

気象庁季節アンサンブル予報システムによる 2010 年夏の予測

平井 雅之・前田 修平・高谷 祐平・伊藤 明・赤坂 有史（気象庁地球環境・海洋部気候情報課）
竹川 元章（大阪管区气象台気候・調査課）

1 はじめに

2010年夏（6～8月）の日本は、全国的に記録的な高温になった。気象庁が2010年9月3日に発表した異常気象分析検討会（気象庁 2010）によると、高温の要因として、次の点が指摘された（田中氏の発表を参照）。

①北半球中高緯度の対流圏の記録的な昇温

2009年夏から2010年春にかけてエルニーニョ現象が終息し、夏にラニーニャ現象が発生したことに関連して、北半球中高緯度の対流圏の気温が記録的に高かった。

②日本周辺の勢力の強い高気圧の影響を受ける

インド洋から北西太平洋の広い範囲で対流活動が平年より活発であったことに関連して、日本付近は勢力の強い太平洋高気圧に日本付近は勢力の強い太平洋高気圧に覆われた。

③冷涼なオホーツク海高気圧の影響を受けない

ここでは、上記の特徴に着目して、気象庁が現業運用している季節アンサンブル予報システムの予測結果を検証する。

2 気象庁季節アンサンブル予報システムの概要

ここでは、気象庁季節アンサンブル予報システムの概要を示す。詳細は、気象庁地球海洋・海洋部(2010)などを参照していただきたい。

季節アンサンブル予報システムの仕様を第1表に示す。2010年2月から、気象庁季節アンサンブル予報システムには、気象庁と気象研究所で共同開発された大気海洋結合モデル(JMA/MRI-CGCM; Yasuda et al. 2007)を用いている。アンサンブル手法に関しては、初期摂動を与えて複数例の予測

表 12.1 気象庁季節アンサンブル予報システムの仕様

モデル	現バージョン 運用開始年月	2010年2月
	概要	大気海洋結合モデル(JMA/MRI-CGCM)
	大気モデル	気象研究所／気象庁統一全球モデル(北川 2005) 水平解像度 T_{195} (格子間隔約180km : 1.875度) 鉛直40層 (上端は0.4hPa)
	海洋モデル	MRI.COM (石川ほか 2005) 計算領域 : (75°S~75°N) 水平解像度 東西 1.0° X 南北 0.3~1.0° 鉛直最大 50 層 (水深に依存)
	結合	1時間ごと、フラックス補正あり
アンサンブル予報システム	手法	初期摂動(大気・海洋とも)とLAF法の組み合わせ (大気初期摂動:大気BGM法 海洋初期摂動:大気初期摂動により強制された海洋初期摂動)
	メンバー数	51 (6初期日、5日ごとLAF、1初期日9メンバー)
初期値	大気初期値	気象庁気候データ同化システム(JCDAS; Onogi et al. 2007)
	海洋初期値	気象庁全球海洋データ同化システム(MOVE-G; Usui et al. 2006; 石崎ほか 2009)
境界値	陸面境界値	予測する(初期値は気候値)
	海水分布	気候値
予報期間		7か月

を行う初期値アンサンブル予報と、複数の初期日の予測結果を組み合わせる時間ずらし平均法(LAF法)を併用する。1初期日あたり9メンバーの予測を実施し、その初期日は5日ごとに設定する。このように5日ごとに実施された9メンバーの予測について6初期値日分の予測結果を用い、全部で51メンバーのアンサンブルとする(最も古い初期値日は6メンバーのみを利用)。

3 使用したデータ

(1)アンサンブル予報データ

ここでは、気象庁で2010年5月発表の夏の3か月予報に利用された予測結果(以下、「5月初期月」の予測と表記)と2月発表の暖候期予報に利用された予測結果(以下、「2月初期月」の予測と表記)を示す。5月初期月の予測は、4月16日から5月11日の間の5日間隔の日付を初期値日とする予測結果の組み合わせで構成される。2月初期月の予測は、1月16日から2月10日の間の5日間隔の日付を初期値日とする予測結果から構成される。予測期間はおよそ7か月間で、予測対象期間は、5月初期月の予測では12月初めまで、2月初期月の予測では9月初めまでとなる。

また、モデルの予測特性の把握のため、過去事例の予測実験(ハインドキャスト)の結果も参照する。ハインドキャストは、1979年から2008年を対象に、全初期月に対して10メンバーのアンサンブル予測を行った。

(2)実況データ

大気解析値にはJRA-25/JCDAS、海面水温解析値には気候解析用全球海面水温解析(COBE-SST; 気象庁 2006, Ishii et al. 2005)を利用した。また、降水量は、全球降水気候計画による解析データ(GPCP Data Set; Adler et al. 2003)を用いた。

4 2010年夏の予測結果

ここでは、5月、2月を初期月の予測結果を以下の順に示す。初めに、季節予報に重要な熱帯の海面水温の予測について、第4.1項に示す。第4.2項

では熱帯の対流活動、循環場と地上気温の予測について示す。第4.3項では、高温の要因として挙げられた

- ①北半球中緯度の対流圏の記録的な昇温
 - ②日本周辺の勢力の強い高気圧の影響を受ける
 - ③冷涼なオホーツク海高気圧の影響を受けない
- に関する予測を確認する。

