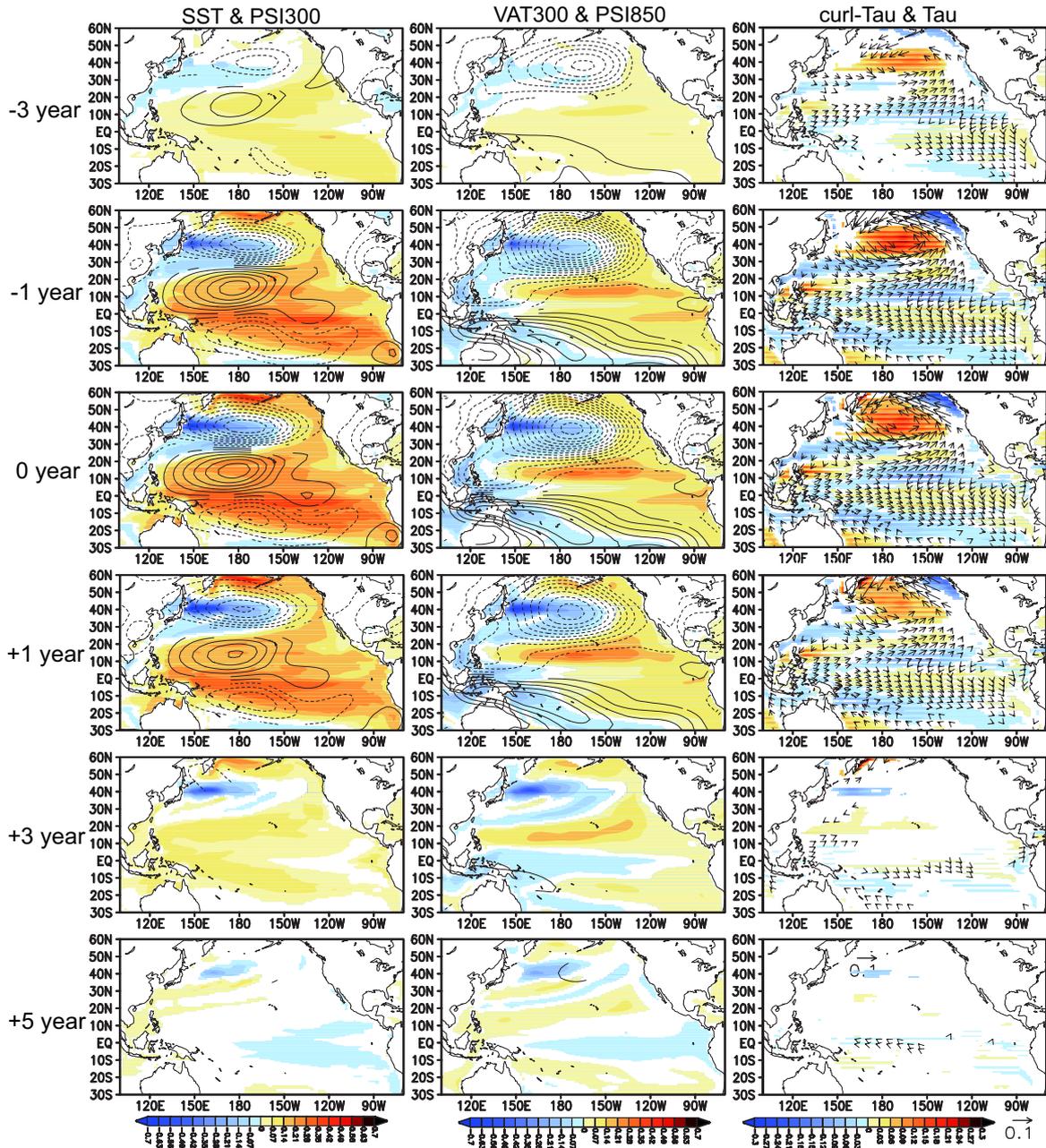


図 5: 図 1b の EOF の時係数と各種変数のラグ回帰係数分布。左 ; SST(色、単位 K)、300hPa 流線関数(等値線、間隔 $3 \times 10^5 \text{m}^2/\text{s}$)。中央 ; VAT300(色、単位 K)、850hPa 流線関数(等値線、間隔 $1 \times 10^5 \text{m}^2/\text{s}$)。右 ; curl-tau(色、単位 $1 \times 10^{-6} \text{l/s}$)、風応力 tau(ベクトル、単位 m/s)。90%の信頼限界で有意なところのみ描画。点線は負値。

