

# 気候系監視年報 2011

平成 24 年 3 月

気 象 庁

## はじめに

気象庁は、異常気象の要因解明といった社会的な要請に対して適時適確に情報を発表するため、平成 19 年に異常気象分析検討会を設置するとともに、「気候系監視年報」の刊行を始めました。「気候系監視年報」は、年間の気候系（大気、海況、雪氷）の特徴のほか、日本や世界の異常気象・天候の解析結果をまとめた気候系に関する総合的な監視・解析情報です。気候系に関する国民の理解の促進や社会経済活動における幅広い利用に供するため、本誌（2011 年版）より電子出版化し、気象庁ホームページ上で公表することとしました。

本報告には、2011 年の気候系の特徴をまとめるとともに、2010 年夏から 2011 年春にかけて発生したラニーニャ現象、2011 年夏の熱帯季節内変動と日本の天候への影響、インドシナ半島の雨季の多雨、及び、米国南部の高温・少雨に関する解析結果を特定事例の解析として掲載しました。この報告が気候系に関する理解と知見の向上に役立てば幸いです。

気象庁 地球環境・海洋部

気候情報課課長 横手嘉二

# 目次

はじめに

1. 解説	1
1.1 気候系監視年報について	1
1.2 日本の天候	1
1.3 世界の天候	2
1.4 大気循環	4
1.5 海況	5
2. 2011年気候系のまとめ	7
2.1 日本の天候	7
2.2 世界の天候	13
2.3 中・高緯度の大気循環	19
2.4 熱帯の大気循環と対流活動	24
2.5 海況	31
2.6 冬季北半球成層圏の大気循環	33
2.7 夏季アジアモンスーンの特徴	36
2.8 北極域の海氷	39
2.9 北半球の積雪域	41
3. 特定事例の解析	43
3.1 2010/2011年に発生したラニーニャ現象	43
3.2 2011年夏季の熱帯季節内変動と日本の天候への影響	57
3.3 2011年雨季のインドシナ半島の多雨	63
3.4 2011年夏を中心とした米国南部の高温・少雨	66

## 1. 解説

### 1.1 気候系監視年報について

地球温暖化の進展に伴い異常気象の頻発が懸念される中、異常気象の要因や今後の推移に関する社会的な関心が高まっている。こうした情勢に対応すべく、気象庁は、社会的に大きな影響を与えた異常気象の発生時に、大学や研究機関の専門家の協力を得て、最新の科学的知見に基づき分析を行い、その発生要因等に関する見解を適時に発表するため、2007年6月に異常気象分析検討会を設置した。

「気候系監視年報」は、異常気象分析検討会の設置に合わせ、暖冬や暑夏など日本の異常気象をはじめとする気候系<sup>1</sup>の解析結果を大学・研究機関等と共有し、官学連携して気候系に関する知見の一層の向上を図ることを目的として刊行を開始した。2010年版までは冊子として刊行していたが、気候系に関する国民の理解の促進や社会経済活動における幅広い利用に供するため、本誌（2011年版）より電子出版化し、気象庁ホームページ<sup>2</sup>上で公表することとした。また、アジア太平洋地域をはじめとした海外の気象機関との気候系に関する監視・解析情報の交換のため、英語版も刊行<sup>3</sup>している。

今回の報告では、特定事例の解析として、2010年夏から2011年春まで発生したラニーニャ現象、2011年夏の熱帯季節内変動と日本の天候への影響、インドシナ半島の雨季の多雨、及び米国南部の高温少雨に関する解析結果をまとめた。これらの事例解析とともに、年間の気候系の特徴を簡潔にまとめ、2011年の気候系に関する総合的な監視・解析情報とした。

なお、気象庁ホームページには、月々の気候系の特徴の要点を速報としてまとめた「気候系監視速報」を掲載するとともに、より詳細な気候情報を提供している<sup>4</sup>ので、併せてご利用いただきたい。気候系の

情報は、「地球環境・気候」のページ<sup>4</sup>にまとめて掲載している。

以下に、本報告の作成に用いたデータソース、計算方法、図表類の見方、専門的な用語について解説する。第3章の特定事例の解析のみに掲載した要素や図表については、必要に応じて本文中に解説を記述する。

### 1.2 日本の天候（主な関連項目：第2.1節）

日本の天候については、季節や年の気温・降水量・日照時間の年差（比）分布図、日本の年平均地上気温偏差の経年変化図等を掲載し、その特徴を記述する。以下の項では、気温の長期変化の算出に使用した地点、監視対象となる地域区分、年値と階級区分について解説する。

#### 1.2.1 日本の年平均気温偏差

第2.1節に、1898年以降の日本の年平均気温偏差の経年変化図（第2.1.1図）を掲載する。偏差の基準は、1981～2010年の30年平均値である。各年の値は、都市化による影響が小さいと考えられる17の気象観測点（網走、根室、寿都、山形、石巻、伏木、長野、水戸、飯田、銚子、境、浜田、彦根、宮崎、多度津、名瀬、石垣島）における気温の観測値を用いて算出している。まず上記各17地点の月平均気温の偏差（観測された月平均気温から、1971～2000年の30年平均値を差し引いたもの）を求め、月ごとに17地点の偏差を平均する。この値から、各月の1981～2010年の30年平均値と1971～2000年の30年平均値の差を差し引き、各月の日本の月平均気温の偏差（1981～2010年基準）を求める。この偏差を年で平均することにより、日本の年平均気温偏差を求めた。なお、宮崎は2000年5月、飯田は2002年5月に庁舎を移転したため、移転による観測データへの影響を評価し、移転による影響を除去するための補正を行った上で利用している。

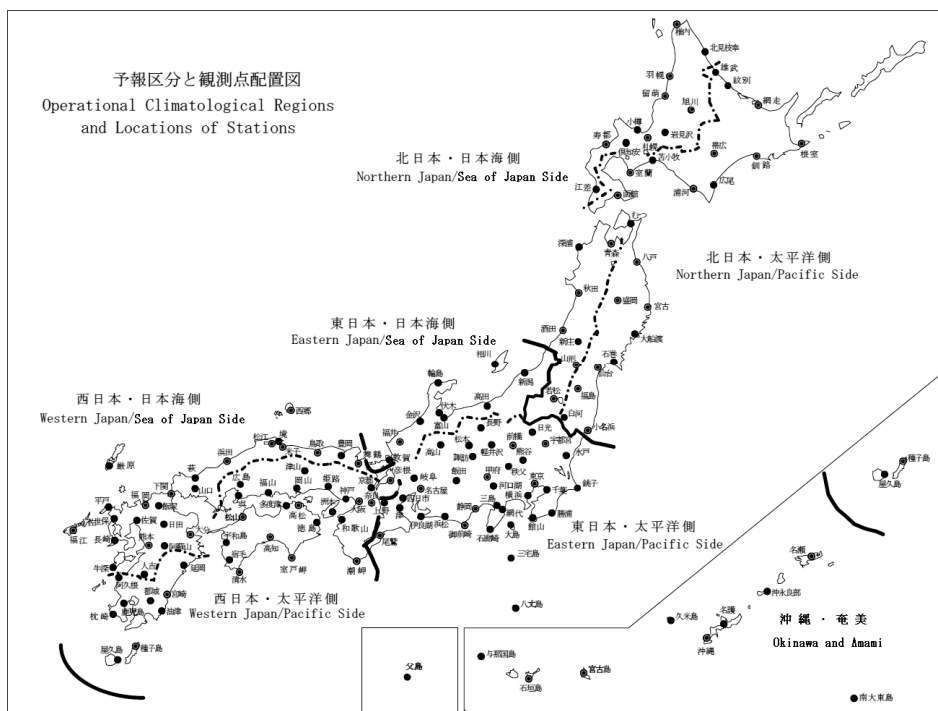
<sup>1</sup> 「気候系」とは、大気・海洋・陸地・雪氷など気候の形成に関与する要素を総合したシステムを指す。

<sup>2</sup> <http://www.data.kishou.go.jp/gmd/cpd/diag/nenpo/index.html>

<sup>3</sup> <http://ds.data.jma.go.jp/tcc/tcc/products/clisys/arcs.html>

<sup>4</sup> <http://www.data.kishou.go.jp/climate/index.html#taikinoshindan>





第1.2.1図 日本の予報区分と観測点配置図

### 1.2.2 日本の天候の地域区分

第2.1節では、各季節や年間の日本の天候の特徴をまとめる。天候の特徴は、日本を大きく4つの地域（北日本、東日本、西日本、沖縄・奄美）に分けてまとめる。また、必要に応じてそれぞれの地域を太平洋側と日本海側に分けて（沖縄・奄美を除く）記述する。平均気温平年差、降水量平年比、日照時間平年比の分布図（第2.1.3図など）や階級一覧表（第2.1.1表）は、全国154の気象官署及び特別地域気象観測所の観測値に基づいて作成した。各気象官署及び特別地域気象観測所の分布と地域区分の分け方は、第1.2.1図のとおり。

### 1.2.3 日本の天候の平年値と階級区分値

日本の天候の平年差（比）に使用している平年値の期間は1981～2010年の30年間である。階級は、低い（少ない）、平年並、高い（多い）の3つの階級に分けられており、階級を決める際の閾値は平年値作成期間における各階級の出現頻度が等しくなるように決めている。また、この期間に出現した上位（下位）10%を分ける閾値を上（下）回った場合は、かなり高い（低い）あるいはかな

り多い（少ない）と表現し、一覧表には階級の横に\*を付加した。なお、統計方法に関する詳細については、「気象観測統計指針」<sup>5</sup>を参照のこと。

### 1.3 世界の天候（主な関連項目：第2.2節）

世界の天候については、気温・降水量平年差（比）分布図、世界の年平均地上気温偏差の経年変化図等を掲載し、その特徴を記述する。以下に、年平均気温の計算方法、監視に用いているデータや平年値、分布図の作成方法について解説する。本書で用いる主な世界の地域区分と地域名を第1.3.1図に示す。

#### 1.3.1 世界の年平均気温偏差

第2.2節に、1891年以降の世界の年平均気温偏差の経年変化図（第2.2.1図）を掲載する。偏差の基準は、1981～2010年の30年平均値である。各年の値は、陸域における地表付近の気温（世界各国の気象機関から通報された地上月気候値気象

<sup>5</sup>

<http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/kaisetu/index.html>

通報 (CLIMAT 報)、2000 年以前については米国海洋大気庁 (NOAA) の気候データセンター (NCDC) により整備された地上気象観測データセット (Global Historical Climatology Network: GHCN) と緯度・経度それぞれ 1 度 (1° × 1°) 格子ごとの海面水温 (COBE-SST) (気象庁 2006) から算出される。まず、月ごとに陸域の各観測点のデータ及び 1° × 1° 格子の海面水温データについて、1971~2000 年の 30 年平均値を基準とした偏差を求め、5° × 5° 格子ごとに平均して偏差を計算する。これに緯度による面積の違いを考慮した重みを与えて、世界全体で平均する。この世界平均から、1981~2010 年の 30 年平均値と 1971~2000 年の 30 年平均値の差を差し引き、世界の月平均気温の偏差 (1981~2010 年基準) を求める。この偏差を年で平均することにより、世界の年平均気温偏差を求めた。各年の値には、格子ごとの観測データの密度の違いに由来する誤差を評価した 90% 信頼区間を表示する (石原 2007)。

### 1.3.2 世界の天候に用いるデータと平年値

第 2.2 節では、年間の世界の天候や気象災害の特徴を記述する。世界の天候の分布図の作成には、CLIMAT 報のデータを用いた。月平均気温や月降水量の平年値は、GHCN データ及び気象庁で収集した CLIMAT 報データを使っている。統計期間は 1981~2010 年である。

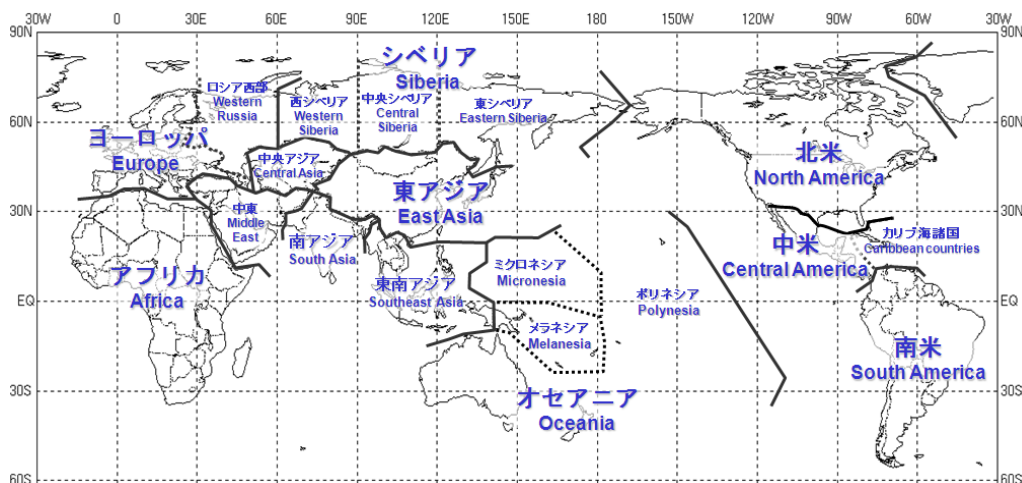
なお、気象災害の記述で引用している災害によ

る死者数などの値は、国連、各国政府機関及び研究機関の災害データベースや報道発表等に基づいている。主な機関等の略号は以下のとおり。

- IRIN: The Integrated Regional Information Network
- OCHA: The Office for the Coordination of Humanitarian Affairs
- FEMA: The Federal Emergency Management Agency of the United States
- EM-DAT: The OFDA/CRED International Disaster Database - [www.emdat.be](http://www.emdat.be) - Université Catholique de Louvain - Brussels - Belgium

### 1.3.3 分布図

年平均気温規格化平年差階級分布図 (第 2.2.3 図) では、年平均気温の平年差を年平均気温の標準偏差で割った値を緯度・経度 5 度 (5° × 5°) 格子ごとに平均し、階級で表示する。年降水量平年比階級分布図 (第 2.2.4 図) では、年降水量の平年比を 5° × 5° 格子ごとに平均し、階級で表示する。異常高温・異常低温出現頻度分布図 (第 2.2.5 図) では、5° × 5° 格子ごとに月平均気温の異常高温・異常低温の年間の総数を全データ数で割って、1 格子当たりの出現頻度とし、半円の大きさで表す。格子内のデータ総数が 8 個未満の格子は表示しない。出現頻度の期待値は約 3% なので、10% 以上の場合、異常高温または異常低温が平年より多かったと判断する。異常多雨・異常少雨出現頻度分布図 (第 2.2.6 図) では、月降水量の異常多雨・異常少雨を対象とする以外は、異常高温・異常低温出現頻度と同様である。



第1.3.1図 世界の地域区分と主要地域名

#### 1.4 大気循環（主な関連項目：第 2.3 節、第 2.4 節、第 2.6 節～第 2.9 節）

大気循環場データは、気象庁と（財）電力中央研究所が共同で実施した長期再解析（JRA-25）と同じシステムである気象庁気候データ同化システム（JCDAS）による解析値（解析時刻は 00、06、12、18UTC）を用いる。長期再解析の詳細は、Onogi et al. (2007) を参照のこと。平年値については、JRA-25 及び JCDAS の解析値から作成した 1981～2010 年平均値を使用する。平年値作成の詳細については、気象庁(2011b) を参照のこと。以下、中・高緯度の循環、熱帯の循環、各種監視指数、積雪及び海氷について解説する。

##### 1.4.1 中・高緯度の循環

第 2.3 節では、主に季節ごとの中・高緯度の気候循環場の特徴についてまとめる。

中高緯度の気候循環で主に注目するのは、大規模な大気の流れのパターン、ジェット気流、ブロッキング（ジェット気流が南北に大きく蛇行あるいは分流し、その状態が長時間続く現象）、テレコネクション（遠く離れた地域の気象要素、例えば 500hPa 高度偏差が同時期に同じあるいは逆の符号となるような変動）、北極振動（AO；大規模な気圧（高度）偏差パターンの一つで、北極域と中緯度域で逆符号となるほぼ同心円状の偏差パターン）、移動性高低気圧の活動度、準定常ロスビー波（地球が球体で回転していることにより発生する波；ロスビー波の解説は、例えば前田・佐藤(2007) を参照）の波束（エネルギー）伝播等である。本書では、Takaya and Nakamura(2001) の波の活動度フラックスをロスビー波束の伝播の解析に利用する。また、異常気象などの天候の偏りの背景となっている熱帯の対流活動や海面水温の変動（例えばエルニーニョ・南方振動（ENSO））等による中・高緯度大気への影響等の解析を行う。

##### 1.4.2 熱帯の循環と対流活動

第 2.4 節では、主に季節ごとの熱帯の気候循環場や対流活動（熱帯の積雲対流群の活動）の特徴

及び台風経路の特徴についてまとめる。

熱帯域の気候循環の特徴で主に着目するのは、30～60 日周期の赤道季節内変動（MJO）、夏季及び冬季モンスーン、数年周期で変動する ENSO に伴う循環場及び対流活動活発域の変動などである。

対流活動を推定するデータとしては、米国の極軌道衛星（NOAA シリーズ）により観測され、米国海洋大気庁（NOAA）より提供された外向き長波放射量（OLR、単位：W/m<sup>2</sup>）を利用する（第 2.4.4 図など）。平年値は 1981～2010 年平均値である。OLR については、値が小さいほど対流活動が活発であると推定できる。ただし、冬季の中緯度や標高の高いところ（例えばチベット高原など）では、対流活動が活発でなくても地表面温度の低い状態が反映され、放射量が少なく（値が小さく）なっているため注意が必要である。

流線関数（第 2.4.5 図など）は風の回転成分から計算され、その偏差は平年と比べた高気圧性循環あるいは低気圧性循環の強さを表している。風は流線関数の等値線に平行で風下に向かって左手に小さい値を見て吹き、その速さは流線関数の勾配に等しい（等値線の混んでいるところほど風が強い）という性質がある。

速度ポテンシャルは大規模な発散・収束を表す量であり、次の式により定義される。

$$\text{div } \mathbf{V}_\chi = \nabla^2 \chi$$

（ $\chi$ ：速度ポテンシャル、 $\mathbf{V}_\chi$ ：発散風）

速度ポテンシャルの値が負で絶対値が大きいほど、大規模な発散が強い。また、発散風は速度ポテンシャルの等値線に直角にかつその値の小さいところから大きいところに向かって吹き、その勾配の大きいところ（等値線の混んでいるところ）ほど発散風が強い。一般に、熱帯域での速度ポテンシャルの上層発散（収束）、下層収束（発散）域は、対流活動の活発な（不活発な）領域に概ね対応している。MJO の変動は、半旬（5 日）移動平均した速度ポテンシャルの緯度・時間断面図（第 2.4.2 図）などから解析する。

### 1.4.3 熱帯の大気及び海洋の監視指数

第2.4節では、ENSOに伴う海洋と大気の変動の状況を把握するため、南方振動指数(SOI; タヒチとダーウィンの月平均海面気圧偏差)、OLR指数(OLR-PH, OLR-MC, OLR-DL)、赤道域200hPa東西風指数(U200-IN, U200-CP)、赤道域850hPa東西風指数(U850-WP, U850-CP, U850-EP)、領域平均海面水温偏差(NINO.1+2, NINO.3, NINO.4, NINO.WEST)を掲載した(第2.4.1表)。それぞれの指数の算出に利用した領域は、第2.4.1表の下部に示す。

第2.4.1表の領域平均海面水温偏差は平年値からの差(平年偏差)を表し、その他の指数は規格化偏差(平年偏差を平年値の期間で求めた標準偏差で割った値)である。なお、南方振動指数は、まず、タヒチとダーウィン各々の海面気圧の規格化偏差の差を求め、次に、求めた差をさらに規格化した値である。また、東西風指数の領域平均操作では、領域の縁に当たる格子点に1/2の重みを、四隅に当たる格子点には1/4の重みをかけた。OLR指数は、領域平均した平年偏差の符号を逆に行っているため、正の値は対流活動が平年より活発、負の値は不活発であることを示す。

また、夏のアジアモンスーンの活動状況を示す指数(Summer Asian Monsoon OLR Index: SAMOI)を、第2.7.1表に掲載する。夏(6~8月)のOLRを(5°S~35°N, 60°E~150°E)の領域で主成分分析して、第1.4.1図に示す東西あるいは南北方向に季節的な変動をするパターンを抽出し、その結果から、全体の活動度を示すSAMOI(A)、北偏度を示すSAMOI(N)、西偏度を示すSAMOI(W)を定義している。

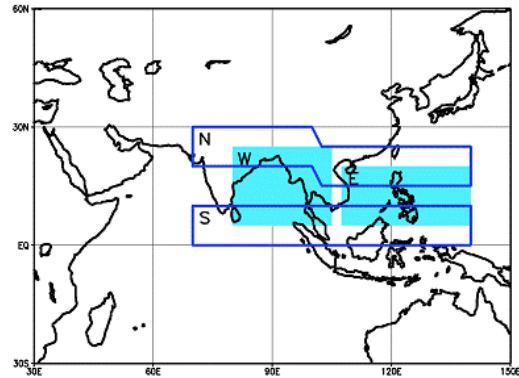
$SAMOI(A) = ((-1) \times OLR(W+E))$ を正規化

$SAMOI(N) = (正規化OLR(S) - 正規化OLR(N))$ を正規化

$SAMOI(W) = (正規化OLR(E) - 正規化OLR(W))$ を正規化

ここで、OLR(S)等は、第1.4.1図にS等で示された各領域で平均したOLRである。アジアモンスーンの活動が活発(SAMOI(A)が正)なときは、北日本を中心に高温になりやすいなど、日本の天候との間に統計的な関係が見られる。例えば、北日

本夏平均気温とSAMOI(A)の夏平均値の相関係数は0.78(計算期間1979~2006年)である。詳細は気象庁(1997)を参照のこと。



第1.4.1図 夏のアジアモンスーンOLR指数(SAMOI)の領域

### 1.4.4 海氷・積雪の状況

海氷(第2.8節)の解析には、Nimbus衛星(米国)に搭載されたマイクロ波放射計(SMMR)、DMSP衛星に搭載されたSSM/I・SSMISにより観測されたデータを用いた。

積雪域の状況(第2.9節)は、米国国防気象衛星プログラム(DMSP)衛星に搭載されたマイクロ波放射計(SSM/I・SSMIS)により観測されたデータを用いて、気象庁が独自に開発した解析手法に基づいて解析したデータに基づいている(気象庁2011a)。

### 1.5 海況(関連項目:第2.5節)

第2.5節では、エルニーニョ現象をはじめ気候に大きな影響を与える海洋の状況を把握するため、海面水温(SST)、表層水温などの実況や時間推移などの資料を掲載し、海況の特徴について主に季節ごとにまとめた年間の特徴を記述する。

海面水温平年偏差図(第2.5.1図など)は、気象庁が収集した海面水温の観測データから作成された緯度・経度1度(1°×1°)格子のCOBE-SSTを用いたものである。偏差は1981~2010年の30年間の平均値を平年値として計算した。COBE-SSTについては気候系監視報告別冊第12号(気象庁

2006) を参照のこと。

表層貯熱量偏差の経度・時間断面図(第 2.5.3 図)は、気象研究所海洋研究部で開発された全球海洋データ同化システム(MOVE/MRI.COM-G)から計算した半旬平均値を使用し作成した。MOVE/MRI.COM-G の詳細は、Usui et al. (2006) を参照のこと。平年値は、1981~2010 年の 30 年間の平均値である。

## 参考文献

- 石原幸司, 2007: 全球平均気温における標準誤差の評価, 測候時報第 74 巻, 19-26.
- 気象庁, 1997: 気候系監視報告平成 7 年 6 月号.
- 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.
- 気象庁, 2011a: 衛星データによる積雪域解析. 気候系監視資料 2010.
- 気象庁, 2011b: 1981~2010 年平年値. 気候系監視資料 2011.
- 前田修平, 佐藤均, 2007: 定常ロスビー波とその影響, 平成 19 年度季節予報研修テキスト, 61-71.
- 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.
- 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. Atmos. Sci.*, **58**, 608-627.
- Usui, N., S. Ishizaki, Y. Fujii, H. Tsujino, T. Yasuda, and M. Kamachi, 2006: Meteorological Research Institute Multivariate Ocean Variational Estimation (MOVE) System: Some early results. *Adv. Space Res.*, **37**, 806-822.

## 2. 2011 年気候系のまとめ

### 2.1 日本の天候

2011 年の日本の天候の主な特徴は以下のとおりである。

- 年降水量は北・東日本日本海側、西日本で多く、年間日照時間は西日本、沖縄・奄美で少なかった。
- 全国的に春は低温、夏と秋は高温だった。
- 多くの地方で梅雨入り・梅雨明けがかなり早かった。
- 平成 23 年 7 月新潟・福島豪雨、台風第 12 号及び台風第 15 号により記録的な大雨となった。

#### 2.1.1 年平均気温の経年変化

都市化の影響の少ない全国 17 地点で平均した 2011 年の日本の年平均気温の基準値からの偏差（基準値は 1981～2010 年の 30 年平均値）は +0.15℃で、統計を開始した 1898 年以降で 17 番目に高い値となった。長期的には、日本の年平均気温は 100 年あたり約 1.15℃（統計期間：1898～2011 年）の割合で上昇している（第 2.1.1 図）。

#### 2.1.2 年平均気温、年降水量、年間日照時間

全国的に 5 月までは寒気の影響を受けやすく、低温となることが多かった一方、6 月から 11 月にかけては高温となることが多く（第 2.1.2 図）、年平均気温は沖縄・奄美を除いて平年並となった（第 2.1.1 表）。年降水量は、北・東日本太平洋側、沖縄・奄美を除いて多く、低気圧や前線の影響を受けやすかった北日本日本海側ではかなり多かった。年間日照時間は、東日本太平洋側で多い一方、西日本で少なく、沖縄・奄美でかなり少なかった（第 2.1.3 図）。

#### 2.1.3 季節別の天候の特徴

##### （1）冬（2010 年 12 月～2011 年 2 月）

- 西日本、沖縄・奄美では冬の平均気温が低かった。
- 12 月終わりから 1 月終わりにかけて、日本海側

で大雪が降り、ほぼ全国で低温となった。

冬型の気圧配置が長続きした気温の低い時期と、寒気の影響が弱く気温の高い時期との対照が全国的に明瞭だった。12 月終わりから 1 月末にかけては、日本付近に強い寒気が断続的に流れ込んだため、全国的に気温が低く、アメダスを含む 22 地点で積雪の深さが観測史上 1 位を更新するなど、日本海側の広い範囲で降雪量が多くなった。それ以外の期間では冬型の気圧配置は長続きせず、特に 12 月前半と 2 月後半は日本付近へ強い寒気が流れ込むことがほとんどなかったため、全国的に気温が高かった。

**平均気温：**西日本、沖縄・奄美では低く、東日本では平年並、北日本では高かった。

**降水量：**北日本太平洋側、東日本日本海側でかなり多く、北日本日本海側、東日本太平洋側、西日本日本海側で多く、西日本太平洋側、沖縄・奄美では平年並だった。

**日照時間：**北日本日本海側ではかなり多く、東日本日本海側、東・西日本太平洋側で多く、北日本太平洋側、西日本日本海側、沖縄・奄美では平年並だった。

##### （2）春（2011 年 3～5 月）

- 全国的に気温が低く、特に西日本、沖縄・奄美ではかなり低かった。
- 北・東日本日本海側で多雨・寡照、沖縄・奄美では顕著な寡照となった。

期間の前半は、冬型の気圧配置や冷涼な高気圧の影響で、西日本を中心に気温がかなり低く、太平洋側の地方を中心に少雨・多照となった。一方、期間の後半は、前線や低気圧、台風の影響により曇りや雨の日が多く、全国的に多雨・寡照となり、寒気を伴った低気圧の影響などにより北日本を中心に低温となった。また、沖縄・奄美では梅雨前線の影響が顕著だった。

**平均気温：**全国的に低く、特に西日本、沖縄・奄美でかなり低かった。

**降水量：**北・東日本日本海側でかなり多く、北・

東日本太平洋側、西日本、沖縄・奄美では  
平年並だった。

**日照時間**：沖縄・奄美でかなり少なく、北日本、  
東日本日本海側で少なかった。西日本日本  
海側では平年並で、東・西日本太平洋側で  
は多かった。

### （３）夏（2011年6～8月）

○全国的に気温が高かった。かなり高い時期もあ  
り、気温の変動が大きかった。

○多くの地方で、梅雨入り・梅雨明けがかなり早  
かった。

○平成23年7月新潟・福島豪雨が発生した。

夏の平均気温は全国的に高かった。6月下旬な  
ど太平洋高気圧が強まって気温がかなり高くなる  
時期と、7月下旬など太平洋高気圧が弱まって気  
温が低くなる時期があるなど、気温の変動が大き  
かった。台風や前線、湿った気流などの影響によ  
り各地で大雨となった時期があった。特に7月終  
わりには、新潟県と福島県会津では記録的な大雨  
（平成23年7月新潟・福島豪雨）により甚大な災  
害が発生した。梅雨のない北海道地方を除き、梅  
雨入りは東北・北陸地方以外の地方でかなり早く、  
梅雨明けは奄美・九州南部・九州北部・四国地方  
以外の地方でかなり早かった。梅雨の期間が短か  
った北日本太平洋側と、梅雨がかなり早く明けた  
沖縄・奄美では夏の降水量が少なかった。日本の  
夏の天候の背景については、第3.2節を参照のこ  
と。

**平均気温**：全国的に高かった。

**降水量**：西日本で多く、北日本日本海側、東日本  
では平年並だった。北日本太平洋側、沖縄・  
奄美では少なかった。

**日照時間**：西日本で少なく、北・東日本、沖縄奄  
美では平年並だった。

### （４）秋（2011年9～11月）

○秋の平均気温は、全国的に高く、東・西日本、  
沖縄・奄美ではかなり高かった。

○秋の降水量は、全国的に多く、北日本日本海側、  
西日本太平洋側ではかなり多かった。

○9月は、台風第12号と台風第15号による記録  
的な大雨により、甚大な災害が発生した。

偏西風が平年より北寄りに流れて暖かい空気に  
覆われることが多かったため、秋の平均気温は全  
国的に高く、東・西日本、沖縄・奄美ではかなり  
高かった。台風や低気圧などの影響により、秋の  
降水量は全国的に多く、北日本日本海側、西日本  
太平洋側ではかなり多かった。9月には台風第12  
号と台風第15号による記録的な大雨により甚大  
な災害が発生した。期間を通じて湿った気流の影  
響を受けやすかった沖縄・奄美では、統計を開始  
した1946年以降で、秋の日照時間が最も少ない値  
（平年比79%）となった。

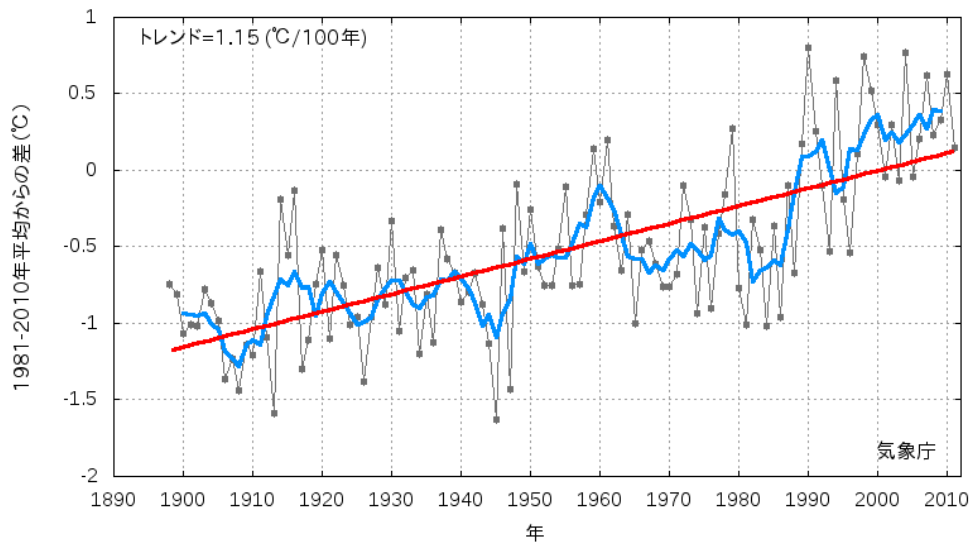
**平均気温**：全国的に高く、東・西日本、沖縄・奄  
美ではかなり高かった。

**降水量**：全国的に多く、北日本日本海側、西日本  
太平洋側ではかなり多かった。

**日照時間**：沖縄・奄美ではかなり少なく、北日本  
日本海側、西日本で少なかった一方、東日本  
日本海側でかなり多く、東日本太平洋側  
で多かった。北日本太平洋側では平年並だ  
った。



日本の年平均気温偏差



第 2.1.1 図 日本の年平均気温偏差の経年変化

細線（黒）は各年の平均気温の基準値からの偏差、太線（青）は偏差の 5 年移動平均、直線（赤）は長期的な変化傾向を表す。基準値は 1981～2010 年の平均値。

第 2.1.1 表 年平均気温、年降水量、年間日照時間の地域平均年差（比）と階級（2011 年）

	気温 年差 °C(階級)	降水量 年比 %(階級)	日照時間 年比 %(階級)		気温 年差 °C(階級)	降水量 年比 %(階級)	日照時間 年比 %(階級)
北日本	0.3 (0)	日 107 (+) 太 116 (+)* 99 (0)	日 100 (0) 太 97 (0) 101 (0)	北海道	0.4 (+)	日 110 (+) 才 122 (+)* 太 115 (+) 94 (0)	日 99 (0) 才 96 (-) 太 101 (0) 101 (0)
東日本	0.2 (0)	日 107 (0) 太 115 (+) 105 (0)	日 105 (+) 太 102 (0) 106 (+)	東北	0.2 (0)	日 103 (0) 太 111 (+) 96 (0)	日 100 (0) 太 99 (0) 102 (0)
西日本	0.0 (0)	日 116 (+)* 太 111 (+) 120 (+)	日 96 (-) 太 95 (-) 97 (-)	関東甲信	0.3 (0)	103 (0)	107 (+)
沖縄・奄美	-0.2 (-)	101 (0)	86 (-)*	北陸	0.1 (0)	115 (+)	102 (0)
				東海	0.2 (0)	106 (0)	105 (+)
				近畿	0.1 (0)	日 128 (+)* 太 122 (+)* 130 (+)*	日 102 (0) 太 100 (0) 103 (+)
				中国	0.1 (0)	陰 111 (+) 陽 113 (+) 109 (+)	陰 96 (-) 陽 96 (-) 97 (-)
				四国	0.0 (0)	129 (+)	97 (-)
				九州北部	-0.1 (0)	109 (+)	93 (-)*
				九州南部 ・奄美	本-0.2 (0) 奄-0.1 (0)	本 106 (+) 本 108 (+)	本 92 (-)* 本 93 (-)
				沖縄	奄-0.2 (-)	奄 96 (0)	奄 86 (-)*
				沖縄	-0.2 (-)	103 (0)	87 (-)*

階級表示 -:低い(少ない) 0:平常並 +:高い(多い) 地域表示 日:日本海側 陰:山陰 本:本土(九州南部)  
 \*はかなり低い(少ない) かなり高い(多い)を表す 才:オホーツク海側 陽:山陽 奄:奄美  
 太:太平洋側



第 2.1.2 表 月平均気温、月降水量、月間日照時間の記録を更新した地点数（2011 年）

全国 154 の気象官署及び特別地域気象観測所のうち、各要素の記録を更新した地点数を示す。タイはこれまでの記録と同じ値となった地点数。地域は更新及びタイ記録の地点数の合計が 5 以上のとき記載した。

	平均気温		降水量		日照時間	
	最高	最低	最大	最小	最大	最小
1 月	0	2、2 タイ	0	31、7 タイ 北～西日本	16 東・西日本	7 東日本、沖縄・奄美
2 月	0	0	0	3	3	0
3 月	0	2	0	7 北日本、西日本、 沖縄・奄美	1	0
4 月	0	0	1	9 西日本、沖縄・奄美	9 東・西日本	0
5 月	0	0	22 全国	0	0	4
6 月	1 タイ	0	6 北日本、西日本	0	0	2
7 月	0	0	0	0	0	0
8 月	1 タイ	0	0	0	0	0
9 月	0	0	7 全国	0	0	2
10 月	0	0	1	0	0	1
11 月	19、8 タイ 西日本、沖縄・奄美	0	2	0	0	1
12 月	0	0	3	0	0	2

第 2.1.3 表 梅雨入り・梅雨明けの時期（2011 年）

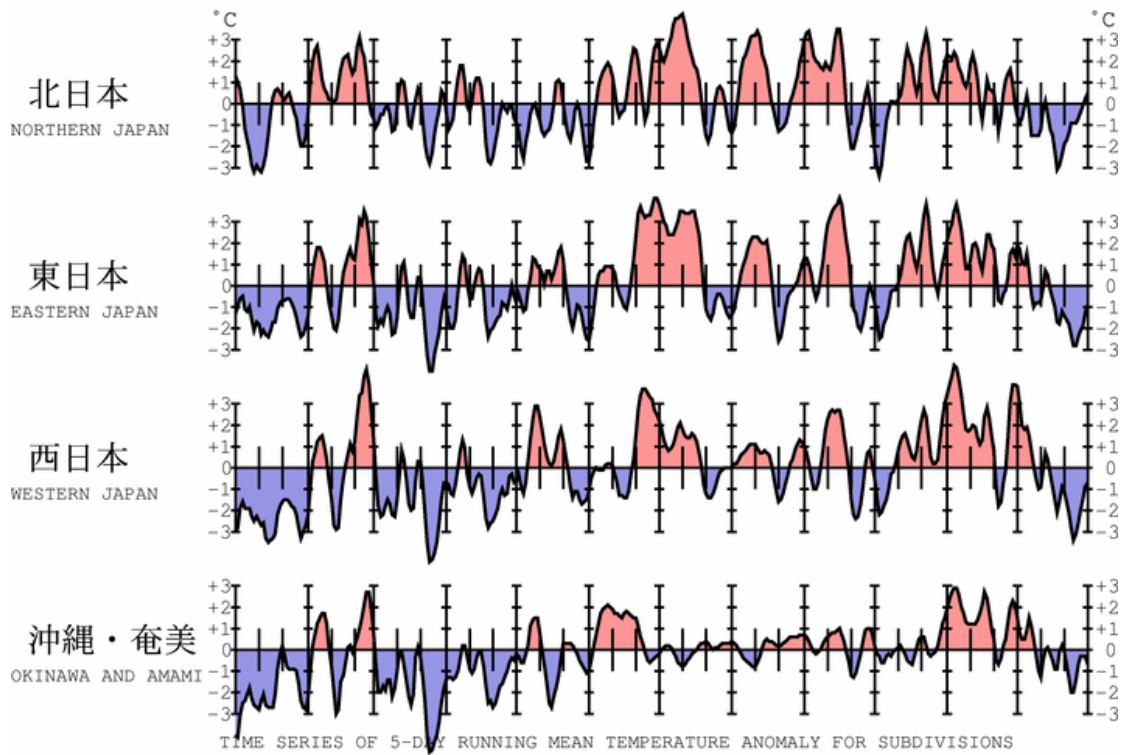
地方名	梅雨入り(注1)	平 年	梅雨明け(注1)	平 年	梅雨時期の降水量 平年比と階級(注2)
沖 縄	4 月 30 日ごろ(-)*	5 月 9 日ごろ	6 月 9 日ごろ(-)*	6 月 23 日ごろ	138%(+)
奄 美	4 月 30 日ごろ(-)*	5 月 11 日ごろ	6 月 22 日ごろ(-)	6 月 29 日ごろ	128%(+)
九州南部	5 月 23 日ごろ(-)*	5 月 31 日ごろ	7 月 8 日ごろ(-)	7 月 14 日ごろ	135%(+)
九州北部	5 月 21 日ごろ(-)*	6 月 5 日ごろ	7 月 8 日ごろ(-)	7 月 19 日ごろ	119%(0)
四 国	5 月 21 日ごろ(-)*	6 月 5 日ごろ	7 月 8 日ごろ(-)	7 月 18 日ごろ	146%(+)*
中 国	5 月 21 日ごろ(-)*	6 月 7 日ごろ	7 月 8 日ごろ(-)*	7 月 21 日ごろ	74%(-)
近 畿	5 月 22 日ごろ(-)*	6 月 7 日ごろ	7 月 8 日ごろ(-)*	7 月 21 日ごろ	95%(0)
東 海	5 月 22 日ごろ(-)*	6 月 8 日ごろ	7 月 8 日ごろ(-)*	7 月 21 日ごろ	103%(0)
関東甲信	5 月 27 日ごろ(-)*	6 月 8 日ごろ	7 月 9 日ごろ(-)*	7 月 21 日ごろ	83%(-)
北 陸	6 月 18 日ごろ(+)	6 月 12 日ごろ	7 月 9 日ごろ(-)*	7 月 24 日ごろ	96%(0)
東北南部	6 月 21 日ごろ(+)	6 月 12 日ごろ	7 月 9 日ごろ(-)*	7 月 25 日ごろ	110%(+)
東北北部	6 月 21 日ごろ(+)	6 月 14 日ごろ	7 月 9 日ごろ(-)*	7 月 28 日ごろ	70%(-)

