

2004 年春から夏の天候について

気象庁気候情報課 小林ちあき・前田修平

1. はじめに

2004 年の春から夏にかけて日本では全国的に高温傾向が続いた。特に、夏平均気温は 1946 年以降で、東日本では第 3 位、西日本では第 2 位タイと記録的な高温であった。第 1 図は 3～5 月平均と 6～8 月平均の地上気温偏差の全球的な分布である。日本における春の高温は中央アジアから東アジアにかけて帯状に広がる高温分布の一部であり、夏の高温は局地的に見られる高温であったことがわかる。このような気温分布がもたらされる背景となった春と夏の気候大循環場の特徴と、春から夏にかけて起きた特徴的な現象について述べる。

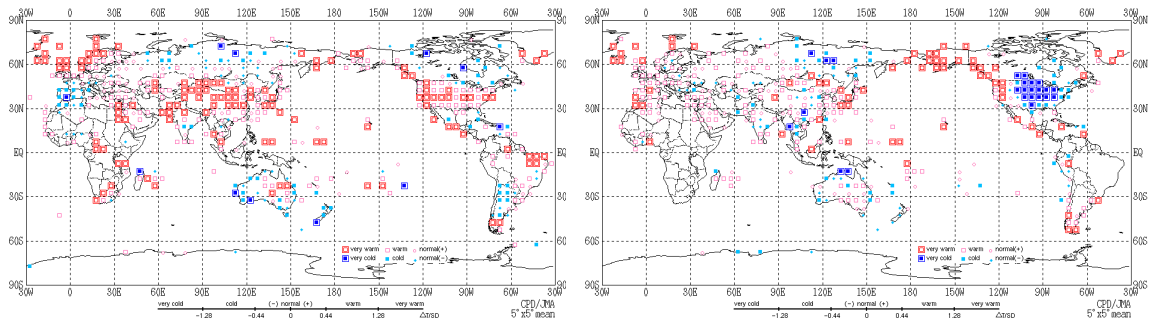
2. 春の熱帯循環場の特徴

春の循環場の特徴を見るため 3～5 月平均の熱帯の様子を第 2 図に示す。3 か月平均海面水温平年偏差をみると赤道付近では太平洋東部とインド洋西部、およびベンガル湾に負偏差が見られるほかは、ほぼ全域で正偏差となった。西部太平洋熱帯域には 0.5°C 以上の正偏差域も見られた。3 か月平均 OLR (外向き長波放射量) 平年偏差をみると、大まかに見て西部太平洋熱帯域とインド洋北部で対流活動が活発だった。また、太平洋中部から東部

にかけての ITCZ も平年より北寄りで活発だった。3 か月平均 200hPa 速度ポテンシャル平年偏差を見ると、対流活動活発域に対応して西部太平洋熱帯域を中心に大規模発散があり、平年より強い状況だった。偏差として強くはないがインド洋東部にも発散の強い領域が見られる。3 か月平均 200hPa 流線関数平年偏差をみると、インド北部に中心を持つ高気圧性循環偏差が明瞭にみられた。この高気圧性循環偏差は、Kawamura (1998) が示した強モンスーン年の春に現れる偏差パターンとよく似たパターンだった。この偏差と赤道を挟んで南インド洋にも高気圧性循環偏差が見られ、南北に対称な形状がみられた。これらはインド洋東部の赤道付近に見られた発散偏差の応答として現れているのではないかと思われる。北半球中緯度では全球的にみて $30\sim 40\text{N}$ 付近に帯状に高気圧性循環偏差が見られた。

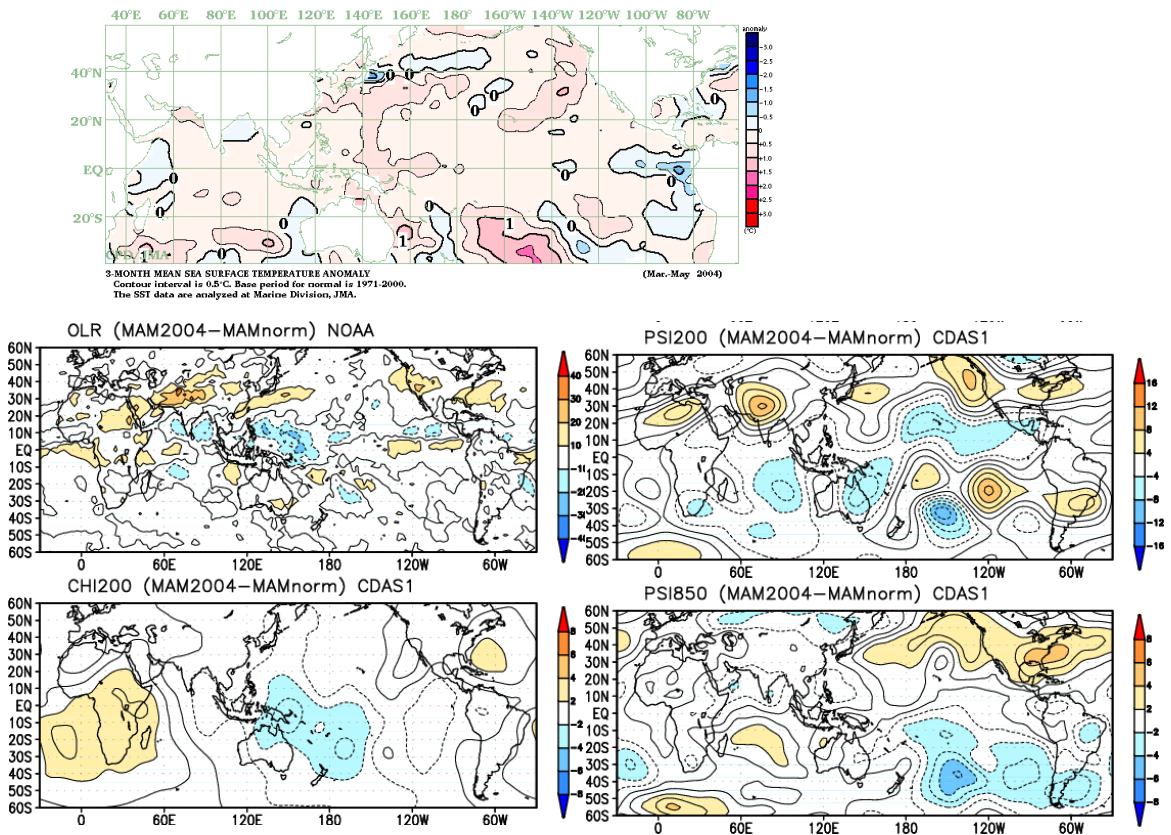
赤道季節内振動 (MJO) の様子を示すため、OLR 平年偏差、200hPa 速度ポテンシャル平年偏差を第 3 図に示す。2003 年 11 月頃から、MJO の振幅が強い状態が続いており、3～5 月に注目すると、3 月中旬と 4 月後半から 5 月前半にかけて、対流活動活発な位相が太平洋西部を通過している様子が見られた。月平均の熱帯の循環場