4.1 熱帯海洋の予測

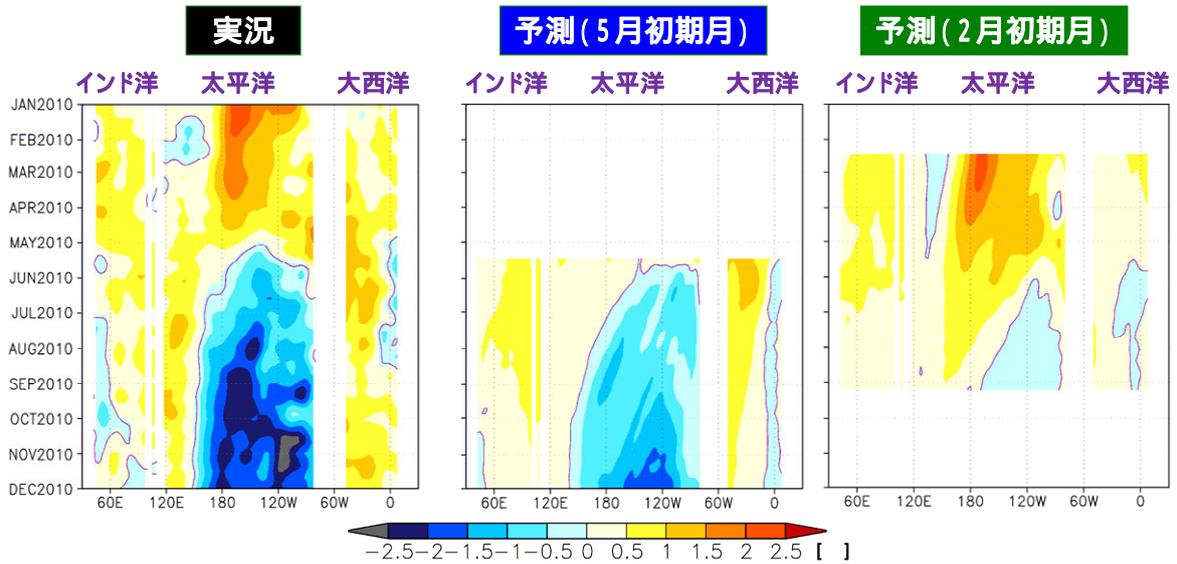
(1)赤道域の海面水温偏差の予測(第1図)

実況では、太平洋赤道域の中部から東部の海面水温偏差は、2010年初めから継続していた正偏差が春には次第に弱まり、2010年5月には負偏差域が見られるようになった。その後、年末にかけて負偏差が強まった。これは、2009年夏に発生したエルニーニョ現象が2010年春に終息し、続く夏にはラニーニャ現象が発生したことに対応する。5月初期値の予測では、冬にかけて、太平洋赤道域中部から東部で負偏差になることは予測できた。しかし、ラニーニャ現象の目安となる -0.5°C 以下の領域に着目すると、負偏差域の拡大は実況より1か月程度遅かった。すなわち、夏のラニーニャ現象への移行は、およそ1か月遅れて予測されていたことになる。この傾向は、古い初期値からの予測ほど顕著に見られ、2月初期値の予測では、春にエルニーニョ現象が終息し夏は負偏差へ移行することは予測できたものの、 -0.5°C 以下となる大きな負偏差の領域は見られず、夏のラニーニャ現象の発生を見逃した。一方、太平洋赤道域西部、インド洋赤道域と大西洋赤道域では正偏差が持続した。この状況は、5月初期値の予測で良好に予測できた。また、2月初期値の予測でも、偏差の大きさは小さいものの、正偏差を予測できた。

(2)海面水温偏差分布の予測(第2図)

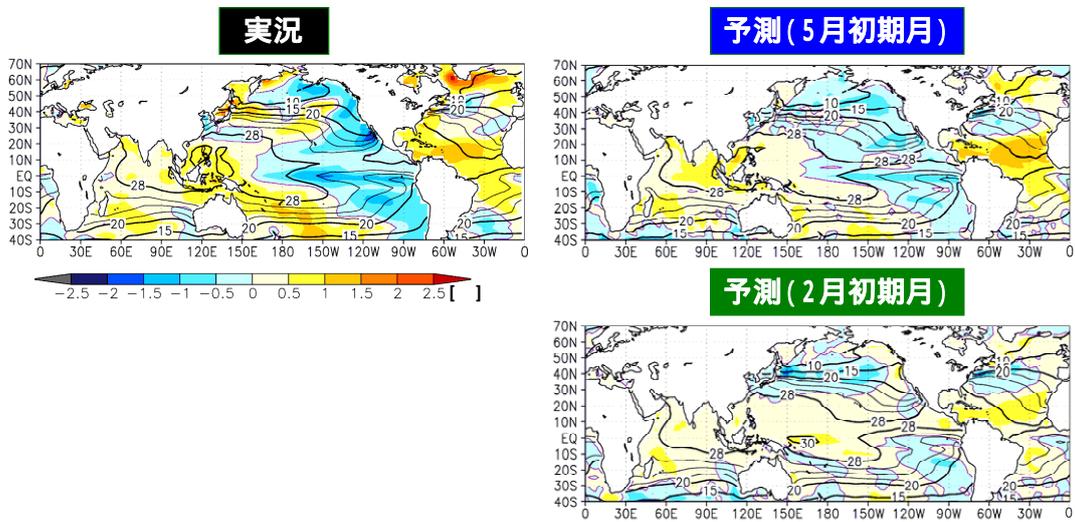
5月初期月では、太平洋赤道域の中部から東部にかけての負偏差、西太平洋熱帯域、インド洋、熱帯大西洋の正偏差という、熱帯の海面水温偏差の分布は良好に予測できた。一方、2月初期月では、西太平洋熱帯域、インド洋熱帯域、大西洋熱帯域

の正偏差は予測できたものの、太平洋赤道域東部の負偏差は予測できなかった。



第1図 赤道に沿った海面水温平年偏差の経度時間断面図

左図は実況、中図は5月初期月の予測、右図は2月初期月の予測を示す。単位は℃。なお、各初期月の予測期間は7か月で、2月初期月の予測に関しては、9月半ば以降の予測データはない。