に正の温度偏差をつくるセンスである。したがって、この風応力 curl が図 4 に見られた 15N の正の水温偏差の形成に一役かっていることが示唆される。

以上のことをまとめて、PDO の符合反転のメカニズムに関して仮説を述べたい。「正の PDO」(熱帯で SST 正偏差)の時に、熱帯の活発化した対流活動が北太平洋に低気圧性循環を励起することでジェット気流を強化し、それに伴って off-equator に負の風応力 curl が作られる。風応力 curl は海洋表層に正の水温偏差を作り、そのシグナルは温度躍層に沿って西進し (Rossby 波?)、何らかのプロセスで赤道に達する。さらに赤道上を東進し (Kelvin 波?)、次の「正の PDO」をもたらす、というものである。ENSO の場合は、遅延振動子理論 (Suarez and Schopf, 1988) に従うと、エルニーニョの時には off-equator に負の水温偏差 (cold Rossby) が励起され、それが次のラニーニャをもたらすわけだが、PDO の場合は「正の PDO」の時に off-equator にも正の水温偏差が励起され、それが次の同符号の PDO をもたらすこと

になる。つまり上記の仮説では正の PDO と負の PDO が無関係に変動する。しかし、PDO が卓越現象として我々の目にふれるということは、逆符号の PDO によって再強制されるような、減衰に抗うプロセスが存在することが示唆される。そういう意味で、上記の符合反転の仮説は不十分かもしれない。今後の課題である。

5. 議論

TPC 実験の結果は、中緯度域における馬蹄形の水温偏差が熱帯からのリモートな強制によって形成される成分が大きく、振動の駆動源は熱帯にあることを指摘した。もし熱帯(と亜熱帯)が単独で十年規模の時間スケールで変動できたとすると、中緯度海洋はそれに呼応して受動的に変動するだけということになる。しかし、もし何らかのプロセス(e.g., Gu and Philander, 1997; Kleeman et al., 1999)によって中緯度海洋から熱帯海洋へのシグナルが存在し、それが decadal ENSO の符合を変えることができれば、PDO は熱帯と中緯度でひとつのモードと言えるだろう。今回は、そのような中緯度海洋から熱帯へのシグナルについては調べていない。今後の課題である。また TPC 実験の結果、弱いながらも中緯度で閉じた変動が存在しそうであった。これについても、今後詳しく調べる必要がある。

謝 辞

本研究は「21世紀気候変動予測革新プログラム」として行われたもので、文部科学省のサポートを受けた。

参考文献

近本喜光, 木本昌秀, 石井正好, 望月崇, 2009: 長周期変動予測のためのアンサンブル作成手法. 平成 21 年度「長期予報と大気大循環」研究集会報告書.

Gu, D. and Philander, S.G.H., 1997: Interdecadal climate fluctuations that depend on exchanges between the tropics and extratropics. *Science*, **275**, 805-807.

Ishii, M., M. Kimoto, K. Sakamoto, and S. Iwasaki, 2006: Steric sea level changes estimated from historical ocean subsurface temperature and salinity analyses. *J. Oceanogr.*, **62**, 155-170.

石井正好, 2009: 近未来気候予測プロジェクト. 平成 21 年度「長期予報と大気大循環」研究集会報告書.

Kleeman, R., J.P. McCreary and B.A. Klinger, 1999: A mechanism for generation ENSO decadal variability. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2038-2049.

Mantua, N. J., S.R. Hare, Y. Zhang, J.M. Wallace, and R.C. Francis, 1997: A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 1069-1079.

Mantua, N. J., and S.R. Hare, 2002: The Pacific decadal oscillation. *J. Oceanography*, **58**, 35-44.

望月崇, 石井正好, 木本昌秀, 近本喜光, 渡部雅浩, 2009: 近未来地球温暖化予測を念頭においた北太平洋十年スケール変動予測. 平成 21 年度「長期予報と大気大循環」研究集会報告書.

Nitta, T., and S. Yamada, 1989: Recent warming of tropical sea surface temperature and its relationship to the Northern Hemisphere circulation. *J. Meteor. Soc. Japan.*, **67**, 375-383.

Stott, P.A. and Kettleborough, J.A., 2002: Origins and estimates of uncertainty in predictions of twenty-first century temperature rise. *Nature*, **416**, 723-726.

Suarez, M.J. and Schopf, P.S., 1988: A delayed action oscillator for ENSO. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3283-3287.

Trenberth, K. E., 1990: Recent observed interdecadal climate changes in the Northern Hemisphere. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **71**, 988-993.

White, W.B. and Tourre, Y.M. and Barlow, M. and Dettinger, M., 2003: A delayed action oscillator shared by biennial, interannual, and decadal signals in the Pacific Basin. *J. Geophys. Res.*, **108**, C3, 3070.

Zhang, Y., J.M. Wallace, and D.S. Battisti, 1997: ENSO-like interdecadal variability: 1900-93. *J. Climate.*, **10**, 1004-1020.