は、MJ0 の活発な位相が存在する位置に影響を受け、月々の変動が大きかった。



第1図 平均気温偏差規格化階級分布図 左：2004年3～5月 右：2004年6～8月

赤色（青色）の二重四角は標準偏差の1.28倍以上の正偏差（負偏差）を表す。



第2図 2004年3～5月の平均場

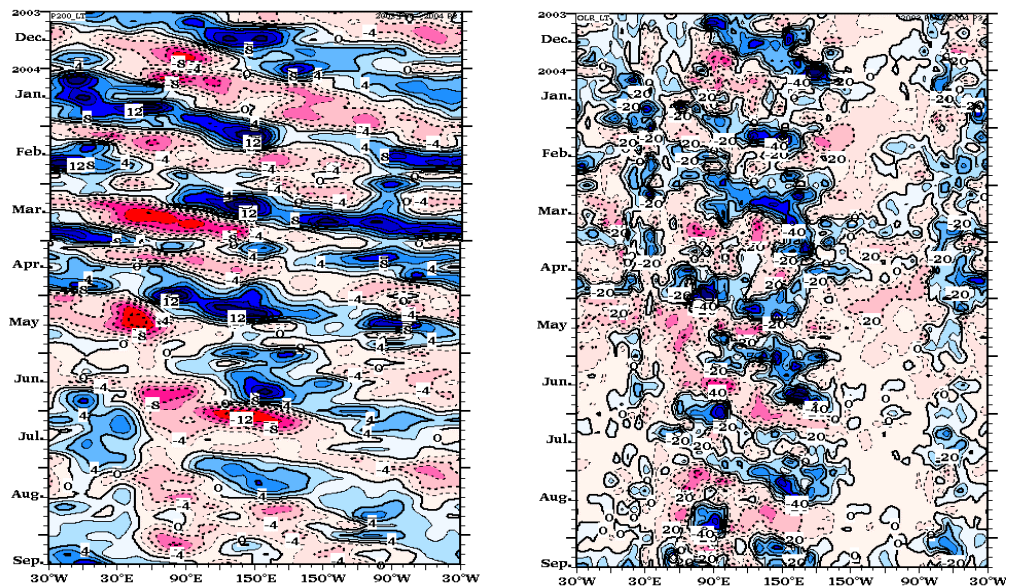
上 海面水温平年偏差（ピンク：正偏差、水色：負偏差）

中左 OLR 平年偏差（黄色：対流不活発、水色：対流活発）

中右 200hPa 流線関数平年偏差（黄色：北半球で高気圧性循環偏差、水色：北半球で低気圧性循環偏差）

下左 200hPa 速度ポテンシャル平年偏差（黄色：発散が平年より弱い、水色：発散が平年より強い）

下右 850hPa 流線関数平年偏差（黄色：北半球で高気圧性循環偏差、水色：北半球で低気圧性循環偏差）



第3図 2003年12月から9月の赤道季節内振動(MJO)の様子

右 5N-5S平均200hPa速度ポテンシャル年間偏差時間経度断面図(暖色:発散弱い、寒色:発散強い)

左 5N-5S平均OLR年間偏差時間経度断面(暖色:対流活動弱い、寒色:対流活動強い)

3. 夏の循環場の特徴

6～8月平均の熱帯の様子を第4図に示す。3か月平均海面水温年間偏差をみると、赤道付近では太平洋東部とインド洋西部、およびベンガル湾に負偏差が見られた。これは春の状況とほぼ同様である。しかし、南シナ海やフィリピン付近では負偏差が広がった。また太平洋の165E～135Wにかけてでは+0.5℃を超える正偏差が見られ、CPC/NOAAではエルニーニョの初期段階としている。3か月平均OLR(外向き長波放射量)年間偏差をみると、対流活動はフィリピン付近からその東の15N付近で帯状に平年より活発となり、特に140E～170E付近で顕著な偏差が見られた。一方、インドネシア付近の対流活動は不活発だった。3か月平均850hPa流線関数年間偏差を見ると、フィ

