

3 季節予報の予測システム

この章では、季節予報の予測システム（数値予報とガイダンス）の概要について、その予測精度も含めて解説する。

第3.1節では、季節予報の予測可能性について、初期値に含まれる小さな誤差の成長による予測可能性（「第1種の予測可能性」）と海面水温等境界値に伴う予測可能性（「第2種の予測可能性」）に分けて解説し、季節予報は確率的な表現で行う必要があることを述べる。また、そのためにはアンサンブル予報が重要であり、それを実行する数値予報の予測システムの概要を解説する。

第3.2節では、1か月予報と異常天候早期警戒情報の予測システムについて、第3.3節では3か月予報と暖・寒候期予報の予測システムについて、それぞれのシステムの特徴や予測特性、プロダクトのひとつである数値予報ガイダンスの作成方法や精度等について解説する。

第3.4節では、数値予報システムの技術向上に向けた今後の展望について述べる。

3.1 季節予報の予測可能性と確率予報¹

3.1.1 はじめに

季節予報は、今日・明日といった短期予報や週間予報と同様に、数値予報モデルに基づいて行っている。季節予報では数日スケール以上の現象を対象とし、予測地域も地方単位であるなど、短期予報とは様々な違いがあるが、最も大きく違うのは予報期間が長いことである。予報期間の長い予報では、大気のカオス的性質による予測可能性が問題となる。技術の進歩により、数値予報モデルが大気の状態をきわめて正確に予測できるようになっても、初期値にわずかにでも誤差が含まれると時間とともに誤差が急激に成長するため、決定論的な予報は困難である。本節では、こうした季節予報の予測可能性と確率予報の必要性について解説する。

なお、本解説の執筆にあたっては、高野(1994;

¹ 中三川 浩（第3.1.1～4項）、平井 雅之（第3.1.5項）

1999; 2003)、楠(2000)、前田と中三川(2008)などの予測可能性に関する解説を参考にした。

3.1.2 第1種の予測可能性

大気は、基本的に流体力学の基本方程式に従って運動しており、この方程式に正しい初期値を与えれば、その後の運動はすべて正確に予測することが原理的には可能である。しかし、現実には短期予報も含めて、必ず当たるというわけではない。その理由のひとつは、大気の状態を予測する数値予報モデルでは、様々な近似や仮定をしており、その大気の状態を完全に記述できていないことが挙げられる。それでは、技術が進歩して、大気の状態を完全に記述できるようになれば、1か月先や3か月先の予報が正確に決定論的に予報できるようになるかといえば、それも困難である。なぜなら、我々が手に入れられる初期値には必ず誤差が含まれ、その誤差が時間とともに急激に増大する性質があるため、ある時間ののちに、自然の変動を超える差が出てしまうためである。技術の進歩とともに初期値に含まれる誤差も小さくすることはできるが、原理的に直接の観測にはわずかにいへ誤差が避けられないし、空間的にくまなく観測をすることは困難である。たとえリモートセンシングの技術を駆使して空間的に稠密な解析値を得られても誤差は避けられない。このように、初期値のわずかな誤差が時間とともに急激に増大し、ついには予測不可能な混沌とした状態になる性質をカオスと言い、特に決定論的なニュートン力学によってみられるものを力学的カオスという。

ここで、このような大気を持つカオス的性質を端的に示すために、有名なローレンツモデルを紹介する。以下の式は、レイリー・ベナール型対流がロール状の対流パターンの時の方程式を簡略化した方程式である。

$$dx/dt = -10x + 10y$$

$$dy/dt = rx - y - xz$$

$$dz/dt = -8/3 z + xy$$

ここで、個々の変数 x, y, z は、流体の速度や温度等に関係した量で、時間(t)の関数である。 r はレ

イリー数（自然対流における熱伝導を特徴づける無次元数）に相当²するもので、 r が1より小さければ運動を伴わない熱伝導状態で、それより大きいと対流が起こる。第3.1.1図は $r=28$ の時の運動の軌跡を表したものである。第3.1.2図は、わずかに初期値の異なる2つのローレンツモデルの x 成分の時間変化を表している。両者はある時間までほとんど一致しているが、ある時間を過ぎると急激に差が増大し、その後は全く違ったふるまいをしていることが分かる。第3.1.2図の青線を実況、赤線を予測として考えると、ある時間から誤差が大きく発展してしまうということに相当する。

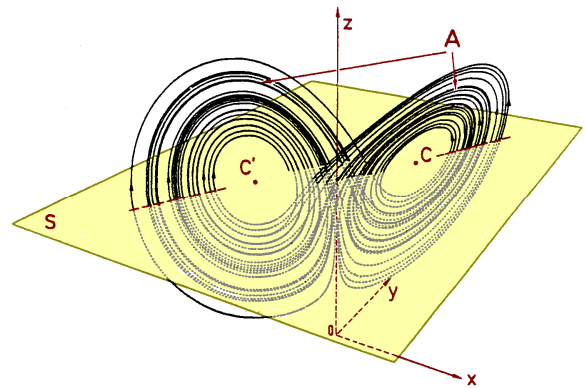
それではこの誤差の増大する時間は、初期値の場所によって変わらないのであろうか。第3.1.3図(a)~(c)は、あるリングで示した初期値から出発した点の時間変化を表している。(a)は一定時間たっても点の広がりが小さいのに対し、(a)に比べ(b)は一定時間後に点の広がりが急激に大きくなり、(c)では(b)に比べ早い時間から点の広がりが極端に大きくなってゆく。左側が気温の低い状態、右側が気温の高い状態と見なすと、一定時間後の（低い、高い）の割合の予測は、(a)は初期の誤差が発展せず(0%, 100%)、(b)はおおよそ(70%, 30%)、(c)はおおよそ(50%, 50%)となる。このように、初期値の場所によって、誤差の成長しやすいケースとそうでないケースがあることが分かる。

この結果は、なんらかの方法でいくつかのわずかに異なる初期値を与えてやることで、予測の誤差が増大する時間（予測の有効時間）を推定できる可能性を示している。

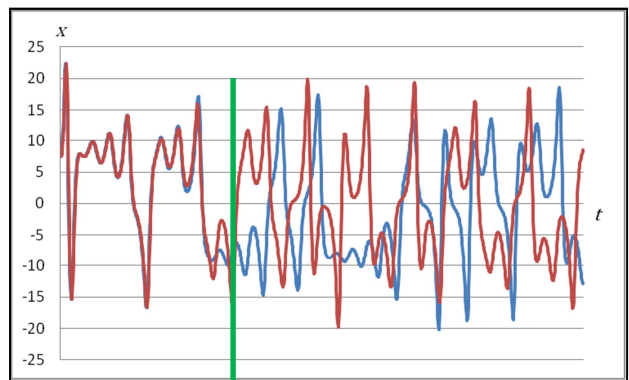
真の初期値を (x_0, y_0, z_0) 、観測値を (x_{01}, y_{01}, z_{01}) とし、 t 時間後の実況値と予測値をそれぞれ $(x(t), y(t), z(t))$ 、 $(x_1(t), y_1(t), z_1(t))$ とする（第3.1.4図に概念図を示す）。 t 時間後の2乗平均誤差（予測誤差） R は、

$$R = (x_1(t) - x(t))^2 + (y_1(t) - y(t))^2 + (z_1(t) - z(t))^2$$

² r は流体の上下の温度差に相当すると思ってもよい。温度差が十分小さければ対流は起きない。



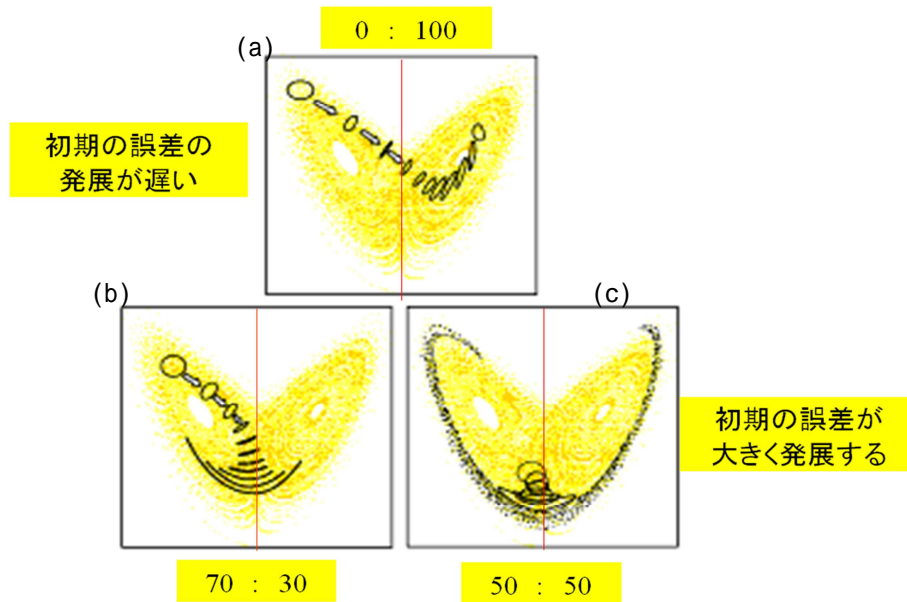
第3.1.1図 ローレンツモデルの (x, y, z) のとる軌跡
ベルジェら(1994)の図に、 x, y 平面を着色。



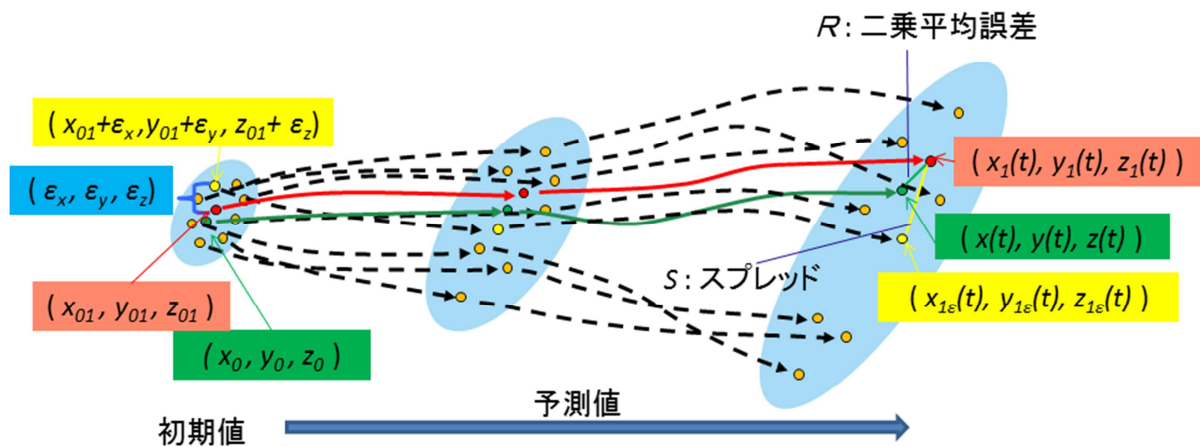
第3.1.2図 わずかに初期値の異なる2つのローレンツモデルの x の値の変化
縦軸は x の値、横軸は時間。緑線を境に両者の値が大きく異なっている。

