

4 季節予報作業

第3章では、季節予報の予測システム（数値予報とガイダンス）の予測精度や予測可能性などについて解説したが、実際の季節予報の検討・作成にあたっては、これらの特性を踏まえたうえで、数値予報プロダクトの循環場の予測やガイダンスを利用する必要がある。また、第2章で示した日本の天候に影響を及ぼす大気循環場の特性を踏まえた予報の組み立てが必要である。天候情報等を検討する際には、実況の天候推移の把握とともに、予測される天候を踏まえて、どのような災害が発生しており、それがどうなるか、あるいはどのような災害の発生が予想されるか、地域の天候と災害の関係を把握しておくことも重要である。

本章では、1か月予報と異常天候早期警戒情報および3か月予報、暖候期・寒候期予報に用いる各種予測資料について、第4.1節および第4.2節で、その概要を説明するとともに、利用方法や作業手順、留意事項等について、具体例を挙げながら解説する。また、第4.3節では、天候情報の作成作業や月や季節の天候のまとめ方の手順や留意事項等について解説する。さらに、第4.4節では、季節予報で用いる主な検証手法について、最近の確率ガイダンスの検証結果を例に挙げながら解説する。

季節予報は、気象庁地球環境・海洋部が発表する全国を対象とした全般予報と、地方予報区を担当する官署が発表する地方毎の地方予報に分けられる。異常天候早期警戒情報は地方予報区を担当する官署が地方毎に発表し、全国を対象とした情報の発表はない。本章では全般予報の作成作業例について記述する。また、気象庁が気象業務支援センターを通じて気象事業者等部外に配信している数値予報モデルで予測された循環場等を画像化したプロダクト（FAX資料）を主に用いて説明を行うが、予報作業上、それ以外に必要な資料は適宜言及する。数値予報ガイダンスのFAX資料の掲載や解説は一部を除き省略するが、その作成方法や特性等の詳細は第3.2節を参照されたい。

4.1 1か月予報と異常天候早期警戒情報¹

本節では、1か月予報と異常天候早期警戒情報の予測資料について概説するとともに、それらの利用方法や作業手順について、具体例を挙げながら解説する。

1か月予報では、週別の「低い（少ない）」「平年並」「高い（多い）」階級の確率を予報するのに対し、異常天候早期警戒情報は、予報発表日の5日先から8日先を初日とする7日間平均気温の「かなり低い（高い）」確率を予報するという点が異なるが、数値予報プロダクトの循環場の予測やガイダンスは共通のものを用いている。このため、数値予報プロダクトは1か月予報の解説を基本とし、具体例を用いる中で異常天候早期警戒情報に特化した解説を行う。

4.1.1 数値予報プロダクト

ここでは部外に配信している数値予報モデルで予測された循環場等を画像化したプロダクト（FAX資料）の説明を行う。1か月予報のFAX資料の解説は前田（1995）が行っているが、この解説を基本に適宜、最新の情報を加味して記述する。

数値予報モデルによる予測は、系統誤差が大きいので、過去31年（1979～2009年）の予報実験（ハインドキャスト）の結果から系統誤差を推定し、系統誤差を補正した値を予報資料に使用している。ただし、降水量は補正を行っていない。系統誤差補正については、第3.2.2項を参照されたい。平年偏差を計算するために用いる平年値は、JRA-25/JCDASの日別平滑平年値（1981～2010年）の期間平均値である。

（1）1か月予報のFAX資料

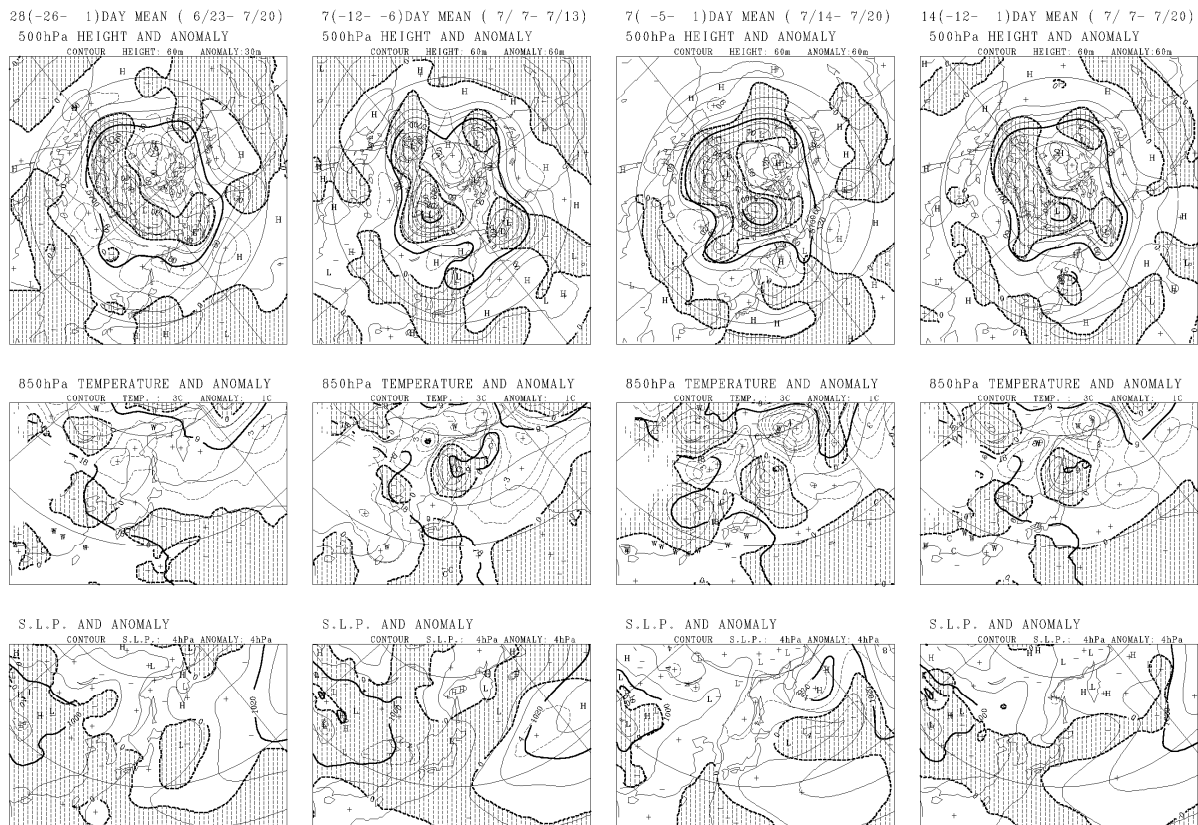
ア．実況解析図（第4.1.1図）

北半球500hPa高度、極東域850hPa気温、極東域海面気圧（それぞれ解析値と平年偏差）の予報発表日までの前4週平均、前々週の1週平均、前1週平均、前2週平均の実況解析図を掲載してい

¹ 中三川 浩

1 か月予報資料 (1) 実況解析図

初期値 : 2012. 7.19.12 UTC



第 4.1.1 図 1 か月予報資料 (1) 北半球実況解析図の例 (初期値 : 2012 年 7 月 19 日 12UTC)

1 段目 : 500hPa 高度 (実線、等値線間隔 60m) と平年偏差 (破線、30m)。左からそれぞれ、予報発表日までの前 4 週平均、前々週の 1 週平均、前 1 週平均、前 2 週平均の解析値。ただし、予報初期値の日および翌日の値は、モデルの予測値を利用している。

2 段目 : 1 段目と同じ。ただし、850hPa 気温 (実線、3) と平年偏差 (破線、1)。

3 段目 : 1 段目と同じ。ただし、海面更正気圧 (実線、4hPa) と平年偏差 (破線、1hPa)。

各図とも陰影は負偏差。

る。平年偏差の負偏差の領域に陰影を付している。ただし、予報初期値の日および翌日は解析値が得られないので系統誤差補正後の予測値を用いる。この図の利用目的は、最近の循環場 (偏西風の蛇行、ブロッキングの発生・発達、北極振動の発生の有無、太平洋高気圧 (亜熱帯高気圧) の強まりなど) とそれによりもたらされている日本の天候の関係を把握し、その特徴がどのように変化するかに着目できるようにするためである。また、数値予報の検証図としても利用できる。

500hPa 高度およびその偏差を利用する理由は、

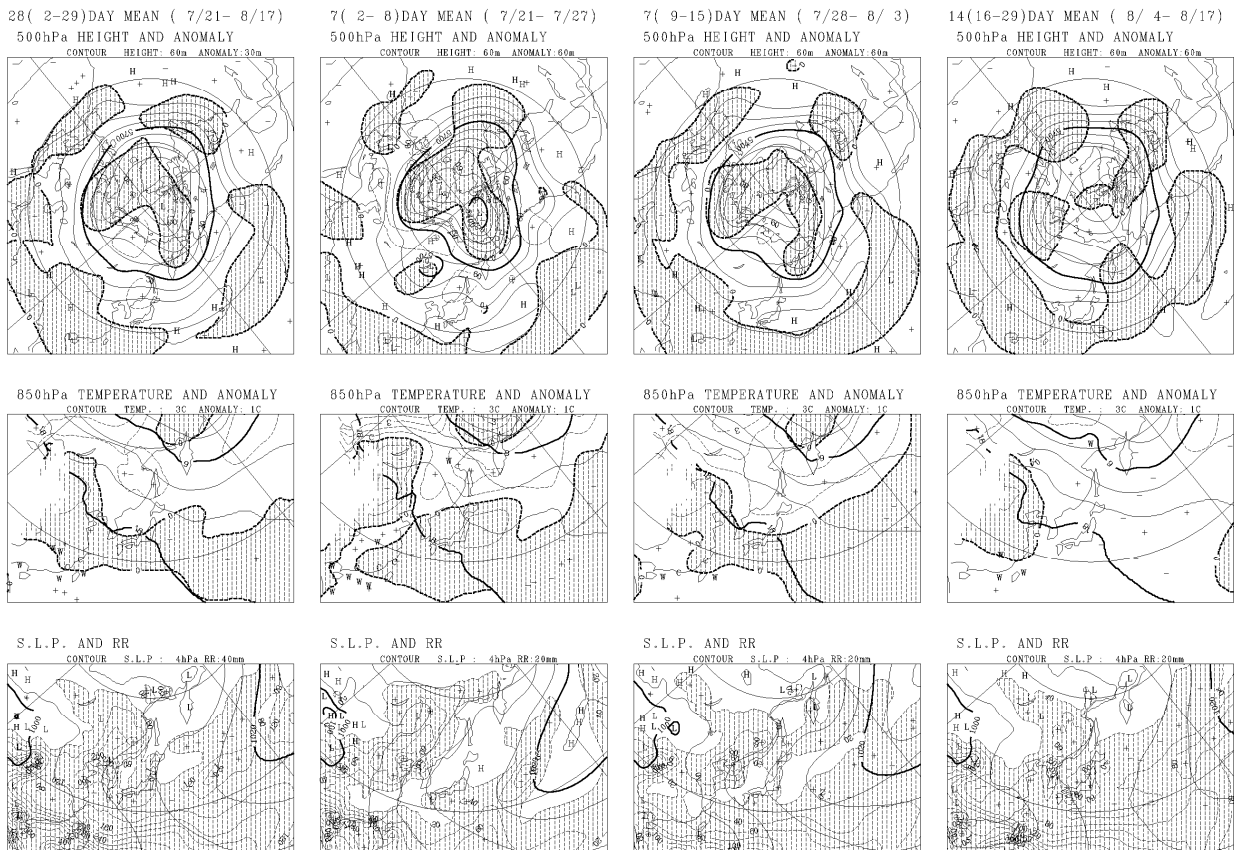
500hPa 高度が対流圏のほぼ中間の高度にあたり、順圧的な中高緯度の大気においては、偏西風の蛇行やブロッキングなどの大規模な大気の流れを代表しているとみなされること、500hPa 高度偏差と地上気温偏差との相関が高いことなどによる。

イ . アンサンブル平均図 (第 4.1.2 図)

北半球 500hPa 高度および平年偏差、極東域 850hPa 気温および平年偏差、極東域海面気圧および降水量の 1 か月平均 (4 週平均)、第 1 週平均、第 2 週平均、第 3 ~ 4 週平均のアンサンブル平均

1 か月予報資料 (2) アンサンブル平均図

初期値 : 2012. 7.19.12 UTC



第 4.1.2 図 1 か月予報資料 (2) 北半球アンサンブル平均図の例 (初期値 : 2012 年 7 月 19 日 12UTC)

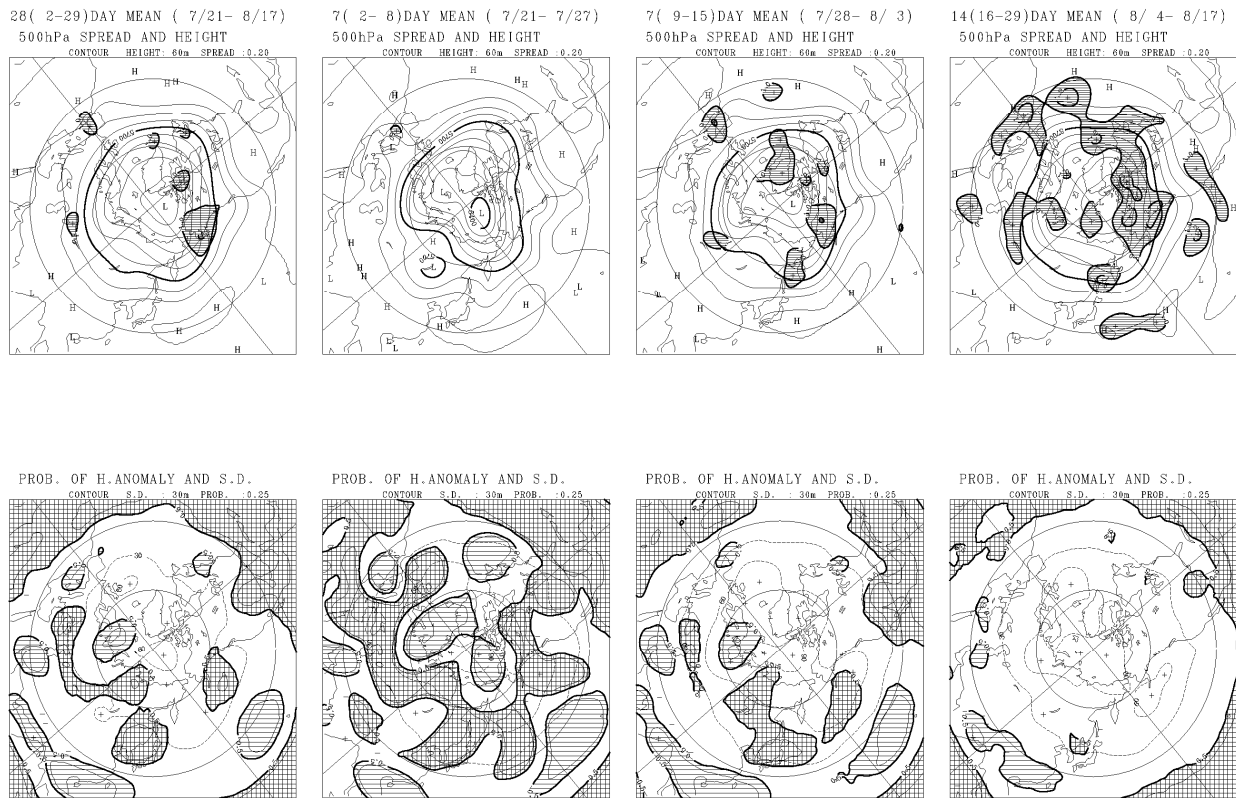
1 段目 : アンサンブル平均 500hPa 高度 (実線、等値線間隔 60m) と平年偏差 (破線、30m)。左からそれぞれ、4 週平均、第 1 週平均、第 2 週平均、第 3 ~ 4 週平均。
 2 段目 : 1 段目と同じ。ただし、850hPa 気温 (実線、3) と平年偏差 (破線、1)。
 3 段目 : 1 段目と同じ。ただし、海面更正気圧 (実線、4hPa) と降水量 (破線、4 週平均は 80mm 以上、第 1 週・第 2 週平均は 20mm 以上、第 3 ~ 4 週平均は 40mm 以上に陰影、等値線間隔は 4 週平均は 40mm、ほかは 20mm)。各図 (降水量を除く) とも陰影は負偏差。

図を掲載している。平年偏差の負偏差の領域に陰影を付している。アンサンブル平均予報は各メンバーの予報を平均したもので、最も実現する可能性の大きい推定値として利用する。通常、第 1 週に比べて第 2 週はメンバー間のばらつきが大きくなるため、偏差が実況値よりも小さくなる傾向がある。また、第 3 ~ 4 週は第 2 週より予報期間が長くなり、さらにばらつきが大きくなることから、さらに偏差は小さくなることに留意が必要である。例えば、第 1 週に比べて第 2 週の日本付近の下層の低温偏差が小さくなっていったとしても、低温傾向が弱まると即断してはいけない。ウ . のスプレ

ッドや高偏差確率、エ . の 850hPa 気温偏差時系列図などと併用して、そのばらつきの大きさも見ることで、低温の可能性を評価する必要がある。

ウ . スプレッド・高偏差確率 (第 4.1.3 図)

上段は、北半球 500hPa 高度(アンサンブル平均)および、スプレッドを解析値の標準偏差 (1981 ~ 2010 年の 30 年間で計算) で除した値の 1 か月平均 (4 週平均) の、第 1 週平均、第 2 週平均、第 3 ~ 4 週平均図を掲載している。スプレッドが標準偏差(1.0)以上の値のみ陰影で示している。アンサンブル平均は、最も実現する可能性の大きい推



第 4.1.3 図 1 か月予報資料 (3) スプレッド・高偏差確率の例 (初期値 : 2012 年 7 月 19 日 12UTC)

1 段目 : 500hPa 高度 (実線、等値線間隔 60m) とスプレッドを解析値の標準偏差で除した値 (スプレッドが 1.0 以上の領域を陰影で示す。等値線間隔 0.2)。左からそれぞれ、4 週平均、第 1 週平均、第 2 週平均、第 3 ~ 4 週平均。

2 段目 : 500hPa 高度の高偏差確率 (正の高偏差を格子の陰影、負の高偏差を横縞の陰影で示す)。予測された北半球 500hPa 高度偏差の絶対値が、解析値の標準偏差の 0.5 倍を超える場合を高偏差と定義し、全アンサンブルメンバーのうち、このしきい値を超えるメンバーの比率を表す。陰影は 50%以上で 75%の等値線を付している。左からそれぞれ、4 週平均、第 1 週平均、第 2 週平均、第 3 ~ 4 週平均。

定値を表し、スプレッドはその分散を表す。アンサンブル予報の各メンバーの度数分布は一般に正規分布ではなく、歪んでいる。このため、スプレッドといった分散以外の度数分布を反映した指標も必要となる。その 1 つが、高偏差確率である。

スプレッドは、アンサンブル予報を構成しているメンバー間のばらつきの大きさを示す指標で、以下の式で定義される。

$$spread = \sqrt{\frac{1}{M} \sum_{m=1}^M (x_m - \bar{x})^2}$$

ここで x_m は各メンバー (メンバー数 M)、 \bar{x} はア

ンサンブル平均で、

$$\bar{x} = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M x_m$$

である。

スプレッドが小さいほどメンバー間のばらつき (分散) が小さく、したがって信頼性が高い。逆に、スプレッドが標準偏差を超えている (1.0 を超える) すなわち自然の変動よりも大きな領域は信頼性が小さい。第 3.2.3 項で述べているように、実際、スプレッドと予測精度 (信頼性) には一定の関係がみられる。また、スプレッドの等値線にアンサンブル平均の等値線を重ねて見ること

により、スプレッドがジェット気流の南北の位置や蛇行の大きさの予報の違いによるものなのか、ブロッキング高気圧の予報の違いによるものなのか等の判断ができる。

下段は、予測された 500hPa 高度 1 年偏差の絶対値が、解析値の標準偏差の 0.5 倍を超える場合を高偏差と定義し、アンサンブルメンバーのうち、何割のメンバーがこのしきい値を超えているかを示している。期間は他の予測図と同様に、1 か月平均（4 週平均）、第 1 週平均、第 2 週平均、第 3 ~ 4 週平均図を掲載している。解析値の標準偏差の正および負の側に 0.5 倍を超える 1 年偏差を持つメンバー数が全体の 5 割以上の領域に陰影を付している。割合が大きい領域ほど、高偏差となる確率が大きいことを示しており、確率予報のための資料のひとつとして利用する。

スプレッドと高偏差確率の利用にあたり、例えば、多くのメンバーが標準偏差の 0.5 倍以上の正偏差で、少数のメンバーが極端な負偏差を示す場合、平均としては弱い正偏差となり、スプレッド（分散）は大きい、正の高偏差確率は大きいということもありうる。この場合、アンサンブル平均の偏差は小さいが、正偏差になる信頼性は大きいと判断することができる。

エ．各種時系列（第 4.1.4 図）

850hPa 気温 1 年偏差の領域平均値、各種循環指数のアンサンブル平均およびメンバーの時系列図、500hPa 高度のスプレッド（標準偏差で規格化）の時系列図、アンサンブル平均の赤道域（5°N ~ 5°S）で平均した 200hPa 速度ポテンシャルの時系列図を掲載している。スプレッドを除き、実況経過および予測を示しており、予測初期値の日付の前 28 日の 7 日移動平均値から予測 25 日目の 7 日移動平均値をプロットしている。日付は 7 日移動平均の中日に対応している。予測初期日前後の 7 日移動平均には、解析値と予測値の両方が使用されている。

850hPa 気温 1 年偏差、各種循環指数の太線は解析値とアンサンブル平均値を、細破線は前日初期

値の前半 25 メンバーの値を、細実線は当日初期値の後半 25 メンバーの値を示す（初期値作成日等 1 か月予報システムの運用については、第 3.2.2 項参照）。各メンバーのばらつきが大きいほど、信頼性が低いと考えられる。予測結果が 2 つのグループに分かれる場合には、一般に構成メンバー数の多いグループの方が実現する可能性が高いと考えられる。

850hPa 気温 1 年偏差は、図の上に示した領域で平均したもので、上から順に北日本、東日本、西日本、沖縄・奄美付近の値を表す。各種循環指数は日本の天候と相関の高い指数を示している。循環指数は解析値の標準偏差で規格化している。季節や地域によって関係の違いがあるものの東西指数、沖縄高度、東方海上高度が高（低）指数のときには概して高温（低温）になりやすく、夏季にオホーツク海高気圧指数が高指数のときは北日本太平洋側を中心に低温・多雨・寡照になりやすい。循環指数の特徴や日本への天候の関連についての詳細は、若林と濱田（2004）を参照されたい。

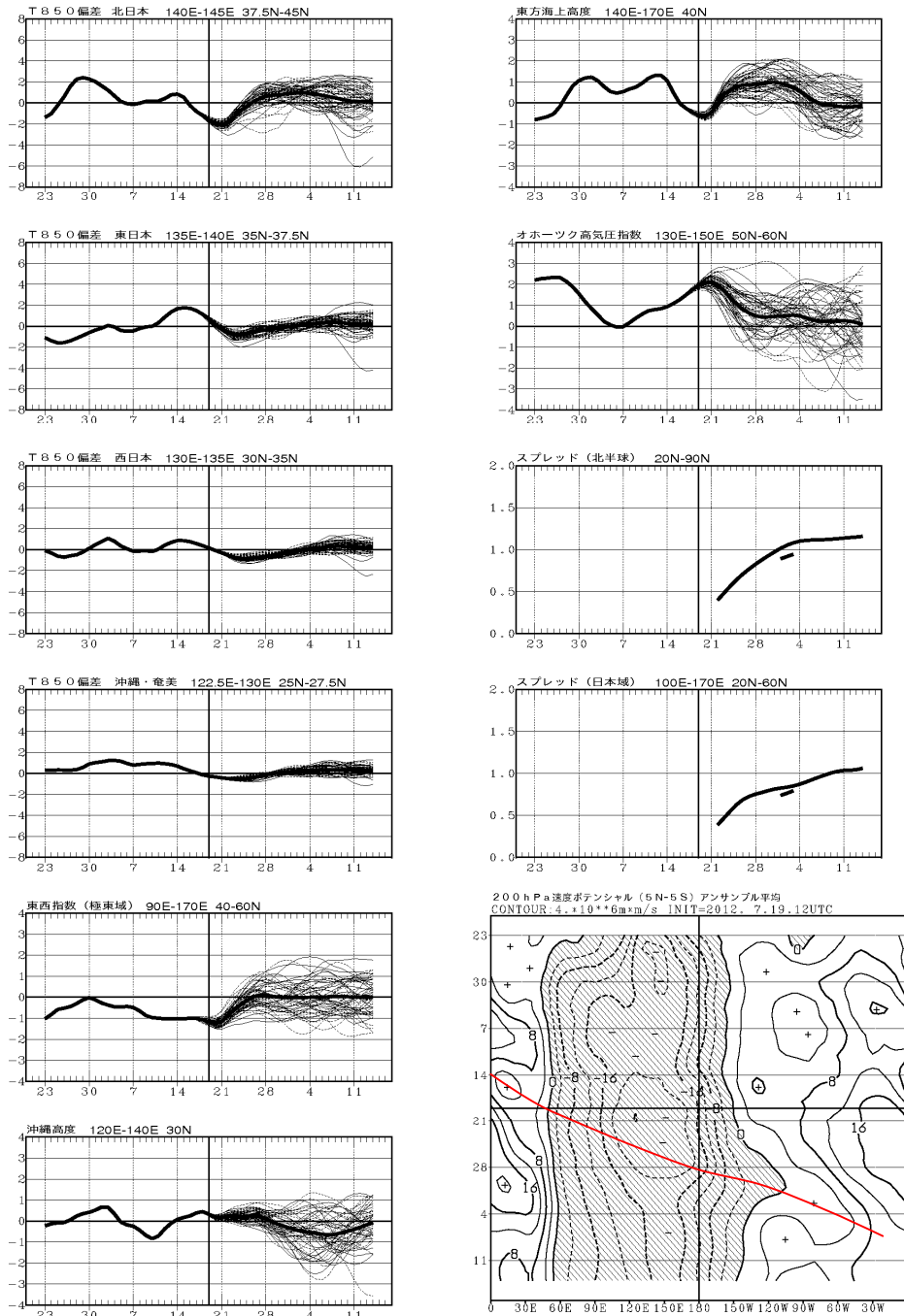
スプレッドの時系列図は、7 日移動平均および 28 日移動平均をプロットしている。日付は移動平均の中日に対応している。スプレッドが標準偏差を下回っている（1.0 を下回っている）期間はある程度予測精度が保たれていることが期待される。

200hPa 速度ポテンシャルの時系列図は、熱帯対流圏上層での大規模な発散の推移を示しており、熱帯域の季節内振動（MJO）の実況と推移を見るためのものである。速度ポテンシャルは、発散風の分布と強さを表す量で、大規模発散域の把握に役立つ。200hPa 付近における大規模な発散域は、上昇流が卓越した対流活発域におおむね対応する。速度ポテンシャルが周りよりも小さい場所では風が吹き出しており、大きい場所では吹き込んでい

また、その勾配の大きさと向きが発散風の強さと向きを表す。対流活動が活発な場所では、上昇した空気が対流圏上層で周囲へ吹き出しているため、速度ポテンシャルは周りよりも小さくなる。東西方向あるいは前後の時間よりも相対的に速度ポテンシャルの小さい領域の推移（第 4.1.4 図の

1か月予報資料(4) 各種時系列

初期値: 2012. 7.19.12 UTC



第 4.1.4 図 1 か月予報資料(4) 各種時系列の例(初期値: 2012 年 7 月 19 日 12UTC)

左列 1 ~ 4 段目: 解析および予測された 850hPa 気温の 7 日移動平均時系列図(太実線は実況、アンサンブル平均予測、細い破線は前日初期値(例の場合は 7 月 18 日 12UTC)の各メンバーの予測。細い実線は当日初期値の各メンバーの予測)。日付は 7 日移動平均の中日に対応(例えば 7 月 28 日の値は、7 月 25 日 ~ 7 月 31 日の平均)。太い縦棒は初期値の日付で、縦棒の左側が実況、右側が予測。ただし、縦棒の前後 6 日間は実況と予測の平均となる。上から、北日本、東日本、西日本、沖縄・奄美。それぞれグラフの上を示した領域で平均している。

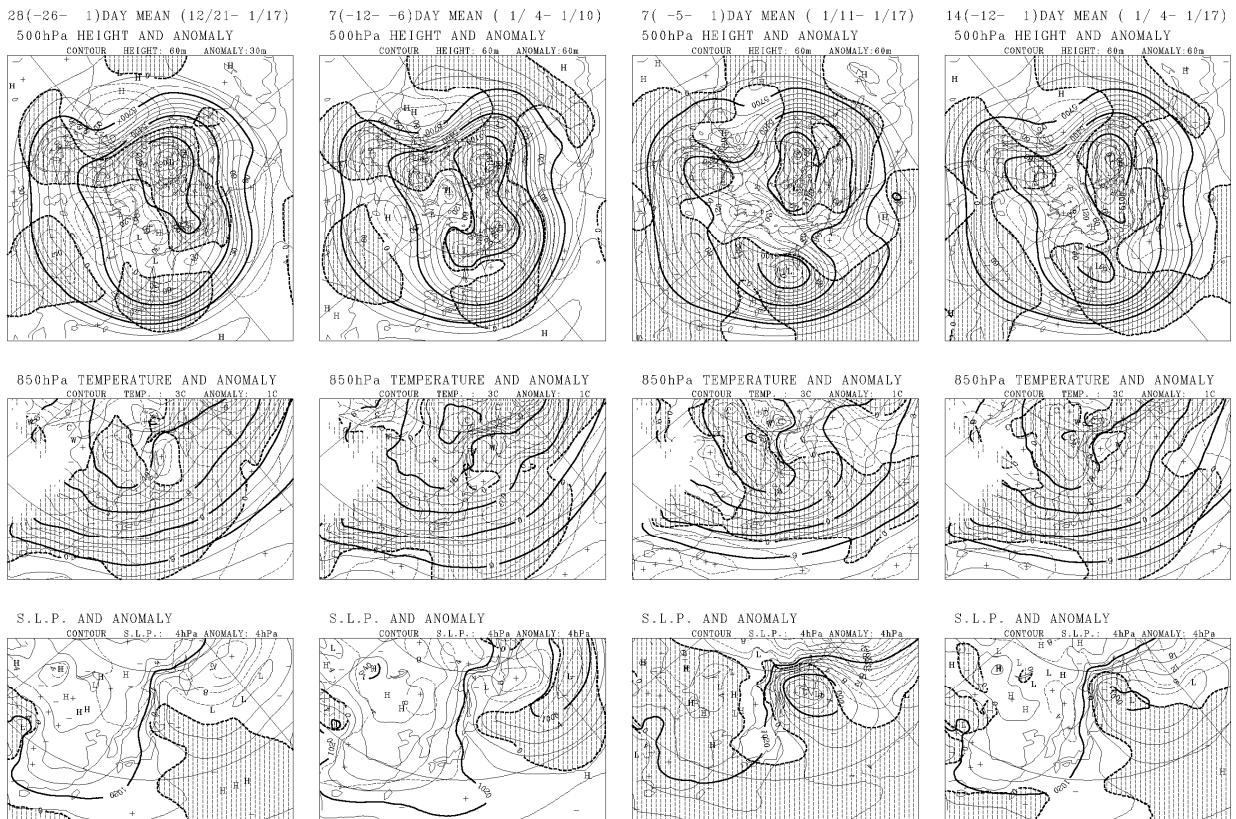
左列 5 ~ 6 段目、右列 1 ~ 2 段目: 左列 1 ~ 4 段目と同じ。ただし、それぞれ極東東西指数、沖縄高度、東方海上高度、オホーツク海高気圧指数。

右列 3 ~ 4 段目: スプレッドの時系列図。3 段目は北半球、4 段目は日本域。それぞれグラフの上を示した領域で平均している。7 日移動平均および 28 日移動平均をプロットしている。日付は移動平均の中日に対応している。

右列 5 段目: 解析および予測された 200hPa 速度ポテンシャルの 7 日移動平均時系列図。予測はアンサンブル平均。等値線間隔は、 $4 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。赤道域(5°S ~ 5°N の領域)で平均。陰影は負の値(大規模発散)。太い横棒は、初期値の日付で、横棒の上側が実況、下側が予測。ただし、横棒の前後 6 日間は実況と予測の平均となる。赤線は本文を参照。

早期警戒情報資料（１） 実況解析図

初期値：2012. 1.16.12 UTC



第 4.1.5 図 異常天候早期警戒情報資料（１） 北半球実況解析図の例（初期値：2012 年 1 月 16 日 12UTC）
図の説明は第 4.1.1 図と同じ。

右列最下段の図中に赤線で示した)を見ることで、MJ0 に伴う対流活発な領域の移動の様子を知ることができる。MJ0 と日本の天候の関係は、第 2.4.2 項や遠藤と原田(2008)を参照されたい。

(2) 異常天候早期警戒情報の F A X 資料
ア．実況解析図（第 4.1.5 図）
本項（１）ア．と同じ資料である。

イ．アンサンブル平均・スプレッド・高偏差確率（第 4.1.6 図）
本項（１）イ．およびウ．と同じ要素を掲載しているが、第 1 週平均、第 2 週平均のみである点が異なる。