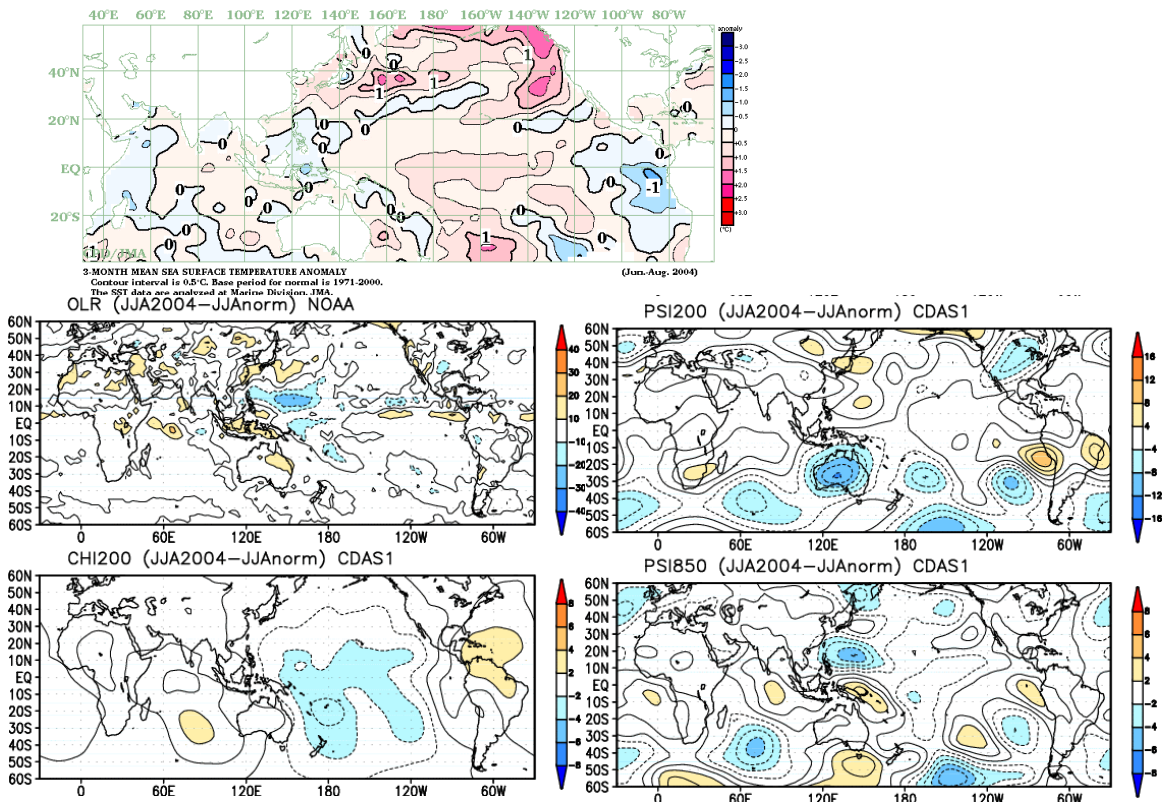
リピン東方の対流活動活発域付近に低気圧性循環偏差が見られ、その北側の日本付近に高気圧性循環偏差が見られる。これは日本が暑夏である場合に現れやすいとNitta(1987)によって指摘されているPJパターンとよく似ている。3か月平均200hPa流線関数年間偏差をみると、日本付近には高気圧性循環偏差が見られ、日本付近の高気圧性循環は等価順圧構造をしていることがわかる。

気象庁ではアジアモンスーンに伴う対流活動を監視する指数として、夏のアジアモンスーンOLR指数(SAMOI)を利用している(藤川、1997)。SAMOI-Aはベンガル湾からインドシナ半島、フィリピン付近にかけての領域で平均したOLR年間偏差を使った指数である。OLR偏差の符号を反転させており、正の値は平年に比べて

対流活発、負の値は対流不活発を示す。このインデックスは、夏の日本の気温と有意な相関があることが知られている（例えば、田中と前田、2003）。第5図は1979年からのSAMOI-Aの年々変動の様子であり、2004年は0.0とほぼ平常並みの活動度であった。また、インド気象局によれば2004年6月から9月のインド全域での降水量平年比は87%となり、インドモンスーンはやや不活発であった。

一般に6～8月の時期はMJOの位相が不明瞭になることが多いが、第3図で示したように、MJOの位相が明瞭な状態が継

続している。6月と8月には対流活動活発な位相が太平洋西部を通過しており、月平均の熱帯の循環場は、この位相が存在する位置に影響を受けた。このため、夏の場合も月々の変動が大きかった。特に6月のフィリピン東方のOLR偏差は6月の月平均OLR標準偏差の2倍以上となり、この付近の対流活動は非常に活発であった。また、太平洋西部をMJOの活発な位相が通過するタイミングで台風が多く発生し、6月には5個、8月には8個発生した。



第4図 2004年6～8月の平均場（カラーは第2図と同じ）

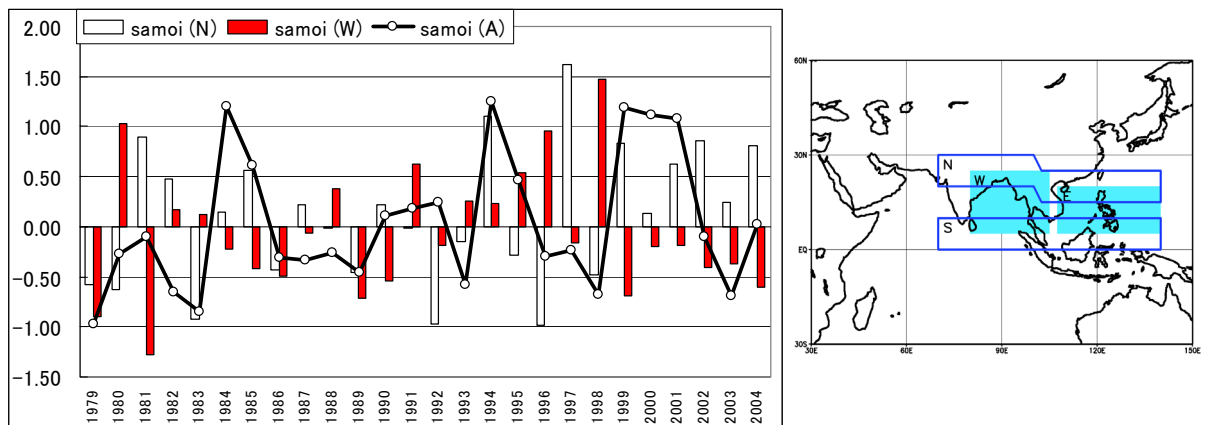
上 海面水温平年偏差

中左 OLR 平年偏差

中右 200hPa 流線関数平年偏差

下左 200hPa 速度ポテンシャル平年偏差

下右 850hPa 流線関数平年偏差



第5図 SAMOI-A(アジアモンスーンの活動度)の年々変動

折線：SAMOI-A(右図の水色領域の規格化した OLR 平年偏差を用いた指数、正の値はアジアモンスーンが活発であったことを示す) 棒グラフ：アジアモンスーンの北偏度(しろ)と西偏度(赤)

次に北半球の特徴について述べる。第6図は7月の月平均500hPa高度場である。日本が冷夏となった2003年7月も比較のため示している。2004年の場合、日本付近は正偏差に覆われた。