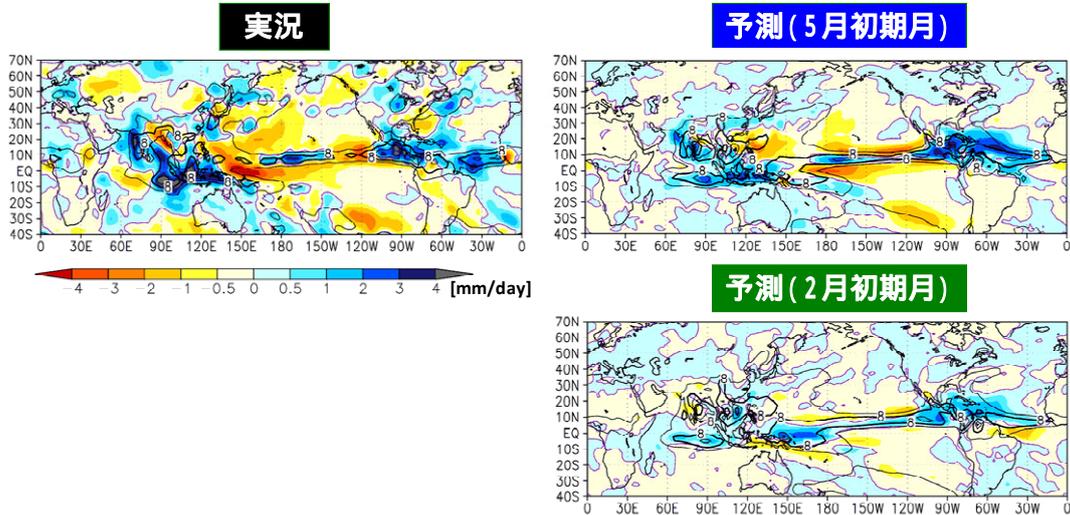
第2図 2010年夏（6～8月）の3か月平均海面水温（等値線）とその平年偏差（陰影）

左上図は実況、右上は5月初期月の予測、右下は2月初期月の予測を示す。単位は℃。

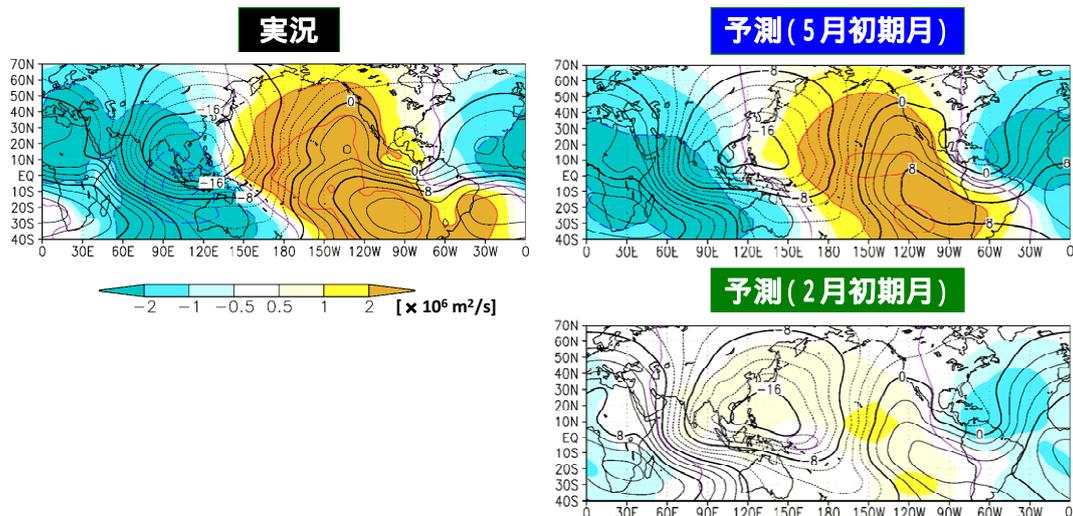
4.2 熱帯の対流活動、循環場と地上気温の予測

(1) 熱帯域の対流活動の予測 (第3図)

実況では、インド洋からインドネシア付近にかけて降水量が平年より多く、フィリピンの東と太平洋熱帯域の中部から東部で降水量が平年より少なかった。5月初期値の予測では、これらの偏差分布を概ね予測できたが、降水域は実況より局所的に集中する傾向が見られた。また、華南から日本付近にかけては降水量の正偏差について良好に予測できた。2月初期値の予測では、インドネシア付近からインド洋の対流活発は予測できたが、実況より分布が赤道寄りに偏っていた。大西洋熱帯域の対流活発は良好に予測できた。



第3図 2010年夏(6~8月)の3か月平均降水量(等値線)とその平年偏差(陰影)
左上図は実況、右上は5月初期月の予測、右下は2月初期月の予測を示す。単位はmm/day。



第4図 2010年夏(6~8月)の3か月平均200hPa速度ポテンシャル(等値線)とその平年偏差(陰影)
左上図は実況、右上は5月初期月の予測、右下は2月初期月の予測を示す。単位は $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。

(2) 200hPa速度ポテンシャルの予測 (第4図)

実況では、対流活動の偏差分布に対応して、インド洋熱帯域に負(上層発散)偏差、太平洋熱帯域の中部から東部に正(上層収束)偏差が見られた。5月初期月でも大西洋からインド洋にかけての負偏差と太平洋中部から東部の正偏差は良好に予測できたが、インド洋に見られる負偏差の極大は、実況より西に偏って予測された。2月初期月では、大西洋の負偏差と太平洋東部の正偏差は予測できたが、インド洋からインドネシア付近の対流活発に関連した負偏差を十分に予測できなかった。