ウ．各種時系列（第 4.1.7 図）

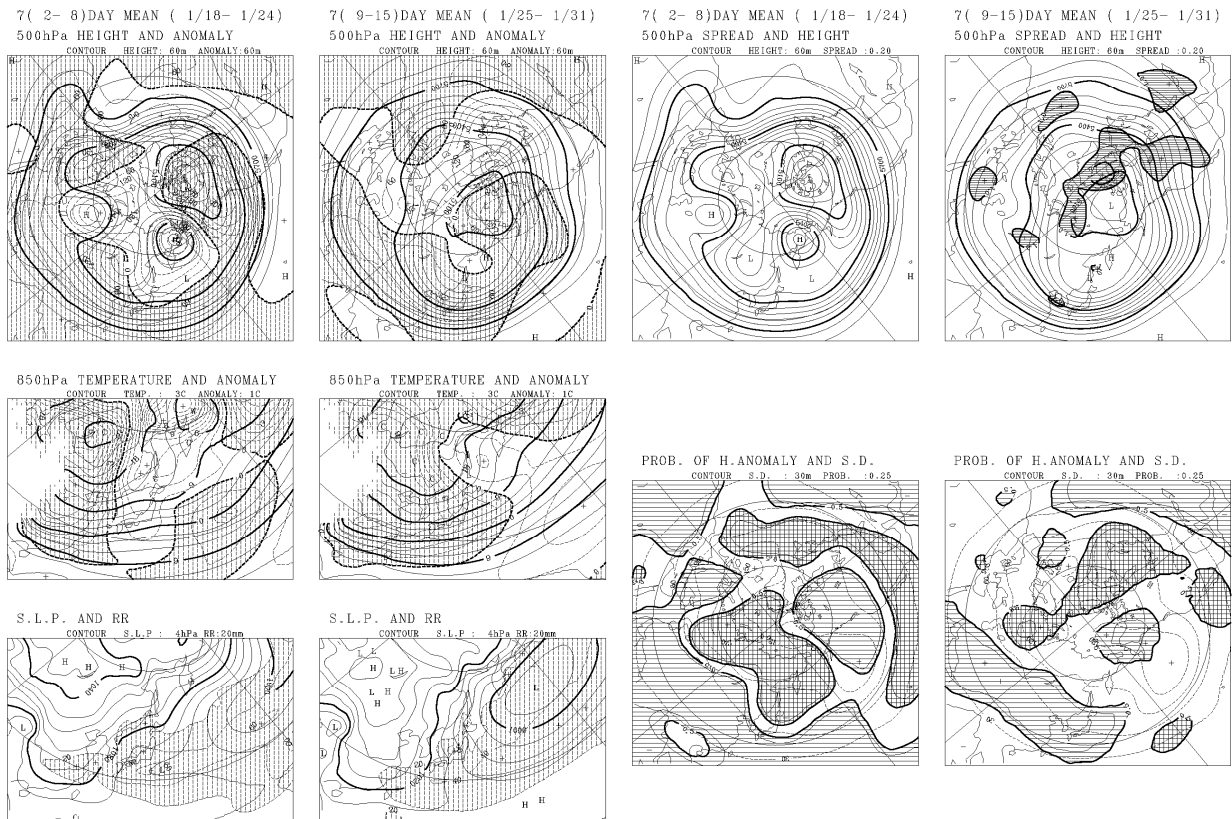
本項（１）エ．と同じ要素を掲載している。実況の掲載期間は、本項（１）エ．と同じ、予報初期値の日付の前 28 日の 7 日移動平均値からであるが、予報は、予報 11 日目の 7 日移動平均値までである。また、スプレッドには 28 日移動平均の掲載はない。

4.1.2 数値予報プロダクトを用いた 1 か月予報の作成作業

(1) 予報作業の概要

第 4.1.8 図は、1 か月予報および異常天候早期警戒情報に関する作成作業のおおまかな流れと、それぞれの作業の概要および着目点を示したものである。まず、最近の天候と循環場の状況を把握することから始め、今後、これまでの循環場がど

早期警戒情報資料（２） アンサンブル平均・スプレッド・高偏差確率 初期値：2012. 1.16.12 UTC



第 4.1.6 図 異常天候早期警戒情報資料（２） 北半球アンサンブル平均図の例（初期値：2012 年 1 月 16 日 12UTC）
1 段目左 2 列：アンサンブル平均 500hPa 高度（実線、等値線間隔 60m）と平年偏差（破線、30m）。左からそれぞれ、第 1 週平均、第 2 週平均。

2 段目左 2 列：1 段目と同じ。ただし、850hPa 気温（実線、3 ）と平年偏差（破線、1 ）。

3 段目左 2 列：1 段目と同じ。ただし、海面更正気圧（実線、4hPa）と降水量（破線、20mm）。

各図（降水量を除く）とも陰影は負偏差。

1 段目右 2 列：500hPa 高度（実線、等値線間隔 60m）とスプレッドを解析値の標準偏差で除した値（スプレッドが 1.0 以上の領域を陰影で示す。等値線間隔 0.2）。左からそれぞれ、第 1 週平均、第 2 週平均。

2 段目右 2 列：500hPa 高度の高偏差確率（正の高偏差を格子の陰影、負の高偏差を横縞の陰影で示す）。予測された北半球 500hPa 高度偏差の絶対値が、解析値の標準偏差の 0.5 倍を超える場合を高偏差と定義し、全アンサンブルメンバーのうち、このしきい値を超えるメンバーの比率を表す。陰影は 50%以上で 75%の等値線を付している。左からそれぞれ、第 1 週平均、第 2 週平均。

う変化するか特徴を把握し、それに伴う天候（気温、降水量、日照時間、晴れの日などの平年からの偏り）を予測する。予想される天候を定量的に判断する資料として、数値予報ガイダンスを用いる。これらの資料に基づき、1 か月予報や異常天候早期警戒情報を作成する。基本的な予報作業は FAX 資料により行うことができるが、予測された循環場のメカニズムの解釈や予測精度の確認には、

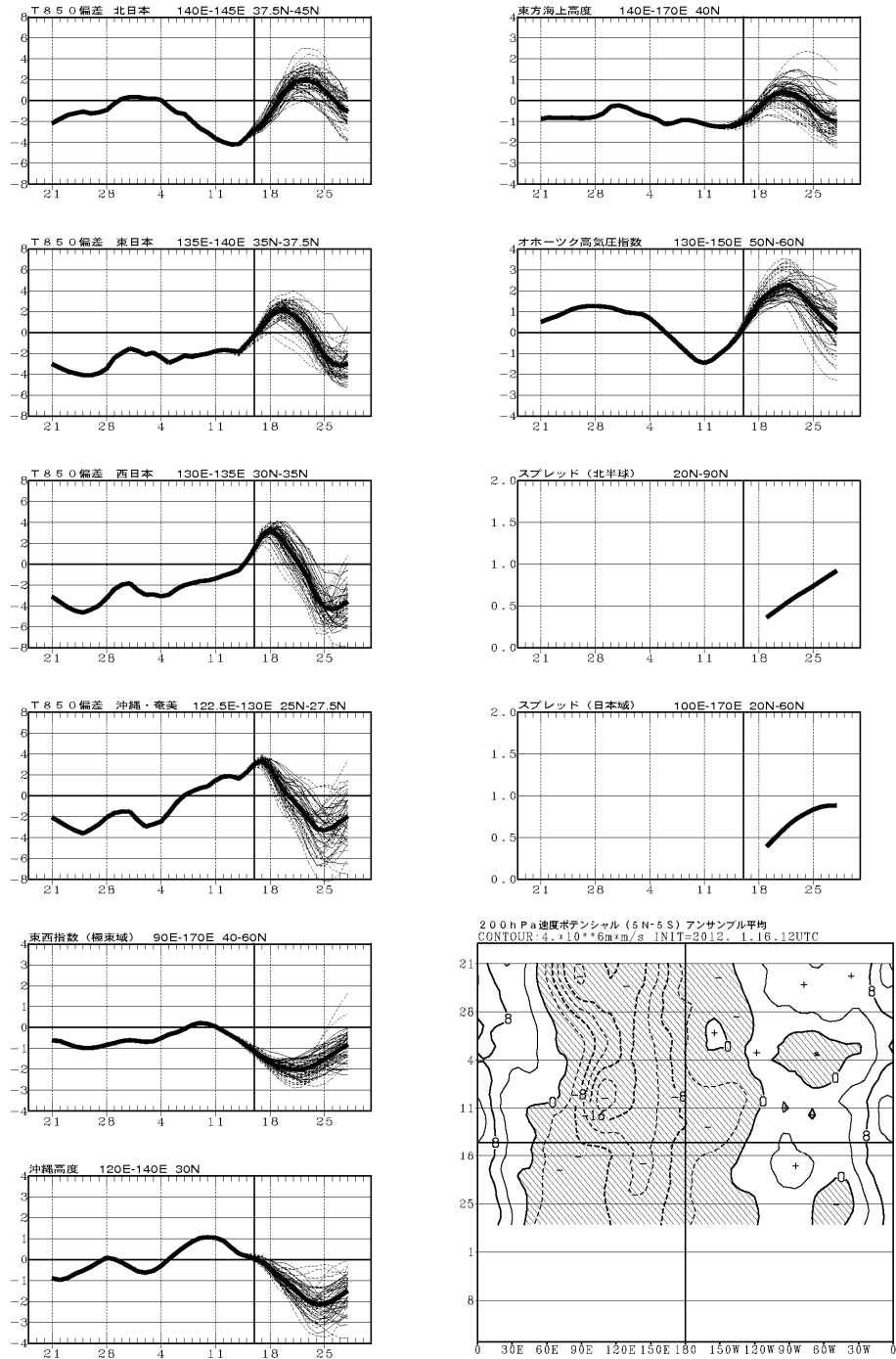
本節や第 3.2.3 項で述べた予測特性を参照したり、気象庁気候情報課で季節予報作業用に整備した資料を使用する。以下で、それぞれの作業ステージでの作業内容と着目点について記述する。

ア．実況の把握・解釈

予報作業においては、まず最近の日本の天候の実況を把握することが大切である。もし、社会的

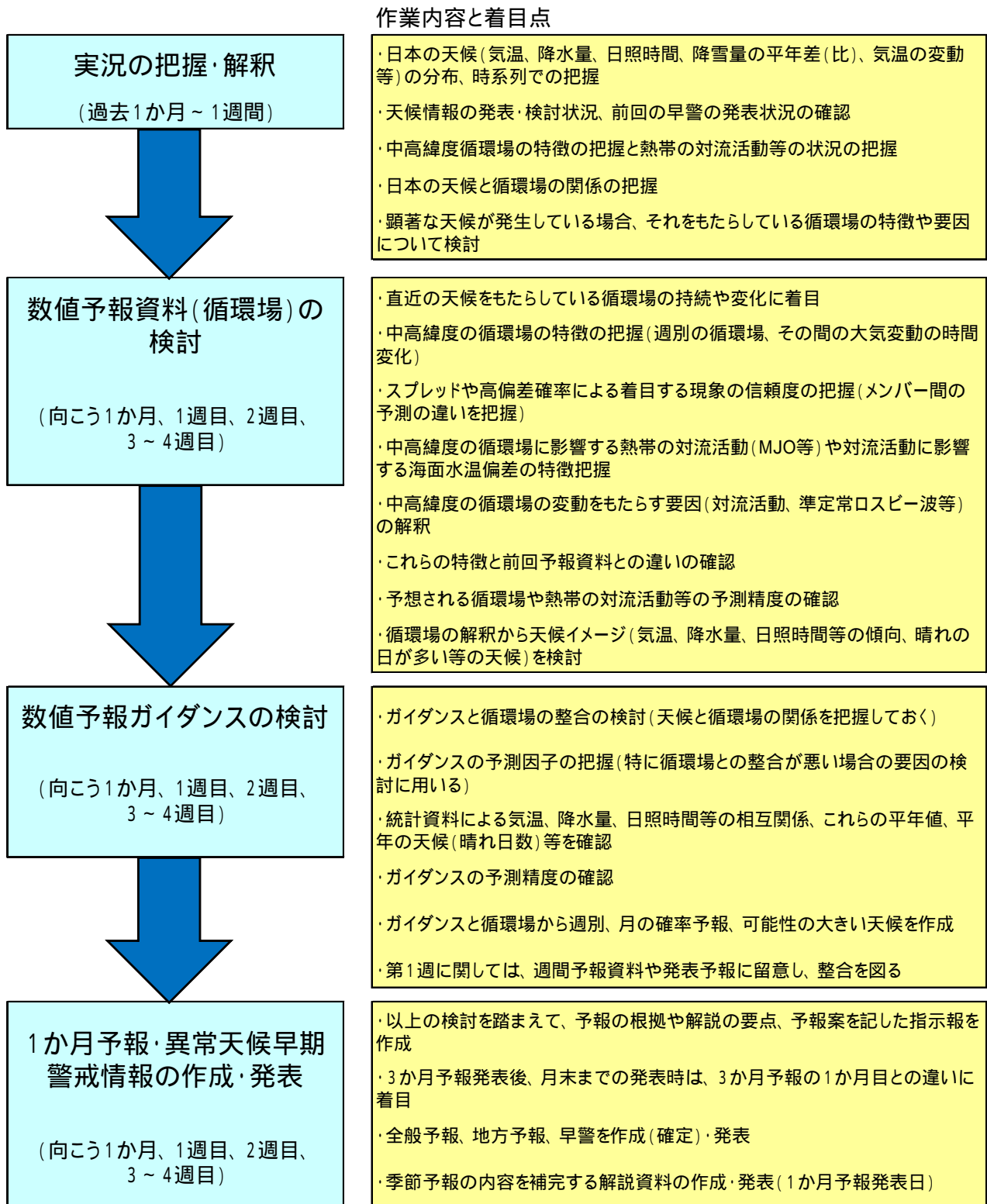
早期警戒情報資料（3）各種時系列

初期値：2012. 1.16.12 UTC



第 4.1.7 図 異常天候早期警戒情報資料（3） 各種時系列の例（初期値：2012 年 1 月 16 日 12UTC）
図の説明は第 4.1.4 図と同じ。

1か月予報・異常天候早期警戒情報作成作業の流れ



異常天候早期警戒情報は早警と記述

第 4.1.8 図 1 か月予報および異常天候早期警戒情報作成作業の流れ (作業内容と着目点)

影響が出るほどの顕著な天候（異常天候）が現れていれば、その状況がこの先、持続するのか、解消に向かうのかが、大きなキーポイントとなる。異常天候をもたらしている循環場の特徴を把握し、その特徴がどのように変化するかに着目して予報を組み立て、適切に解説する必要がある。異常天候が現れていなくても、直近の天候と循環場の関係を把握し、その天候をもたらしている循環場の特徴（偏西風の蛇行やブロッキング、夏季であれば亜熱帯高気圧の動向、冬季であれば極渦の南下の状況など）を解説できるようにしておくことが肝要である。

イ．数値予報資料の検討

1 か月予報や異常天候早期警戒情報では、月および週単位の平均状態の予測を行う。大気中の現象には様々な時間スケールのものがあり（第 1.2 節参照）日々の移動性高気圧や低気圧などの総観規模以下の現象は直接には予測の対象とならない。月や週単位で平均することにより、これら総観規模以下の現象は消え、ジェット気流の蛇行といった長波や超長波（プラネタリー波）の変動やブロッキング現象、ジェット気流の半球規模の南北変動など比較的持続性のあるゆっくりした変動が明瞭になる。また、海陸分布、海面水温の分布や山岳による地形の影響を受けて形成される停滞性の高気圧や低気圧（例えば、太平洋高気圧やシベリア高気圧、アリューシャン低気圧など）が明瞭となる。これらの現象の平年状態からの偏りに注目して、どのように日本の天候に影響を与えるかを予測する。

数値予報資料では、まずは FAX 図で上述したような月および週別の北半球規模での循環場の特徴を大まかに把握し、また時系列図を参考に、循環場の変動の時間変化にも着目する。さらに、スプレッドや高偏差確率図を利用して、日本の天候に影響を与えそうな領域の循環場の予測の信頼性について把握する。

このように日本の天候に影響を与える大きな場の特徴を把握したうえで、場の形成に影響を与え

ている要因について考察する。例えば 2 週目に亜熱帯ジェット気流の蛇行が大きくなり、日本付近に寒気が南下しやすいパターンが予測されたとき、中高緯度起源の準定常ロスビー波束の伝播の寄与が大きいか、あるいは熱帯季節内振動(MJO)に伴う対流活発な位相がインドネシア周辺に東進し、それに伴う上層発散風により、蛇行が強められているかなどを判断する。対流活動は海面水温により大きく影響を受けるので、海面水温の実況の推移（モデルに与えた海面水温）を把握することも重要である。

また、予報 1 週目にヨーロッパでブロッキング高気圧が発達した場合には、ブロッキング高気圧から準定常ロスビー波束が繰り返し射出され、アジアジェットに沿って伝播し、2 週目に日本付近の偏西風の動向に影響を与える可能性がある。なお、ヨーロッパや大西洋はブロッキング高気圧が発生しやすい場所であり、その崩壊に伴い、アジアジェットあるいは寒帯前線ジェット気流に沿って伝播するロスビー波束が、日本付近の偏西風の蛇行に影響を与えることはしばしばある。この過程は影響も大きいので、1 か月予報や異常天候早期警戒情報の作成作業における重要な着目点の 1 つである。

準定常ロスビー波束の伝播は対流圏上層の波の活動度フラックスにより、MJO に伴う対流活発域の推移は熱帯域の降水量偏差分布や 200hPa 速度ポテンシャルと発散風偏差の 7 日平均場の推移により把握することができる。また、MJO の予測精度は 2 週目までは比較的高い（第 3.2.3 項（1）参照）ことから、2 週目までにおいて熱帯の対流活動が影響しているときには、一般に信頼性が高いと見ることができる。主に中高緯度の内部変動に起因する冬季の北極振動などでも一定の予測精度があり、北極振動パターンが明瞭で日本付近で高温や低温が予想されているような場合には、一定の信頼性があるとみて予報を組み立てることができる。

なお、モデルの予測特性により、特に留意が必要な事項は、本項（2）で詳しく述べる。

これら予測される循環場を検討する過程で、前回までの予測資料と比較することで、最近のモデル予測の傾向を把握するとともに、今回の予報が前回と大きく異なった場合に、その理由を解説できるようにしておくことも必要である。

ウ．数値予報ガイダンスの検討

数値予報資料の循環場により、おおよその天候イメージの作成や信頼性を見積もりをしたうえで、数値予報ガイダンスを利用し、定量的な確率予報を作成する。循環場と日本の天候の統計的關係は、例えば若林と濱田(2004)などにより、あらかじめ日常的に把握しておくことが肝要である。ガイダンスと循環場から予測される天候にかい離がみられた場合には、ガイダンスの予測因子を把握し、その要因を検討する。また、季節によっては、気温、降水量、日照時間など要素間で相関関係が高いこともある(例えば盛夏期は気温が高い(低い)とき日照時間が多い(少ない))ので、それらの相互関係も参考にする。最も可能性の大きい天候(晴れの日が多い等)を作成する際には、その時期の平年の晴れ日数や降水日数などから、平年の天候を確認しておく。

また、1週目の予報の検討に際しては、ガイダンスを基本にしつつも、週間天気予報と整合を取るよう留意する必要がある。

エ．1か月予報・異常天候早期警戒情報の作成・発表

以上の検討を踏まえて、本庁では、

全般・地方季節予報案(1か月予報発表日のみ)

異常天候早期警戒情報発表の有無の方向性

実況・予報資料の理解と解釈

予報の根拠

解説のポイント

として整理した全般季節指示報を季節予報を担当する地方中枢官署向けに作成・送付する。3か月予報の発表後、その月内での1か月予報発表時には、3か月予報の1か月目の予報との違いに特に

留意し、その違いと根拠についても全般季節指示報に適宜記述する。なお、1か月予報発表日には、予報の根拠等を記した全般季節予報支援資料を、気象業務支援センターを通じて民間気象事業者等部外向けに配信している。

さらに、1か月予報発表日には、予報内容を補足する解説資料を作成し、予報とともに発表する。

(2) 予報資料解釈上の留意点

ここでは、1か月予報の予測資料を解釈する上での留意点について記述する。

第3.1節で述べたように、1か月予報では前半(第2週目まで)はブロッキング高気圧の発生・発達や上述した準定常ロスビー波束の伝播などによる高気圧や低気圧の強まりを初期値問題として予測することが十分可能である(第1種の予測可能性)が、その予測可能性が小さくなる後半(第3~4週目)は、海面水温など境界条件による第2種の予測可能性も頼りに予測を行うことになる。

しかし、1か月予報モデルでは、与える海面水温の初期偏差が持続すると仮定していることや、熱帯域での海面水温と降水量の相関が強すぎる(第3.2.3項(2))こと、期間後半のMJ0に伴う対流活発域の東進の予測精度が低い(第3.2.3項(1))ことから、1か月予報の期間後半において、対流活動の活発あるいは不活発な領域が固定される傾向にあり、その対流活動が亜熱帯ジェットのスラックスを固定化し、日本付近の偏差場の予測に悪い影響を与えることがある。MJ0は、それがよく予測できれば1か月予報後半の重要な根拠となりうるが、残念ながら現状では正確に予測できず、逆に1か月予報後半の誤差の要因となることも多い(第3.2.3項(1)参照)。MJ0の予測とその影響の評価は、1か月予報作業における重要なポイントである。

熱帯域では、夏季のフィリピン周辺など一部を除き、初期場の海面水温が1か月程度は持続する傾向があることから、一般的には初期場の偏差の傾向が持続するとみることが妥当である。しかし、1か月予報モデルでは海面水温と対流活動の相関

が強すぎることから、例えば海洋大陸周辺で海面水温が正偏差の場合、それに対流活動が強く応答して、海洋大陸で活発となる傾向がある。このとき、MJ0 の対流活発な位相が期間前半に海洋大陸を通過するタイミングであった場合、後半は不活発になる可能性が比較的大きいが、1 か月予報モデルでは対流活発な状態が続いてしまう傾向がある。寒候期であれば、この対流活動に応答して、亜熱帯ジェットへ影響が及び、亜熱帯ジェットが中国付近で北上し、日本付近で南下する傾向が出やすい。もし、この影響により日本付近で明瞭な低温が予想されていた場合には、モデルの予測特性を考えて、低温傾向を弱めることを検討する必要がある。

次に、夏季の例として、太平洋高気圧の予想への留意点について述べる。太平洋高気圧の強まりには、チベット高気圧北縁を流れる亜熱帯ジェット上を伝播する準定常ロスビー波束の伝播のほか、フィリピン付近の対流活動が関連している（第 2.3.3 項（2）と（3）参照）。夏季のフィリピン付近は実況と 3～4 週先の海面水温が弱い負相関であることから、初期場でフィリピン付近の海面水温が負偏差の場合で、期間前半、対流活動が不活発な場合には、期間後半は活発化する可能性を検討する必要がある。特に、MJ0 の対流活発な位相が西部太平洋を通過したあとに、対流活発域が北西進して、フィリピン付近で対流活動の活発な状態が一定期間持続することが実際にはよくある（第 2.4.2 項（6）参照）。このことから 2 週目に西部太平洋赤道域を MJ0 に伴う対流活発位相が通過するものの、3 週目以降、フィリピン付近で海面水温が平年より低いために対流活動が不活発な状態が続くと予想がされていた場合には、活発化する可能性を十分考慮する必要がある。

以上は熱帯域でのモデルの特性による留意点であるが、中高緯度循環場のモデル特性を踏まえた留意点として、第 3.2.3 項（2）で述べたようにブロックの予測は、実際の出現頻度に比べて小さい傾向にあることから、ブロックがある程度のメンバーで予想されていた場合には、その

発生や持続の可能性を十分踏まえた検討が必要となる。

以下、夏季と冬季の予測事例（前者は 1 か月予報、後者は異常天候早期警戒情報）を用いて、予報作業の要点を示すこととする。

（3）1 か月予報事例（夏季の例）

2012 年 7 月 19 日を初期値とする 2012 年 7 月 21 日～8 月 17 日の数値予報プロダクトをもとに予報の作成事例を示す。資料は、第 4.1.1 項の FAX 資料の解説で利用した第 4.1.1 図～第 4.1.4 図である。予測された循環場について解釈し、数値予報ガイダンスをもとに、予測される天候と気温、降水量などの確率予報を作成する。実況の解釈（第 4.1.1 図）については割愛する。

ア．1 か月平均場

第 4.1.2 図の 4 週平均場（7/21～8/17）によれば、ユーラシア大陸上には偏西風の蛇行に伴う正偏差と負偏差が交互に並ぶ波列が見られ、沿海州付近が気圧の尾根となり、日本付近は高気圧に覆われやすいと解釈できる。5,880m の等高度線で代表される亜熱帯高気圧（太平洋高気圧）は、日本の南東海上から本州付近に張り出すが、沖縄・奄美への張り出しは弱く、高気圧縁辺で湿った気流の影響を受けやすい可能性があるとして解釈できる。

地上気圧は、太平洋高気圧の軸が平年よりやや北に偏っている。これは後述するように、1 週目にオホーツク海から南下した高気圧が反映されていること、およびフィリピン周辺で降水量が多く予測されているように、フィリピン北東での対流活動の強まりに対する応答（PJ パターン（第 2.3.3 項（2）参照））と、期間内持続する沿海州での気圧の尾根の位相が影響している。期間後半の対流活動や気圧の尾根や谷の位相については信頼性が小さいことから、特徴はやや割り引く。ただし、日本周辺でのスプレッドは比較的小さく、本州付近は正の高偏差確率域に位置している（第 4.1.3 図）ことから、本州付近の高度が高い、すなわち高気圧に覆われやすいという信頼性は比較的大き

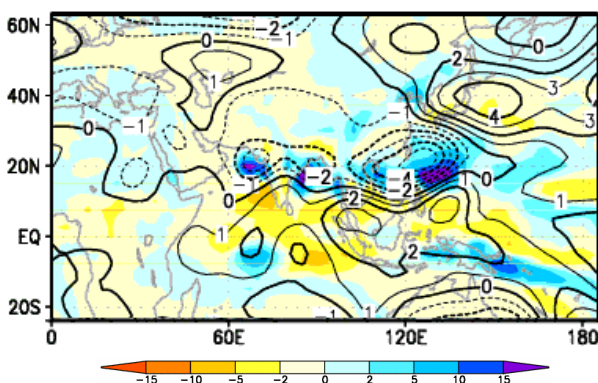
いと考えられる。

850hPa 気温は東・西日本は弱い負偏差となっているが、高気圧に覆われやすいことを考慮すると、ウ．で述べる理由もあり、正偏差にやや上方修正して考えたい。

イ．1週目平均場(7/21~7/27)

500hPa 高度は、ユーラシア大陸上で波列が明瞭であり、60°N 帯を吹く寒帯前線ジェットに沿う波束伝播により、沿海州からオホーツク海付近のリッジが強められている。これに伴い、地上では前半はオホーツク海高気圧が強められる。地上気圧では北海道の南東に高気圧があるが、この1週間でオホーツク海高気圧が次第に南下し、太平洋高気圧との気団差が小さくなり、北海道の南東で勢力を強めることに対応している。

850hPa 気温ではオホーツク海高気圧の南下に対応して、偏差-1 以下の領域が北・東日本から東海上に分布している。

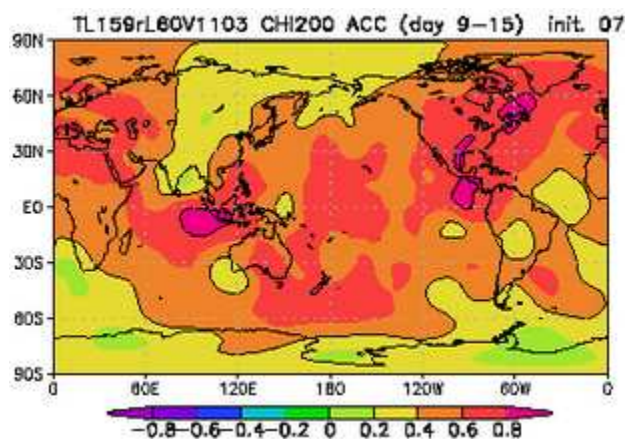


第 4.1.9 図 850hPa 流線関数偏差と降水量偏差 (2012年7月19日初期値の第2週)
実線(負の値は点線)は850hPa 流線関数偏差 ($1 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$)、陰影は降水のモデル気候値からの偏差 (mm/day)。等値線間隔は $1 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。

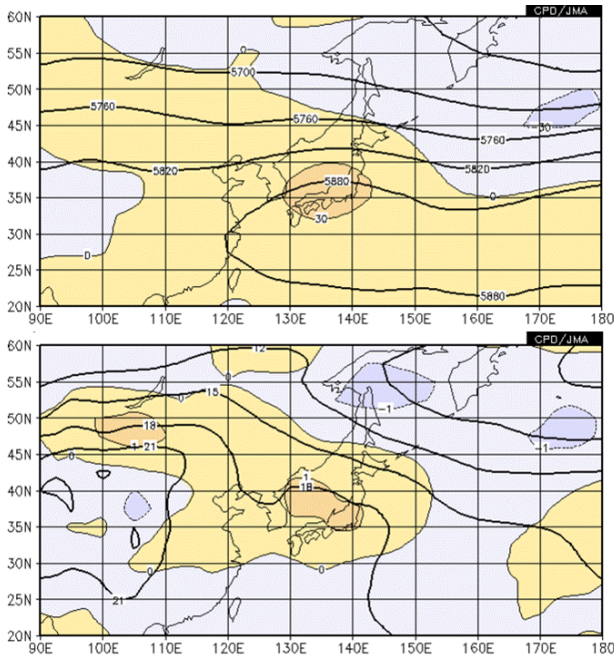
ウ．2週目平均場(7/28~8/3)

500hPa 高度は、5,880m の等高度線で示される亜熱帯高気圧の勢力が日本付近で強まり、東・西日本を覆うと予測されている。日本付近での正の高偏差確率が大きく、北~西日本が高気圧に覆われる確度は高いと評価できる。この高気圧の強まりには、フィリピン北部付近で対流活動が活発になる(第4.1.9図)ことが関係しているとみられる(PJパターン)。地上気圧でも500hPa 高度と同様、太平洋高気圧が本州付近を覆うと予測される。

第4.1.4図右下の200hPa速度ポテンシャルから、MJ0の対流活発な位相が、2週目にかけて西太平洋を通過すると予測(赤線で示した相対的な極大域が対流活発な場所に対応)されている。夏季には対流活発な位相が西太平洋に達した後、対流活発域が西太平洋を北西進することは現実の大気ではよくみられることから、フィリピン北部付近の対流活発域の予測についてはある程度信頼できる。また、1か月予報モデルのハインドキャストの結果では、この時期の第2週の対流圏上層の発散偏差の解析とモデルのアノマリー相関(第4.1.10図)は、PJパターンに係る領域(フィリピン周辺)で0.4~0.6程度あり、フィリピン付近の対流活動は2週目においても予測可能であるといえる。



第 4.1.10 図 200hPa 速度ポテンシャルの解析と1か月予報モデルの予測のアノマリー相関(7月20日初期値の第2週)
2011年(平成23年)3月に運用開始した1か月予報モデルのハインドキャストの結果に基づく。



第 4.1.11 図 東・西日本が 7 月下旬に亜熱帯高気圧に覆われた年の合成図
 上段：500hPa 高度（太実線、60m 毎）と偏差（細実線、30m 毎）
 下段：850hPa 気温（太実線、3 毎）と偏差（細実線、1 毎）
 500hPa で東日本、西日本ともに 5,880m 以上の年（1979, 1987, 1992, 1995, 1996, 2001, 2002, 2010 年）の合成図。

850hPa 気温は、東日本以西で負偏差となっている。通常 500hPa 高度と地上気温や 850hPa 気温の相関は高く、この時期に亜熱帯高気圧に覆われた場合には 850hPa 気温は正偏差となることが多い。第 4.1.11 図には 7 月下旬に東・西日本が亜熱帯高気圧に覆われたときの状況に関する合成図を示すが、高気圧の軸の北側では、850hPa 気温は正偏差となっており、個別の事例でもほぼ例外なく、本州上は正偏差となっている。これらのことから、信頼度の大きいフィリピン付近の対流活動の強まりによって日本付近の高気圧が強まり、北～西日本が高気圧に覆われるとみれば 850hPa 気温は正偏差と考えるべきであろう（実際、このときはモデル通り高気圧に覆われ、下層の気温も正偏差となった）。

なお、沖縄・奄美では、高気圧の縁辺にあたり、湿った気流の影響を受けやすいとみられる。

エ．3～4 週目平均場（8/4～8/17）

500hPa 高度場では、北半球中緯度帯全域で波列パターンが明瞭となり、極東域でも華北付近が気圧の谷となり、沿海州付近が気圧の尾根となる。これは、準定常ロスビー波束が亜熱帯ジェット気流上を伝播する、いわゆるシルクロードパターン（第 2.3.3 項（3）参照）に類似して、日本の北東で尾根を強めているように見える。3～4 週目ともなると、こうした気圧の尾根や谷の位置には、不確実性が大きくなるが、沿海州の尾根付近では正の高偏差確率も見られることから、気圧の尾根となる傾向は採用する。亜熱帯高気圧は、日本の南海上から東日本方面に張り出す予測となっており、この張り出しには、亜熱帯ジェット上の気圧の尾根および 2 週目にフィリピン付近で見られた対流活動の活発な状況がやや北上しつつ続いている（略図）ことが影響している。フィリピン付近の対流活動が活発な状態が継続するには、海面水温固定（フィリピン周辺で正偏差）の影響が大きく、この影響は多少割り引いて考える必要がある。

モデルの循環場通り考えれば、東・北日本は高気圧に覆われて晴れて高温と見込まれ、西日本や沖縄・奄美は高気圧周辺部にあたり、湿った気流の影響を受けやすく、気温はより天気のごずつく沖縄・奄美で低温傾向、西日本は平年程度と予測される。確率に翻訳する場合に、これらの特徴を全体にやや気候値に寄せて考える。

オ．数値予報ガイダンス

数値予報ガイダンスは、MOS 方式で作成されており、数値予報モデルの予報精度も織り込んだ確率となっていることから、基本的にはガイダンスに沿って作成すべきものである。ただし、地上気温を予測因子として利用しており、海上の格子も一部含まれている（総合的な成績は 850hPa 気温など下層の気温よりも地上気温を利用した方がよいことから、予測因子として採用している）。このため、初期場の海面水温が極端に高いあるいは低いときは、循環場が大きく変動する場合であっても、

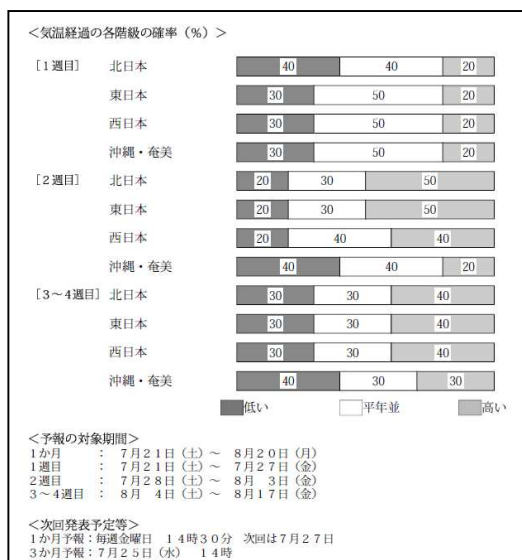
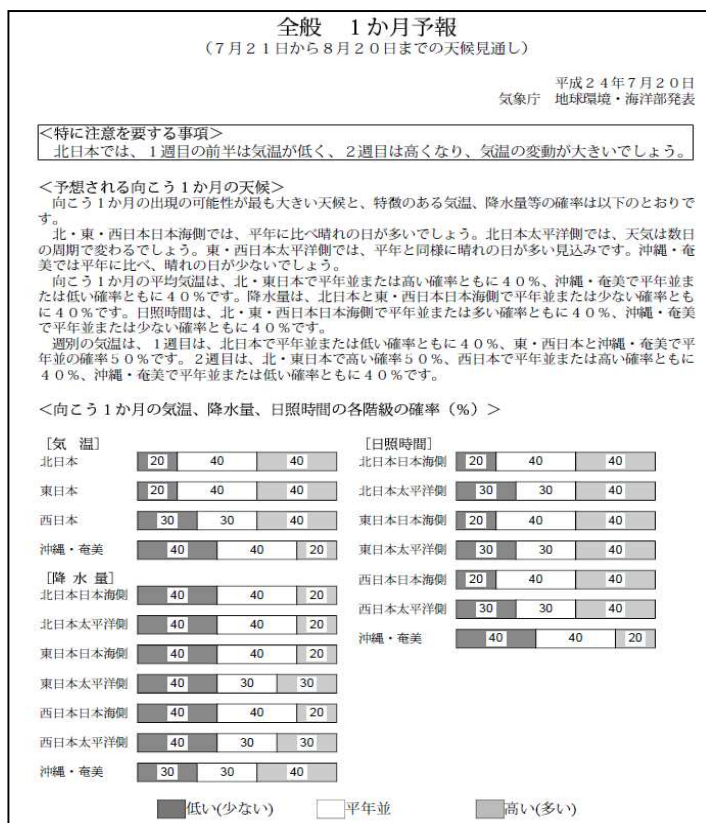
海面水温偏差が固定であるため、極端な海面水温の影響が反映され、特に期間後半は循環場の予測と矛盾する結果が出ることもある。その場合には循環場の予測の信頼性を加味しつつ、修正して利用することを検討する。この事例では、そのようなことはなく、概ね予測される循環場と矛盾はないことから、ガイダンスに沿った確率予報の組み立てを行う（ガイダンスの一覧は省略）。ただし、2週目は、500hPa 高度場の亜熱帯高気圧の強まりの予測を踏まえて、ガイダンスを高温側にシフトする、3～4週目はフィリピン付近の対流活動の持続などの不確定性を踏まえて、ガイダンスを多少気候値側に寄せるなどの微調整を行う。