2003年の冷夏をもたらした原因のひとつとして、オホーツク高気圧が持続して出現したこと挙げられている(例えば田中と前田、2003)。オホーツク高気圧は500hPa高度場においても高気圧として見られることが多く、2003年は7月の月平均500hPa高度場においても明瞭に見られていた。2004年の場合は、オホーツク高気圧の出現頻度が少なく、出現しても持続して存在することはなかった。2004年7月の月平均500hPa高度場でみると、昨年とは異なり、オホーツク海付近で負偏差となっていた。

一方、上層の高気圧であるチベット高気圧は、日本が暑夏である年には比較的

強く、日本付近に張り出していることが多い。日本付近が暑夏であった1994年の場合もこの特徴が見られた(例えば、藤川と若原、1997)。第7図に2004年と2003年、1994年の6～8月平均の100hPa高度場を示す。これを見ると、1994年の場合はチベット付近の高度が高くなっており、チベット高気圧は強く、かつ、日本付近に張り出す形で延びている。しかし、2004年はチベット付近の高度が平年より低くなっている。日本が冷夏であった2003年と比較しても、2004年はチベット付近の高度が低く、チベット高気圧は弱かった。このように、チベット高気圧は、従来の暑夏である年とは異なる特徴となった。しかし、200hPa流線関数平年偏差で見ると、日本付近には高気圧性循環偏差が見られ、循環としてはチベット高気圧が、日本付近へ張り出す形となった。

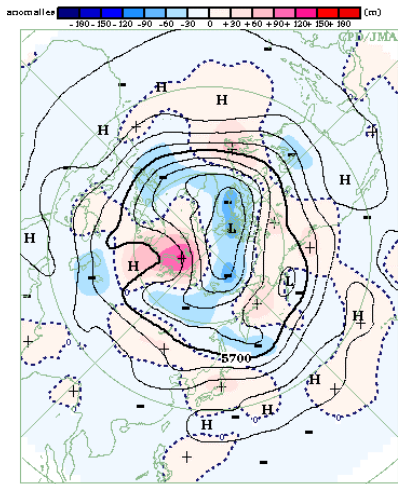


FIG.3-3 MONTHLY MEAN 500hPa HEIGHT AND ANOMALY IN THE NORTHERN HEMISPHERE (Jul. 2004)

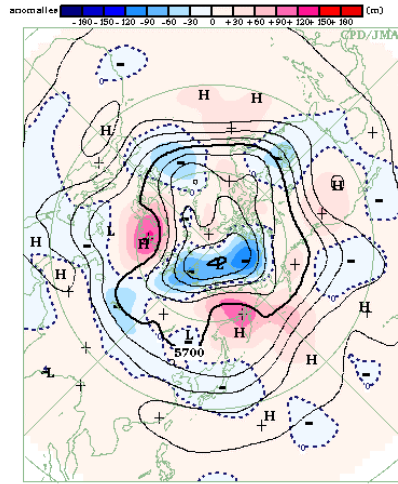
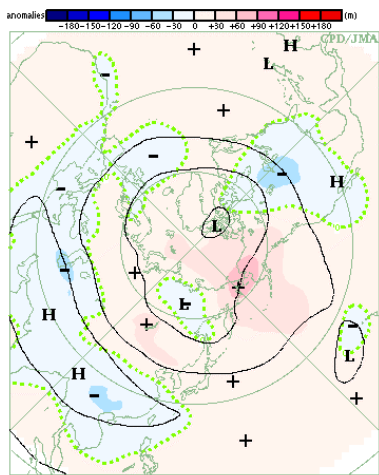
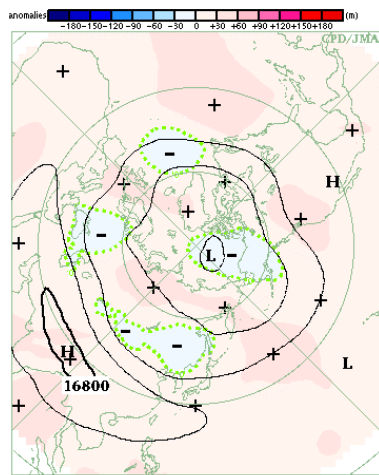


FIG.3-3 MONTHLY MEAN 500hPa HEIGHT AND ANOMALY IN THE NORTHERN HEMISPHERE (Jul. 2003)

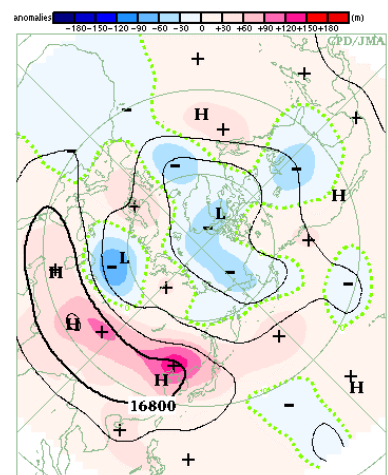
第6図 2004年(左)と2003年(右)7月の平均場 500hPa高度場(実線)と平年偏差(カラー、暖色:正偏差、寒色:負偏差)



3-MONTH MEAN 100hPa HEIGHT AND ANOMALY IN THE NORTHERN HEMISPHERE (Jun.-Aug. 2004)
Contours show heights in an interval of 120m.



3-MONTH MEAN 100hPa HEIGHT AND ANOMALY IN THE NORTHERN HEMISPHERE (Jun.-Aug. 2003)
Contours show heights in an interval of 120m.



MONTHLY MEAN 100hPa HEIGHT AND ANOMALY IN THE NORTHERN HEMISPHERE (Jul. 1994)
Contours show heights in an interval of 120m.