(注1) 梅雨の入り・明けには平均的に5日間程度の遷移期間があり、その遷移期間のおおむね中目をもって「○日ごろ」と表現した。記号の意味は、(+)\*: かなり遅い、(+): 遅い、(0): 平年並、(-): 早い、(-)\*: かなり早い、の階級区分を表す。

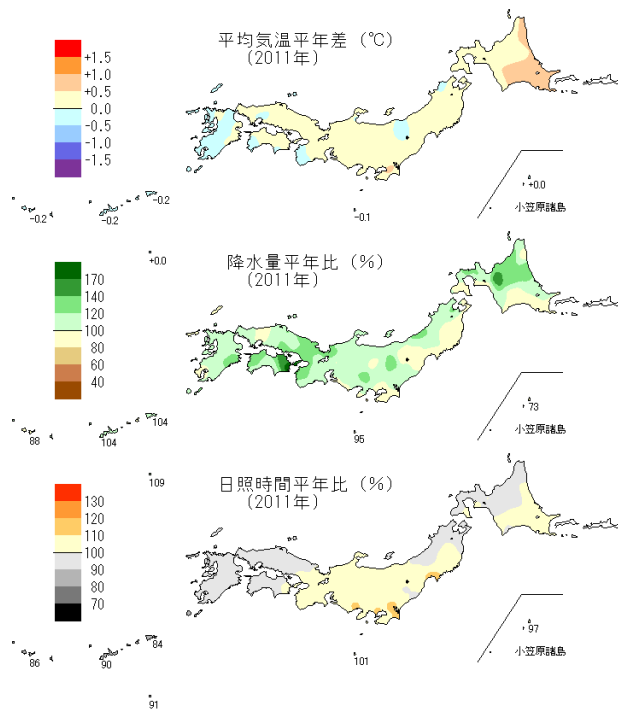
(注2) 全国153の気象台・測候所等での観測値を用い、梅雨の時期（6～7月。沖縄と奄美は5～6月）の地域平均降水量を平年比で示した。記号の意味は、(+)\*: かなり多い、(+): 多い、(0): 平年並、(-): 少ない、(-)\*: かなり少ない、の階級区分を表す。

2011年

1月 2月 3月 4月 5月 6月 7月 8月 9月 10月 11月 12月

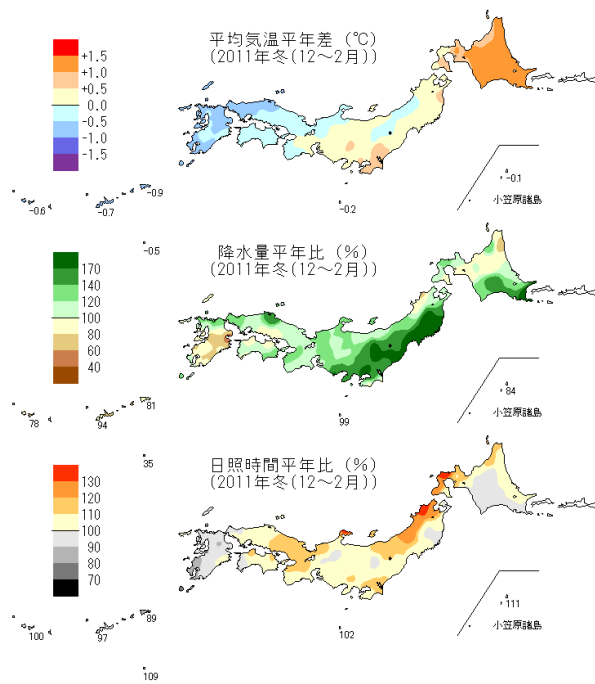


第 2.1.2 図 地域平均気温平年偏差の 5 日移動平均時系列 (2011 年 1 月～12 月)

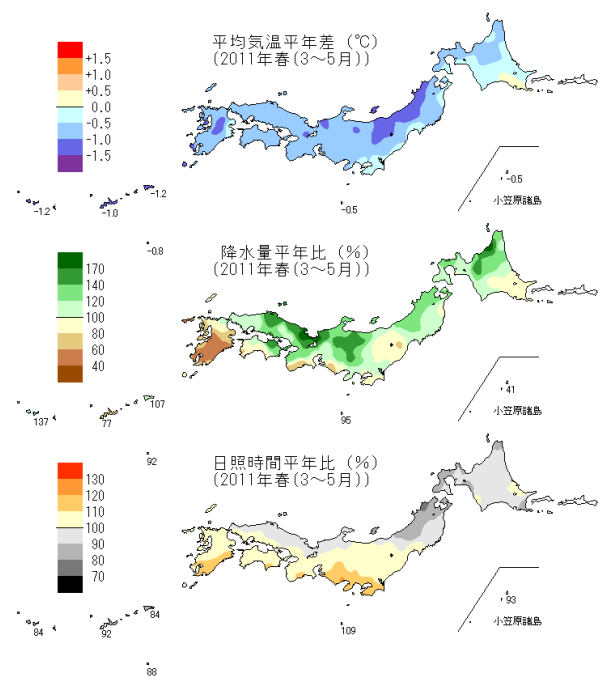


第 2.1.3 図 年平均気温平年差、年降水量平年比、年間日照時間平年比の分布 (2011 年)

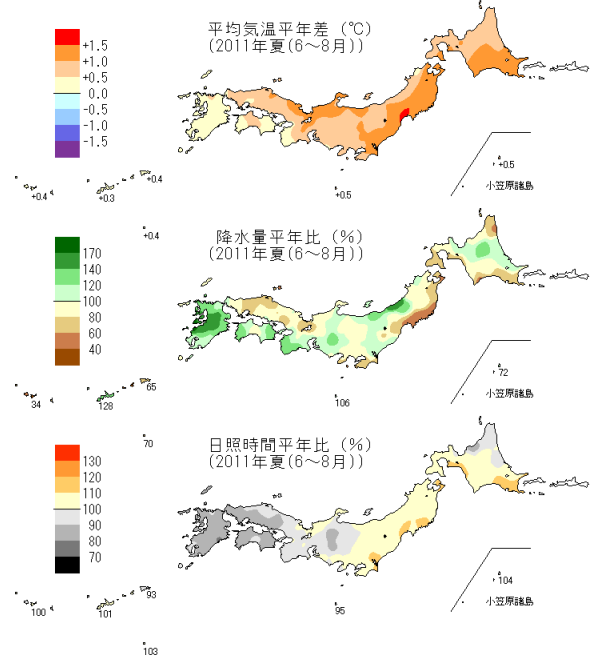
(a) 冬 (12~2月)



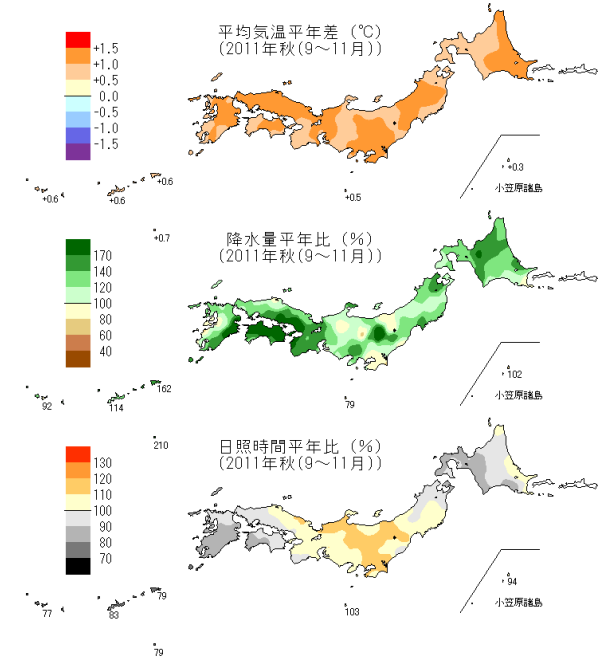
(b) 春 (3~5月)



(c) 夏 (6~8月)



(d) 秋 (9~11月)



第 2.1.4 図 2011 年の季節別 (冬、春、夏、秋) の平均気温、降水量、日照時間の平年差 (比)  
(a)冬 (2010 年 12 月~2011 年 2 月)、(b)春 (3~5 月)、(c)夏 (6~8 月)、(d)秋 (9~11 月)。

## 2.2 世界の天候

### 2.2.1 世界の平均気温

2011年の世界の年平均気温（陸域における地表付近の気温と海面水温の平均）の基準値からの偏差（基準値は1981～2010年の30年平均値）は $+0.07 \pm 0.12^{\circ}\text{C}$ で、1891年の統計開始以降、12番目に高い値となった。長期的には、世界の年平均気温は100年あたり約 $0.68^{\circ}\text{C}$ （統計期間：1891～2011年）の割合で上昇している（第2.2.1図）。

### 2.2.2 地域ごとの天候

年平均気温は、シベリア～ヨーロッパ西部、北米東部～中米北部などで平年より高く、モンゴル～中央アジア、インドシナ半島及びその周辺、北米西部、オーストラリア北部などで平年より低くなった（第2.2.3図）。米国南部及びその周辺で異常高温となる月が多かったが、オーストラリア北部では異常低温となる月が多かった（第2.2.5図）。

年降水量は、フィリピン～インドシナ半島、パキスタン南部及びその周辺、米国北東部及びその周辺、南米北部、オーストラリアなどで平年より多く、中国南部、サウジアラビア、ヨーロッパ、米国南部～メキシコ北部、ポリネシア中部などで平年より少なかった（第2.2.4図）。米国北東部及びその周辺は異常多雨となる月が多く、ヨーロッパ、米国南部～メキシコ北部、ポリネシア中部は異常少雨となる月が多かった（第2.2.6図）。

2011年に発生した主な異常気象・気象災害を第2.2.2図に、季節別の気温と降水量の分布をそれぞれ第2.2.7図と第2.2.8図に示す。各異常気象・気象災害の概況は以下のとおり。気象災害の記述は米国国際開発庁海外災害援助局とルーベンカトリック大学災害疫学研究（ベルギー）の災害データベース（EM-DAT）や国連の報道機関（IRIN）、各国の政府機関の発表等に基づいている。

#### （1）中国南東部の少雨（1～5月）

中国南東部では、1月から5月にかけて異常少雨となった。シャンハイ（上海）では1～5月の5か月間降水量が143mm（平年比37%）だった。

#### （2）インドシナ半島の洪水（7～12月）

インドシナ半島では、雨季を通して平年より雨の多い状況が続き、5～10月の6か月間降水量は、タイ北部のチェンマイで1284mm（平年比133%）、タイの首都バンコクで1910mm（同133%）、ラオスの首都ビエンチャンで2080mm（同141%）になるなど、インドシナ半島のほとんどの地点で平年の約1.1倍から1.7倍の雨となった（詳細は第3.3節を参照）。7月以降、チャオプラヤ川やメコン川の流域で洪水が発生し、タイでは700人以上、カンボジアでは240人以上、ベトナムでは40人以上が死亡したと伝えられた。

#### （3）フィリピンの台風（12月）

フィリピンでは、ミンダナオ島を通過した台風第21号により、1200人以上が死亡したと伝えられた。

#### （4）パキスタン南部の多雨（8～9月）

パキスタン南部は8月末から9月前半にかけて大雨で、9月は異常多雨となった。シンド州のカラチ国際空港では9月の月降水量が213mm（平年比2068%）だった。シンド州全体では、洪水により480人以上が死亡したと伝えられた。

#### （5）ヨーロッパの少雨（3～5月、9～11月）

ヨーロッパでは、3～5月と9～11月に異常少雨となった。フランスのパリ/オルリー空港では3～5月の3か月間降水量が23mm（平年比16%）、ポーランドの首都ワルシャワでは9～11月の3か月間降水量が16mm（平年比

13%) だった。

#### (6) アフリカ東部の干ばつ (1~9月)

ソマリアなどアフリカ東部では、この60年で最悪の干ばつで1千万人以上が影響を受けていると伝えられた。

#### (7) セイシェル~モーリシャスの高温 (4~12月)

セイシェルからモーリシャスでは、4月から12月にかけてたびたび異常高温となった。セイシェル国際空港では7月の月平均気温が27.2℃(平年差+1.1℃)だった。

#### (8) 米国北東部及びその周辺が多雨 (2~5月、8~9月)

2~5月は低気圧や前線の影響を受け、また、8~9月は低気圧や前線に加えてハリケーン「アイリーン」の影響を受け、それぞれ異常多雨となった。米国オハイオ州ヤングスタウンでは2~5月の4か月間降水量が645mm(平年比210%)、ペンシルベニア州アレタウンでは8~9月の2か月間降水量が672mm(平年比311%)だった。

#### (9) 米国南東部・中部の竜巻 (4~5月)

米国南東部では、4月下旬に300個以上の竜巻が発生し、350人以上が死亡したと伝えられた。また、米国ミズーリ州ジョプリンを、5月22日に強い竜巻(EF-5)が襲い、単一の竜巻としては1950年の統計開始以降で最多となる150人以上が死亡したと伝えられた。

#### (10) 米国南部及びその周辺の高温 (3~9月)

米国テキサス州オースティンでは、3~5月の3か月平均気温が23.1℃(平年差+2.8℃)、6~8月の3か月平均気温が31.9℃(平年差+3.3℃)だった(詳細は第3.4節を参照)。米国南部ではテキサス州などで

1895年以降で最も暑い夏になったと伝えられた。

#### (11) 米国南部~メキシコ北部の少雨 (1~11月)

1~11月の総降水量は、米国テキサス州アマリロ国際空港では143mm(平年比28%)、メキシコのサカテカス州サカテカスでは173mm(平年比33%)だった(詳細は第3.4節を参照)。6月には、米国南部や南西部で複数の大規模な森林火災が発生し、アリゾナ州ではアリゾナ史上最大の森林火災が発生したと伝えられた。また、11月にはメキシコ北部で深刻な干ばつが発生し、約250万人の飲み水に影響を及ぼしていると考えられた。

#### (12) ブラジル南東部の大雨 (1月)

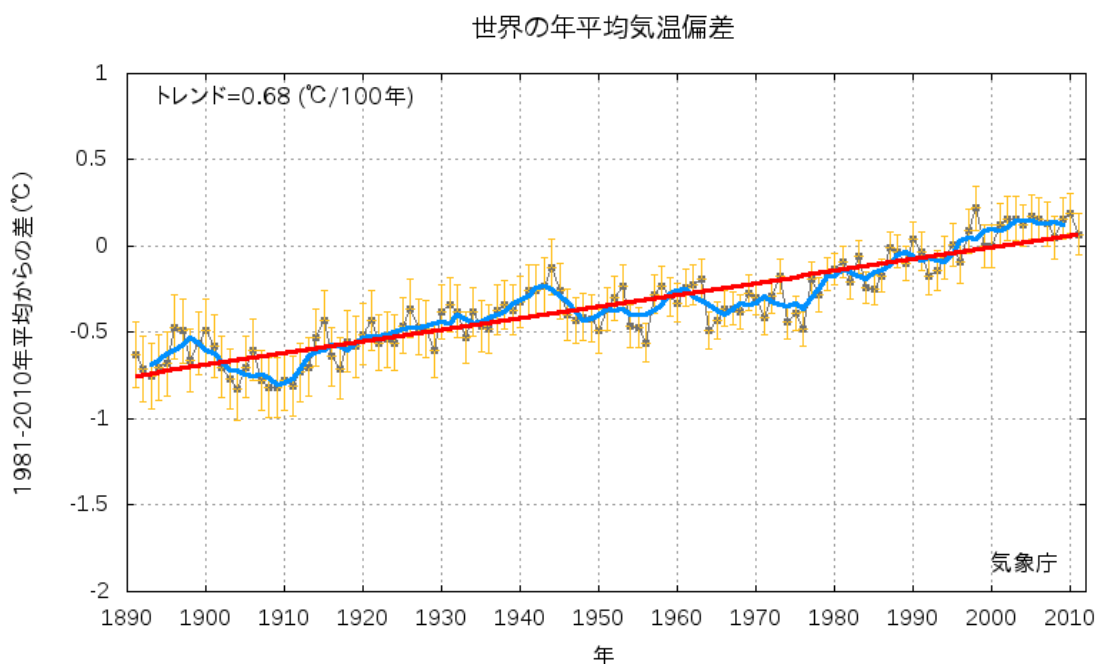
リオデジャネイロ州では、1月中旬、山間部を中心に集中豪雨に見舞われ、洪水や地滑りによる被害が発生したと伝えられた。このため、800人以上が死亡したと伝えられた。同州のノバフリブルゴでは、1月11~12日の2日間降水量が270mmに達した。

#### (13) ポリネシア中部の少雨 (3~10月)

3~10月の総降水量は、タヒチ島/ファアアでは309mm(平年比40%)だった。9月には、ツバルやトケラウ諸島の人々が、水不足による被害を受けていると伝えられた。

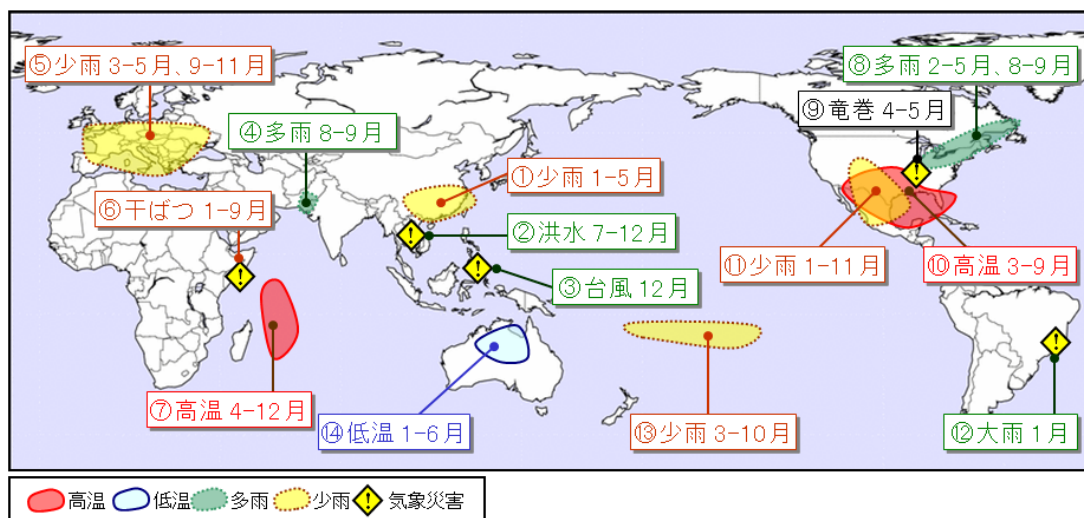
#### (14) オーストラリア北部の低温 (1~6月)

オーストラリア北部では、1月から6月にかけて、南からの寒気の影響でたびたび異常低温となった。オーストラリア北部のマウントアイザでは、5月の月平均気温が17.6℃(平年差-3.5℃)だった。



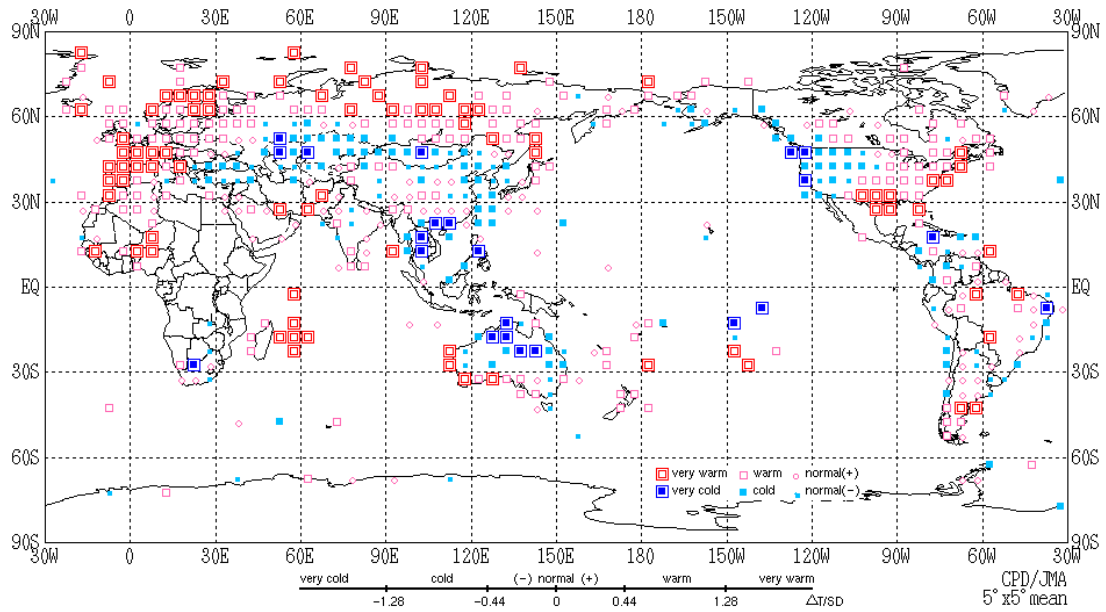
第 2.2.1 図 世界の年平均気温偏差の経年変化

細線（黒）は各年の平均気温の基準値からの偏差、エラーバー（黄）は 90% 信頼区間、太線（青）は偏差の 5 年移動平均、直線（赤）は長期的な変化傾向を表す。基準値は 1981～2010 年の平均値。



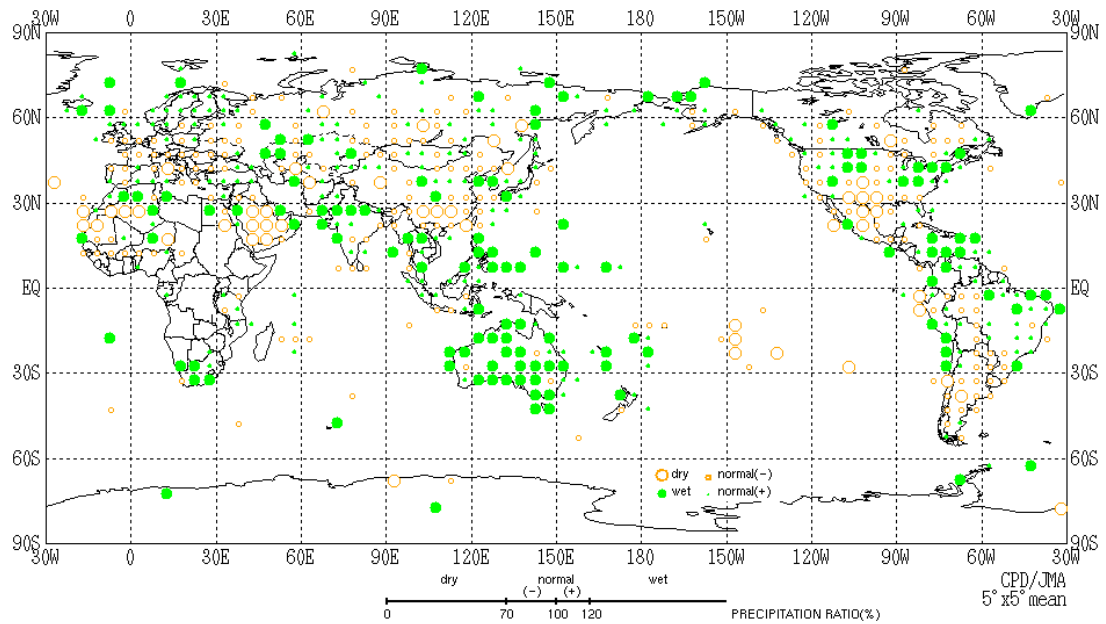
第 2.2.2 図 世界の主な異常気象・気象災害（2011 年）

異常気象や気象災害のうち、規模や被害が比較的大きかったものについて、おおよその地域・時期を示した。図中の丸数字は本文中の括弧付き数字と対応している。



第 2.2.3 図 年平均気温規格化平年差階級分布図（2011 年）

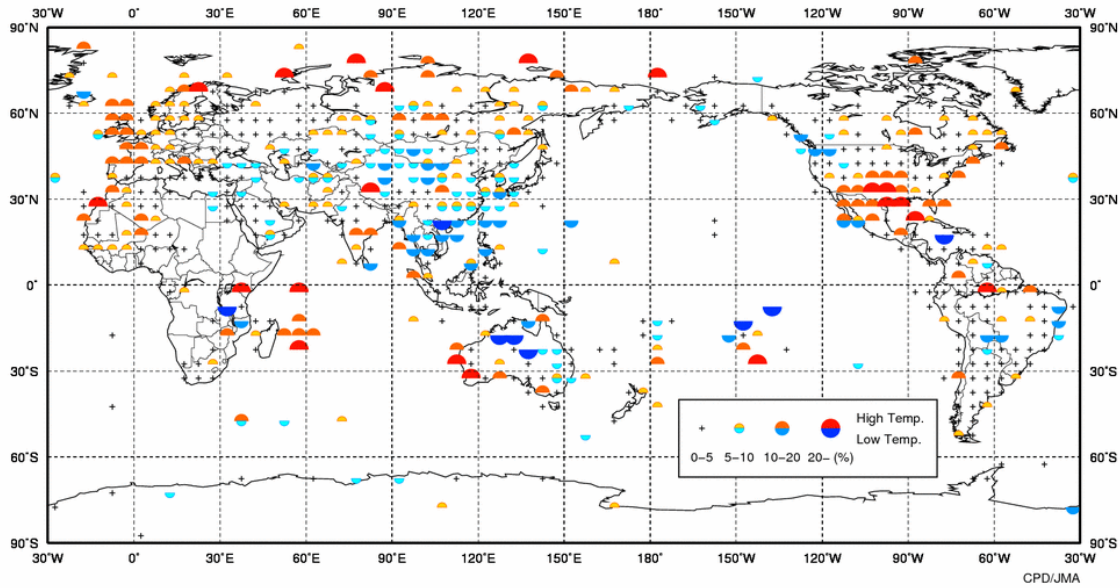
年平均気温の平年差を標準偏差で割って求めた値（規格化偏差）を、緯度 5 度×経度 5 度の領域ごとに平均し、6 つの階級に分けて記号で表示する。それぞれの階級のしきい値は±1.28、±0.44、0。ただし、観測地点数や観測データ数が十分でない領域については計算していない。



第 2.2.4 図 年降水量平年比階級分布図（2011 年）

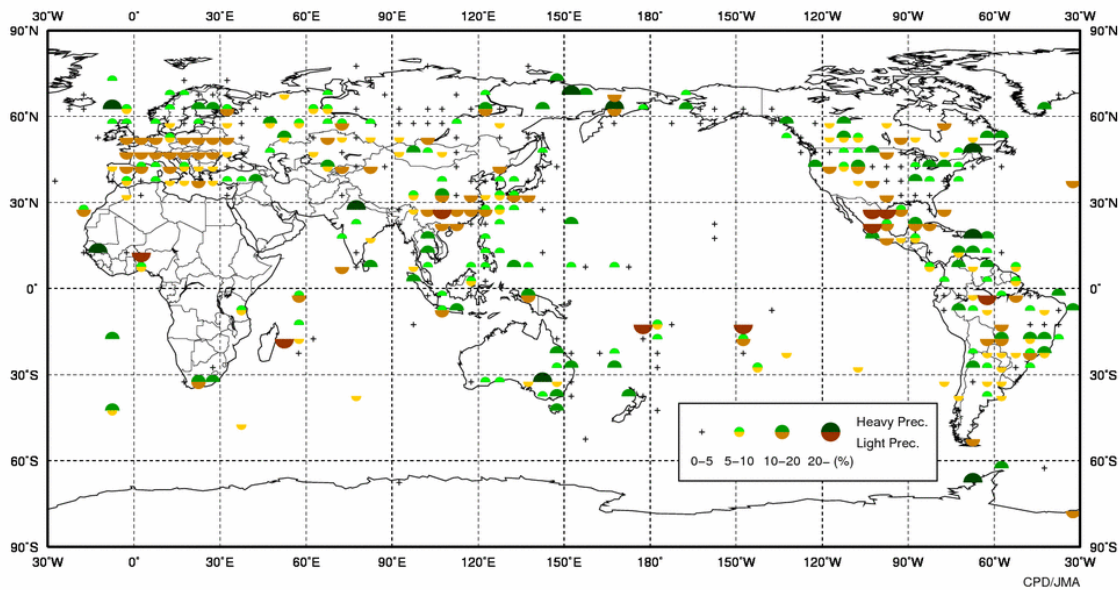
年降水量の平年比を、緯度 5 度×経度 5 度の領域ごとに平均し、4 つの階級に分けて記号で表示する。それぞれの階級のしきい値は 70%、100%、120%。ただし、観測地点数や観測データ数が十分でない領域については計算していない。





第 2.2.5 図 異常高温・異常低温出現頻度分布図（2011 年）

緯度 5 度×経度 5 度ごとに各観測地点を対象に、その年の各月の月平均気温が異常高温・異常低温となったのべ回数を数え、それをのべ観測データ数で割って出現頻度を算出した。異常高温・異常低温の出現頻度の平年値は約 3%なので、便宜的に出現頻度が 10%以上であれば「平年より多い」と判断する。ただし、観測地点数や観測データ数が少ない領域については計算していない。

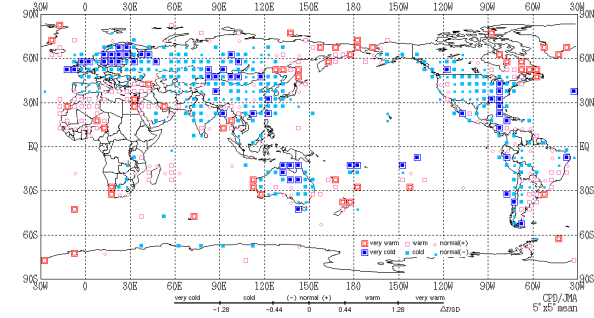


第 2.2.6 図 異常多雨・異常少雨出現頻度分布図（2011 年）

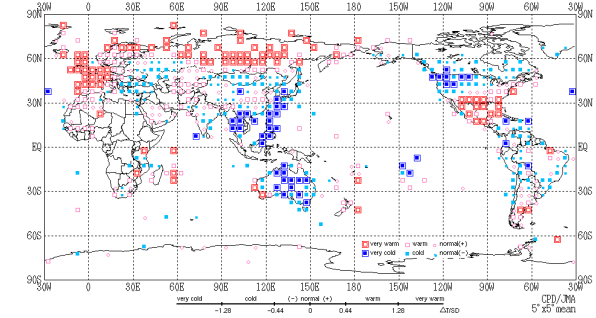
第 2.2.5 図と同様。ただし、月降水量の異常多雨・異常少雨の出現頻度。



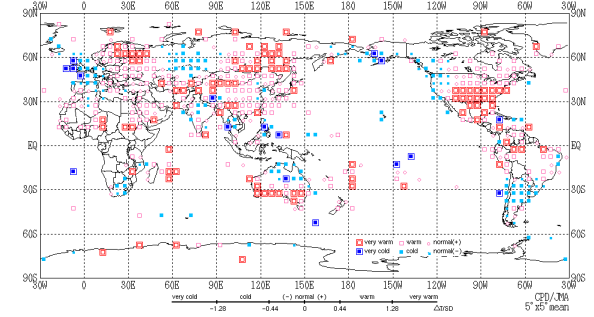
(a) 冬 (12~2月)



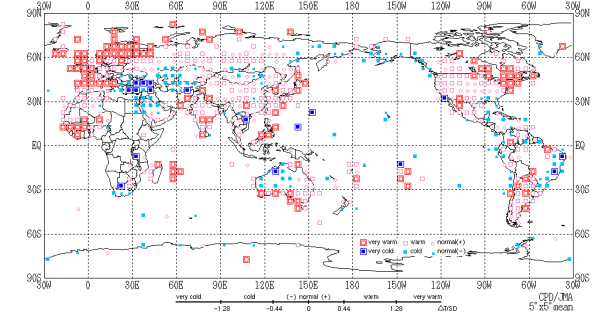
(b) 春 (3~5月)



(c) 夏 (6~8月)



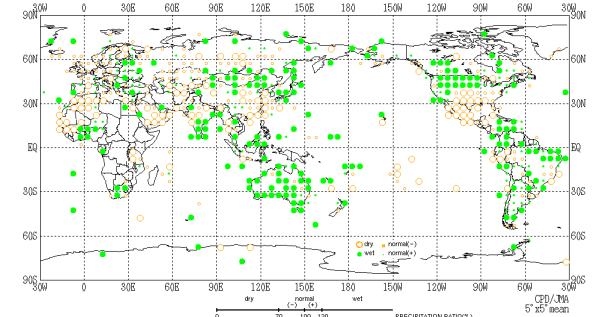
(d) 秋 (9~11月)



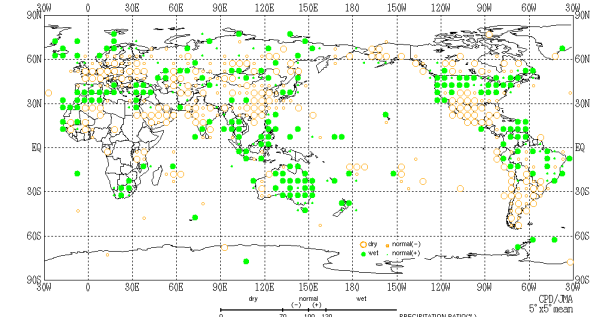
第 2.2.7 図 季節別 (冬、春、夏、秋) の平均気温規格化平年差階級分布図 (2011 年)

(a) 冬 (2010 年 12 月~2011 年 2 月)、(b) 春 (3~5 月)、(c) 夏 (6~8 月)、(d) 秋 (9~11 月)。3 か月平均気温の平年差を標準偏差で割って求めた値 (規格化偏差) を、緯度 5 度×経度 5 度の領域ごとに平均し、6 つの階級に分けて記号で表示する。それぞれの階級のしきい値は  $\pm 1.28$ 、 $\pm 0.44$ 、0。ただし、観測地点数や観測データ数が十分でない領域については計算していない。

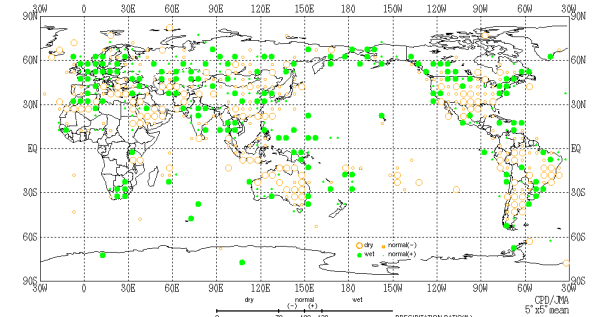
(a) 冬 (12~2月)



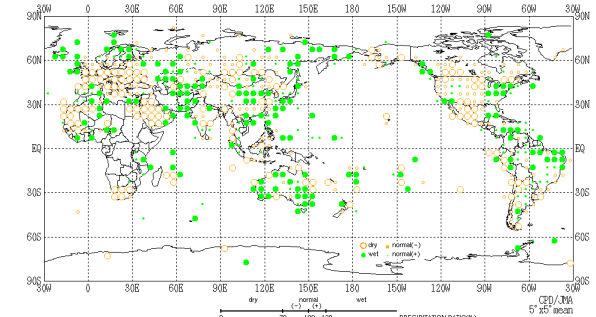
(b) 春 (3~5月)



(c) 夏 (6~8月)



(d) 秋 (9~11月)



第 2.2.8 図 季節別 (冬、春、夏、秋) の合計降水量平年比階級分布図 (2011 年)

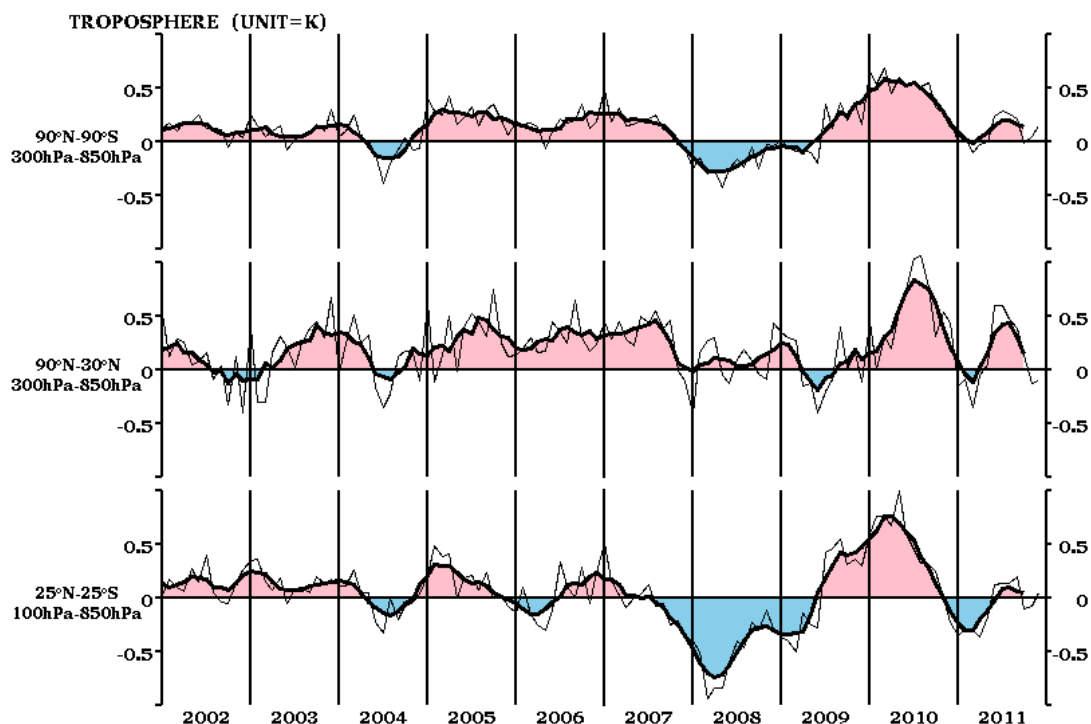
(a) 冬 (2010 年 12 月~2011 年 2 月)、(b) 春 (3~5 月)、(c) 夏 (6~8 月)、(d) 秋 (9~11 月)。3 か月合計降水量の平年比を、緯度 5 度×経度 5 度の領域ごとに平均し、4 つの階級に分けて記号で表示する。それぞれの階級のしきい値は 70%、100%、120%。ただし、観測地点数や観測データ数が十分でない領域については計算していない。

## 2.3 中・高緯度の大気循環

2010/2011年冬は、前半は負の北極振動が卓越し、極域の寒気が北半球中緯度に流れ込みやすかったが、後半は正の位相に転じた。春から秋にかけては、ユーラシア大陸や太平洋から北米では偏西風の南北蛇行が大きく、正偏差と負偏差が交互に並ぶ波列パターンが見られた。北半球中・高緯度対流圏の気温は、夏に一時的に高温偏差となったが、他の季節は概ね平年に近い値で推移した。本節では、北半球中・高緯度の大気循環の特徴を主に季節ごとに述べる。