また、1週目の気温の確率については、週間天気予報を考慮する必要がある。

同様に、月降水量及び月間日照時間の確率も検討する。ガイダンスは、北日本から西日本で少雨・多照傾向を沖縄・奄美で多雨・寡照傾向を予測しており、循環場や予測精度の高い気温との整合もよいことから、概ねガイダンスを採用する。

カ．予報の作成

以上を総合して、予想される天候と気温、降水量、日照時間などの確率予報を作成する。実際に2012年7月20日に発表した1か月予報（全般予報）を第4.1.12図に示す。「特に注意を要する事項」は、災害につながるような長期間の現象の継続や急激な変化等が予想される場合、異常天候早期警戒情報で早期の警戒を呼び掛けている場合、注意を喚起することを目的として必要に応じ記述する。本事例では、この時期の気温は稲作等農作物への影響が大きいことなどから、期間の前半、気温の変動が大きい北日本で、その旨記述した。予想される天候には、天気日数ガイダンスおよび平年値から想定される向こう1か月の天候について記述するほか、気温・降水量・日照時間等の確率予報で特徴のある最大確率の階級について記述する。



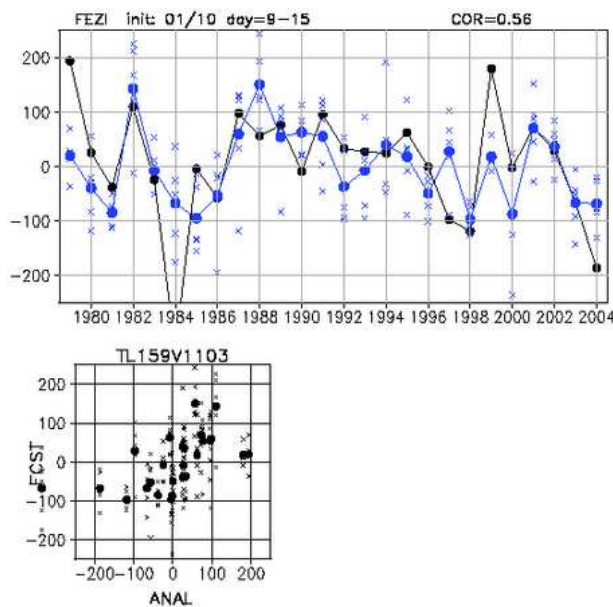
第4.1.12図 2012年(平成24年)7月20日発表の全般1か月予報
左図から右図に続く。

(4) 異常天候早期警戒情報事例(冬季の例)

2012年1月16日を初期値とする2012年1月18日～1月31日の数値予報プロダクトをもとに予報の作成事例を示す。資料は、第4.1.1項のFAX資料の解説で利用した第4.1.5図～第4.1.7図である。予測された循環場について解釈し、数値予報ガイダンスをもとに、異常天候早期警戒情報の発表基準である「かなり高い」あるいは「かなり低い」確率が30%以上であるか判断し、基準に達すると見込まれる場合に発表する。実況の解釈については本項(3)同様に割愛する。

ア. 対象期間の循環場

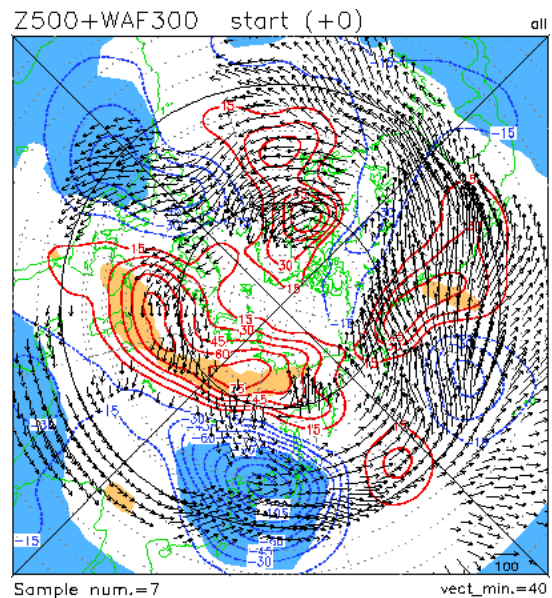
1週目から2週目にかけて、極東域では大きく見れば、高緯度側が正偏差、中緯度帯が負偏差の傾向が予測されている。このため、極東東西指数は、期間中低指数が継続する予測となっている。



第4.1.13図 極東東西指数の解析と1か月予報モデルの予測の時系列図および散布図(1月10日初期値の第2週)

上段: 時系列図(黒線は解析、青線はアンサンブル平均、×印は各メンバー)。1979～2004年、単位はm。右上の数値は相関係数。
 下段: 散布図(横軸は解析、縦軸は予報。黒丸はアンサンブル平均、×は各メンバー)。1979～2004年の26年分をプロット。
 平成23年(2011年)3月に運用開始した1か月予報モデルのハインドキャストの結果に基づく。

このモデルのハインドキャストによる極東東西指数のアンサンブル平均と観測との相関係数は冬季には0.6程度あり(第4.1.13図)。こうした帯状の偏差場の持続は十分予測可能である。その中で日本付近は、1週目にカムチャツカ半島の北にあるブロッキング高気圧が発達し、中緯度帯の偏西風の蛇行に伴う気圧の尾根が日本付近に東進する予測となっている。このため、1週目は北日本から西日本まで高温傾向となる。2週目にかけては、カムチャツカ半島のブロッキング高気圧は波束を射出し、次第に西進しつつ弱まると予測されている。一方、亜熱帯ジェット気流および寒帯前線ジェット気流沿いの準定常ロスビー波束伝播により、日本付近でトラフが深まると予測されている。日本付近でかなりの低温となり、その状態が約1週間以上持続するタイプの循環場(第4.1.14図)に近く、典型的な低温パターンを予測している。ス



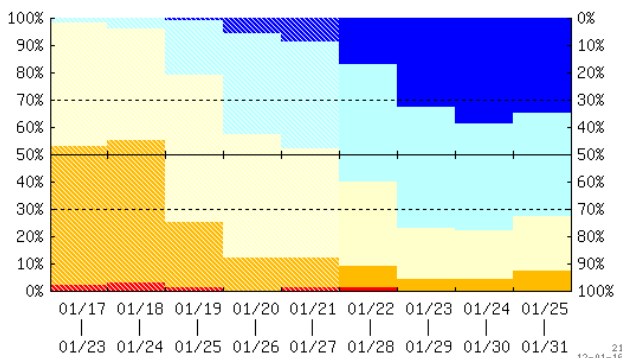
第4.1.14図 低温持続型の500hPa高度偏差の合成図(低温開始日)

正(負)偏差は赤(青)で示している。矢印は300hPaの波の活動度フラックス。単位は $10^6 \text{m}^2/\text{s}^2$ 。500hPa高度偏差の等値線間隔は15m。陰影は、t検定で5%の危険率で有意な高度偏差の領域を示す。
 7日間平均気温偏差が、「かなり低い」閾値を下回る期間が1週間以上継続する場合を1979/80年～2007/08年冬の期間で抽出し、「かなり低い」閾値を下回った初日の500hPa高度偏差の7日間平均場を合成した。

ブレッドが小さく、かつ日本を含む極東中緯度帯での正の高偏差確率を予測していることから、信頼度は大きいと判断される。

イ．数値予報ガイダンス

第 4.1.15 図に、北陸地方の確率予測資料を掲載する。7 日間平均気温のかなり低い確率が 1 月 23 日から 30%以上となっている。図には示さないが東北地方と北海道地方を除き、全国でかなり低い確率が 30%以上となっている。これらのことから、北日本を除き、低温に関する異常天候早期警戒情報を発表することが適当であると判断する。



第 4.1.15 図 2012 年 1 月 16 日初期値の 7 日平均気温確率ガイダンスの時系列図（北陸地方）

7 日平均気温の各階級に入る確率で、棒グラフの各色は以下の階級を表す。

青色：「かなり低い」、水色：「低い（かなり低いを除く）」、肌色：「平年並」、橙色：「高い（かなり高いを除く）」、赤色：「かなり高い」

ウ．異常天候早期警戒情報の作成

実際に 2012 年 1 月 17 日に発表した北陸地方の異常天候早期警戒情報を第 4.1.16 図に示す。

情報は、警戒期間、対象地域、警戒事項（「かなりの低温」「かなりの高温」）および確率（30%以上）と解説文で構成される。解説文には、これらの期間や地域等のほか、農作物の管理など注意事項を記述する。また、一定の条件を満たした場合には、夏季には熱中症への注意喚起（平成 23 年（2011 年）より）、冬季には降雪への注意喚起を付加する（平成 24 年（2012 年）11 月より）。なお、2 週間先までに、気温の変動が大きい場合、1 週間程度先までに顕著な低温や高温が予想されている場合、気温に関する天候情報が出されている場合には、その旨、解説を補足することもある。

参考文献

- 遠藤洋和, 原田やよい, 2008: マッデン・ジュリアン振動と冬期の日本の天候および循環場との関係. 天気, 55, 27-40.
- 前田修平, 佐藤均, 渡部雅浩, 2007: 2005 年 12 月の熱帯対流活動と日本付近の異常低温. 気象研究ノート, 216, 89-94.
- 前田修平, 1995: アンサンブル予報のプロダクトと検証結果. 平成 7 年度長期予報研修テキスト, 気象庁予報部, 21-40.
- 若林正夫, 濱田啓次, 2004: 大気循環場と日本の天候. 平成 16 年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 40-64.

低温に関する異常天候早期警戒情報（北陸地方）
平成 24 年 1 月 17 日 14 時 30 分
新潟地方気象台 発表

要早期警戒

警戒期間 1 月 23 日頃からの約 1 週間
対象地域 北陸地方
警戒事項 かなりの低温（7 日平均地域平年差 - 2.1 以下）
確率 30%以上

今回の検討対象期間（1 月 22 日から 1 月 31 日まで）において、北陸地方では、1 月 23 日頃からの 1 週間は、気温が平年よりかなり低くなる確率が 30%以上となっています。また、この状態は 1 月 25 日頃からの 1 週間まで継続する見込みです。

今後の気象情報に注意して下さい。

なお、北陸地方では、今後 1 週間程度気温は高いですが、2 週目には低くなる見込みです。

第 4.1.16 図 2012 年（平成 24 年）1 月 17 日発表の低温に関する異常天候早期警戒情報（新潟地方気象台発表）

4.2 3か月予報と暖・寒候期予報¹

本節では、季節予報担当者が行う3か月予報および暖・寒候期予報の作業内容について概説するとともに、予測資料の見方について具体例をあげながら解説する。

第4.2.1項では数値予測資料のFAX図を解説する。この項は、「平成22年度季節予報研修テキストの第1.3.1項」(竹川 2010)及び「配信資料に関する技術情報(気象編)第301号関連お知らせ季節予報(3か月、暖・寒候期予報)の改善についての第4.1節」(気象庁 2010)と内容的には同じものだが、本テキストでの参照などを加えて記述し直したものである。

第4.2.2項では統計的予測手法(最適気候値(OCN)手法)について解説する。この項は、「平成10年度季節予報研修テキストの第3.3節」(和田と石原 1998)をもとに1981~2010年で検証した表を追加している。

第4.2.3項では天候表現について解説する。

第4.2.4項では寒候期予報の具体例をもとに3か月、暖・寒候期予報の作成について説明する。この項は、「平成22年度季節予報研修テキストの第1.4節」(竹川 2010)をもとに、予報事例を暖候期予報から寒候期予報に換えて記述している。

4.2.1 FAX図の解説

第3.3節で述べたとおり、3か月予報および暖・寒候期予報に用いられている数値予報モデルは、大気と海洋を一体的に取り扱う大気海洋結合モデル(Coupled General Circulation Model; CGCM)である。季節予報資料(FAX図)は、CGCMの結果の出力図で、熱帯の海洋の動向、熱帯域を中心とした大気循環、中・高緯度循環に加えて各種循環指数などから構成されている。

なお、3か月予報および暖・寒候期予報で用いられているCGCMによる予測には系統誤差(バイアス)が含まれている(第3.3.3項参照)。僅かな年偏差をもとに予報する季節予報では、この系統

誤差は予報に対しての影響が大きい。このため、過去事例の予報実験(ハインドキャスト:30年分)の結果から系統誤差を推定し、それを補正した値をFAX図に使用している(ただし、偏差以外の3か月予報資料(2)~(4)の降水量と大気循環の予想図、および暖・寒候期予報の同要素は除く)。

以下の~では3か月予報のFAX図の詳細を示す。暖・寒候期予報のFAX図については、3か月予報に準じており、で簡単に解説し、第4.2.4項で予報作成事例のサンプルとして示す。から

には、標題に続いて各項の等値線間隔等の詳細、資料のサンプルなど、関連する図表の番号を付加したので参照されたい。また、各分布図の右上にN: として、図に使用したアンサンブルメンバー数を示す。通常はN:51となるが、数値予報に何らかの障害が発生した場合には、利用可能なメンバーを用いて図の作成を続行するため、51より小さな数となる。

なお、3か月予報のFAX図の(1)のOCNについては第4.2.4項で記述する。その他の関する図表類は本節の最後にまとめて掲載する。

熱帯・中緯度実況解析図(3か月予報資料(2) 1~4段)(第4.2.1表、第4.2.1図)

海面水温と大気循環の関係を中心とした実況を把握すること、および数値予報の検証に利用するための資料である。要素は、海面水温(Sea Surface Temperature; SST)、200hPa速度ポテンシャル、200hPa流線関数、850hPa流線関数、およびそれらの年偏差である。

平均期間は、予報発表月を含む前3か月平均と1か月平均である。ただし、予報初期値の日付から予報発表月の月末までは、実況値のかわりにアンサンブル平均予測値を用いる。年偏差の計算に用いる年値は、SSTについては船舶やブイなどの現場観測データに基づく全球海面水温解析(COBE-SST)の日別平滑年値の期間平均である。大気の前測資料には、大気長期再解析(JRA-25)および気象庁気候データ同化システム(JCDAS)の日別平滑年値の期間平均を用いるが、一部含まれ

¹ 大久保 忠之

る予報部分については過去事例の予報実験の平均値(数値予報モデル平年値)を用いている。なお、JRA-25の概要は、大野木(2007)を参照されたい。

速度ポテンシャルと流線関数とその平年偏差を、熱帯循環場と其中・高緯度への影響を把握するために掲載する。流線関数は中・高緯度と違って、熱帯域では対流圏の下層と上層で逆向きになることが多く、それを確認するために200hPaと850hPa面を用いている。また、大規模な対流活動に伴う対流圏上層の発散風が、地球回転の影響を受けて回転成分を強制し、それが波束伝播を通して中・高緯度の循環に影響を与えることが多いので、その過程を理解しやすいように、発散風に関する速度ポテンシャルと回転成分に関する流線関数を描画している。発散風は速度ポテンシャルの等値線に直交し、値の小さい方から大きい方に向かって吹き、等値線の間隔が狭いほど強い。一方、回転成分は、流線関数の等値線に沿って値の小さい方を左手に見て吹き、やはり等値線の間隔が狭いほど強い。両者の定義や発散風と回転成分との関係については第5.3.2項を参照して頂きたい。

実況および予想の時間 - 経度断面図(3 か月予報資料(2)の最下段)(第4.2.1表、第4.2.1図)

太平洋赤道域やインド洋赤道域のSSTの変化の特徴を把握し、風応力(海上風が海面を引きずるように働く力)の変動等に伴う赤道域の海洋貯熱量(Ocean Heat Content; OHC)の変動とSSTの変動の経過と予測について把握するための資料である。OHCは、海洋に貯えられている熱量の指標で、海面から深さ300mまでを鉛直平均した水温として定義される。OHCを監視することにより、SST平年偏差の実況や予測に対して、エルニーニョ/ラニーニャ現象などスケールの大きな変動との関係をつかむことができる。例えば太平洋赤道域におけるOHCの正偏差の東進は、エルニーニョ現象の発達や維持に関連している。OHC偏差には東西風応力偏差が寄与しており、西風(正)偏差はOHC正偏差の東進を、東風(負)偏差はOHC負偏差の東進を励起する要因となる(第2.4.3項(3) 参照)。

掲載図は時間 - 経度断面図で、要素は、赤道域におけるSST平年偏差($5^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$)、OHC平年偏差($0.3^{\circ}\text{S} \sim 0.3^{\circ}\text{N}$)、東西風応力平年偏差($0.15^{\circ}\text{S} \sim 0.15^{\circ}\text{N}$)である。期間は、6 か月前から3 か月先で、半旬平均データの3 半旬移動平均値(1:2:1の重みつき)の前6 か月の解析値と3 か月先までのアンサンブル平均予測値である。平年偏差を計算するために用いる平年値は、SSTについては、COBE-SSTの日別平年値の半旬平均である。OHCと東西風応力については、全球海洋データ同化システム(MOVE/MRI.COM-G)の半旬平年値である。

熱帯・中緯度予想図(3 か月予報資料(3)(4))(第4.2.1表、第4.2.2図、第4.2.3図)

SST平年偏差に対する熱帯および中緯度大気の平均的な応答を把握するための資料である。要素は、SSTの平年偏差、熱帯域の水蒸気の凝結による非断熱加熱偏差の予測を把握するための降水量平年偏差、200hPaの速度ポテンシャルと平年偏差、200hPaと850hPaの流線関数と平年偏差で、予測値はすべてアンサンブル平均値である。平均期間は、予報期間の3 か月平均と月平均である。3 か月平均と1 か月目の予測が1 枚に収められ、同様の形式で2 か月目と3 か月目の予測が1 枚に収められている。

平年値は、SSTについては、COBE-SSTの日別平年値の期間平均である。降水量と大気循環については、モデル平年値を用いている。

熱帯の大気循環場はエルニーニョ現象などのSSTの状態を反映した特徴的なパターンを示すことが多い(第2.4.3項(8)ウ. 参考)。

SST高偏差確率分布図、降水量高偏差確率分布図(3 か月予報資料(5)左上の2 段)(第4.2.1表、第4.2.4図)

SSTと降水量の確率的な予測を把握するための資料である。予測されたSST(系統誤差補正後)平年偏差と降水量平年偏差の絶対値が、解析値の標準偏差の0.43倍を超える場合を高偏差と定義し、アンサンブルメンバーのうち何割のメンバーがこ

のしきい値を超えるかを示す。正規分布を仮定すれば、平年（標準偏差を計算した期間）の解析値の約33%が標準偏差の0.43倍のしきい値の範囲内に納まる。つまり標準偏差の0.43倍のしきい値は、解析値を「高い：並：低い=1:1:1」に分けるものである。高偏差確率は、メンバーのうち何割が「高い」あるいは「低い」階級を予測したかを示すものであり、割合が50%以上の領域を影で示す。平均期間は、予報期間の3か月平均である。

西太平洋熱帯域など、SST変動の標準偏差が小さく、平年偏差の値が小さくても平年との隔たりを大きく評価すべき領域が存在するが、高偏差確率は、こうした領域の傾向を把握することにも利用できる。

熱帯域海面水温偏差・降水量偏差・帯状平均500hPa高度偏差のヒストグラム（3か月予報資料（5）右上の3段）（第4.2.4図）

日本の天候と比較的相関の高い熱帯域のSSTおよび降水量の確率的な予測を把握するための資料と、北半球規模のジェット気流の北偏・南偏、亜熱帯高気圧の強さなどと関連する500hPa高度平年偏差の北半球帯状平均の確率的な予測を把握するための資料である。掲載する領域は、SST平年偏差については、NINO.3（エルニーニョ監視海域）、NINO.WEST（西太平洋熱帯域）、IOBW（インド洋熱帯域）、インド洋北部の4海域としている。降水量平年偏差については、C11領域（アラビア海東部～ベンガル湾）、C12領域（フィリピン付近～フィリピンの東）、DL領域（赤道の日付変更線付近）、SAMOI領域（夏季アジアモンスーン領域）である。以下、各領域の地理上の正確な位置は第4.2.2表に掲載した。帯状平均500hPa高度平年偏差については、日本が存在する緯度を含む20°N～30°N、30°N～40°N、40°N～50°Nの3つの緯度帯としている。これらの領域のSSTや対流活動(OLR)と日本の天候の関係は、若林と濱田(2004)に整理されているので参照されたい。また、それらのメカニズムについては第2.4.1項を参照されたい。

ヒストグラムは、各階級に入るアンサンブルメ

ンバーの全体に対する比率を表示しており、降水量平年偏差と帯状平均平年偏差については、標準偏差で規格化し、階級の幅は見やすさを考慮し標準偏差の1/4とした。SST平年偏差については規格化せず、階級の幅は、エルニーニョ監視海域が0.25、西太平洋熱帯域が0.075、インド洋熱帯域とインド洋北部が0.05とした。この階級幅は、これらの海域における標準偏差のおおむね1/4に相当する。なお階級値の比率が0.4を超えた場合、超過部分については表示されない。図の右下端には参考のため、平均0、分散1の正規分布、つまり標準正規分布のヒストグラムを付加した。これと比較することにより、気候学的な確率分布からのずれの大きさを把握することが出来る。

なお、降水量の標準偏差は、同様に予報期間の3か月平均から求めている。帯状平均500hPa高度の標準偏差は、JRA-25及びJCDASの日別値の90日移動平均の標準偏差を用いた。3か月予報資料（9）では標準偏差で規格化した循環指数類の30日移動平均時系列図を掲載しており、この資料との整合性を考慮し、3か月平均場の標準偏差は用いなかった。

熱帯域海面水温偏差時系列図（3か月予報資料（5）下から2段目の左から3つ）（第4.2.4図）

海洋の長期変動を考慮した上で、予測されるSST平年偏差を解釈するための資料である。要素はで示した領域のうちNINO.3、NINO.WEST、IOBWの3海域のSST平年偏差である。解析値については予報対象とする3か月平均について、予報前年までの過去30年分の時系列データを表示している。予測値は、3か月平均の各メンバーの値をx、アンサンブル平均と標準偏差の幅（スプレッド）を黒丸で表示している。

熱帯域海面水温偏差時系列図（3か月予報資料（5）最下段の左から3つ）（第4.2.1表、第4.2.4図）

最近のエルニーニョ/ラニーニャ現象等の発生状況、それに伴うインド洋のSST変動を把握するた

めの資料である。要素は で示した領域と同じ NINO.3、NINO.WEST、IOBWの3海域のSST平年偏差である。解析値については予報初期月の過去60か月分の時系列データを表示している。予測値は、月平均の各メンバーの値をx、アンサンブル平均と標準偏差の幅(スプレッド)を黒丸で表示している。

北半球帯状平均500hPa高度偏差時系列図(3か月予報資料(5)下2段の右2列)(第4.2.4図)
月別に帯状平均場の変動の傾向を把握するための資料である。 で示した3つの緯度帯としている。

北半球実況解析図(3か月予報資料(6))(第4.2.1表、第4.2.5図)

循環場の実況を把握すること、および数値予報の検証に利用するための資料である。要素は、期間平均した500hPa高度、850hPa気温、海面更正気圧、およびそれらの平年偏差である。平均期間は、予報発表月の前3か月平均、予報発表月を含む前3か月平均、予報発表月の前1か月平均、予報発表月の1か月平均である。ただし、予報発表月を含む前3か月平均、予報発表月の1か月平均の資料に関しては、予報初期値の日付から予報発表月の月末までは系統誤差補正後のアンサンブル平均予測値を用いる。

北半球予想図(3か月予報資料(7))(第4.2.1表、第4.2.6図)

北半球中高緯度大気循環場の予測を把握するための資料である。要素は、アンサンブル平均(系統誤差補正後)した北半球域の500hPa高度と平年偏差、極東域の850hPa気温と平年偏差、極東域の海面更正気圧と平年偏差である。平均期間は、予報期間の3か月平均と月平均である。

北半球高偏差確率分布図(3か月予報資料(8)の上半分)(第4.2.1表、第4.2.7図)

北半球中高緯度大気循環場の予測の偏りや信頼

性を把握するための資料である。 と同様に予測された北半球500hPa高度(系統誤差補正後)平年偏差の絶対値が、解析値の標準偏差の0.43倍を超える場合を高偏差と定義し、アンサンブルメンバーのうち何割のメンバーがこのしきい値を超えるかを示す。割合が50%以上の領域を影で示す。平均期間は、予報期間の3か月平均と月平均である。解析値の標準偏差は、平年値を作成したのと同じデータソースから作成した。ただし、3か月平均場については90日移動平均場の標準偏差を、1か月平均場については30日移動平均場の標準偏差をそれぞれ日別に求め、該当する日付の値(期間の先頭の日付からの90日および30日平均場の標準偏差)を用いた。

循環指数類ヒストグラム(3か月予報資料(8)の下半分)(第4.2.7図)

北半球中高緯度大気循環場の予測の分布状況を把握するための資料である。標準偏差で規格化した各種循環指数類(系統誤差補正後)のヒストグラムで、階級の幅は見やすさを考慮し標準偏差の1/4とし、階級に入るアンサンブルメンバーの全体に対する比率を表示している。循環指数類の種類は、北半球全体の大規模な循環の特徴を把握するための北半球東西指数・極渦指数・北半球500hPa高度の第1~3主成分スコア、日本の天候に特に関係の深い極東域の循環の特徴を把握するための東西指数(北半球)・東西指数(極東域)・東方海上高度・オホーツク海高気圧指数・沖縄高度・極渦指数(北半球)・極渦指数(極東域)・40度西谷指数・極東中緯度高度・小笠原高度である。図の右下端には、標準正規分布のヒストグラムを付加した。循環指数等の定義は第4.2.2表のとおりである。これらの循環指数類と日本の天候との統計的な関係については、若林と濱田(2004)に整理されているので参照されたい。標準偏差は、高偏差確率分布図と同じように、90日平均場の各循環指数について求めたものを用いている。

主成分分析は大気の大規模な循環パターンを同定するためによく使われ、気象庁では冬期の第1

主成分は北極振動(Arctic Oscillation; AO)の指標に用いている。また、主成分分析の作成には1958～2010年の30°N以北の各季節3か月平均(春:3～5月、夏:6～8月、秋:9～11月、冬:12～2月)500hPa高度の年平均偏差について面積重みをかけた2.5度×2.5度の各格子点の共分散行列を用いた。通常の主成分スコアとは違い、計算した期間の分散が1になるよう各主成分スコアを固有値の平方根で割った値を用いる。各季節の第3主成分までの空間パターンと寄与率を第4.2.13図に示す。ただし、空間パターンは、共分散行列の固有ベクトルに固有値の平方根をかけたもので単位はmである。規格化した各主成分スコアが1のときの典型的な年平均偏差の空間分布を示していると考えてよい。予報値の主成分を計算するのに用いる固有ベクトルは、予報対象とする3か月のうち2か月以上含まれる季節のものを使う。例えば、1～3月の予報には冬の固有ベクトルを用いる。本来、該当する3か月平均場の主成分分析の結果を用いるべきとも考えられるが、主成分が毎月変わると予報資料として利用しにくいことを考慮してこのような扱いとした。

循環指数類30日移動平均時系列図(3か月予報資料(9)の上2段)(第4.2.8図)

日本付近の天候に関係の深い循環場などの季節内の時間スケールでの変動について、実況経過とアンサンブル平均、および各メンバーの予測のばらつきを把握するための資料で、解析、および予測(系統誤差補正後)された各種指数類の30日移動平均値の時系列図である。時系列の期間は約7か月分、予報初期値の日付の前120日～前91日の30日平均値から予報91日～120日目の30日平均値までの212個の30日平均値がプロットしてある。日付は30日移動平均の中心に対応(例えば12月16日～1月15日の30日平均値は12月と1月の境界を示す縦線上に表示)している。図中の横軸の数字は月である。太実線は解析とアンサンブル平均予測、およびアンサンブル平均予測の標準偏差の幅を示している。細実線はアンサンブル予報の各メンバ

ーである。要素は、領域平均850hPa気温年平均偏差(北日本、東日本、西日本、沖縄・奄美:1か月予報資料と同じ領域)、解析値の標準偏差で規格化した各種循環指数(極東域の東西指数、東方海上高度、オホーツク海高気圧指数、沖縄高度)である。循環指数類の標準偏差は30日平均場であることを除けばと同じである。

循環指数類3か月平均時系列図(3か月予報資料(9)の下2段の左から3つ)(第4.2.8図)

北半球中・高緯度大気循環場の経年変化について、実況経過とアンサンブル平均、および各メンバーの予測のばらつきを把握するための資料である。実況については予報対象とする3か月平均について、予報前年までの過去30年分の時系列データを表示している。予測値(系統誤差補正後)は、3か月平均の各メンバーの値をx、アンサンブル平均と標準偏差の幅(スプレッド)を黒丸で表示している。

要素は、解析値の標準偏差で規格化した各種循環指数(極東域の東西指数、東方海上高度、オホーツク海高気圧指数、沖縄高度)、北半球500hPa高度の第1～2主成分スコアである。循環指数類を求める際に使用する標準偏差、および主成分の求め方は、のヒストグラムと同じである。過去30年分の実況値も、平年値と同じデータソースから作成している。経年変化には、エルニーニョ現象などに伴う数年スケールの変動、数10年スケールの変動、気候ジャンプ、温暖化トレンドなどの様々な時間スケールの変動が含まれる。

層厚換算温度偏差1か月平均時系列図(3か月予報資料(9)の下2段の右端)(第4.2.8図)

帯状平均した対流圏の温度の変動について、実況経過とアンサンブル平均、および各メンバーの予測のばらつきを把握するための資料である。実況については予報初期の月の過去60か月分の時系列データを表示している。予測値は、月平均の各メンバーの値をx、アンサンブル平均と標準偏差の幅(スプレッド)を黒丸で表示している。初期

値の月も含む。平年値はモデル平年値である。要素は、30°N～90°Nと30°N～50°Nの帯状平均した対流圏の層厚（300hPa面と850hPa面間の層厚）換算温度平年偏差である。

暖・寒候期予報資料

暖・寒候期予報資料は、3か月予報資料にある3か月平均に関する資料と基本的に同じで、暖候期予報資料は6～8月、寒候期予報資料は12～2月の3か月平均を対象としている。ただし、暖候期予報用には、海面更正気圧と平年偏差について、沖縄・奄美の梅雨時期に相当する5～6月、沖縄・奄美以外の梅雨時期に相当する6～7月の2か月平均場の資料も掲載する。天気図類については、第4.2.4項（第4.2.9図～第4.2.11図）を参照されたい。

4.2.2 統計的予測手法（最適気候値(OCN)手法）

最適気候値(Optimal Climate Normal; OCN)とは、統計的手法の1つで、過去の気候状態がさらに継続すると仮定して、気候値（過去のある統計期間の平均状態）をそのまま予測値とする手法である。気温や降水量の実況から長期的なトレンドや数10年スケールの変動を把握して、それを延長して予測とする。年々変動より長い数10年変動スケールやさらに長期的な変動に基づく予測であり、気温のようにトレンドやジャンプが明瞭な要素について有効である。

具体的には、予測対象年の何年間かの気温平年差や降水量平年比の平均値をそのまま当年の予測値とするため、統計期間の選択が予測精度を左右する。統計期間を過去1年間から30年間とした場合のそれぞれの気候値と予測値の関係を調査し、最も予測精度の良い期間を最適な統計期間として選択する（最適年数）。予測対象は、各地域の月平均気温と3か月平均気温の平年差、月降水量と3か月降水量の平年比で、予測対象年の前10年間の各要素の観測値の平均を予測値とし、その予測値の属する階級をカテゴリー予測、10年間の観測値の階級別出現率を確率予測としている（和田と

石原 1998）。なお、最適年数についてNOAA Climate Prediction Centerでは、気温は10年、降水量は15年を用いている。

OCNの評価結果を第4.2.3表に示す。ここでは、RMSE(2乗平均平方根誤差)スキルスコア、Heidkeスキルスコア、およびブライアスキルスコアによる精度評価を示す。RMSEスキルスコアは、気温では北日本の冬・春・夏と沖縄・奄美の春を除いてスキルが認められる。降水量ではほぼ全国的にスキルはない。適中率を気候値予報（またはランダム予報）の適中率33%と比較した指標であるHeidkeスキルスコアは、気温では沖縄・奄美の秋を除いてスキルがあり、秋の北日本と冬の北・西日本と沖縄・奄美で適中率が高い。降水量では冬の西日本日本海側、春の西日本太平洋側と沖縄・奄美、夏の東日本太平洋側、秋の北日本日本海側、東日本太平洋側、沖縄・奄美で適中率が高いほかは適中率が低い。気候値予報との比較のブライアスキルスコアは、気温では秋の西日本と冬の沖縄・奄美でスキルが認められるほかはスキルがない。降水量では全国でスキルがない。なお、評価指標については第4.4節を参照いただきたい。

第4.2.3表 OCN（気温・降水量）の各季節の3か月間の精度一覧（1981～2010年）

各値は100倍。
スキルがあるところはオレンジ、スキルスコアが20を超えるところはピンクで着色。

（用語の解説）
RS：RMSEスキルスコア 10年間平均値と気候値（気温は0、降水は100）との比較
HS：Heidkeスキルスコア 10年間平均値の階級の適中率と気候値予報の適中率(33%)との比較
BS：ブライアスキルスコア 10年間の出現率のブライアスコアと気候値予報の(33:33:33)のブライアスコアとの比較