第7図 2004年(左)と2003年(中)、1994年(右)6~8月の平均場 100hPa高度場(実線)と平年偏差(カラー、暖色:正偏差、寒色:負偏差)

4. ハドレー循環で見た 2004 春～夏にかけての季節進行

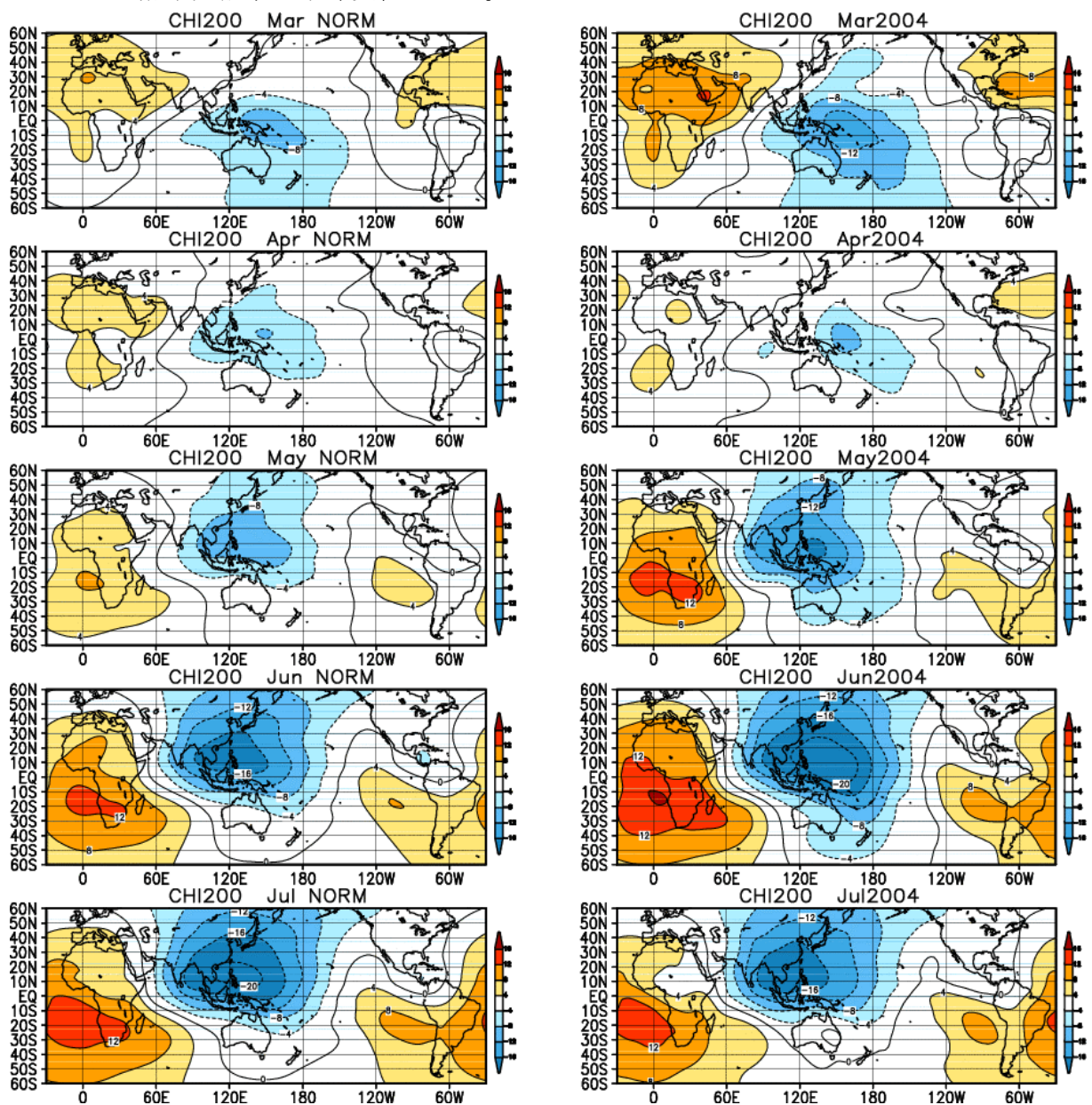
日本付近で考えた場合、基本的に季節進行として冬から夏に向かって気温が上昇する。そのため、春に高温の偏差があれば、季節進行が早まっているように感じられる。実際、北、東、西日本の春平均気温は 2001 年から 2004 年にかけて 4

年連続の高温となっており、「最近、季節進行が早まっているのではないか」ということが、しばしば話題になる。そこで、全球的な現象として季節進行の遅延が見られるのか、2004 年春について調査を行った。

第8図に3月から7月の月平均 200hPa 速度ポテンシャルを示す。左側は平年値、

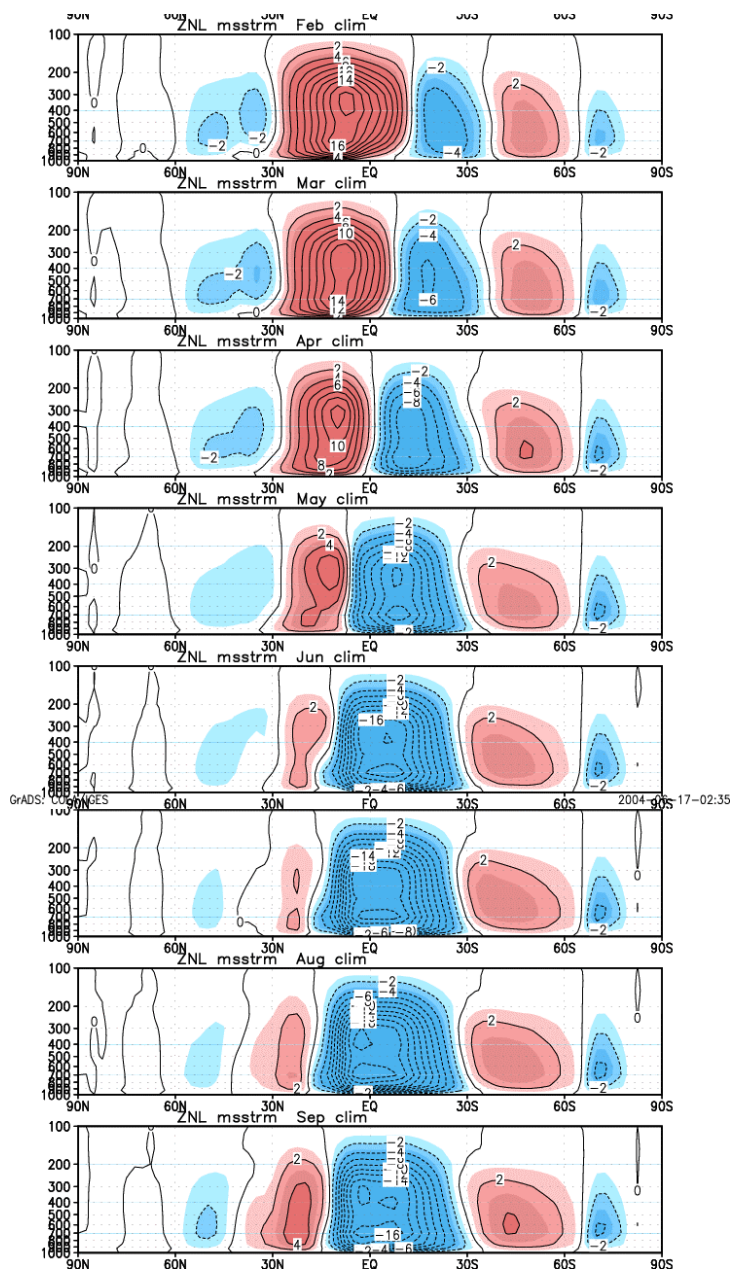
右側は2004年の様子である。平年値の季節変化を見ると、3月にはパプアニューギニア付近に大規模発散域の中心があり、4月には発散が一時弱まるが、5月6月7月と季節が進むに従って、大規模発散域が強化され、位置も北半球側へ移動していく様子が見られる。これが、平年値としての熱帯発散域の季節変化である。