となる。この値は予測をする時点では t 時間後の実況値が解らないことから、あらかじめ求めることができない。そこで、観測値に人工的な誤差（観測誤差程度の大きさ）を付加したものを初期値とする数値予測を行い、それから得られる予測値を $(x_{1\varepsilon}(t), y_{1\varepsilon}(t), z_{1\varepsilon}(t))$ とする。次の式で表される誤差の付加していない予測値と誤差 $(\varepsilon_x, \varepsilon_y, \varepsilon_z)$ を付加した予測値の差の2乗をスプレッド S と定義する。

$$S = (x_{1\varepsilon}(t) - x_1(t))^2 + (y_{1\varepsilon}(t) - y_1(t))^2 + (z_{1\varepsilon}(t) - z_1(t))^2$$



第 3.1.3 図 リングで示した初期値から出発した点の集合の時間変化
Palmer(1993)を改変。図中の数値は、一定時間後の気温の(低い割合(%):高い割合(%))
を表す。詳しくは本文を参照。



第 3.1.4 図 アンサンブル予測の概念図
緑丸は真の値、赤丸は観測値、黄丸は観測値にわずかな誤差($\epsilon_x, \epsilon_y, \epsilon_z$)を与えた値。橙丸も黄丸と
同様に観測値にそれぞれ異なるわずかな誤差を与えた値。初期値が予測時間とともに広がってゆく
様子を示したもの。それぞれの値の詳細は本文を参照。

この値は実況値を含まないことから、あらかじめ
求めることができる量であり、予測結果のばらつ
きの程度を表す。 (x, y, z) が誤差の大きくなる場
所に差し掛かった場合、 R が大きくなるとともに、
 S も大きくなると期待される。同様に複数の異なる
誤差を与えて S を求めれば、予測誤差 R をより精
度よく推定できるといえる。このようなわずかに

初期値が異なる多数の予測のことをアンサンブル
予報という。また、それぞれ個々の予報をアンサ
ンブルメンバー、すべてのメンバーの平均をアン
サンブル平均と呼ぶ。十分に多数の予測を行えば、
その広がりが実現可能性を表す確率分布を表すと
いえる。

このようにローレンツモデルは、ひとつの初期

値から得られる決定論的予測には限界があることを示しており、未来の予測はアンサンブル予報を用いて確率的に行う必要があることを示している。ローレンツモデルは、自由度がわずか3つのモデルであり、自由度の大きい現実の大気への適用には限界がある。しかし、ローレンツモデルの示す周期的のようにみえるが周期的ではない、あるいは、ある値に収れんするわけではないがある有限の範囲をとるといった特徴は、実際の中高緯度の総観規模以上の現象と類似しており、大気の特徴を端的に示すモデルといえる。

このようにある有限の時間の範囲であれば、アンサンブル予報によって、初期場に含まれる誤差が増大する時間やその大きさを確率的に見積もることができることを示したが、アンサンブル予報では、アンサンブル平均による予測精度は単独メンバーの予測精度を統計的に上回ることや、アンサンブル平均するメンバー数が一定程度までは多いほど誤差が小さくなるという利点もある。アンサンブル平均による予測精度は単独メンバーの予測精度を統計的に上回ることについて、詳しくはMurphy(1988)や Brankovic(1989)、高野(2002)に示されているが、以下にポイントのみを示す。まず、予測誤差に関して、アンサンブル平均の予測誤差(Em)と単独メンバーの予測誤差(e)の関係は、アンサンブル予報システムが完全(モデルの系統誤差がなく各メンバーの予測がアンサンブル平均の周りにランダムに分布)と仮定した場合、

$$Em^2 = \left(1 - \frac{N-1}{2N}\right)e^2$$

(N はアンサンブルメンバー数)となり、予測誤差に見られるアンサンブル平均の予測精度は、単独メンバーの予測を上回る。アンサンブル平均のアノマリー相関に関しては、各メンバーのアノマリー相関の平均を ρ 、アンサンブル平均のアノマリー相関を ρ_m とすると、

$$\rho_m = \rho \frac{1}{\sqrt{1 - \frac{\Delta^2}{f^2}}}$$

(Δ^2 はスプレッドの2乗、 f^2 は個々のメンバーの

予測値の分散)の関係があり、単独メンバーでアノマリー相関が正となる場合は、アンサンブル平均の方がアノマリー相関は高くなる。

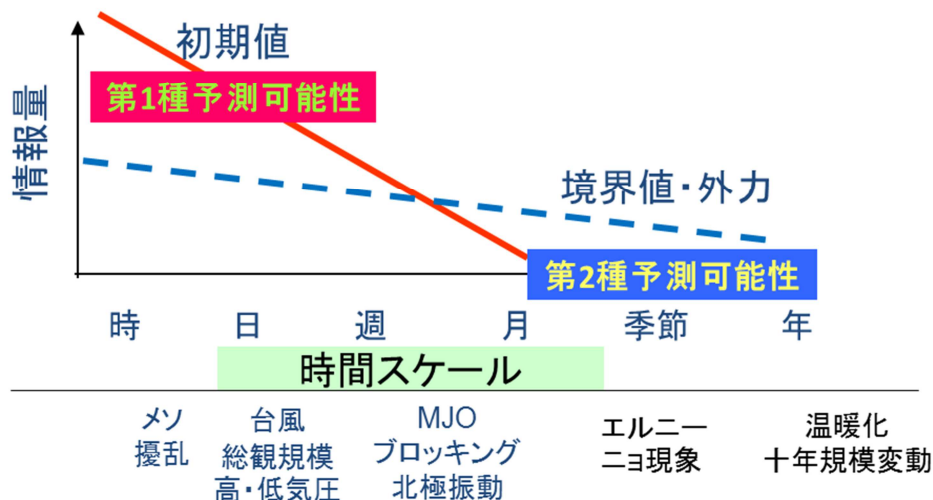
ここまで述べた、初期値に含まれる小さな誤差の成長による予測可能性の問題は、「第1種の予測可能性」と呼ばれている(Lorenz 1974)。

3.1.3 第2種の予測可能性

前項の「第1種の予測可能性」は、1か月予報では重要であるが、1か月を超えるような予報では、大気の初期値をもとにした予報は意味を持たなくなる。そこで、時定数の長い海面水温や海氷、積雪や土壌水分といった海面や陸面の状態(境界値)から大気が強制されることにより状態が変化することをシグナルととらえ、予測を行うことが重要となってくる。初期値問題として得られるものを「第1種の予測可能性」と呼ぶのに対し、境界値問題として得られるものを「第2種の予測可能性」と呼ぶ。第3.1.5図に、予測に含まれる情報量(シグナル)の相対的な大きさを示す概念図を示す。2週間程度までは大気の初期値に頼って予測を行うことになるが、それ以上の時間の予測では、境界値に頼って予測を行う必要があることを示すものである。

境界条件の中でも、熱帯の海面水温の変動の予測が季節予報にとって重要である。つまり、熱帯の海面水温の変動は熱帯域の対流活動に影響し、その対流活動に伴う熱帯大気の変動が、中高緯度の大気に影響を及ぼすことがしばしば見られる。熱帯の海面水温の変動で、最も影響を与える現象は、エルニーニョ・南方振動(ENSO)である。エルニーニョ現象やラニーニャ現象が冬期に発生しているときには、北米に太平洋・北アメリカ(PNA)パターンと呼ばれるテレコネクションパターンが現れやすい。北西太平洋で変動の大きい西太平洋(WP)パターンも同現象発生時には現れやすく、日本の天候に影響を与える(詳しくは第2.4.1項参照)。

ただし、これらのテレコネクションパターンは、海面水温により強制され発現する側面と、大気の



第 3.1.5 図 予測の時間スケールに応じた初期値および境界値（外力）による相対的な情報量（シグナル）の大きさ

内部変動により発現する側面があり、また、WP パターンは PNA パターンに比べると、大気の内変動により発現することが多い。したがって、エルニーニョ現象（ラニーニャ現象）が発生していても、WP パターンが発生するとは限らず、必ずしも日本で暖冬（寒冬）になるわけではないことには注意が必要である。

海面水温などの強制力により生じる大気の変動の偏りを先に示したローレンツモデルを例に説明する。初期条件が全く同一であった場合、海面水温の変動に相当するような時間に依存しない一定の強制力 f_0 を以下のように付加する (Palmer 1997)。

$$dx/dt = -10x + 10y - f_0$$

$$dy/dt = rx - y - xz - f_0$$

$$dz/dt = -8/3 z + xy$$

強制力を与えたものとそうでないものの x 成分の値の変化を第 3.1.6 図に、それぞれの頻度分布を第 3.1.7 図に示す。強制力を与えたものが、そうでないものに比べ正の値をとりやすくなることわかる。つまり、強制力が無い場合には、ローレンツ系の内部変動に従って運動し、負の状態が現れやすい状態が続くが、これに強制力が加わると、偏りが生じて正の状態が現れやすくなること

を示している。しかし、正の状態をとりやすくなるものの、内部変動の影響も受けるため負の状態が現れることもある。つまり、海面水温などの強制力のみで状態は決まるものではなく、予測不可能な内部変動の影響を受けることを示している。

3.1.4 気候のシグナルとノイズ

高野(2003)は、大気の初期値に関連する第 1 種の予測可能性と境界値に関連する第 2 種の予測可能性を予測可能なシグナルと予測困難なノイズに分けて、次のように系統だてて説明している。

1 か月予報では、第 1 種の予測可能性に対応する大気の内変動が重要な予測対象であり、また実際の大気の変動は、第 2 種の予測可能性である境界値の影響を受けており、その影響も同時に予測対象である。