気温3か月												
予報対象期間	冬(12~2月)			春(3~5月)			夏(6~8月)			秋(9~11月)		
	RS	HS	BS	RS	HS	BS	RS	HS	BS	RS	HS	BS
北日本	-5	25	-13	-3	5	-17	-1	5	-4	7	30	0
東日本	3	5	-12	1	0	-12	4	5	-7	10	5	-3
西日本	3	20	-8	2	5	-10	3	5	-8	15	15	4
沖縄・奄美	10	20	3	-7	-19	-13	3	15	-1	8	0	-5

降水量3か月												
予報対象期間	冬(12~2月)			春(3~5月)			夏(6~8月)			秋(9~11月)		
	RS	HS	BS	RS	HS	BS	RS	HS	BS	RS	HS	BS
北日本日本海側	-5	-4	-16	-6	0	-3	-5	0	-22	-3	5	-9
北日本太平洋側	-4	-4	-17	-8	-4	-15	-6	-4	-12	-9	-14	-16
東日本日本海側	-4	0	-12	-6	0	-9	-5	0	-7	-7	-4	-10
東日本太平洋側	-5	0	-14	-6	0	-19	-5	5	-4	-8	5	-15
西日本日本海側	-10	5	-18	-7	-4	-14	-5	-4	-17	-7	0	-6
西日本太平洋側	-6	0	-12	-6	5	-12	-7	0	-15	-10	-9	-14
沖縄・奄美	-6	-9	-13	1	10	-9	-4	-4	-22	-5	15	-14

降水量の予測ではスキルのある地域・季節が少ない。これは降水量が気温と比べて気候トレンドやジャンプが小さい一方で、年々変動は大きいことが原因と考えられる。

OCN 手法による月別の予測値はリードタイム 1 か月～11 か月で同じ値なので、月平均気温や月降水量のスキルは予報期間の 1 か月目、2 か月目、3 か月目において同じである。予測精度がリードタイムによって変化しないことは、CGCM の精度が落ちてくる予測期間後半などにおいて、OCN 手法による予測資料が有用となり得る場合があることを示している。

4.2.3 天候表現の記述

季節予報では、予報期間中の天候の経過を説明するため、晴れや雨などの日数の多寡などや予想される天候の特徴について月を単位として記述している(平年の天候の経過については第2.2節を参照)。

季節予報が 1 か月単位で予報する天候表現の基準は、原則 1 か月(28 日換算)で、晴れ日数が 15.5 日以上を「晴れの日が多い」、晴れ日数が 12.4 日未満を「曇りや雨の日が多い」、周期変化の天候となる時期には「数日の周期で変わる」を用いている。平年と同様に現れる天候には、「平年と同様に……」(但し、「数日の周期で変わる」のみの場合は付加しない)、平年からの偏りがある天候には「平年に比べ……」を用いている。

また、1 か月の中で明瞭に前半と後半が分かれるような場合(梅雨入り / 明け近くの予報など)は、「前半は……」あるいは「後半は……」などを用いて表現している。この基準の作成には、平年値期間(1981～2010 年)のデータを使用し、任意の日から 14 日間の天気日数の地域平均値を算出し、対象とする 28 日間の前半 14 日間、後半 14 日間の「晴れ日数」の違いが 3.0 日以上あれば、前半・後半に分けて表現する。細分地域どうしを平滑化し、予報区内にある各細分地域の「晴れ日数」の違いが 1.5 日未満であれば、両者の平均値を、それぞれの地域細分の値に置き換える。違い

が 1.5 日以上であれば、各地域細分の値をそのまま使う。

以上のようなことを基本に表現しているが、予報発表の際には、その時々状況や地域に応じて表現を変える場合もある。

4.2.4 3 か月、暖・寒候期予報の作成

熱帯域の海洋は、大気に比べはるかに大きな熱容量を持ち、長い時間スケールで変動するため、CGCM での海水温の予測精度は各要素の中では高く、1 か月以上のリードタイムの予報には最も重要なシグナルとなる(第 3.3.3 項参照)。すなわち 3 か月、暖・寒候期予報は「熱帯域の海洋等のゆっくりとした変動を拠り所」に行なわれていることになる。3 か月、暖・寒候期予報では、CGCM を用いて、この海洋の変動の影響が熱帯域から中・高緯度へ伝わっていき、日本へどのように及ぶかを把握することが重要となる。また、数値予報ガイダンス(以下、ガイダンス)は、MOS 方式が導入され、予測因子には主に熱帯の海洋(SST 偏差)や熱帯の降水量偏差、大気の帯状平均等に関する指数が採用されている(第 3.3.6 表及び第 3.3.4 項参照)。これらのことから 3 か月、暖・寒候期予報を組み立てる予報作業の流れは、

- (1) 実況の把握
 - (2) 季節予報資料の把握と予測精度の確認
 - (2.1) 熱帯域の海洋の動向
 - (2.2) 熱帯の海面水温に伴う熱帯大気の応答
 - (2.3) 亜熱帯ジェット気流の蛇行やテレコネクションなどを介しての中・高緯度循環への影響
 - (2.4) それぞれの項目の予測精度の確認とモデルの採用 / 不採用の検討
 - (2.5) 日本付近の天候
 - (3) ガイダンスや統計資料の検討
 - (4) 予報の作成
 - (5) 解説資料の作成
- となる。

この項では、初めに予報作業上の留意点について概説し、次に 3 か月、暖・寒候期予報作業の流

れ（第4.2.4表）に沿い、2011年9月の寒候期予報を例に実際の予報作業手順を示す。

第4.2.4表 3か月、暖・寒候期予報作業の流れ

予報作業の流れ	作業内容と着目点
実況の把握	<ul style="list-style-type: none"> ・エルニーニョ/ラニーニャ現象の発生の有無 ・インド洋、西太平洋熱帯域の海面水温 ・層厚換算温度(低・中・高の各緯度帯、及び北・南半球などの部分に熱があるのか) ・日本の天候経過と循環場 ・近年の傾向
季節予報資料の把握と予測精度の確認	<ul style="list-style-type: none"> ・熱帯域の海洋の動向 ・熱帯の海面水温に伴う熱帯大気の応答 ・亜熱帯ジェット気流の蛇行やテレコネクションなどを介しての中・高緯度循環への影響 ・それぞれの項目の予測精度の確認とモデルの採用/不採用の検討 ・日本付近の天候
ガイダンスや統計資料の検討	<ul style="list-style-type: none"> ・数値予報ガイダンス(予測精度) ・OCN ・統計資料や過去事例との比較
予報の作成	<ul style="list-style-type: none"> ・上記を総合的に判断して日本付近の天候を予測
解説資料の作成	<ul style="list-style-type: none"> ・予報の概要 ・予報根拠 ・最近の天候経過 ・各種資料

(1) 予報作業上の留意点

海洋の実況および予測の把握には、太平洋およびインド洋のSST平年偏差、海洋貯熱量(OHC)偏差(赤道)の経度 時間断面、東西風応力平年偏差(赤道)で、過去から未来への時間変化動向を把握する。その際、実況把握やCGCMの予測特性を総合的に評価し、作成する必要がある。エルニーニョ監視速報では、こうした点を総合的に検討した上で、季節予報にとって重要な太平洋とインド洋の熱帯海洋変動の今後の見通しを発表している。この考え方に沿って熱帯のCGCMの予測結果を解釈する。一般的にはCGCMの熱帯SST予測精度は高くそのまま採用できる場合が多い。しかし、時に実況の推移などから大きく修正して考える場合がある。その場合には、CGCMで表現されているSSTや対流活

動、循環場の特徴を割り引いて気候値に近づけること等の検討や、OCN手法による予測を重視して予報を組み立てる必要がある。季節予報資料の把握で特に重要なことは、エルニーニョ/ラニーニャ現象(あるいはその傾向)が予測されているか否かで、エルニーニョ/ラニーニャ現象が予測されていれば、SST偏差等に典型的な特徴が現れているのか、異なる場合はその特徴の相違点とそれが日本の天候に与える影響について整理する。また、インド洋熱帯域や西太平洋熱帯域の海面水温についても同様に日本の天候に与える影響について整理する(第2.4.3項(6)~(8)参照)。

熱帯域の海面水温偏差と降水量偏差の分布の関係について検討する時には、一般には、SSTの高温偏差に対応して降水量が多い偏差分布となるが、「SSTが高い」=「降水量が多い」という関係のみではないことに留意する。SSTの低温偏差領域で対流活動が活発というケースでは、対流活動が活発化することにより、日射が遮られたり、風により潜熱が奪われたりと、高温偏差だったSSTが下げられた結果が示されている場合がある。逆に、インド洋高温時の夏季などにみられるように、フィリピン付近のSSTが高い状態であっても、大気の循環を介してフィリピン付近での対流活動は不活発という状況が続く場合もある(第2.4.3項(8)ウ、参照)。従って、何故そこで降水量偏差が生じているのかを整理する必要がある。

熱帯の降水量偏差分布をもとに熱帯の大気循環を把握する時の留意点は次のとおりである。熱帯域では降水量が多い所では対流活動(積乱雲の発生・発達)が活発ということに対応する。対流活動の分布に対応して上層の発散/収束のパターン、これに伴う上・下層の大気の循環について、それらの相互関係に対応させて理解する。この際、熱帯域の対流活動から大気の循環に結びつけるためには、松野-Gill応答(第5.2.3項)に代表される熱帯の赤道波に関する知識が役に立つ。

熱帯の大気循環から北半球中・高緯度の循環に関係が深いものについて整理する(熱帯大気と中高緯度大気の関係については第5.3節、テレコネク

ションについては第2.4.1項も参照)。よく見られるのが熱帯域における局所的な加熱によって強制される(a)定常ロスビー波束の亜熱帯ジェット気流に沿った波束伝播やそれが関係するテレコネクションパターン、(b)赤道ケルビン波に伴う下層収束・発散による亜熱帯域の変動(太平洋高気圧の変動)や、下層の西風に沿った定常ロスビー波束の伝播、などである。一方、熱帯域の加熱により帯状平均場も変化する。例えばエルニーニョ(ラニーニャ)現象時には熱帯の対流圏気温が上がり(下がり)、中緯度で下がる(上がる)傾向がある。この帯状平均場の変動については、帯状平均した2つの等圧面の間的高度差を温度に換算した層厚換算温度で把握する。これは、おおそ対流圏の平均気温とみなすことができ、偏西風の蛇行等の影響を除いた平均的な状況を示している。

また、予報初期値や予報期間、領域によって異なるモデルの予測精度について、ハインドキャストの結果を参考に予測精度や予測特性について知っておく必要がある(第3.3.3項参照)。特に、現在の季節予報の数値予報システムは、熱帯の循環のスプレッドが小さすぎるという特徴があるので、熱帯の中・高緯度への影響が強く出過ぎることがあり、注意が必要である。また、予測されるテレコネクションパターンの特性が、現実のテレコネクションパターンと異なることもある。このように、数値予報システムには予測特性があり、予測資料ではそれを補正しきれていないことから、予報担当者は、その特性を把握しつつ予測資料を解釈する必要がある。

これらのことを考慮して予測図のなかで採用できる部分、できない部分を整理し、日本付近の大気循環についての特徴を整理する。

日本の天候の予報は、予測の不確実性(第3.1節参照)から確率予報の形で表現するのが最善で、確率の導出にはガイダンス(第3.3.4項参照)を用いる。ガイダンスは、過去の統計から天候と循環場との関係と予測精度の両方が考慮されており、重要な予測資料であるが完全ではなく、ガイダンスを修正する必要がある場合もある。3か月、暖・

寒候期予報ガイダンスは、熱帯の海洋(SST偏差)や熱帯の降水量偏差、大気の帯状平均等に関する指数が採用されているため、CGCMの結果の日本付近の大気の循環とは矛盾する結果となることがある。日本付近の循環が、予測精度の高い熱帯域の海面水温分布や対流活動の分布からの影響が大きく合理的な説明が出来る場合は、循環場の予測を考慮してガイダンスを修正する場合がある。また、降水量や降雪量のガイダンスの成績は十分ではなく、気温と降水量、気温と降雪量に強い相関がある地域や季節は、予測精度の高い気温ガイダンスの傾向から統計的な関係を用いて降水量や降雪量ガイダンスを修正する場合がある。

(2) 具体的な予報事例

2011年9月8日を初期値とする2011年12月～2012年2月の数値予報プロダクトをもとに寒候期予報の作成事例を示す。FAX図として出力される資料を第4.2.9図～第4.2.12図に示す。以下寒候期予報を組み立てる予報作業の流れに沿って記述する。

ア．実況の把握

3か月予報では、エルニーニョ/ラニーニャ現象の発生の有無、インド洋、西太平洋熱帯域の海面水温、層厚換算温度、日本の天候経過と循環場などを記述するが、暖・寒候期予報では、近年の傾向を記述する。

(近年の傾向)

冬(12～2月)平均気温は、沖縄・奄美では平年並か高温になった年が多い。北・東日本は、年々の変動が大きく、顕著な高温となった年がそれぞれ2年ある。最近10年で低温となったのは、北日本は2年、東日本で3年、西日本は2年で、沖縄・奄美は1年となっている。最近10年の日本海側の冬(12～2月)の降雪量平年比は、全国的に平年並か少雪になった年が多く、北海道日本海側では、5年間少雪が続いている。

イ．季節予報資料の把握と予測精度の確認

(a) 熱帯域の海洋の動向

第 4.2.9 図 5 段目の赤道域における時間 経度断面によると、本予報期間において、太平洋の東西風応力平年偏差は、東部を除いて東風偏差の所が多く、特に日付変更線付近で東風偏差が大きくなっている。これに対応して、太平洋の海洋貯熱量(OHC)平年偏差は、日付変更線付近から西側では正偏差が明瞭で、日付変更線より東側では 12 月から 1 月にかけて負偏差の東進が見られるほかは正偏差となっている。赤道域の SST 平年偏差は、太平洋中部から東部にかけては負偏差の所が多く、西部太平洋熱帯域からインド洋にかけては正偏差となっている。

エルニーニョ監視海域の SST は所々に正偏差が見られ、エルニーニョ/ラニーニャ現象時に見られる特徴は示していないが、エルニーニョ監視海域の周辺を見るとラニーニャ現象的な様子も見られる。エルニーニョ監視速報では「予測期間中、エルニーニョ監視海域の SST が基準値に近い値で推移すると予測している。このことから、秋から冬にかけては平常の状態が続く可能性が高い。一方、今後も太平洋赤道域の大気下層で平年より強い東風が続けば、ラニーニャ現象が発生することも考えられる。」としている。この結果は CGCM の予測をほぼ採用したものであることから、寒候期予報も熱帯域については CGCM の予測に基づいて検討作業を進める。

(b) 熱帯の SST に伴う熱帯大気の応答

第 4.2.9 図 1 段目(右)の降水量の予測は、SST 平年偏差に対応して、太平洋赤道域中部～東部にかけては降水量が平年より少なく、対流活動が不活発と予想されている。対流不活発に対応して、200hPa 流線関数は、太平洋中部で赤道域を挟む南北両半球に顕著な低気圧性循環偏差が見られ、また 850hPa 流線関数は、太平洋中部で赤道域を挟む南北両半球に高気圧性循環偏差が見られる(冷源に対する赤道ロスビー波の応答と考えられる)。一方、海洋大陸付近からインド洋にかけては対流活

動が活発で、200hPa 速度ポテンシャルでは海洋大陸からインド洋にかけては発散偏差が見られる。200hPa 流線関数はパキスタンから華南付近にかけて広く高気圧性循環偏差が見られ、850hPa 流線関数は、赤道を挟んでインド洋中部に低気圧性循環偏差が見られる(熱源に対する赤道ロスビー波の応答と考えられる)。

(c) 亜熱帯ジェット気流の蛇行やテレコネクションなどを介しての中・高緯度への影響

第 4.2.9 図 2 段目(左)の 200hPa 流線関数では、太平洋中部の低緯度に低気圧性循環偏差、太平洋北東部に高気圧性循環偏差が見られる。850hPa 流線関数では、太平洋中部の低緯度と太平洋北東部に高気圧性循環偏差が見られる。太平洋北東部では 500hPa で正の高偏差確率が見られ(第 4.2.11 図 1 段目(左))この正偏差については、熱帯からの影響も考えられる。この太平洋北東部の正偏差から北米北部の負偏差、北米中部の負偏差に連なる波列は、ラニーニャ現象時に現れやすい負の PNA パターンと考えられる。負の PNA パターンが見られるときには、アリューシャン低気圧が弱い傾向が統計的に見られるが、第 4.2.9 図 4 段目(右)の海面更正気圧でもアリューシャン低気圧の中心部が正偏差であることから、アリューシャン低気圧は本予測でも弱い傾向が見られる。

200hPa 流線関数でパキスタンから華南付近にかけて広く高気圧性循環偏差が見られるが、これに対応して、亜熱帯ジェット気流は、アジア大陸上では北に蛇行し平年より北寄りを流れると予想されている。反対に日本付近を流れる亜熱帯ジェット気流は南寄りを流れると予想されている。これらはスキルの高い熱帯からの応答と考えられるので採用する。

(d) 日本付近の天候

アリューシャン低気圧が弱いいため北日本では冬の季節風の影響が弱いと考えられる。一方、亜熱帯ジェット気流が日本の南海上では南寄りを流れることに対応して、第 4.2.9 図 3 段目(左)の

500hPa 高度平年偏差では日本から南に負偏差が広がり、東日本の東海上に負偏差の中心が分布する。このため本州以南では北からの寒気の影響を受けやすいことが示唆されるが、循環指数のうち比較的予測精度の高い第 4.2.11 図 2 段目（右端）の北半球層厚換算温度（ $30^{\circ}\text{N} \sim 90^{\circ}\text{N}$ ）（北半球中・高緯度の平均的な気温を示す）は、予測期間中正偏差で、前年の 2010/2011 年の冬と比べると正偏差が大きく前年よりは高温傾向が示唆される。

また、日本付近の 500hPa 高度平年偏差や S.L.P.（海面更正気圧）の CGCM の予測精度は、北極振動（第 2.3.1 項（3）参照）の影響を強く受けるが、北極振動の動向（第 4.2.11 図 3 段目、500hPa 高度第 1 主成分）についてはメンバー間で予測のばらつきが大きく、プラス（極周辺に寒気が蓄積して中緯度帯では高度・温度場が高い傾向）・マイナス（極周辺から寒気が放出されて中緯度帯では高度・温度場が低い傾向）のどちらかを明瞭に予測するシグナルは認められない。

ウ．ガイダンスや統計資料の検討

(a) ガイダンスによる予測（第 4.2.12 図）

気温

ガイダンスの予測因子としては、各地域とも北半球層厚換算温度（ $30^{\circ}\text{N} \sim 90^{\circ}\text{N}$ ）が採用されている。北半球層厚換算温度の高温傾向は高温に寄与しているが、北半球層厚換算温度にかかる係数が小さく、北日本から西日本で高温傾向が現れているものの平年からの偏りは小さくなっている。沖縄・奄美では $20^{\circ}\text{N} \sim 30^{\circ}\text{N}$ 帯状平均 500hPa 高度も採用され、これも高い傾向を示していることから、高温が予想されている。

降水量

ガイダンスの予測因子としては、北半球層厚換算温度（ $30^{\circ}\text{N} \sim 90^{\circ}\text{N}$ ）を採用している地域が多い。北半球層厚換算温度の高温傾向が多雨に寄与しているが、北半球層厚換算温度にかかる係数が小さいことから、北・西日本太平洋側で少雨の確率が小さい傾向が見られるものの、全国的に平年から

の偏りは小さい。

日本海側の降雪量

ガイダンスの予測因子としては、北半球層厚換算温度（ $30^{\circ}\text{N} \sim 90^{\circ}\text{N}$ ）を採用している地域が多く、北半球層厚換算温度の高温傾向が少雪に寄与しているが、北半球層厚換算温度にかかる係数が小さいことから明瞭な傾向は現れていない。

(b) OCN による予測（第 4.2.5 表）

OCN の結果については最近 10 年間の冬（12～2 月）平均気温、降水量、日本海側の降雪量についての階級別出現率を示している。平均気温は全国的に低温の年が少なく、東日本以西では高温傾向が明瞭である。降水量は、北日本から西日本にかけては平年並～平年より多い傾向の所が多いが、東日本日本海側では傾向が見られない。沖縄・奄美では平年並の傾向が見られる。日本海側の降雪量は、各地方とも少ない傾向が明瞭である。

本事例は熱帯の海洋の予測に対応する大気の応答や中・高緯度への応答が良く表れているので、OCN による予測は補助的な資料として参考程度にとどめる。

(c) その他の統計資料や過去事例との比較

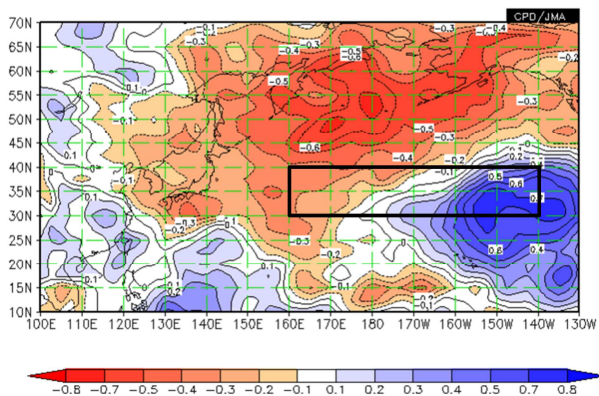
エルニーニョ/ラニーニャ現象等の発生時には、それらが日本に与える影響に関する過去の統計資料を参照する（詳細は第 2.4.3 項（8）を参照）。本事例では、ラニーニャ現象の発生までは予想していないので、参考程度にとどめる。

気温と降水量、気温と降雪量、気温と日照時間等の統計関係を参照する。暖・寒候期や 3 か月予報では気温の予測精度が最も高いことから、気温と降水量の関係を考慮して降水量の確率を検討する。本事例では、循環場から沖縄・奄美の気温が低温傾向を示していることに対応して、降水量は少雨傾向を考慮する。

CGCM に現れている特徴的な事柄と過去事例との統計的な整合性を確認する場合もある。

本事例では、異常気象分析ツール（ITACS）を用い

て、北日本太平洋側の降水量が多雨傾向と見込まれることに関連して、日本の東海上のジェット気流（西風）と高周波擾乱との統計的な関係を確認している（日本の東方海上（黒四角囲み）で西風が弱いことに対応して、北日本からアリューシャン付近の高周波擾乱の活動が活発という統計的な関係が確認出来き、北日本太平洋側の多雨傾向との整合が見られる）（第 4.2.14 図）。



第4.2.14図 日本の東海上（四角囲み、30°N～60°N、160°E～140°W）の東西風(200hPa)と高周波じょう乱(700hPa)との相関係数（冬、1979～2010年）

エ．予報の作成

CGCM による予測結果は、西太平洋熱帯域高温時やラニーニャ現象時の平均的な循環場に近い一方、インド洋 SST 高温時の平均的な循環場とは明らかに異なっている。循環場については CGCM の結果を基本に以下の通り予報を組み立てる。

SST は、太平洋熱帯域では中部から東部にかけては負偏差の所が多く、西太平洋熱帯域からインド洋にかけては正偏差が予想されている。ただし、エルニーニョ監視海域では所々に正偏差も見られ、この期間はエルニーニョ/ラニーニャ現象の発生まではいかず、平常な状態が続く。太平洋域では、太平洋赤道域中部から東部にかけての対流不活発に関連して、負の PNA パターンが見られ、アリューシャン低気圧が平年より弱い傾向が見られる。PNA パターンと北日本の気温には有意な正相関があることを考慮する。西太平洋熱帯域からインド洋にかけての SST 正偏差に対応して、同領域では対流活動が活発となる。このため、亜熱帯ジェット気流はアジア

大陸で広く北偏し、日本付近で南偏傾向が見られる。

北半球層厚換算温度(30°N～90°N)、中緯度層厚換算温度(30°N～50°N)ともに平年より高い傾向。これら層厚換算温度は予測精度が高く、北半球層厚換算温度と北・東・西日本の気温との相関も高いため、層厚換算温度が高温傾向ということを考慮する。

日本の冬の天候に密接に関連している北極振動については、明瞭なシグナルは認められない。

以上のことから、層厚換算温度が高く、負の PNA パターンが見られることから北日本付近の冬型の気圧配置は弱く、北日本で高温傾向を考える。偏西風の蛇行は不明瞭だが、日本の南では平年より南寄りを流れる傾向が見られる。このことから、日本付近は北からの寒気の影響を受ける可能性が示唆され、循環場の予測精度が比較的高い沖縄・奄美については低温傾向とするが、中緯度層厚換算温度の高温傾向を考慮して、東・西日本では平年並程度とする。降水量については、北日本太平洋側では低気圧の影響を考え多雨傾向、沖縄・奄美は低温で低気圧の影響を受けにくいことから少雨傾向とする。

実際に発表した寒候期予報を第 4.2.6 表に示す。

第 4.2.6 表 発表した寒候期予報（2011 年 2 月～2012 年 3 月）

		気温(%)		
		低並高	少並多	少並多
北日本	日本海側	20:40:40	30:40:30	30:40:30
	太平洋側		20:40:40	
東日本	日本海側	30:40:30	30:40:30	30:40:30
	太平洋側		30:40:30	
西日本	日本海側	30:40:30	30:40:30	30:40:30
	太平洋側		30:40:30	
沖縄・奄美		40:40:20	40:40:20	

オ．解説資料等の作成

解説資料には、予報内容、各種統計資料から予報の要点や予報の根拠、また近年の傾向について記述する。予報の要点には、予報確率やその解説、

天候の経過などを記述する。予報根拠では、短期予報の天気概況での記述と基本的には同じで、例えば、短期予報では「高気圧が日本の東の海上に去り西から気圧の谷が近づくため天気は下り坂に向かう見込み。」等とするのに対し、季節予報では、「偏西風は日本付近で北寄りを流れるため、南からの暖かい空気に覆われて全国的に高温傾向が見込まれる。」等と記述する。さらに詳しく、熱帯域の海洋の動向から日本付近に影響する大規模な高・低気圧（第2.3.3項参照）や偏西風（亜熱帯ジェット気流）（第2.3.1項参照）の動向などについて記述する場合もある。

本事例の予報根拠は、アリューシャン低気圧が弱いことから、北日本では冬型の気圧配置が弱い。このため大陸からの季節風が弱く、高温傾向。

亜熱帯ジェット気流は日本付近では南寄りを流れ、その影響で日本の南東海上では平年に比べ気圧が低く、東・西日本や沖縄・奄美では冬型の気圧配置は平年並から強い傾向。特に、亜熱帯ジェット気流が南寄りを流れるため寒気の影響を受けやすい沖縄・奄美では低温傾向。

しかし、予測精度の高い北半球層厚換算温度が高温傾向であることから、東・西日本ではほぼ平年並。

である。

また、本事例では、近年の冬（12～2月）の天候の特徴、予報期間中の晴れ日数や雨日数など参考となる統計資料についても掲載している。

カ．おわりに

本事例で取り上げた2011/2012年冬は、北日本、東日本及び西日本で低温となり、寒気のピーク時には大雪となった。北日本から西日本の日本海側では最深積雪が多く、多くの地点で平年を上回った。

この要因について、平成24年（2012年）2月27日に開催された異常気象分析検討会²で、「亜熱帯

ジェット気流が日本付近で南に蛇行しやすかった一因としては、インド洋東部からインドネシア付近の積雲対流活動が活発だったことがあげられ、この活発化には熱帯域の海面水温がラニーニャ現象の傾向にあったこと（ラニーニャ現象の基準の期間を満たさず記録には残らない）が影響したとみられる。寒帯前線ジェット気流がユーラシア大陸上で蛇行しやすかったことは、北大西洋熱帯域の活発な積雲対流活動とラニーニャ現象の影響が合わさったことが関連した可能性がある。ユーラシア大陸中緯度帯の低温には、ラニーニャ現象が影響した可能性がある。シベリア高気圧の強化にはバレンツ海付近（ロシア北西海上）の少ない海氷が関連した可能性がある。」との見解（平成24年（2012年）2月27日気象庁報道発表資料）がまとめられた。

以上の通り、熱帯の対流活動に伴う亜熱帯ジェット気流の蛇行についてはその傾向を予測していたものの、寒帯前線ジェット気流の蛇行が予測できなかった。また、層厚換算温度もアンサンブル平均予測と異なり負偏差となった。このようなことが、寒候期予報と実況とのずれをもたらした。

参考文献

- 大野木和敏，2007：JRA-25の概要．平成19年度季節予報研修テキスト，気象庁地球環境・海洋部，3-4．
- 気象庁，2010：季節予報（3か月、暖・寒候期予報）の改善について．配信資料に関する技術情報（気象編）第301号関連お知らせ，気象庁地球環境・海洋部．
- 竹川元章，2010：数値予報プロダクト．平成22年度季節予報研修テキスト，気象庁地球環境・海洋部，45-60．
- 竹川元章，2010：数値予報プロダクトを用いた季節予報の作成事例．平成22年度季節予報研修テキスト，気象庁地球環境・海洋部，77-84．
- 若林正夫，濱田啓二，2004：大規模循環場と日本の天候．平成16年度季節予報研修テキスト，気象庁気候・海洋気象部，40-64．
- 和田高秀，石原幸司，1998：最適気候値(OCN)の日本への適用調査．平成10年度季節予報研修テキスト，11-15．

² 気象庁が平成19年（2012年）6月に設置。社会経済に大きな影響を与える異常気象が発生した場合に、大学・研究機関等の専門家の協力を得て、異常気象に関

する最新の科学的知見に基づく分析検討を行い、その発生要因等に関する見解を迅速に発表することを目的とする。

第 4.2.1 表 3 か月予報資料(2)～(8)の分布図および時間-経度断面図の等値線間隔等の詳細

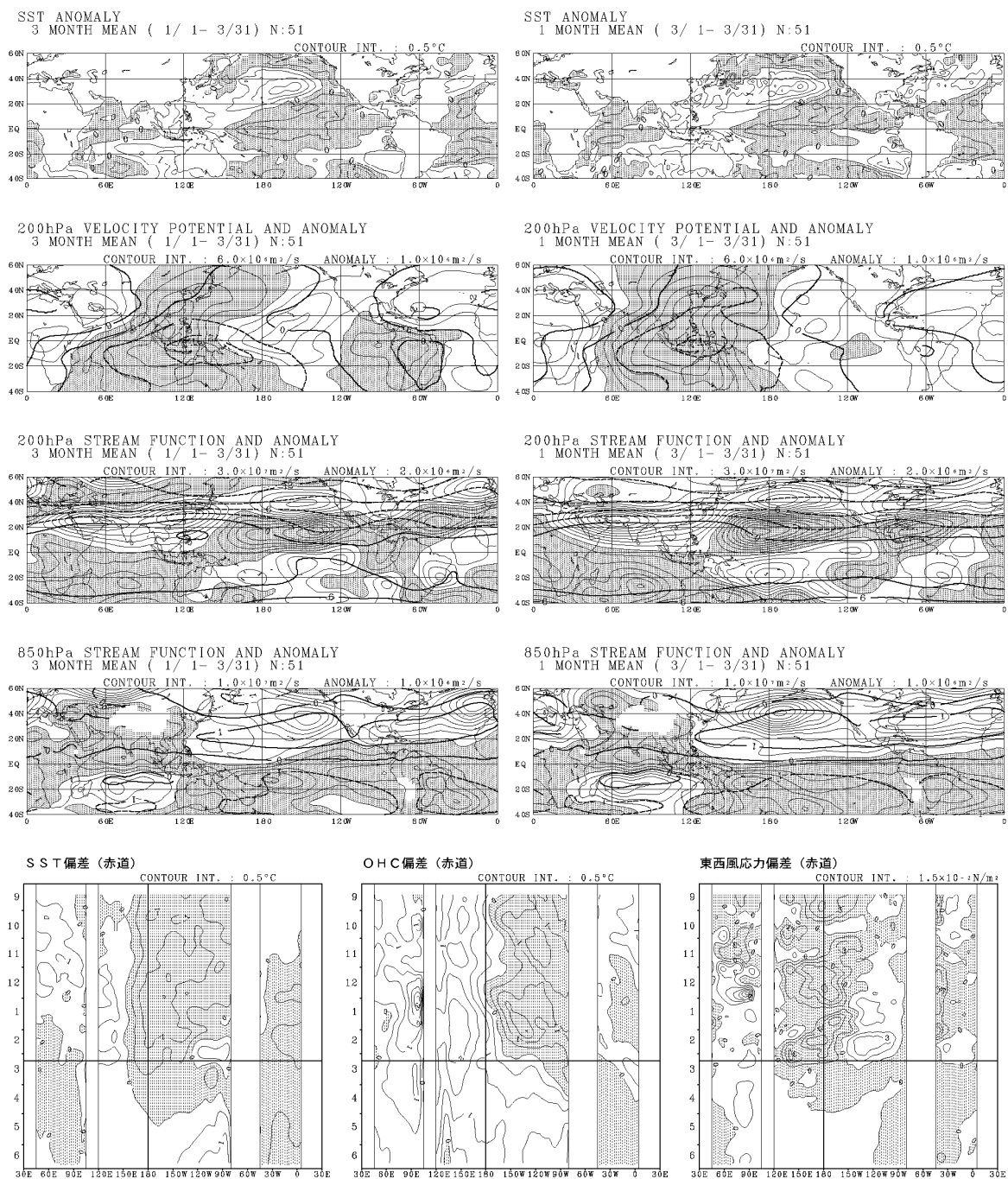
資料名	対象期間	要素	線種	等値線間隔	陰影
3 か月予報資料(2) (熱帯・中緯度実況解析図)	予報発表月を含む3か月平均および1か月平均	SST 年間偏差	実線	0.5	負偏差
		200hPa 速度ポテンシャル	正は太実線 負は太破線	$6.0 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$	
		同年間偏差	実線	$1.0 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$	負偏差(発散偏差)
		200hPa 流線関数	正は太実線 負は太破線	$3.0 \times 10^7 \text{m}^2/\text{s}$	
		同年間偏差	実線	$2.0 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$	負偏差(北半球低気圧性循環偏差、南半球高気圧性循環偏差)
		850hPa 流線関数	正は太実線 負は太破線	$1.0 \times 10^7 \text{m}^2/\text{s}$	
	同年間偏差	実線	$1.0 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$	負偏差(北半球低気圧性循環偏差、南半球高気圧性循環偏差)	
	予報発表月の前6か月から後3か月	SST 年間偏差	実線	0.5	負偏差
		OHC 年間偏差	実線	0.5	負偏差
		東西風応力年間偏差	実線	$1.5 \times 10^{-2} \text{N}/\text{m}^2$	負偏差(西向き応力(東風)偏差)
3 か月予報資料(3) (熱帯・中緯度予想図(3か月・月別))	予報発表月の翌月からの3か月平均と各月平均	SST 年間偏差	実線	0.5	負偏差
		降水量年間偏差	実線	2.0mm/day	負偏差
		200hPa 速度ポテンシャル	正は太実線 負は太破線	$6.0 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$	
		同年間偏差	実線	$1.0 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$	負偏差(発散偏差)
3 か月予報資料(4) (熱帯・中緯度予想図(月別))	予報発表月の翌月からの3か月平均と各月平均	200hPa 流線関数	正は太実線 負は太破線	$3.0 \times 10^7 \text{m}^2/\text{s}$	
		同年間偏差	実線	$2.0 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$	負偏差(北半球低気圧性循環偏差、南半球高気圧性循環偏差)
		850hPa 流線関数	正は太実線 負は太破線	$1.0 \times 10^7 \text{m}^2/\text{s}$	
		同年間偏差	実線	$1.0 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$	負偏差(北半球低気圧性循環偏差、南半球高気圧性循環偏差)
3 か月予報資料(5) (熱帯・中緯度高偏差確率)	予報発表月の翌月からの3か月平均	SST 高偏差確率	実線	0.25(25%)	0.5(50%)以上のみ表示し、正の高偏差に格子、負の高偏差に横縞の影
		降水量高偏差確率			
3 か月予報資料(6) (北半球実況解析図)	予報発表月の前3か月平均、予報発表月を含む3か月平均、予報発表月の前1か月平均、予報発表月を含む1か月平均	500hPa 高度	実線	60m	
		同年間偏差	破線	30m	負偏差
		850hPa 気温	実線	3	
		同年間偏差	破線	1	負偏差
		海面更正気圧	実線	4 hPa	
		同年間偏差	破線	1 hPa	負偏差
3 か月予報資料(7) (北半球予想図)	予報発表月の翌月からの3か月平均と各月	500hPa 高度	実線	60m	
		同年間偏差	破線	30m	負偏差
		850hPa 気温	実線	3	
		同年間偏差	破線	1	負偏差
		海面更正気圧	実線	4 hPa	
		同年間偏差	破線	1 hPa	負偏差
3 か月予報資料(8) (北半球高偏差確率)	予報発表月の翌月からの3か月平均と各月	高偏差確率	実線	0.25(25%)	0.5(50%)以上のみ表示し、正の高偏差に格子、負の高偏差に横縞の影
		500hPa 高度	実線	60m	