2004年の発散域の様子をみると、3月4月はほぼ平年と同様であったが、5月は平年の5月と比べて強く、平年の6月の状況と似ているという印象を受ける。また、2004年6月の発散域の様子も平年の6月と比べて強く、やや北寄りで、平年の7月の様子に似ている様子がわかる。



第8図 3月から7月の月平均200hPa速度ポテンシャル (左：平年値、右：2004年)

寒色：大規模発散域、暖色：大規模収束域



第9図 2月から9月の月平均南北風平年値から求めた質量流線関数

次に全球規模の大気の流れとしてハドレー循環に着目する。第9図は2月から9月の月平均南北風平年値から求めた質量流線関数であり、全球的な子午面循環（ハドレー循環）の季節変化を示している。2月には南緯10度付近を中心に上昇流、北緯30度付近を中心に下降流があり、

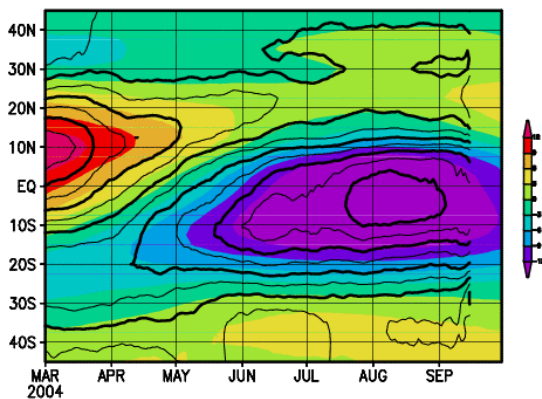
その間に上層で南風、下層で北風となっている循環がみられる。一方、南緯40度付近で下降する逆向きの弱い循環も見られる。これら2つの循環に着目すると、2月には北半球側の循環セルが強いが、7月に向かうに従って北半球側の循環が弱まり、逆に南半球側の循環が強まる。

また、これら二つの循環の境目が季節進行に伴い、南半球側から北半球側に移動する様子も見られる。

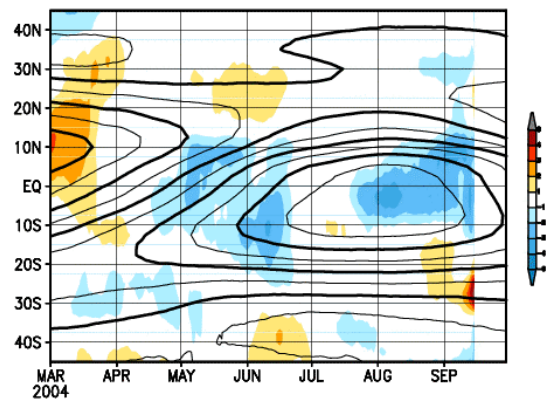
2004年の春から夏にかけて、これらハドレー循環の季節進行がどのような様子であったかを次に示す。第10図は500hPa高度の日別質量流線関数を31日移動平均し、時系列としてプロットしたものである。第10図(a)のカラーの分布は平年値、コンターは2004年の様子であり、(b)のカラーは2004年の平年からの偏差、コンターは平年値、(c)は、1979年から2004年の各年の0と $15 \times 10^{10} \text{kg/s}$ の線をスパゲティダイア

アグラムにしたもので、緑は平年、赤は2004年の様子である。これを見ると、2004年5月の場合、二つのハドレーセルの境目が、平年より北寄りとなっており、季節進行の早さとしては過去25年のうち1位か2位の早さであったことが判る。季節進行に伴う北上は平年より半月ほど早かったと考えられる。また6月の場合、南半球側の循環セルの強まりが早く、6月の段階で7月の平年と同じくらいの強まりがみられた。6月における循環の強まりも、過去25年中、1位か2位の早さであったと見る事ができる。

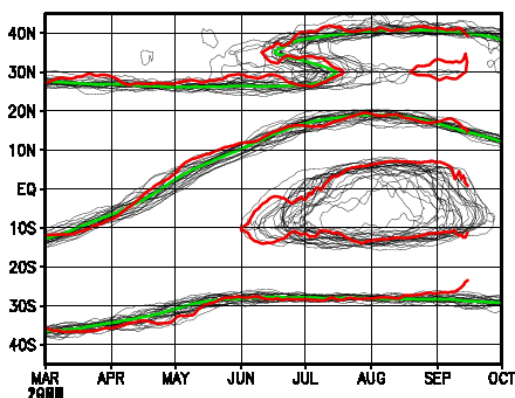
mass stream func. 500hPa col;NORM line;2004