X を大気の実際の変動、 R を境界条件によりコントロールされている変動、 I を内部変動とすると、

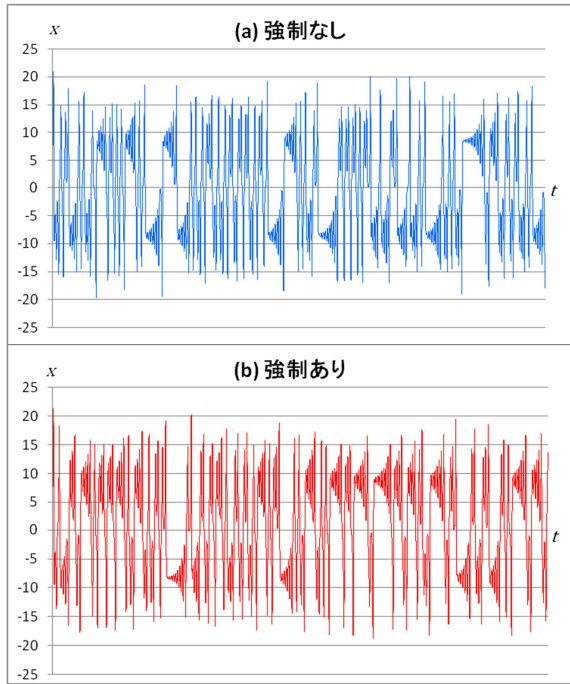
$$X = R + I$$

と表すことができる。

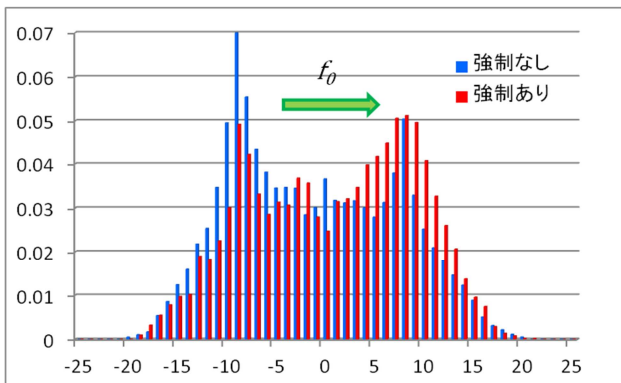
内部変動 I は、さらに初期値問題として予測可能な部分 I_s と不可能な部分 I_n に分けることができ、

$$X = R + I_s + I_n$$

と表すことができる。



第 3.1.6 図 ローレンツモデルに強制力を与えない場合と与えた場合の x の値の変化
 (a) 強制力を与えない場合、(b) $f_0=4$ という強制力を与えた場合
 (a) (b) とともに $r=28.5$ とした。



第 3.1.7 図 ローレンツモデルに強制力を与えない場合と与えた場合の x の値の頻度分布
 第 3.1.6 図の x の値の頻度分布を示す。青棒：強制なし、赤棒：強制あり

数値予報モデルが完全（初期値の誤差に起因する以外の誤差を持たない）であると仮定すると、アンサンブル予報の各メンバーの予報 F_i は、実況の変動と同様に、

$$F_i = R + Is + In_i$$

と表すことができる。

In_i は各メンバーでランダムと考えられ、メンバ

ー数の十分大きなアンサンブル予報のアンサンブル平均 F_{ens} では、打ち消されて、

$$F_{ens} = R + Is$$

となる。このようにアンサンブル平均をとることにより、初期値および境界条件に伴うシグナルを取り出すことができる。

一般に、2 週間程度先までは、中高緯度では Is の方が R より大きく、

$$F_{ens} \approx Is$$

となり、1 か月を超える予報では、初期値に基づくシグナルは弱くなり、

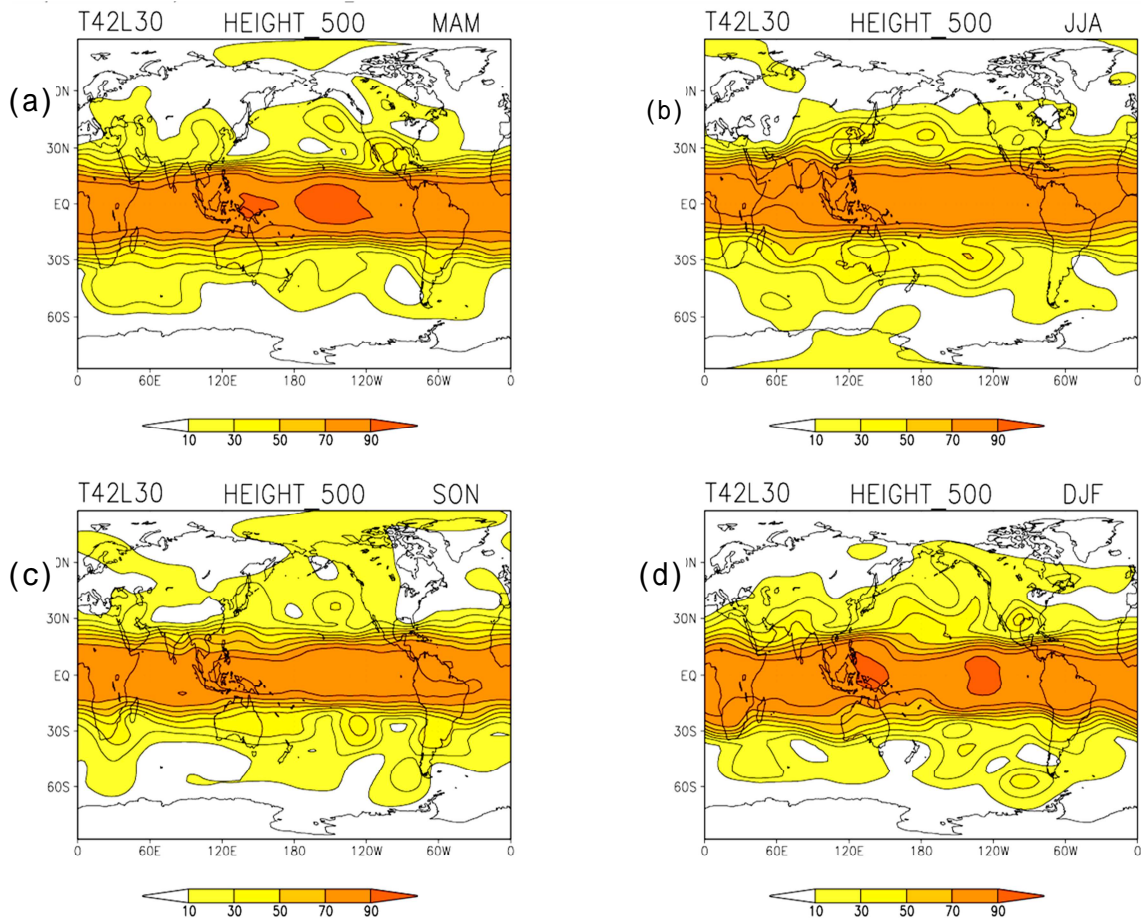
$$F_{ens} \approx R$$

となる。第 3.1.5 図でいえば、赤線が Is に、青破線が R に対応している。

第 3.1.8 図は杉(2002)による季節平均場による 500hPa 高度の予測可能性を示したものである。500hPa 高度場の変動のうち、海面水温の変動で説明できる割合(ここでは「シグナル」の分散 / (「シグナル」の分散 + 「ノイズ」の分散))を示したものである。ここでは、観測された海面水温を与えているので、シグナル R は「海面水温が完全に予測できた場合」の第 2 種の予測可能性を表しているといえる。熱帯の予測可能性は大きいですが、日本を含む中高緯度は相対的に予測可能性は小さく、予測できる変動 R は、全体の変動 X の 30% 程度である。このことは、海面水温が完全に予測できた場合の日本付近でのアンサンブル平均と観測値の相関の上限は、相関係数で 0.5 ~ 0.6 程度であることを意味している。

以上のように、季節予報においては、数値予報モデルの性能や初期場の推定技術がどんなに向上しても、大気にかオス的な性質があるために、予測不可能な変動があることが明確となっている。このため、この予測不可能な変動を表現するためには、予報を確率的な表現で行う必要があることがわかる。

言い換えれば、長期的な予報は、予測不可能な変動が含まれることは避けられないが、シグナルを捉えることによって確率的な表現であれば予測が可能といえる。また、確率的な表現で予報する



第 3.1.8 図 3 か月平均 500hPa 高度場の全変動に対するシグナルの強さ (R) の割合の空間分布 (a) 3 ~ 5 月、(b) 6 ~ 8 月、(c) 9 ~ 11 月、(d) 12 ~ 2 月
等値線の間隔は 10%。この図は解析された海面水温を与えた大気モデルによるアンサンブル 50 年ランから得られたものであり、海面水温によるシグナルのみを表す (杉 2002)。

ことによって、一定のスキルを持った情報として発信でき、数値予報モデルの技術の発展により、現状より成績をまだまだ向上させることが可能であるとみえる。そして、精度向上に並行して、確率的な情報をリスクマネジメントなど社会の具体的な行動に結びつけることができるようになれば、その情報価値を大きく高められるであろう。

3.1.5 季節予報のための数値予報

(1) 数値予報モデル

現在の状態から、物理法則 (運動方程式・熱力学の式・連続の式・水蒸気保存の式など) に従って数値計算を行って、将来の状態を予測することを「数値予報」といい、数値予報のためのプログ

ラム群を「数値予報モデル」という。モデルでは、数値計算が扱いやすいような規則正しく配置された格子における状態 (気温、風、比湿など) について、微小時間ごとの時間積分を繰り返して、将来の状態を予測する。原理的に、モデルにおける物理法則の表現が完全なら、格子点間隔が細かいほど、時間積分の間隔が短いほど、予測精度が高くなる。数値予報モデルの基本的な事項は気象庁予報部 (2012) に、また最新の数値予報モデルの開発に関しては、気象庁予報部から毎年刊行される「数値予報研修テキスト」や「数値予報課報告・別冊」に報告されているので参照していただきたい。

数値予報モデルのうち、大気の状態を予測する

モデルのことを「大気モデル」という。同様に、海洋の状態を予測するモデルのことを「海洋モデル」という。大気モデルと海洋モデルの間で物理量をやり取り（結合）することで、大気と海洋の変動と両者の相互作用を考慮できる「大気海洋結合モデル」も開発されている。

(2) アンサンブル予報

これまでの予測可能性の解説のように、予測時間（リードタイム）の長い季節予報では、決定論的な方法で予測はできず、不確実性を考慮した確

率的予測を行う必要がある。そのため、数値予報では、複数の予測結果の集合により将来の予測を確率的に推定する、「アンサンブル予報」が行われる。具体的には、予測開始時の状態を示す初期値に含まれる解析誤差程度のわずかなばらつきや数値予報モデルの不完全性に基づくばらつきなどを考慮し、初期値を変えて複数の数値予報を行う。このばらつきのことを「摂動」、特に初期値に与える摂動のことを「初期摂動」という。