第 4.2.2 表 各種循環指数等の定義

掲載予報資料の 3 か月は 3 か月予報資料、暖・寒候期は暖・寒候期予報資料

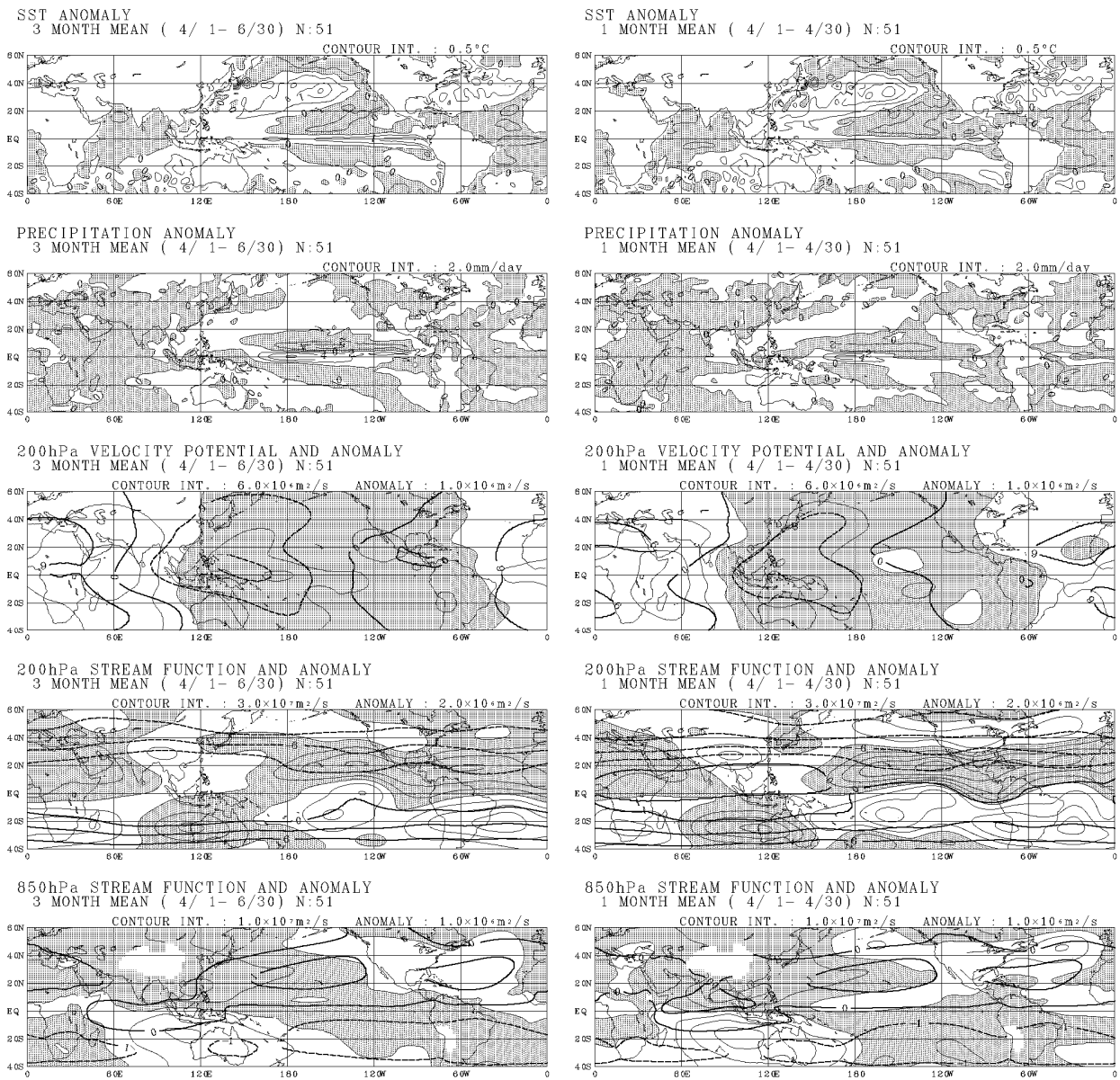
資料中の表示	定義	掲載予報資料
SST NINO.3	150°W~90°W、5°S~5°N の領域平均海面水温平年偏差	3 か月 (5) 暖・寒候期 (2)
SST NINO.WEST	130°E~150°E、EQ~15°N の領域平均海面水温平年偏差	
SST IOBW	40°E~100°E、20°S~20°N の領域平均海面水温平年偏差	
SST インド洋北部	40°E~100°E、EQ~20°N の領域平均海面水温平年偏差	
降水量 C11 領域	70°E~100°E、10°N~25°N の領域平均降水量平年偏差	
降水量 C12 領域	115°E~140°E、10°N~20°N の領域平均降水量平年偏差	
降水量 DL 領域	170°E~170°W、5°S~5°N の領域平均降水量平年偏差	
降水量 SAMOI 領域	80°E~105°E、5°N~25°N の領域平均降水量平年偏差 + 107.5°E~140°E、5°N~20°N の領域平均降水量平年偏差	
Z500 帯状平均 (20°N~30°N)	20°N~30°N で平均した帯状平均 500hPa 高度平年偏差	
Z500 帯状平均 (30°N~40°N)	30°N~40°N で平均した帯状平均 500hPa 高度平年偏差	
Z500 帯状平均 (40°N~50°N)	40°N~50°N で平均した帯状平均 500hPa 高度平年偏差	3 か月 (8) 暖・寒候期 (3)
東西指数	40°N における帯状平均 500hPa 高度平年偏差 - 60°N における帯状平均 500hPa 高度平年偏差 (高指数(正)は東西の流れが卓越)	
東西指数(極東域)	40°N における 90°E~170°E で平均した 500hPa 高度平年偏差 - 60°N における 90°E~170°E で平均した 500hPa 高度平年偏差 (高指数(正)は東西の流れが卓越)	
東方海上高度	40°N における 140°E~170°E で平均した 500hPa 高度平年偏差	3 か月 (8) 3 か月 (9) 暖・寒候期 (3)
オホーツク海高気圧指数	130°E~150°E、50°N~60°N の領域平均 500hPa 高度平年偏差	
沖縄高度	30°N における 120°E~140°E で平均した 500hPa 高度平年偏差	
極渦指数	70°N~80°N で平均した帯状平均 500hPa 高度平年偏差	3 か月 (8) 暖・寒候期 (3)
極渦指数(極東域)	90°E~170°E、70°N~80°N の領域平均 500hPa 高度平年偏差	
40 度西谷指数	40°N における 100°E~130°E で平均した 500hPa 高度平年偏差 - 40°N における 140°E~170°E で平均した 500hPa 高度平年偏差 (東谷が正)	
極東中緯度高度	90°E~170°E、30°N~40°N の領域平均 500hPa 高度平年偏差	
小笠原高度	130°E~170°E、20°N~30°N の領域平均 500hPa 高度平年偏差	
500hPa 高度 第 1 主成分	季節平均した 30°N 以北の 500hPa 高度平年偏差における共分散行列の第 1 主成分スコア。ただし、予報対象の中央の月が該当する主成分パターンを用いたもの	3 か月 (8) 3 か月 (9) 暖・寒候期 (3)
500hPa 高度 第 2 主成分	500hPa 高度第 1 主成分と同様、ただし、第 2 主成分	
500hPa 高度 第 3 主成分	500hPa 高度第 1 主成分と同様、ただし、第 3 主成分	3 か月 (8) 暖・寒候期 (3)
T850 偏差 北日本	140°E~145°E、37.5°N~45°N の領域平均 850hPa 気温平年偏差	3 か月 (9)
T850 偏差 東日本	135°E~140°E、35°N~37.5°N の領域平均 850hPa 気温平年偏差	
T850 偏差 西日本	130°E~135°E、30°N~35°N の領域平均 850hPa 気温平年偏差	
T850 偏差 沖縄・奄美	122.5°E~130°E、25°N~27.5°N の領域平均 850hPa 気温平年偏差	
北半球層厚換算温度	300hPa 面と 850hPa 面との高度差を温度に換算した量(層厚換算温度)の平年偏差の帯状平均を 30°N~90°N で平均	
中緯度層厚換算温度	北半球層厚換算温度と同様、ただし、30°N~50°N で平均	
SST 沖縄近海	120°E~130°E、20°N~30°N の領域平均海面水温平年偏差	(なし)
降水量 フィリピン付近	120°E~140°E、10°N~20°N の領域平均降水量平年偏差	
降水量 インド洋北部	40°E~100°E、EQ~20°N の領域平均降水量平年偏差	

3か月予報資料（2） 熱帯・中緯度実況解析図（一部予報値含む） 初期値：2012. 3. 7.00 UTC



第4.2.1図 3か月予報資料（2）（熱帯・中緯度実況解析図）の例（初期値は2012年3月7日00UTC）
 左列1段目～4段目：発表月を含む前3か月平均図。上から海面水温年間偏差（等値線間隔0.5）、200hPa速度ポテンシャル（太線、 $6.0 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ）と年間偏差（細線、 $1.0 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ）、200hPa流線関数（太線、 $3.0 \times 10^7 \text{ m}^2/\text{s}$ ）と年間偏差（細線、 $2.0 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ）、850hPa流線関数（太線、 $1.0 \times 10^7 \text{ m}^2/\text{s}$ ）と年間偏差（細線、 $1.0 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ）。各図とも陰影は負偏差（速度ポテンシャルは発散偏差が負、流線関数は北半球で低気圧性循環偏差が負）。
 右列1段目～4段目：発表月の1か月平均図のほかは左列1段目～4段目と同じ。
 5段目：赤道域における時間-経度断面で、左からSST（海面水温）年間偏差（0.5）、OHC（海洋貯熱量）年間偏差（0.5）、東西風応力年間偏差（ $1.5 \times 10^{-2} \text{ N/m}^2$ ）。半旬値で前6か月の解析値と予報最終月までの予測値。陰影は負偏差（東西風応力年間偏差は西向き（東風）偏差が負）。縦軸は時間（上から下へ進む、数値は月）、横軸は経度。図中の細縦線は海陸の境界線、太縦線は日付変更線、太横線は解析値と予報値の境界線を表す。

3 か月予報資料 (3) 熱帯・中緯度予想図 (3 か月・月別) 初期値 : 2012. 3. 7.00 UTC



第 4.2.2 図 3 か月予報資料 (3) (熱帯・中緯度予想図) の例 (初期値は 2012 年 3 月 7 日 00UTC)

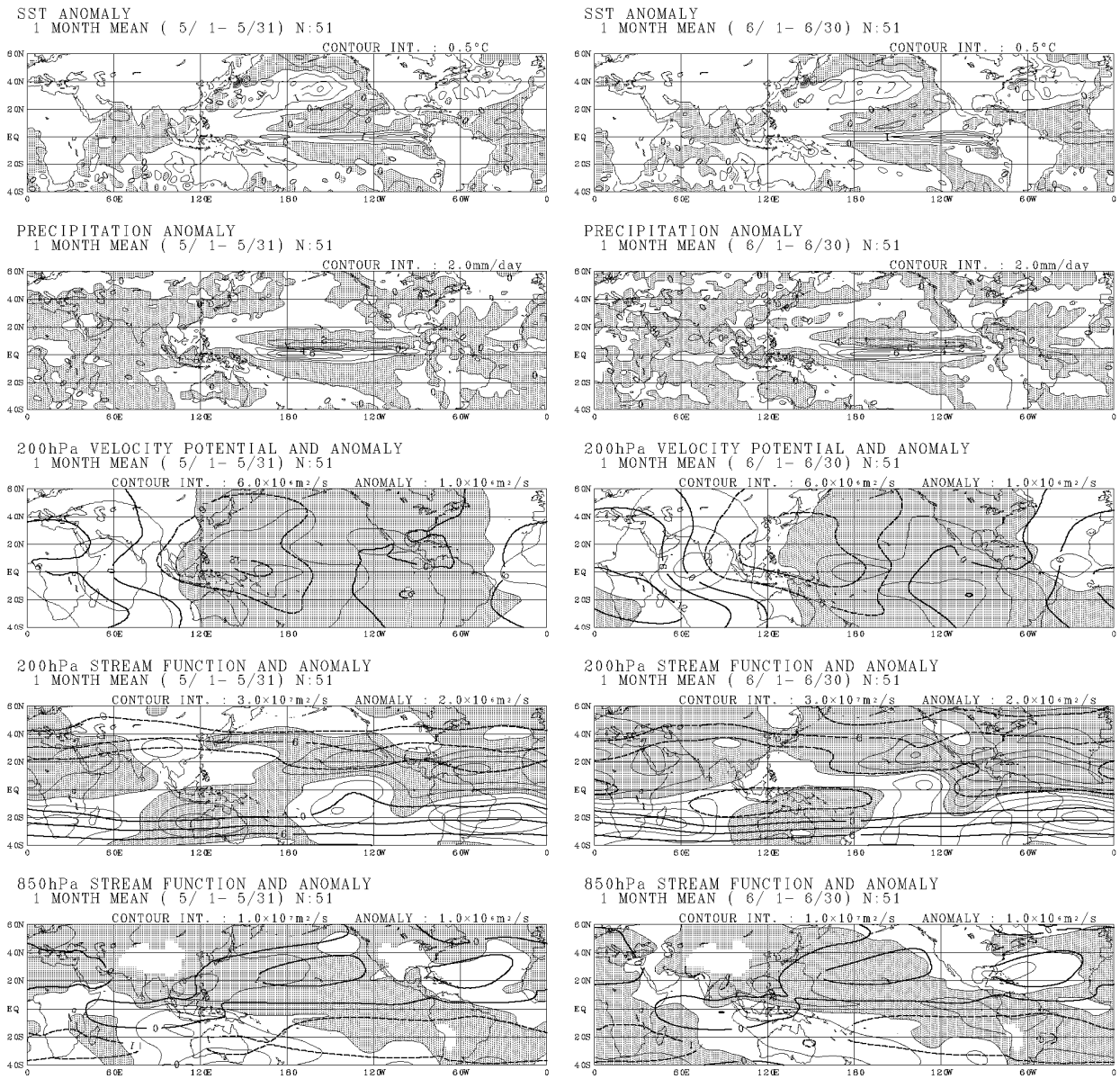
左列 : 3 か月平均予想図、右列 : 1 か月目予想図。

1 段目 : 海面水温年間偏差 (等値線間隔 0.5)、2 段目 : 降水量年間偏差 (2.0mm/day)、3 段目 : 200hPa 速度ポテンシャル (太線、 $6.0 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$) と年間偏差 (細線、 $1.0 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)、4 段目 : 200hPa 流線関数 (太線、 $3.0 \times 10^7 \text{ m}^2/\text{s}$) と年間偏差 (細線、 $2.0 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)、5 段目 : 850hPa 流線関数 (太線、 $1.0 \times 10^7 \text{ m}^2/\text{s}$) と年間偏差 (細線、 $1.0 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)。

各図とも陰影は負偏差 (速度ポテンシャルは発散偏差が負、流線関数は北半球での低気圧性循環偏差が負)。

3か月予報資料（4）熱帯・中緯度予想図（月別）

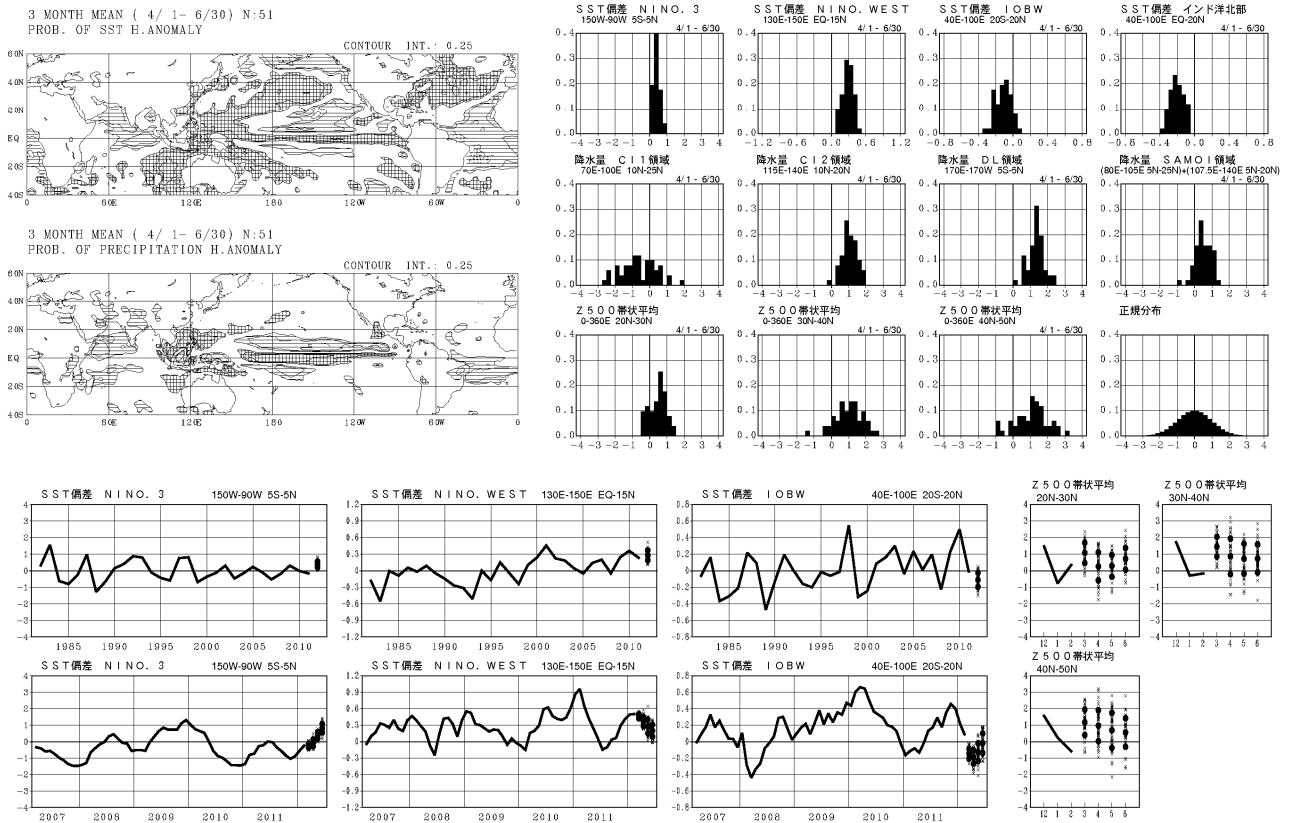
初期値：2012. 3. 7.00 UTC



第4.2.3図 3か月予報資料（4）（熱帯・中緯度予想図）の例（初期値は2012年3月7日00UTC）
 第4.2.2図と同じ。ただし、左列：2か月目予想図、右列：3か月目予想図。

3 か月予報資料 (5) 熱帯・中緯度 高偏差確率・ヒストグラム・各種時系列図

初期値: 2012. 3. 7.00 UTC



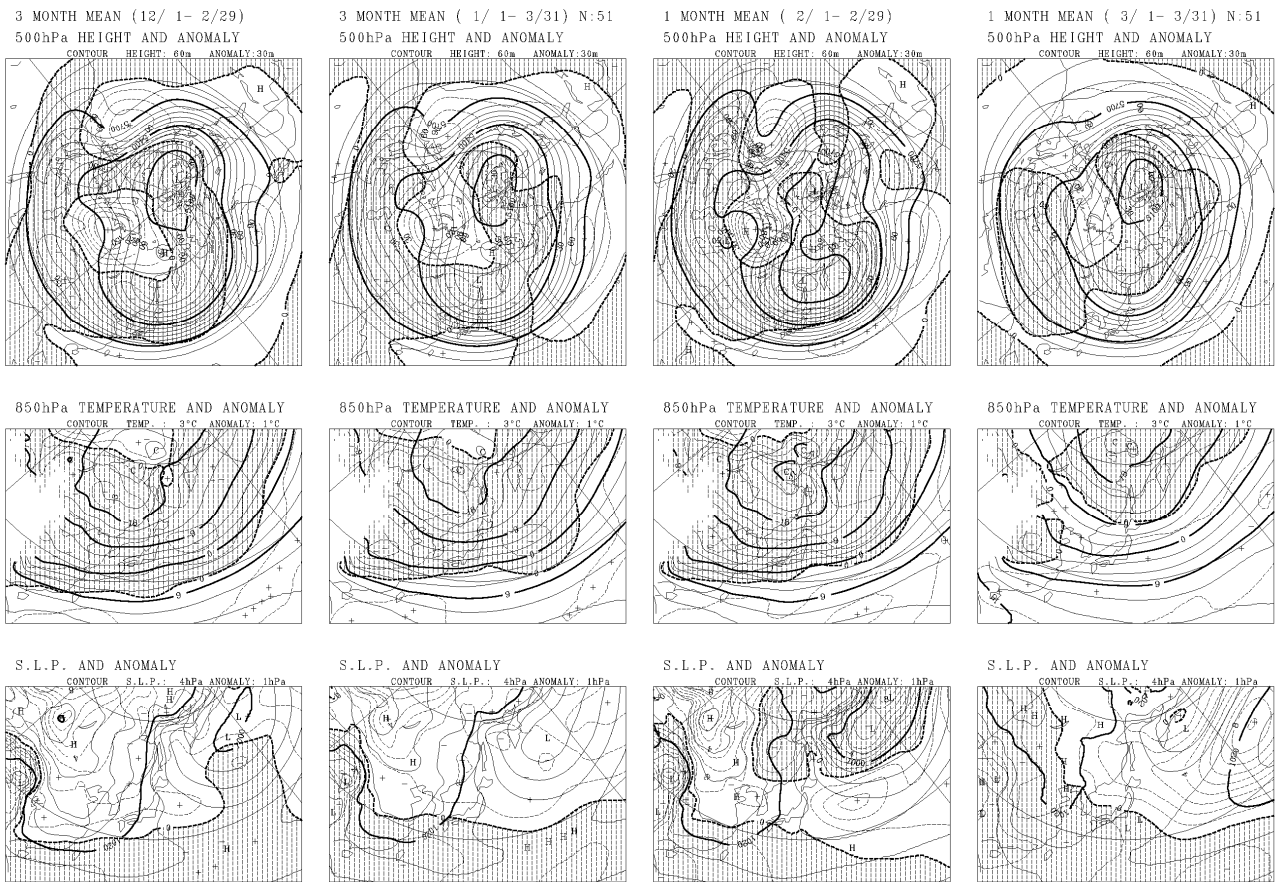
第 4.2.4 図 3 か月予報資料 (5) (熱帯・中緯度 高偏差確率・ヒストグラム・各種時系列図) の例 (初期値は 2012 年 3 月 7 日 00UTC)

上半分の左列: 上: 3 か月平均 SST 高偏差確率 下: 3 か月平均降水量高偏差確率 正の高偏差を格子の影、負の高偏差を横縞の影で示す。平年偏差の絶対値が、解析値の標準偏差の 0.43 倍を超える場合を高偏差と定義し、全アンサンブルメンバーのうち、このしきい値を超えるメンバーの比率を示す。陰影は 50%以上。

上半分の右 4 列: 3 か月平均ヒストグラム 1 段目: SST 平年偏差。左から NINO.3 (エルニーニョ監視海域)、NINO.WEST (西太平洋熱帯域)、IOBW (インド洋熱帯域)、インド洋北部。2 段目: 降水量規格化偏差。左から C11 領域 (アラビア海東部~ベンガル湾)、C12 領域 (フィリピン付近~フィリピンの東)、DL 領域 (日付変更線付近)、SAMOI 領域 (夏季アジアモンスーン域)。3 段目: 北半球帯状平均 500hPa 高度規格化偏差 (左から、20°N~30°N、30°N~40°N、40°N~50°N)。右端には平均 0、標準偏差 1 の正規分布のヒストグラムを示す。横軸は、1 段目は SST 平年偏差で階級幅は NINO.3 が 0.25、NINO.WEST が 0.075、IOBW とインド洋北部が 0.05。そのほかは標準偏差比で階級幅は 1/4。

下半分の左 3 列: SST 平年偏差時系列図 1 段目: 前 30 年と 3 か月平均アンサンブルメンバー予測値 (左から NINO.3、NINO.WEST、IOBW)。解析値は予報対象とする 3 か月平均の過去 30 年分、予報値は 3 か月平均の各メンバーの値を x、アンサンブル平均と ± 標準偏差 (スプレッド) を黒丸で表示する。2 段目: 前 60 か月と月別アンサンブルメンバー予測値 (海域は 1 段目と同じ)。解析値は過去 60 か月分、予報値は 1 か月平均の各メンバーの値を x、アンサンブル平均と ± 標準偏差 (スプレッド) を黒丸で表示する。下半分の右 2 列: 北半球帯状平均 500hPa 高度規格化偏差時系列図。前 3 か月と月別アンサンブルメンバー予測値 (左上 20°N~30°N、右上 30°N~40°N、左下 40°N~50°N)。解析値は過去 3 か月分、予報値は 1 か月平均の各メンバーの値を x、アンサンブル平均と ± 標準偏差 (スプレッド) を黒丸で表示する。

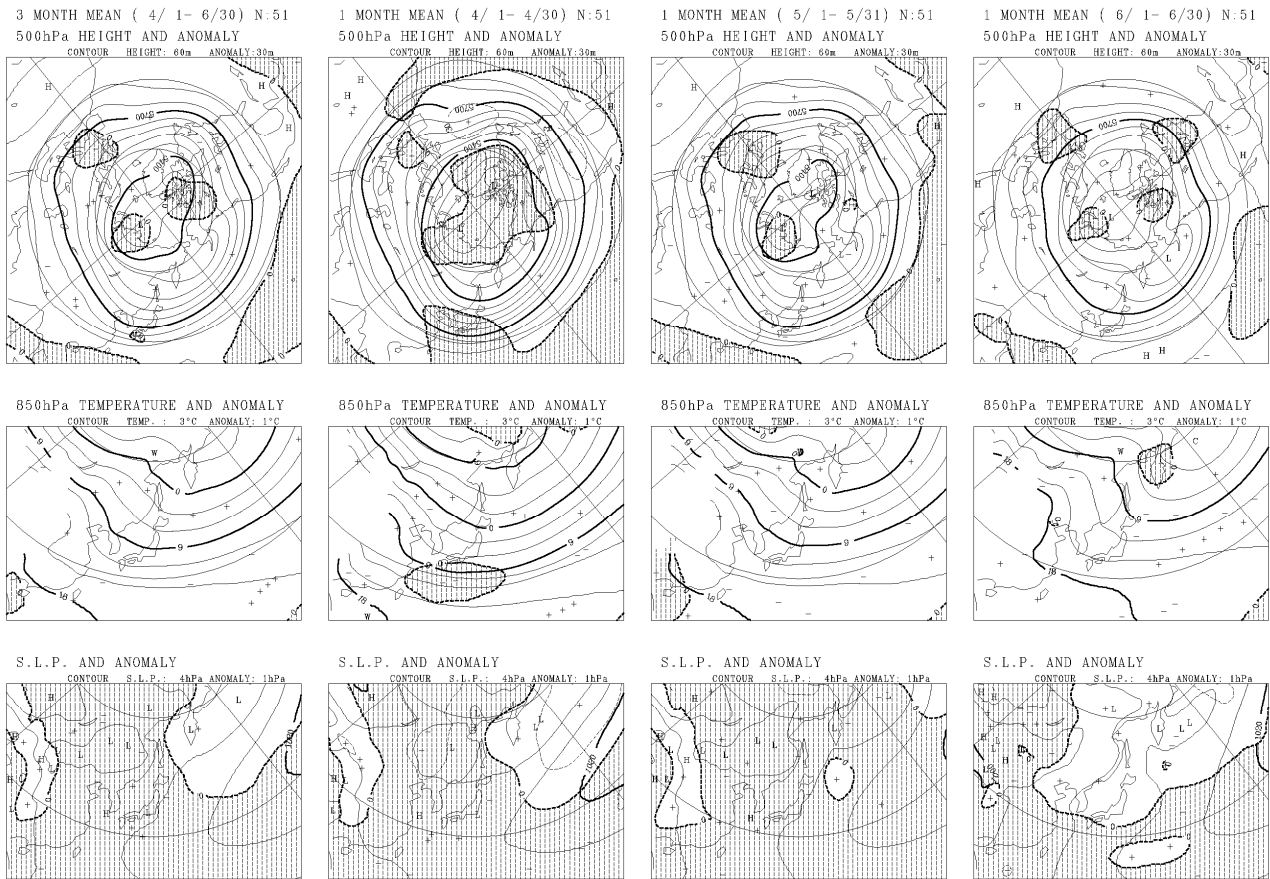
3 か月予報資料 (6) 北半球実況解析図 (一部予報値含む) 初期値 : 2012. 3. 7.00 UTC



第 4.2.5 図 3 か月予報資料 (6) (北半球実況解析図 (一部予報値を含む)) の例 (初期値は 2012 年 3 月 7 日 00UTC)
 1 段目 : 500hPa 高度 (実線、等値線間隔 60m) と平年偏差 (破線、30m)。左からそれぞれ、前 3 か月平均、予報発表月を含む前 3 か月平均、前 1 か月平均、予報発表月の 1 か月平均の解析値。ただし、予報発表月の発表日以降の値はアンサンブル平均予測値を利用している。
 2 段目 : 1 段目と同じ。ただし、850hPa 気温 (実線、3) と平年偏差 (破線、1)。
 3 段目 : 1 段目と同じ。ただし、海面更正気圧 (実線、4 hPa) と平年偏差 (破線、1 hPa)。
 各図とも陰影は負偏差。

3 か月予報資料 (7) 北半球予想図

初期値 : 2012. 3. 7.00 UTC



第 4.2.6 図 3 か月予報資料 (7) (北半球予想図) の例 (初期値は 2012 年 3 月 7 日 00UTC)

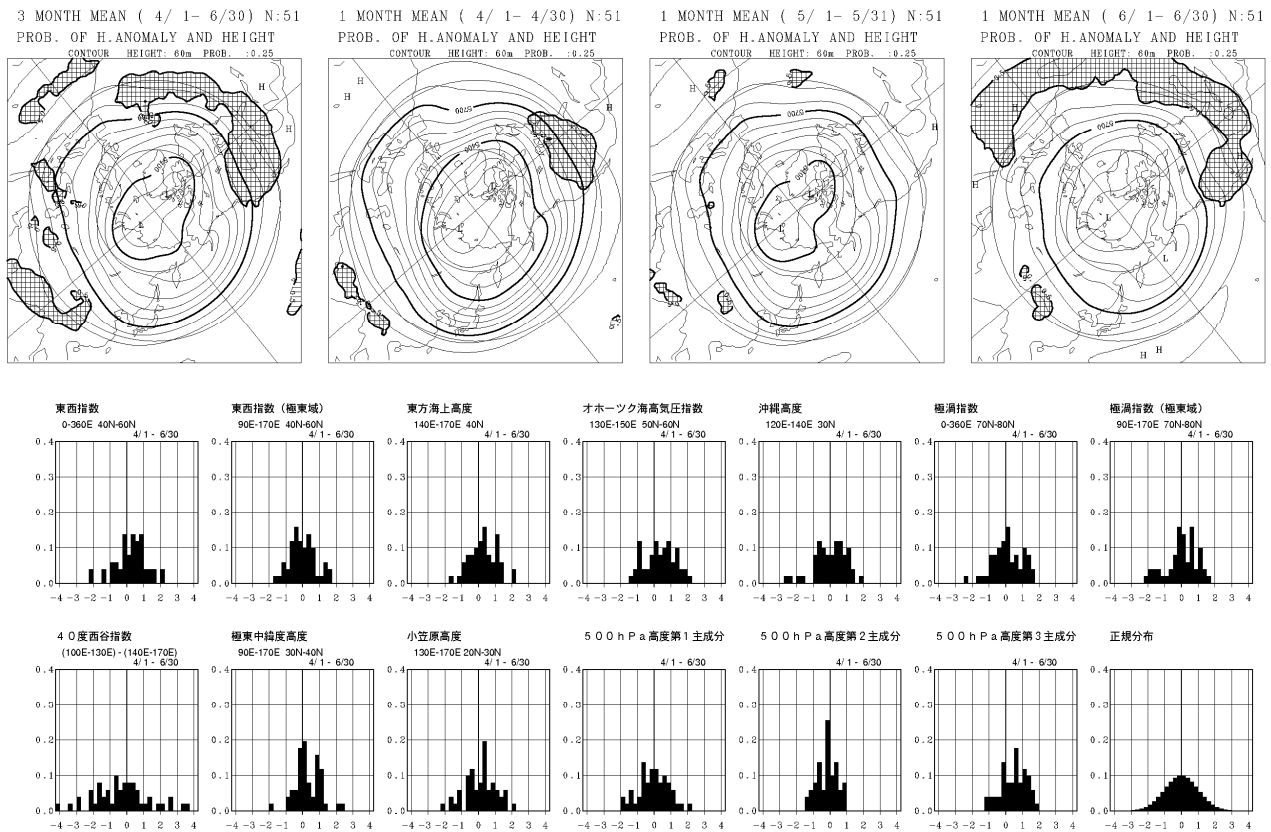
1 段目 : アンサンブル平均 500hPa 高度 (実線、等値線間隔 60m) と年平均偏差 (破線、30m)。左からそれぞれ、3 か月平均、予測 1 か月目、予測 2 か月目、予測 3 か月目。