### 2.3.1 帯状平均層厚換算温度

対流圏の帯状平均層厚換算温度平年偏差の時系列（第2.3.1図）を見ると、熱帯域（下段）は、ラニーニャ現象が発生していた2010/2011年冬から2011年春にかけて低温偏差となった。北半球中・高緯度の層厚換算温度（中段）は、2010年夏以降、急速に下降した後、2011年初め頃にやや低温偏差に変わったが、夏は一時的に高温偏差となり、秋以降は平年並で推移した。全球平均した層厚換算温度（上段）は、夏に高温偏差となったが、その他の季節は平年に近い値で推移した。



第2.3.1図 対流圏の帯状平均層厚換算温度平年偏差の時系列（2002年1月～2011年12月）

上から順に、全球、北半球中・高緯度及び熱帯域について示しており、細実線は月別値、太実線は5か月移動平均を表す。単位はK。

### 2.3.2 冬（2010年12月～2011年2月）

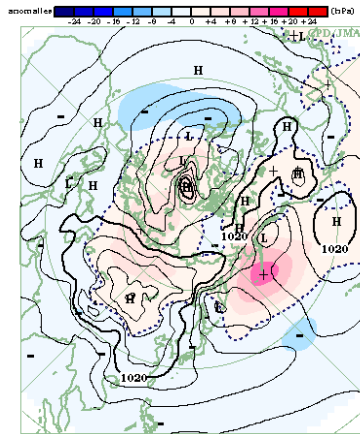
海面気圧（第2.3.2図）を見ると、シベリア高気圧は、中心付近では平年と比べてやや強かった。アリューシャン低気圧は、季節平均すると不明瞭だった。ただし、1月は、シベリア高気圧とアリューシャン低気圧がともに平年より強く、日本付近は強い冬型の気圧配置となり、全国的に低温となった（第2.3.6図）。アイスランド低気圧は、季節平均すると平年より弱かった。

500hPa高度（第2.3.3図）は、高緯度域では正偏差、中緯度域では負偏差が分布し、負の北極振動の偏差パターンとなった。北極振動は、冬の前半は負の位相が卓越したが、後半は正の位相に変

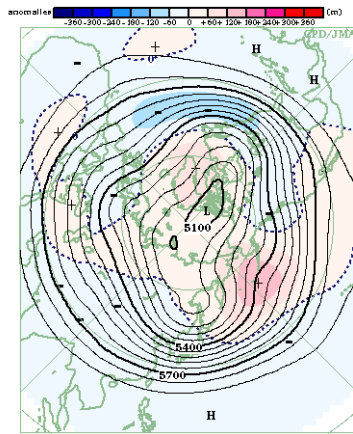
わった。本州付近は負偏差、北海道から東海上は正偏差だった。

対流圏下層の気温（第2.3.4図）は、カナダ北東部からグリーンランド付近や太平洋中部は高温偏差、ヨーロッパ北部、モンゴル付近、米国東部は低温偏差となった。

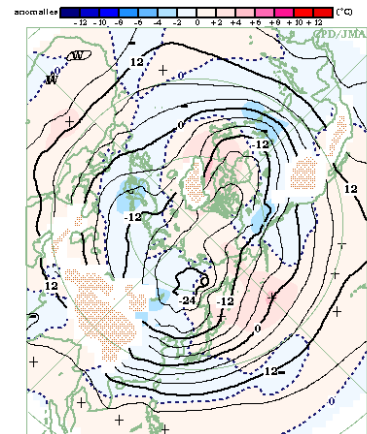
対流圏上層の偏西風（第2.3.5図）は、ユーラシアの亜熱帯ジェット気流と米国東部から大西洋にかけてのジェット気流が平年より強かった。一方、太平洋中部のジェット気流は、平年より弱かった。



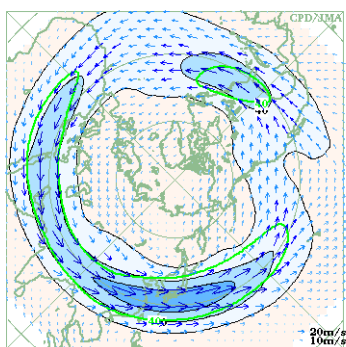
第2.3.2図 3か月平均海面気圧・平年偏差（2010年12月～2011年2月）等値線は海面気圧を表し、間隔は4hPa。陰影域は平年偏差を表す。



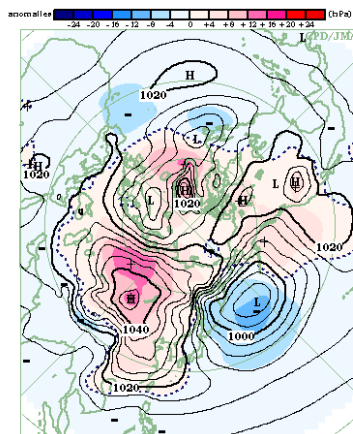
第2.3.3図 3か月平均500hPa高度・平年偏差（2010年12月～2011年2月）等値線は500hPa高度を表し、間隔は60m。陰影域は平年偏差を表す。



第2.3.4図 3か月平均850hPa気温・平年偏差（2010年12月～2011年2月）等値線は850hPa気温を表し、間隔は4°C。陰影域は平年偏差を表す。波状の陰影域は標高が1600m以上の領域を表す。



第2.3.5図 3か月平均200hPa風速・風ベクトル（2010年12月～2011年2月）等値線の間隔は20m/s。平年の40m/sの等値線を緑色で表す。



第2.3.6図 月平均海面気圧・平年偏差（2011年1月）等値線は海面気圧を表し、間隔は4hPa。陰影域は平年偏差を表す。

### 2.3.3 春 (2011年3～5月)

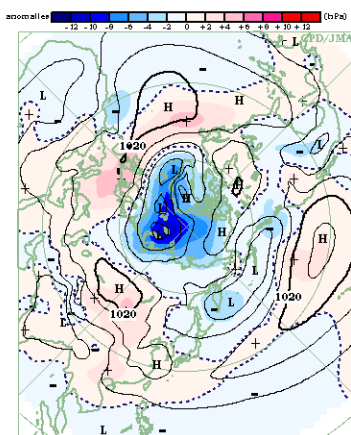
海面気圧 (第2.3.7図) を見ると、北極付近は明瞭な低気圧偏差となった。太平洋高気圧は東部で平年より強かった。大西洋からヨーロッパは高気圧に覆われた。なお、3月はシベリア高気圧が平年より強く、日本は北海道を除いてかなり低温となった (第2.3.11図)。

500hPa 高度 (第2.3.8図) を見ると、極うずはグリーンランド付近で平年より強かった。ヨーロッパから日本付近にかけて明瞭な波列パターンが

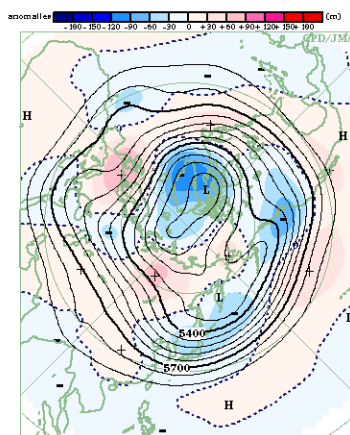
見られ、ヨーロッパと中央シベリアは正偏差、ロシア西部と日本付近は負偏差となった。また、太平洋から北米にかけて波列パターンが分布した。

対流圏下層の気温 (第2.3.9図) は、中国～日本、北米西部、グリーンランド付近は低温偏差、ヨーロッパ、中央シベリア、米国東部は高温偏差だった。

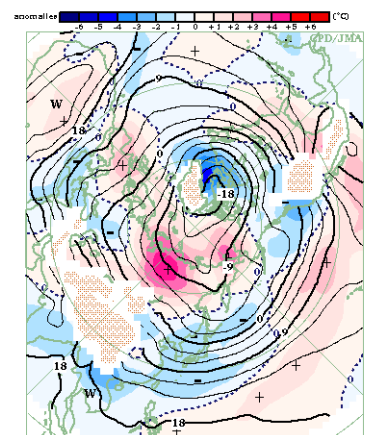
対流圏上層の偏西風 (第2.3.10図) は、日本付近から太平洋にかけて平年より強く、大西洋からヨーロッパでは分流が明瞭だった。



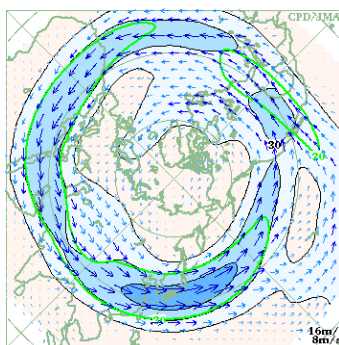
第2.3.7図 3か月平均海面気圧・平年偏差 (2011年3～5月)  
等値線は海面気圧を表し、間隔は4 hPa。陰影域は平年偏差を表す。



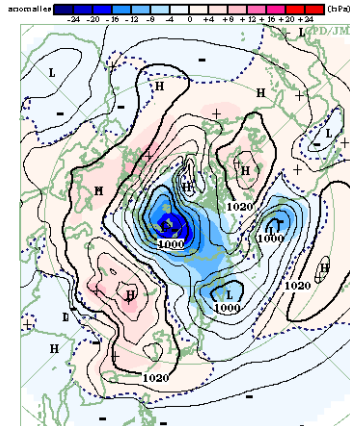
第2.3.8図 3か月平均500hPa高度・平年偏差 (2011年3～5月)  
等値線は500hPa高度を表し、間隔は60m。陰影域は平年偏差を表す。



第2.3.9図 3か月平均850hPa気温・平年偏差 (2011年3～5月)  
等値線は850hPa気温を表し、間隔は3°C。陰影域は平年偏差を表す。波状の陰影域は標高が1600m以上の領域を表す。



第2.3.10図 3か月平均200hPa風速・風ベクトル (2011年3～5月)  
等値線の間隔は15m/s。平年の30m/sの等値線を緑色で表す。



第2.3.11図 月平均海面気圧・平年偏差 (2011年3月)  
等値線は海面気圧を表し、間隔は4 hPa。陰影域は平年偏差を表す。



### 2.3.4 夏 (2011年6~8月)

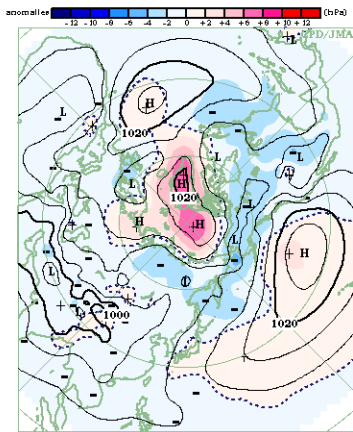
海面気圧 (第 2.3.12 図) を見ると、ユーラシア大陸や北米大陸は低気圧偏差、太平洋は高気圧偏差となり、海陸のコントラスト (太平洋は高気圧、大陸は低気圧) が平年より強かった。北極海からグリーンランドは、季節を通して高気圧偏差となった。フィリピン付近からの波列パターンやアジアジェット気流に沿った波列パターンに伴って、日本付近の高気圧がしばしば強まった (詳細は第 3.2 節を参照)。

500hPa 高度場 (第 2.3.13 図) は、北極域で正偏差となった。北半球規模で波列状の偏差パターンが見られ、特に、ユーラシア大陸では 7 月 (第

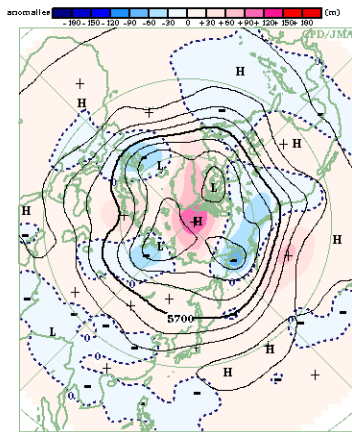
2.3.16 図) と 8 月 (図略) に、太平洋から北米にかけては 6 月 (図略) と 7 月 (第 2.3.16 図) に明瞭だった。

対流圏下層の気温 (第 2.3.14 図) は、北極域では季節を通じて高温偏差となった。ユーラシア大陸北部は、ロシア西部と中央シベリアで高温偏差、ヨーロッパ西部と西シベリアで低温偏差だった。北米は、西岸を除いて高温偏差となり、特に米国南部で顕著だった (詳細は第 3.4 節を参照)。

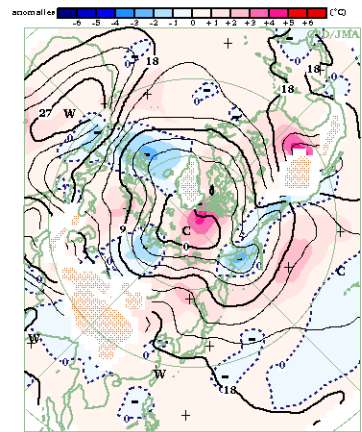
対流圏上層の偏西風 (第 2.3.15 図) は、北半球規模で南北蛇行が大きかった。北米のジェット気流は平年より強かった。



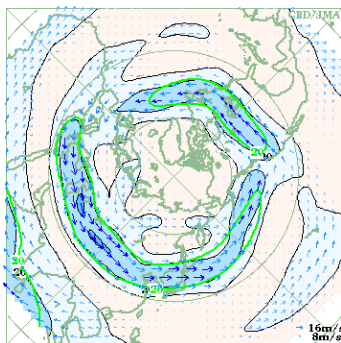
第2.3.12図 3か月平均海面気圧・平年偏差 (2011年6~8月)  
等値線は海面気圧を表し、間隔は 4 hPa。陰影域は平年偏差を表す。



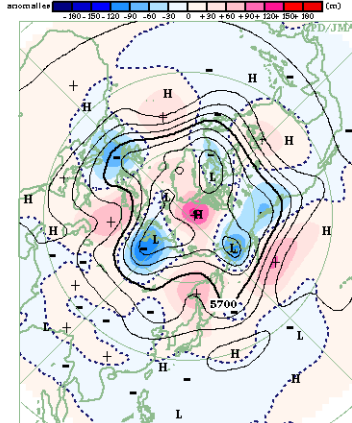
第2.3.13図 3か月平均500hPa高度・平年偏差 (2011年6~8月)  
等値線は500hPa高度を表し、間隔は 60m。陰影域は平年偏差を表す。



第2.3.14図 3か月平均850hPa気温・平年偏差 (2011年6~8月)  
等値線は850hPa気温を表し、間隔は 3°C。陰影域は平年偏差を表す。波状の陰影域は標高が 1600m 以上の領域を表す。



第2.3.15図 3か月平均200hPa風速・風ベクトル (2011年6~8月)  
等値線の間隔は 10m/s。平年の 20m/s の等値線を緑色で表す。



第2.3.16図 月平均500hPa高度・平年偏差 (2011年7月)  
等値線は500hPa高度を表し、間隔は 60m。陰影域は平年偏差を表す。

### 2.3.5 秋 (2011年9~11月)

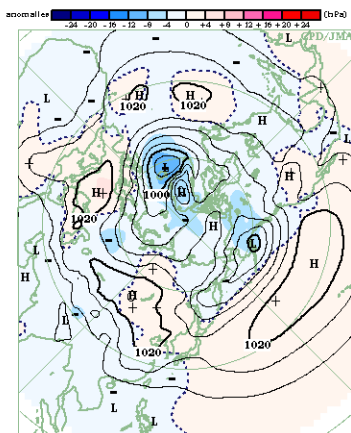
海面気圧 (第 2.3.17 図) を見ると、アイスランド低気圧は季節を通じて平年に比べて強かった。ヨーロッパ付近では高気圧が明瞭だった。アリューシャン低気圧はアラスカ付近で平年より強かった。太平洋高気圧は平年に比べて強かった。

500hPa 高度 (第 2.3.18 図) を見ると、大西洋からユーラシア大陸と太平洋中部から北米にかけては、波列パターンが見られた。ヨーロッパではリッジが明瞭だった。太平洋中部は、季節を通じ

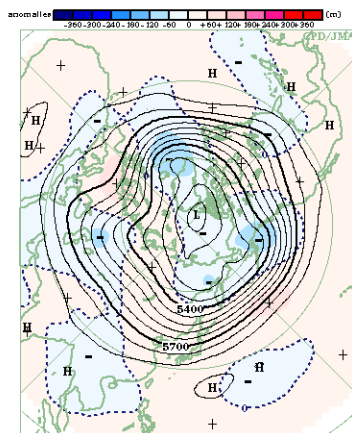
て正偏差となった。11月には、ユーラシア大陸からの波列パターンに伴って日本付近は正偏差となり、全国的に高温となった (第 2.3.21 図)。

対流圏下層の気温 (第 2.3.19 図) は、ヨーロッパ付近やカナダは高温偏差、カスピ海付近や東シベリアからアラスカは低温偏差だった。

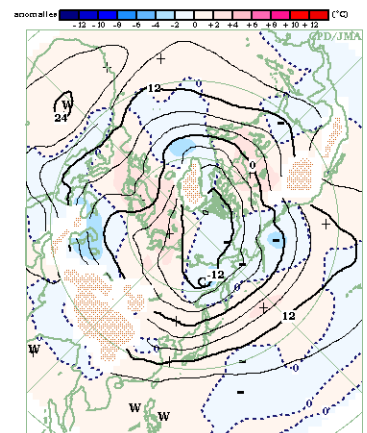
対流圏上層の偏西風 (第 2.3.20 図) は、ヨーロッパでは分流が明瞭だった。日本付近から太平洋のジェット気流は平年の位置と比べて北寄りだった。



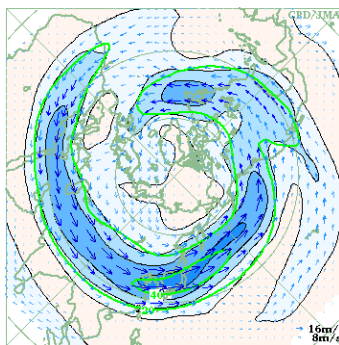
第2.3.17図 3か月平均海面気圧・平年偏差 (2011年9~11月)  
等値線は海面気圧を表し、間隔は4 hPa。陰影域は平年偏差を表す。



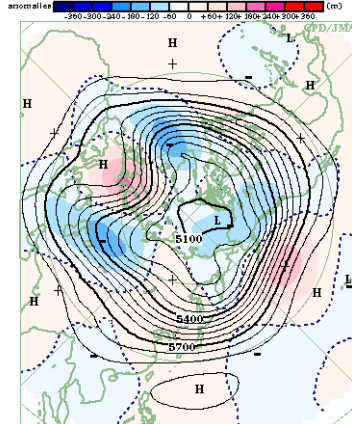
第2.3.18図 3か月平均500hPa高度・平年偏差 (2011年9~11月)  
等値線は500hPa高度を表し、間隔は60m。陰影域は平年偏差を表す。



第2.3.19図 3か月平均850hPa気温・平年偏差 (2011年9~11月)  
等値線は850hPa気温を表し、間隔は4℃。陰影域は平年偏差を表す。波状の陰影域は標高が1600m以上の領域を表す。



第2.3.20図 3か月平均200hPa風速・風ベクトル (2011年9~11月)  
等値線の間隔は10m/s。平年の20m/sの等値線を緑色で表す。



第2.3.21図 月平均500hPa高度・平年偏差 (2011年11月)  
等値線は500hPa高度を表し、間隔は60m。陰影域は平年偏差を表す。

## 2.4 熱帯の大気循環と対流活動

2010年夏に発生したラニーニャ現象は2011年春に終息したが（詳細は第3.1節参照）、引き続き夏も赤道域を除く中部から東部太平洋熱帯域の海面水温が平年より低い状態が続き、秋には海面水温は再び基準値より低くなり（ラニーニャ現象の傾向）、冬にかけてその状態が続いた。このため、2011年は一年を通してラニーニャ現象時に現れやすい循環場の特徴が見られた。本節では、熱帯の大気循環と対流活動の推移を主に季節ごとに述べる。

### 2.4.1 熱帯循環指数の推移

第2.4.1表と第2.4.1図に熱帯の大気循環に関する指数の2011年の推移を示す。

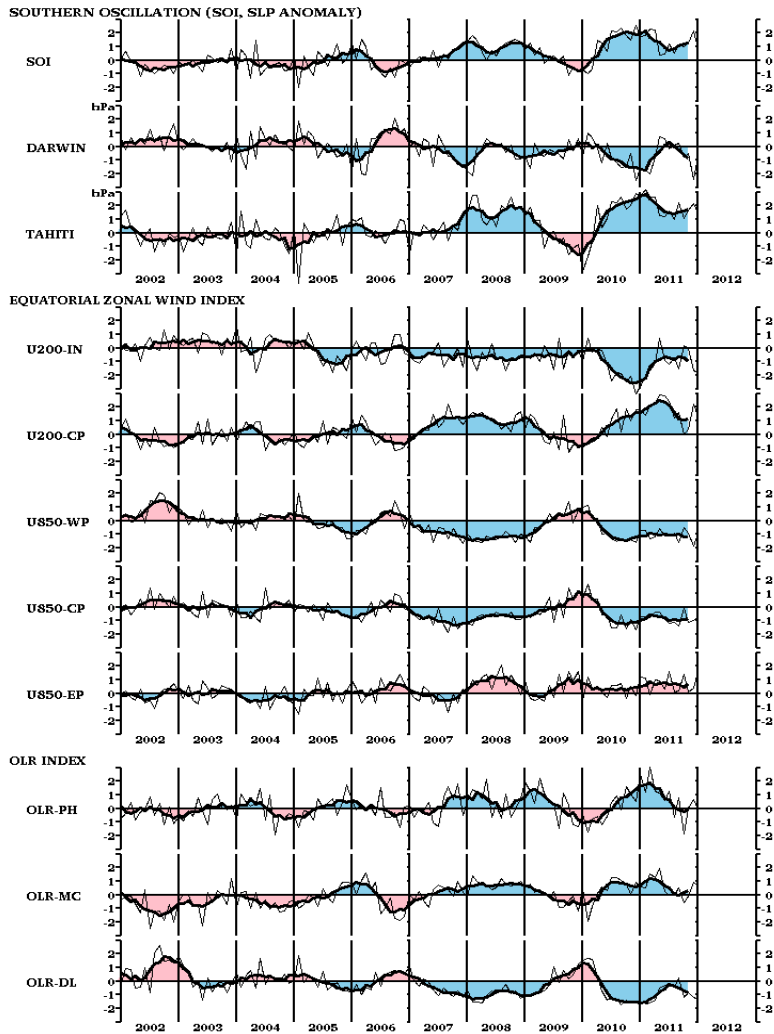
OLR 指数は、フィリピン付近（OLR-PH）では7月まで正の値（対流活動が平年より活発）が続き、その後は正の値と負の値（同不活発）が交互に現れた。インドネシア付近（OLR-MC）は10・11月に負の値となったほかは正の値だった。日付変更線付近（OLR-DL）は9月を除き負の値が持続した。

赤道東西風指数は、太平洋中部の上層（U200-CP）で概ね正の値（西風偏差）、西部と中部の下層（それぞれ、U850-WP、U850-CP）では負の値（東風偏差）で推移し、東西循環（ウォーカー循環）は平年より強かった。

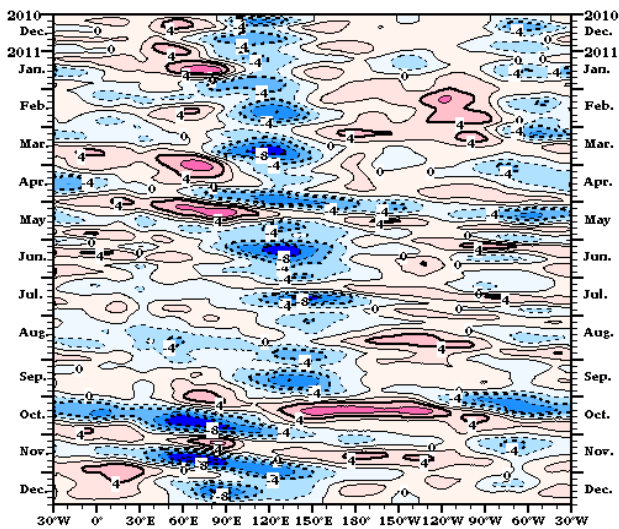
南方振動指数（SOI）は、2010年4月から正の値（貿易風が平年より強い）が持続し、3・4月及び12月は+2.0を超える大きな値となった。

第2.4.1表 熱帯の大気及び海洋の監視指数（2010年12月～2011年12月）

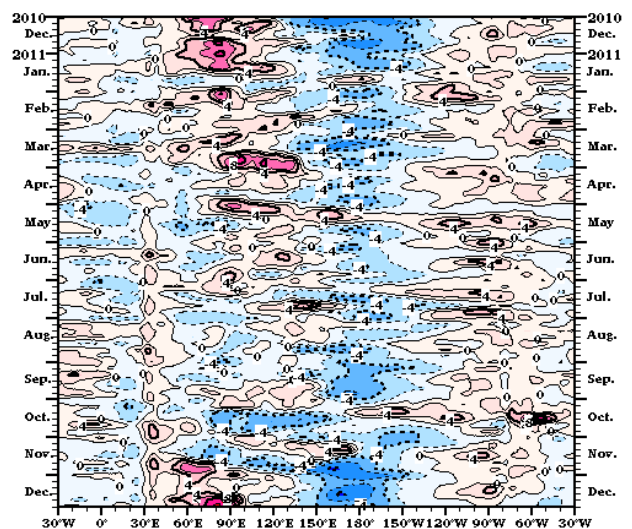
	南方振動指数			OLR指数			赤道東西風指数				
	SOI	DARWIN	TAHITI	OLR-PH	OLR-MC	OLR-DL	U200-IN	U200-CP	U850-WP	U850-CP	U850-EP
2010年12月	2.5	-2.5	2.9	0.5	0.9	-1.6	-3.4	1.8	-1.6	-1.7	-0.2
2011年1月	1.7	-1.6	2.7	2.5	0.6	-1.5	-2.8	1.8	-0.7	-0.7	1.2
2011年2月	1.8	-1.7	3.3	1.2	0.5	-1.7	-2.1	1.4	-0.7	-0.7	1.1
2011年3月	2.3	-2.0	2.6	3.1	1.6	-1.6	-1.7	2.1	-1.3	-0.8	-0.1
2011年4月	2.2	-0.8	2.6	1.3	1.2	-1.4	-1.1	2.3	-1.2	-0.4	1.0
2011年5月	0.4	0.7	1.3	1.2	1.9	-0.5	0.7	2.9	-0.6	-0.4	0.9
2011年6月	0.5	0.6	1.2	0.6	0.2	-0.3	-0.9	2.8	-1.1	-0.9	0.3
2011年7月	1.2	-0.2	1.6	1.3	0.0	-0.2	-1.2	2.4	-1.1	-1.2	1.6
2011年8月	0.5	0.1	1.0	-0.7	0.0	-0.4	-0.7	1.2	-0.9	-1.1	0.1
2011年9月	1.1	0.3	2.2	0.8	0.5	0.3	-1.5	1.6	-1.6	-1.4	0.2
2011年10月	1.0	-0.8	1.0	-1.9	-0.6	-1.2	0.2	0.0	-0.5	-0.1	1.4
2011年11月	1.3	-0.5	1.7	0.0	-0.1	-0.9	0.0	0.4	-0.9	-1.1	0.1
2011年12月	2.2	-2.4	2.2	0.6	0.9	-1.2	-1.7	2.2	-1.9	-1.0	0.4
定義領域／観測点	TAHITI - DARWIN	12.5°S 130°E	17.5°S 150°W	20-10°N 110-140°E	5°N-5°S 110-135°E	5°N-5°S 170°E-170°W	5°N-5°S 80-100°E	5°N-5°S 180-125°W	5°N-5°S 160°E-175°W	5°N-5°S 170-135°W	5°N-5°S 130-100°W
海面水温および平年偏差(°C)											
	IOBW		NINO.WEST		NINO.4		NINO.3		NINO.1+2		
2010年12月	27.82	-0.04	29.66	0.64	27.0	-1.5	23.7	-1.5	21.8	-1.1	
2011年1月	27.64	-0.18	29.48	0.94	26.7	-1.6	24.2	-1.4	24.0	-0.5	
2011年2月	27.91	-0.12	29.36	1.04	27.0	-1.1	25.6	-0.8	26.1	0.1	
2011年3月	28.50	-0.09	29.18	0.72	27.4	-0.8	26.4	-0.7	25.9	-0.5	
2011年4月	28.90	-0.15	29.37	0.45	27.9	-0.6	27.2	-0.3	25.3	-0.2	
2011年5月	28.83	-0.03	29.59	0.24	28.3	-0.5	26.9	-0.2	24.5	0.2	
2011年6月	28.14	0.12	29.54	0.05	28.5	-0.3	26.6	0.1	23.6	0.7	
2011年7月	27.42	0.16	29.22	-0.16	28.4	-0.4	25.7	0.0	22.3	0.5	
2011年8月	27.18	0.28	29.16	-0.10	28.3	-0.4	24.7	-0.4	21.0	0.1	
2011年9月	27.25	0.17	29.41	0.04	28.1	-0.6	24.3	-0.6	19.9	-0.7	
2011年10月	27.87	0.36	29.53	0.07	27.9	-0.8	24.0	-1.0	20.6	-0.4	
2011年11月	28.25	0.46	29.70	0.31	27.8	-0.8	23.9	-1.1	20.9	-0.8	
2011年12月	28.26	0.40	29.42	0.40	27.4	-1.1	24.3	-0.9	22.1	-0.8	
定義領域／観測点	20°N-20°S 40-100°E		15°N-EQ 130-150°E		5°N-5°S 160°E-150°W		5°N-5°S 150-90°W		EQ-10°S 90-80°W		



第 2.4.1 図 熱帯の大気の監視指数の推移 (2002 年 1 月～2011 年 12 月)



第2.4.2図 赤道付近 (5°S～5°N平均) の5日平均200hPa速度ポテンシャル平年偏差の時間・経度断面図 (2010年12月～2011年12月)  
3 半月移動平均した平年偏差。等値線の間隔は  $2 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。青色域は平年より発散が強く (対流活発)、赤色域は発散が弱い (同不活発) ことを示す。



第2.4.3図 赤道付近 (5°S～5°N平均) の5日平均850hPa東西風平年偏差の時間・経度断面図 (2010年12月～2011年12月)  
等値線の間隔は 2 m/s。青色域は東風偏差、赤色域は西風偏差を示す。



## 2.4.2 冬（2010年12月～2011年2月）

熱帯の対流活動や大気循環には、ラニーニャ現象時に現れやすい特徴が明瞭に見られた。

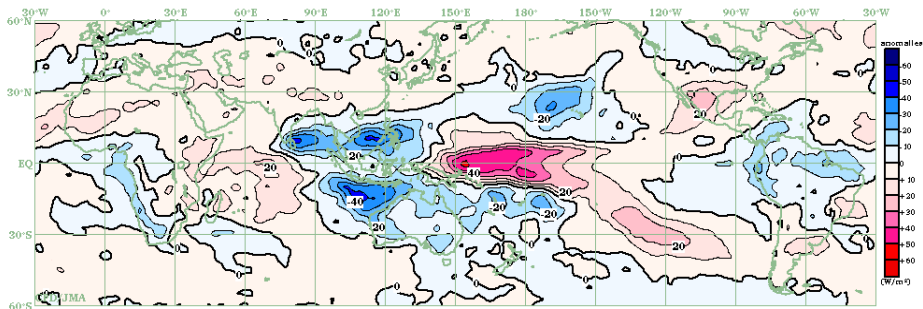
熱帯の対流活動（第2.4.4図）は、スリランカ付近からフィリピン付近、インドネシアの南、南米北部で平年より活発、西部から中部太平洋赤道域、インド洋西部で不活発だった。

対流圏上層（第2.4.5図）では、太平洋中部から東部で低気圧性循環偏差、インド洋から太平洋西部で高気圧性循環偏差が顕著だった。一方、対流圏下層（第2.4.6図）は、インド洋で低気圧性

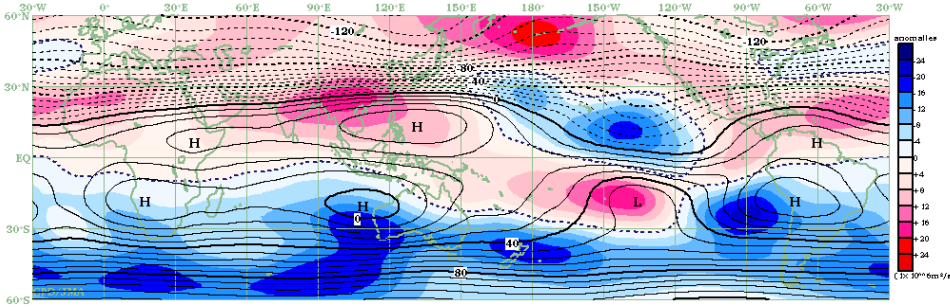
循環偏差、太平洋中部では高気圧性循環偏差だった。これに対応して、赤道域の下層では、インド洋から海洋大陸付近で西風偏差、太平洋西部から中部では東風偏差が明瞭だった（第2.4.3図）。

2010年12月から2011年1月上旬は、オーストラリア北東部で対流活動がかなり活発となり（第2.4.7図）、各地で大雨となった。

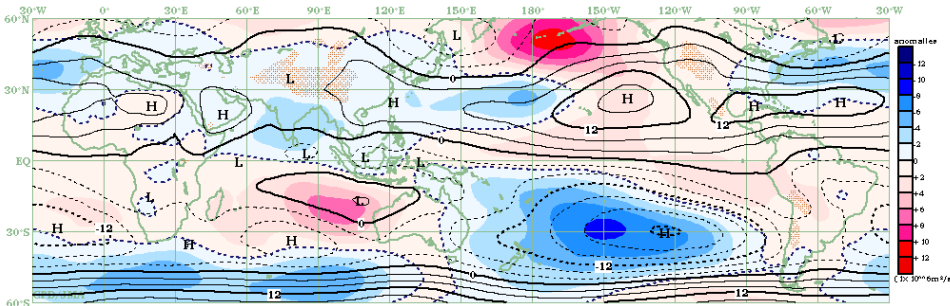
赤道季節内振動（MJO）に伴う対流活発な位相の東進は、1月は明瞭で、12月と2月は不明瞭だった（第2.4.2図）。



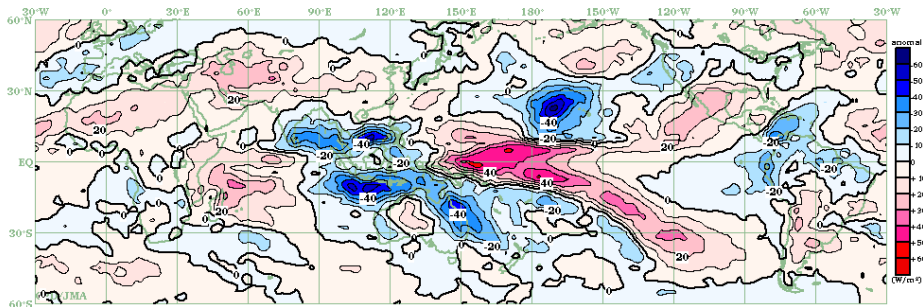
第2.4.4図 3か月平均外向き長波放射量（OLR）平年偏差（2010年12月～2011年2月）等値線の間隔は $10\text{W/m}^2$ 。熱帯域では、負偏差（寒色）域は積雲対流活動が平年より活発で、正偏差（暖色）域は平年より不活発と推定される。



第2.4.5図 3か月平均200hPa流線関数・平年偏差（2010年12月～2011年2月）等値線は実況値を表し、間隔は $8 \times 10^6\text{m}^2/\text{s}$ 。陰影は平年偏差を表し、北半球（南半球）では、暖色は高気圧（低気圧）性循環偏差、寒色は低気圧（高気圧）性循環偏差を示す。



第2.4.6図 3か月平均850hPa流線関数・平年偏差（2010年12月～2011年2月）等値線は実況値を表し、間隔は $4 \times 10^6\text{m}^2/\text{s}$ 。陰影は平年偏差を表し、北半球（南半球）では、暖色は高気圧（低気圧）性循環偏差、寒色は低気圧（高気圧）性循環偏差を示す。



第2.4.7図 月平均外向き長波放射量（OLR）平年偏差（2010年12月）等値線の間隔は $10\text{W/m}^2$ 。熱帯域では、負偏差（寒色）域は積雲対流活動が平年より活発で、正偏差（暖色）域は平年より不活発と推定される。

### 2.4.3 春（2011年3～5月）

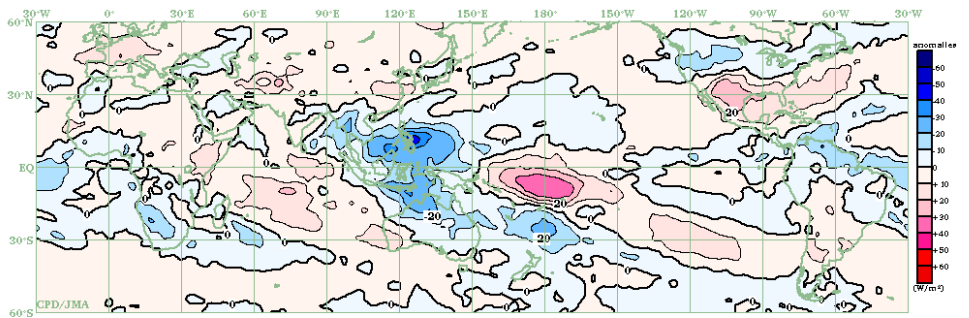
熱帯の対流活動や大気循環は、冬と同様の傾向を示し、ラニーニャ現象時に現れやすい特徴が見られた。

熱帯の対流活動（第2.4.8図）は、フィリピン付近やインドネシア、オーストラリア北部で平年より活発、日付変更線付近で不活発だった。これらの特徴は季節を通じて見られ、特に3月に明瞭だった（第2.4.11図）。また、南米北部から大西洋は平年より活発、インド洋は不活発だった。

対流圏上層（第2.4.9図）では、インド洋東部

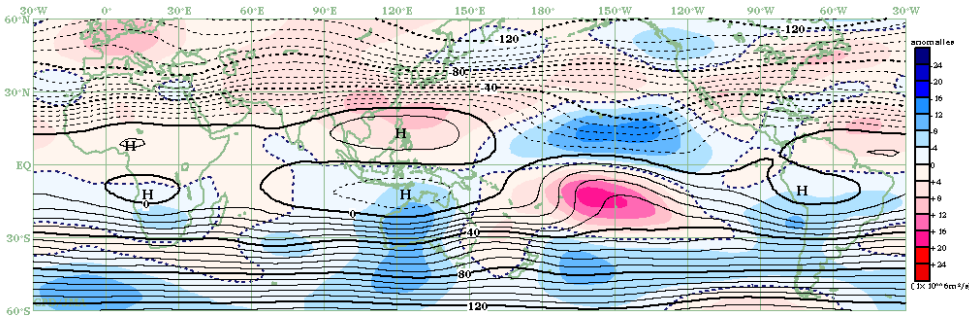
から太平洋西部は高気圧性循環偏差、太平洋中部は顕著な低気圧性循環偏差、対流圏下層（第2.4.10図）ではフィリピン付近は低気圧性循環偏差、太平洋中部は高気圧性循環偏差だった。これに対応して、赤道域の下層は、インド洋東部で西風偏差、太平洋西・中部で東風偏差が卓越した（第2.4.3図）。

赤道季節内振動(MJO)に伴う対流活発な位相は、4月後半から5月前半にかけてインド洋から太平洋を東進した（第2.4.2図）。



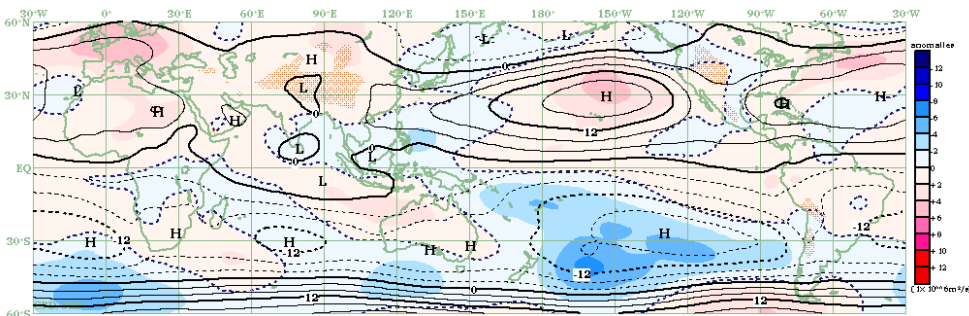
第2.4.8図 3か月平均外向き長波放射量(OLR) 平年偏差 (2011年3～5月)