アンサンブル予報の手法は、「初期値アンサンブル予報（初期値に含まれる不確実性を織り込

第 3.1.1 表 主なアンサンブル手法

初期値アンサンブル	時間ずらし平均法(LAF法 ¹)	概要	複数の初期時刻における予測結果を組み合わせる。
		長所	簡単。計算機資源の負荷分散。
		短所	古い予測を用いることによる精度低下。
	成長モード育成法(BGM法 ²)	概要	直前の短時間予報で成長した摂動のモードを初期摂動として利用。半日から1日程度の短時間予報のサイクルで、予測誤差成長が大きい方向を繰り返し選んで、最成長モードを抽出（BGMサイクル）。
		長所	比較的簡単（予測モデルを用意すればよい）。
		短所	予測を行わない日でもBGMサイクルを維持する必要あり。
	特異ベクトル法(SV法 ³)	概要	予測開始直後に線形的に成長率の高い誤差パターンを抽出する。
		長所	予測直後に大きく誤差成長するパターンが必ず抽出できる。
		短所	予測時間が長くなった時に誤差の成長率が高いとは限らない。線形化したモデルと時間方向に過去に向かうモデルを作る必要があり、開発コストが重い。
	アンサンブルカルマンフィルタ(EnKF)	概要	アンサンブル予報とデータ同化（解析）が融合した手法。データ同化サイクルを引き継ぎながら、解析誤差分散に相当する初期摂動を動的に推定。
		長所	初期摂動に解析誤差を反映できるとともに、誤差成長の情報をデータ同化に反映させられる。SV法で必要となる線形化したモデルと時間方向に過去に向かうモデルが不要。
		短所	モデルに誤差があると解析誤差が大きくなるおそれがある。現段階では、予測時間が長い時の誤差成長率が過小。
物理アンサンブル	確率的物理過程強制法	概要	物理量の変化量のうち、パラメタリゼーションによって見積もられた変化量に対し乱数を掛けることで、摂動とする。
		長所	予測時間が長くなったときにスプレッドを確保できる。1つのモデルでモデルアンサンブルが実行可能。
		短所	乱数の与え方の選定が難しい。
	マルチパラメタリゼーション法	概要	メンバーごとに異なる物理過程のパラメタリゼーションで予測する。
		長所	単独の数値予報センターで導入が可能。
		短所	各パラメタリゼーションによる予測の不確実性は不明。
マルチモデルアンサンブル	概要	異なる数値予報モデルによるアンサンブル。	
	長所	複数のモデルの結果を入手できれば、容易にアンサンブル予測が可能。モデル間の独立性が高い。	
	短所	単独の数値予報センターでは困難。各モデル固有の不確実性は不明。	

¹ Lagged Average Forecast method

² Breeding of Growing Modes method

³ Singular Vector method

んだ複数の初期値を用意して複数の予測を行う)、「物理アンサンブル予報」(予測モデルの不完全性を考慮したアンサンブル手法)、マルチモデルアンサンブル、「境界値アンサンブル予報」(境界値の不確実性を考慮したアンサンブル手法)の4つに大別できる。このうち、初期値アンサンブル、モデルアンサンブル、マルチモデルアンサンブルに分類される、主なアンサンブル手法を、第3.1.1表にまとめる。

第3.1.2項でも述べたが、アンサンブル予報を構成している個々の予測のことを「メンバー」という。特に、摂動を含まない初期値による予測やその予測結果のことを「コントロールラン」と呼び、摂動を含む予測と区別することがある。全メンバーの予測の平均のことを「アンサンブル平均」という。

また、アンサンブル予報プロダクトの利点は、各メンバーの予測による確率分布が得られることである。特に、第3.1.2項で詳しく述べているようにメンバー間の予測の標準偏差で表されるばらつきの大きさは「スプレッド」とよばれ、予測の不確実性を示す代表的な指標である。アンサンブル予報システムとしては、統計的にスプレッドと予測誤差が同程度で、スプレッドが大きいほど予測の不確実性が増しアンサンブル平均の予測誤差が大きくなる傾向(スプレッドとアンサンブル平均の予測誤差の正相関)が期待される(高野 2002)。実際の予報システムでどの程度実現されているかは、1か月予報システムを例に、第3.2.3項で示す。

(3) 季節予報のための数値予報システム

気象庁では、1か月の時間スケールの季節予報業務を支援する「1か月予報システム」と、1か月を超える季節予報業務(3か月予報、暖・寒候期予報)とエルニーニョ監視予測業務を支援する「季節予報システム」の、2つのシステムを運用している。それぞれの予報システムは、アンサンブル予報を行う「アンサンブル予報システム」と「プロダクトの作成」に大別できる。第3.1.2表

に、アンサンブル予報システムの概要を示す。両システムの大きな違いは、使用するモデルと解像度である。1か月アンサンブル予報システムでは、大気の状態の時間発展を予測する「大気モデル」を、季節アンサンブル予報システムでは、大気と海洋の両者の時間発展を予測する「大気海洋結合モデル」を用いる。1か月アンサンブル予報システムでは、海洋の変動を直接的に予測しない大気モデルを用いる分、解像度を細かくし、大気の内部分動の予測精度を向上させることをねらっている。季節アンサンブル予報システムでは、解像度は粗いものの、大気・海洋の変動と両者の相互作用を考慮することができる大気海洋結合モデルを用いる。

1か月予報システムと季節予報システムの詳細は、第3.2節、第3.3節にそれぞれ示す。

(4) ハインドキャスト

季節予報では、予測対象期間が長いため、常に数値予報システムの持つ予測精度を考慮する必要がある。そのため、現業化する前にあらかじめ多数の過去事例による予測実験(ハインドキャスト)を行い、モデルの予測精度や特性を把握する必要がある。また、ハインドキャストにより、系統誤差補正やモデル平年値を算定し、天気図画像ファイルなどの予測マップなどに利用される。さらに、ハインドキャストによりアンサンブル予報の確率分布を補正する、数値予報ガイダンスも作成される。このように、ハインドキャストの実行は、季節予報の現業システムとして必須といえる。以下の第3.2節、第3.3節に示す1か月予報システムと季節予報システムの予測特性は、ハインドキャストによって得られた知見に基づいている。

ハインドキャストで予測計算する事例数は多いほど望ましい一方、事例数に応じた計算資源が要求される。世界気象機関(WMO)によって提示された長期予測のための標準検証システム(Standardised Verification System for Long-Range Forecasts; SVSLRF)という国際的な基準では、20年を超える期間とすることが推奨され

第 3.1.2 表 季節予報のためのアンサンブル予報システムの概要 (2013 年 3 月現在)

		1 か月アンサンブル予報システム	季節アンサンブル予報システム
主な目的		1 か月予報 異常天候早期警戒情報	3 か月予報、暖・寒候期予報 エルニーニョ監視速報
モデル	概要	大気モデル	大気海洋結合モデル
	解像度	・大気モデル (全球) 水平 : 約 110km; 1.125° 鉛直 : 60 層 (上端は 0.1hPa)	・大気モデル (全球) 水平 : 約 180km; 1.875° 鉛直 : 40 層 (上端は 0.4hPa) ・海洋モデル (75°S ~ 75°N) 水平 : 東西 1.0° × 南北 0.3 ~ 1.0° ・大気・海洋の結合 1 時間ごと、フラックス修正あり
	時間積分の 間隔	30 分	30 分 (大気・海洋モデルとも)
予報時間		最大 34 日	7 か月
初期条件 と境界条件	大気 初期条件	全球大気データ同化	気候データ同化
	陸面 初期条件	陸面解析値から予測	気候値から予測
	海洋 初期条件		全球海洋データ同化
	境界条件	海面水温 : 前日偏差持続 海水分布 : 気候値	海洋モデル領域外の海面水温 : 気候値 海水分布 : 気候値
アンサン ブル予報 システム	手法	BGM 法と LAF 法の併用	BGM 法と LAF 法の併用
	メンバー数	50 (25 メンバー × 2 初期時刻、1 日 ごと LAF)	51 (9 メンバー × 6 初期時刻、5 日ごと LAF)
実行頻度		・ 1 か月予報 : 週 1 回 (毎週水、木 12UTC) ・ 2 週間予報 : 週 1 回 (毎週日、月 12UTC)	・ 5 日毎に実行 プロダクト作成は月 1 回、実行日指定
現バージョン 運用開始年月		2011 年 3 月	2010 年 2 月

ている (WMO 2010)。気候情報課では、平年値を算定するのと同程度のおよそ 30 年間を対象にハインドキャストを行っている。ハインドキャストの実行には、過去から現在までの均質である解析データが初期値として必要で、均質で精度の良い長期再解析データ (例えば JRA-25; Onogi et al. 2007) はハインドキャストの実行に不可欠なものとなっている。

参考文献

気象庁, 2012: 数値予報の基礎知識と最新の数値予報システム. 平成 24 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 116pp.
楠昌司, 2000: 力学的季節予報の背景. 平成 12 年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部,

2-18.
杉正人, 2002: 季節予報の技術的背景とその展望. 平成 14 年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 2-7.
高野清治, 1994: 1 か月数値予報と大気の予測可能限界. 平成 6 年度長期予報研修テキスト, 気象庁予報部, 5-13.
高野清治, 1999: 大気の予測可能性について - 確率予報の必要性 -. 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, 2-7.
高野清治, 2002: アンサンブル予報の利用技術. アンサンブル予報, 気象研究ノート, 201, 77-103.
高野清治, 2003: 予測可能性と確率予報. 平成 15 年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 4-10.
ベルジェ, P., Y. ボモウ, Ch. ビダル, 相沢洋二訳, 1994: カオスの中の秩序 乱流の理解へ向けて. 産業出版, 309pp.
前田修平, 中三川浩, 2008: 異常天候早期警戒情報が対象としている現象の特徴と予測可能性. 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，11-27.

- Brankovic, C., T. N. Palmer, F. Molteni, and U. Cubasch, 1989: Extended range predictions with ECMWF models. . Time lagged ensemble forecasting. Technical Memorandum, 153, ECMWF, Shinfield Park, Reading, June 1989.
- Lorenz, E. N., 1974: Climatic predictability. In the Physical Basis of Climate and Climate Modelling. GARP Publication Series No.16, 132-136.
- Murphy, J. M., 1988: The impact of ensemble forecasting on predictability. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 114, 463-494.
- 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.
- Palmer, T. N., 1993: Extended-range atmospheric prediction and the Lorenz model. Bull. Amer. Meteor. Soc., 74, 49-65.
- Palmer, T. N., 1997: Predictability of the atmosphere and oceans: From days to decades. (Based on a set of lecture given at the NATO advanced Study Institute, 'Decadal Variability: Dynamics and Predictability', Les Houches, Feb 1995.). Springer, 84-141.
- WMO, 2010: Standardised Verification System(SVS) for Long-Range Forecasts(LRF). Attachment II-8 to the Manual on the GDPFS(WMO-No.485), Volume I. 190pp.