2 段目 : 1 段目と同じ。ただし、850hPa 気温 (実線、3) と年平均偏差 (破線、1)。

3 段目 : 1 段目と同じ。ただし、海面更正気圧 (実線、4 hPa) と年平均偏差 (破線、1 hPa)。各図とも陰影は負偏差。

3か月予報資料（8）北半球 高偏差確率・ヒストグラム

初期値：2012. 3. 7.00 UTC

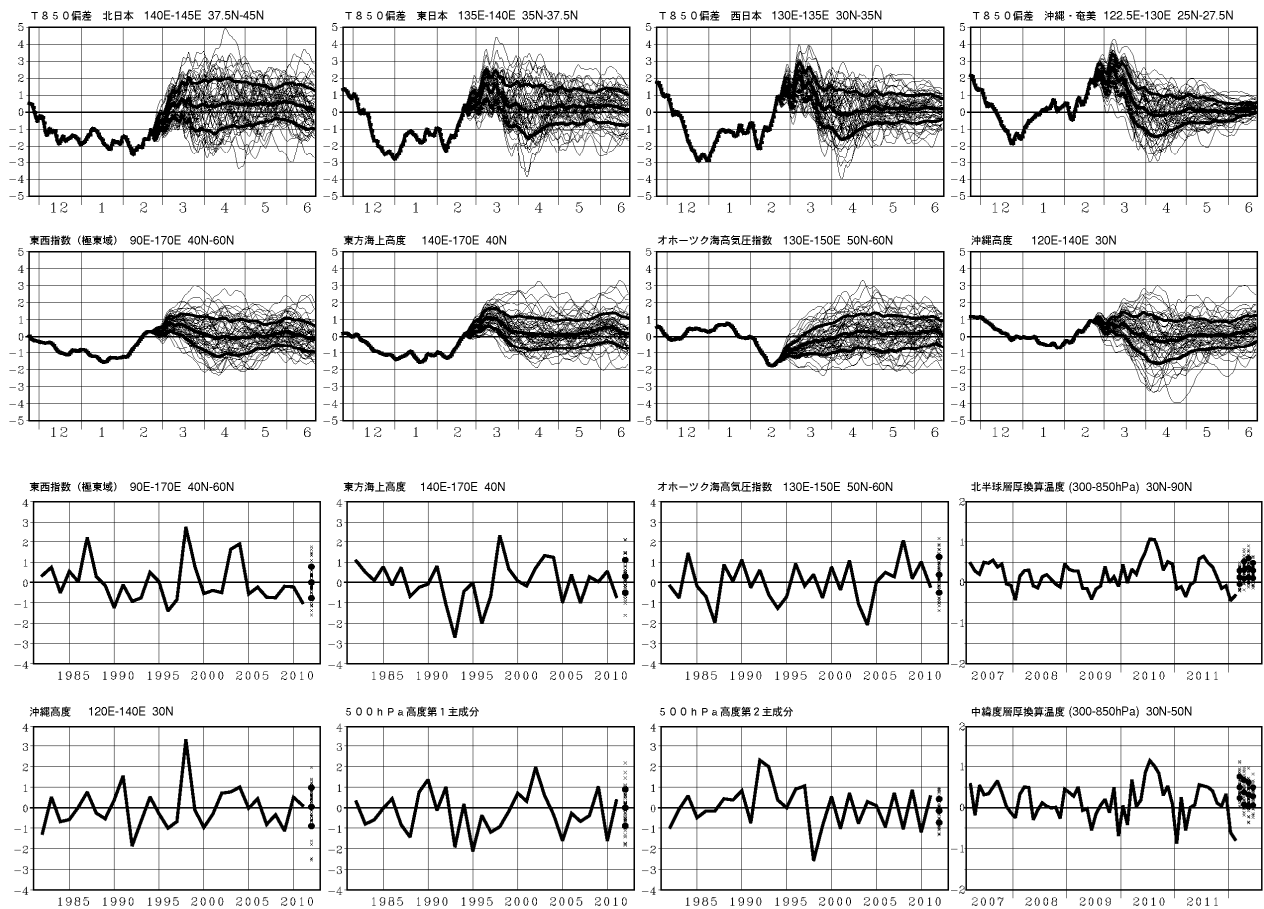


第 4.2.7 図 3か月予報資料（8）（高偏差確率・ヒストグラム）の例（初期値は2012年3月7日00UTC）

- 1 段目：アンサンブル平均 500hPa 高度（実線、等値線間隔 60m）と高偏差確率（正の高偏差を格子の影、負の高偏差を横縞の影で示す）。左からそれぞれ、3か月平均、予測1か月目、予測2か月目、予測3か月目。予測された北半球 500hPa 高度年平偏差の絶対値が、解析値の標準偏差の 0.43 倍を超える場合を高偏差と定義し、全アンサンブルメンバーのうち、このしきい値を超えるメンバーの比率を示す。陰影は 50%以上。
- 2 段目：循環指数類ヒストグラム。予測3か月平均。左から、東西指数（北半球）、東西指数（極東域）、東方海上高度、オホーツク海高気圧指数、沖縄高度、極渦指数（北半球）、極渦指数（極東域）。横軸は標準偏差比で階級幅は 1/4。
- 3 段目：2 段目と同じ。ただし左から 40 度西谷指数、極東中緯度高度、小笠原高度、北半球 500hPa 高度第 1 主成分スコア、第 2 主成分スコア、第 3 主成分スコア。右端には平均 0、標準偏差 1 の正規分布のヒストグラムを示す。循環指数類の定義等の詳細は、第 4.2.2 表を参照。

3か月予報資料（9）各種指数類時系列図

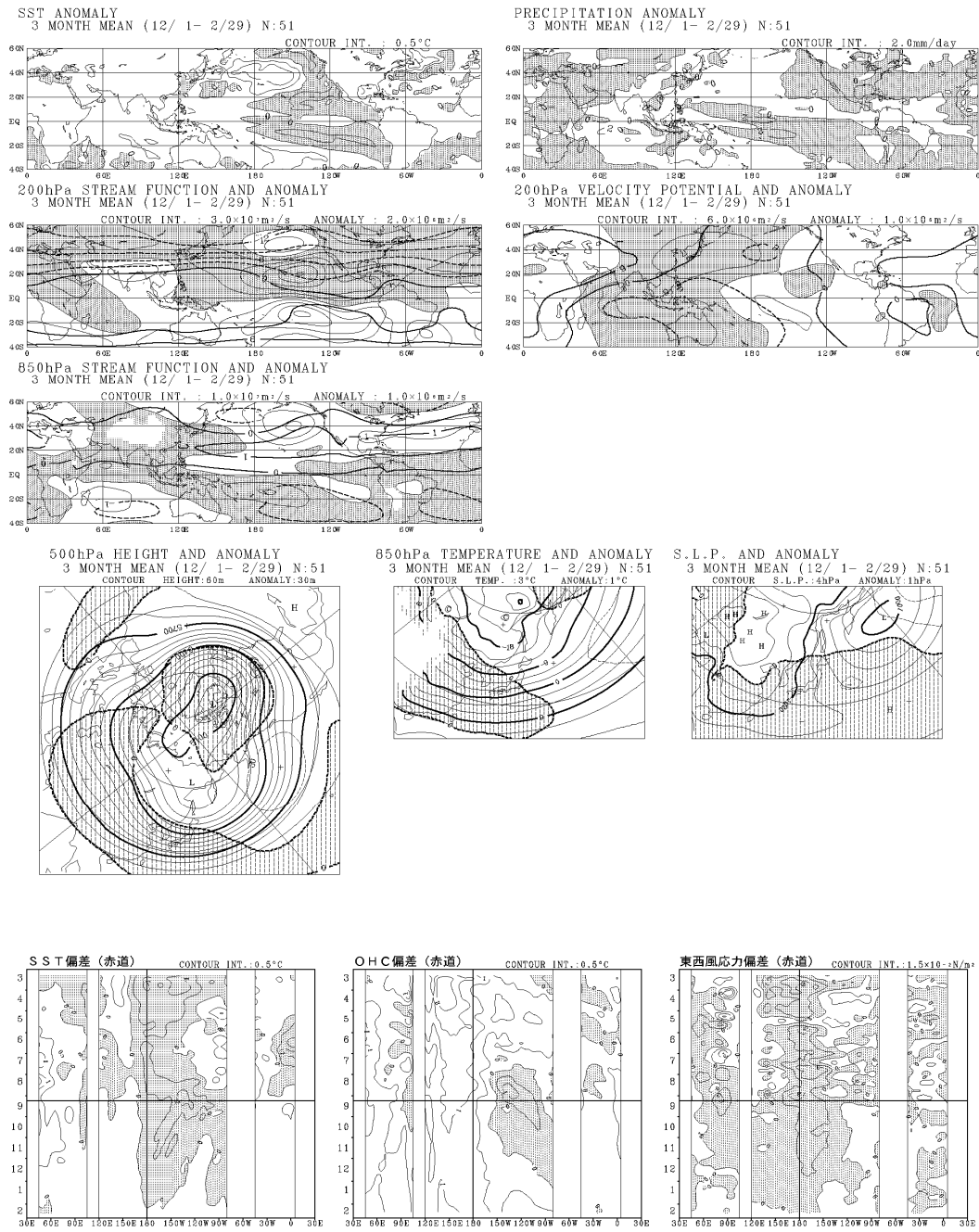
初期値：2012. 3. 7.00 UTC



第 4.2.8 図 3 か月予報資料（9）（各種指数類時系列図）の例（初期値は 2012 年 3 月 7 日 00UTC）

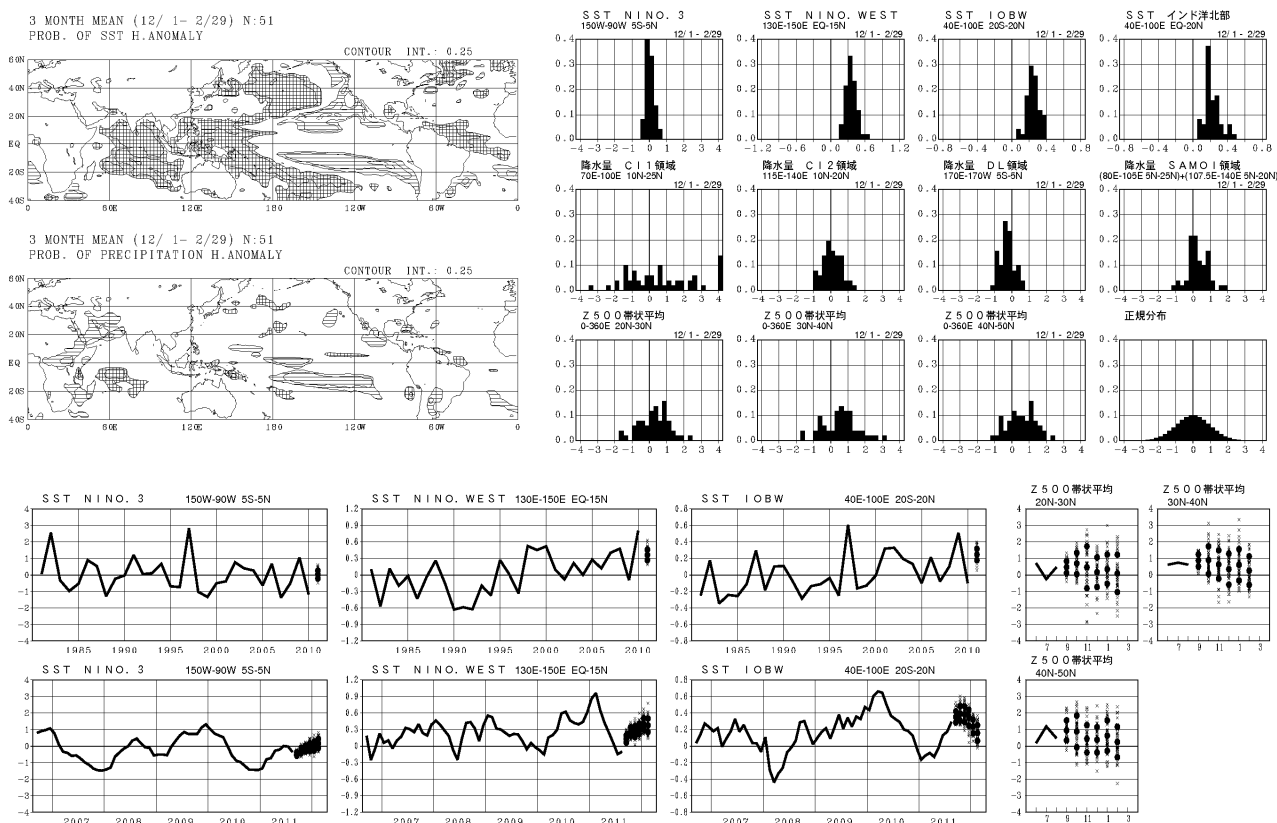
- 1 段目：解析、および予測された各種指数類の 30 日移動平均時系列図。太実線は解析、アンサンブル平均予測、およびアンサンブル平均予測 ± 標準偏差。細い実線は各メンバー。日付は 30 日移動平均の中心に対応（例えば 3 月 1 日～30 日の 30 日平均値は 3 月 15 日と 16 日の中間に表示）。解析値は、予報初期値の日から過去 105 日分。左から、北日本域、東日本域、西日本域、沖縄・奄美域の 850hPa 気温平年偏差。
- 2 段目：1 段目と同じ。ただし、左から東西指数（極東域）、東方海上高度、オホーツク海高気圧指数、沖縄高度。
- 3 段目（左から 3 つ）：解析、および予測された各種指数類の予報期間と同じ 3 か月平均値の時系列。解析値は予報対象とする 3 か月平均の過去 30 年分で、予報値は 3 か月平均の各メンバーの値を x、アンサンブル平均と ± 標準偏差（スプレッド）を黒丸で表示する。要素は左から東西指数（極東域）、東方海上高度、オホーツク海高気圧指数。
- 3 段目（右端）：解析、および予測された月平均の北半球（30°N～90°N）層厚換算温度（300hPa と 850hPa 間）平年偏差。解析値は過去 60 か月分で、予報値は 1 か月平均の各メンバーの値を x、アンサンブル平均と ± 標準偏差（スプレッド）を黒丸で表示。
- 4 段目（左から 3 つ）：3 段目の左から 3 つと同じ。ただし左から沖縄高度、北半球 500hPa 高度第 1 主成分スコア、第 2 主成分スコア。
- 4 段目（右端）：3 段目右端と同じ。ただし北半球中緯度（30°N～50°N）層厚換算温度（300hPa と 850hPa 間）平年偏差。

暖・寒候期予報資料（１）アンサンブル平均予想図 初期値：2011. 9. 8.00 UTC



第 4.2.9 図 寒候期予報資料（１）（アンサンブル平均予想図）の例（初期値は2011年9月8日00UTC）

- 1 段目（左）：海面水温平年偏差（等値線間隔 0.5 ）、1 段目（右）：降水量平年偏差 (2.0mm/day)。
- 2 段目（左）：200hPa 流線関数（太線、 $3.0 \times 10^7 \text{ m}^2/\text{s}$ ）と平年偏差（細線、 $2.0 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ）。
- 2 段目（右）：200hPa 速度ポテンシャル（太線、 $6.0 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ）と平年偏差（細線、 $1.0 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ）。
- 3 段目：850hPa 流線関数（太線、 $1.0 \times 10^7 \text{ m}^2/\text{s}$ ）と平年偏差（細線、 $1.0 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ）。
- 4 段目（左）：アンサンブル平均 500hPa 高度（実線、等値線間隔 60m）と平年偏差（破線、30m）。
- 4 段目（中）：850hPa 気温（実線、3 ）と平年偏差（破線、1 ）。
- 4 段目（右）：海面更正気圧（実線、4 hPa）と平年偏差（破線、1 hPa）。
- 5 段目：赤道域における時間 - 経度断面で、左から SST（海面水温）平年偏差 (0.5)、OHC（海洋貯熱量）平年偏差 (0.5)、東西風応力平年偏差 ($1.5 \times 10^{-2} \text{ N/m}^2$)。半月値で前 6 か月の解析値と予報最終月までの予測値。陰影は負偏差（東西風応力平年偏差は西向き（東風）偏差が負）。縦軸は時間（上から下へ進む、数値は月）、横軸は経度。図中の細縦線は海陸の境界線、太縦線は日付変更線、太横線は解析値と予報値の境界線を表す。各図とも陰影は負偏差（速度ポテンシャルは発散偏差が負、流線関数は北半球での低気圧性循環偏差が負）。



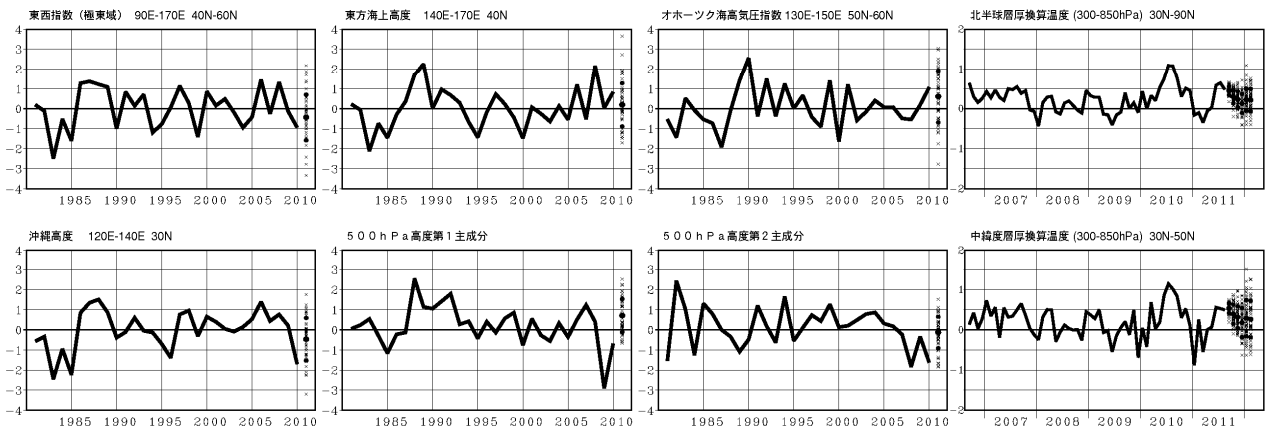
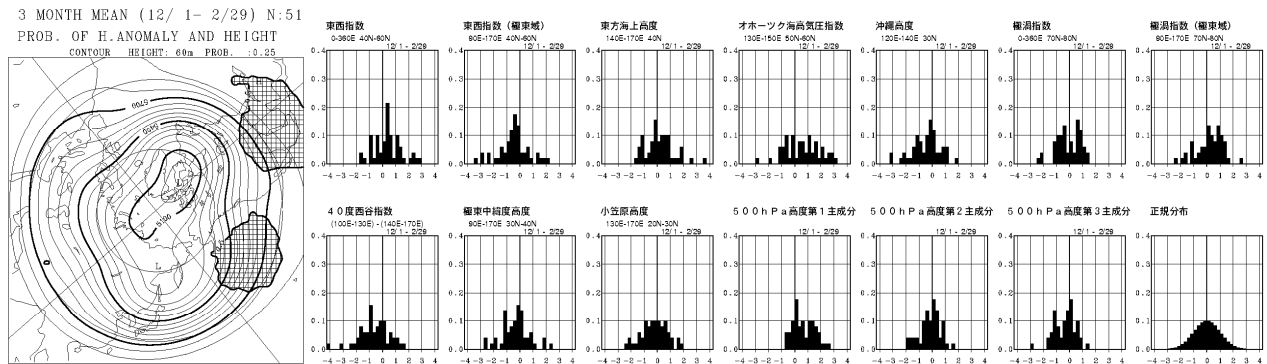
第 4.2.10 図 寒候期予報資料（２）（熱帯・中緯度 高偏差確率・ヒストグラム・各種時系列図）の例（初期値は 2011 年 9 月 8 日 00UTC）

上半分の左列： 上：3 か月平均 SST 高偏差確率 下：3 か月平均降水量高偏差確率 正の高偏差を格子の影、負の高偏差を横縞の影で示す。平年偏差の絶対値が、解析値の標準偏差の 0.43 倍を超える場合を高偏差と定義し、全アンサンブルメンバーのうちこのしきい値を超えるメンバーの比率を示す。陰影は 50%以上。

上半分の右 4 列：3 か月平均ヒストグラム 1 段目：SST 平年偏差。左から NINO.3（エルニーニョ監視海域）、NINO.WEST（西太平洋熱帯域）、IOBW（インド洋熱帯域）、インド洋北部。2 段目：降水量規格化偏差。左から C11 領域（アラビア海東部～ベンガル湾）、C12 領域（フィリピン付近～フィリピンの東）、DL 領域（日付変更線付近）、SAMOI 領域（夏季アジアモンスーン域）。3 段目：北半球帯状平均 500hPa 高度規格化偏差（左から、20°N～30°N、30°N～40°N、40°N～50°N）。右端には平均 0、標準偏差 1 の正規分布のヒストグラムを示す。横軸は、1 段目は SST 平年偏差で階級幅は NINO.3 が 0.25、NINO.WEST が 0.075、IOBW とインド洋北部が 0.05。そのほかは標準偏差比で階級幅は 1/4。

下半分の左 3 列：SST 平年偏差時系列図 1 段目：前 30 年と 3 か月平均アンサンブルメンバー予測値（左から NINO.3、NINO.WEST、IOBW）。解析値は予報対象とする 3 か月平均の過去 30 年分で、予報値は 3 か月平均の各メンバーの値を x、アンサンブル平均と ± 標準偏差（スプレッド）を黒丸で表示する。2 段目：前 60 か月と月別アンサンブルメンバー予測値（海域は 1 段目と同じ）。解析値は過去 60 か月分で、予報値は 1 か月平均の各メンバーの値を x、アンサンブル平均と ± 標準偏差（スプレッド）を黒丸で表示する。

下半分の右 2 列：北半球帯状平均 500hPa 高度規格化偏差時系列図。前 3 か月と月別アンサンブルメンバー予測値（左上 20°N～30°N、右上 30°N～40°N、左下 40°N～50°N）。解析値は過去 3 か月分で、予報値は 1 か月平均の各メンバーの値を x、アンサンブル平均と ± 標準偏差（スプレッド）を黒丸で表示する。



第 4.2.11 図 寒候期予報資料（3）（高偏差確率・ヒストグラム・各種時系列図）の例（初期値は 2011 年 9 月 8 日 00UTC）

- 1 段目 (左)：アンサンブル平均 500hPa 高度（実線、等値線間隔 60m）と高偏差確率（正の高偏差を格子の影、負の高偏差を横縞の影で示す）。予測された北半球 500hPa 高度 1 年偏差の絶対値が、解析値の標準偏差の 0.43 倍を超える場合を高偏差と定義し、全アンサンブルメンバーのうちこのしきい値を超えるメンバーの比率を示す。陰影は 50%以上。
- 1 段目 (右上)：循環指数類ヒストグラム。予測 3 か月平均。左から、東西指数（北半球）、東西指数（極東域）、東方海上高度、オホーツク海高気圧指数、沖縄高度、極渦指数（北半球）、極渦指数（極東域）。横軸は標準偏差比で階級幅は 1/4。
- 1 段目 (右下)：1 段目右上と同じ。ただし左から 40 度西谷指数、極東中緯度高度、小笠原高度、北半球 500hPa 高度第 1 主成分スコア、第 2 主成分スコア、第 3 主成分スコア。右端には平均 0、標準偏差 1 の正規分布のヒストグラムを示す。
- 2 段目 (左から 3 つ)：解析、および予測された各種指数類の予報期間と同じ 3 か月平均値の時系列。解析値は予報対象とする 3 か月平均の過去 30 年分で、予報値は 3 か月平均の各メンバーの値を x、アンサンブル平均と ± 標準偏差（スプレッド）を黒丸で表示する。要素は左から東西指数（極東域）、東方海上高度、オホーツク海高気圧指数。
- 2 段目 (右端)：解析、および予測された月平均の北半球（30°N ~ 90°N）層厚換算温度（300hPa と 850hPa 間）1 年偏差。解析値は過去 60 か月分で、予報値は 1 か月平均の各メンバーの値を x、アンサンブル平均と ± 標準偏差（スプレッド）を黒丸で表示。
- 3 段目 (左から 3 つ)：2 段目の左から 3 つと同じ。ただし左から沖縄高度、北半球 500hPa 高度第 1 主成分スコア、第 2 主成分スコア。
- 3 段目 (右端)：2 段目右端と同じ。ただし北半球中緯度（30°N ~ 50°N）層厚換算温度（300hPa と 850hPa 間）1 年偏差。

	12月-2月 気温 (51メンバー) 確率 (%)			12月-2月 降水量 (51メンバー) 確率 (%)			12月-2月 降雪量 (51メンバー) 確率 (%)		
	低	並	高	少	並	多	少	並	多
北日本	32	32	36	22	41	37			
北日本日本海側	32	28	40	24	40	36	35	30	35
北日本太平洋側	28	36	36	18	49	33			
東日本	32	26	42	21	50	29			
東日本日本海側	32	20	48	32	32	36	40	21	39
東日本太平洋側	32	27	41	20	49	31			
北海道地方	31	32	37	34	26	40			
北海道日本海側	36	30	34	29	40	31	39	22	39
北海道オホーツク海側	32	32	36	32	42	26			
北海道太平洋側	31	34	35	26	44	30			
東北地方	31	31	38	26	31	43			
東北日本海側	31	31	38	24	44	32	38	24	38
東北太平洋側	33	25	42	30	29	41			
東北部	32	29	39	30	28	42			
東南部	34	31	35	32	24	44			
関東甲信地方	34	26	40	20	47	33			
北陸地方	32	20	48	32	32	36	40	21	39
東海地方	32	22	46	19	43	38			
西日本	30	30	40	22	46	32			
西日本日本海側	30	29	41	23	40	37	31	33	36
西日本太平洋側	30	26	44	18	50	32			
沖縄・奄美	27	23	50	26	30	44			
近畿地方	36	26	38	23	47	30			
近畿日本海側	27	29	44	33	29	38	35	37	28
近畿太平洋側	35	26	39	17	47	36			
中国地方	34	29	37	27	36	37			
山陰	34	29	37	37	35	28	34	31	35
山陽	35	21	44	19	44	37			
四国地方	31	26	43	29	33	38			
九州北部地方	30	28	42	23	40	37			
九州南部・奄美地方	25	36	39	31	39	30			
九州南部	23	37	40	26	45	29			
奄美地方	29	29	42	23	26	51			
沖縄地方	27	17	56	30	30	40			

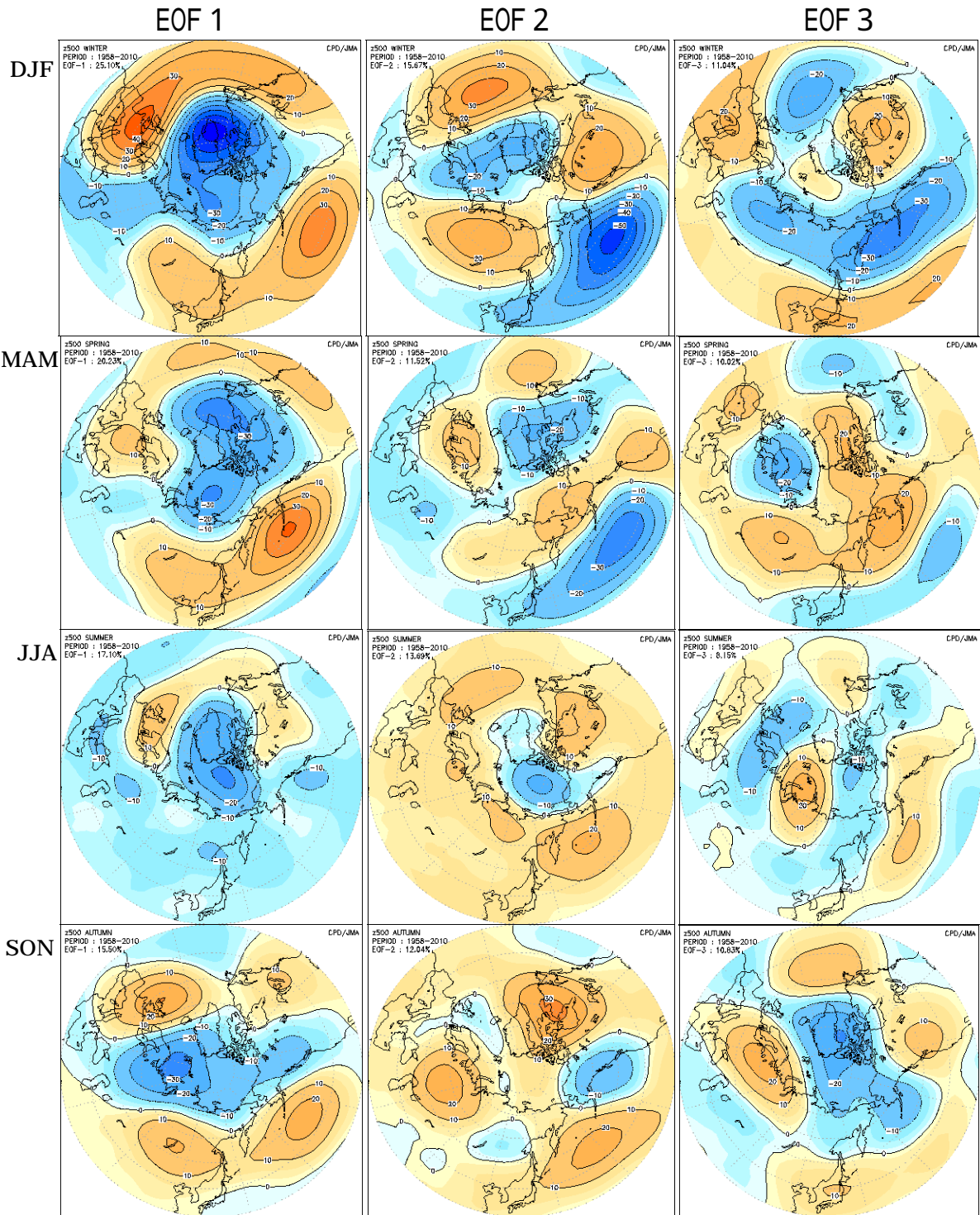
(注) 降雪量における西日本日本海側は九州北部地方を含まない。

第 4.2.12 図 寒候期予報資料（４）（数値予報ガイダンス）の例（初期値は2011年9月8日00UTC）

第 4.2.5 表 最近 10 年間（2000/2001 年～2009/2010 年）の気温、降水量の階級別出現率

縦線で囲まれた各期間の数値は、左から、10 年平均値、10 年平均値が該当する階級、10 年間に出現した各階級の割合。

	12月-2月 気温 確率 (%)			12月-2月 降水量 確率 (%)			12月-2月 降雪量 確率 (%)								
	()	低	並	高	()	少	並	多	()	少	並	多			
北日本	0.3	並	30	20	50	111	多	20	30	50					
北日本日本海側	0.3	並	30	20	50	106	並	20	40	40	87	少	70	20	10
北日本太平洋側	0.3	並	30	20	50	115	多	10	50	40					
東日本	0.6	高	10	30	60	121	多	10	10	80					
東日本日本海側	0.5	並	10	40	50	101	並	40	20	40	62	少	50	50	0
東日本太平洋側	0.6	高	10	30	60	127	多	10	10	80					
北海道地方	0.3	並	30	20	50	105	並	30	40	30					
北海道日本海側	0.3	並	30	20	50	103	並	30	30	40	91	少	70	30	0
北海道オホーツク海側	0.4	並	20	30	50	103	並	50	20	30					
北海道太平洋側	0.3	並	30	30	40	108	並	20	50	30					
東北地方	0.4	並	20	30	50	118	多	0	40	60					
東北日本海側	0.4	並	20	40	40	113	多	10	10	80	80	少	60	30	10
東北太平洋側	0.3	並	30	40	30	122	多	0	50	50					
東北部	0.3	並	20	50	30	112	多	20	30	50					
東南部	0.4	並	20	30	50	124	多	0	40	60					
関東甲信地方	0.6	高	20	20	60	130	多	10	10	80					
北陸地方	0.5	並	10	40	50	101	並	40	20	40	62	少	50	50	0
東海地方	0.6	高	10	30	60	122	多	10	20	70					
西日本	0.6	並	10	50	40	114	並	10	20	70					
西日本日本海側	0.6	並	10	40	50	108	並	20	20	60	55	少	60	40	0
西日本太平洋側	0.6	並	10	50	40	118	多	10	20	70					
沖縄・奄美	0.7	高	0	20	80	92	並	30	60	10					
近畿地方	0.5	並	10	30	60	118	多	10	20	70					
近畿日本海側	0.6	高	10	30	60	110	多	30	0	70	57	少	80	10	10
近畿太平洋側	0.5	並	10	30	60	121	多	10	20	70					
中国地方	0.5	並	10	40	50	110	並	0	60	40					
山陰	0.5	並	10	50	40	102	並	30	30	40	52	少	90	10	0
山陽	0.6	高	10	40	50	119	多	10	50	40					
四国地方	0.6	並	10	40	50	116	多	10	20	70					
九州北部地方	0.7	並	10	50	40	110	多	10	30	60					
九州南部・奄美地方	0.7	高	0	40	60	113	多	10	20	70					
九州南部	0.7	高	0	50	50	118	多	10	20	70					
奄美地方	0.5	高	0	30	70	94	並	10	80	10					
沖縄地方	0.7	高	0	10	90	92	並	30	60	10					



第 4.2.13 図 500hPa の主成分の空間パターン

左から第 1 主成分、第 2 主成分、第 3 主成分。上から冬 (12 ~ 2 月)、春 (3 ~ 5 月)、夏 (6 ~ 8 月)、秋 (9 ~ 11 月)。ゼロ線 (0 と表示) を境に符号が逆転する。等値線間隔は 10m。各図の左肩に寄与率を表示。データソースは、1958 ~ 1978 年については ERA-40 (ECMWF (ヨーロッパ中期予報センター) が作成した再解析データ)、1979 ~ 2010 年については JRA-25/JCDAS を用いた。

4.3 天候情報と天候のまとめ¹

気象庁では天候の実況を監視しており、長雨や少雨、低温等が発生して、今後社会的影響が予想される場合、天候の予測も含めた総合的な情報を、いわゆる「天候情報」として随時提供している。また、前月の天候経過やその背景としての大気循環場の情報等からなる「天候のまとめ」も、出来るだけ早く、毎月初めに提供している。このほか、季節別、年別の天候のまとめも提供している。