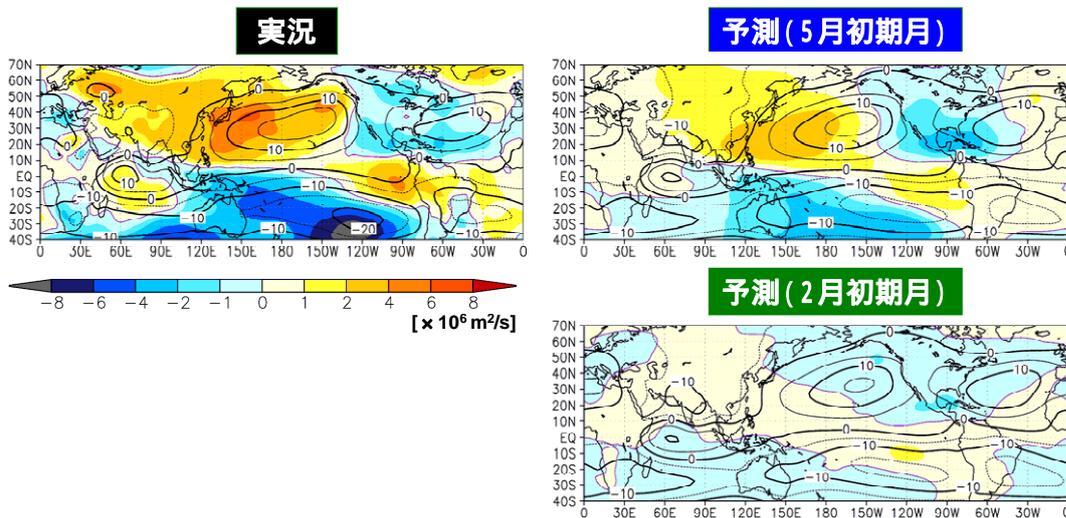
(3)850hPa流線関数の予測（第5図）

実況では、熱帯太平洋の対流活発に対応し、北米で負（低気圧性循環）偏差、西太平洋で正（高気圧性循環）偏差が見られた。5月初期月の予測でも、これらの偏差分布はおおむね良好に予測できた。ただし、日本付近に着目すると、太平洋高気圧の日本の南の西方への張り出しは良好に予測されているが、北への張り出しの予測は実況より弱かった。2月初期月でも、北米の低気圧性循環偏差、西太平洋の高気圧性循環偏差の傾向は予測できたが、偏差の大きさは過小であった。

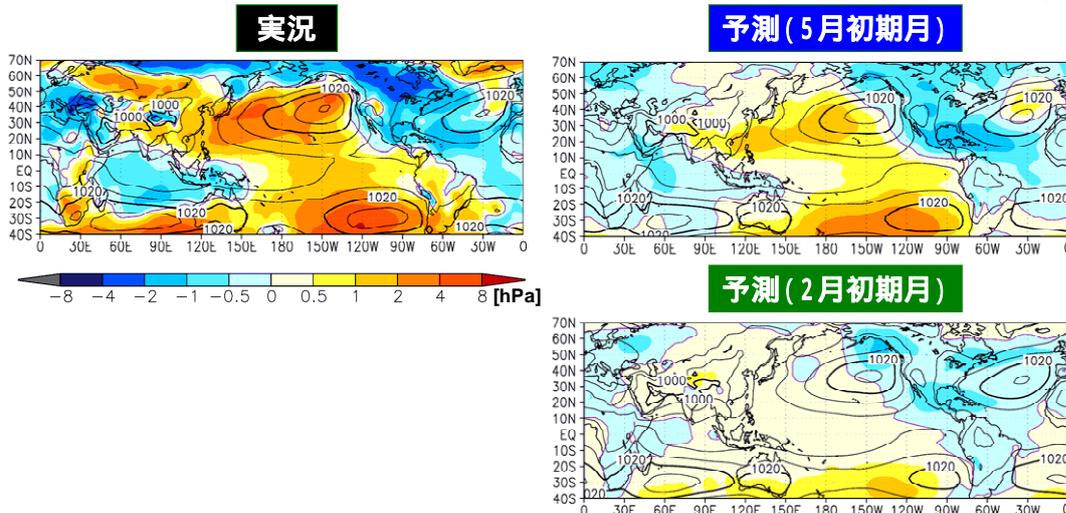
けて、くさび状の負偏差、西太平洋で正偏差が見られた。これらの偏差分布は、いわゆるインド洋キャパシター効果 (Indian Ocean Capacitor Effect; Xie et al. 2009) の状況と整合していた。5月初期月では、これらの偏差分布は予測できたほか、北米の負偏差も予測できた。日本付近に着目すると、日本の南での太平洋高気圧の西への張り出しが強いことは予測できたが、本州付近への北への張り出しは実況より弱かった。2月初期月では、太平洋高気圧の日本の南における南側の西への張り出しをある程度予測できたが、偏差の大きさは過小だった。一方、北米の負偏差は予測できた。

(4)海面気圧の予測（第6図）

実況では、インド洋からインドネシア付近にか



第5図 2010年夏（6～8月）の3か月平均850hPa流線関数（等値線）とその年偏差（陰影）
左上図は実況、右上は5月初期月の予測、右下は2月初期月の予測を示す。単位は $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。