3.2 1か月予報と異常天候早期警戒情報の予報システム¹

3.2.1 はじめに

1か月予報と異常天候早期警戒情報の予報システムは、予測対象とする期間が異なる以外は同じである。ここでは、「1か月予報システム」と表記する。1か月予報システムは、数値予報モデルによるアンサンブル予報を行う「1か月アンサンブル予報システム」と、実際の予報作業に用いる「プロダクトの作成」に大別できる。第3.2.2項では1か月アンサンブル予報システムの概要について示す。1か月予報システムや季節予報システムでは、多数の過去事例を対象とする予測実験（ハインドキャスト）による検証や予測特性の把握が重要である。第3.2.3項では、ハインドキャストや現業システムのルーチ的な検証から、1か月予報システムの予測特性を示すので、予測結果の利用時に参考にしていきたい。第3.2.4項では、プロダクトの1つである数値予報ガイダンスについて示す。なお、1か月予報システムのプロダクトである数値予報天気図類のプロダクトに関しては、第4.2節で解説する。

3.2.2 1か月アンサンブル予報システム

(1) 1か月アンサンブル予報システムの概要

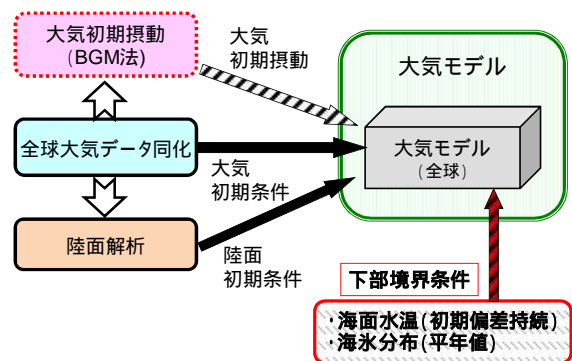
第3.1節で述べた予測可能性の議論のように、数値予報では、予測時間（リードタイム）が長くなるにつれ、初期値が持つ情報による予測可能性は小さくなり、海面水温などの境界値に対する大気の影響が予測可能性において重要になってくる。1か月予報では、予測の前半ほど初期値の影響が大きい一方、後半ほど海面水温などの境界値の影響が大きくなる。すなわち、1か月予報システムでは、初期値・境界値のいずれの影響も重要であるといえる。また、1か月予報では、海面水温分布による影響に加えて、ブロッキング現象・偏西風の蛇行・北極振動など大気の内変動が支配的である現象に関しても、どの程度不確実かを含め

て確率的に予測されることが要求される。

1か月アンサンブル予報システムの模式図を、第3.2.1図に示す。1か月アンサンブル予報システムでは、大気モデルによるアンサンブル予報を行っている。この大気モデルは、短期予報や週間アンサンブル予報システムに用いられている全球数値予報モデルと同様である。ただし、短期予報や週間予報より水平解像度を低くして、予測計算が長くなることによる必要な計算資源の使用増加を抑えている。

大気モデルの予測計算にとって海面と地表面は下部境界値であり、予測計算の間、外部強制として与える必要がある。このうち、地表面に関しては、陸面（地表面と土壌）の時間発展を考慮する陸面モデルが組み込まれており、予測計算の中では大気と地表面の相互のやり取りも考慮されている。海面に関しては、予測期間中の海面の状態（海面水温と海水分布）を、下部境界値として外部から与える必要がある。予測計算をするために必要な情報である、初期値と初期摂動に関しては本項（2）に、海面の下部境界値を本項（3）に示す。

1か月アンサンブル予報システムの更新履歴を第3.2.1表に示す。1か月アンサンブル予報システムは、1996年3月に現業化されて以降、多くの改良を重ねてきた。最近では、2006年3月に大気モデルとして気象研究所/気象庁統一全球モデル（統一モデル）を導入し、その後も物理過程の改



第3.2.1図 1か月アンサンブル予報システムの概念図

¹ 平井 雅之（第3.2.1～3項）、伊藤 明（第3.2.4項）

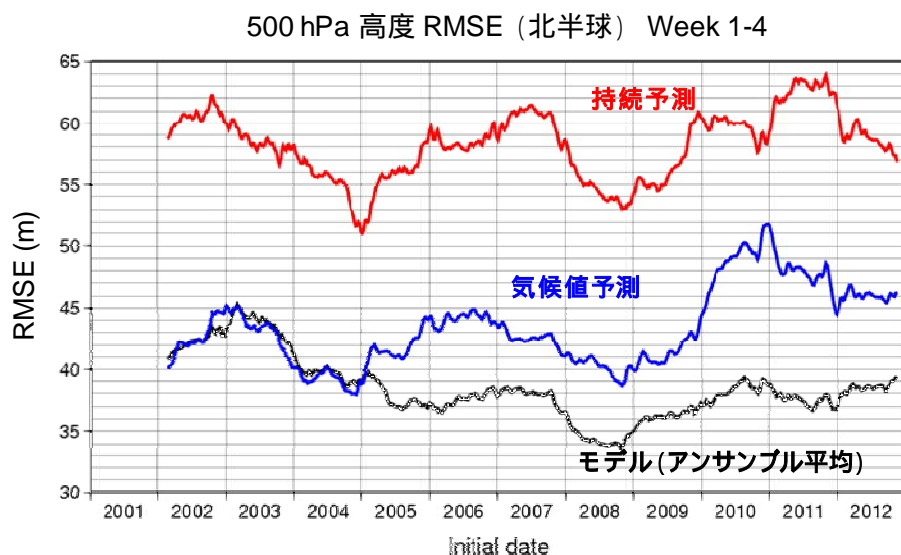
第3.2.1表 1か月アンサンブル予報システムの更新履歴（2013年3月現在）

運用開始年/月	大気モデル		アンサンブル手法		備考
	解像度	バージョン ¹	メンバー数 ²	手法	
1996/3	T63L30 (上端:10hPa)	GSM9603	10	SV法	(気象庁 1996) ・力学的予報開始
1997/1	T63L30 (上端:1hPa)	同上	同上	同上	(気象庁 1997) ・モデル上端の引き上げ
2001/3	T106L40 (上端:0.4hPa)	GSM0103 (松村 2000)	26	BGM法(北半球)	(萬納寺と前田 2001) ・物理過程の大幅な更新、解像度増強
2002/2	同上	同上	26	BGM法(北半球+熱帯)	・熱帯への初期摂動の導入(経田 2002)
2002/4	同上	同上	同上	同上	・陸面解析開始(徳広 2003)
2003/4	同上	同上	同上	同上	・マイクロ波放射計SSM/Iによる積雪解析の利用開始
2003/6	同上	GSM0305 (中川 2004)	同上	同上	(新保ほか 2003) ・積雲対流スキームの改良 (対流性下降流の精緻化; 中川 2004) ・積雪上アルベド変更
2005/3	同上	GSM0407	同上	同上	(気象庁 2005b) ・雲氷落下スキームの改良、層積雲スキームの導入(川合 2004) ・氷床上のアルベド変更(平井と坂下 2005)
2006/3	TL159L40 (上端:0.4hPa)	GSM0603C (北川 2006)	50	同上	(気象庁 2006a) ・統一モデルの導入 ・セミラグランジュ法の導入 ・晴天放射スキームの改良 ・海面水温の境界値としてCOBE-SSTの利用を開始 ・メンバー数増強
2007/3	同上	GSM0711C ³ (北川 2007)	同上	同上 ただし、熱帯の初期摂動を改良	・積雲対流スキームの改良(DCAPEによるトリガー関数の導入) ・晴天放射スキームの改良(水蒸気短波吸収の改良) ・エーロゾル気候値の更新 ・熱帯初期摂動の作成手法の改良(Chikamoto et al. 2007)
2008/3	TL159L60 (上端:0.1hPa)	GSM0801C (気象庁予報部 2007)	同上	同上	(気象庁 2008) ・鉛直解像度増強 ・積雲対流スキームの改良(DCAPEの評価法の改良; 気象庁 2007) ・重力波抵抗スキームの定数変更 ・ハインドキャストに用いる陸面初期値の改良
2009/3	同上	同上	同上	同上	・ハインドキャスト実験期間の延長
2011/3	TL159,L60 (上端:0.1hPa)	GSM1011C	同上	同上	・適合ガウス全球モデルの導入(岩村 2008) ・エーロゾル気候値の更新

¹ 大気モデルのバージョンとして、1か月アンサンブル予報システムの基となる短期予報向けのモデルが現業運用された年月を4桁の数字として示す。ただし、2006年3月のシステムでは、時間積分法としてセミラグランジュ法を導入しているか否かが、短期予報向けのモデルと異なる。また、2006年3月以降は、物理過程の一部が短期予報向けのモデルと異なるため、末尾に添え字Cを付けて表記する。

² 実際には連続する2日間の予測結果の組み合わせであり、ここでは組み合わせたメンバー数の総和を示す。

³ 2007年11月の短期予報モデルの更新に先行して1か月アンサンブル予報システムが更新された。



第 3.2.2 図 北半球 500hPa 高度(4 週平均場)の、現業 1 か月アンサンブル予報システム(黒)、気候値予測(青)、持続予測 (赤) の 2 乗平均平方根誤差 (RMSE; 単位 m) の時系列前 52 週平均のスコアの時系列を示す。

良を重ねてきた。また、初期摂動の作成手法の改良も進められた。現業の予測システムにおけるスコアの時系列を第 3.2.2 図に示す。これまでの予測システムの更新により、長期的なスコアの向上が見られる。これは、大気モデルの改良に加え、数値予報課により大気初期値に用いる全球解析が継続的に改善されている効果も大きいことがわかってきている(Adachi et al. 2011)。例えば、2005 年 2 月の全球解析への 4 次元変分法の導入 (気象庁 2005a) と 3 月のシステム更新時には、気候値予測に対する予測精度の顕著な改善が見られる。

(2) 初期値と摂動の作成

大気初期値は、短期予報、週間予報システムなどにも用いられている、全球大気データ同化システムの速報解析の等圧面・等緯度経度データを、モデルの格子系に変換して用いる。「データ同化システム」とは、様々な観測データを基に、モデル上に定期的に配置された格子点上の特定時刻における物理量を推定するための解析技術のことで、その値を解析値という。実際には、前回の解析時刻の解析値を初期値にしたモデルの予測値をもとに(これを第一推定値という) 様々な観測データを用いて、物理的なバランスを崩さないように(拘束条件) 第一推定値の場を修正する。初期時刻の

解析値が、モデルの初期値として利用される。全球大気データ同化システムは、数値予報課により継続的に改良を重ねられており、その詳細は気象庁予報部から毎年刊行される「数値予報研修テキスト」や「数値予報課報告・別冊」に報告されている。

陸面初期値は陸面解析を用いる。陸面解析は毎日実行され、全球大気データ同化システムの降水、放射、気温などから陸面過程モデルを動作させて求める(徳広 2003)。第一推定値は、積雪深に関しては積雪深解析を用いる一方、土壌温度・水分に関しては前日の陸面解析値をそのまま用いる。積雪深解析は、前日の陸面解析における積雪を第一推定値とし、SYNOPT(地上実況気象通報)とマイクロ波放射計センサー SSM/I による積雪域データを用いて解析する。

摂動は、大気初期値に与えており、成長モード育成法 (Breeding of Growing Mode method; BGM 法)(Toth and Kalnay 1997; 経田 2000) により作成する。BGM 法は、短期間予測の繰り返し(摂動作成サイクル)において、直近で成長する誤差パターンを求め、初期摂動として利用するものである。1 か月アンサンブル予報システムでは、摂動を北半球の中・高緯度(20°N~90°N)と熱帯(20°S~20°N)のそれぞれの領域に対して求め、摂動