等値線の間隔は $10\text{W}/\text{m}^2$ 。熱帯域では、負偏差(寒色)域は積雲対流活動が平年より活発で、正偏差(暖色)域は平年より不活発と推定される。



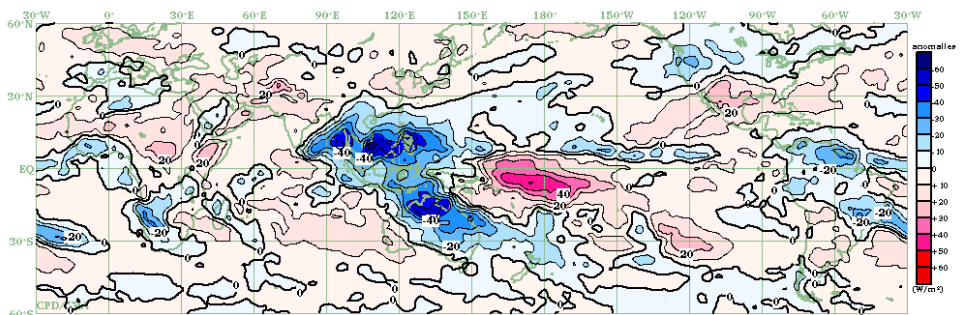
第2.4.9図 3か月平均200hPa流線関数・平年偏差 (2011年3～5月)

等値線は実況値を表し、間隔は $8 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。陰影は平年偏差を表し、北半球(南半球)では、暖色は高気圧(低気圧)性循環偏差、寒色は低気圧(高気圧)性循環偏差を示す。



第2.4.10図 3か月平均850hPa流線関数・平年偏差 (2011年3～5月)

等値線は実況値を表し、間隔は $4 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。陰影は平年偏差を表し、北半球(南半球)では、暖色は高気圧(低気圧)性循環偏差、寒色は低気圧(高気圧)性循環偏差を示す。



第2.4.11図 月平均外向き長波放射量(OLR) 平年偏差 (2011年3月)

等値線の間隔は $10\text{W}/\text{m}^2$ 。熱帯域では、負偏差(寒色)域は積雲対流活動が平年より活発で、正偏差(暖色)域は平年より不活発と推定される。



#### 2.4.4 夏（2011年6～8月）

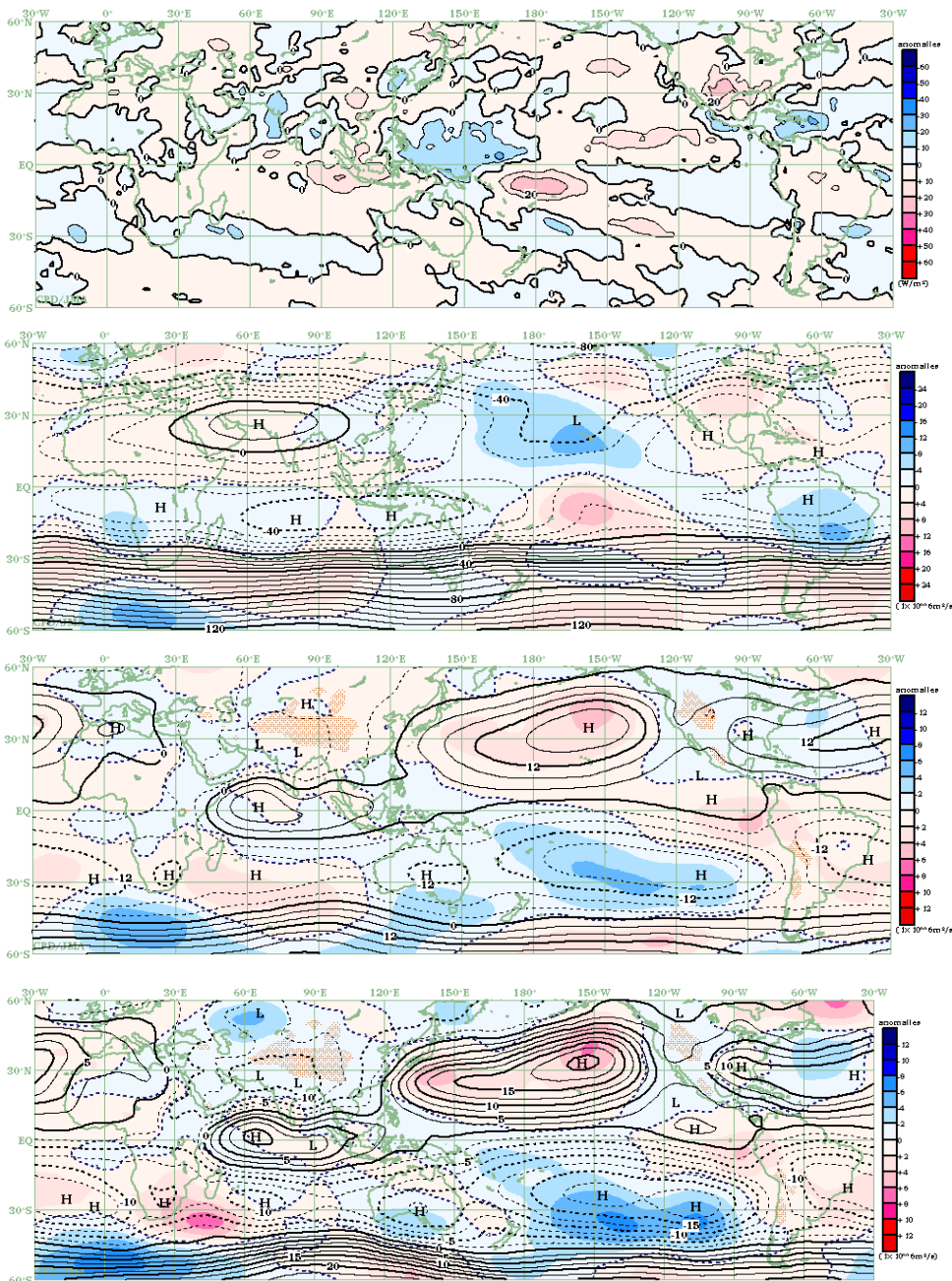
ラニーニャ現象は春に終息したが、太平洋の循環場にはラニーニャ現象時の特徴が引き続き見られた。

熱帯の対流活動(第2.4.12図)は、太平洋西部、中米からカリブ海で平年より活発、東部インド洋赤道域と太平洋中部から東部で不活発だった。アジアモンスーン域ではベンガル湾やアラビア海東部で平年より活発だった。

対流圏上層(第2.4.13図)では、太平洋中部で顕著な低気圧性循環偏差が見られた。チベット高

気圧は西側で平年より強かった。対流圏下層(第2.4.14図)では、太平洋の高気圧性循環が平年より強く、6月は日本の南海上で顕著だった(第2.4.15図)。インド洋北部のモンスーン偏西風は平年より強かった。西部から中部太平洋赤道域では東風偏差の状態が続いた(第2.4.3図)。

赤道季節内振動は、MJOより短い20～30日程度の周期で東進する変動が季節を通して明瞭だった(第2.4.2図)。季節内変動の詳細は、第3.2節を参照のこと。



第2.4.12図 3か月平均外向き長波放射量(OLR) 平年偏差 (2011年6～8月)

等値線の間隔は10W/m<sup>2</sup>。熱帯域では、負偏差(寒色)域は積雲対流活動が平年より活発で、正偏差(暖色)域は平年より不活発と推定される。

第2.4.13図 3か月平均200hPa流線関数・平年偏差 (2011年6～8月)

等値線は実況値を表し、間隔は $8 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。陰影は平年偏差を表し、北半球(南半球)では、暖色は高気圧(低気圧)性循環偏差、寒色は低気圧(高気圧)性循環偏差を示す。

第2.4.14図 3か月平均850hPa流線関数・平年偏差 (2011年6～8月)

等値線は実況値を表し、間隔は $4 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。陰影は平年偏差を表し、北半球(南半球)では、暖色は高気圧(低気圧)性循環偏差、寒色は低気圧(高気圧)性循環偏差を示す。

第2.4.15図 月平均850hPa流線関数・平年偏差 (2011年6月)

等値線は実況値を表し、間隔は $2.5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。陰影は平年偏差を表し、北半球(南半球)では、暖色は高気圧(低気圧)性循環偏差、寒色は低気圧(高気圧)性循環偏差を示す。

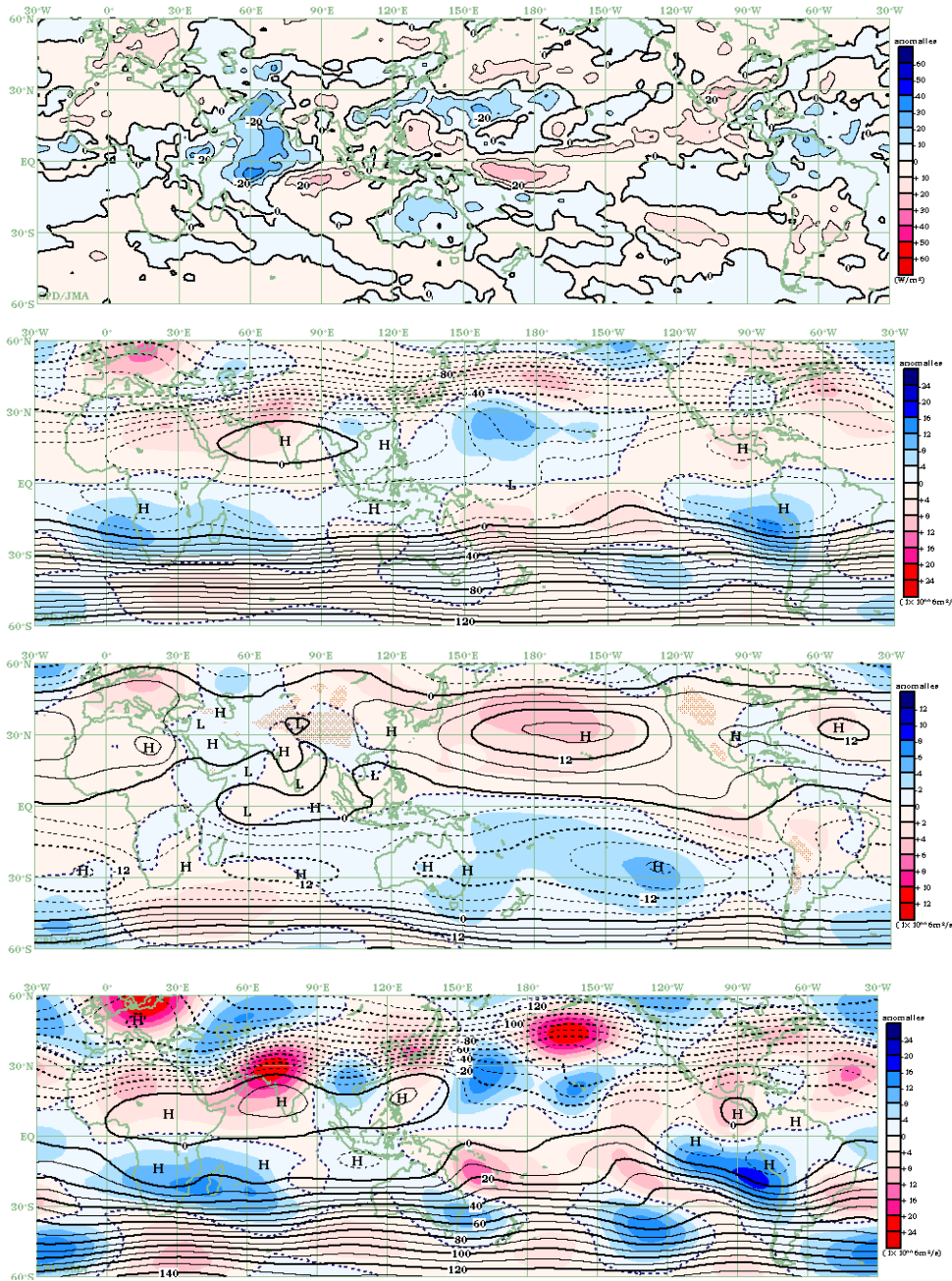
### 2.4.5 秋（2011年9～11月）

熱帯の対流活動（第2.4.16図）は、アラビア海を含むインド洋西部、南シナ海、フィリピン北東海上、大西洋で平年より活発、西部から中部太平洋赤道域、インド洋東部で不活発だった。

対流圏上層（第2.4.17図）は、アフリカからインド洋西部で高気圧性循環偏差、太平洋西部から中部で低気圧性循環偏差となった。アジアジェット気流沿いに波列パターンが分布し、日本付近は

高気圧性循環偏差となった。この波列パターンは、11月に明瞭だった（第2.4.19図）。対流圏下層（第2.4.18図）は、太平洋西部から中部で高気圧性循環偏差となった。赤道域の下層では、10月から11月にかけてインド洋から太平洋中部で東風偏差が卓越した（第2.4.3図）。

振幅の大きい赤道季節内振動（MJO）が10月と11月に大西洋からインド洋を東進した（第2.4.2図）。



第2.4.16図 3か月平均外向き長波放射量（OLR）平年偏差（2011年9～11月）  
等値線の間隔は $10\text{W}/\text{m}^2$ 。熱帯域では、負偏差（寒色）域は積雲対流活動が平年より活発で、正偏差（暖色）域は平年より不活発と推定される。

第2.4.17図 3か月平均200hPa流線関数・平年偏差（2011年9～11月）  
等値線は実況値を表し、間隔は $8 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。陰影は平年偏差を表し、北半球（南半球）では、暖色は高気圧（低気圧）性循環偏差、寒色は低気圧（高気圧）性循環偏差を示す。

第2.4.18図 3か月平均850hPa流線関数・平年偏差（2011年9～11月）  
等値線は実況値を表し、間隔は $4 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。陰影は平年偏差を表し、北半球（南半球）では、暖色は高気圧（低気圧）性循環偏差、寒色は低気圧（高気圧）性循環偏差を示す。

第2.4.19図 月平均200hPa流線関数・平年偏差（2011年11月）  
等値線は実況値を表し、間隔は $10 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。陰影は平年偏差を表し、北半球（南半球）では、暖色は高気圧（低気圧）性循環偏差、寒色は低気圧（高気圧）性循環偏差を示す。

## 2.4.6 台風

2011年の台風の発生数は21個(平年値25.6個)で(第2.4.2表)、台風統計開始の1951年以降で2003年等と並び4番目に少なかった。月別に見ると、9月まではほぼ平年並の19個(平年値18.4個)の台風が発生したが、10月以降の発生数が2個(平年値7.1個)で、1951年以降で2010年と並び最も少なかった。10月以降の発生数が少ないのは、フィリピン東方海上の対流活動が例年より不活発だったことが一因と考えられる。

台風の発生数が少なかったこともあり、日本への接近数は9個(平年値11.4個)で平年を下回ったが、上陸は台風第6号、第12号、第15号の3個(平年値2.7個)で平年並だった(第2.4.20図)。

第2.4.2表 2011年の台風一覧

番号	呼名	台風期間 (UTC)	階級 <sup>1)</sup>	最大風速 (knots) <sup>2)</sup>
T1101	Aere	5/7 - 5/11	TS	40
T1102	Songda	5/21 - 5/29	TY	105
T1103	Sarika	6/9 - 6/11	TS	40
T1104	Haima	6/21 - 6/24	TS	40
T1105	Meari	6/22 - 6/27	STS	60
T1106	Ma-on	7/12 - 7/24	TY	95
T1107	Tokage	7/15 - 7/15	TS	35
T1108	Nock-ten	7/26 - 7/30	STS	50
T1109	Muifa	7/28 - 8/8	TY	95
T1110	Merbok	8/3 - 8/9	STS	50
T1111	Nanmadol	8/23 - 8/30	TY	100
T1112	Talas	8/25 - 9/5	STS	50
T1113	Noru	9/3 - 9/6	TS	40
T1114	Kulap	9/7 - 9/8	TS	35
T1115	Roke	9/13 - 9/22	TY	85
T1116	Sonca	9/15 - 9/20	TY	70
T1117	Nesat	9/24 - 9/30	TY	80
T1118	Haitang	9/25 - 9/26	TS	35
T1119	Nalgae	9/27 - 10/4	TY	95
T1120	Banyan	10/10 - 10/11	TS	35
T1121	Washi	12/15 - 12/18	STS	50

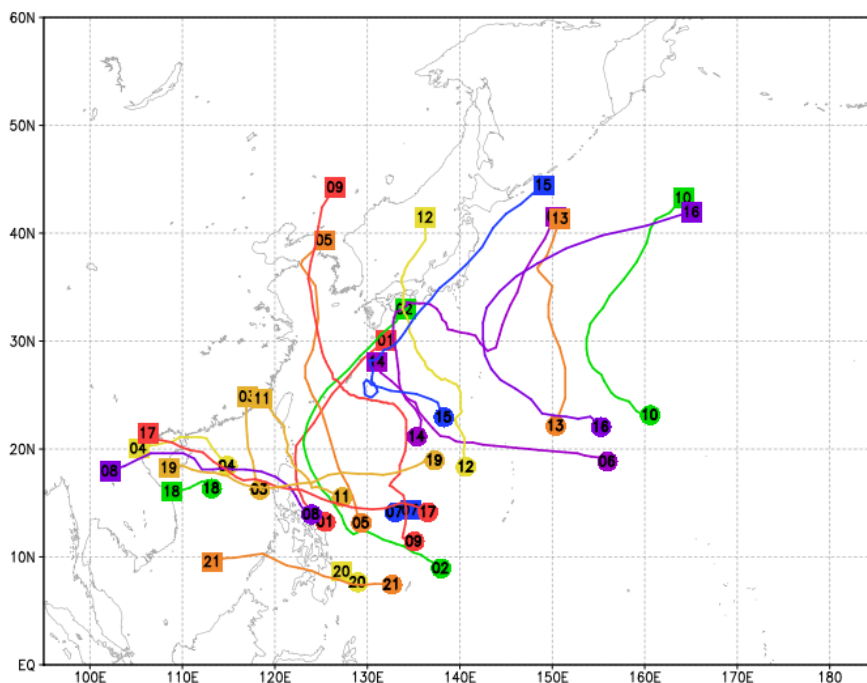
1) 最大風速による階級

TS: tropical storm

STS: severe tropical storm

TY: typhoon

2) 10分間平均した値



第2.4.20図 2011年の台風経路図

経路の両端の●と■は台風(第1号～第21号)の発生位置と消滅位置。数字は台風番号を示す。



## 2.5 海況

2010年夏に発生したラニーニャ現象は2011年春に終息したが、2011年秋には再びラニーニャ現象の傾向となり、2011/2012年冬にかけてこの状態が持続している(2012年1月現在)。

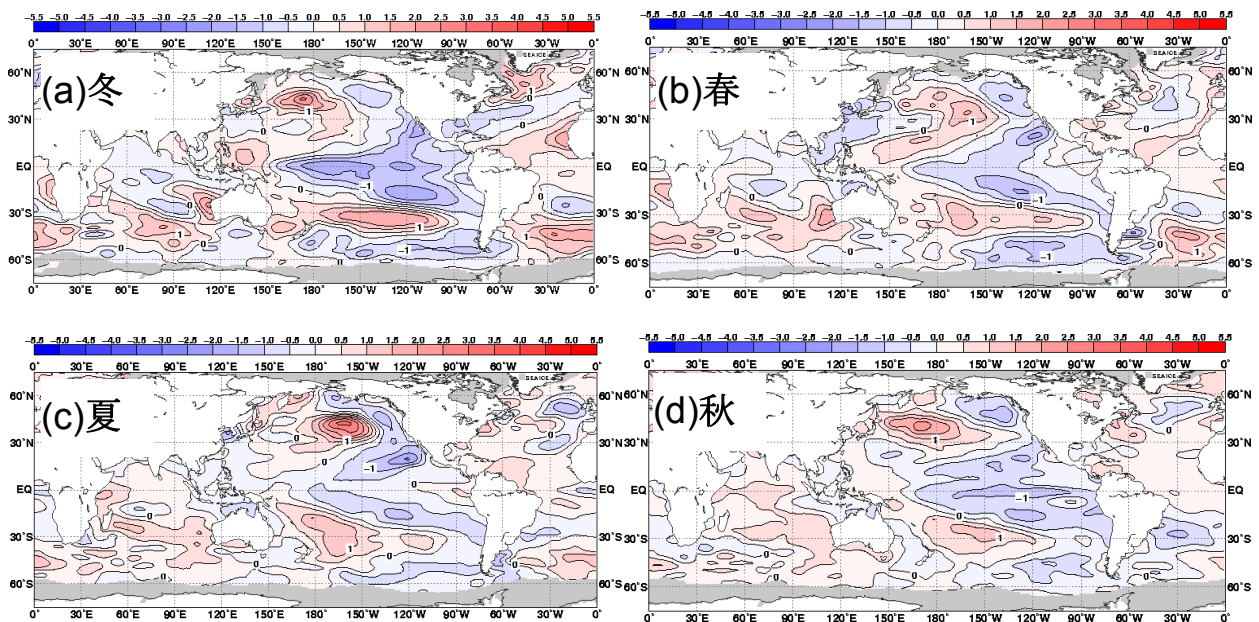
2010/2011年冬、太平洋赤道域の海面水温は、中部から東部にかけて負偏差だった(第2.5.1図(a))。春には、中部から東部の負偏差は弱まり(第2.5.1図(b))、夏には、西部から東部までほぼ平年並となったが(第2.5.1図(c))、秋には、再び中部から東部にかけて負偏差となった(第2.5.1図(d))。

太平洋では、ラニーニャ現象時に見られる赤道域西部から北東方向及び南東方向に中緯度まで広がる正偏差パターンが、概ね一年を通して見られた。インド洋熱帯域では、春までほぼ全域で負偏差が見られたが、秋以降は正偏差となった。北大西洋熱帯域では、冬から夏まで正偏差が見られた(第2.5.1図)。

エルニーニョ監視海域の海面水温の基準値(前

年までの30年平均値)との差は、2010年11月の $-1.5^{\circ}\text{C}$ から2011年6月に $+0.1^{\circ}\text{C}$ まで上昇した後、下降に転じ、10月以降 $-1.0^{\circ}\text{C}$ 程度の低い状態が続いた(第2.5.2図)。エルニーニョ監視海域の海面水温の基準値との差の5か月移動平均値は、4月に $-0.5^{\circ}\text{C}$ を上回ったが、9月と10月は再び $-0.5^{\circ}\text{C}$ 以下の値となった(2012年1月現在)。一方、南方振動指数は一年を通して正の値が続いた。

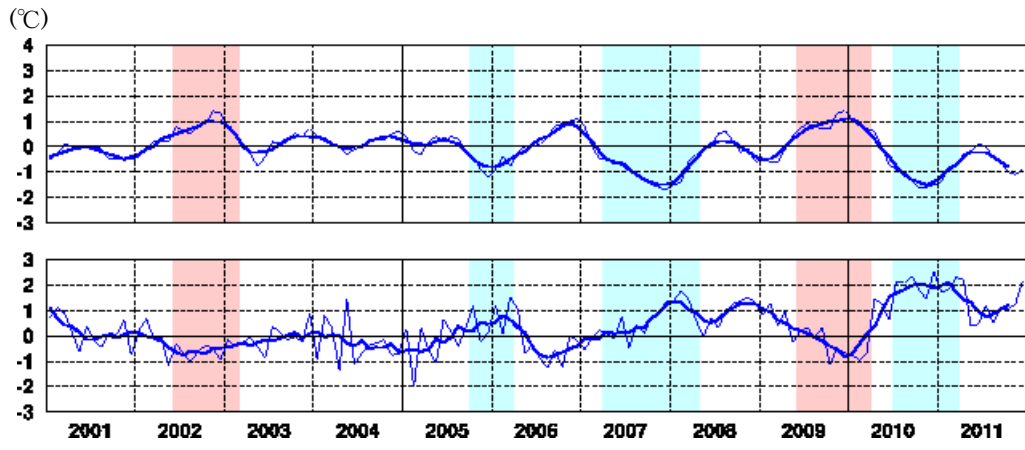
太平洋赤道域の海面水温・表層貯熱量の時間変化を見ると(第2.5.3図)、冬の後半から春にかけて、西部にあった海洋表層の暖水が東進し、それに伴って東部の海面水温の負偏差が弱まった。ラニーニャ現象終息後の夏には、東部で海面水温の正偏差が見られたが、中部では負偏差が持続した。秋には、中部から東部にかけての海面水温の負偏差が再び強まり、表層貯熱量は西部では正偏差、東部では負偏差となった。



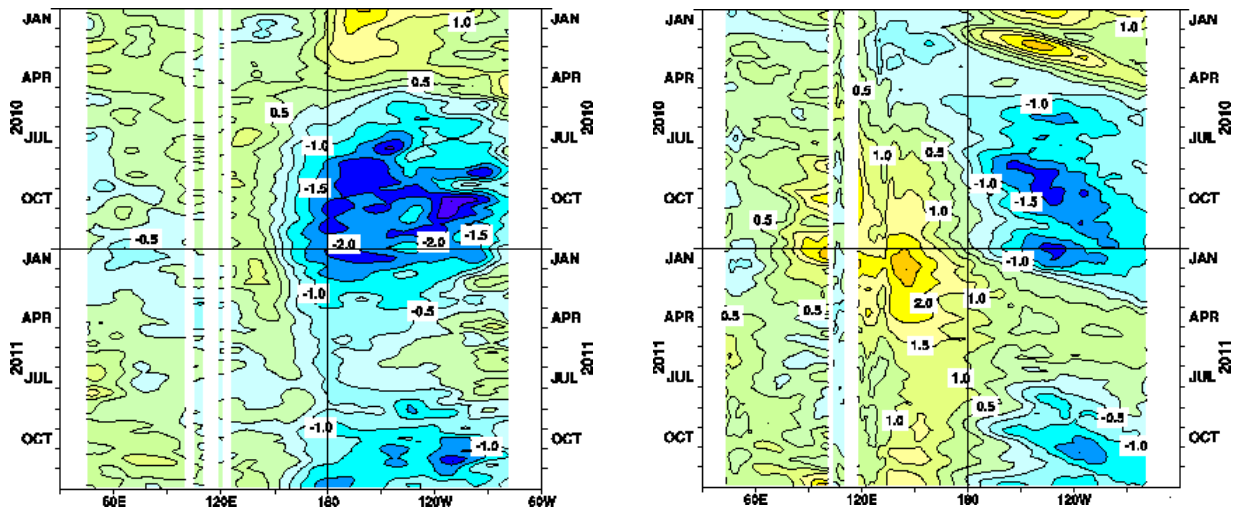
第2.5.1図 季節平均海面水温平年偏差図(2011年)

(a) 冬(2010年12月~2011年2月)、(b) 春(3~5月)、(c) 夏(6~8月)、(d) 秋(9~11月)。

等値線の間隔は $0.5^{\circ}\text{C}$ 。灰色ハッチは海氷域を表す。



第 2.5.2 図 エルニーニョ監視指数(上: NINO.3 海域の月平均海面水温の基準値からの差)と南方振動指数(下)の月平均値(細線)と5か月移動平均値(太線)  
 陰影はエルニーニョ(赤)/ラニーニャ現象(青)の発生期間。



第 2.5.3 図 2010 年~2011 年のインド洋・太平洋の赤道に沿った(左)海面水温偏差と(右)表層貯熱量(海面から深度 300m までの平均水温)偏差の経度-時間断面図  
 等値線の単位はいずれも°C。

## 2.6 冬季北半球成層圏の大気循環

2010/2011年冬季の成層圏は、極うずが平年より強く、気温が平年より低い状態が続いた(第2.6.1図)。この冬の成層圏突然昇温は、小規模突然昇温が2回発生したものの、大規模突然昇温には至らなかった。本節では、小規模突然昇温を含む、成層圏の大気循環場の特徴について報告する。

なお、成層圏突然昇温は、冬季の極域成層圏の気温が、数日間に数十°C以上も上昇する現象で、1952年にベルリン自由大学のシェルハーク(R. Scherhag)によって発見された。この現象は、対流圏に起源をもつ地球規模の大気波動(プラネタリー波動)が成層圏に伝播してきて、そこで平均流を減速することにより引き起こされることがわかっている(塩谷 2002)。世界気象機関(WMO)の定義(WMO 1978)によると、小規模突然昇温の発生は、成層圏の極付近で1週間に25°C以上の昇温が見られた場合とされている。この条件に加えて、帯状平均気温が極域に向かうほど高くなり、帯状平均東西風が60°N以北で、10hPa面付近かそれより下の気圧面で東風となった場合は、大規模突然昇温に分類される。

### 2.6.1 循環場の特徴

2010/2011年冬季(11月~3月)の30hPa高度における北極上空の気温の経過(第2.6.1図)を見ると、2010年11月中旬以降、ほとんどの期間で平年を下回り、特に、2011年2月中旬から3月中旬にかけて顕著だった。また、平年では12月下旬から1月上旬に気温がもっとも低くなるが、この冬は2月中旬に最も低くなった。冬平均(2010年12月~2011年2月)した30hPa高度場を見ると、大規模突然昇温が発生した2008/2009年冬や2009/2010年冬と異なり、極域は負偏差に覆われ、極うずは平年より強かった(第2.6.2図)。

この冬は、2011年1月上旬から中旬初めにかけてと1月末から2月初めにかけての2回、小規模突然昇温が発生した(第2.6.4図(a))。5日平均した30hPa高度場を見ると、1回目の突然昇温の際は、アラスカ付近で高気圧が発達し、東西波数1の循環となったが、極うずはヨーロッパから大西洋方面にや

や偏る程度で、極域が広く正偏差に覆われることはなかった(第2.6.3図(a))。2回目の突然昇温では、まず、東西波数1の循環となった後、次に、波数2の循環が明瞭となり、極うずの中心は大西洋側とロシア側に分かれたが、極うずが明瞭に分裂することはなかった(第2.6.3図(b))。30°N~90°N帯で平均した100hPa高度面におけるEPフラックス(Palmer 1982)の鉛直成分(第2.6.4図(c))を見ると、1月下旬前半に東西波数1の成分が卓越し、下旬後半には波数2の成分が明瞭となった。EPフラックスの正の鉛直成分は、波動の上向きエネルギー伝播に対応しており、1月下旬には、まず東西波数1のプラネタリー波が成層圏に伝播した後、次に東西波数2の波が伝播したことを示している。これらの突然昇温が発生した時、30hPa高度における60°Nで帯状平均した西風は弱まったものの、東風に変わることはなかった(第2.6.4図(b))。

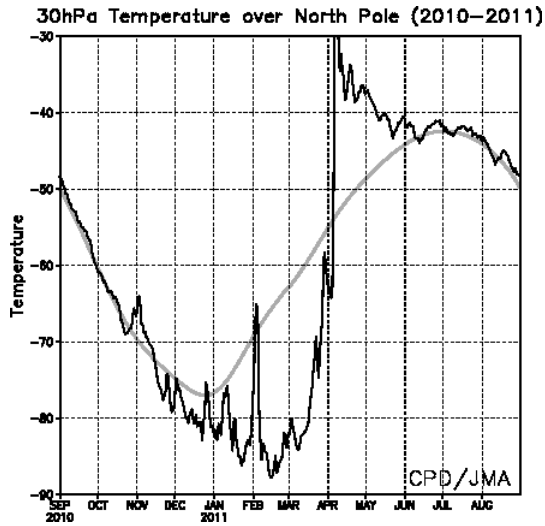
### 2.6.2 最終昇温

3月下旬になると北極上空の気温の上昇が速まり、4月上旬には急激な昇温が見られた(第2.6.1図)。この時、アラスカ付近を中心に高気圧が形成され、その後、高気圧は発達しながら徐々に極域に広がった(第2.6.3図(c))。4月中旬には、30hPa高度における60°Nの帯状平均東西風は東風(第2.6.4図(b))となり、極域は夏季の循環(高気圧性循環)へと移行した。

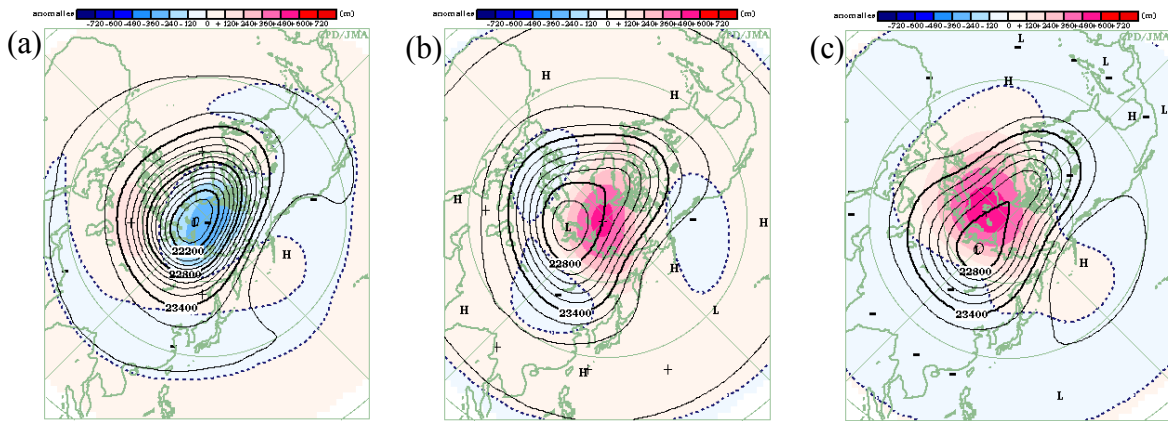
### 参考文献

- Palmer, T. N., 1982: Properties of the Eliassen-Palm flux for planetary scale motions. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 992-997.
- WMO, 1978: Abridged Report of Commission for Atmospheric Sciences seventh session item 9.4, *WMO Rep.*, **509**, 35-36.
- 塩谷雅人, 2002: 成層圏突然昇温. キーワード 気象の事典, 朝倉書店, 91-95, 520pp.

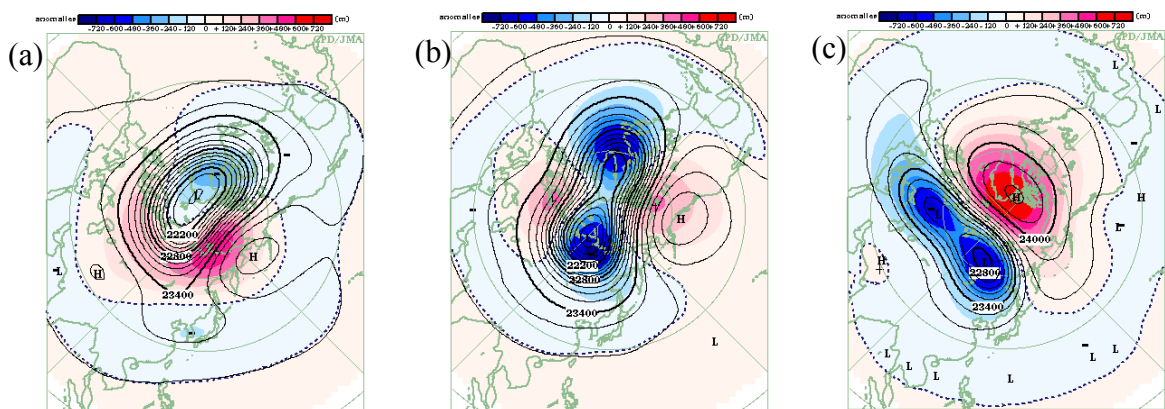




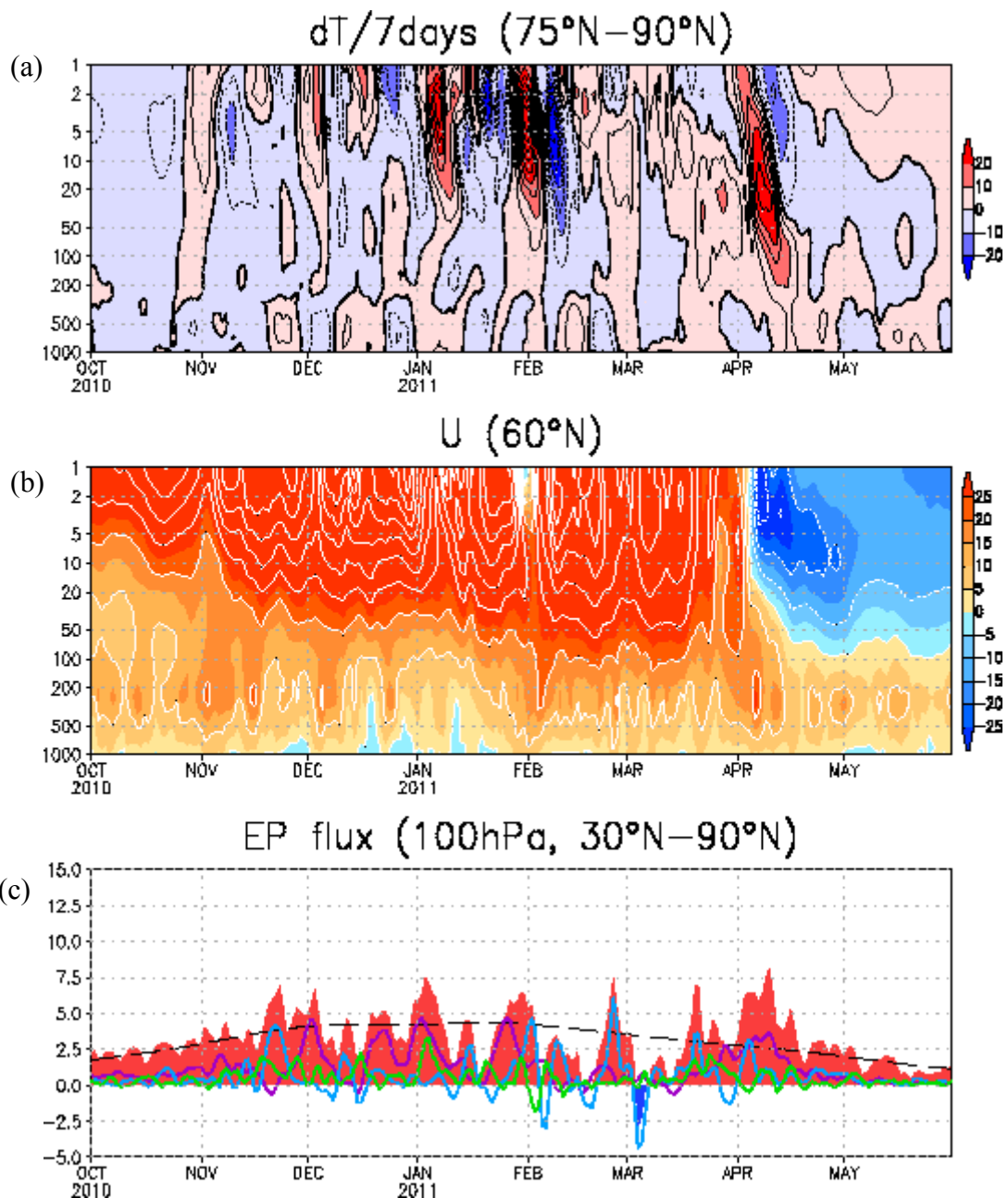
第 2.6.1 図 30hPa 高度における北極の気温の時系列  
(2010 年 9 月～2011 年 8 月)  
黒線は気温の実況値、灰色線は平年値を示す。



第 2.6.2 図 3か月平均 30hPa 高度・平年偏差  
(a) 2010/2011 年冬 (12～2月)、(b) 2009/2010 年冬、(c) 2008/2009 年冬。  
等値線は 30hPa 高度を表し、間隔は 120m。陰影域は平年偏差を表す。



第 2.6.3 図 5日平均 30hPa 高度・平年偏差  
(a) 2011 年 1 月 11～15 日、(b) 2011 年 1 月 31 日～2 月 4 日、(c) 2011 年 4 月 11～15 日。  
等値線は 30hPa 高度を表し、間隔は 120m。陰影域は平年偏差を表す。



第2.6.4図 (a)  $75^{\circ}N-90^{\circ}N$ 平均の帯状平均気温の7日変化量の時間-高度断面図、(b)  $60^{\circ}N$ における帯状平均東西風の時間-高度断面図、及び(c)  $100hPa$ 気圧面において $30^{\circ}N-90^{\circ}N$ 平均したEPフラックスの鉛直成分の時系列図(2010年10月~2011年5月)