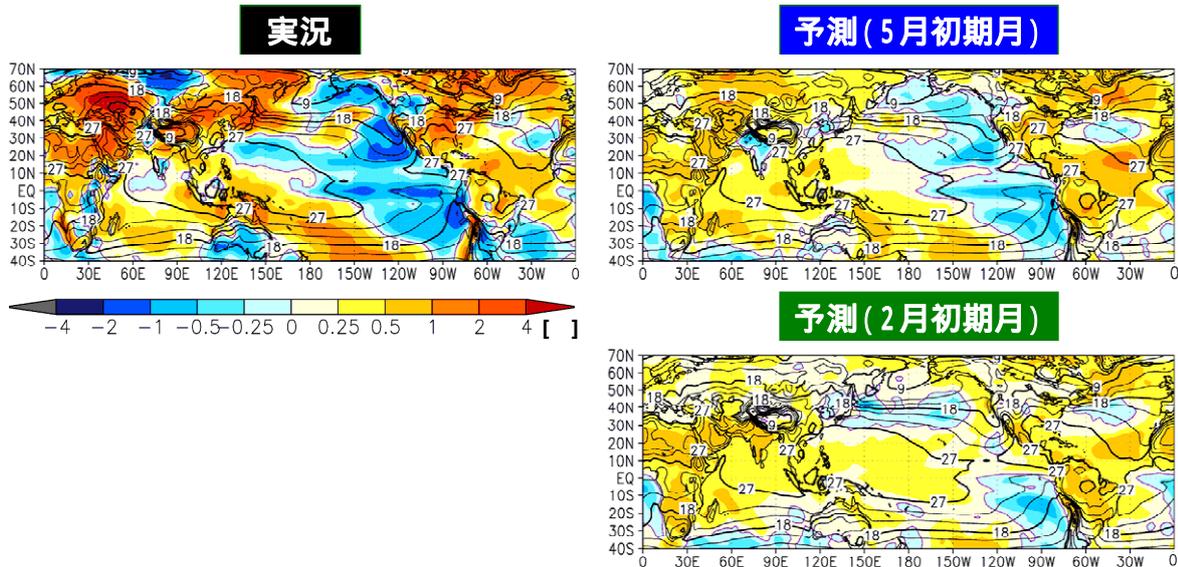
第6図 2010年夏（6～8月）の3か月平均海面気圧（等値線）とその年偏差（陰影）
左上図は実況、右上は5月初期月の予測、右下は2月初期月の予測を示す。単位はhPa。

(5)地上気温の予測 (第7図、第8図)

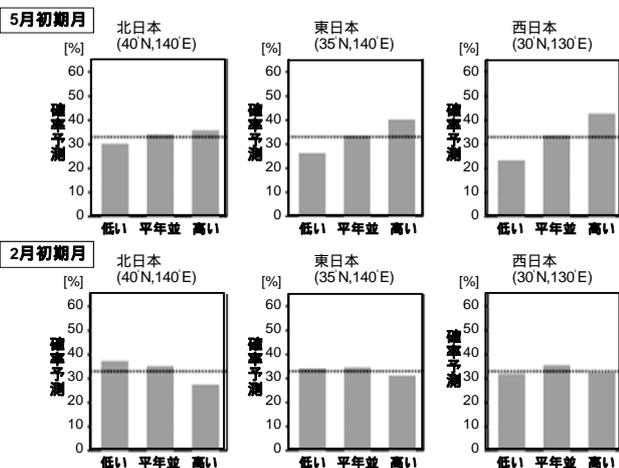
地上気温偏差の実況と予測を第7図に示す。実況では、北米、東ヨーロッパと東アジアを中心に正偏差が見られる。5月初期月では、概ね実況と同様の偏差分布を予測できているものの、東アジアでは正偏差の大きさが特に小さかった。2月初期月では、北米やユーラシア大陸西部の高温傾向は実況と同様であるが、日本周辺は北部を中心に負偏差が予測されていた。

第8図は、5月と2月初期月の、北・東・西日本における夏の地上気温偏差の確率予測を示す。これは、あらかじめハインドキャスト期間の各年の予測結果と実況データを用いてモデルの予測に対する確率密度関数を算定しておき、5月(または2月)初期月の2010年夏に関する予測結果を代入して、

季節予報に用いられる3つの階級(高い、平年並、低い)の出現確率を求めたものである。5月初期月では、東日本以西では、高温となる確率が平年並みや低くなる確率より明瞭に高く予測できた。地上気温偏差の分布図では日本周辺で西ほど正偏差が大きい傾向は示していないが、確率予測資料で高温となる確率が高くなる理由は、西ほど地上気温の変動度が小さく、平年並みの気温の範囲が小さいためと思われる。(夏の平年並みの気温幅は、北日本で0.7℃に対し、東日本で0.4℃、西日本で0.5℃、沖縄・奄美で0.2℃と、西ほど小さい。)2月初期月では、5月初期月より低温傾向が強く、東日本以西で平年並み、北日本で平年より低くなる確率が最も高く予測されていた。



第7図 2010年夏(6~8月)の3か月平均地上気温(等値線)とその平年偏差(陰影)
左上図は実況、右上は5月初期月の予測、右下は2月初期月の予測を示す。単位は℃。



第8図 北(左; 40°N, 140°E)・東(中; 35°N, 140°E)・西日本(右; 30°N, 130°E)における、夏(6~8月)の地上気温の確率予測(単位は%)。

あらかじめハインドキャストの予測結果と実況データを用いてモデルの予測に対する確率密度関数を算定しておき、各初期月の予測から季節予報に用いられる3つの階級(高い、平年並、低い)の確率を求めたもの。上が5月初期月の予測、下が2月初期月の予測を示す。図中の点線は、気候的出現率である1/3を示す。