作成サイクルの間隔はそれぞれ 12、24 時間としている。北半球の中高緯度では、主に傾圧不安定波動の誤差成長に伴う初期誤差を推定するため、500hPa 高度の誤差成長をもとに初期摂動を求めている。一方、熱帯では、気候情報課と京都大学防災研究所の共同研究において開発された方法(Chikamoto et al. 2007)を採用する。この方法では熱帯域の 200hPa 発散場(速度ポテンシャル)の誤差成長をもとに摂動を求めており、熱帯の季節内振動に関連した比較的長い時間スケールで成長する摂動を生成できる。なお、場合により成層圏上部の摂動の成長率が対流圏を上回り、意図せず成層圏上部に大きな摂動が求まることがある。そのため、摂動作成サイクルにおいて、成層圏上部の初期摂動を強制的に抑制する処理も加えられている。

(3) 境界値

大気モデルでは、予測期間中の海面水温(SST)と海水分布を下部境界値として与える必要がある。1か月アンサンブル予報システムでは、予測期間中の1日ごとの海面水温を、次のように与える。予測初期の海面水温は、予測計算開始時点で最新である、初期日前日の速報全球海面水温解析(COBE-SST²)を用いる。予測期間中は、平年の海面水温の季節変化に、初期の海面水温の年間偏差を加算して、モデルへ与えている(すなわち初期偏差持続)。

また、海水分布は、COBE-SSTの海水密度の年間値を用いる。モデルの中では、部分海氷格子(格子内に海氷域と開水域が共存している状態)は考慮せず、密度55%をしきい値として海氷の有無を判別している³。

² 気候監視のための SST の客観解析システムで、1度格子の日別の SST を最適内挿法により解析する。解析には、解析日前後3日分の船舶・ブイなどの現場観測データと海水密度の解析データを使用する。COBE-SSTの解説や特性は気象庁(2006)を、処理の詳細は Ishii et al. (2005)などを参照していただきたい。

³ 55%というしきい値は、Nomura(1995)の海水密度気候値を用いている短期予報と週間アンサンブル予報システムを引き継いだためである。野村(1996)によると、

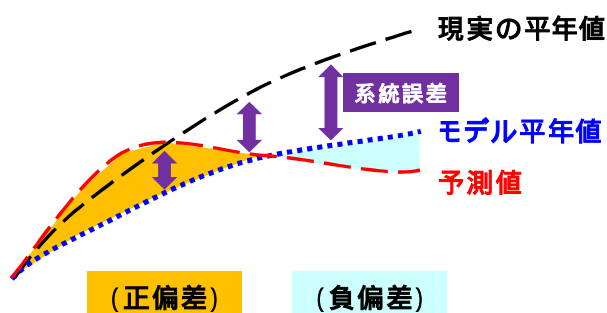
(4) 運用

1か月アンサンブル予報システムでは、連続する2初期日(1か月予報のために毎週水・木曜日、異常天候早期警戒情報のために毎週日・月及び水・木曜日)の予測結果を組み合わせたアンサンブル予報を行っている。1か月予報のメンバー数は、各初期日につき25メンバー(コントロールランを含む)で、2初期日分の50メンバーの予測結果を組み合わせる。同一初期日の25メンバーの大気初期値は、北半球摂動25パターン、熱帯摂動4パターンの組み合わせにより得る。

(5) 系統誤差補正とモデル年間値

1か月予報のように予測時間(リードタイム)が長くなると、モデルの不完全さに起因する系統的な誤差(系統誤差)の影響を考慮する必要がある。そこで、あらかじめ系統誤差を推定しておき、それを補正した予測値をプロダクトに使用している。すなわち、モデルと現実の気候場のずれを考慮しながら、予測された場のモデル気候場に対する偏差傾向を予測することになる(第3.2.3図)。

系統誤差の推定には、現実の気候値として解析の気候値を、モデルの気候値としてハインドキャ



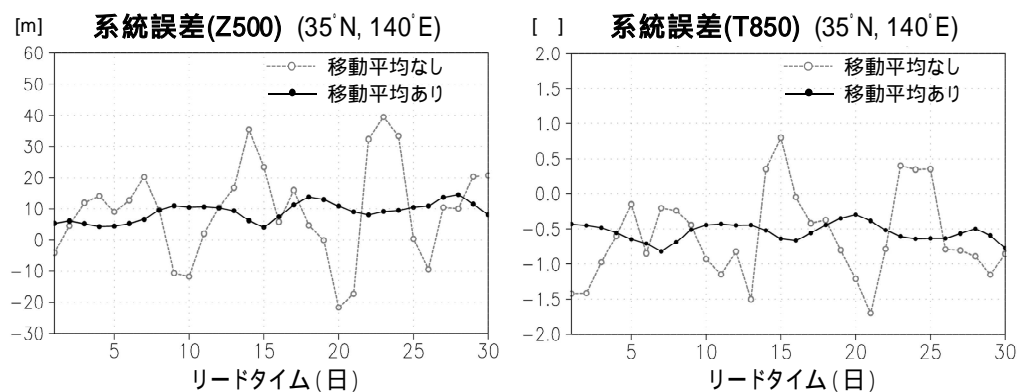
第3.2.3図 予測値の系統誤差補正と予測偏差の概念図

系統誤差(紫矢印)は、現実の年間値(黒破線)とモデルの年間値(青点線)の差で表される。この例では、モデルが負の系統誤差をもつ。ここで、プロダクトに示される予測偏差は、予測値(赤破線)とモデル年間値の差(オレンジや水色の陰影)により得られる。

海水密度気候値のしきい値55%が、マニュアル解析における海氷の有無の判別と良く一致することから採用された。詳しくは、野村(1996)の解説を参照していただきたい。

スト(第3.1.5項(4))を利用する。1か月予報システムにおいては、以下のように系統誤差の統計を作成する。系統誤差補正值は、リードタイム(日単位)に依存する統計値とする。初めに、ハインドキャストを実行した各初期日に対するリードタイムごとの系統誤差を、ハインドキャストのモデル平年値と対応する期間の解析平年値の差により求める。ただし、そのままでは、予測誤差の大きい特定の事例の影響でスケールの小さい誤差パターンが目立ってしまう。そこで、系統誤差を前後6日のリードタイムに対する平均(13日移動平均)することで、誤差の分布を滑らかにした値を系統誤差補正值とする(第3.2.4図)。なお、任意の初期日に対する系統誤差補正值は、ハインドキャスト実験を行った前後2つの初期日の同一リードタイムの系統誤差補正值を線形内挿することで求める。

なお、プロダクトに利用されるモデル平年値に関しても、上記の系統誤差補正の統計値と同様にして作成する。



第3.2.4図 初期日1月10日の予測に対する、(35°N、140°E)の500hPa高度(左)と850hPa気温(右)の系統誤差

破線はモデル平年値と解析平年値の差で表されるリードタイム(日単位)の系統誤差を示す。黒実線は、前後6日のリードタイムにおける系統誤差を平均(13日移動平均)したもので、1か月アンサンブルシステムの系統誤差補正值はこの値を用いる。具体的には、予測n日目の系統誤差補正值を、

$$\frac{[\text{予測 } n-6, n-5, n-4, \dots, n, n+1, \dots, n+5, n+6 \text{ 日目のリードタイムごとの系統誤差の和}]}{\div 13}$$
により求める。ただし、移動平均に予測0日目以前のリードタイムごとの系統誤差を必要とする場合(予測1~6日目) 予測0日目以前の系統誤差はゼロと見なす。例えば、予測1日目の系統誤差補正值は、

$$\frac{[\text{予測 } 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 \text{ 日目の系統誤差の和}]}{\div 13}$$
とする(÷7でないことに注意)。

3.2.3 1か月アンサンブル予報システムの予測特性

ここでは、現行の予測システムに対するハインドキャストや現業システムのルーチ的な検証に見られる、1か月アンサンブル予報システムの予測特性を示す。将来の予測システムの更新により検証スコアなどの予測精度は変わるものであるが、予測システムのバージョンによらない予測特性もある。ここでは、一般的と思われる1か月アンサンブル予報システムの予測特性を、(1)で検証スコアに見られる予測精度の特性について、(2)でモデル気候場に見られる予測特性について示す。

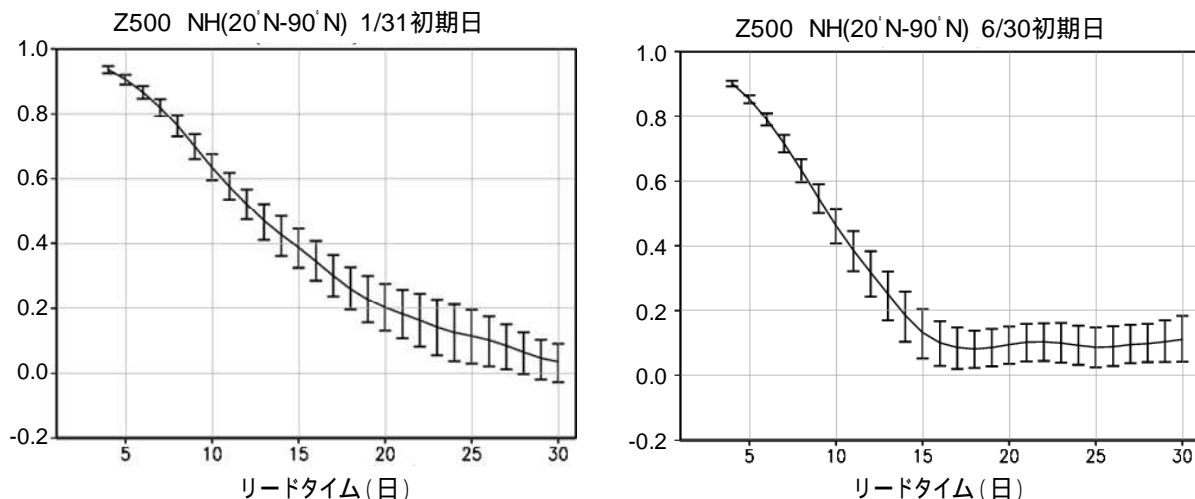
(1) 検証スコアに見られる予測特性

第3.2.5図は、ハインドキャストによるリードタイムごとの北半球500hPa高度のアノマリー相関⁴を示す。大気のもつ強いカオス性とモデルの不完全性により、予測開始直後から予測精度は急速に低下する。予測2週目に入ると決定論的な予測の限界の目安となる0.6を下回るものの、その後

予測4週目でも、値は小さいものの正の相関がある。これは、後で示すような熱帯の対流活動の予測可能性や海面水温偏差の持続性により、ある程度の予測精度が確保されていると考えられる。

また、予測精度には季節依存性があることが知られている。第3.2.6図は、北半球の冬と夏における500hPa高度のアノマリー相関と2乗平均平方根誤差(RMSE)の分布を示す。アノマリー相関は北半球では夏より冬の方が高いことが知られている。これは、北半球中・高緯度の冬では、夏に比べて相対的に予測可能性の高い水平スケールの大きな構造が卓越しやすいためと思われる。熱帯や南半球では、北半球の冬にENSOの持続性が高く、アノマリー相関も高くなると思われる。また、RMSEは、気候学的な変動度が大きい冬半球側で大きくなる。