4.3.1 天候情報

気象庁は、観測成果や予報事項に関する情報を気象情報として、一般及び関係機関に対して発表している²。気象情報には、防災活動の円滑な実施を支援する情報と社会的に影響の大きい天候に関する情報がある。前者は、警報や注意報に先立つ注意の喚起や、警報や注意報の補完のために発表する。後者は、長雨や少雨、低温等、平年から大きくかけ離れた気象状況が数日間以上続き、社会的に大きな影響が予想されるとき等に発表する。ここでは、後者（天候情報）について解説する。

2012年6月より用いている、平年から大きくかけ離れた気象状況の基準は、例えば気温では、「かなり低い」または「かなり高い」に相当し、出現率が10%以下(10年に1回以下)の現象、というものである。2週間あるいは4週間程度(少雨の場合は4週間あるいは6週間程度)平年から大きくかけ離れた気象状態が発生または予測されている場合に、天候情報の発表を検討する。この検討基準を採用したのは、各方面の行政機関のデータソースからリストアップした長期緩慢災害事例の9割程度がこの基準で捕捉できることによる(高山 2012)。

天候情報には、府県天候情報、地方天候情報、全般天候情報があり、それぞれ、現象の広がりや社会的影響の広がり等に対応して発表する。対象とする現象(影響を受ける主な対象)は以下のとおり。

- ・長期間の高温(農作物、水産物、人や家畜の健康)
- ・長期間の低温(農作物、人や家畜の健康、水道凍結、交通)
- ・少雨(農作物、生活用水、利水)

- ・多雨(農作物)
- ・日照不足(農作物)
- ・長期間の大雪(農作物、交通、除排雪)

さらに、これらの組合せ(低温と日照不足など)も含めて対象とする。天候情報の具体例を第4.3.1図に示す。

なお、異常天候早期警戒情報(第4.1節)と天候情報の目的は、共に長期緩慢災害の軽減ということで同じだが、異常天候早期警戒情報は、予測情報のみであるのに対し、天候情報は、天候の実況と予測や社会的な影響も含めた総合的な情報である。異常天候早期警戒情報は、異常天候の影響前の事前対策のために、異常天候の発生の可能性が平年に比べて一定以上大きくなったとき(平年から大きくかけ離れた気象状況の発生の可能性が30%以上となったとき)発表する情報で、天候情報に先立つ情報と位置付けられている。一方、天候情報は、実況も踏まえて、現象の発生確率が十分高いと判断されるときに発表する情報である。

以下では、天候情報の発表までの手順を説明する

東日本と西日本の長期間の低温に関する全般気象情報 第1号

平成24年12月19日14時00分 気象庁発表

(見出し)

東・西日本では、12月に入ってからは強い寒気に覆われることが多く、広い範囲で気温がかなり低くなっています。今後10日間程度は、気温の低い日が多く、23日頃からの数日は再び強い寒気が日本付近に南下するため、全国的に気温がかなり低くなる見込みです。農作物の管理や健康管理等に十分注意して下さい。

(本文)

東・西日本では11月はじめ頃から気温の低い状態が続いています。特に、12月に入ってからは日本付近を流れる偏西風が南に蛇行しているため、強い寒気に覆われることが多く、広い範囲で気温がかなり低く、12月1日から18日までの平均気温が平年に比べ2度程度低くなっています。

今後10日間程度は、気温の低い日が多く、23日頃からの数日は再び強い寒気が日本付近に南下し、全国的に気温がかなり低くなる見込みです。路面凍結による交通障害、農作物の管理、健康管理等に十分注意して下さい。

平均気温(12月1日から12月18日まで)(速報値)

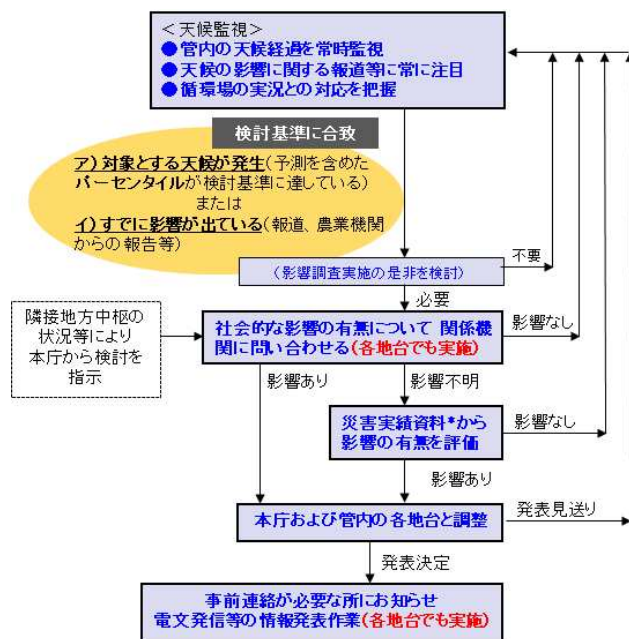
	平均気温(度)	平年差(度)
東京	8.2	-1.3
新潟	4.8	-1.6
名古屋	5.8	-2.0
大阪	7.3	-2.0
広島	6.1	-2.2
福岡	8.3	-1.3

第4.3.1図 天候情報の具体例

¹ 榎田 貴郁

² <http://www.jma.go.jp/jp/kishojoho/>

(第4.3.2図)。平年から大きくかけ離れた気象状況かどうかの判断に、パーセンタイルを用いている。パーセンタイルとは、同一の月日を起点とする同一期間について、その時点からの過去30年分の中で、その年の観測値がどの順位にあるかを示すもので、0～100の整数値を取り、0はその年の観測値が過去30年で最小、100は最大であることを意味する(第4.3.3図)。地域、対象とする現象によって、検討基準を決めており、単独要素の場合は、出現率10%以下に対応して、パーセンタイルが10未満もしくは



第4.3.2図 天候情報の検討手順

90より大、組合せ(低温と日照不足など)の場合は単独より発生の可能性が低いため、各要素のパーセンタイルが15未満もしくは85より大、としている(第4.3.4図)。実際の運用では、基準を超えているかどうか、気象庁のイントラで常時監視ソフトが作動しており、本庁気候情報課、地方官署の職員とも毎日チェックすることができる(第4.3.5図)。ただし、厳密に基準どおりに発表しているかというのではなく、既に社会的な影響が明白な場合は、基準超でなくても発表の検討をすることがある。

発表の検討においては、社会的な影響の有無を関係機関(自治体、農業機関など)に問い合わせる。問い合わせる内容は「現時点で影響が出ているかどうか」のみではなく、「(このような状態が)今後週間程度続いたらどのような影響の出ることが予想されるか」といったことも含まれる。その他、農林水産省作成の主要作物の生育表や、災害実績資料(経験則など)も参照し、影響を判断する。最後に、府県天候情報(地方气象台等)地方天候情報(管区・沖縄气象台、地方气象台)全般天候情報(本庁気候情報課)の間の相互の内容を調整した上、発表する。

天候情報は、報道機関等を通じ一般に提供されるが、関係行政機関、自治体へも伝えられている。農林水産省、自治体による農家への支援情報の提供や、国土交通省によるダムの渇水対策は、天候情報の利用例である。

$$\text{パーセンタイル} = \left(\frac{100}{N_{\text{all}} - 1} \right) \left(N_{\text{all}} - N_{\text{above}} - 1 - \left(\frac{N_{\text{even}} - 1}{2} \right) \right)$$

N_{all} : 30年間のデータ数(今年分も含む)

N_{above} : 今年より値が大きいデータ数

N_{even} : 今年と値が同じデータ数(今年分も含む)

※計算結果は四捨五入して整数化する

※データ数が10以上あるとき計算

順位	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
パーセンタイル	100	97	93	90	86	83	79	76	72	69	66	62	59	55	52	48	45	41	38	34	31	28	24	21	17	14	10	7	3	0

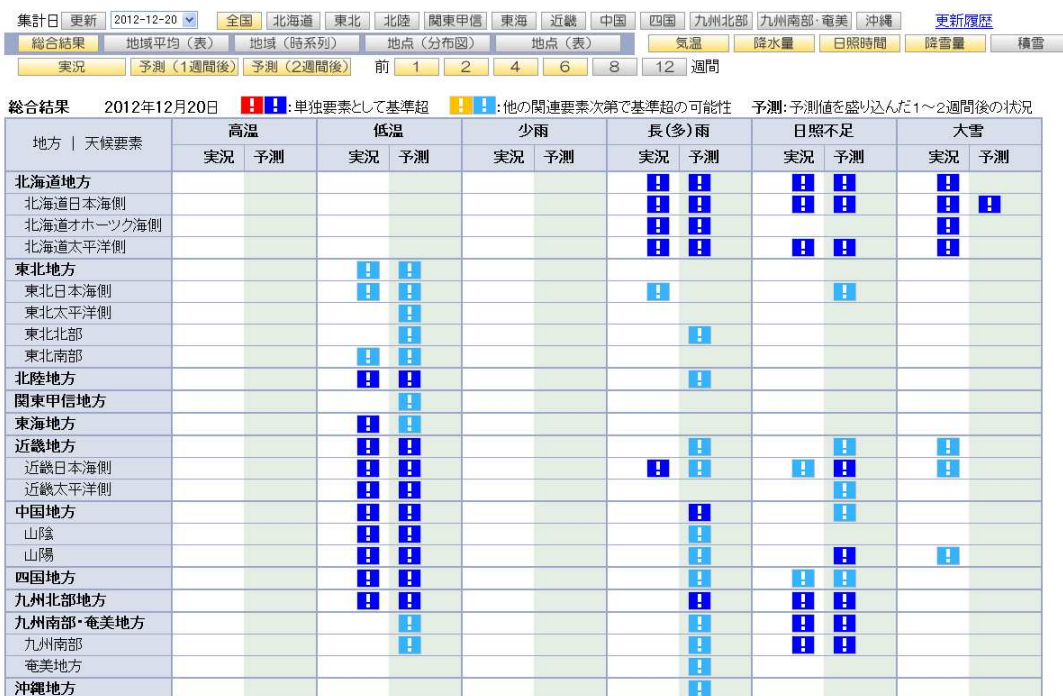
パーセンタイル	0	1～9	10～14	15～33	34～66	67～85	86～90	91～99	100
順位(30年間)	30	29～28	27～26	25～21	20～11	10～6	5～4	3～2	1
階級	極値	かなり低い	低い	平年並	高い	かなり高い	極値		

第4.3.3図 パーセンタイルの定義と意味

対象とする現象	発生のおそれがある社会的影響	(主な)気象要因	社会的影響の生じる可能性が大きい期間	TRS雪の目安; 単独要素	TRS雪の目安; 複数要素 (','は「または」を意味する)	対象とする現象
高温(暖候期)	農畜水産物・健康	勢力の強い高気圧	5~9月	T(2-4)>90	T(2-4)>85 & R(4-6)<15	高温(暖候期)
少雨	農作物・生活用水	勢力の強い高気圧	4~8月	R(4-6)<10		少雨
低温(主に暖候期)	農作物	寒気・気圧の谷・オホ高	4~8月	T(2-4)<10	T(2-4)<15 & S(2-4)<15 , T(2-4)<15 & R(2-4)>85 , S(2-4)<15 & R(2-4)>85	低温(主に暖候期)
日照不足	農作物	寒気・気圧の谷・オホ高	4~10月	S(2-4)<10		日照不足
長(多)雨	農作物	前線・気圧の谷・湿った気流	4~10月	R(2-4)>90	T(2-4)<15 & 雪(2-4)>85	長(多)雨
低温(寒候期)	交通・健康	強い寒気(冬型)	12~2月	T(2-4)<10		低温(寒候期)
大雪(北部山沿)	交通	強い寒気(冬型)	12~2月	雪(2-4)>90	大雪(北部山沿)	

第 4.3.4 図 パーセントイルを用いた天候情報の発表の検討開始基準の一例(関東甲信地方)

T、R、Sは、それぞれ気温、降水量、日照時間のパーセントイルを示す。
2-4(4-6)は、2(4)週間あるいは4(6)週間程度の意味。



第 4.3.5 図 天候情報の発表の検討開始に向けて各要素をパーセントイルに基づき監視する気象庁イントラのソフト(デフォルト画面)

4.3.2 天候のまとめ

気象庁本庁では、気候系監視の一環として、日本の天候の状況を月別・季節別・年別にとりまとめて、公表している(観測部計画課情報管理室と地球環境・海洋部気候情報課が協力して作成している)。月別については、毎月のはじめに前月の天候のまとめを報道発表する。季節別は、3月、6月、9月、12月初めに、それぞれ冬、春、夏、秋の天候のまとめを報道発表する。年別は、毎年12月20日頃に速報(発表前日までのデータを集計)を、翌年の1月4

日頃に確定を、それぞれ報道発表する。気象庁本庁の報道発表資料は気象庁ホームページ³で閲覧することができる。

また、気象庁ホームページでは、月別・季節別・年別の天候のまとめだけでなく、大気の様々な図表類も閲覧することができる(月別:毎月14日頃更新、季節別:3月、6月、9月、12月の各月の14日頃更新、年別:1月14日頃更新)⁴。

³ <http://www.jma.go.jp/jma/press/tenko.html>

⁴ <http://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/longfcst/>

報道発表資料の天候のまとめは、

- ・ 概要
 - ・ 本文
 1. 概況
 2. 気温、降水量、日照時間等の気候統計値
 3. 天候経過
 4. 大気の流れの特徴
 5. 全国気候表
 6. 順位更新表
- といった構成になっている（年別は本文の「4. 大気の流れの特徴」は無い）。以下では、ごく簡単に、記述の方針を説明する。
- 概要は、囲み記事で、天候の特徴を端的に記述す

る。概要の具体例（2012年11月）を第4.3.6図に示す。気温、降水量、日照時間等の記録更新や災害をもたらした気象現象（大雨、暴風等）といった特記事項等を簡潔にまとめる。それぞれの要素（気温、降水量、日照時間等）をバランスよく記述するようにもしている。

本文の「1. 概況」では、概要で紹介した内容と、概要では取り上げなかった内容とを、時間の順番や、一連の現象かどうかがわかるように、また、すべての地域をカバーするよう注意しながら、記述している。「1. 概況」の具体例（2012年11月）を第4.3.7図に示す。読者が対象期間（月・季節・年）の日本の天候の特徴や経過の大まかなイメージを掴めるよ

2012年（平成24年）11月の特徴：

- 北日本と東日本日本海側では月降水量がかなり多く、月間日照時間がかなり少なかった
北日本と東日本日本海側では低気圧の影響を受けやすく、月降水量はかなり多く、月間日照時間はかなり少なかった。特に、北日本日本海側の月降水量の平年比は160%となり、1946年の統計開始以降最も多い値を更新した。また、北日本太平洋側の月間日照時間の平年比は77%となり、1946年の統計開始以降最も少ない値を更新した。
- 月平均気温は北日本で平年並、東日本以西では低かった
北日本では、月の前半は気温が平年を上回ったが、月の後半は平年を下回り、月平均気温は平年並だった。東日本以西では平年を下回る日が多く、月平均気温は低かった。

第4.3.6図 天候のまとめの「概要」の具体例（2012年11月）

1 概況

北日本と東日本日本海側では低気圧の影響を受けやすく、曇りや雨または雪の日が多かった。北日本と東日本日本海側での月降水量はかなり多く、月間日照時間はかなり少なかった。特に、北日本日本海側の月降水量の平年比は160%となり、1946年の統計開始以降最も多い値を更新した。また、北日本太平洋側の月間日照時間の平年比は77%となり、1946年の統計開始以降最も少ない値を更新した。

東日本太平洋側と西日本では、低気圧と高気圧が交互に通る天気は数日の周期で変わった。沖縄・奄美も天気は数日の周期で変わったが、上旬を中心に寒気の影響により曇りの日が多かった。

なお、月の中旬からは、低気圧の通過後に一時的な冬型の気圧配置となり、北・東日本では降雪となった日があった。旭川と網走（共に北海道）では18日に初雪を観測したが、11月に入っても暖かい日が続いた影響で、旭川と網走の初雪は統計開始（それぞれ1889年、1890年）以降最も遅い記録を更新した。また、26日から27日にかけては低気圧が北・東日本で発達し、北海道で暴風の被害があった。

気温は、北日本では、月の前半は暖かい空気に覆われたため平年を上回ったが、月の後半は平年を下回った。東日本以西では、概ね月を通じて気温は平年を下回った。

第4.3.7図 天候のまとめの本文の「概況」の具体例（2012年11月）

うに配慮している。

「2. 気温、降水量、日照時間等の気候統計値」は、平均気温、降水量、日照時間等の地域的な傾向や記録更新のまとめである。具体例(2012年11月)を第4.3.8図に示す。表や図で、各要素の平年差、平年比とその階級「かなり低い」、「低い」、「平年並」、「高い」、「かなり高い」の5階級)が一目でわかるように配慮している。

「3. 天候経過」は、天候の詳細を記述する。月別の天候のまとめは旬毎に、季節別は月毎に、年別は季節毎に、天候を記述する。年別の天候のまとめの季節毎の記述では、冒頭に特記事項を箇条書きする。

「4. 大気の流れの特徴」(年別の天候のまとめには無い)は、日本の天候に係る北半球の循環場(500hPa 高度場)を解説する。天候の記述は主に平年との相違を対象としているが、この平年差は偏西風(上空のジェット気流)の位置や蛇行等に左右され、この把握に500hPa 高度場が有効であるためである。具体例(2012年11月)を第4.3.9図に示す。500hPa の高度は対流圏のほぼ中間の高度にあたり、大気全体の流れを代表しており、負(正)偏差であれば、偏西風が南(北)へ蛇行していることに対応

しているが、500hPa の高度偏差と地上気温偏差には正相関があるため、偏西風の蛇行と地上気温偏差との関連に言及している。また、日本の西に気圧の谷(500hPa 高度負偏差)がある状態(西谷)では、日本付近に南西の気流が流入しやすくなるため、平年より曇りや雨の日が多い傾向があるが、逆に日本の東に気圧の谷(500hPa 高度負偏差)がある状態(東谷)では、日本付近に平年より北西の風が流入しやすく、低温になりやすい、日本付近で低気圧が発達しにくい、といった傾向がある。こうした関係に言及する場合もある。

「5. 全国気候表」では、全国の各地点毎の気温、降水量、日照時間、降雪・積雪のデータを表形式で記載している。「6. 順位更新表」は、全国各地点毎の平均気温、降水量、日照時間、降雪量・最深積雪の順位更新(3位以内)を表の形で記載している。

おわりに、現在の本庁での作業分担を述べておく。概要と本文の1、3、4は主に気候情報課が、本文の2、5、6(図表など)は主に計画課情報管理室が、それぞれ担当している。両課で相互にチェックしあい、最終原稿が完成する。

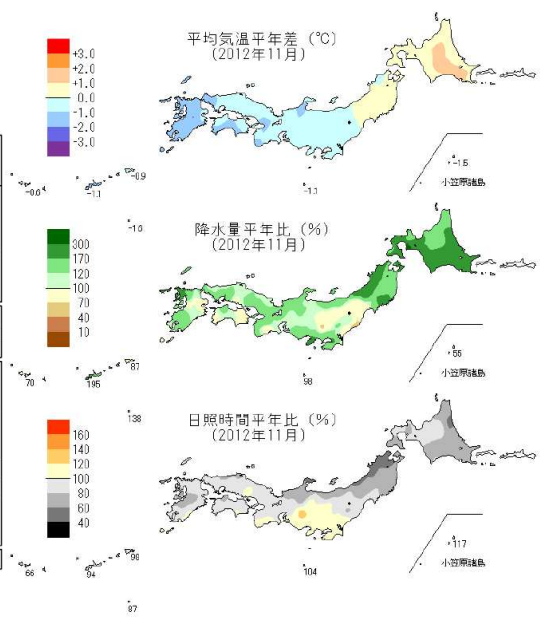
なお、社会経済に極めて大きな影響を与える異常気象が発生した場合に、気象庁は、その特徴と要因

地域平均平年差(比)と階級(2012年11月)

	気温 平年差 ℃(階級)	降水量 平年比 %(階級)	日照時間 平年比 %(階級)		気温 平年差 ℃(階級)	降水量 平年比 %(階級)	日照時間 平年比 %(階級)
北日本	0.4 (0)	178 (+)* 日 160 (+)* 太 194 (+)*	75 (-)* 日 73 (-)* 太 77 (-)*	北海道	0.7 (+)	201 (+)* 日 157 (+)* 才 215 (+)* 太 250 (+)*	76 (-)* 日 80 (-) 才 62 (-)* 太 77 (-)*
東日本	-0.6 (-)	127 (+) 日 134 (+)* 太 125 (+)	97 (0) 日 68 (-)* 太 105 (0)	東北	0.1 (0)	148 (+) 日 165 (+)* 太 136 (+)	74 (-)* 日 65 (-)* 太 81 (-)*
西日本	-1.0 (-)	128 (+) 日 134 (+) 太 123 (+)	90 (-) 日 85 (-) 太 93 (0)	関東甲信	-0.5 (-)	118 (+)	108 (+)
沖縄・奄美	-0.9 (-)	112 (0)	84 (-)	北陸	-0.8 (-)	134 (+)*	68 (-)*
				東海	-0.7 (-)	134 (+)	101 (0)
				近畿	-0.9 (-)	147 (+) 日 137 (+) 才 151 (+) 太 123 (+)	90 (-) 日 88 (-) 才 91 (-) 太 87 (-)
				中国	-0.5 (-)	111 (0) 陰 138 (+) 陽 94 (0)	80 (-) 日 87 (-) 才 93 (-)
				四国	-1.0 (-)	142 (+)	86 (-)
				九州北部	-1.2 (-)	117 (0)	94 (0)
				九州南部	-1.3 (-)	本 119 (+)	本 94 (0)
				奄美	-1.1 (-)	本 108 (0)	本 97 (0)
				沖縄	-0.8 (-)	113 (0)	79 (-)

階級表示 (-):低い(少ない)(0):平年並 (+):高い(多い)
 (*):かなり低い(少ない)、かなり高い(多い)を表す

地域表示 日:日本海側 陰:山陰 本:本土(九州南部)
 才:オホーツク海側 陽:山陽 奄:奄美
 太:太平洋側



第4.3.8図 天候のまとめの本文の「気温、降水量、日照時間等の気候統計値」の具体例(2012年11月、一部抜粋)

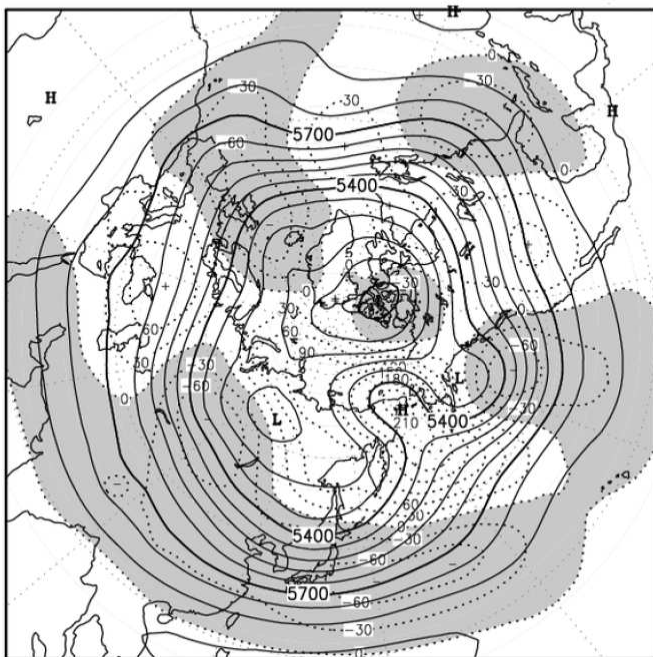
を分析して、臨時の報道発表を行ったり⁵、大学・研究機関等の専門家の協力を得て、異常気象に関する最新の科学的知見に基づく分析検討を行い、その発生要因等に関する見解を迅速に発表する⁶場合もある（異常気象分析検討会、平成 19 年（2007 年）6 月 12 日に気象庁に設置）。

参考文献

高山大, 2012: 第 1 章 天候情報検討基準の見直し. 平成 23 年度季節予報技術開発資料, 気象庁地球環境・海洋部.

4 大気の流れの特徴

500hPa 天気図：ベーリング海から東シベリアにかけてブロッキング高気圧が見られ、極東の高緯度側は正偏差となった。一方、極東の中緯度帯では偏西風は平年より南寄りを流れ東西に帯状の負偏差となった。東日本以西では寒気の影響を受けやすく気温が低かったが、負偏差の小さかった北日本では気温が平年並となった。日本付近は気圧の谷となったため低気圧が短い周期で通過し、北日本や東日本日本海側を中心に低気圧の影響を受けやすく曇りや雨または雪の日が多かった。



2012 年 11 月の 500hPa 高度・偏差（等値線間隔 実況（実線）60m、偏差（破線）30m）
陰影域は負偏差

第 4.3.9 図 天候のまとめの本文の「大気の流れの特徴」の具体例（2012 年 11 月）

⁵ http://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/longfcst/extreme_japan/index.html

⁶ <http://www.data.kishou.go.jp/climate/extreme/index.html>

4.4 季節予報の評価手法¹

4.4.1 はじめに

季節予報で用いられる評価・検証には様々な手法がある。世界気象機関(WMO)の基礎システム委員会(CBS)では、世界各地の気象センターから提供される長期予報(LRF)について、その精度を共通の基準で評価するための標準検証システム(Standardized Verification System; SVS)が提案された。その中の検証手法として、MSSS(Mean Square Skill Score)やROC(Relative Operating Characteristic)などが挙げられており、気象庁の季節予報モデルもこの検証手法に基づいた検証を行っている。また、季節予報モデルを検証する手法としては、このほか、平均誤差(Mean Error; ME)、2乗平均平方根誤差(Root Mean Square Error; RMSE)、アノマリー相関係数(Anomaly Correlation Coefficient; ACC)などが挙げられる。これらの指標は高谷(2010)が簡潔に紹介しているほか、Jolliffe and Stephenson(2003)やWMO(2002)で詳しく解説されている。

また、発表予報やガイダンスの確率を評価する指標として、上述のROCのほか、確率値別出現率、ブライアスコア(Brier Score; BS)、RPスコア(Ranked Probability Score; RPS)などが挙げられる。これらのスコアは、中三川(1999)、渡辺(2008)などで解説されている。本節では、中三川(1999)を改訂する形で、確率値別出現率とこれに関連するスコア及びROCについて、それぞれ第4.4.2項、第4.4.3項で詳しく解説するとともに、そのほかの上述のスコアについても第4.4.4項で簡潔に解説する。

4.4.2 確率値別出現率グラフの指標となるスコア

確率値別出現率のグラフは、確率値と出現率が一致しているほど、また、気候値から離れた確率値をつけた予報回数が多いほど成績がよく、一見してある程度成績の善し悪しがわかる。しかし、

これだけでは要素や地域、評価対象期間が異なるデータ間の客観的な比較は困難である。総合的にはRPSやBSで成績が出るが、前述のやとこれらのスコアとの関係は自明でない。そこで、確率値別出現率のグラフとこれらの客観的指標となるスコア(BSから得られる信頼度、分離度)について解説を行う。

(1) 2カテゴリーのBSについて

BSは、RPSと並んで確率予報を総合的に評価するスコアとして用いられている。BSについては各種の解説がある(例えば、菊地原(1988))。以下の説明は、菊地原(1988)及びMurphy(1973)を参考にしている。

2カテゴリーのBS(b と表記する)は次式で定義される。

$$b = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (p_i - v_i)^2, 0 \leq p_i \leq 1, v_i \in \{0,1\} \quad (4.4.1)$$

ここで N は予報総数、 p_i は予報確率値、 v_i は予報した現象が出現したときは1、しなかったときは0となる。 b は完全予報(0%と100%のみを予報し、すべて適中)のとき最小値0となり、最悪予報(0%と100%のみを予報し、すべて不適中)のとき最大値1となる。

以後、予報確率が10%刻みの場合を想定して式の変形を行う。

まず、式(4.4.1)を確率値別に現象の出現、非出現の項に分けて書き換えると次の式を得る。

$$b = \frac{1}{N} \left\{ \sum_t (p_t - 1)^2 M_t + \sum_t (p_t - 0)^2 (N_t - M_t) \right\} \quad (4.4.2)$$

ここで、 $t=0 \sim 10$ であり各確率値に対応している(例えば $p_t=0.1$)。 M_t は各確率値において、予報した現象が出現した数(以下出現数という)、 N_t は各確率値の予報数をあらわす。式(4.4.2)を変形し、次の式を得る(式の変形は付録4.4.Aを参照)。

¹ 中三川 浩

$$b = \sum_i (p_i - \frac{M_i}{N_i})^2 \frac{N_i}{N} - \sum_i (\frac{M}{N} - \frac{M_i}{N_i})^2 \frac{N_i}{N} + \frac{M}{N} (1 - \frac{M}{N}) \quad (4.4.3)$$

ここで、 $M = \sum_i M_i$ であり、予報した現象が出現した総数である。

式(4.4.3)の右辺第1項は、信頼度(Reliability)と呼ばれている。これを $brel$ とする。

$$brel = \sum_i (p_i - \frac{M_i}{N_i})^2 \frac{N_i}{N} \quad (4.4.4)$$

M_i/N_i は各確率値において予報数に対して予報した現象が出現した割合である(以下、出現率と呼ぶ)。予報確率値と出現率が一致する予報数が多いほど $brel$ は小さくなる。確率値別出現率のグラフとの関連でいえば、予報確率値と出現率が一致する45度のラインに乗っていれば、 $brel=0$ となる(第4.4.1図(a)と(b))。

式(4.4.3)の右辺第2項は、分離度(Resolution)と呼ばれている。これを $bres$ とする。

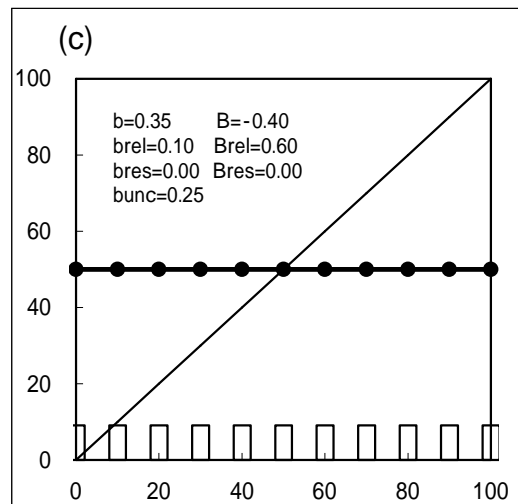
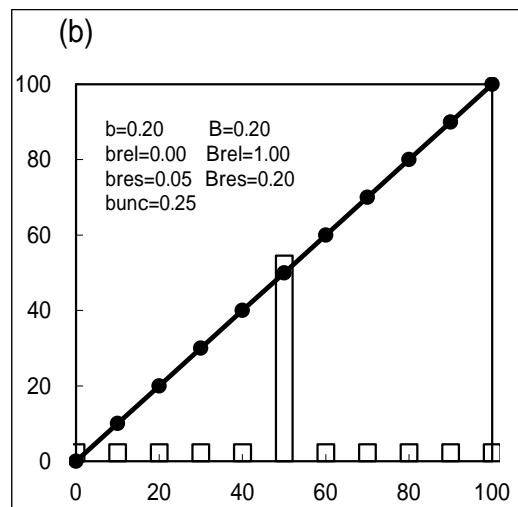
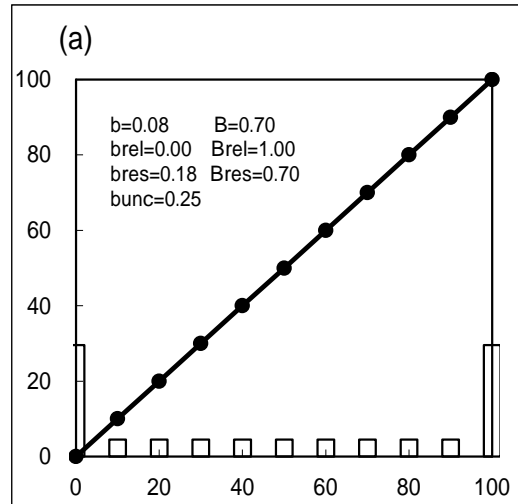
$$bres = \sum_i (\frac{M}{N} - \frac{M_i}{N_i})^2 \frac{N_i}{N} \quad (4.4.5)$$

$bres$ の前の符号がマイナスであることから、 $bres$ は大きいほど成績が良いことになる。 $bres$ の大きな値は、各予報確率値の出現率が M/N すなわち予報した現象の平均的な出現率(平均出現率と呼ぶ。これは予報期間の気候値でもある)から離れていることで得られる。確率値別出現率のグラフとの関連では、出現率が M/N 一定のラインに乗っている場合 $bres=0$ となる(第4.4.1図(c))。また、例えば平均出現率が50%のときには、0%や100%に近い確率値の予報比率が多いほど $bres$ は大きくなる(第4.4.1図(a)の $bres$ は(b)より大きい)。

式(4.4.3)の右辺第3項は、uncertainty(不確定度)と呼ばれている。これを $bunc$ とする。

$$bunc = \frac{M}{N} (1 - \frac{M}{N}) \quad (4.4.6)$$

これは、平均出現率(予報期間の気候値)に依存する項である。平均出現率が0%や100%のとき、最



第4.4.1図 確率値別出現率の例

(a) $brel=0$ で0%や100%の予報が多いケース

(b) $brel=0$ で50%の予報が多いケース

(c) $bres=0$ ですべての確率値で平均実現率に等しいケース

横軸：確率予報値(%)

縦軸：折れ線グラフは確率値別出現率、棒グラフは確率値別予報割合(%)

小 ($bunc=0$) となり、50% のとき最大 ($bunc=0.25$) となる。また、常に平均出現率を予報 (例えば平均出現率が 50% のとき、常に 50% と予報) した場合は、 $bres=brel=0$ となり、 $b=bunc$ (例の場合 $b=0.25$) となる。

これらのスコアは、成績の相対的な善し悪しの判断はできるが、意味のある予報であるかどうかの判断ができない。その判断には、一般的に気候値予報に対する改善率が用いられることが多い。気候値予報の BS を bc と書くと、改善率は次式で定義できる。

$$B = \frac{bc - b}{bc} \quad (4.4.7)$$

B はスキルスコア (skill score) と呼ばれ、 $B < 0$ のとき、気候値予報より劣る。そして、完全予報のとき、最大値 $B = 1$ をとる。

同様に、式 (4.4.4)、式 (4.4.5) についても次のように定義する。

$$Brel = \frac{bc - brel}{bc} \quad (4.4.8)$$

$$Bres = \frac{bres}{bunc} \quad (4.4.9)$$

$Brel$ 、 $Bres$ とともに完全予報のとき、最大値 $Brel = Bres = 1$ をとる。 $Bres$ の分母を bc としなかったのは、完全予報のときは $b=brel=0$ より $bres=bunc$ となることを利用して、式 (4.4.8)、式 (4.4.9) とともに 1 が最大となるようにするためである。