4.3 高温の要因とされた現象の予測

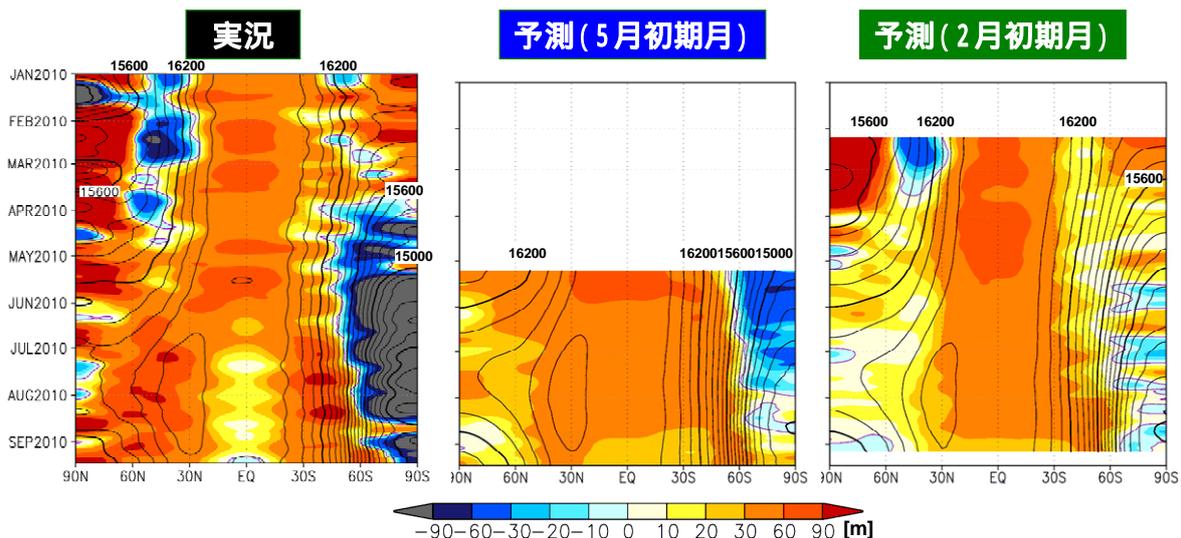
(1)北半球中緯度の対流圏の昇温の予測

2010夏は、北半球の中緯度対流圏の気温が顕著に高くなった。ここでは、対流圏の平均的な気温偏差が層厚に反映されることを考慮して、100hPa高度偏差の帯状平均を確認する（第9図）。

実況では、2010年5月にかけて、熱帯に100hPa高度に大きい正偏差が見られ、対流圏気温の高い状態が続いた。6月になると熱帯対流圏の正偏差の大きさは急速に小さくなる一方、南北両半球の中緯度で正偏差が大きくなった。このような状態は、夏を通じて続いた。5月初期月の予測では、熱帯の正偏差が弱まり、中緯度の正偏差が強まる傾向は予測できたが、この傾向は7月以降に見られ、実況より約1か月遅れた。2月初期月でも、熱帯で正偏差が弱まる傾向は予測できたが、実況より約1か月遅れた。中緯度の正偏差の強まりの予測は不十分だった。

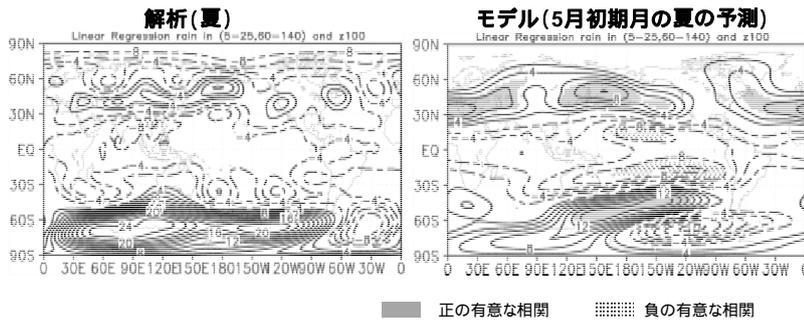
いずれの初期月の予測でも、熱帯対流圏の正偏差が弱まり始めた時期が、実況より約1か月遅れたことは、インド洋から西部太平洋で対流活動が活発化する時期が遅れ、降水量が過小であったこと

と関連する可能性がある。第10図は、解析データとハインドキャストデータにおける、インド洋から西部太平洋の降水量偏差に対する100hPa高度偏差の回帰係数を示す。ハインドキャストによると、モデルではインド洋から西部太平洋の降水量偏差が正の場合は、熱帯で100hPa高度が負偏差、中緯度で正偏差になる傾向が、実況と同様に見られる。すなわち、インド洋から西部太平洋で対流活動が活発になる場合、中緯度で対流圏気温が高くなる傾向がモデルでも実況と同様に再現可能であることを意味する。実際、アンサンブルメンバー別にインド洋から西部太平洋の降水量偏差と北半球中緯度の100hPa高度偏差の予測を見ると、インド洋から西部太平洋の降水量の正偏差が大きいほど、北半球中緯度の100hPa高度の正偏差が大きくなる傾向が見られる（第11図）。なお、インド洋から西部太平洋の降水量偏差の予測が実況より過小であったことは、ラニーニャ現象への移行が1か月遅れたことに加え、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実況より小さかったことと関連する可能性がある。



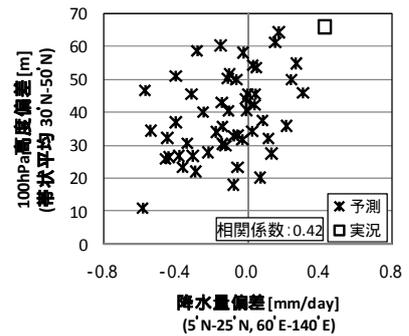
第9図 帯状平均した100hPa高度（等値線）とその年偏差（陰影）の時間緯度断面図

左図は実況、中図は5月初期月の予測、右図は2月初期月の予測を示す。単位はm。なお、各初期月の予測期間は7か月で、2月初期月の予測に関しては、9月半ば以降の予測データはない。



第10図 夏(6~8月)におけるインド洋から西部太平洋(5°N~25°N, 60°E~140°E)の平均降水量偏差に対する100hPa高度年平均偏差の回帰係数(単位はm)

左はJRA-25/JCDAS解析データ、右はハインドキャストにおける5月初期月の予測データで、いずれも1979年から2006年の統計を示す。図中の陰影は、有意水準5%(両側)のt検定で評価した場合、有意な相関のある領域を示す。