(c)の赤い棒グラフは全波数に対するEPフラックスの鉛直成分を表す。紫線、水色線及び黄緑線は、それぞれ東西波数1、2及び3に対応するEPフラックスの鉛直成分を表している。破線は全波数に対するEPフラックスの鉛直成分の平均値を表す。EPフラックスの鉛直成分の単位は $m^2/s^2$ 。

## 2.7 夏季アジアモンスーンの特徴

夏季のアジアモンスーンに伴う対流活動及び大気循環の変動は、日本を含むアジア地域の天候に大きな影響を及ぼすことから、その監視は大変重要である。本節では、夏のアジアモンスーンの特徴を、気温や降水量の分布と気象災害、それらを特徴付けた台風や対流活動、大気循環の視点から記述する。なお、災害による被害情報は、各国の政府機関の発表、国連の報道機関（IRIN）の情報に基づく。

### 2.7.1 気温と降水量

CLIMAT 報に基づく 6～9月の4か月平均気温は、パキスタンから中国北部にかけて、中国南部及びその周辺、日本で平年より高く、インド北部及びその周辺、インドシナ半島の多くの地域や中国東部で平年より低かった(第 2.7.1 図)。

同時期の4か月降水量は、パキスタン南部及びその周辺では平年の 200%以上となり、ジャワ島及びその周辺では平年の 60%以下だった(第 2.7.2 図)。こうした状況は外向き長波放射量(OLR) 平年偏差分布(第 2.7.3 図) から推定される積雲対流活動の状況(詳細は第 2.7.3 項を参照)とおおよそ一致している。

中国南部では6月に大雨により少なくとも 170人以上が死亡したと伝えられ、韓国では7月 26～29日の大雨により 70人以上が死亡したと伝えられた。また、パキスタンのシンド州では、8月に発生した洪水により 480人以上が死亡したと伝えられた。

インドシナ半島では、雨季を通して平年より雨の多い状況が続き、チャオプラヤ川やメコン川の流域で洪水による大きな被害が伝えられた。タイでは約 700人、カンボジアでは 240人以上、ベトナムでは 40人以上が死亡したと伝えられた。インドシナ半島の多雨の詳細は第 3.3 節を参照のこと。

### 2.7.2 台風

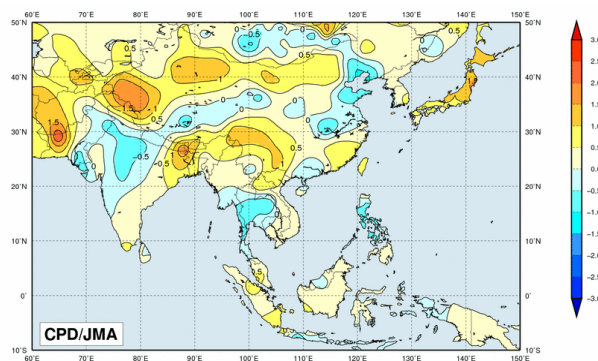
6～9月の4か月において台風は 17 個発生し(第 2.4.2 表)、発生数は平年の 16.0 個とほぼ同

じだった。そのうち、7 個は南シナ海を通過し、中国南部やベトナムへ向かった。3 個の台風が日本に上陸した。

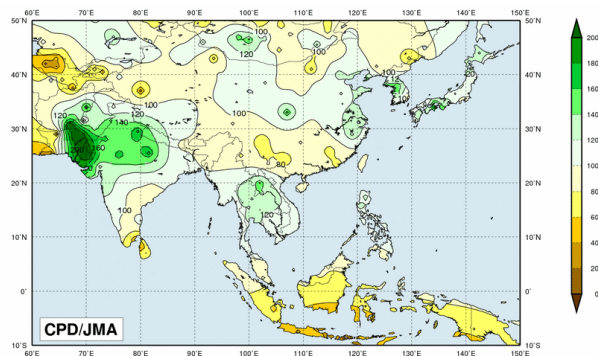
フィリピンでは、台風第 8 号により 70人以上が、台風第 17 号により 80人以上が死亡したと伝えられた。また日本では、台風第 12 号により 78人が、台風第 15 号により 18人が死亡したと伝えられた。

### 2.7.3 対流活動と大気循環

夏季モンスーン期における対流活動(第 2.7.3 図)は、パキスタン南部、アラビア海東部、ベンガル湾、インドシナ半島、フィリピン、西部太平洋熱帯域など、アジア南部から太平洋西部にかけての広い領域で平年より活発だった。一方、東部インド洋赤道域からインドネシア付近にかけては、対流活動が平年より不活発だった。



第 2.7.1 図 4 か月平均気温平年差(°C) (2011 年 6～9 月) データについては、第 1.3.2 項を参照。



第 2.7.2 図 4 か月降水量平年比(%) (2011 年 6～9 月) データについては、第 1.3.2 項を参照。



夏季アジアモンスーン OLR 指数 (第 2.7.1 表) を見ると、アジアモンスーンに伴う対流活動活発域の中心である、ベンガル湾からフィリピン付近にかけての領域で平均した対流活動は、8月と10月以外は平年より活発だった。また、この対流活動活発域は、平年の位置と比べて、夏の前半は東寄り、後半は西寄りだった。

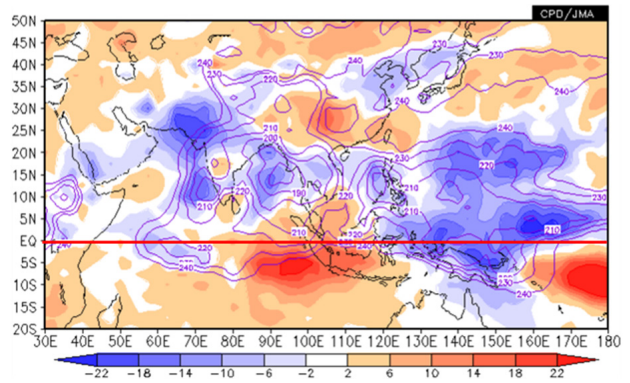
対流圏上層では、チベット高気圧は全般に平年より強く (第 2.7.4 図(a))、インド洋の赤道付近では東風が平年より強かった (第 2.4.1 表の U200-IN)。対流圏下層では、インド北部からフィリピン付近にかけてのモンスーントラフは明瞭で、ソマリジェット及びアラビア海からフィリピン付近にかけての西風あるいは南西風は平年より強かった (第 2.7.4 図(b))。太平洋高気圧は平年より強く、西部太平洋赤道域では東風が平年より強かった (第 2.4.1 表の U850-WP)。

5～8月は、1か月より短い周期で東進する赤道季節内変動が卓越した (第 3.2.7 図)。この赤道季節内変動に伴って活発化した対流活動が、インド付近やフィリピンの東方海上で北進する様子が見られた (第 2.7.5 図)。太平洋西部では2～3週間周期で西進あるいは北西進する季節内変動が卓越し、フィリピン付近の対流活動や日本付近の太平洋高気圧に影響を及ぼした (詳細は第 3.2 節を参照)。

第2.7.1表 2011年5～10月の夏季アジアモンスーン OLR指数

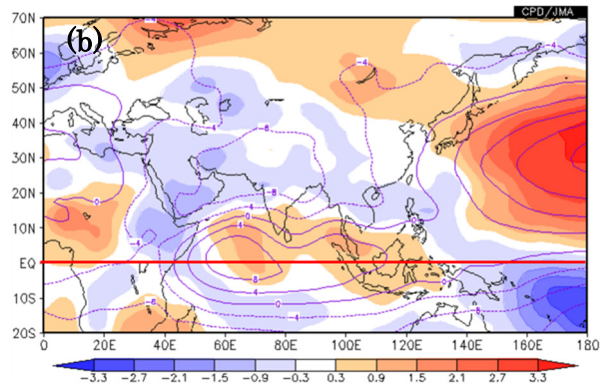
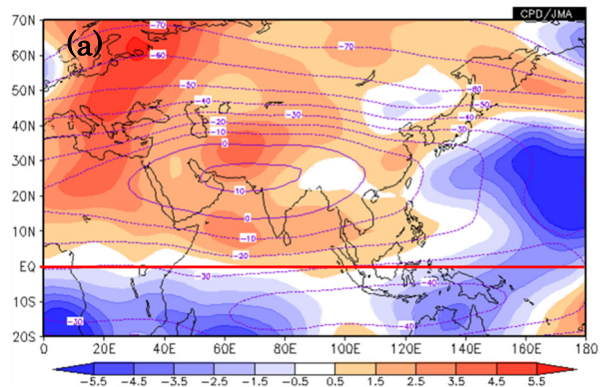
SAMOI (A) の正 (負) の値はベンガル湾からフィリピン付近の対流活動が平年より活発 (不活発) なことを示す。SAMOI (N) の正 (負) の値は対流活発域の位置が平年と比べて北 (南) 偏したことを、SAMOI (W) の正 (負) の値は西 (東) 偏したことを示す。SAMOIの詳細は第 1.4.3項を参照。

	夏のアジアモンスーン OLR 指数 Summer Asian Monsoon OLR Index (SAMOI)		
	SAMOI (A): 活動度	SAMOI (N): 北偏度	SAMOI (W): 西偏度
2011年5月	0.6	-0.4	-2.3
2011年6月	0.4	0.4	-0.9
2011年7月	0.8	0.0	-1.5
2011年8月	-0.3	0.0	0.7
2011年9月	1.3	0.9	1.2
2011年10月	-1.7	-0.4	1.0



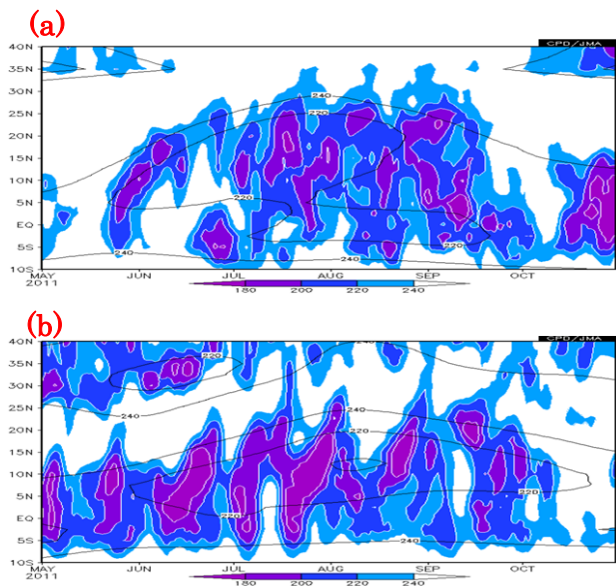
第2.7.3図 4か月平均外向き長波放射 (OLR)・平年偏差 (2011年6～9月)

等値線は実況値を表し、間隔は $10\text{W}/\text{m}^2$ 。陰影域は平年偏差を表し、負偏差 (寒色) 域は積雲対流活動が平年より活発で、正偏差 (暖色) 域は平年より不活発と推定される。



第2.7.4図 4か月平均流線関数・平年偏差 (2011年6～9月)

(a) 等値線は200hPa流線関数 ( $\text{m}^2/\text{s}$ ) を表し、間隔は $10 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。(b) 等値線は850hPa流線関数 ( $\text{m}^2/\text{s}$ ) を表し、間隔は $4 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。陰影は平年偏差を表し、北半球 (南半球) では、暖色は高気圧 (低気圧) 性循環偏差、寒色は低気圧 (高気圧) 性循環偏差を示す。



第2.7.5図 5日移動平均した外向き長波放射量(OLR)の緯度・時間断面図(2011年5~10月)

(a) はインド付近(65°E~85°E平均)、(b) はフィリピン東方海上(125°E~145°E平均)。陰影域はOLRを表し、単位は $W/m^2$ 。黒実線はOLR平年値を表し、間隔は20  $W/m^2$  (240  $W/m^2$ 以下を描画)。

## 2.8 北極域の海氷

北極域の海水域面積は、1979年以降、長期的に見ると減少傾向を示しており、特に、年最小値においてその傾向が顕著である(第2.8.1図)。北極海の海氷の変動は、放射収支や大気と海洋の間の熱のやり取りの変化を通して、気候に影響を与えうることが指摘されており(本田ほか 2007)、その監視はますます重要性を増してきている。この節では、2011年の北極域の海氷の状況を、大気循環の特徴と合わせて記述する。

### 2.8.1 北極域の海水域面積の経過

北極域の海水域面積(第2.8.2図)は、3月9日に年最大値となり、年最大値としては2006年(図省略)に次いで2番目に小さい記録となった。海水域面積は、6月以降、平年に比べて急速に減少し、7月はこの月の値としては1979年以降で最小となった。7月下旬から8月初めは減少が鈍り、過去最小だった2007年を上回るようになった。海水域面積は、9月9日に年最小値となり(第2.8.3図)、年最小値としては2007年に次いで2番目に小さい記録となった(第2.8.1図)。

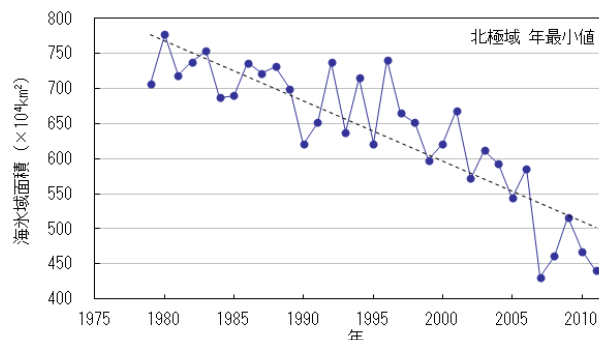
### 2.8.2 融解期の北極域の大気循環

6～8月の地上気圧は、高気圧が北極海を覆い(第2.8.4図)、海面付近では海水域が減少しやすい循環場だった(小木 2011)。また、西から中央シベリア付近にかけては低気圧性偏差となり、東シベリア海上付近では、この特徴が強まっていた。さらに、この期間の対流圏下層の925hPa高度面の気温は北極域では平年より高く、海氷は融解しやすい状況だった。一転して、9月は上記パターンとは逆の気圧配置(北極海は極付近を中心とする低気圧、シベリアは高気圧)となり(第2.8.4図)、海水域面積の増加を促進する風向きとなった。

### 参考文献

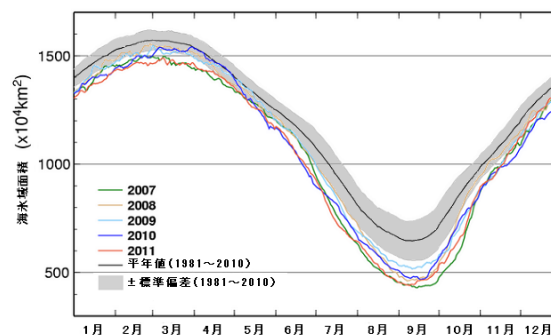
本田明治, 猪上淳, 山根省三, 2007: 冬季日本の寒さにかかわる北極海の海水域面積異常。2005/06年日本の寒冬・豪雪, 気象研究ノート, **216**, 201-208。  
 小木雅代, 2011: 北極海の海氷減少に影響を及ぼす北極

圏の大気大循環の役割。北極の気象と海氷, 気象研究ノート, **222**, 117-131。



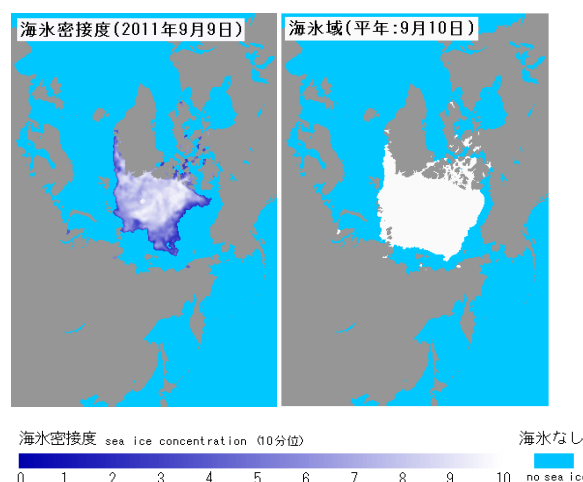
第2.8.1図 北極域の海水域面積の年最小値の経年変化(1979～2011年)

青色の折れ線は北極域年最小値の海水域面積の経年変化を示す。点線は変化傾向。

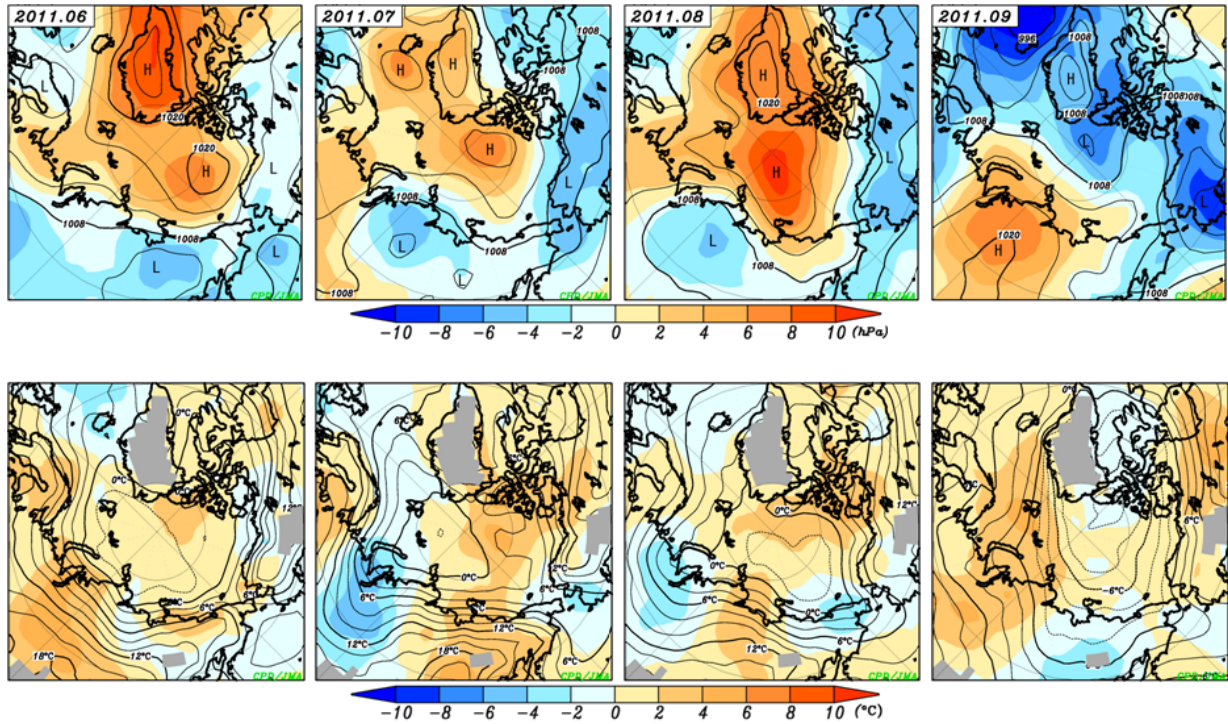


第2.8.2図 北極域の海水域面積の推移(2007年以降の各年と平年値)

海水域面積は、海水の密接度が15%以上の領域の面積とする。



第2.8.3図 2011年9月9日の海水密接度(左)と9月10日の平年(1981～2010年平均)の海水域(右)



第 2.8.4 図 北極域における月平均地上気圧（上）及び 925hPa 気温（下）（2011 年 6～9 月）  
 上段の等値線は海面気圧を表し、間隔は 4 hPa。下段の等値線は 925hPa 気温を表し、間隔は 3 °C。陰影域はそれぞれの  
 年の平均偏差を表す。左から順に 2011 年 6 月から 9 月までの各月平均を示す。

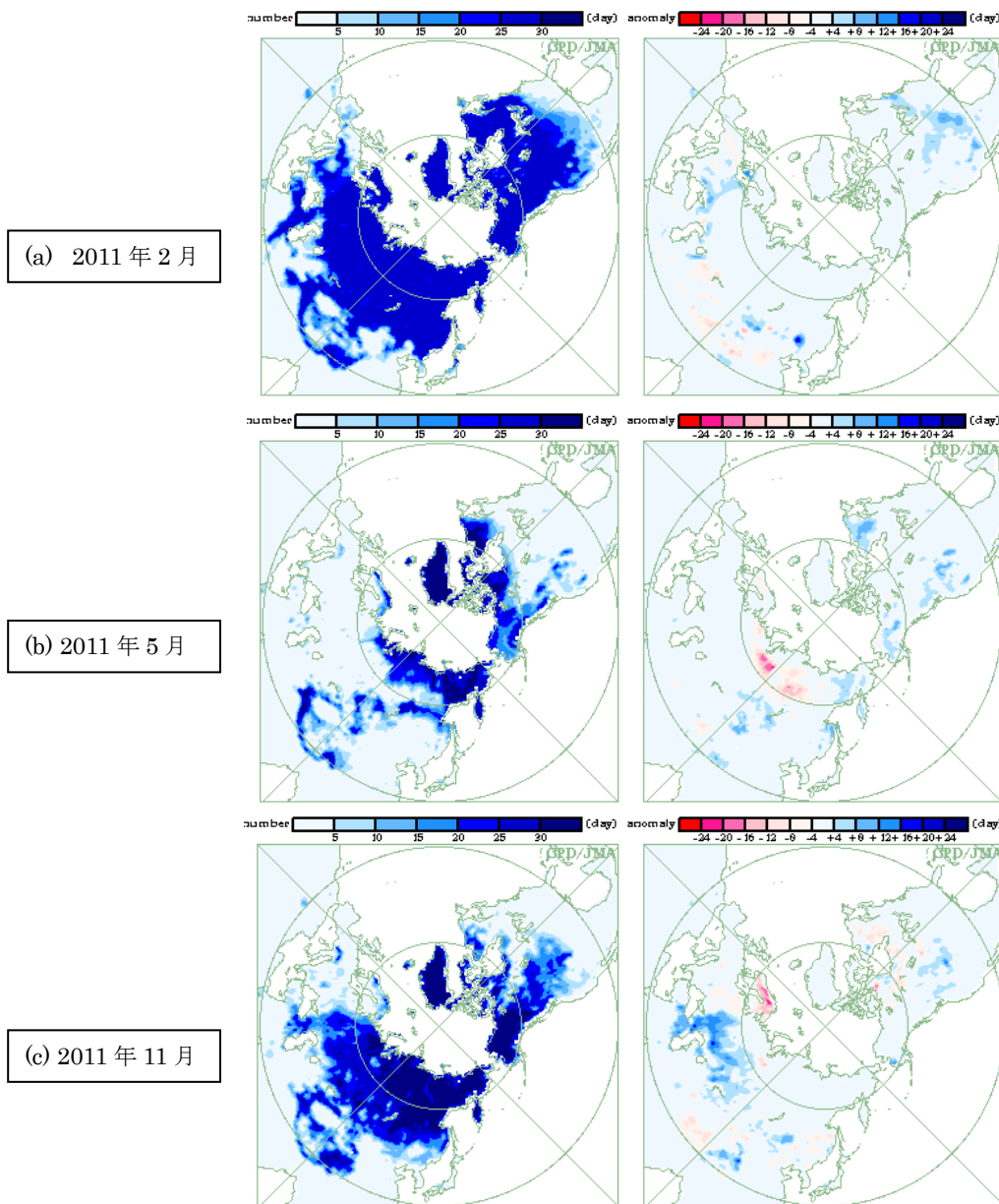


## 2.9 北半球の積雪域

積雪に覆われた地表面は、覆われていないところと比べて太陽放射を反射する割合（アルベド）が高い。このため、積雪域の変動は地表面のエネルギー収支や地球の放射平衡に影響を与え、その結果、気候に影響を及ぼす。また、融雪に伴い周辺の熱が奪われたり土壌水分量が変化するなど、結果として気候に影響を及ぼす。一方、大気の流れや海況の変動は、積雪分布に影響を及ぼすなど、気候と積雪域は相互に密接な関連がある。

### 2.9.1 2011年の特徴

冬（2010年12月～2011年2月）の積雪日数は、米国やヨーロッパ東部で平年より多く（第2.9.1図(a)）、カスピ海付近では12・1月に少なかった。春（3～5月）は北米で平年より多く、西・中央シベリアでは4・5月に少なかった（第2.9.1図(b)）。11月は西シベリアや中央アジア付近で平年より多かった（第2.9.1図(c)）。



第2.9.1図 衛星観測による北半球の月積雪日数（左）・平年偏差（右）

(a) 2011年2月、(b) 5月、(c) 11月。積雪日数は、米国国防省気象衛星（DMSP）に搭載されたマイクロ波放射計（SSM/I・SSMIS）の観測値を用いて、気象庁が開発した手法により解析した値。平年値は1989～2010年平均値。



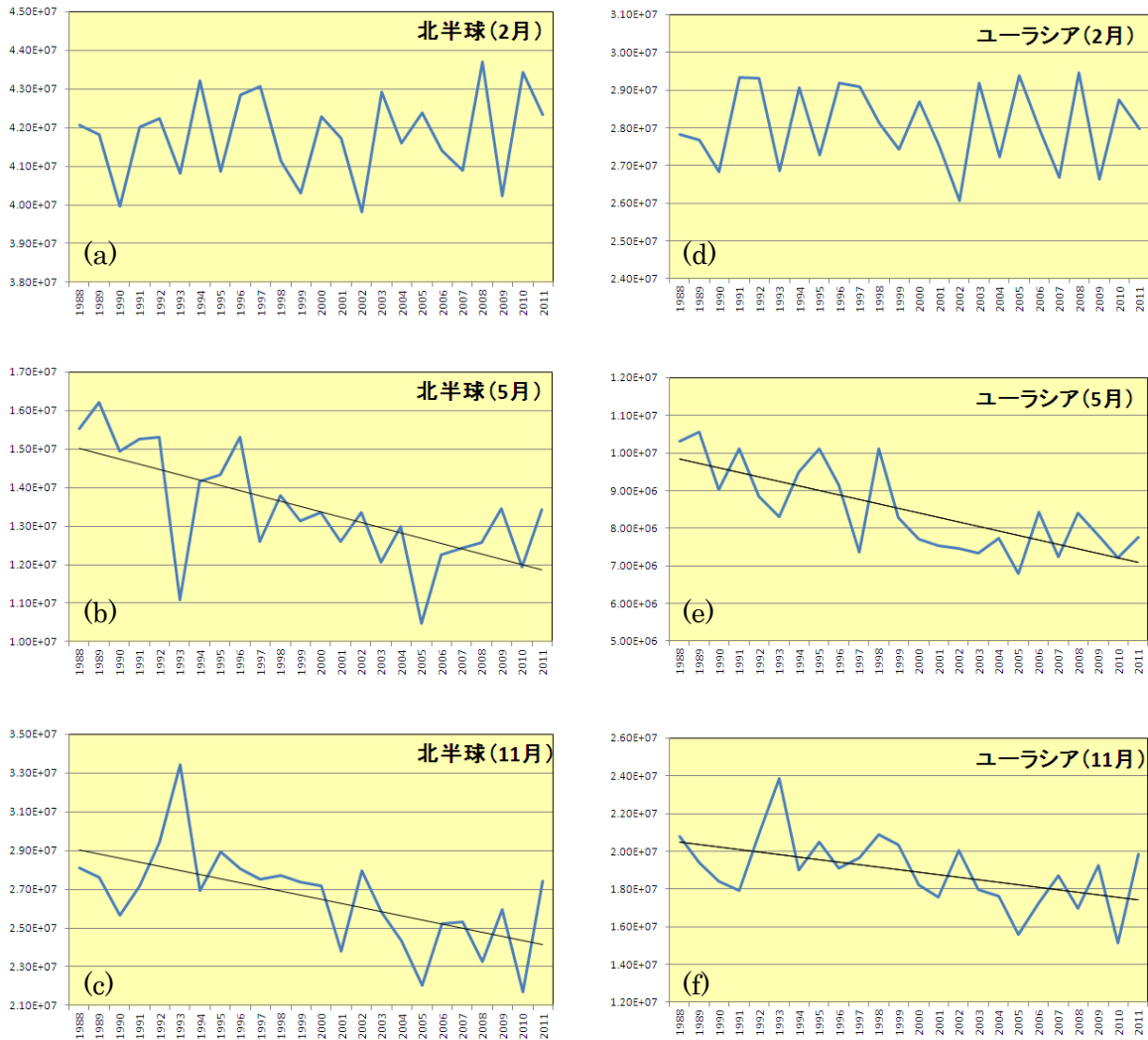
## 2.9.2 長期変動

過去 24 年間（1988～2011 年）における、北半球とユーラシア大陸の積雪域面積の経年変動（2 月、5 月及び 11 月）を第 2.9.2 図に示す。

北半球では、5 月や 10～12 月に減少傾向がある一

方、1～4 月には統計的に有意な傾向は見られない。

ユーラシア大陸では、4・5 月や 10～12 月に減少傾向がある一方、1～3 月には統計的に有意な傾向は見られない。



第 2.9.2 図 北半球（30°N 以北；左）及びユーラシア大陸（30°N～80°N，0°～180°E；右）の積雪域面積（km<sup>2</sup>）の経年変動（1988～2011 年）

(a)北半球の 2 月、(b) 5 月、(c)11 月、(d)ユーラシア大陸の 2 月、(e) 5 月、(f)11 月。青線は各年の積雪域面積、黒色直線は長期変化傾向（信頼度水準 95%で有意の場合に描画）を示す。

### 3. 特定事例の解析

#### 3.1 2010/2011年に発生したラニーニャ現象

ラニーニャ現象は、太平洋赤道域の日付変更線付近から南米のペルー沿岸にかけての広い海域で、海面水温が平年に比べて低くなり、その状態が半年から2年程度続く現象で、数年に一度発生する。これとは逆に、同じ海域で海面水温が平年より高くなる現象がエルニーニョ現象で、半年から一年半程度続く。エルニーニョ/ラニーニャ現象は熱帯域の大気における対流活動の変化を伴い、世界各地の天候に影響を及ぼす。

この節では、2010年夏（6～8月）から2011年春（3～5月）にかけて発生したラニーニャ現象（以下、2010/11ラニーニャ現象）の特徴をまとめるとともに、大気循環と天候の特徴を記述する。

##### 3.1.1 2010/11ラニーニャ現象

気象庁では、エルニーニョ監視海域（5°S～5°N、150°W～90°W；第3.1.1図のNINO.3海域）の海面水温の基準値（前年までの30年間の各月の平均値）との差の5か月移動平均値（前後2か月を含めた5か月の平均値）が6か月以上続けて+0.5°C以上となった場合をエルニーニョ現象、-0.5°C以下となった場合をラニーニャ現象と定義している。以下では、簡単のため、エルニーニョ監視海域の海面水温の基準値との差の5か月移動平均値をNINO.3監視指数と呼ぶ。

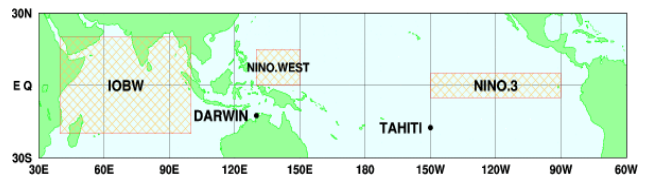
エルニーニョ監視海域の海面水温の基準値との差と南方振動指数（SOI）の最近11年間の推移を第3.1.2図に示す。1949年以降に発生したエルニーニョ/ラニーニャ現象は、共に14回ずつであるが、最近の10年では、エルニーニョ現象が2回、ラニーニャ現象が3回発生している。2010/11ラニーニャ現象は、2010年夏に発生して秋にピークを迎えた後、2011年春に終息した。このラニーニャ現象は、2007/08ラニーニャ現象の発生から数えて3年と1季節ぶりの発生となる。

第3.1.3図は、1949年以降に発生した14回の

ラニーニャ現象について、発生前年から発生翌年に至る3年間の推移を、エルニーニョ監視海域の海面水温の基準値との差の月々の値の変化で示す。図では発生前年をYear-1、発生年をYear0、発生翌年をYear+1とし、2010年夏に発生した2010/11ラニーニャ現象（図中の黒線）では、2010年がYear0に対応する。

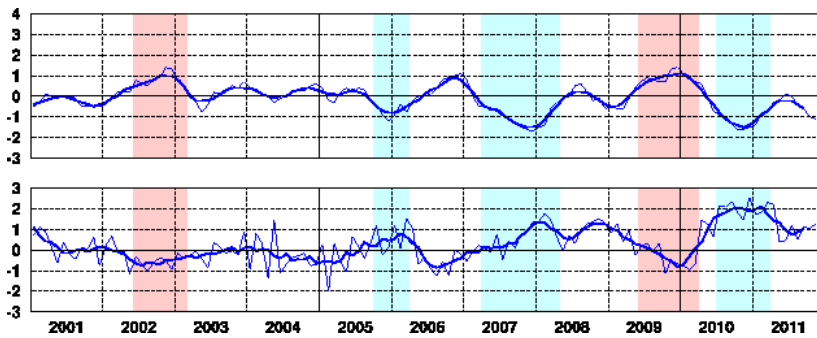
2010/11ラニーニャ現象は、2010年春にエルニーニョ現象が終息した直後の2010年夏に発生した。エルニーニョ現象の終息後すぐにラニーニャ現象が発生する例はまれではなく、過去14回のラニーニャ現象のうち6回はエルニーニョ現象終息の年に発生している。ラニーニャ現象は春から夏にかけて発生することが多く、2010年夏の発生は平均的な開始時期である。

エルニーニョ監視海域の海面水温の基準値との差は、2010年4月の+0.6°Cから急速に減少し、6月には負に転じて-0.7°Cになり、その後も秋にかけて下降した。海面水温の基準値との差は、最盛期の10月と11月に-1.6°Cで、1949年以降に発生したラニーニャ現象の中では5番目に低い記録だった。ラニーニャ現象には、春～夏、及び、秋～冬の2回のピークを持つ現象（1964/65年、1967/68年、1970/71年、1988/89年）や春あるいは夏に発生して2度目の秋～冬に最小のピークを迎えた後終息した現象（1954/55/56年、1998/99/00年）があるが、2010/11ラニーニャ現象は、秋にピークとなり、発生1年後の2011年春に終息した。発生期間は4季節で平均の5.1季節よりやや短い。

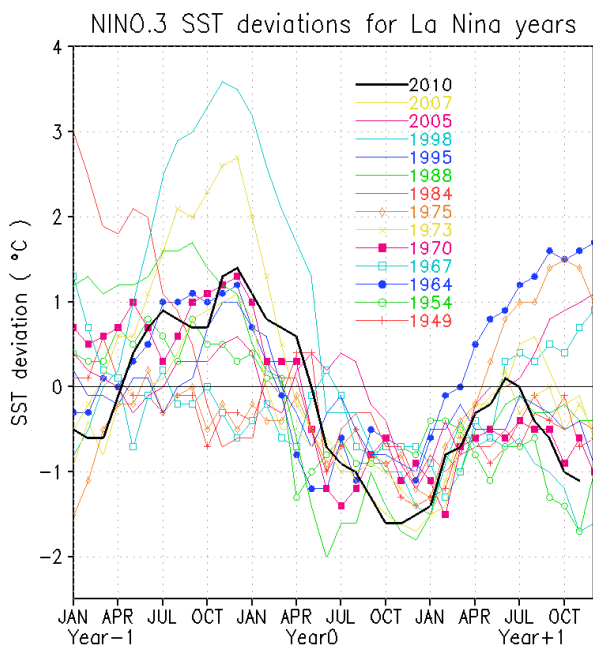


第3.1.1図 エルニーニョ監視海域、西太平洋熱帯域、及びインド洋熱帯域の位置

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（0°～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 エルニーニョ監視指数(上; NINO.3 海域の月平均海面水温の基準値からの差)と南方振動指数(下; SOI)の時系列  
細線は月平均値、太線は5か月移動平均値、陰影はエルニーニョ(赤)/ラニーニャ現象(青)の発生期間を表す。



第 3.1.3 図 ラニーニャ現象の発生前年から発生翌年までの3年間のエルニーニョ監視海域(第 3.1.1 図の NINO.3 海域)における月平均海面水温の基準値からの差の推移

Year 0 はラニーニャ現象発生年(1949、1954、1964、1967、1970、1973、1975、1984、1988、1995、1998、2005、2007、及び2010年)を、また、Year-1、Year+1 は、それぞれ発生年の前年と翌年を示す。

第 3.1.4 図に 2010/11 ラニーニャ現象の発生前の 2010 年春から 2011 年秋について、インド洋から太平洋にかけての外向き長波放射量(OLR) 年平均偏差と海面水温(SST) 年平均偏差、及び太平洋の赤道に沿った海面から深さ 300m までの表層の水温年平均偏差の経度-深度断面を季節ごとに示す。OLR の負偏差域は、そこでの大気対流活動が平年より活発であることを示している。

また、第 3.1.5 図にはインド洋から太平洋にか

けての赤道に沿った海面水温年平均偏差と表層貯熱量(OHC) 年平均偏差の経度-時間断面図を、第 3.1.6 図には赤道域(5°S~5°N)で平均した 850hPa の東西風年平均偏差の経度-時間断面図を 2009 年 12 月から 2011 年 11 月について示す。赤道上では、海面の風応力の強制による海洋表層の水温の変動が、赤道ケルビン波と呼ばれる波動によって東へ伝播する性質があり、第 3.1.5 図(右)ではこの伝播を OHC 偏差の東進として明瞭に見ることができる。

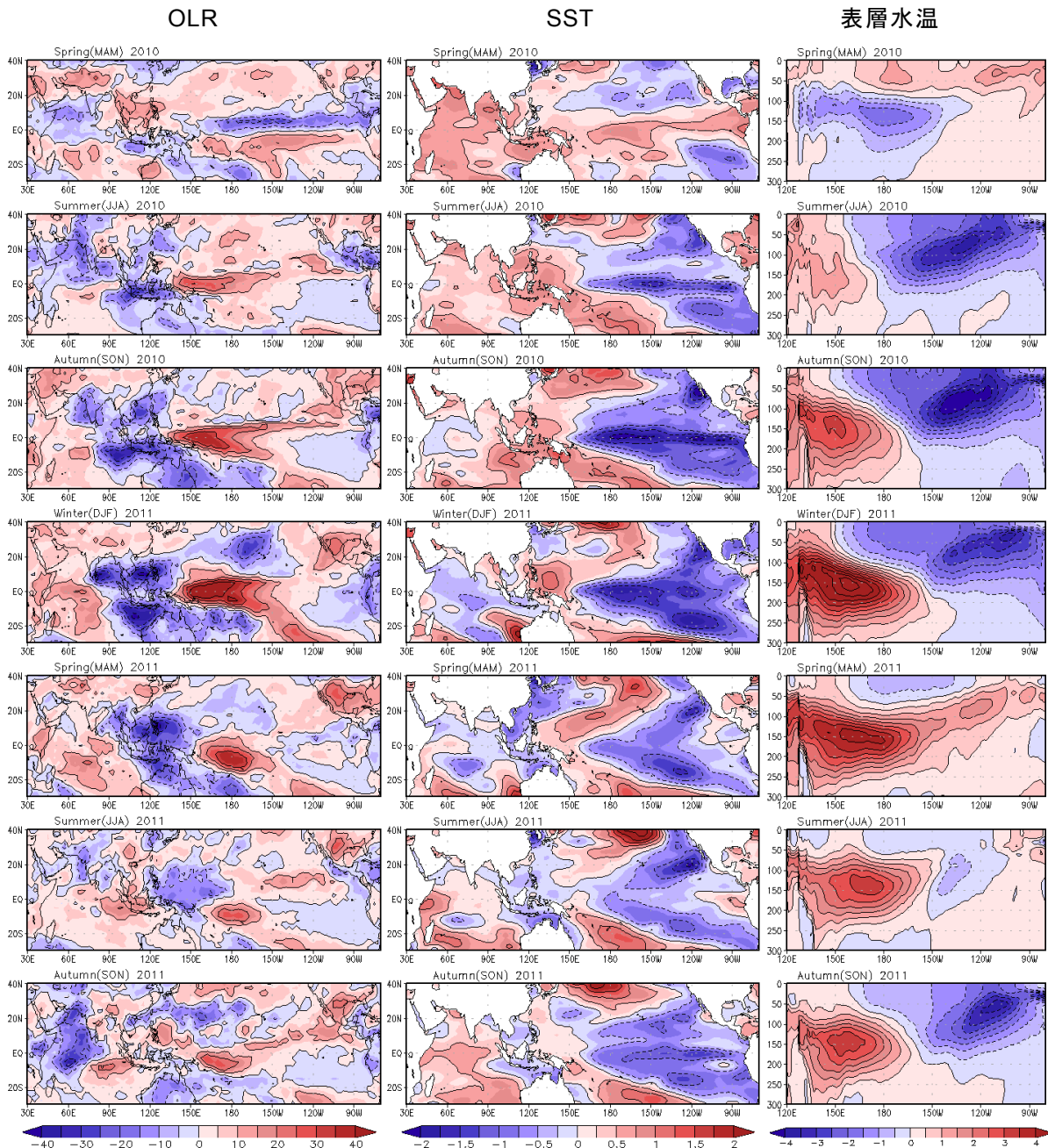
ラニーニャ現象発生直前の 2010 年春は、太平洋赤道域やインド洋熱帯域では海面水温の正偏差が広がり、太平洋赤道域の中部から東部、及びインド洋熱帯域の西部では対流活動が平年より活発で、エルニーニョ現象時の特徴が見える(第 3.1.4 図の 1 段目)。一方、太平洋赤道域の日付変更線付近における大気下層(850hPa)の東西風は、弱い東風偏差に転じ、海洋表層では、エルニーニョ現象の終息とその後のラニーニャ現象の発生の引き金となる冷水域(水温の負偏差域)の東進が見られる(第 3.1.5 図、第 3.1.6 図)。