第 4.4.1 図には、それぞれの例について B 、 $Brel$ 、 $Bres$ を示してある。

(2) 3 カテゴリーの BS について

本項 (1) では、わかりやすいように 2 カテゴリーのときの BS 及びスキルスコアについて説明した。実際には、季節予報における確率予報は 3 カテゴリーであるから、これらのスコアを 3 カテゴリーに適用できるように若干工夫をしなければならぬ。Murphy (1973) は、多カテゴリー予報についてベクトル表記を用いてこれらを説明しているが、ベクトル表記を避けて 3 カテゴリー用にこ

れらのスコアを書き直すと次のようになる。式の変形は紙面の都合で省略し、結果だけを示す。式 (4.4.4)、式 (4.4.5)、式 (4.4.6) はそれぞれ、

$$brel = \frac{1}{2} \left\{ \sum_t \sum_m (p_t^m - o_t^m)^2 q_t \right\} \quad (4.4.10)$$

$$bres = \frac{1}{2} \left\{ \sum_t \sum_m (\bar{o}^m - o_t^m)^2 q_t \right\} \quad (4.4.11)$$

$$bunc = \frac{1}{2} \left\{ \sum_m \bar{o}^m (1 - \bar{o}^m) \right\} \quad (4.4.12)$$

となる。もちろん、 $b = brel - bres + bunc$ である。ここで、

$$o_t^m = \frac{M_t^m}{N_t}, \quad q_t = \frac{N_t}{N}, \quad \bar{o}^m = \frac{\sum_t M_t^m}{N}$$

N : 予報総数

N_t : t 番目の確率値の予報数

M_t^m : t 番目の m カテゴリーの出現数

p_t^m : t 番目の m カテゴリーの確率値

$$t = 1, 2, \dots, T, \quad T = \frac{1}{2} S(S+1)$$

S : 確率の細分数

実際の予報の確率は 10% 刻みなので $S = 11$ 、 $T = 66$ となる。つまり (0.0, 0.0, 1.0), (0.0, 0.1, 0.9), ... (1.0, 0.0, 0.0) の 66 通りの組み合わせがあるということをあらわしている。

$m = 1, 2, 3$: カテゴリーの識別番号で 2 が平年並となる。

式 (4.4.7)、式 (4.4.8)、式 (4.4.9) のスキルスコアは、式 (4.4.10)、式 (4.4.11)、式 (4.4.12) の値を適用することで得られるが、 bc は季節予報の気候的確率 (0.33, 0.33, 0.33) を代入して、

$$bc = \frac{1}{2N} \left[\sum_{i=1}^N \sum_{m=1}^3 (0.33 - v_i^m)^2 \right] \quad (4.4.13)$$

を用いる。ここで、 v_i^m ($m = 1, 2, 3$) は、式 (4.4.1) の v_i と同様の値である。式 (4.4.10) ~ 式 (4.4.13) はすべて係数として $1/2$ がかかっているが、BS の最大値を 1 とするための措置である。式 (4.4.1) を 3 カテゴリーの場合と同様に表記すると、

$$b = \frac{1}{2N} \sum_{i=1}^N \{(p_i^1 - v_i^1)^2 + (p_i^2 - v_i^2)^2\} \quad (4.4.1)'$$

となる。しかし、右辺第1項と右辺第2項は同じ値となるので、片方のカテゴリだけの表記を用いて式(4.4.1)の表現となっている。

(3) 1か月予報への適用

本項(1)と(2)で求めたBS及び関連するスコアを1か月予報の確率ガイダンスに適用した。予報対象期間は2007年1月～2011年12月の5年間である。対象とした予報は11地域の「地方予報区」とし、それぞれの予報区毎の予測値を1回の予報として数えた。「低い(少ない)」「平年並」「高い(多い)」の3カテゴリを合わせた成績である。

結果を第4.4.2図に示す。気温の確率ガイダンスのスキルスコアは、他の要素と比べて大きい。これは信頼度のスキルスコアが他の要素とあまり変わらない一方、分離度のスキルスコアが良いことから、気温のスキルスコアが他の要素に比べて良い要因のひとつとして、分離度が大きい、つまり降水量や日照時間に比べて、気候値から離れた0%や100%に近い確率を多く予想しているためと判断される。

4.4.3 ROCによる評価

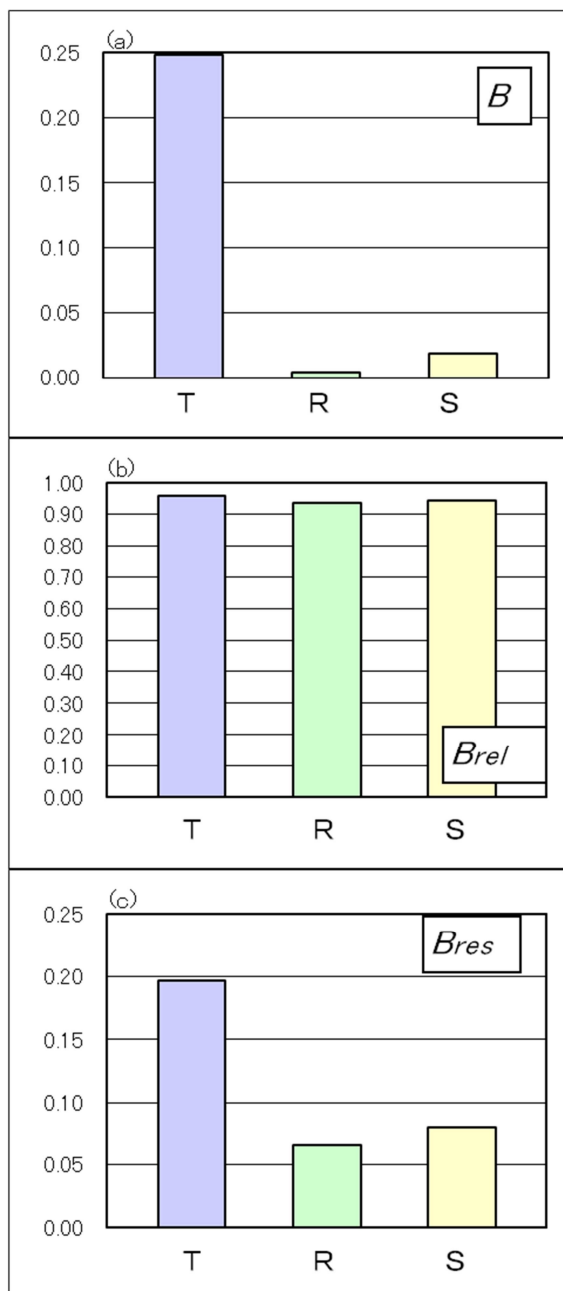
本項では、ROCについて、複数の例でROC曲線の形状の変化を見ながら、その特徴を説明するとともに、経済価値を考慮した評価の指標のひとつである損失軽減率の特性を説明する。

(1) ROCの意味

ROCについては、渡辺(2008)が解説しているが、SVSで用いられている重要な指標でもあり、改めてROCを求めた例をいくつか用いて解説する。

ROCとは、経済価値(ユーザーのコスト/ロス)を考慮した確率予報の図的検証評価法である。後述する「適中率」を縦軸に「空振り率」を横軸にとって描いた曲線を用いて評価する。

ここで、コスト/ロスモデルについてごく簡単に復習しておく。第4.4.1表に示すように、対策



第4.4.2図 B, Brel, Bresの各要素別スコア(3カテゴリ)(2007～2011年の5年間の地方予報区別の確率ガイダンス)

(a)スキルスコア(B)

(b)信頼度のスキルスコア(Brel)

(c)分離度のスキルスコア(Bres)

表中のT、R、Sはそれぞれ気温・降水量・日照時間の略号

費Cを投じておけば、ある予報した現象が出現しても損失は無いが、対策を立てずに出現すると、損失額 $L(C \leq L)$ の被害が生じるとする。現象の生起確率を $p(0 \leq p \leq 1)$ とすると、 $p \geq C/L$ のとき対

第 4.4.1 表 ユーザーの行動と実況に応じた
対策費 C ・損失 L の対応表

		実 況	
		Yes	No
行 動	対 策	C	C
	非対策	L	0

第 4.4.2 表 確率別の予報と実況有無の対応表

		実 況	
		Yes	No
予 報	100%	M_{10}	$N_{10} - M_{10}$
	p_i p_{i-1}	M_i M_{i-1}	$N_i - M_i$ $N_{i-1} - M_{i-1}$
	0%	M_0	$N_0 - M_0$

第 4.4.3 表 第 4.4.2 表で p_i 以上を現象が出現
すると予報したときの予報と実況の対応表

		実 況	
		Yes	No
予 報	Yes	A_i	B_i
	No	C_i	D_i

策をとることで利益をあげられる。つまり、コスト/ロスモデルとは $p \geq C/L$ のとき対策をとり、 $p < C/L$ のとき対策をとらないことである。

このモデルは予報の信頼度が完全であることを前提にしている。しかし、現実の予報では必ずしもそうっていない。つまり $p \geq C/L$ のとき対策を立てても必ずしも利益を得られないことになる。そこで、 $p \geq C/L$ で対策という前提をはずし、 p や C/L がそれぞれどのような値をとるときに最大の

利益が得られるか（損失が軽減されるか）を考える。

確率が p_i ($p_i = i/10, i=0, 1, 2, \dots, 11$) 以上と予報されたときに対策を立てるとする（このときユーザーの C/L と確率が必ずしも一致している必要はない）。 p_{11} すなわち 110% は予報されないの
で、対策を一切立てないことを意味する。確率 p_i の予報数を N_i 、予報した現象の出現数を M_i とする（ただし $N_{11} = M_{11} = 0$ ）と、第 4.4.2 表のような確率別の予報・実況対応表となる。ここで p_i 以上のときに対策を立てるのであるから第 4.4.2 表中の、の合計が現象ありの予報数となる。

同様に、の合計が現象なしの予報数となる。結局、これは確率予報から断定予報への変換で、その 2×2 の分割表を第 4.4.3 表に示す。第 4.4.2 表の記号との関係は次の通りである。以後、 p_i を行動の有無を決定する「判断確率」と呼ぶ。

$$A_i = \sum_{t=i}^{10} M_t, \quad B_i = \sum_{t=i}^{10} (N_t - M_t) \quad (4.4.14)$$

$$C_i = \sum_{t=0}^{i-1} M_t, \quad D_i = \sum_{t=0}^{i-1} (N_t - M_t)$$

ただし、 $i=0$ のとき $C_i = D_i = 0$
 $i=11$ のとき $A_i = B_i = 0$

とする。

ここで、この予報の成績の部分的な評価量として次の量を定義する。

$$hr_i = \frac{A_i}{A_i + C_i} = \frac{\sum_{t=i}^{10} M_t}{M} \quad (4.4.15)$$

$$fr_i = \frac{B_i}{B_i + D_i} = \frac{\sum_{t=i}^{10} (N_t - M_t)}{N - M}$$

ここで

$$\text{予報総数} : N = \sum_{t=0}^{10} N_t$$

$$\text{現象出現総数} : M = \sum_{t=0}^{10} M_t$$

である。

hr_i は現象が出現したもののうち現象を予報していた割合を表し、「適中率」(hit rate) と呼ばれ

ている。一般的な定義から言えば「捕捉率」のほうが適当であるが、ここでは「適中率」と呼ぶ。 fr_i は現象が生じなかったもののうち現象ありと予報していた割合を表し、「空振り率(誤警報率もしくは誤発率)」(false alarm rate)と呼ばれている。

ここで対策費 C と損失額 L を使い、1 回あたりの平均的な損失を考える。

N 回の全体の損失 EA_i は、

$$EA_i = C(A_i + B_i) + LC_i$$

であるから、1 回あたりの平均損失を L で規準化したものを $e_i (= EA_i / NL)$ とすると、式(4.4.14)、式(4.4.15)の関係を使って、

$$e_i = fr_i \frac{C}{L} \left(1 - \frac{M}{N}\right) - hr_i \frac{M}{N} \left(1 - \frac{C}{L}\right) + \frac{M}{N}$$

(4.4.16)

と変形できる(式の変形は付録 4.4.B を参照)。

ここで $1 - M/N \geq 0$ 、 $1 - C/L \geq 0$ であるから、 e_i すなわち 1 回あたりの平均損失は、 fr_i に比例して増加し、 hr_i に比例して減少する。その比例係数は、平均出現率 M/N とユーザーの C/L から計算でき、予報の精度に依存しない。

任意の判断確率 p_i に対して fr_i と hr_i が読みとれるようなグラフを描いておけば、すべてのユーザーの平均損失を容易に計算できることになる。具体的には、「適中率」を縦軸に「空振り率」を横軸にとって、任意の p_i に対する fr_i と hr_i をプロットし、それを連ねた曲線(離散的分布のときには厳密には折れ線となる)を描く。この曲線を ROC 曲線と呼ぶ。

コスト/ロスモデルの前提である信頼度が完全であるという条件が適用できれば、ユーザーの C/L に対応する判断確率 p_i ($i/10 = C/L$) を利用したとき最も損失(e_i) を軽減できることになる。

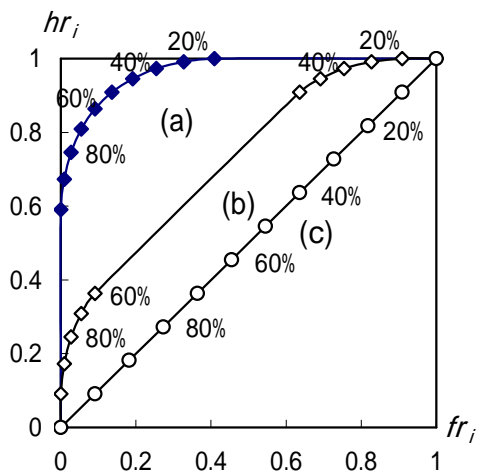
(2) ROC 曲線の特徴

ROC 曲線の形状とその意味するところについて、いくつかの具体例を示し解説する。

第 4.4.4 表は、3 例について各予報確率値別に予報した現象の出現(非出現)数を示したものである。(a)(b)(c)の 3 例は第 4.4.2 項(1)で扱っ

第 4.4.4 表 予報した現象の確率値別の出現数 (Y) と非出現数 (N) の分布例

確率	(a)		(b)		(c)	
	Y	N	Y	N	Y	N
100%	65	0	10	0	10	10
90%	9	1	9	1	10	10
80%	8	2	8	2	10	10
70%	7	3	7	3	10	10
60%	6	4	6	4	10	10
50%	5	5	60	60	10	10
40%	4	6	4	6	10	10
30%	3	7	3	7	10	10
20%	2	8	2	8	10	10
10%	1	9	1	9	10	10
0%	0	65	0	10	10	10
合計	110	110	110	110	110	110



第 4.4.3 図 第 4.4.4 表に対応した ROC 曲線

た第 4.4.1 図の(a)(b)(c)に対応している。この例の ROC 曲線を第 4.4.3 図に示す。

「空振り率(fr_i)」をできるだけ小さく、「適中率(hr_i)」をできるだけ大きくすれば損失が減るのだから、任意の p_i について $(fr_i, hr_i) = (0, 1)$ となるような予報であれば、ベストであるといえる。第 4.4.3 図からは(a)(b)はともに適切な確率値別出現率となっているが、(a)の方が任意の判断確率 p_i で(0, 1)に近いことから、(a)の方がより適切な予報といえる。なお、(a)(b)については 10%~90%

の予報数を0にすれば、すべて(0, 1)の点上に乗ることがわかる。これは完全予報であり、このときの損失は式(4.4.16)から、

$$e_p = \frac{M}{N} \frac{C}{L} \quad (4.4.17)$$

となる。

一方、(c)はどの予報値に対しても平均出現率(この期間の気候値)で、予報に情報がないといえる。この場合は $fr_i = hr_i$ の線上に乗ることがわかる。さらに、たとえば(a)のYとNの値を逆にすると、(0, 1)に近づく。(0, 1)に乗るのは0%と100%のみ予報し、出現率がそれぞれ100%と0%のとき(最悪予報)である。こうしてみると、ROC曲線の右下の面積が大きいほど適切な予報であることがわかる。

(3) 損失の軽減率の指標

次に、ユーザーが平均出現率(予報期間の気候値) M/N のみを知っていた場合の損失と予報を使った損失を比較し、その予報が利用価値のあるものかどうかの指標を求める。

ユーザーが常に対策を立てる場合、予報した現象はすべて出現すると仮定するので、第4.4.3表の C_i 、 D_i は0で、式(4.4.15)から $fr_i = 1$ 、 $hr_i = 1$ となり、式(4.4.16)から $e_i = C/L$ となる。一方、常に対策をとらない場合は、 $A_i = B_i = 0$ で、 $fr_i = 0$ 、 $hr_i = 0$ となり、 $e_i = M/N$ となる。ユーザーが予報期間の気候値のみを知っていた場合²、ユーザーの C/L が M/N より小さい場合は常に対策をとり、逆の場合は常に対策をとらないことで、損失を軽減できる。つまり、気候値を利用した損失額は、

$$e_c = \min\left(\frac{C}{L}, \frac{M}{N}\right) \quad (4.4.18)$$

となる。

予報を利用した損失額を気候値利用の損失額、式(4.4.18)と本項(2)で求めた完全予報の損失額、式(4.4.17)を使って次のように規準化する。

² 予報期間の気候値は予報期間が終わってからでないとわからないので、実際には気候的出現率(33%)を使用するのが適当である。

$$v_i = \frac{e_c - e_i}{e_c - e_p} \quad (4.4.19)$$

v_i の特徴として、 $0 \leq v_i \leq 1$ の範囲をとり、利用する予報が気候値予報と同程度の場合は $v_i = 0$ 、完全予報ならば $v_i = 1$ となる。 e_i が e_c を上回ることもあるが、そのときは気候値予報を用いればよいので、最大 $e_i = e_c$ である。この v_i を「損失軽減率」と呼ぶことにする。また、 v_i は、 $C/L = M/N$ のとき最大となり、その値は $hr_i - fr_i$ となる(導出は省略するが、式(4.4.19)を $C/L \geq M/N$ と $C/L < M/N$ の場合に分けて変形することで求まる)。

v_i は判断確率 p_i ごとに变化するが、利用する予報がとりうる最大の値は、

$$v = \max(v_0, v_1, \dots, v_{10})$$

で求めることができる。

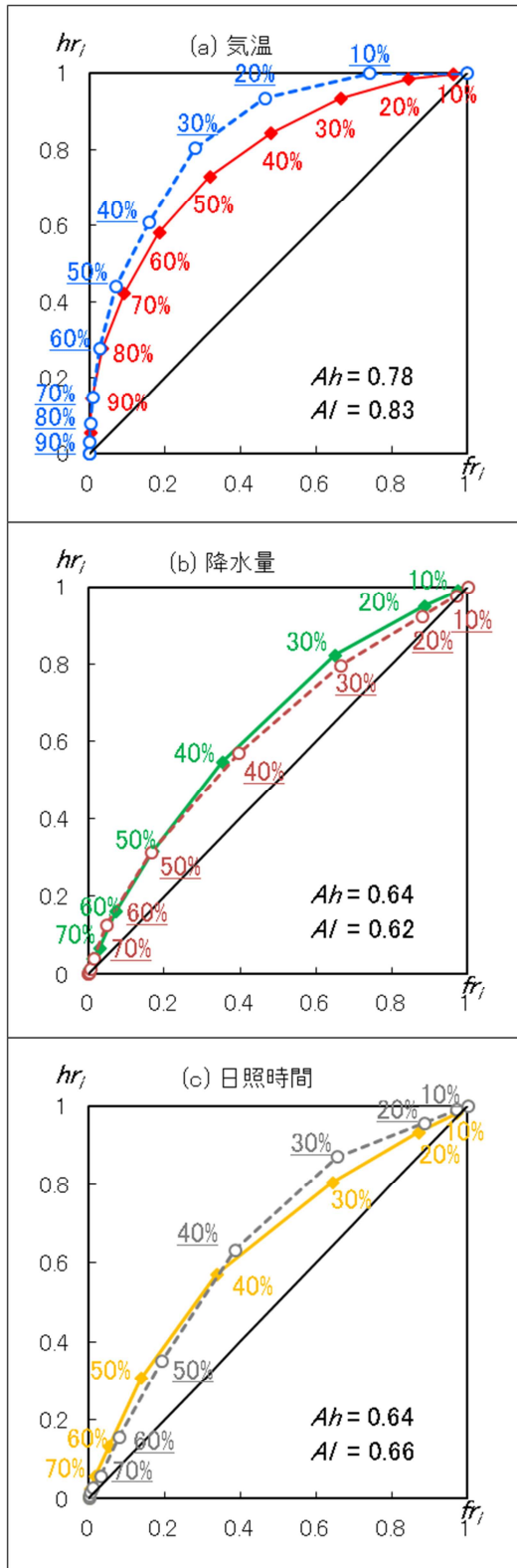
(4) 1か月予報へのROCの適用

第4.4.2項(3)と同じ期間・地域合計について、ROCを適用して、その特徴をみる。

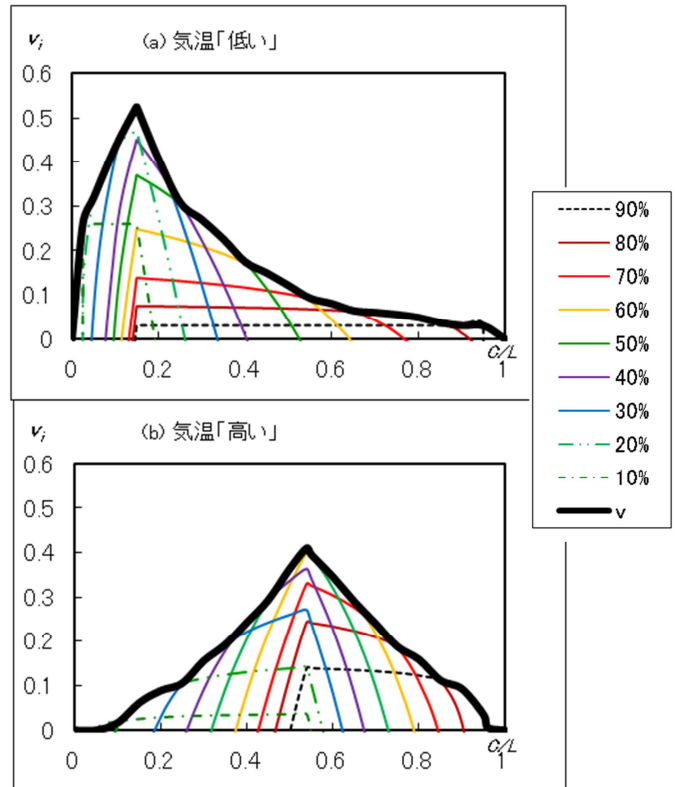
第4.4.4図は、確率ガイダンスのROC曲線である。判断確率 p_i を曲線上に示している。まず、すべての要素に共通しているのは、ROC曲線の面積が0.5以上でスキルのある予測となっている。気温は面積が大きく、特に「低い」で相対的に予測が優れていることがわかる。気温の「高い」と「低い」での判断確率の分布に着目すると、「高い」は20~90%程度まで曲線上にほぼ等間隔に分布しているのに対し、「低い」は0~40%程度の狭いレンジで大きく変化している。これは「低い」において50%以上の予報数が少ないことを表している。

次に、本項(3)で導入した損失軽減率 v_i を縦軸に、ユーザーの C/L を横軸にとり、「気温」についてグラフ化したものを第4.4.5図に示す。

同図(a)の気温の「低い」からグラフの意味を説明する。 C/L が0.5で0より大きい v_i が得られるのは、判断確率50~90%である。つまり、ユーザーが気候値予報より損失を軽減するためには、50~90%の判断確率を用いることが必要であることを示している。 C/L が0.2のユーザーは、20~90%の幅広い確率で予測の利用価値が得られる。それ



第 4.4.4 図 ROC 曲線 (2007 年 1 月 ~ 2011 年 12 月の 5 年間、地方予報区の合計)
 (a) 気温 青点線: 「低い」 赤線: 「高い」
 (b) 降水量 茶点線: 「少ない」 緑線: 「多い」
 (c) 日照時間 灰点線: 「少ない」 橙線: 「多い」
 右下の数値は ROC 曲線の面積 (Ai: 「少ない (低い)」 Ah: 「多い (高い)」)



第 4.4.5 図 判断確率 (p_i) 別 C/L と損失軽減率 v_i の関係 (2007 年 1 月 ~ 2011 年 12 月の 5 年間、地方予報区の合計)
 (a) 気温「低い」
 (b) 気温「高い」
 カラーの細線は判断確率別損失軽減率、太線は最大の損失軽減率

それぞれの C/L をもつユーザーがもっとも適切な判断確率を用いたときに得られる最大の損失軽減率 (v) が、グラフの太線で示した包絡線の値となる。

この包絡線の値があらゆるユーザー、つまりすべての C/L にわたって大きい方が、その予報の利用価値が大きいということになる。完全予報のときには、すべての C/L で $v=1$ となる。

気温の「高い」、「低い」とも v は 0.5 前後の損失軽減率を持つが、損失軽減率 0.3 以上でみると「高い」は 0.46 ~ 0.64 の C/L を持つユーザーに対して比較的高い利用価値があるのに対し、「低い」は 0.05 ~ 0.25 の C/L を持つユーザーに比較的高い利用価値があるといった違いがある。

ROC 曲線の右下の面積は気温の「低い」が「高い」に比べて大きく、「低い」の予測成績が良いが、 C/L に応じた損失軽減率という観点からみるとど

これらのカテゴリで利用価値が高いかは、ユーザーのC/Lに依存する。このように気温の「高い」「低い」で分布が大きく異なったのは、気候的出現率(33%)に比べ、「高い」の出現率は著しく大きく、逆に「低い」の出現率は著しく小さかったことが主たる原因である。つまり、「低い」で言えば、小さな確率の予報が多く、対策のコストの小さいあるいは損失の大きいユーザーでなければ利用しにくいということである。

4.4.4 そのほかの評価指標

この項では、系統誤差(ME)、2乗平均平方根誤差(RMSE)、アノマリー相関係数(ACC)、RPスコア(RPS)について簡単に説明する。ME、RMSE、ACCは、高谷(2010)による付録を基本にしている。

(1) 平均誤差

平均誤差(ME)は、予測値の実況値からの偏りの平均で、系統誤差やバイアスとも呼ばれ、次式で定義される。

$$ME = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (f_i - a_i)$$

Nは標本数、 f_i は予測値、 a_i は実況値である。平均誤差が0に近いほど、予測が実況(観測値)に近いことを意味する。

(2) 2乗平均平方根誤差

2乗平均平方根誤差(RMSE)は予測誤差の大きさを表す指標としてよく用いられ、次式で定義される。

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (f_i - a_i)^2}$$

RMSEは最小値0に近いほど、予測が実況に近いことを示す。

(3) アノマリー相関係数

アノマリー相関係数(ACC)は、予測値の年間偏差と実況値の年間偏差との相関係数で、次式で定義される。

$$ACC = \frac{\sum_{i=1}^N (f_i - F)(a_i - A)}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (f_i - F)^2 \sum_{i=1}^N (a_i - A)^2}}$$

ここで、F、Aはそれぞれ予測値と実況値の年平値を表す。ACCは、-1~+1の値をとり、ACCが大きいほど、偏差のパターンの予測が実況に近いことを示している。一般に、ACCが0.6以上であれば、両者の偏差パターンは似ているとされる。

(4) RPスコア

確率予報の評価指標のひとつであるブライアスコア(BS)は、次の欠点をもつ。たとえば3階級の確率予報の場合、予報AがFa=(0.2, 0.3, 0.5)、予報BがFb=(0.3, 0.2, 0.5)で、実況は3番目の階級が実現した(E=(0, 0, 1))とすると、1番目より2番目の確率値の大きい予報Aのほうが予報Bより、適切な予報と考えられる。しかし、BSはともに(0.2²+0.3²+0.5²)/2=0.19と同じ数値になる。これはカテゴリの順序を考慮しないために起こる欠点である。Epstein(1969)はこの矛盾をなくす評価スコアとして、RPスコア(Ranked Probability Score; RPS)を提案した。

RPSを3カテゴリの場合に適用すると、

$$RPS_i = 1 - \frac{1}{2} \sum_{j=1}^2 (R_j - D_{ij})^2$$

$$R_j = \sum_{k=1}^j P_k, [D_{ij}] = \begin{bmatrix} 1 & 1 & 1 \\ 0 & 1 & 1 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}$$

i: 実況のランク

Pj: 「低い」方から数えてj番目のランクの確率予報値

$$RPS = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N RPS_{i(k)}$$

先ほどの3階級予報でRPSを計算すると、予報A=0.86、予報B=0.83となり、AのほうがBよりよいスコアとなる。

また、気候値予報(0.33, 0.33, 0.33)の場合のRPS(RPSr)の期待値は0.78となる。

RPSのスキルスコア(RPSS)は、

$$RPSS = (RPS - RPSr) / (1 - RPSr)$$

であらわされる。RPSは気候値予報で0をとり、完全予報で1となる。

各階級の確率値を10%単位で計算したRPSは第4.4.5表のようになる。この表に見られるように実況が平年並の場合、RPSは0.5~1.0にあるが、ほかの場合は0.0~1.0にあって、予報個々にスコアを比較する際には実況の階級を考慮しなければならない。

		確率 < 高い・多い >										
		0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
確 率 ハ 低 い ・ 少 な い V	0	50	50	48	45	42	38	32	25	18	9	0
	10	60	59	57	55	51	47	41	35	27	19	
	20	68	68	66	63	60	56	50	43	36		
	30	75	75	74	71	68	63	57	51			
	40	82	81	80	77	74	69	64				
	50	88	87	86	83	80	75					
	60	92	92	90	88	84						
	70	96	95	94	91							
	80	98	98	96								
	90	100	99									
	100	100										

		確率 < 高い・多い >										
		0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
確 率 ハ 低 い ・ 少 な い V	0	100	100	98	95	92	88	82	75	68	59	50
	10	100	99	98	95	92	87	81	75	67	59	
	20	98	98	96	94	90	86	80	73	66		
	30	95	95	94	91	88	83	77	71			
	40	92	92	90	88	84	80	74				
	50	88	87	86	83	80	75					
	60	82	81	80	77	74						
	70	75	75	73	71							
	80	68	67	66								
	90	59	59									
	100	50										

第4.4.5表 3カテゴリーの確率予報で各確率値10%単位の場合のRPS(100倍値)
 上表：実況が低い・少ない場合のRPS
 下表：実況が平年並の場合のRPS
 縦軸は低い(少ない)階級の確率、横軸は高い(多い)階級の確率(%)。実況が高い(多い)場合のRPSは左表の行列の値が入れ替わったものとなる。

付録4.4.A: 式(4.4.2)から式(4.4.3)への変形式(4.4.2)を展開して整理すると、

$$\text{式(4.4.2)} = \sum_i p^2 \frac{N_i}{N} - 2 \sum_i p \frac{M_i}{N} + \frac{M}{N} \quad (\text{A}) \quad (\text{B}) \quad (\text{C})$$

$$= \sum_i p^2 \frac{N_i}{N} - 2 \sum_i p \frac{M_i}{N_i} \frac{N_i}{N} + \sum_i \left(\frac{M_i}{N_i} \right)^2 \frac{N_i}{N} \quad (\text{D}) \quad (\text{E}) \quad (\text{F})$$

$$- \left(\frac{M}{N} \right)^2 \sum_i \frac{N_i}{N} + 2 \frac{M}{N} \sum_i \frac{M_i}{N_i} \frac{N_i}{N} - \sum_i \left(\frac{M_i}{N_i} \right)^2 \frac{N_i}{N} \quad (\text{G}) \quad (\text{H}) \quad (\text{I})$$

$$+ \frac{M}{N} - \left(\frac{M}{N} \right)^2 = \text{式(4.4.3)} \quad (\text{J}) \quad (\text{K})$$

(A) = (D), (B) = (E), (C) = (J) であるから、
 (F) + (G) + (H) + (I) + (K) = 0 であることを示す。

まず、(F)と(I)は相殺される。(G)は $\sum_i \frac{N_i}{N} = 1$ であるから、(K)と同じ。(H)は $\sum_i \frac{M_i}{N_i} \frac{N_i}{N} = \frac{M}{N}$ であるから、(K)を-2倍したものとなる。結局、(G) + (K) + (H) = 0となる。

付録 4.4.B : 式(4.4.16)の導出

$$e_i = \frac{C}{NL}(A_i + B_i) + \frac{C_i}{N}$$

(a) (b)

(a) は次の様に変形できる。

$$\begin{aligned} \frac{C}{L} \frac{\sum_{t=i}^{10} N_t}{N} &= \frac{C}{L} \left(\frac{\sum_{t=i}^{10} (N_t - M_t)}{N - M} \frac{N - M}{N} + \frac{\sum_{t=i}^{10} M_t}{N} \right) \\ &= \frac{C}{L} \left(\frac{\sum_{t=i}^{10} (N_t - M_t)}{N - M} - \frac{M}{N} \frac{\sum_{t=i}^{10} (N_p - M_p)}{N - M} \right. \\ &\quad \left. + \frac{\sum_{t=i}^{10} M_p}{M} \frac{M}{N} \right) \end{aligned}$$

$$= \frac{C}{L} (fr_i - \frac{M}{N} fr_i + \frac{M}{N} hr_i)$$

(b) は次の様に変形できる。

$$\frac{M - \sum_{t=i}^{10} M_t}{N} = \frac{M}{N} - \frac{M}{N} \frac{\sum_{t=i}^{10} M_t}{M} = \frac{M}{N} - \frac{M}{N} hr_i$$

これらを整理して、式(4.4.16)が得られる。

参考文献

- 菊地原英明, 1988: 気象予測の検証と評価. 気象研究ノート, **161**, 191pp.
- 高谷祐平, 2010: 予測精度の評価に用いた指標. 平成22年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 91-93.
- 中三川浩, 1999: 確率予報の評価. 平成11年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 30-41.
- 渡辺典昭, 2008: 確率情報の評価手法, 平成20年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 76-84.
- Epstein, E. S., 1969: A scoring system for probability forecasts of ranked categories. *J. Appl. Met.*, **8**, 985-987.
- Jolliffe, I. T. and Stephenson D. B., 2003: Forecast Verification: A Practitioner's Guide in Atmospheric Science. Wiley, 254pp.
- Murphy, A. H., 1973: A New Vector Partition of the Probability Score. *J. Appl. Met.*, **12**, 595-600.
- Strauss, B., A.Lanzinger, 1996: Verification of the Ensemble Prediction System(EPS). ECMWF

Newsletter, **72**, 9-15.
WMO, 2002: Standardised Verification System(SVS) for Long-Range Forecasts. New Attachment II-8 to the Manual on the GDPFS(WMO-No.485), Volume I.