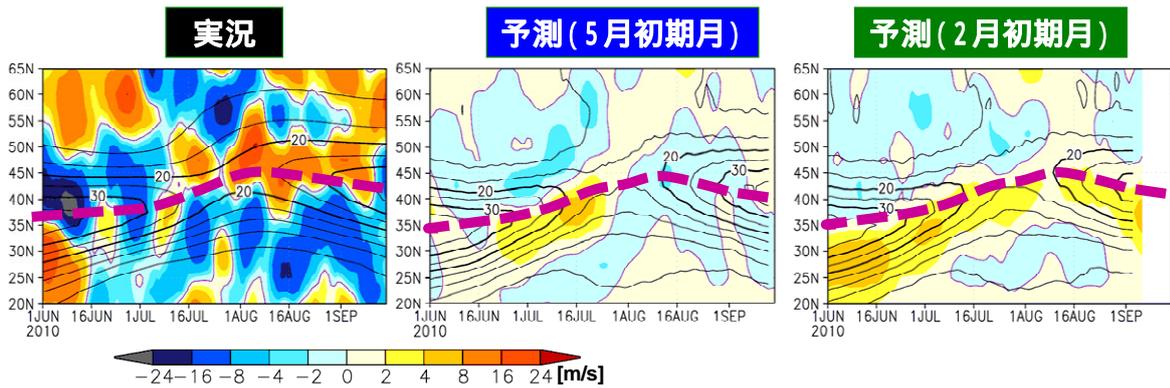
第11図 インド洋から西部太平洋(5°N~25°N, 60°E~140°E)の平均降水量偏差(単位はmm/dayと30°N~50°Nの100hPa高度の年平均偏差の帯状平均(単位はm))は5月初期月の各アンサンブルメンバーの予測、□は実況を示す。

(2)日本周辺の勢力の強い高気圧の予測

気象庁(2010)では、夏の高温をもたらした高気圧の本州付近への張り出しが強かったことについて、亜熱帯ジェットが平年より北側に位置していたことを挙げている。北半球中緯度の200hPa東西風の帯状平均の経過を第12図に示す。実況では、6月は亜熱帯ジェットに対応する平年の西風の極大(図中の太破線)の北側で負偏差、南側で正偏差となり、亜熱帯ジェットが平年より南偏する傾向が見られた。ところが、7月以降は亜熱帯ジェットの北側で正偏差、南側で負偏差となり、亜熱帯ジェットが北偏した。5月初期月では、亜熱帯ジェットの南偏傾向が弱まるのは7月後半と予測され、実況より1か月遅れた。また、その後の亜熱帯ジェットの北偏傾向は予測できなかった。一方、2月初期月では、亜熱帯ジェットの南偏が夏の間持続すると予測された。このように、モデルでは亜熱帯ジェットの北偏を予測できなかったことは、高気圧の北への張り出しが弱く予測されたことと整合する。

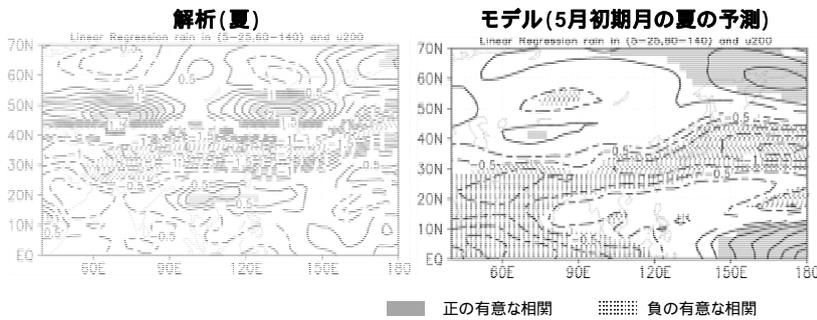
気象庁(2010)では、7月から8月にかけての日本付近の亜熱帯ジェットの北偏は、インド洋からインドネシア付近にかけて対流活動が活発であったことを一因として挙げている。実際、解析データ

の統計によると、インド洋北部からフィリピンの東における対流活動が活発な場合、200hPaの東西風は亜熱帯ジェット気流の軸の北側にあたる40°N付近を境に南(北)側で弱(強)まり、亜熱帯ジェット気流は平年より北偏する傾向が見られる(第13図左)。一方、ハインドキャストによると、モデルでインド洋北部からフィリピンの東で対流活動が活発と予測された場合でも、解析で見られる亜熱帯ジェットが北偏する傾向は弱い(第13図右)。第14図は、7~8月のインド洋から西部太平洋の降水量偏差と日本付近における平年の亜熱帯ジェット軸の北側にあたる40°N~50°Nの200hPa西風偏差の予測をアンサンブルメンバー別に示したものである。メンバー間でインド洋北部からフィリピンの東の降水量偏差と40°N~50°Nの200hPa西風偏差(すなわち、日本付近の亜熱帯ジェット気流の北偏傾向)との相関が不明瞭であったことがわかる。以上から、モデルの予測特性として、インド洋からインドネシア付近で対流活動が活発になる場合でも、日本付近で亜熱帯ジェット気流が北偏する傾向の再現が不十分であった可能性がある。

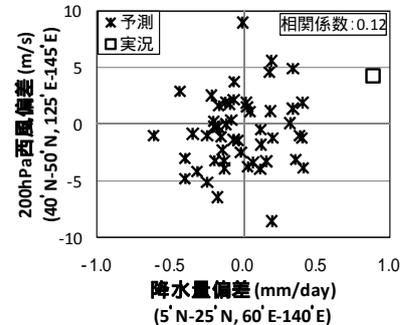


第12図 日本付近(125°E~145°E)で平均した200hPa東西風速の平年値(等値線)とその平年偏差(陰影)の緯度時間断面図

平年値・平年偏差とも、7日移動平均した値を示す。単位はm/s。平年値における西風風速の極大となる緯度を破線で示す。なお、各初期月の予測期間は7か月で、2月初期月の予測に関しては、9月半ば以降の予測データはない。