2010 年夏には、海洋表層の冷水域が南米沿岸に到達したことに伴い、太平洋赤道域では日付変更線の西側から南米沿岸にかけての海面水温が負偏差となり、ラニーニャ現象が発生した(第 3.1.4 図の 2 段目)。大気においても、インドネシア付近の対流活動が平年より活発になり、太平洋赤道域の西部で東風偏差が強まるとともに、西部から日付変更線付近にかけての対流活動が平年より弱くなるというラニーニャ現象時の特徴が現れた(第 3.1.5 図、第 3.1.6 図、第 3.1.7 図の OLR-DL)。

2010年の秋から冬には、太平洋赤道域の西部から日付変更線付近にかけて対流不活発で、インドネシア付近で対流活発という東西のコントラストがいつも明瞭になった（第3.1.4図の左3、4段目）。SOIは、2010年春に正の値に転じた後、2010年の夏から冬にかけては+2.0前後のかなり大き

い値となり、貿易風（東風）が平年よりかなり強いことを示した（第3.1.2図）。赤道域の大気下層においては、太平洋の西部から中部にかけての東風偏差が強まるとともに、インド洋の西風偏差も強化される様子が見られた（第3.1.6図）。

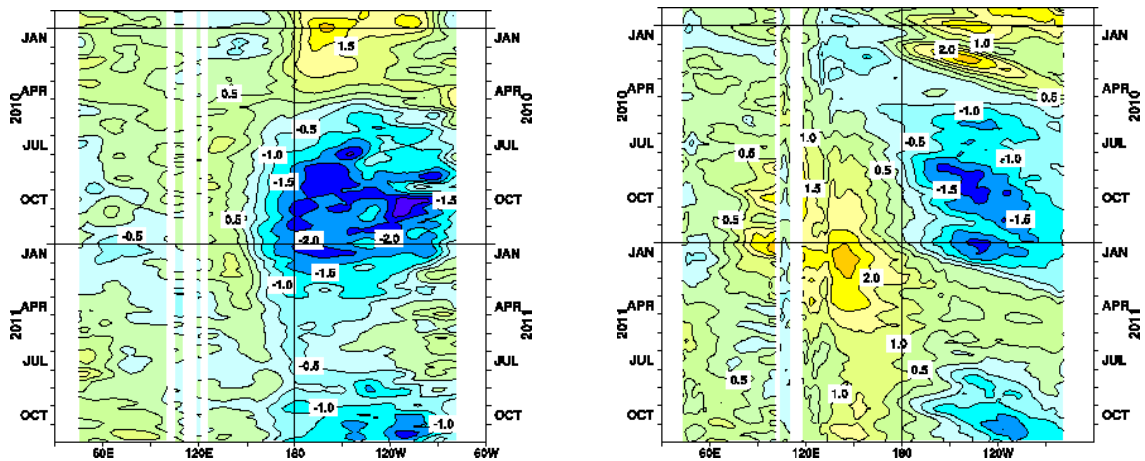
太平洋赤道域の海洋表層においては、西部の正



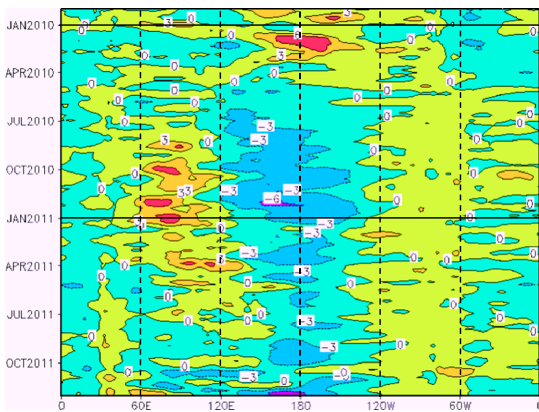
第3.1.4図 2010年春（3～5月）から2011年秋（9～11月）までの外向き長波放射（OLR）平年偏差図（左）、海面水温（SST）平年偏差図（中央）、及び太平洋の赤道に沿った表層水温平年偏差の経度－深度断面図（右）

等値線の間隔は、 $10 \text{ W/m}^2$ （OLR平年偏差）、 $0.5^\circ\text{C}$ （SST平年偏差）、 $0.5^\circ\text{C}$ （表層水温平年偏差）。OLRの平年偏差図の青色は対流活動が通常より活発な領域を、赤色は不活発な領域を表す。





第 3.1.5 図 2009 年 12 月～2011 年 11 月の太平洋の赤道に沿った（左）海面水温 (SST) 平年偏差と（右）表層貯熱量 (OHC; 海面から深度 300m までの平均水温) 平年偏差の経度-時間断面図  
等値線間隔は 0.5°C。



第 3.1.6 図 2009 年 12 月～2011 年 11 月の赤道域 (5°S～5°N) で平均した 850hPa 東西風の平年偏差  
等値線間隔は 3m/s。赤色 (青色) は西風 (東風) 偏差を表す。

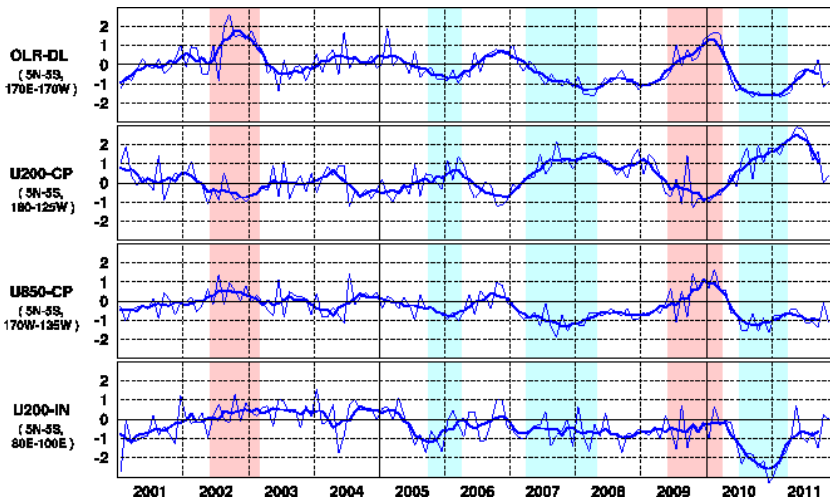
偏差と中部から東部にかけての負偏差という水温の東西コントラストが 2010 年の秋から冬にいつそう明瞭になった (第 3.1.4 図の右 3、4 段目、第 3.1.5 図の右)。この期間、海面水温は、日付変更線の西側から南米沿岸にかけての赤道域で顕著な負偏差、インドネシアからフィリピンにかけては顕著な正偏差となり、ラニーニャ現象の最盛期となった (第 3.1.4 図の中央 3、4 段目、第 3.1.5 図の左)。また、インド洋でも冬には海面水温の負偏差域が広がり、ラニーニャ現象時の特徴を示すようになった。

2011 年春になると、対流活動の平年より弱い領域が日付変更線付近の赤道域からやや南の 10°S

近くに移動したが、インドネシア付近を中心とした対流活動は活発だった (第 3.1.4 図の左 5 段目)。SOI は +2.0 付近の値が 4 月まで続き、貿易風が平年より強いことを示し (第 3.1.2 図)、赤道域の大気下層の日付変更線付近では東風偏差が持続した。一方、インド洋では西風偏差域がやや東に移動し、インドネシア付近まで西風偏差となった (第 3.1.6 図)。

海洋の表層では、太平洋赤道域の西部にあった暖水が冬の後半から春にかけて東進し、南米沿岸に達した (第 3.1.4 図の右 5 段目、第 3.1.5 図の右)。この暖水の東進に伴い、海面では東部の水温負偏差が解消して 4 月には NINO.3 監視指数が  $-0.5^{\circ}\text{C}$  を上回り、ラニーニャ現象は春に終息した (第 3.1.2 図、第 3.1.4 図の中央 5 段目、第 3.1.5 図の左)。

ラニーニャ現象の終息後の 2011 年夏には、太平洋赤道域の東部で海面水温の正偏差が見られたが、赤道域の中部と赤道域を挟む熱帯域の中部から東部にかけては顕著な負偏差が持続した (第 3.1.4 図の中央 6 段目)。また、西部太平洋では平年より対流活発な状態が持続した (第 3.1.4 図の左 6 段目)。SOI は +1.0 程度で推移し、貿易風が平年より強い状態が持続したことを示し (第 3.1.2 図)、赤道域の大気下層の日付変更線付近では東風偏差が持続した (第 3.1.6 図)。



第 3.1.7 図 太平洋赤道域の日付変更線付近の OLR 指数 (OLR-DL)、中部太平洋赤道域の対流圏上層 (200hPa) の東西風指数 (U200-CP)、対流圏下層 (850hPa) の東西風指数 (U850-CP)、及びインド洋赤道域の対流圏上層の東西風指数 (U200-IN) の時系列  
細線は月平均値、太線は 5 か月移動平均値、陰影はエルニーニョ (赤) / ラニーニャ現象 (青) の発生期間を表す。

2011 年秋になると、インドネシア近傍を除くインド洋のほぼ全域で海面水温が正偏差となり、西部インド洋熱帯域で対流活動が平年より強まるとともに、太平洋赤道域の西部から中部にかけては対流不活発となった (第 3.1.4 図の左 7 段目)。赤道域の大気下層では日付変更線付近の東風偏差は持続するとともに、西部太平洋からインド洋にかけても東風偏差が見られた (第 3.1.6 図)。海洋においては、太平洋赤道域の中部から東部にかけての海面水温負偏差が再び強まり (第 3.1.2 図、第 3.1.4 図の中央 7 段目、第 3.1.5 図左)、表層水温における西部の正偏差と東部の負偏差というパターンも強まり、ラニーニャ現象時に見られる特徴を示すようになった (第 3.1.4 図の右 7 段目、第 3.1.5 図右)。

2010/11 ラニーニャ現象に伴う大気の監視指数 (5 か月移動平均値) の推移から見た特徴は次のとおりである。

南方振動指数 (SOI) (第 3.1.2 図) は、2009/10 エルニーニョ現象が終息した 2010 年春には正の値に転じ、ラニーニャ現象が発生した夏以降は +2.0 前後の大きな値で、終息する 2011 年春まで推移した。2010 年 12 月の月の値 (+2.5) は 1946 年以降では 1973 年 11 月の +2.7 に次ぐ大きな値だった。

OLR-DL (第 3.1.7 図の 1 段目) も、エルニーニョ現象が終息した 2010 年春に正から負の値に転じ、ラニーニャ現象の発生した 2010 年夏から終息

する 2011 年春まで -1.5 前後の明瞭なラニーニャ現象時の傾向 (太平洋赤道域の日付変更線付近で対流が不活発) を示した。この指数の 2010 年 9 月の値 (-1.7) は 1979 年以降の年を通しての最低記録だった。

対流圏上層の中部太平洋赤道域の東西風指数 U200-CP (第 3.1.7 図の 2 段目) は 2010 年の春から夏にかけて負から正の値に転じ、ラニーニャ現象の終息する 2011 年春まで上昇傾向を示した。2011 年 5 月と 6 月には、1979 年以降の最大であった 1988 年 9 月の +2.5 を上回る +2.8 台の値を記録した。

対流圏下層の中部太平洋赤道域の東西風指数 U850-CP (第 3.1.7 図の 3 段目) は、エルニーニョ現象の終息した 2010 年春に正から負の値に転じ、ラニーニャ現象が発生した 2010 年夏以降は -1.0 前後の値で推移し、終息後の 2011 年夏までラニーニャ現象時の傾向 (貿易風が平年より強い) を示す負の値が持続した。

U200-IN (第 3.1.7 図の 4 段目) は、2010 年春までは平年並の値を示したが、ラニーニャ現象の発生した 2010 年夏以降は -2.0 前後で推移し、終息する 2011 年春まで顕著なラニーニャ現象時の傾向を示した。2010 年 12 月には 1979 年以降で最も低い値 (-3.4) を記録した。

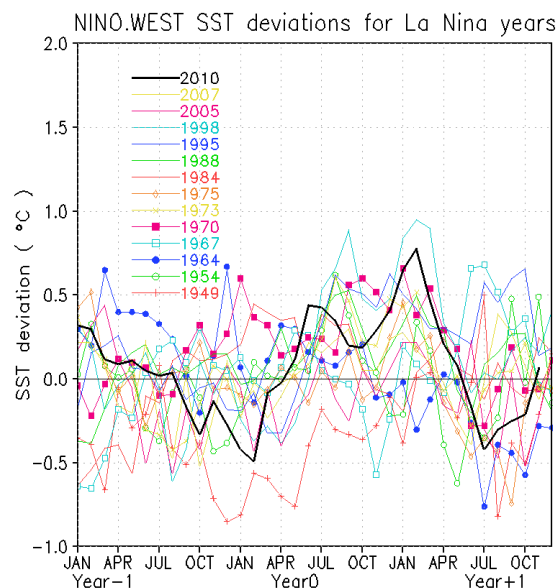
エルニーニョ/ラニーニャ現象の影響を受けて変動し、日本の天候とも関係する西太平洋熱帯域 (NINO.WEST) とインド洋熱帯域 (IOBW) の海面水

温の基準値からの差の推移を第 3.1.8 図及び第 3.1.9 図に示す(各海域の位置については第 3.1.1 図参照のこと)。基準値は、それぞれの海域の海面水温の前年までの 30 年間の各月の変化を直線で近似し延長した値で、両図には 1949 年以降に発生した 14 回のラニーニャ現象の発生前年から発生翌年に至る 3 年間の推移が示され、図中の黒線が 2010/11 ラニーニャ現象の発生前年(2009 年)から発生翌年(2011 年)の推移となっている。

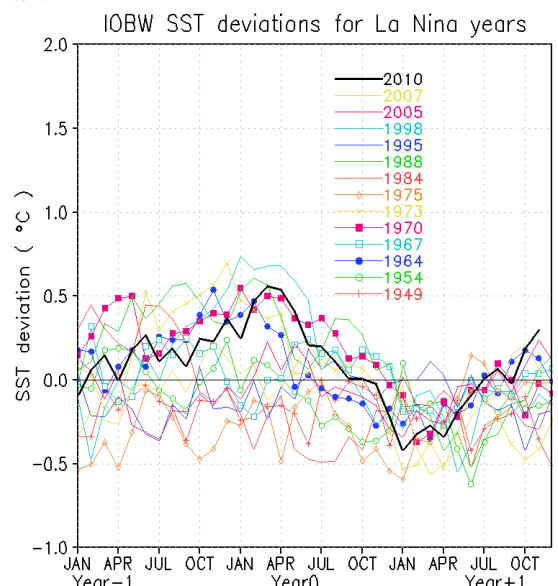
NINO.WEST の海面水温の基準値との差は、2010 年春に負から正の値に転じ、2010 年夏のラニーニャ現象の発生と同時期に高い値となった。その後は 2011 年春の半ばまで高い値で推移した。2011 年春にラニーニャ現象が終息したのに伴い、エルニーニョ監視海域の海面水温が基準値に近い値となったが、これに 1 か月遅れて NINO.WEST の海面水温も基準値に近い値となった。基準値より高い値で推移した 2010 年夏から 2011 年冬の間には、2 回のピークが現れた。夏のピークは他のラニーニャ現象の場合よりやや早めで平均程度の大きさであるが、冬のピーク(+0.78°C)は、1998/99/2000 ラニーニャ現象の発生 1 年目の冬のピーク(+0.95°C)に次ぐ値だった。NINO.WEST の海面水温の基準値との差は、ラニーニャ現象の終息後の夏から秋の半ばまで低い値で推移した。

IOBW の海面水温の基準値との差は、エルニーニョ現象が 2009 年夏から 2010 年春まで発生した影響により、2010 年夏まで高い値で推移した。IOBW の海面水温の基準値との差は、エルニーニョ監視海域の海面水温の基準値との差の推移に 1 季節程度遅れて変動する特徴があり、エルニーニョ現象の終息に引き続いて発生した他のラニーニャ現象でも同様な傾向が見られる。ラニーニャ現象が 2010 年夏に発生したことに伴い、この夏の終わり頃から秋にかけては基準値に近い値で推移した。その後、ラニーニャ現象の最盛期を過ぎた 2010/11 年冬から 2011 年春まで基準値より低い値で推移した後、ラニーニャ現象の終息に伴い 2011 年夏には基準値に近い値へと戻ったが、秋の後半には逆に高い値へと変化した。

最後に 2010/11 ラニーニャ現象の特徴を簡単にまとめると、発生期間は平均よりやや短い 4 季節で、エルニーニョ監視海域の海面水温の基準値との差の最大値(-1.6°C)は 1949 年以降の 14 回のラニーニャ現象の中では 5 番目に大きい。一方、大気の監視指数に関しては、南方振動指数が 1973 年 11 月に次ぐ大きな値になるなど、ラニーニャ現象の傾向を強く示す値が見られた。



第 3.1.8 図 第 3.1.3 図と同様、ただし西太平洋熱帯域 (NINO.WEST) の月平均海面水温の基準値からの差の推移



第 3.1.9 図 第 3.1.3 図と同様、ただしインド洋熱帯域 (IOBW) の月平均海面水温の基準値からの差の推移



### 3.1.2 大気循環の特徴

ここでは、2010/11 ラニーニャ現象が発生した2010年夏から2011年春にかけての熱帯域の対流活動と大気循環及び北半球中・高緯度の大気循環の特徴を、過去のラニーニャ現象発生時の特徴と比較する。具体的には、季節（3か月）平均した平年偏差図と対応する過去のラニーニャ現象発生時の平年偏差合成図を比較し、特徴を記述する。記述にあたっては、t検定の結果、信頼度水準95%で統計的に有意な特徴を中心にまとめた。

なお、統計に用いた事例は、1979年から2009

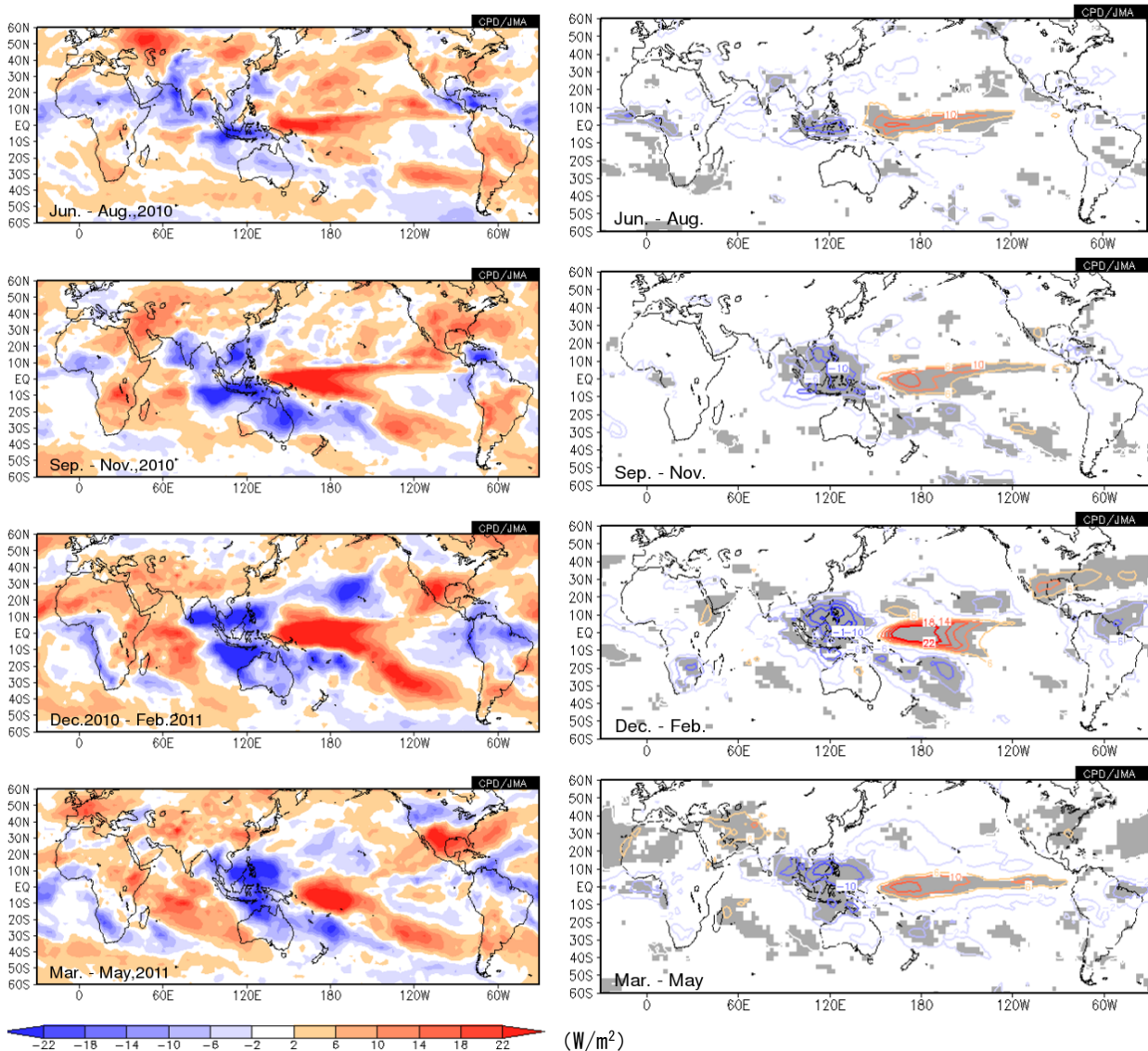
年までの期間に発生したラニーニャ現象を対象とした。ラニーニャ現象発生時の合成図の作成に使用した年は次のとおりである。

夏：1984, 1985, 1988, 1995, 1998, 1999, 2007

秋：1984, 1985, 1988, 1995, 1998, 1999, 2005, 2007

冬：1984/1985, 1988/1989, 1995/1996, 1998/1999, 1999/2000, 2005/2006, 2007/2008

春：1985, 1988, 1989, 1999, 2000, 2006, 2007, 2008



第3.1.10図 (左) 2010/11 ラニーニャ現象が発生した2010年夏から2011年春にかけての3か月平均外向き長波放射量(OLR)平年偏差、(右) ラニーニャ現象時の3か月平均OLR平年偏差合成図(等値線) 上から夏(6~8月)、秋(9~11月)、冬(12~2月)、春(3~5月)の図を表す。右図はt検定による信頼度水準95%の領域(陰影)。



### (1) 熱帯の対流活動

熱帯域の対流活動の状況を表す外向き長波放射量 (OLR) の 2010 年夏から 2011 年春までの平年偏差とラニーニャ現象発生時における合成図を第 3.1.10 図に示す。

過去のラニーニャ現象発生時には、熱帯の対流活動がインド洋東部から海洋大陸 (インドネシア多島海) 付近で平年より活発、日付変更線付近を中心に太平洋赤道域で不活発という分布が、いずれの季節においても見られ、2010/11 ラニーニャ現象発生期間も同様の分布が明瞭だった。

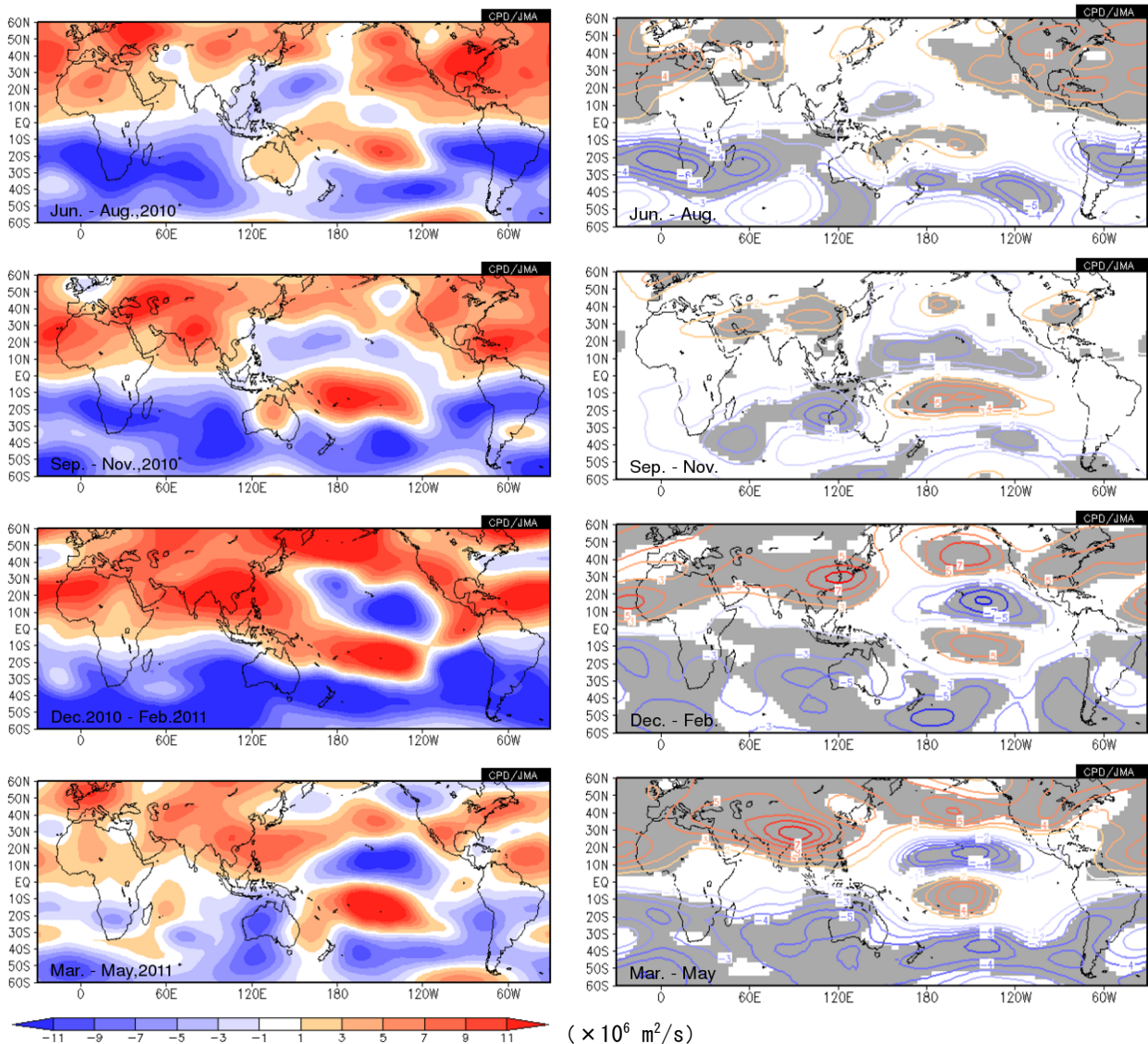
2010 年秋と 2010/2011 年冬は、合成図に比べて、西部太平洋赤道域の不活発域がやや西側に広がっ

た。また、南太平洋収束帯に対応した対流活発域は西寄りとなり、オーストラリア北東部に位置した。インド洋東部、フィリピン付近、カリブ海から南米北部では、合成図と同様に対流活発だった。

### (2) 熱帯の大気循環

熱帯域対流圏の上層と下層における大気循環の様子を表す資料として、200hPa 流線関数の平年偏差図とラニーニャ現象発生時の合成図を第 3.1.11 図に、850hPa 流線関数の平年偏差図とラニーニャ現象発生時の合成図を第 3.1.12 図に示す。

過去のラニーニャ現象発生時には、太平洋では中部を中心に赤道を挟んで南北に 200hPa で低気



第 3.1.11 図 第 3.1.10 図と同じ。ただし、3 か月平均 200hPa 流線関数  
上から夏 (6~8 月)、秋 (9~11 月)、冬 (12~2 月)、春 (3~5 月) の図を表す。

圧性循環偏差、850hPa で高気圧性循環偏差が現れる。これらの偏差の中心は、夏は西部寄りに、冬は東部寄りとなる。一方、インド洋では、200hPa に高気圧性循環偏差が、850hPa に低気圧性循環偏差が見られる（ただし、夏の 850hPa は統計的に有意ではない）。2010/11 ラニーニャ現象発生期間も、インド洋から太平洋ではこのような偏差分布が明瞭だった。

上記のような循環偏差は、インド洋から太平洋の赤道域における東西循環（ウォーカー循環）が平年より強いことを意味するが、2010 年夏から 2011 年春にかけてのウォーカー循環は、過去のラニーニャ現象発生時と比べても強く、特に上層で

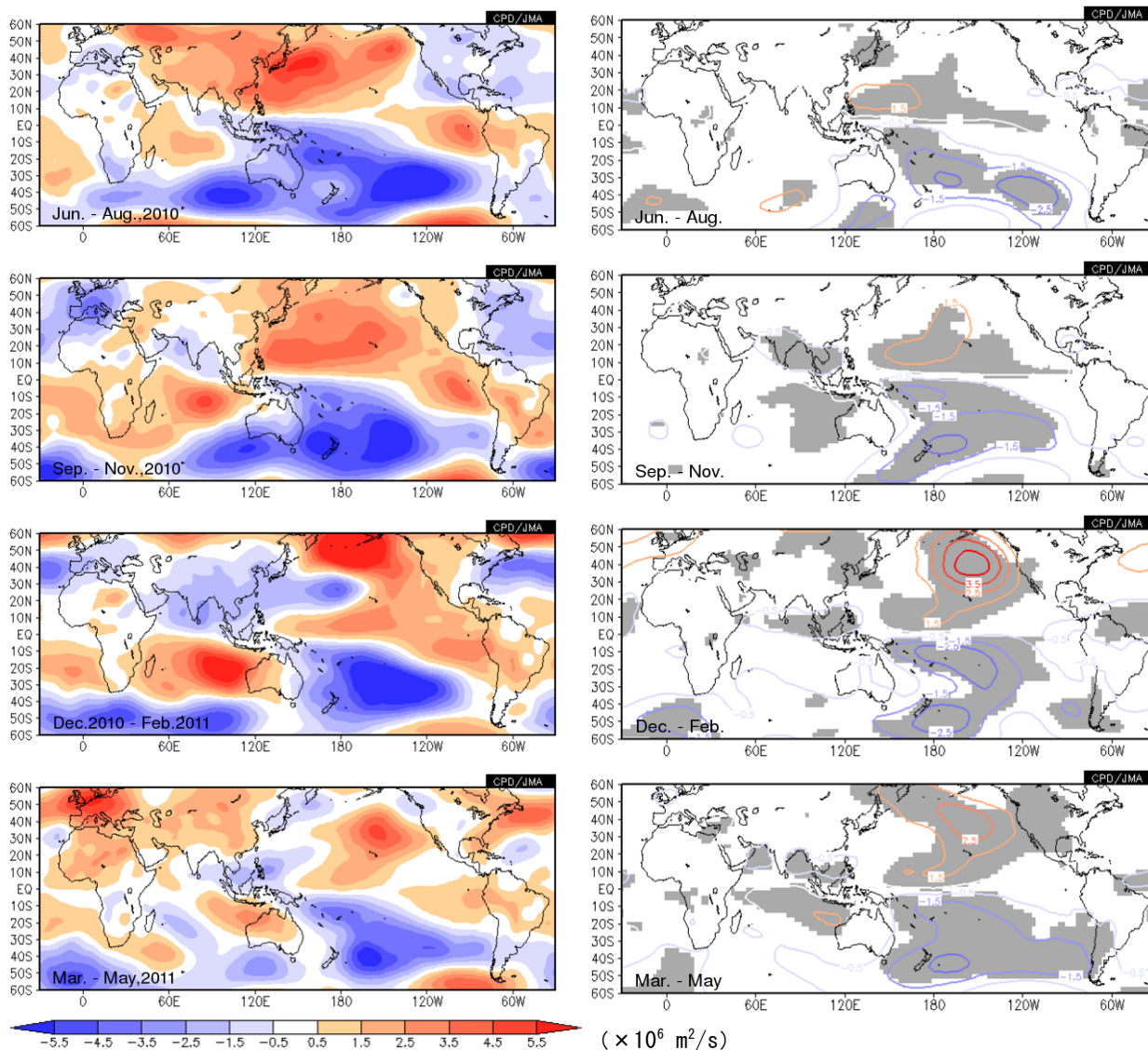
顕著だった（第 3.1.13、3.1.14 図）。また、南方振動指数 (SOI) は、過去のラニーニャ現象発生時と比べても大きな値で推移した（第 3.1.15 図）。

### (3) 北半球中・高緯度の大気循環

北半球中・高緯度の循環を表す資料として、北半球の 500hPa 高度の平年偏差図とエルニーニョ現象時の合成図を、第 3.1.16 図に示す。

過去のラニーニャ現象発生時には、太平洋中部から米国にかけて波列状の偏差分布が見られ（ただし、夏は統計的に有意ではない）、2010/11 ラニーニャ現象発生期間も同様の分布が現れた。

2010 年秋から 2010/2011 年冬にかけては、合成



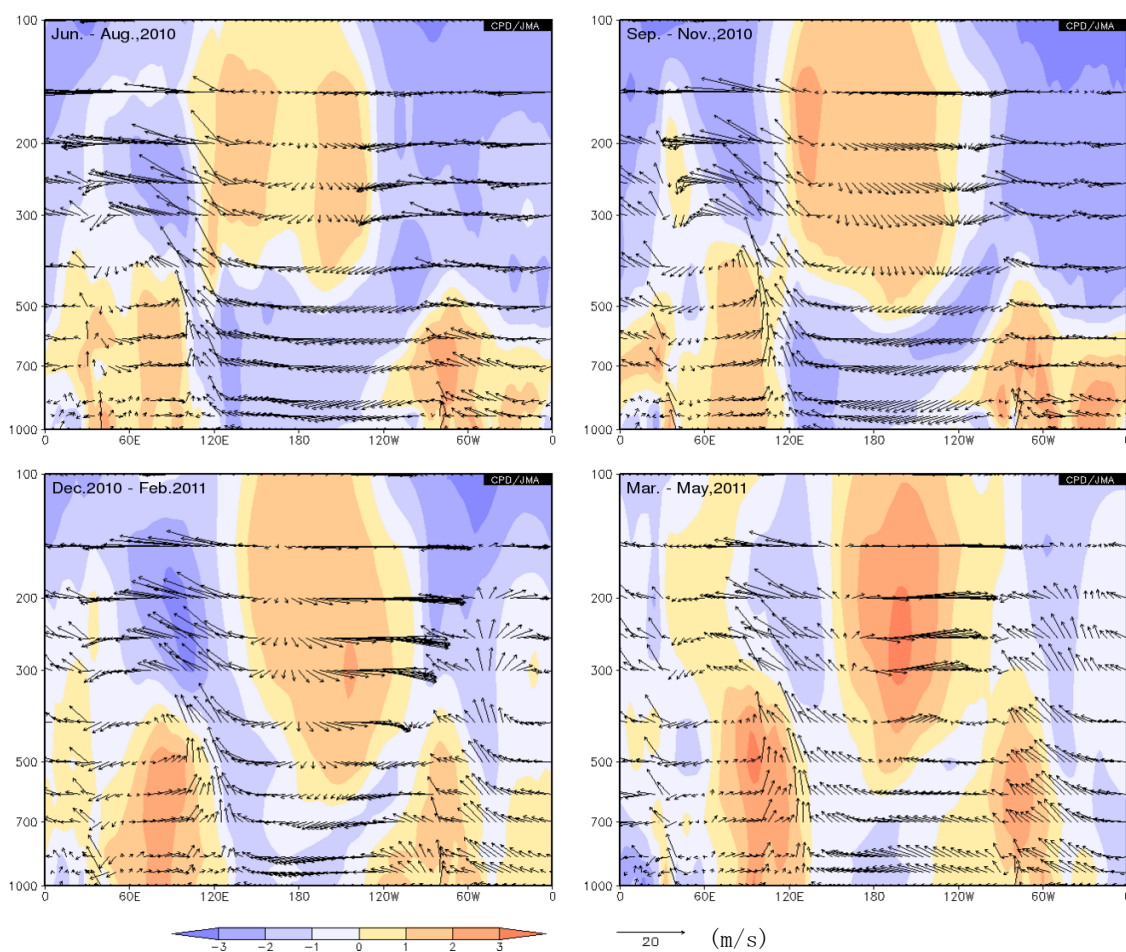
第 3.1.12 図 第 3.1.10 図と同じ。ただし、3 か月平均 850hPa 流線関数  
上から夏（6～8月）、秋（9～11月）、冬（12～2月）、春（3～5月）の図を表す。

図に比べて、太平洋から北米にかけての波列パターンの位相は西寄りだった。これに対応して、太平洋中部の正偏差域は日本の東海上まで分布し、過去のラニーニャ現象時に見られる東谷傾向（ただし統計的に有意ではない）とは異なった。

極域については、過去のラニーニャ現象発生時には負偏差傾向が見られるが、2010/2011年冬は正偏差となった。

#### (4) まとめ

ラニーニャ現象が発生していた2010年夏から2011年春にかけては、熱帯域を中心に過去のラニーニャ現象発生時に見られる大気循環の特徴が明瞭に現れた。2010年秋から2010/2011年冬にかけては、太平洋西部からインド洋東部の偏差分布が過去のラニーニャ現象発生時の平均的な分布と比べて西寄りだった。また、同じ期間、太平洋から北米にかけての波列パターンは、過去のラニーニャ現象時と比べて位相が西寄りだった。

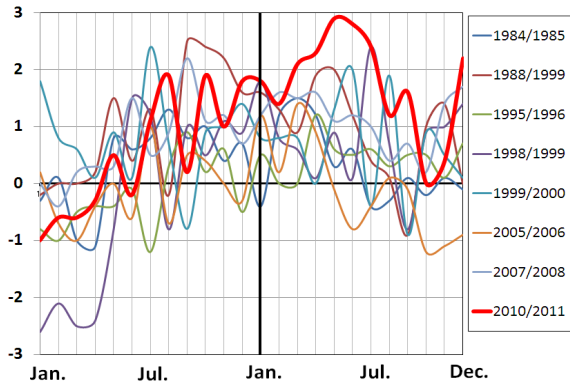


第 3.1.13 図 赤道域 ( $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$ ) で平均した 3 か月平均の鉛直一東西循環

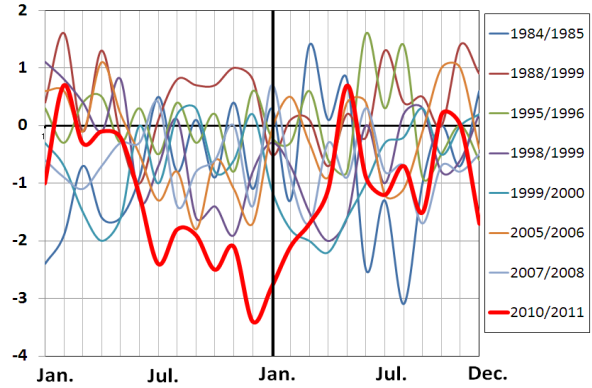
左上は 2010 年夏 (6 ~ 8 月)、右上は 2010 年秋 (9 ~ 11 月)、左下は 2010/2011 年冬 (12 ~ 2 月)、右下は 2011 年春 (3 ~ 5 月) の図を表す。矢印は、風ベクトルを表し、鉛直成分 (Pa/s) は 100 倍した値、東西成分の単位は m/s。陰影は東西風速の規格化偏差。