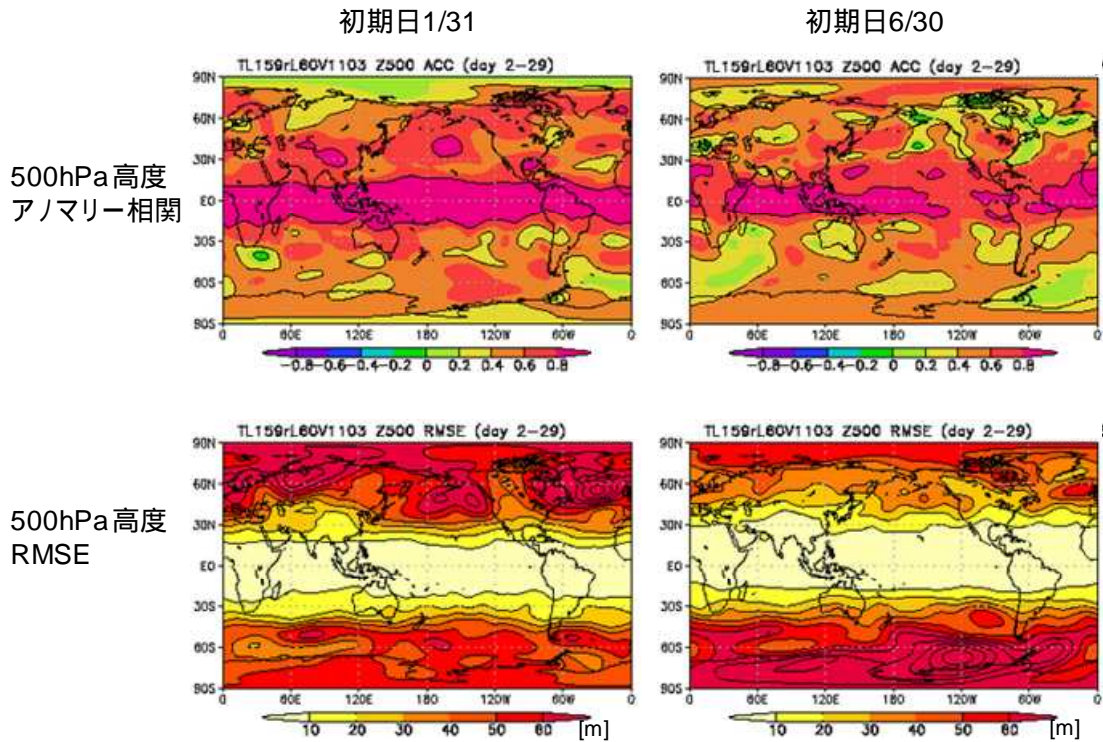
次に、1か月予報にとって重要なマッデン・ジュリアン振動(MJO)の予測特性を見る。第3.2.7図は、Matsueda and Takaya(2012)による、ハインドキャストにおけるMJOインデックス⁵の検証を



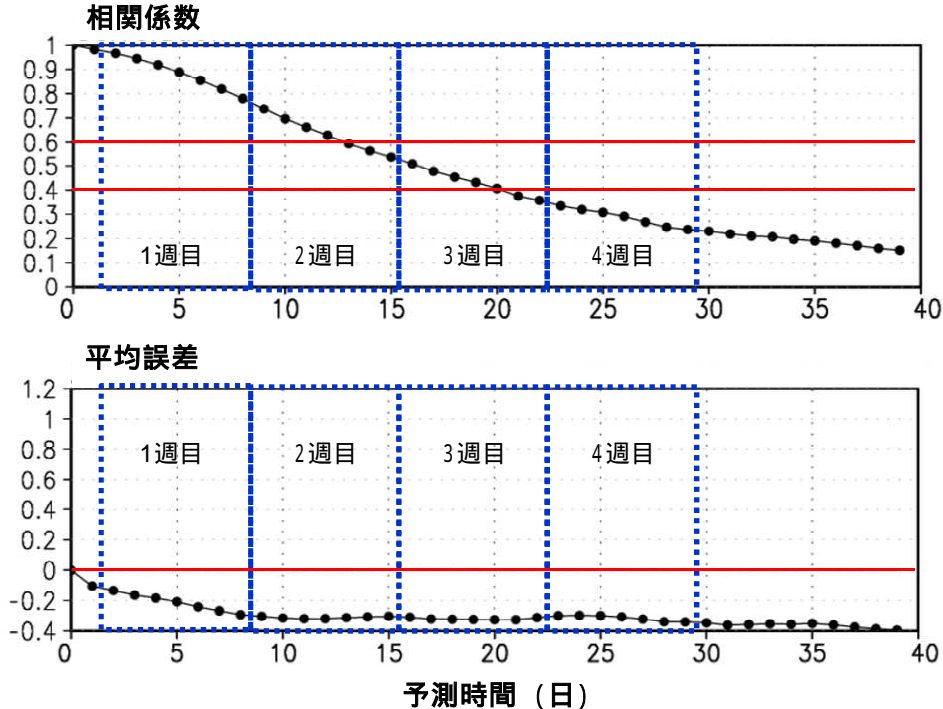
第3.2.5図 1か月アンサンブル予報システムによる、リードタイム別の500hPa高度のアノマリー相関
1か月予報ハインドキャスト(対象期間は1979~2010年の32年間)における、左が1月31日初期日、右が6月30日初期日のスコアを示す。7日平均場。エラーバーは、対象年をリサンプリングしたブートストラップ法による95%信頼区間を示す。

⁴ 予測値の平年偏差と実況値の平年偏差との相関係数で、数値予報モデルの予測精度を表す際によく用いられる指標の1つ。-1~+1の値をとり、アノマリー相関が大きいほど、偏差の年々変動の傾向の予測が解析と近いことを意味する。

⁵ MJOに関連した対流活動活発な位相の領域とその活動を指数化したもの(Wheeler and Hendon 2004)。第2.4.2項を参照のこと。



第 3.2.6 図 1 か月アンサンブル予報システムによる、4 週平均場の 500hPa 高度のアノマリー相関（上）と 2 乗平均平方根誤差（RMSE；単位は m）（下）1 か月予報ハインドキャスト（対象期間は 1979～2009 年の 31 年間）における、左が 1 月 31 日初期日、右が 6 月 30 日初期日のスコアを示す。

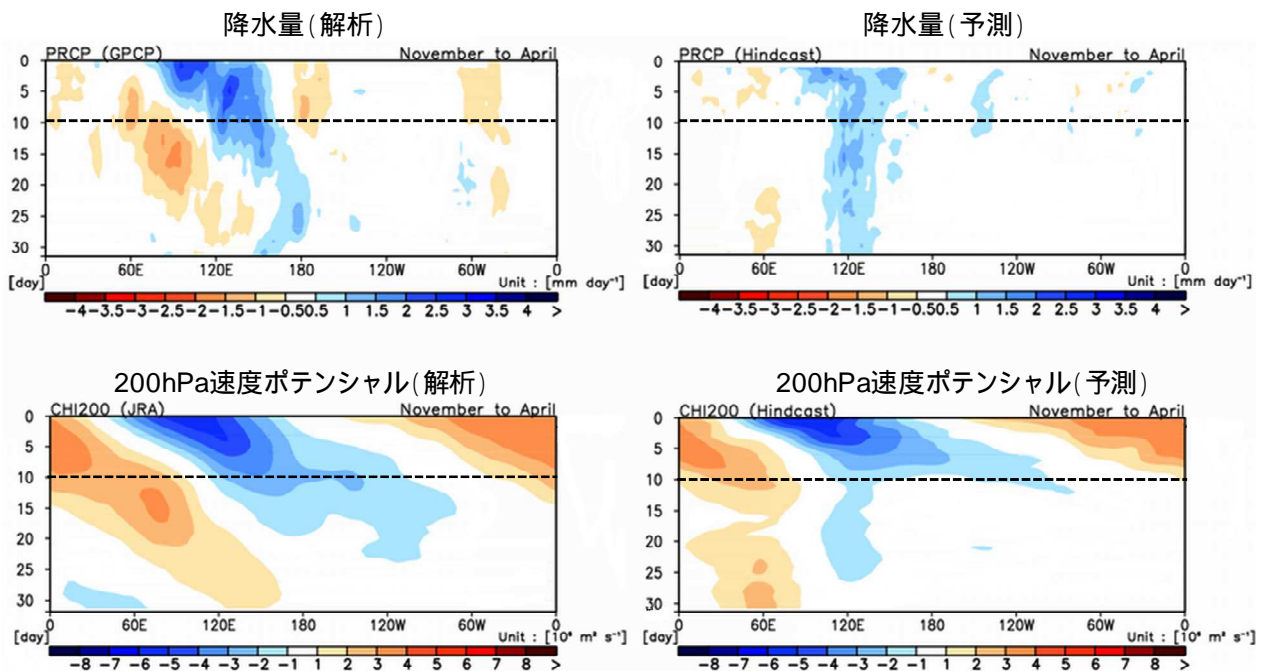


第 3.2.7 図 1 か月アンサンブル予報システムによる、MJO インデックスのリードタイム別の予測精度（相関係数）と MJO の振幅の平均誤差（標準偏差の大きさを 1 とする）を表す。対象期間 1979～2001 年の 23 年間のハインドキャストデータからスコアを算出。

示す。これによると MJ0 の位相に関わる相関係数は予測 2 週目に 0.6、予測 3 週目に 0.4 を下回り（第 3.2.7 図上）予測初期から、振幅が過小となる傾向が見られる（第 3.2.7 図下）。また、MJ0 に関わる予測精度は、対流活動の活発位相が海洋大陸付近を越えるときに特に低下することが知られている (Seo et al. 2009)。実際、予測初期に MJ0 の対流活動活発な位相がインド洋東部 (Phase 3) にあるときの合成図解析を見ると、解析（観測）では降水量の正偏差が東へ伝播する様子が見られるが、予測では対流活動の活発域が海洋大陸付近まで東進した後、同じ経度帯に留まる傾向が見られる（第 3.2.8 図上）。また、速度ポテンシャルでは、日付変更線の東側で、観測に比べて東への伝播速度が速く、対流と結合していない赤道ケルビン波と思われる波も見られる（第 3.2.8 図下）。一方、MJ0 の対流活発位相が太平洋東部 (Phase 7) に

あるときは、赤道ケルビン波と思われる波も見られるものの、予測 2 ~ 3 週目にかけて対流活動の活発域がインド洋へ東進する傾向が再現できる（図略）。

第 3.2.2 表は、循環指数等のアノマリー相関を示す。1 か月平均の熱帯の対流活動を反映した降水量の予測精度は、有意な要素が多い。これに関連して、熱帯の対流活動の影響との関連がある小笠原高度や極東中緯度高度のような、東西に幅広い領域における平均的な高度偏差を表す指数は、予測後半でもある程度の予測精度がある。冬の天候への影響の大きい北極振動の動向を示す 500hPa 高度第 1 主成分も、予測後半である程度の予測精度がある。一方、40°N 西谷指数や東西指数のように、大陸スケールより水平スケールの小さな高度場の偏差を示す指数は、予測後半に精度が有意でなくなる。