mass stream func. 500hPa col;2004ANM line;NORM

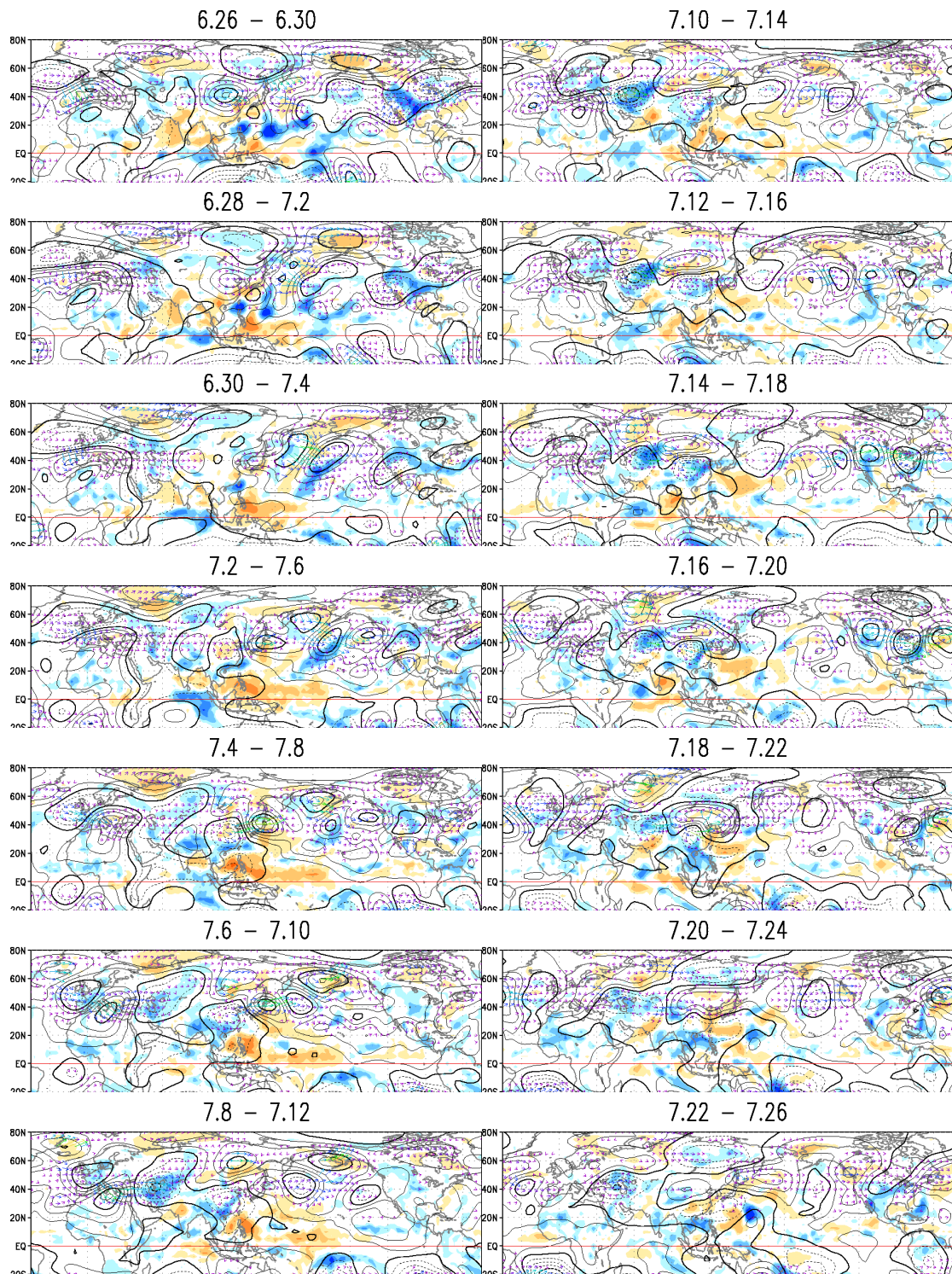


mass stream func. 500hPa 0line -15line



第10図 500hPa 高度の日別質量流線関数を31日移動平均し、時系列としてプロットしたもの

(a)カラー：平年値、コンター：2004年 (b)カラー：2004年の平年偏差、コンター：平年値、(c)1979年から2004年の各年の0線と $15 \times 10^{10} \text{kg/s}$ の線をスパゲティダイアグラム



第11図 6月末から7月にかけての5日平均200hPa流線関数偏差(コンター)とOLR平年偏差(カラー、寒色：対流が平年より活発、暖色：対流が平年より不活発)とTakaya and Nakamura(2001)の波活動度フラックス(矢印)2日おきに並べた。

5. アジアジェット上の波束の伝播

2004年の7月は、日本では南西諸島を除き高温であった。日本付近の亜熱帯高気圧の勢力が強いという特徴は、過去の暑夏年の特徴と共通しているが、100hPa高度場で見えたチベット高気圧は平年より弱く、過去の暑夏年の特徴とは異なっている。日本が冷夏となった2003年よりも弱いという状況だった。しかし、チベット高気圧を200hPa流線関数（風の循環）としてとらえた場合、この高気圧の北縁にあるアジアジェットが蛇行して、日本付近に高気圧性の循環偏差をもたらした。850hPa流線関数においても日本付近に高気圧性循環がみられ、日本付近は上層から下層に及ぶ高気圧に覆われていた。日本が異常高温となった1994年7月もやはり上層から下層に及ぶ高気圧に覆われていた（例えば、若原と藤川、1997）。このような構造の高気圧は、Enomoto et. al. (2003) が「盛夏期に日本付近を覆う高気圧」として指摘した高気圧（小笠原高気圧）の特徴を示している。

第11図は、6月末から7月にかけての5日平均図を2日おきに並べたもので、カラーはOLR平年偏差、コンターは200hPa流線関数偏差、矢印はTakaya and Nakamura (2001)の波活動度フラックスである。6月26日～30日の5日平均図をみると、アイスランドの南にある低気圧性循環偏差からヨーロッパ付近の高気圧性循環偏差に向かって、波活動度フラックスが明瞭に見られるが、黒海からカスピ

海付近にかけてのフラックスは見られない。次の5日平均図（6月28日から7月2日）では、黒海からカスピ海付近に東向きの波活動度フラックスが見られるようになり、日を追うに従い、北緯35～40度に沿って東向きに波束が伝播している様子がわかる。7月の6～10日の5日平均場では北日本付近を中心とする高気圧性循環偏差がもっとも強まっている。東日本の地上気温偏差（第12図）は7月の第2半旬に一度ピークを迎えるが、この高温偏差のピークは、第11図で示しているアジアジェットに沿って見られた波束の伝播によりもたらされた高気圧性の循環偏差の強まりによるものであるとも考えられる。第11図の7月18～22日の平均図においても、波束の伝播による高気圧性循環偏差の強化が日本付近にみられ、東日本の地上気温の高温偏差のピークと対応している。