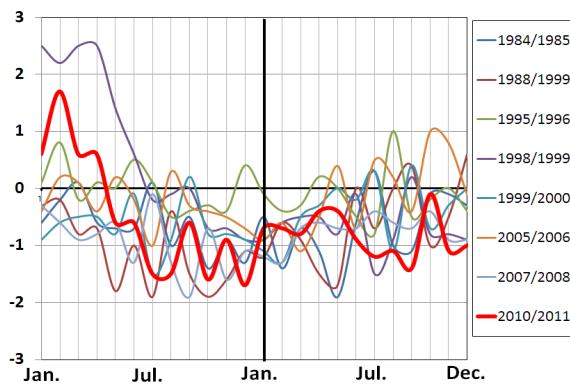
U200-CP



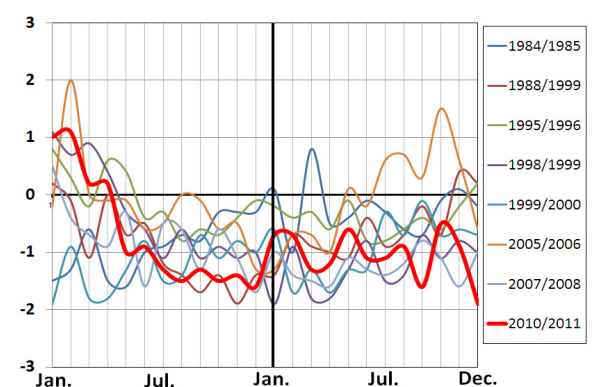
U200-IN



U850-CP

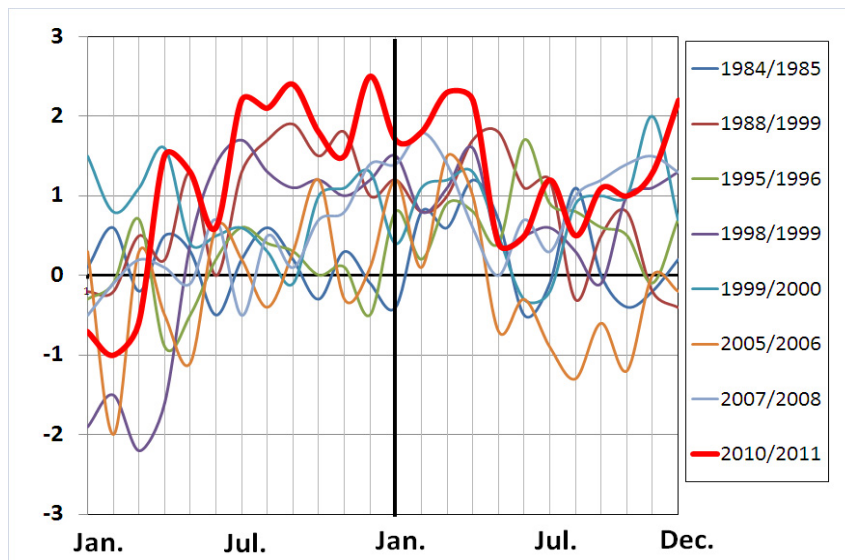


U850-WP

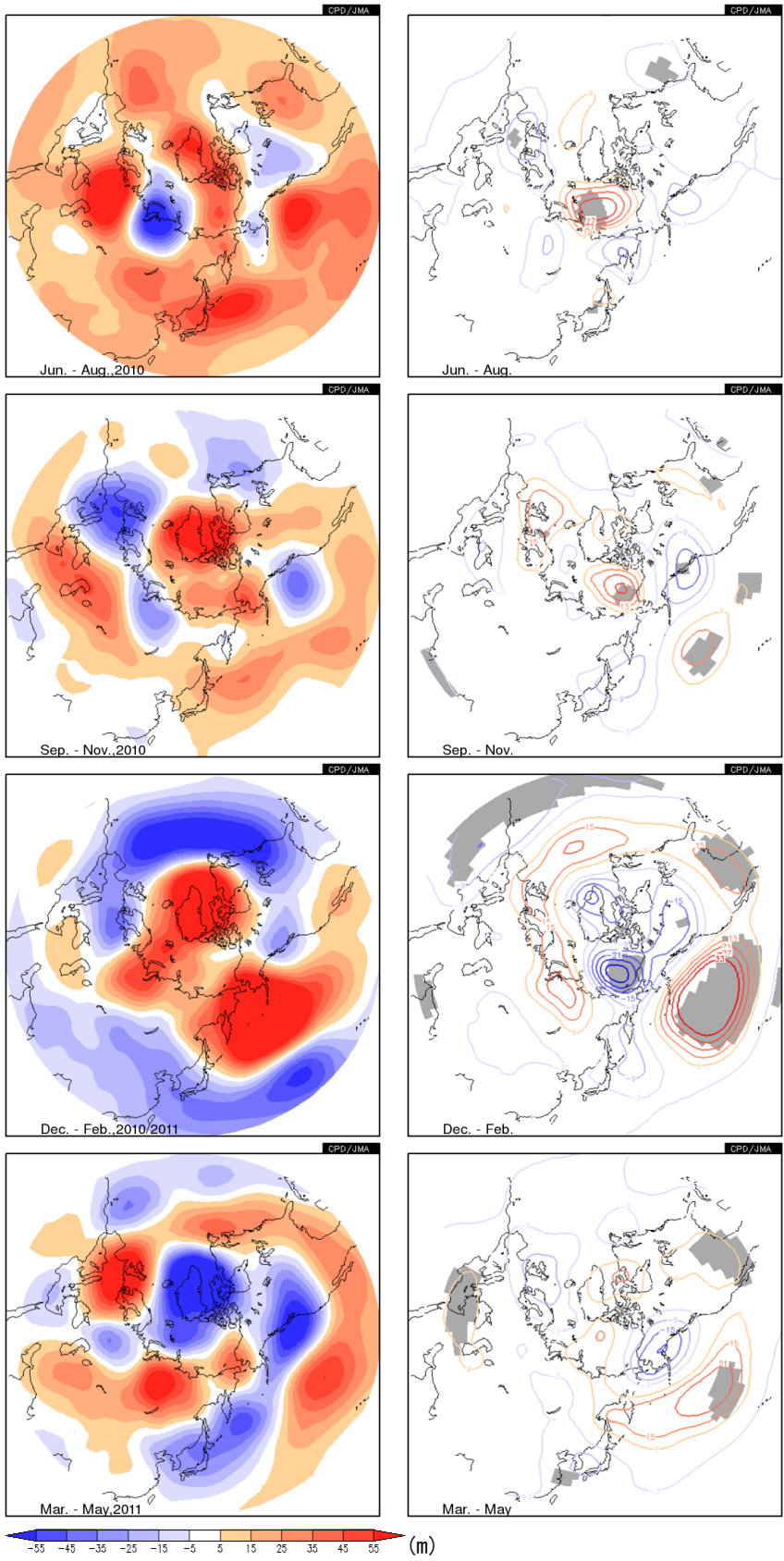


第 3.1.14 図 冬にラニーニャ現象が発生していた年の赤道東西風指数の推移

左上図：太平洋中部上層（200hPa 高度）、右上図：インド洋上層（200hPa 高度）、左下図：太平洋中部下層（850hPa 高度）、右下図：太平洋西部下層（850hPa 高度）。



第 3.1.15 図 冬にラニーニャ現象が発生していた年の南方振動指数 (SOI) の推移



第 3.1.16 図 第 3.1.10 図と同じ。  
 ただし、3 か月平均 500hPa 高度平年  
 偏差  
 上から夏 (6 ~ 8 月)、秋 (9 ~ 11  
 月)、冬 (12 ~ 2 月)、春 (3 ~ 5 月)  
 の図を表す。



### 3.1.3 天候の特徴

ここでは、ラニーニャ現象が発生していた2010年夏から2011年春にかけての世界の天候の特徴を、過去のラニーニャ現象時における統計的な天候の特徴との比較により記述する。

#### (1) 2010年夏(2010年6～8月)

2010年夏の特徴的な天候は以下のとおりである(第3.1.17図)。日本、中国北部周辺、インドネシア南部～ポリネシア南部、ロシア西部～中東、マダガスカル周辺、米国南東部等で高温となった。パキスタン周辺、ヨーロッパ中部、アフリカ西部、ベネズエラ北部周辺等で多雨となったが、ロシア西部周辺等では少雨となった。

ラニーニャ現象発生時の夏の天候の特徴(第3.1.18図)と比較すると、①ロシア西部周辺の高温・少雨、②メラネシア南部の高温が対応しており、今回のラニーニャ現象が影響していた可能性が考えられる。季節平均では明瞭ではないが、南米南部の7、8月の低温、モーリシャス周辺の8月の高温がラニーニャ現象時における統計的な特徴と一致している。

この夏の日本は記録的な高温となったが、ラニーニャ現象が一因だった可能性がある(気象庁2011)。

#### (2) 2010年秋(2010年9～11月)

2010年秋の特徴的な天候として、アラスカ西部～中央シベリア北部、インド東部～マレー半島、中東周辺、アフリカ南東部、グリーンランド南部～カナダ東部、ブラジルの高温、オーストラリア中部の低温、中国北西部周辺、オーストラリア東部、インドネシア西部～オーストラリア北西部の多雨が挙げられる(第3.1.19図)。

ラニーニャ現象発生時の秋の特徴(第3.1.20図)と比較すると、①オーストラリア東部の多雨が、ラニーニャ現象時の特徴と整合している。なお、インドネシア西部～オーストラリア北西部は、データ不足で第3.1.20図に特徴が現われていないが、ラニーニャ現象に伴って活発化したと考え

られる対流活動域がこの領域を覆ったことから(第3.1.10図)、この地域の多雨も、ラニーニャ現象の影響とみられる。また、季節平均では明瞭ではないが、9月の東アジアの高温、オーストラリア東方の高温が、ラニーニャ現象時における統計的な特徴と一致していた。

9月の日本は、夏に引き続いて全国的にかなり高温となった。これは、ラニーニャ現象時における統計的な特徴と一致する。

#### (3) 2010/2011年冬(2010年12月～2011年2月)

2010/11年冬の特徴的な世界の天候として、カナダ東部及びその周辺の高温、米国中西部・西部、南米北西部・北東部、オーストラリア西部～南部の多雨、米国南部～メキシコ北部の少雨が挙げられる(第3.1.21図)。

ラニーニャ現象発生時の冬の特徴(第3.1.22図)と比較すると、①米国南部～メキシコ北部の少雨がラニーニャ現象時の特徴と整合している。季節平均では明瞭ではないが、オーストラリア東部の12月の多雨、南アフリカの1月の多雨、南米北部の2月の多雨がラニーニャ現象時における統計的な特徴と一致している。

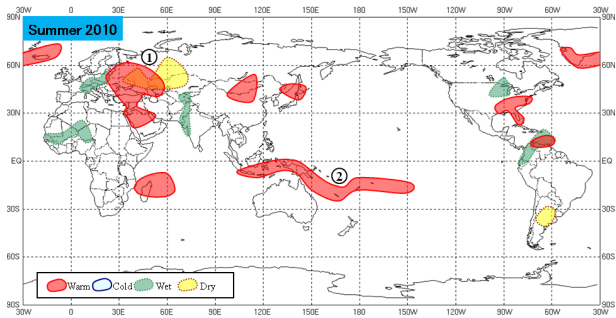
1月の日本は、全国的に低温となった。東日本以西の低温は、ラニーニャ現象時の統計的な特徴と一致する。

#### (4) 2011年春(2011年3～5月)

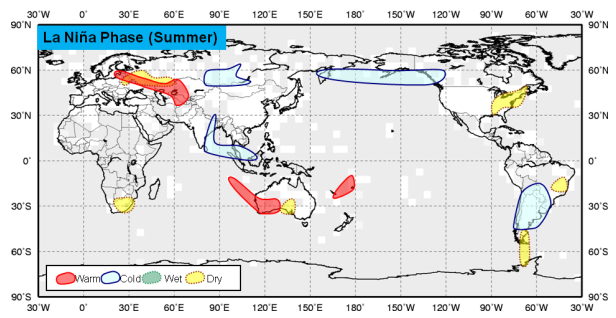
2011年春には、3月のインドシナ半島付近の低温、メキシコ北部及びその周辺の高温・少雨が、ラニーニャ現象時における統計的な特徴と一致していた。

### 参考文献

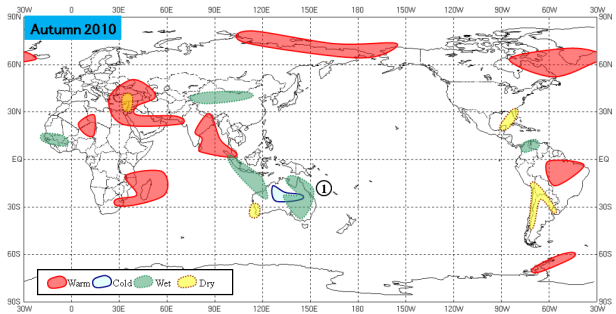
気象庁, 2011: 2010年夏の日本の記録的な高温の要因について. 気候系監視年報2010, 136-144.



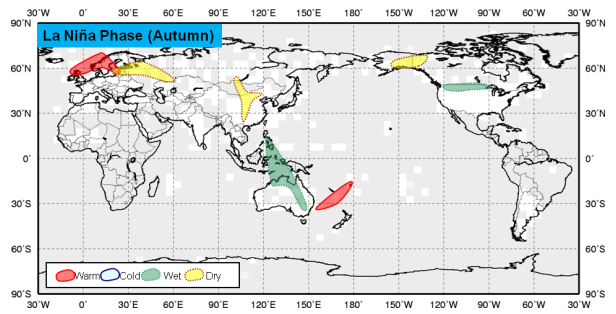
第 3.1.17 図 2010 年夏（2010 年 6～8 月）の世界の天候  
3 か月平均気温・3 か月降水量で異常高温・低温・多雨・少雨となった地域を示す。丸数字はラニーニャ現象に関連する可能性のある天候を示す。なお、異常高温・低温・多雨・少雨とは、30 年に 1 回程度以下の稀な現象を指す。



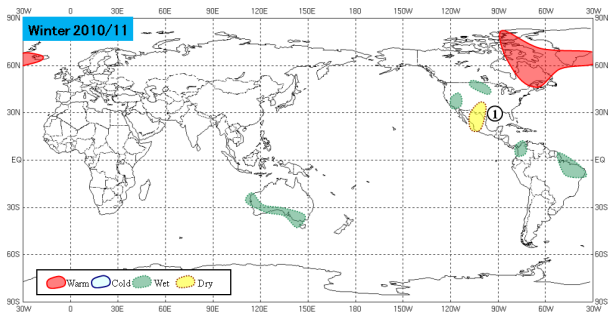
第 3.1.18 図 ラニーニャ現象時の夏（6～8 月）の天候の特徴  
1979 年 3 月～2009 年 2 月におけるラニーニャ現象発生年とエルニーニョ現象・ラニーニャ現象ともに発生していない年とで比較し、t 検定の結果、危険率 10%未満で有意な差のあった地域をまとめて分布図に示す。



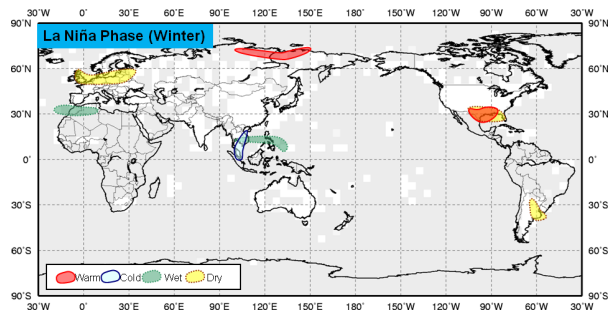
第 3.1.19 図 2010 年秋（2010 年 9～11 月）の世界の天候  
第 3.1.17 図に同じ。ただし 2010 年秋。



第 3.1.20 図 ラニーニャ現象時の秋（9～11 月）の天候の特徴  
第 3.1.18 図に同じ。ただし秋の天候。



第 3.1.21 図 2010/2011 年冬（2010 年 12 月～2011 年 2 月）の世界の天候  
第 3.1.17 図に同じ。ただし 2010/2011 年冬。



第 3.1.22 図 ラニーニャ現象時の冬（12～2 月）の天候の特徴  
第 3.1.18 図に同じ。ただし冬の天候。

### 3.2 2011年夏季の熱帯季節内変動と日本の天候への影響

2011年夏季の西部太平洋熱帯域では、2～3週間周期で変動する季節内変動が卓越した。本節では、この夏の熱帯季節内変動の特徴と日本付近の大気循環や天候との関連についてまとめる。

なお、2～3週間周期の季節内変動が卓越したのは2011年5～8月であったため、5～8月を解析対象とする。本節の以下の記述では、夏季は5～8月の期間を指すものとする。

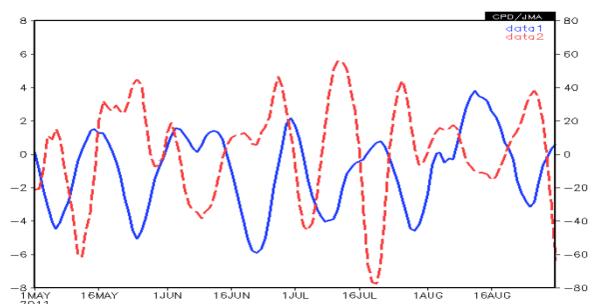
#### 3.2.1 熱帯季節内変動の特徴

##### (1) 太平洋西部

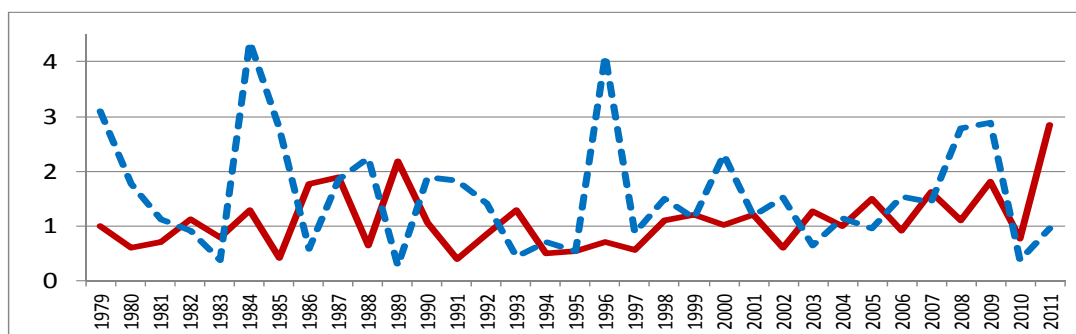
熱帯域ではマッデン-ジュリアン振動(MJO)と呼ばれる30～60日程度の周期で赤道域を東に進む季節内変動が卓越することが知られているが(Madden and Julian 1971, 1972)、このほかにも夏季のアジアモンスーン領域ではMJOより短い2～3週間周期の季節内変動が存在することが報告されている(例えばMurakami 1976, Yasunari 1979, Chen and Chen 1995)。

第3.2.1図(青実線)にフィリピン付近で領域平均した2011年夏季の外向き長波放射量(OLR)の平年偏差の時系列を示す。これを見ると、対流活動の2～3週間周期の変動が明瞭であることが分かる。また、この領域平均OLRの毎年の5～8月の時系列に対してスペクトル解析を行った結果(第3.2.2図)、2011年の10～25日周期成分のパワースペクトル(赤実線)は1979年以降で最も大きな値であった。また、

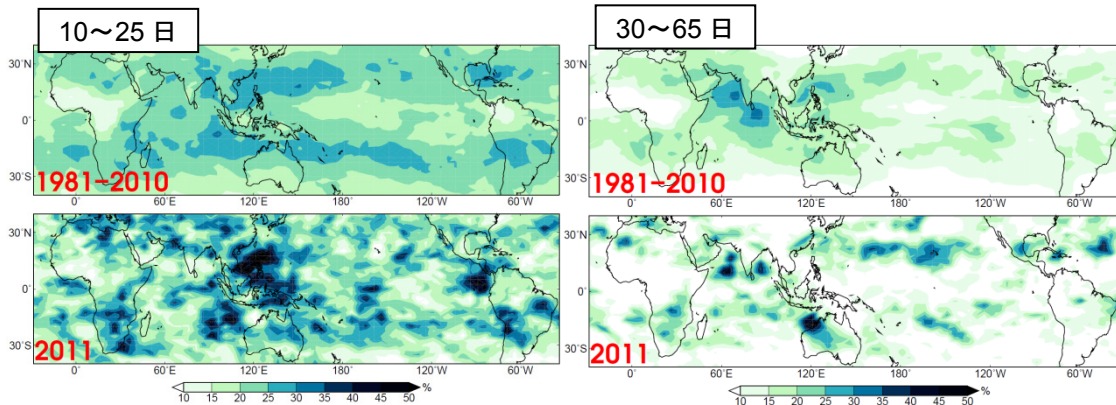
MJOが卓越する30～65日周期成分のパワースペクトル(青破線)は小さかった。第3.2.3図は5～8月のOLR時系列の全周期成分のパワースペクトルに対する季節内周期成分のパワースペクトルの割合を表し、2011年の分布、及び同年との比較のため1981～2010年の30年間の平均の分布を示す。30年平均(第3.2.3図左上)を見ると、南シナ海から日付変更線付近の15°N帯では10～25日周期成分が20～30%程度を占め、平年でも西部太平洋熱帯域は2～3週間周期の変動が比較的大きな領域であるが、2011年(同図右下)は南シナ海やフィリピン付近で50%程度を占め、平年に比べて卓越したことが分かる。一方、この領域における2011年(同図右下)の30～65日周期成分は平年(同図右上)に比べて割合が小さかった。



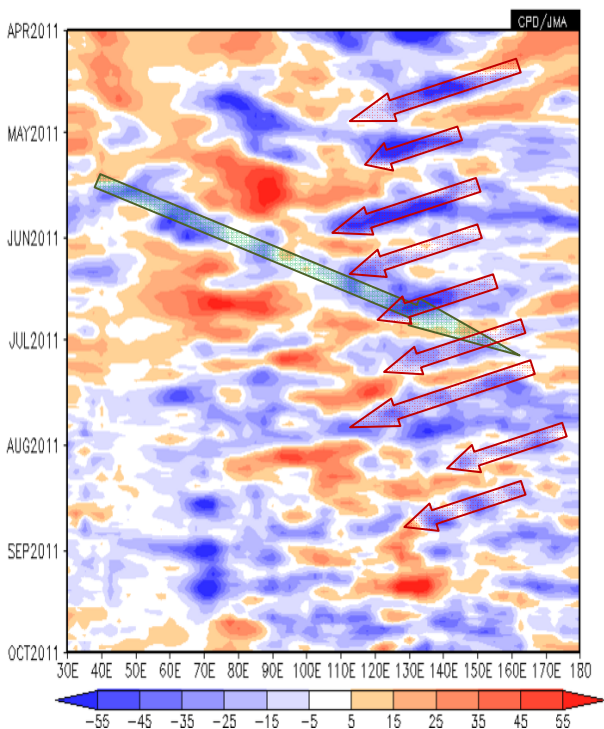
第3.2.1図 フィリピン付近(10°N～20°N, 115°E～140°E)で領域平均したOLR平年差(青実線、右軸、単位: W/m<sup>2</sup>)及び日本付近(30°N～40°N, 130°E～140°E)で領域平均した海面気圧平年差(赤破線、左軸、単位: hPa)の推移(2011年5月1日～8月31日)いずれも5日移動平均をかけた上で表示している。



第3.2.2図 フィリピン付近(10°N～20°N, 115°E～140°E) OLRの5～8月における季節内周期成分のパワースペクトルの経年変化(単位: 10<sup>6</sup>(W/m<sup>2</sup>)<sup>2</sup>)赤実線は10～25日周期成分、青破線は30～65日周期成分を示す。



第 3.2.3 図 5～8月における OLR の季節内周期成分（左列：10～25 日、右列：30～65 日）のパワースペクトルの全周期成分に対する割合（単位：％）  
上段は 1981～2010 年の 30 年平均、下段は 2011 年を示す。



第 3.2.4 図 5°N～15°N 平均 OLR 平年差の東西一時間断面図（単位 W/m<sup>2</sup>）

5 日移動平均をかけた上で表示している。緑矢印は東に進む変動、赤矢印は 2～3 週間周期変動を示す。

次に、熱帯域における 2～3 週間周期で変動する対流活動の伝播の特徴を見るため、第 3.2.4 図に 5°N～15°N で平均した 2011 年夏季の OLR 平年偏差の時間一経度断面図を示す。5 月半ばから 6 月にかけては、活発な対流活動の位相がインド洋から太平洋西部を東に伝播したが（緑矢印）、それ以外の期間では、東進する位相は不明瞭だった。一方、日付変更線付近から南シナ海付近にかけて

の領域では、2～3 週間程度の周期で西向きに進む活発な対流活動の位相が明瞭だった（赤矢印）。

第 3.2.5 図に、太平洋西部で平均した OLR の推移を陰影で示す。この図を見ると、A～E で示した時期に対流活発域が赤道付近から 20°N 帯付近に向かって北進している様子が分かる（F は台風第 9 号を含む）。A～E で示した時期は、第 3.2.4 図で示した西進する対流活発域が太平洋西部に位置している時期にあたる。これらの図から、2～3 週間周期の活発な対流活動の位相は西または北西に進んだことが分かる。

このような対流域の北西進の特徴は過去の報告、例えば Fukutomi and Yasunari (1999) や Mao and Chan (2005) と一致する。西向きの位相速度はおよそ 5 m/s で、Wang and Rui (1990) 等の報告と整合的である。また、この西進する変動は周期を 10～25 日とすると  $n=1$  の赤道ロスビー波に相当する (Wheeler and Kiladis 1999)。

この対流活発域の西進は、日付変更線付近から始まっているよう見える（第 3.2.4 図）が、この時期の対流圏上部のミッド・パシフィック・トラフ (MPT) は平年より顕著に深く（第 3.2.6 図 (a)）、350K の等温位面上の渦位は 2～3  $\sigma$  程度の正偏差だった（第 3.2.6 図 (b)）。このような上層の大気の特徴が、2011 年夏季に西向きに進む 2～3 週間周期の季節内変動と関連したことが示唆されるが、この点についてはさらなる調査が必要である。

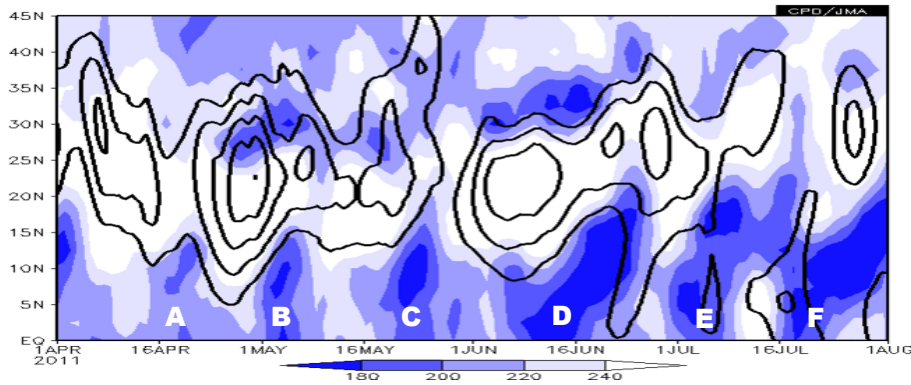


## (2) 赤道域

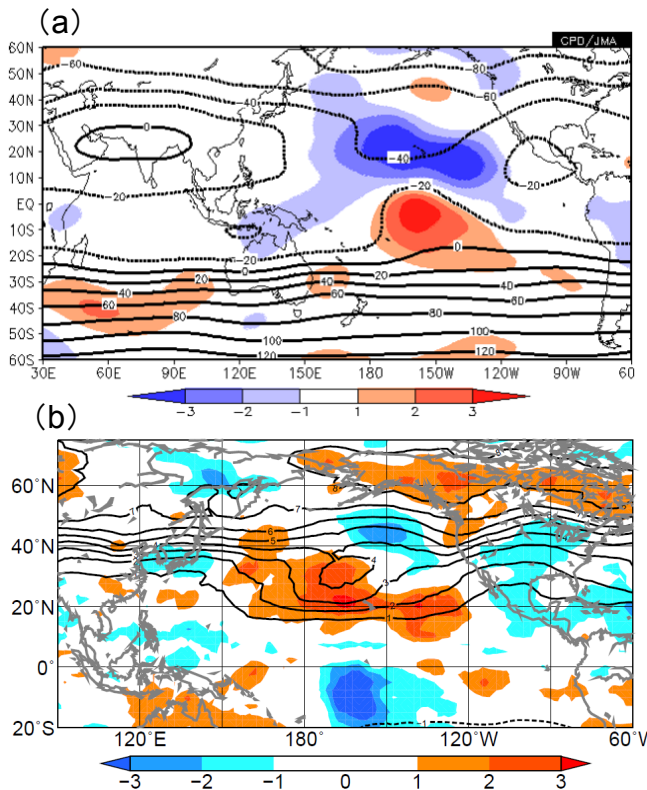
2011年夏季は、赤道域を東向きに比較的早く進む季節内変動が明瞭だった。第3.2.7図は、2011年夏季における赤道域の200hPa速度ポテンシャル年差の東西-時間断面図である。これを見ると、赤矢印で示したように発散偏差域（青色）の東向きの伝播が明瞭である。発散偏差の位相は波数2の構造を示し、位相速度は約18m/sで、およそ25日で赤道を一周している。特に、太平洋で頻繁に発散偏差の位相が東進した。赤道域のOLR

の東西波数一周波数解析を行った Wheeler and Kiladis (1999) の報告によれば、これは赤道ケルビン波に対応するものとみられる。

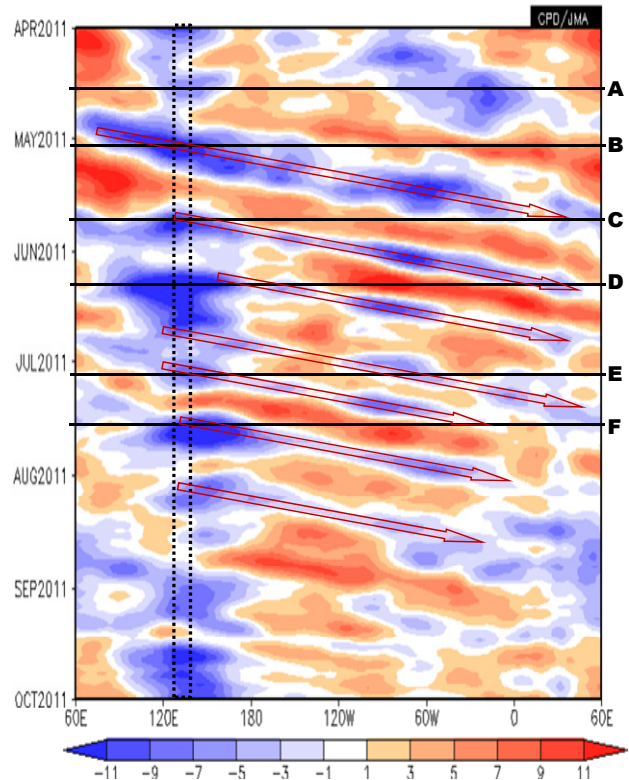
同図には第3.2.5図に示した太平洋西部での対流域の北進の時期を付しているが、B~Fは太平洋西部（点線で囲まれた経度帯）で発散偏差が明瞭になり、東進する変動が励起された時期に対応するように見える。このことは太平洋西部での北西進する変動と、赤道域を東進する変動が関係していることを示唆する。



第3.2.5図 125°E~140°E平均 OLR（陰影、単位： $W/m^2$ ）及び 850hPa 流線関数（等値線）の南北-時間断面図（2011年4月1日~8月1日）  
等値線間隔は  $3 \times 10^6 m^2/s$  ( $3 \times 10^6 m^2/s$  以上を描画)。いずれも5日移動平均をかけた上で表示している。図中A~Fは対流域の北進の時期を示す（詳細は本文参照）。



第3.2.6図 2011年5~8月平均 (a) 200hPa 流線関数及び (b) 350K 渦位の規格化年差  
等値線は実況値を示す（単位：(a)  $10^6 m^2/s$ 、(b)  $s^{-1}$ ）。



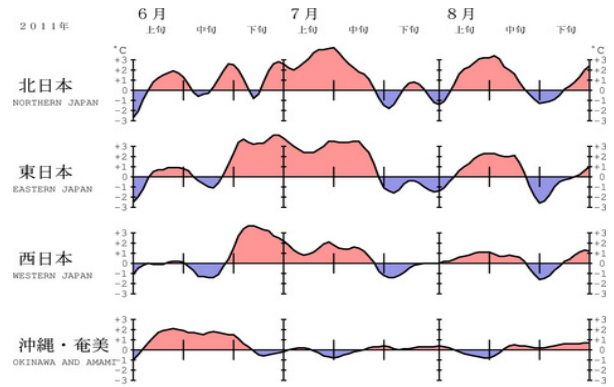
第3.2.7図 5°S~5°N平均 200hPa 速度ポテンシャル年差の東西-時間断面図（単位： $10^6 m^2/s$ ）  
青色は発散偏差、赤色は収束偏差を示す。5日移動平均をかけた上で表示している。A~Fは第3.2.5図に示した太平洋西部での対流域の北進の時期に対応する。太平洋西部にあたる経度帯を点線で囲んでいる。



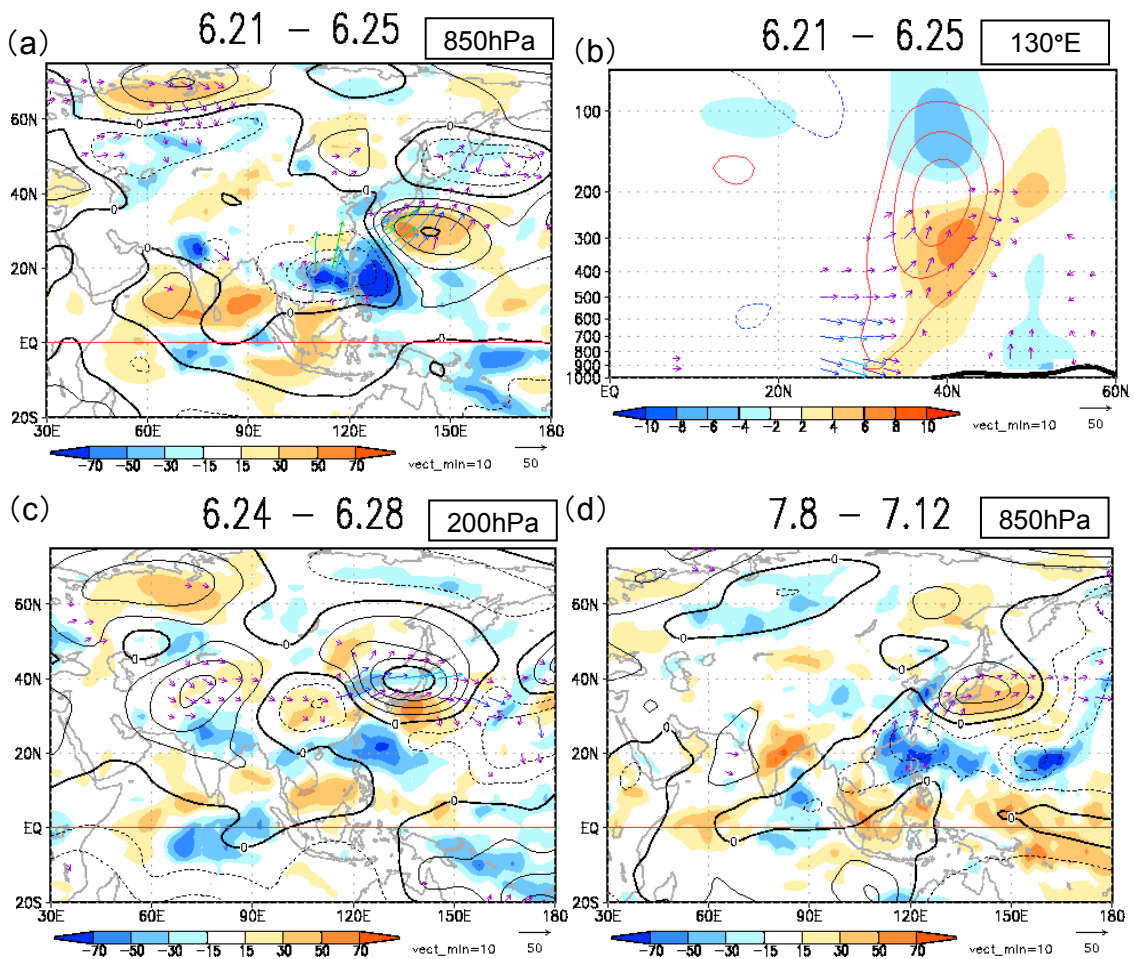
### 3.2.2 日本の天候への影響

#### (1) 6月下旬～7月中旬の高温

2011年夏季は全国的に気温が高く、太平洋高気圧の勢力の変動に対応して気温が大きく変動した(第3.2.8図)。太平洋高気圧の日本付近への張り出しが強まった6月下旬から7月中旬にかけては北～西日本で記録的な高温となった。1961年以降の気温の統計では、6月下旬に東・西日本で1位、7月上旬は北日本で1位、東日本で2位、7月中旬は東日本で再び1位だった。



第3.2.8図 2011年6～8月における地域平均気温平年差の5日移動平均時系列



第3.2.9図 (a) 6/21～25平均850hPa流線関数平年差(等値線)、OLR平年差(陰影、単位： $W/m^2$ )、850hPa波の活動度フラックス(矢印、単位： $m^2/s^2$ )の分布、(b) 同期間の流線関数平年差(等値線)、気温平年差(陰影)、波の活動度フラックスの $130^\circ E$ に沿った南北-鉛直断面図、(c) 図(a)と同じ、ただし期間は6/24～28平均、流線関数と波の活動度フラックスは200hPa、(d) 図(a)と同じ、ただし期間は7/8～12平均  
等値線の間隔は(a)及び(d)が $2.5 \times 10^6 m^2/s$ 、(b)及び(c)が $5 \times 10^6 m^2/s$ で、点線は負の値を示す。

第 3.2.1 図には、フィリピン付近の OLR に加えて、日本付近で領域平均した海面気圧の時系列(赤破線)も示している。これを見ると、日本付近の海面気圧も 2～3 週間周期の変動が卓越しており、フィリピン付近で対流活動が活発化するときに、日本付近の太平洋高気圧が強まるという相関関係がある。これは、PJ パターンと呼ばれる夏季に現れやすい太平洋西部の変動のパターン (Nitta 1987, Kosaka and Nakamura 2006 等) と一致する。また、Fukutomi and Yasunari (1999) が示した、2～3 週間周期で西進する対流活発域がフィリピン付近に達したときに、本州付近からその南東海上にかけて高気圧性循環偏差が強化される傾向とも一致する。

第 3.2.9 図 (a) は 6 月 21～25 日平均の 850hPa 流線関数偏差と OLR 偏差の分布である。フィリピン付近には南東から進んできた対流活発域が位置し、フィリピン付近で低気圧性循環偏差、日本付近で高気圧性循環偏差、日本の北東海上で低気圧性循環偏差という波列が見られる。130°E に沿った鉛直断面図 (第 3.2.9 図 (b)) を見ると、本州付近では、軸が上層に向かってやや北に傾いた等価順圧構造の高気圧性循環偏差 (上層ほど偏差が大きい) が位置しており、過去に報告されている PJ パターンの構造とも一致する (Kosaka and Nakamura 2006)。本州付近は、この背の高い高気圧に覆われたことで高温がもたらされたと考えられる。さらに、数日後にはシルクロードパターンと呼ばれる亜熱帯ジェット気流に沿った波列パターン (Enomoto 2003) が現れ (第 3.2.9 図 (c))、本州付近の高気圧がさらに強まった。このような構造は 7 月初めに解消されたが (本州付近の高気圧は弱まったが)、日本の南海上で太平洋高気圧の西への張り出しが強まったことなどから、南西からの暖気移流によって高温は持続した。その後、再び対流活発域がフィリピン付近に西進してきた 7 月 10 日前後には対流圏下層に PJ パターン (第 3.2.9 図 (d)) が現れた。その後、シルクロードパターンが重なって日本上空は 6 月下旬と同様の等価順圧構造の高気圧性循環偏差に覆われ、顕著

な高温が持続した。

以上のことから、太平洋西部における 2～3 週間周期の季節内変動に伴う PJ パターンと、偏西風帯の波列パターンとが重なることによって 6 月下旬から 7 月中旬にかけての顕著な高温をもたらしたと考えられる。

## (2) 梅雨入り・明け

2011 年の梅雨入りは、沖縄地方から関東甲信地方にかけては平年よりかなり早く、北陸地方と東北地方では遅かった。梅雨明けは、全国的に早く、沖縄地方と中国地方から東北地方にかけてはかなり早かった (第 3.2.1 表)。

第 3.2.5 図には、OLR に加えて、日本付近の太平洋高気圧の位置の目安として 850hPa 流線関数を等値線で示している。対流活発域の北進と同期して、太平洋高気圧の中心が北偏する傾向が見られる。また、太平洋高気圧の北縁には梅雨前線に対応する OLR 極小域があり、これも同様に北にシフトする様子が見られる (同図 B～E の時期)。第 3.2.5 図の C は九州～関東地方の梅雨入り、D は奄美地方の梅雨明けと北陸・東北地方の梅雨入り、E は九州～東北地方の梅雨明けの時期にあたり、2011 年の日本の梅雨入り・明けと太平洋西部の 2～3 週間周期の季節内変動は良い対応を示した。

### 第 3.2.1 表 2011 年の梅雨入り・明けの時期

記号の意味は、(+)\* : かなり遅い、(+): 遅い、(0) : 平年並、(-) : 早い、(-)\* : かなり早い、の階級区分を表す。

地方名	梅雨入り		梅雨明け	
	2011年	平年	2011年	平年
沖縄	4月30日ごろ (-)*	5月9日ごろ	6月9日ごろ (-)*	6月23日ごろ
奄美	4月30日ごろ (-)*	5月11日ごろ	6月22日ごろ (-)	6月29日ごろ
九州南部	5月23日ごろ (-)*	5月31日ごろ	7月8日ごろ (-)	7月14日ごろ
九州北部	5月21日ごろ (-)*	6月5日ごろ	7月8日ごろ (-)	7月19日ごろ
四国	5月21日ごろ (-)*	6月5日ごろ	7月8日ごろ (-)	7月18日ごろ
中国	5月21日ごろ (-)*	6月7日ごろ	7月8日ごろ (-)*	7月21日ごろ
近畿	5月22日ごろ (-)*	6月7日ごろ	7月8日ごろ (-)*	7月21日ごろ
東海	5月22日ごろ (-)*	6月8日ごろ	7月8日ごろ (-)*	7月21日ごろ
関東甲信	5月27日ごろ (-)*	6月8日ごろ	7月9日ごろ (-)*	7月21日ごろ
北陸	6月18日ごろ (+)	6月12日ごろ	7月9日ごろ (-)*	7月24日ごろ
東北南部	6月21日ごろ (+)	6月12日ごろ	7月9日ごろ (-)*	7月25日ごろ
東北北部	6月21日ごろ (+)	6月14日ごろ	7月9日ごろ (-)*	7月28日ごろ

### 3.2.3 まとめ

2011年夏季の太平洋西部では、2～3週間周期で北西進する季節内変動が季節を通して卓越した。この季節内変動に伴って、フィリピン付近の対流活動が変動し、PJパターンを通じた日本付近の顕著な高温や、太平洋高気圧の北偏に伴う梅雨の入り・明けの時期の変動等の影響を及ぼした。

この2～3週間周期の季節内変動が卓越した要因については、さらなる調査研究が必要である。

### 参考文献

- Chen, T.-C. and J.-M. Chen, 1995: An observational study of the South China Sea monsoon during the 1979 summer: Onset and life cycle. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2295-2318.
- Enomoto, T., B. J. Hoskins, and Y. Matsuda, 2003: The formation mechanism of the Bonin high in August. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 157-178.
- Fukutomi, Y. and T. Yasunari, 1999: 10-25 day intraseasonal variations of convection and circulation over East Asia and western North Pacific during early summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 753-769.
- Kosaka, Y. and H. Nakamura, 2006: Structure and dynamics of the summertime Pacific-Japan teleconnection pattern. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **132**, 2009-2030.
- Madden, R. A. and P. R. Julian, 1971: Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 702-708.
- Madden, R. A. and P. R. Julian, 1972: Description of global scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109-1123.
- Mao, J. and J. C. L. Chan, 2005: Intraseasonal variability of the South China Sea summer monsoon. *J. Climate*, **18**, 2388-2402.
- Murakami, M., 1976: Analysis of summer monsoon fluctuations over India. *J. Meteor. Soc. Japan*, **54**, 15-32.
- 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.
- Wang, B. and H. Rui, 1990: Synoptic climatology of transient tropical intraseasonal convection anomalies: 1975-1985. *Meteor. Atmos. Phys.*, **44**, 43-61.
- Wheeler, M. and G. N. Kiladis, 1999: Convectively coupled equatorial waves: Analysis of clouds and

temperature in the wavenumber-frequency domain. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 374-399.