第13図 第11図と同じ。ただし、インド洋から西部太平洋(5°N~25°N, 60°E~140°E)の平均降水量偏差(単位はmm/day)に対する200hPa東西風速の回帰係数(単位はm/s)を示す。



第14図 インド洋から西部太平洋(5°N~25°N, 60°E~140°E)の平均降水量偏差(単位はmm/day)と日本付近における平年の亜熱帯ジェット軸の北側にあたる40°Nから50°Nの200hPa西風偏差(単位はm/s)。

*は5月初期月の各アンサンブルメンバーの予測、□は実況を示す。

(3)オホーツク海高気圧の予測

季節予報の現場では、オホーツク海高気圧に関連する指数として、「オホーツク海高気圧指数」¹や「極東東西指数」²などを定義している。しかし、

ハインドキャストによると、5月初期月の夏の「オホーツク海高気圧指数」と「極東東西指数」に関する予測と実況の相関係数は、それぞれ0.07, 0.22と小さく、現在の季節アンサンブル予報システムでは、数か月先のオホーツク海高気圧に関する予測可能性は低い。

¹ オホーツク海とその西側の領域(50°N~60°N, 130°E~150°E)の500hPa高度の平年偏差。解析によると、夏は、北日本の地上気温に対して正(有意水準両側10%のt検定)の有意な相関がある。

² 極東(90°E~170°E)における40°Nと60°Nの500hPa高度偏差の差。解析によると、夏は、北・東日本の地上気温に対して正の有意な相関(有意水準両側5%のt検定)がある。

5 まとめ

記録的な高温となった2010年夏について、気象庁が現業運用している季節アンサンブル予報システムの5月、2月を初期月の予測結果を検証した。

エルニーニョ/ラニーニャ現象に関わる太平洋赤道域の中部から東部にかけての海面水温に関しては、いずれの初期月の予測とも、夏に正偏差から負偏差へ移行する傾向を予測できた。そのため、日本付近の高温をもたらす要因の一つとされた北半球中緯度対流圏の昇温を、概ね予測することができた。ただし、5月初期月でも負偏差域の拡大は実況より約1か月遅く、負偏差の大きさも実況より弱かった。このため、北半球中緯度対流圏の昇温も実況より遅れ、昇温の程度も弱く予測されたと考えられる。

日本付近の地上気温に関しては、5月初期月では東日本以西では高温傾向となる予測が概ね予測できた。これは、2010年春に終息したエルニーニョ現象後の北半球中緯度対流圏の気温の上昇や、いわゆるインド洋キャパシター効果による太平洋高気圧の西への張り出しを予測できたためと考えられる。ただし、モデルではインド洋からフィリピンの東で対流が活発になっても、日本付近の亜熱帯ジェット気流が北偏する傾向を十分に再現できず、高気圧の北への張り出しを十分に予測することはできなかった。その結果、北日本は高温を明確に予測できなかった。

2月初期月の予測でも、春のうちにエルニーニョ現象の終息を予測できたことから、太平洋高気圧の西への張り出しを予測できた。しかし、夏にラニーニャ現象の発生を予測できず、日本付近の亜熱帯ジェット気流が南偏し、沖縄・奄美を除いて夏の高温を予測することはできなかった。

今後、さらに季節予報モデルの精度を向上させるためには、モデルの物理過程を見直して、熱帯の降水や地表面の熱収支の予測を改善する必要がある。それにより、エルニーニョ/ラニーニャ現象とそれに関連した熱帯の海洋変動の予測の改善に加え、熱帯の海洋変動に対する大気の応答を改善させることができ、今回の予測事例についても

改善できると考えられる。

参考文献

- 石川一郎, 辻野博之, 平原幹俊, 中野英之, 安田珠幾, 石崎廣, 2005: 気象研究所共用海洋モデル (MRI.COM) 解説. 気象研究所技術報告, **47**, 189pp.
- 石崎士郎, 曾我太三, 碓氷典久, 藤井陽介, 辻野博之, 石川一郎, 吉岡典哉, 倉賀野連, 蒲地政文, 2009: MOVE/MRI.COM の概要と現業システムの構築. 測候時報, **76 特別号**, S1-S15.
- 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, 116p.
- 気象庁, 2010: 平成22年(2010年)夏の異常気象分析検討会での検討結果の概要. 平成22年9月3日気象庁報道発表資料. (<http://www.jma.go.jp/jma/press/1009/03a/100903extreme.html>; 2011年8月現在)
- 気象庁 地球環境・海洋部, 2010: 季節予報への大気海洋結合モデルの導入. 平成22年度季節予報研修テキスト, 104pp.
- 北川裕人, 2005: 全球・領域・台風モデル. 平成17年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 38-43.
- Adler, R. F., G. J. Huffman, A. Chang, R. Ferraro, P. Xie, J. Janowiak, B. Rudolf, U. Schneider, S. Curtis, D. Bolvin, A. Gruber, J. Susskind, P. Arkin, E. Nelkin, 2003: The Version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979-Present). *J. Hydrometeor.*, **4**, 1147-1167.
- 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. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369-432.
- 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.
- Xie, S.-P., K. Hu, J. Hafner, H. Tokinaga, Y. Du, G. Huang, and T. Sampe, 2009: Indian Ocean Capacitor Effect on Indo-Western Pacific Climate during the Summer following El Niño. *J. Climate*, **22**, 730-747.
- Yasuda, et al. 2007: Asian Monsoon Predictability in JMA/MRI Seasonal Forecast System, CLIVAR Exchange, **43**, 18.