Enomoto et. al. (2003)の研究では8月（梅雨明け後の夏）に現れる日本付近の高気圧の成因について述べられており、アジアジェットに沿って見られるロスビー波の伝播が重要な役割を果たしているとしているが、2004年の7月はこの特徴が見られていたとも考えられる。

6. まとめ

2004年の春から夏にかけて日本は高温傾向が継続した。地上気温偏差の全球分布をみると、春は中央アジアから東アジアにかけて帯状に広がる高温分布の一部

として日本付近が高温であったが、夏はそのような広がりはなく、局地的なものであった。背景となる大循環場の特徴は、以下のようにまとめられる。

2003年11月ごろからMJOの振幅が明瞭で、熱帯付近の気象はこの影響を強く受けた。そのため月々の変動が大きかった。

5月上旬にはMJOの対流活発な位相がインド洋から太平洋西部を通過した。このため5月の月平均場の発散は、太平洋西部付近で強く、平年の6月の発散の強さに近かった。6月には、次のMJOの対流活発な位相が太平洋西部を通過し、フィリピンの東での対流活動が非常に活発になった。ハドレー循環も強くなり、季節進行が早めだった。

JJA平均で見ると、フィリピンの東で対流が活発であり、下層で低気圧性循環偏差が見られた。また、日本付近で高気圧性偏差がみられ、暑夏をもたらすPJパターンのような循環の分布となった。一方、暑夏のときに見られることが多いチベット高気圧の強まりは見られなかったが、高層の循環は日本付近に張り出す形となった。

MJOの通過による月々の変動が大きかったため、6月と8月の太平洋西部での対流活動は活発であったが、7月の場合はフィリピンの東の対流は不活発であった。このため、7月の日本付近の下層ではフィリピン付近で対流が不活発であるときのPJパターンとして、低気圧性循環偏差が期待されるが、日本付近では弱いながら

も高気圧性循環偏差になった。一方、7月に日本付近を覆った高気圧は等価順圧構造をしており、アジアジェットに沿って東からのロスビー波の波束伝播がみられたタイミングで、日本付近では高気圧性循環偏差が強まった。7月の約10日周期の気温の上昇は、この波束伝播により説明できると考えられる。しかし、7月平均（ベース）として気温が高いことの原因については現時点ではよくわかっていない。日本付近に冷夏をもたらすオホーツク高気圧が2004年は持続しなかったことも特徴であり、これも日本付近の平均気温が高いことの原因のひとつと考えられるが、なぜ、持続しなかったか？という疑問も残る。今後さらに調査を行う必要がある。

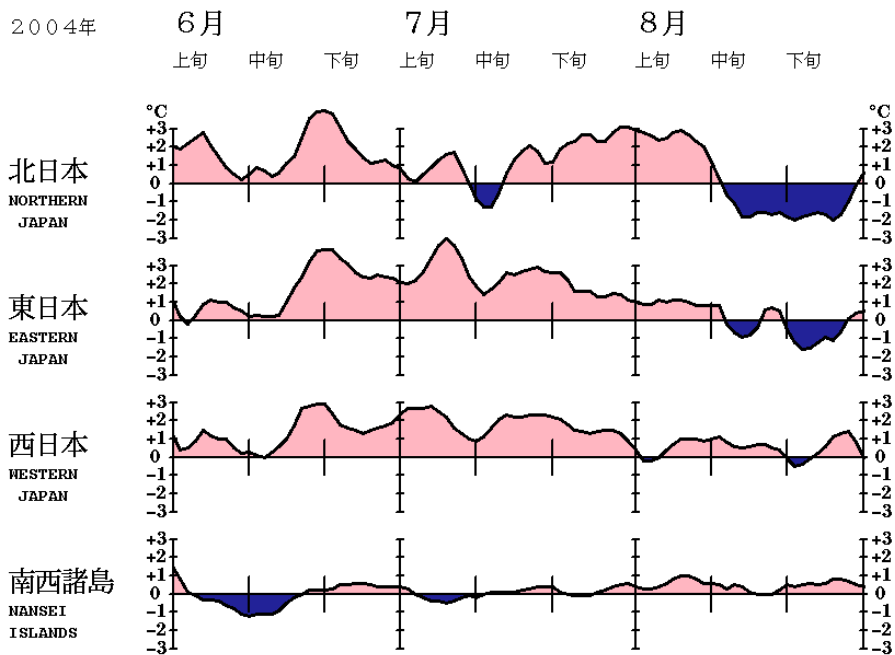


FIG. 1-2 TIME SERIES OF 5-DAY RUNNING MEAN TEMPERATURE ANOMALY FOR SUBDIVISIONS

図1-2 地域平均気温年差の5日移動平均時系列

第12図 2004年6月から8月にかけての地域平均気温年差

参考文献

田中昌太郎、前田修平、2003：今年の夏の天候について、平成15年度京都大学防災研究所特定研究集会(15S-3)「対流圏長周期変動と異常気象」講演要旨
<http://www.dpac.dpri.kyoto-u.ac.jp/mukou/meeting-03/Report/s-tanaka.pdf>

藤川典久、1997：夏のアジアモンスーン OLR インデックス、気候系監視報告(平成9年6月号)，44-45。

若原勝二、藤川典久、1997：1993年冷夏と1994年暑夏の日本の天候と循環場の特徴、気象研究ノート189号「1993/94年の異常気象の解明」2-69.

Enomoto, T., B. J. Hoskins, and Y. Matsuda, 2003: The formation

mechanism of the Bonin high in August. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 587, 157-178

Kawamura, R., 1998: A possible mechanism of the Asian summer monsoon-ENSO coupling, *J. Meteor. 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.

Takaya, K., and H. Nakamura, 2001: A Formulation of a Phase-Independent Wave-Activity Flux for Stationary and Migratory Quasigeostrophic Eddies on a Zonally Varying Basic Flow, *J. Atom. Sci.*, 58, 608-627.