Yasunari, T., 1979: Cloudiness fluctuations associated with the Northern Hemisphere summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, **57**, 227-242.

### 3.3 2011年雨季のインドシナ半島の多雨

インドシナ半島では、2011年の雨季を通して平年より雨の多い状況が続き、チャオプラヤ川やメコン川の流域では洪水による甚大な被害が発生した。本節では、多雨の状況と関連する大気循環の特徴、熱帯域の海面水温との関係を述べる。

#### 3.3.1 天候の特徴

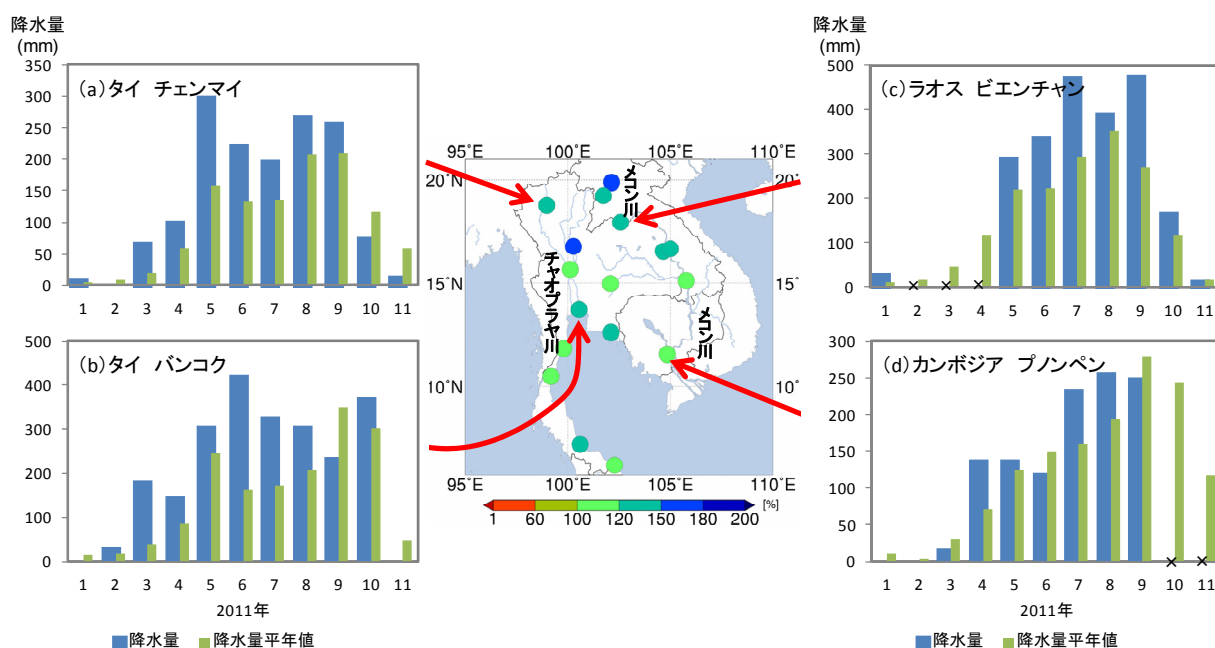
インドシナ半島では、概ね5月にモンスーンの雨季に入り、10月に次第に明ける（松本 2002）が、2011年は雨季を通して平年より雨の多い状況が続いた（第3.3.1図）。6～9月の4か月間降水量は、タイ北部のチェンマイで921mm（平年比134%）、タイの首都バンコクで1251mm（同140%）、ラオスの首都ビエンチャンで1641mm（同144%）など、インドシナ半島のほとんどの地点で平年の約1.2倍から1.8倍の雨となった。タイの5～9月の5か月間降水量は、1951年の統計開始以降で1970年、1956年に次ぐ第3位となったと伝えられ

た（タイ気象局 2011）。このように、2011年のインドシナ半島の降雨の特徴として、チャオプラヤ川やメコン川の流域全体に、雨季を通して、降水量が平年より多い状態が続いたことが挙げられる（第3.3.2図）。

これが誘因となって、チャオプラヤ川やメコン川の流域で洪水が発生し、各地で被害が発生した。特にチャオプラヤ川が氾濫したタイでは、長期間にわたって洪水が続き、死者が700名を超えるなど甚大な被害となった（タイ防災局<sup>1</sup>）。また、日系企業が多く入居するアユタヤ県を中心とした工業団地が冠水し、工場が操業停止となるなど、日本国内にも大きな影響を与えた（独立行政法人日本貿易振興機構<sup>2</sup>）。

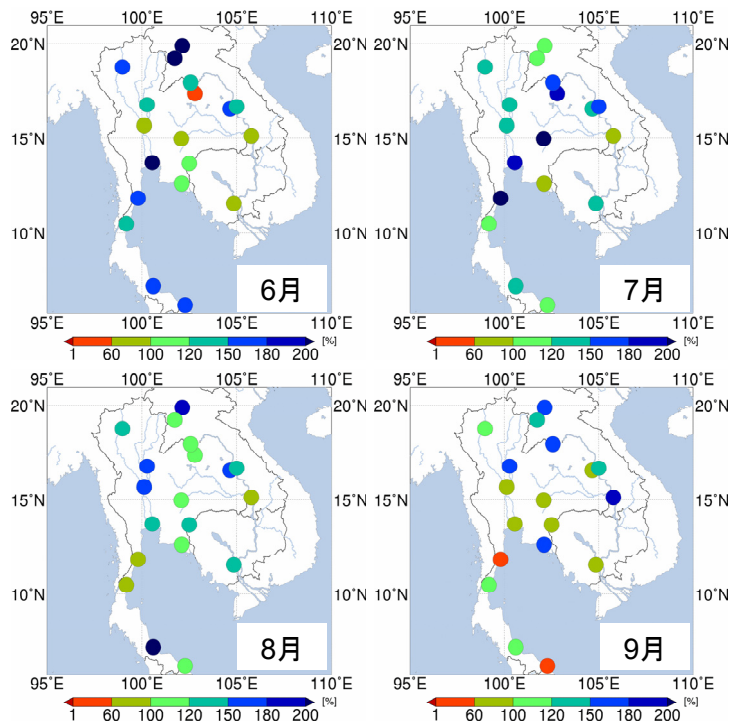
<sup>1</sup> [http://disaster.go.th/dpm/flood/news/flood\\_lastnews.html](http://disaster.go.th/dpm/flood/news/flood_lastnews.html)

<sup>2</sup> <http://www.jetro.go.jp/world/asia/th/flood/>

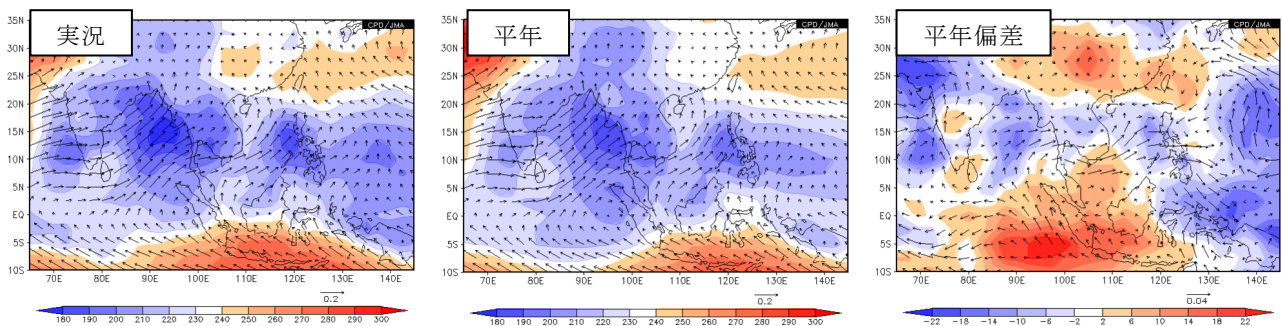


第3.3.1図 2011年6～9月の4か月降水量平年比の分布と主な地点の月降水量の経過経過図の×はデータの未入電を示す。

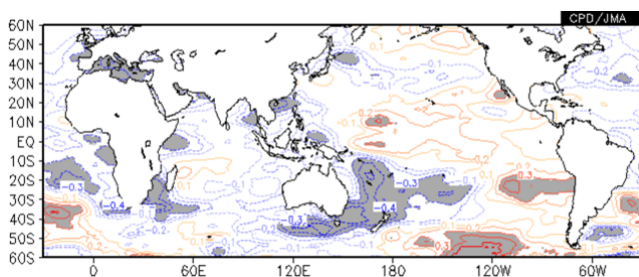




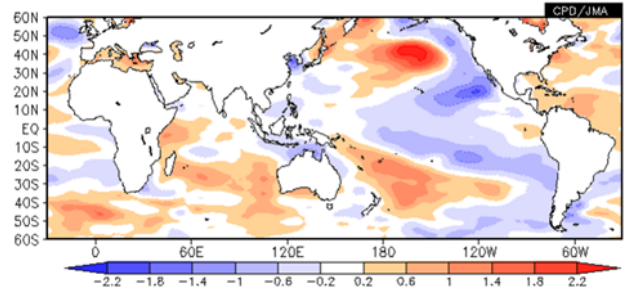
第 3.3.2 図 2011 年 6～9 月の各月の月降水量  
 水量平年比 (%) の分布



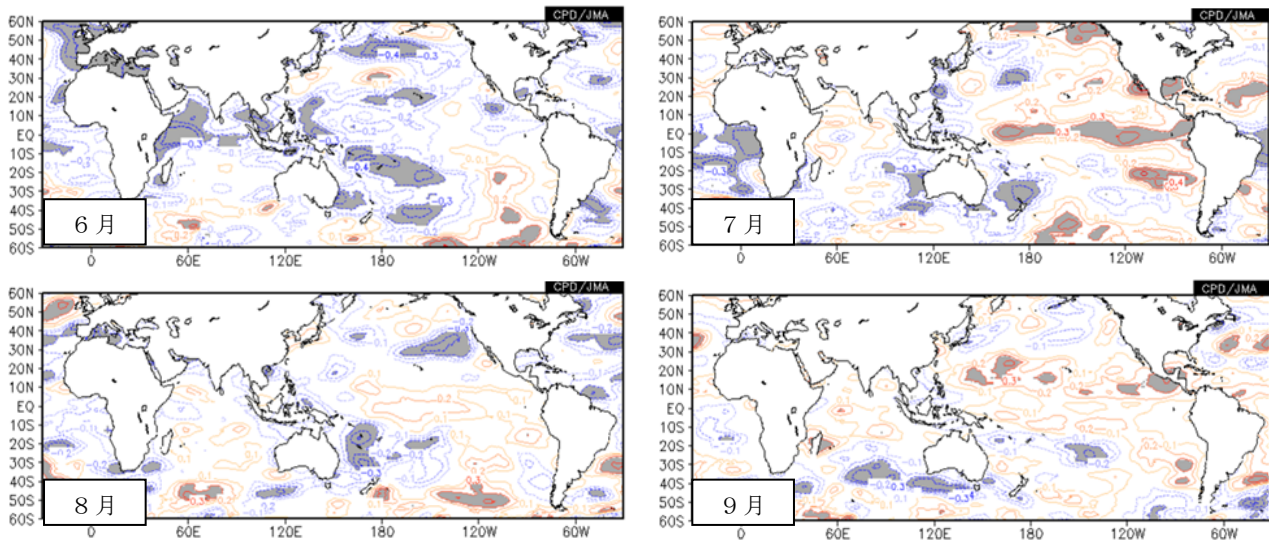
第 3.3.3 図 2011 年 6～9 月の 4 か月平均した 925hPa 水蒸気フラックスと外向き長波放射量 (OLR)  
 左から順に、実況、平年、平年偏差を表す。ベクトルは水蒸気フラックス ( $m/s \times kg/kg$ )、陰影は OLR ( $W/m^2$ ) を示す。



第 3.3.4 図 6～9 月の 4 か月平均したインドシナ半島の降水量と海面水温との相関係数分布  
 降水量データは、地上観測と衛星観測から見積られた降水量データ (CMAP: CPC Merged Analysis of Precipitation; Xie and Arkin 1997) を利用。陰影は、信頼度水準 90% で有意な領域を示す。統計期間は 1979～2010 年。



第 3.3.5 図 2011 年 6 月～9 月の 4 か月平均した海面水温平年偏差 ( $^{\circ}C$ )



第 3.3.6 図 6～9月の各月で平均したインドシナ半島の降水量と海面水温との相関係数分布  
図の見方などは第 3.3.4 図と同様。

### 3.3.2 大気循環の特徴と海面水温との関係

2011 年は、夏のアジアモンスーンに伴う大気循環や対流活動が全般に平年より強かった（第 2.7 節を参照）。インドシナ半島付近では、ベンガル湾方面から流入する対流圏下層の水蒸気量が平年より多く、モンスーントラフが明瞭で、対流活動が平年より活発だった（第 3.3.3 図）。

インドシナ半島の降水量（Xie and Arkin 1997）と熱帯域の海面水温との統計関係（同時相関）を調べた。まず、6～9月平均した値で両者の関係を見ると（第 3.3.4 図）、西部インド洋赤道域と西部太平洋赤道域に負相関域（インドシナ半島の降水量が多い場合、海面水温は平年より低い）、太平洋赤道域の日付変更線付近に正相関域（インドシナ半島の降水量が多い場合、海面水温は平年より高い）が分布するが、統計的に有意な領域は少ない。2011 年 6～9月平均の海面水温平年偏差（第 3.3.5 図）は、太平洋ではラニーニャ傾向を示し、インド洋では西部赤道域で平年より高いなど、全般に統計的な傾向と一致しない。

次に、6～9月の各月でインドシナ半島の降水量と熱帯域の海面水温の統計関係を見ると（第 3.3.6 図）、6月はインド洋西部や西部太平洋熱帯域などで負相関があり、7月は太平洋赤道域に、9月は太平洋の 10°N～20°N 帯に正相関が分布し

た。2011 年 6～9月の各月の海面水温分布<sup>3</sup>と比較すると、全般にこれらの統計的な特徴と一致しない。

### 3.3.3 まとめ

2011 年のインドシナ半島の雨季の降水量は、全般に期間を通じて平年より多く、チャオプラヤ川やメコン川で洪水が発生した。これは、夏のアジアモンスーンに伴う対流活動が活発だったことが関連したとみられる。この期間のインド洋や太平洋の熱帯海面水温分布は、過去のインドシナ半島の雨季における降水量が多い場合に現れやすい分布と異なっていた。

### 参考文献

松本 淳, 2002: 東南アジアのモンスーン気候概説. 東南アジアモンスーンの気候学, 気象研究ノート, **202**, 57-84.  
 Thai Meteorological Department, 2011: Natural Disasters 2011. <http://www.tmd.go.th/en/event/NaturalDisasters-2011.pdf>  
 Xie, P., and P. A. Arkin, 1997: Global Precipitation: A 17-Year Monthly Analysis Based on Gauge Observations, Satellite Estimates, and Numerical Model Outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2539-2558.

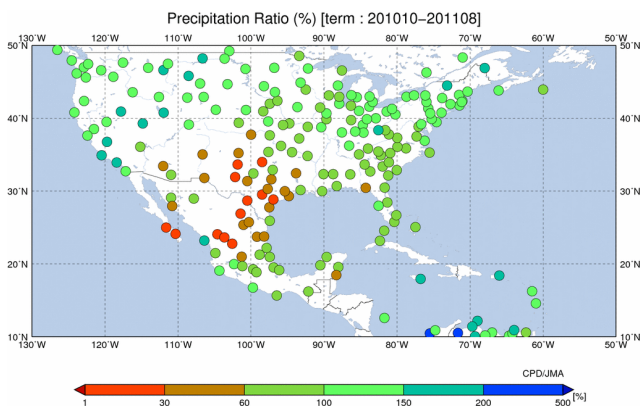
<sup>3</sup> [http://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/data/el\\_nino/clmrep/sst-ano-global.html](http://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/data/el_nino/clmrep/sst-ano-global.html)

### 3.4 2011 年夏を中心とした米国南部の高温・少雨

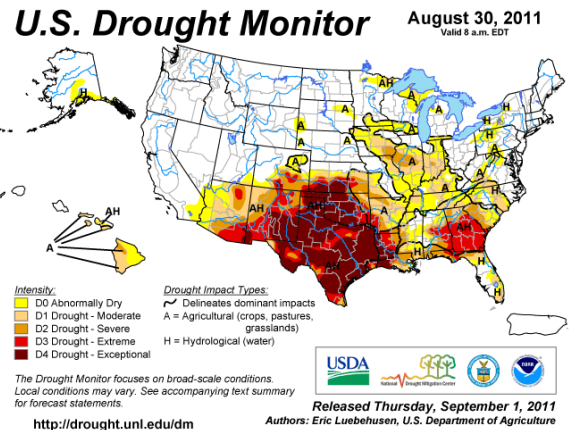
米国南部は、2010 年秋（9～11 月）以降、少雨の状態が継続し、顕著な干ばつに見舞われた。また、2011 年夏（6～8 月）は顕著な高温となった。本節では、高温・少雨の状況と関連する大気循環の特徴を述べるとともに、要因の考察を行う。

#### 3.4.1 天候の特徴

米国南部では、テキサス州を中心に 2010 年秋から 2011 年夏にかけて降水量の非常に少ない状態が続き（第 3.4.1 図）、記録的な干ばつとなった（第 3.4.2 図）。2011 年秋になると、南部の州の多くは平年並あるいは平年より多い降水量となったが、テキサス州は平年より少なく、顕著な干ばつが続いた。2011 年夏は、テキサス州を中心に記録的な高温となり（第 3.4.3 図）、ダラス／フォートワースでは、7 月 2 日～8 月 10 日の 40 日間続けて、日最高気温が 100°F（37.8°C）以上となった（NOAA 2011）（第 3.4.4 図）。このため、穀物生産や家畜に大きな損害が生じるとともに、各地で森林火災が発生し、家屋の焼失など大きな被害が生じた。

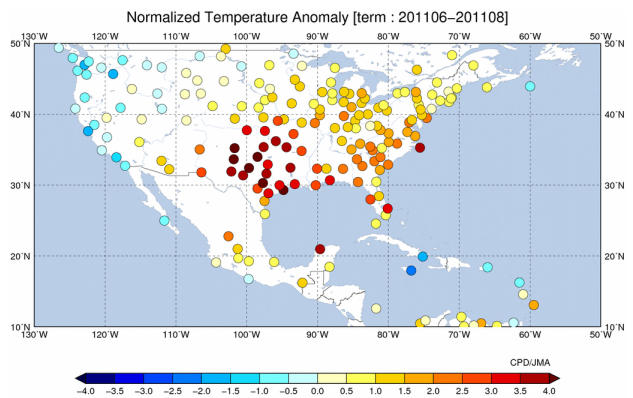


第 3.4.1 図 2010 年 10 月～2011 年 8 月の降水量平年比 (%)

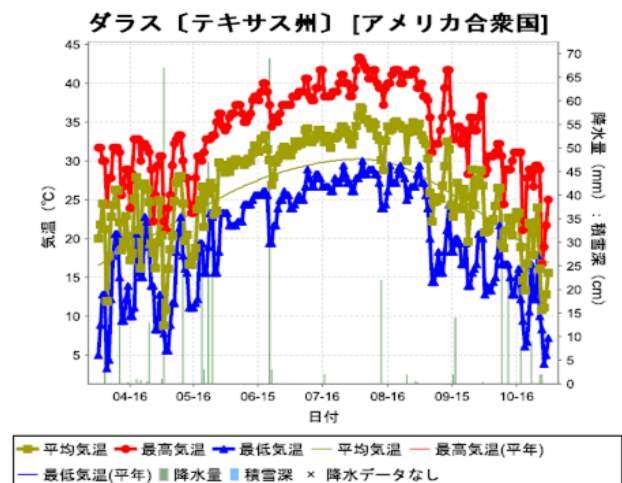


第 3.4.2 図 米国の干ばつの状況（2011 年 8 月 30 日現在）

米国南部は、テキサス州を中心に顕著な干ばつとなった（濃い赤色領域）。米国干ばつ軽減センター（National Drought Mitigation Center）ウェブサイト<sup>1</sup>より引用。



第 3.4.3 図 2011 年 6～8 月平均気温規格化平年差



第 3.4.4 図 ダラス／フォートワース（32°54'N, 97°02'W）における日別値の推移（2011 年 4 月 1 日～10 月 31 日）

<sup>1</sup> <http://drought.unl.edu/>

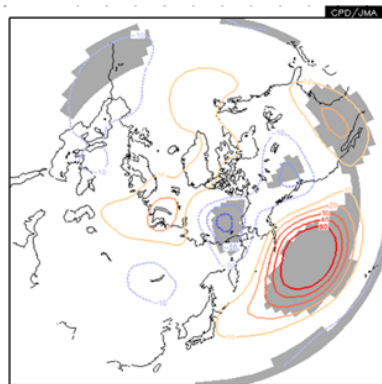
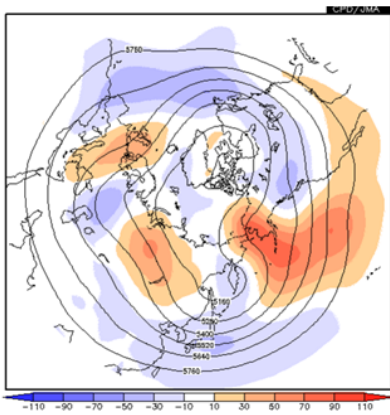


### 3.4.2 高温・少雨をもたらした大気の流れの特徴と要因

#### (1) 2010 年秋～2011 年春

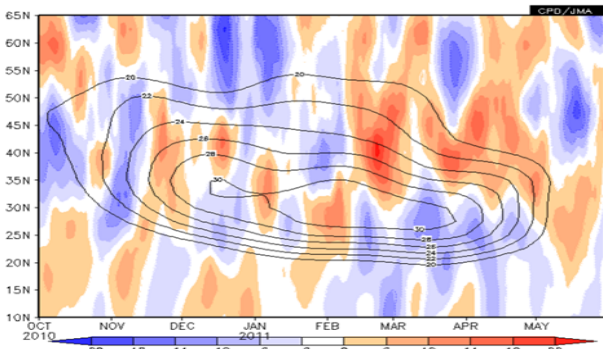
この期間、ラニーニャ現象(2010年夏に発生し、2011年春(3～5月)に終息)が発生しており、中部から東部太平洋熱帯域の海面水温は平年より低かった。一方、大西洋熱帯域の海面水温は平年より高い状態が続いた。500hPa 高度では、太平洋から北米にかけて波列状の偏差パターンがしばしば現れ、米国南部は正偏差となりやすかった(第3.4.5 図)。降水量が特に少なかった米国中南部

(テキサス州付近)では、偏西風が平年と比べて北偏し、弱い傾向だった(第3.4.6 図)。これに対応して、高周波擾乱の活動も弱い傾向だった(第3.4.7 図)。これらの大気循環の特徴は、ラニーニャ現象発生時に現れやすいものであり(Seager et al. 2005)、米国南部の少雨の背景になったとみられる。Kushnir et al. (2010)は、寒候期に北大西洋熱帯域の海面水温が高い場合、米国南部は少雨傾向になることを示した。このことから、ラニーニャ現象に加えて、北大西洋熱帯域の海面水温が高かったことも、少雨に関連した可能性がある。

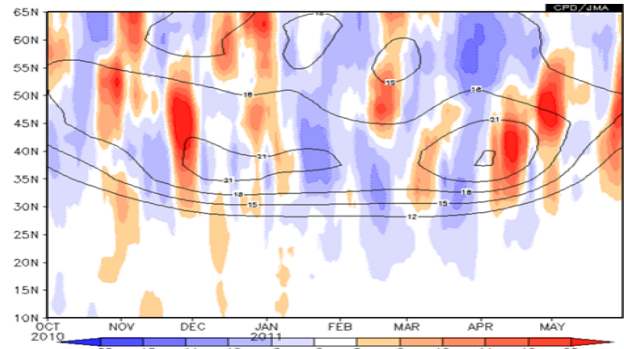


第 3.4.5 図 北半球 3 か月平均 500hPa 高度・平年偏差(左)とラニーニャ合成図(右)

左図は、2011年1～3月の平均図で、等値線は500hPa 高度(120m 間隔)、陰影は平年偏差を表す。右図は、ラニーニャ現象発生年(1985, 1989, 1996, 1999, 2000, 2006, 2008, 2009年)の1～3月平均500hPa 高度平年差(10m 間隔)の合成図で、陰影は信頼度水準90%で統計的に有意な領域を示す。

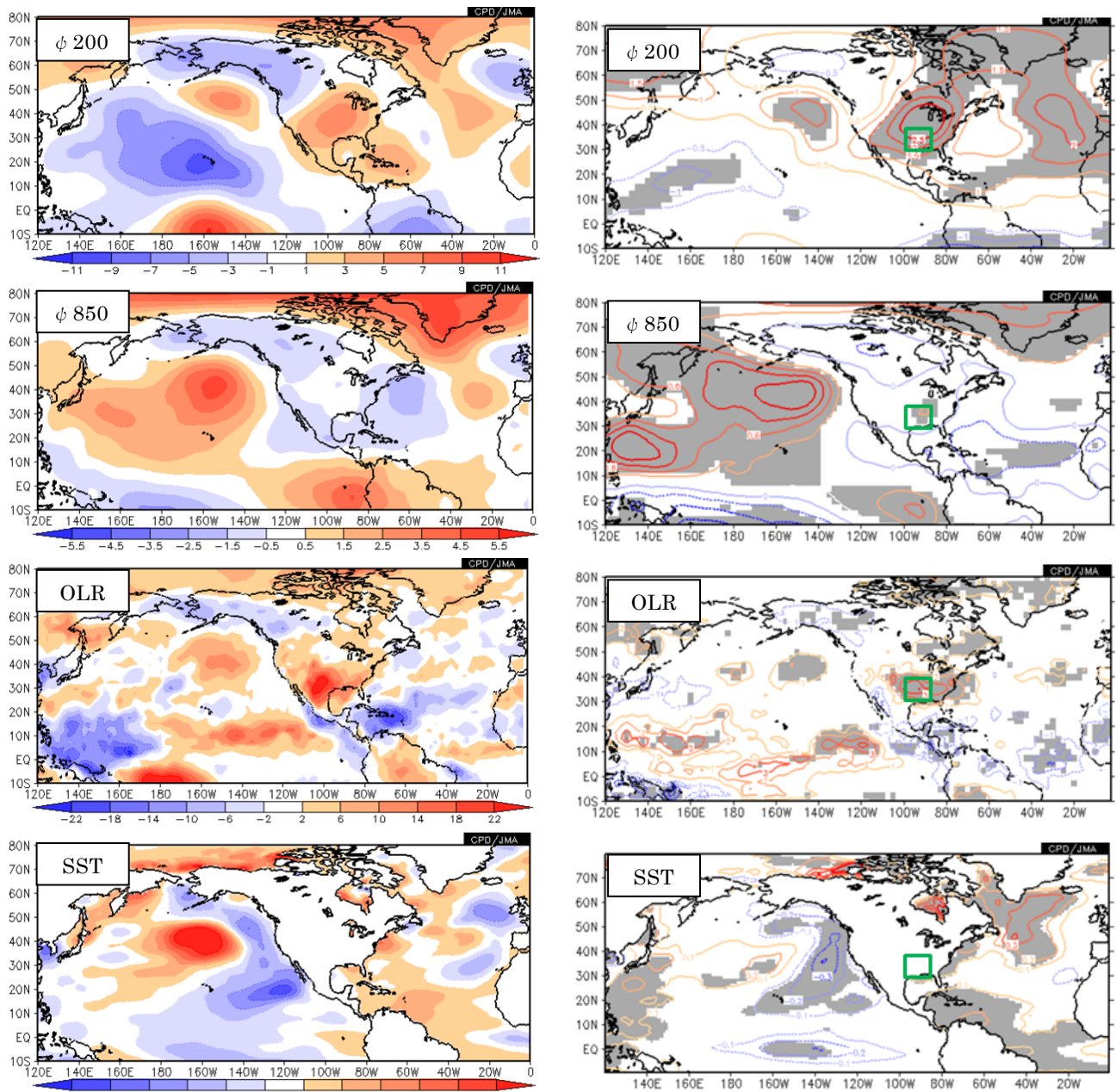


第 3.4.6 図 11 日移動平均した米国中南部(105°W～90°W)の偏西風(2010年10月～2011年5月) 等値線は300hPa 東西風速の平年値(2m/s 間隔、20m/s 以上を描画)、陰影は平年偏差で、暖色(寒色)は平年より西風が強い(弱い)ことを示す。



第 3.4.7 図 11 日移動平均した米国中南部(105°W～90°W)の高周波擾乱の活動度(2010年10月～2011年5月) 等値線は700hPa 高周波擾乱(2～8日周期成分)の単位質量当たりの運動エネルギーの平年値(3 m²/s² 間隔、12 m²/s² 以上を描画)、陰影は平年偏差を表す。暖色(寒色)は高周波擾乱の活動が平年より活発(不活発)なことを示す。





第 3.4.8 図 2011 年 6～8 月平均循環場の平年偏差（左列）と米国中南部（図中の緑枠：30°N～40°N，100°W～90°W）の 6～8 月平均した地上 2m 気温に回帰した循環場（右列）  
 上から順に、200hPa 流線関数 ( $m^2/s$ )、850hPa 流線関数、外向き長波放射量 (OLR;  $W/m^2$ )、海面水温 (SST;  $^{\circ}C$ ) を示す。右列の灰色領域は信頼度水準 90% で統計的に有意な領域を表す。回帰分析の統計期間は 1979～2010 年。

## (2) 2011 年夏

第 3.4.8 図の左列は、2011 年の夏平均した循環場の平年偏差を示す。記録的な高温となった米国中南部は、上層ほど偏差の大きい等価順圧構造の高気圧に覆われ、下降流偏差で、下層は発散偏差だった（第 3.4.9 図）。米国中南部を中心とする上層の高気圧は、太平洋から北米にかけての波列状の偏差パターンの一部を構成する。下層では、太

平洋は北東部（アラスカとハワイの間）を中心に広く高気圧性循環偏差となる一方、東部太平洋熱帯域からメキシコ湾、米国の東海上にかけての領域は低気圧性循環偏差となった（大西洋の亜熱帯高気圧が平年より弱いことに対応）。熱帯の対流活動は、太平洋中部から東部で平年より不活発、中米西岸付近からカリブ海、大西洋にかけては活発だった。海面水温は、中部太平洋熱帯域から北米

の西海上にかけて平年より低く（ラニーニャ現象の傾向）、大西洋熱帯域は高かった。

第 3.4.8 図の右列は、米国中南部の夏平均した地上気温が高かった時の循環場を示す。上に示した 2011 年夏の循環場の特徴は、過去の高温時の特徴と一致することから、米国中南部の気温が高い時の典型的な循環場だったと言える。太平洋から北米にかけての波列パターンは、中部太平洋熱帯域を中心とする平年より低い海面水温に伴う不活発な対流活動に関連した可能性がある（Ting and Wang 1997）。

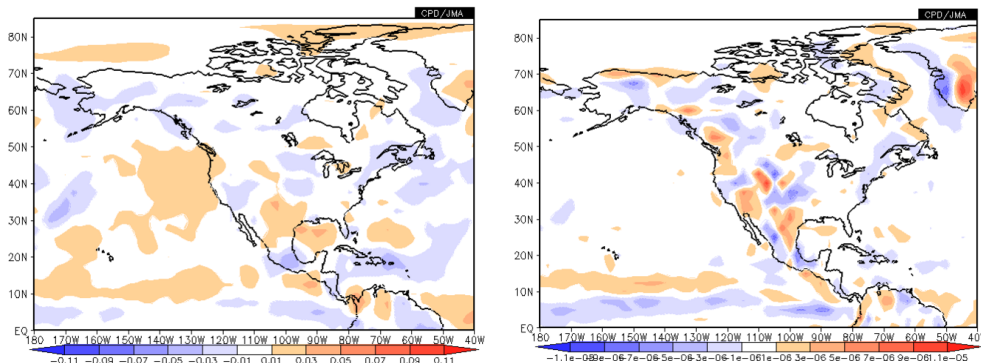
Kushnir et al. (2010)は、暖候期に北大西洋熱帯域の海面水温が高い場合、平年より高い海面水温に対応して活発化した北大西洋熱帯域の対流活動が北大西洋の亜熱帯高気圧を弱め（熱帯の熱源に対する大気の応答（Gill 1980））、その結果、米国では水蒸気フラックスの収束の抑制と下降流偏差が生じ、少雨となることを示した。これらの特

徴は、2011 年夏の循環場と整合する。また、Sutton and Hodson (2005, 2007)は、夏の北大西洋熱帯域の海面水温が高い場合、米国南部やメキシコ北部は高温・少雨になることを示した。

これらのことから、2011 年夏は、太平洋から大西洋の熱帯域における海面水温偏差が、それに対応した熱帯の対流活動偏差を通じて、米国南部の大気の流れに影響を及ぼし、その結果として高温・少雨をもたらした可能性がある。

### 3.4.3 まとめ

米国南部では、2010 年秋以降、少雨の状態が続くとともに、2011 年夏は記録的な高温となった。統計的な調査とこれまでの研究結果から、ラニーニャ現象あるいはラニーニャ現象の傾向と平年より高い北大西洋熱帯域の海面水温偏差が、この高温・少雨の一因だったと考えられる。



第 3.4.9 図 2011 年 6～8 月平均した 500hPa 鉛直流平年偏差（左）と 925hPa 発散／収束平年偏差（右）  
左図では暖色（寒色）は下降流（上昇流）偏差 (Pa/s) を表し、右図では暖色（寒色）は発散（収束）偏差 (1/s) を示す。

### 参考文献

Gill, A. E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 447-462.  
Kushnir, Y., R. Seager, M. Ting, N. Naik, and J. Nakamura, 2010: Mechanisms of Tropical Atlantic SST Influence on North American Precipitation Variability. *J. Climate*, **23**, 5610-5628.  
NOAA National Climatic Data Center, 2011: State of the Climate: Global Hazards for August 2011, published online September 2011, retrieved on November 28, 2011 from <http://lwf.ncdc.noaa.gov/sotc/hazards/2011/8>.

Seager, R., N. Harnik, W. A. Robinson, Y. Kushnir, M. Ting, H. P. Huang, and J. Velez, 2005: Mechanisms of ENSO-forcing of hemispherically symmetric precipitation variability. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 1501-1527.  
Sutton, R. T., and D. L. R. Hodson, 2005: Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate. *Science*, **309**, 115-118.  
—, and —, 2007: Climate response to basin-scale warming and cooling of the North Atlantic Ocean. *J. Climate*, **20**, 891-907.  
Ting, M., and H. Wang, 1997: Summertime U.S. precipitation variability and its relation to Pacific sea surface temperature. *J. Climate*, **10**, 1853-1873.