第 3.2.8 図 予測初期にインド洋東部に MJ0 に関連した対流活発位相がある事例に対する、赤道付近 (15°S ~ 15°N) の降水量偏差 (上; 単位は mm/day) と 200hPa 速度ポテンシャル (下; 単位は 10⁶m²/s) の時間経度断面の合成図

左が解析、右が 1 か月アンサンブル予報モデルのハインドキャストによる予測。合成した事例は、予測初期日が 11 ~ 4 月のうち、初期日の MJ0 の位相が phase 3 (インド洋東部で対流活発) かつ振幅が 1.0 より大きい場合。縦軸は初期日を基準にした経過日。参考のため、初期日から 10 日目に破線を示す。

第 3.2.2 表 1 か月アンサンブル予報システムによる循環指数等のアノマリー相関

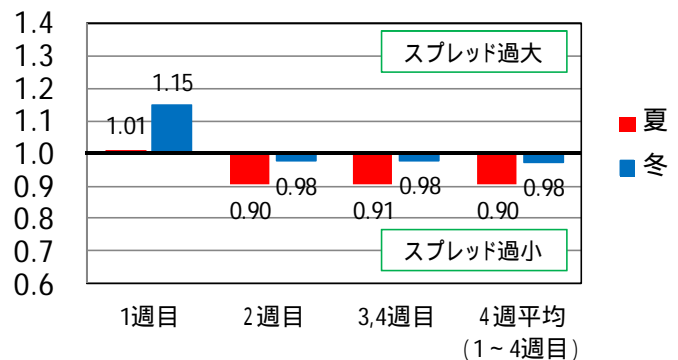
統計期間は 1979～2009 年の 31 年間。図中の陰影で示した要素は、アノマリー相関が 0.31（黄色）0.6（オレンジ）0.8（赤）以上であることを意味する。有意水準 5%（片側）の t 検定で評価した場合、アノマリー相関が 0.31 以上のとき、各要素の偏差の予測と解析の間に統計的に有意な正の相関があると言える。降水量に関しては、検証に用いた解析データの仕様上、4 週平均のスコアしか算出できない。なお、循環指数等の定義は、第 4.2.2 表を参照していただきたい。

初期日	夏（5/31, 6/30/, 7/31 初期日の平均）				冬（11/30, 12/31, 1/31 初期日の平均）			
	4 週平均	1 週目	2 週目	3～4 週目	4 週平均	1 週目	2 週目	3～4 週目
500hPa 高度 小笠原高度	0.73	0.91	0.59	0.56	0.71	0.94	0.74	0.42
500hPa 高度 極東中緯度高度	0.54	0.94	0.53	0.23	0.74	0.95	0.75	0.38
500hPa 高度 沖縄高度	0.53	0.87	0.24	0.18	0.55	0.81	0.66	0.19
500hPa 高度 40°N 西谷指数	0.42	0.85	0.54	-0.01	0.59	0.89	0.49	0.30
500hPa 高度 東方海上高度	0.49	0.87	0.52	0.18	0.72	0.93	0.68	0.41
500hPa 高度 極東東西指数	0.44	0.86	0.43	0.10	0.71	0.93	0.60	0.30
500hPa 高度 第 1 主成分	0.53	0.91	0.40	0.08	0.75	0.95	0.67	0.50
降水量 C11 （インドモンスーン域）	0.29				0.48			
降水量 C12 （東南アジアモンスーン域）	0.55				0.72			
降水量 SAMOI	0.35				0.73			
降水量 海洋大陸付近	0.56				0.07			
降水量 日付変更線付近	0.63				0.78			
850hPa 気温 北日本	0.54	0.83	0.48	0.08	0.73	0.89	0.59	0.50
850hPa 気温 東日本	0.62	0.84	0.50	0.17	0.72	0.91	0.57	0.44
850hPa 気温 西日本	0.63	0.82	0.41	0.38	0.72	0.91	0.55	0.32
850hPa 気温 沖縄・奄美	0.58	0.81	0.40	0.43	0.65	0.88	0.55	0.20

最後に確率予測としての特性を示す。第

3.2.9 図は、ルーチンにおけるスプレッドと 2 乗平均平方根誤差 (RMSE) の比を、第 3.2.10 図に両者の散布図を示す。アンサンブル予報システムとしては、統計的にスプレッドと RMSE が同程度で、スプレッドが大きいくほど予測の不確実性が増しアンサンブル平均の RMSE が大きくなる傾向（スプレッドとアンサンブル平均の予測誤差の正相関）が期待される。現状では、スプレッドと RMSE は概ね同程度の大きさとなっているが、夏は予測 2 週目以降にスプレッドが過小になる傾向が見られる。これは、夏にモデルにおける変動度が小さくなるためと考えられる。また、統計的にスプレッドが大きいくほど RMSE が大きいという正相関があるものの、冬の予測 3～4 週目は事例によるスプレッドの違いが小さく、スプレッドスキルとの関係が不確実性を見

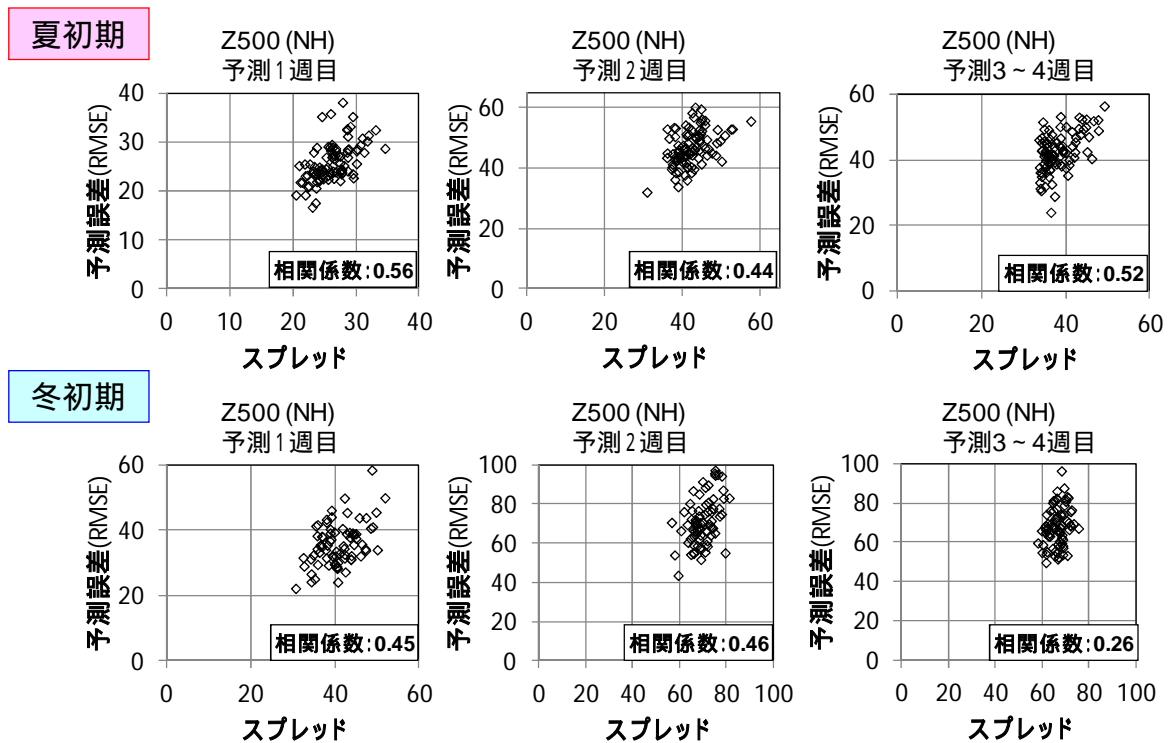
(スプレッド) / (予測誤差) の比



第 3.2.9 図 現業 1 か月アンサンブル予報における、北半球 (20°N～90°N) 500hPa 高度のスプレッドと予測誤差 (RMSE) の比

左から予測 1 週目 (予測 2～8 日目)、予測 2 週目 (予測 9～15 日目)、予測 3～4 週目 (予測 16～29 日目)、4 週平均 (予測 2～29 日目) の値を示す。赤が 2007～2012 年の 6 年間の夏 (6～8 月)、青が 2006/07 年から 2011/12 年冬 (12～2 月) の初期日の現業 1 か月アンサンブル予報の事例を集計したもの。値が 1.0 を上 (下) 回るとき、スプレッドが予測誤差に比べて過大 (過小) であることを意味する。

る良い指標ではなくなる。これは、アンサンブルメンバーによる確率分布の表現が不十分であることを意味しており、確率分布を補正したガイダンスを用いることで、確率予測の精度改善を図っている（第3.2.4項）。



第3.2.10図 現業1か月アンサンブル予報における、北半球(20°N~90°N)500hPa高度のスプレッドと予測誤差(RMSE)の散布図
 左から予測1週目(予測2~8日目)、予測2週目(予測9~15日目)、予測3~4週目(予測16~29日目)の値(単位はm)を示す。上が2007~2012年の6年間の夏(6~8月)、下が2006/07年から2011/12年の6年間の冬(12~2月)の初期日の現業1か月アンサンブル予報の事例を集計したもの。

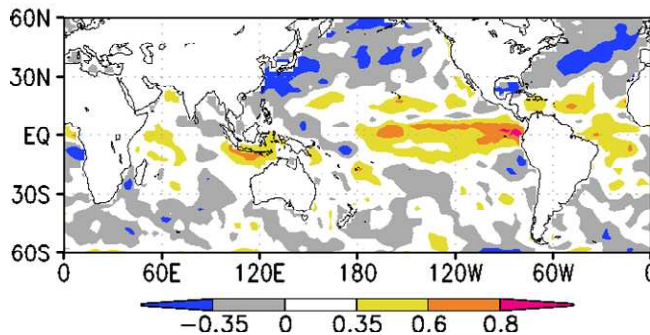
(2) 気候場に見られる予測特性

1か月アンサンブル予報システムのような大気モデルの一般的な予測特性として、降水量が直下の海面水温に対して敏感すぎる海域があることに留意すべきである。第3.2.11図は、6月30日初期日の1か月予報における海面水温と降水量の相関係数を示している。熱帯域では、現実にも正相関（海面水温が高いほど降水量が多くなる傾向）が見られる領域が多いものの、モデルでは正相関が顕著で広範囲に広がるのがわかる。特に、日本の夏の天候に影響のあるアジアモンスーン領域では、現実には1か月平均では海面水温と降水量の相関がなく、現実と予測の違いが顕著である。このような特性は気象庁モデルに限ったものではなく、対流活動と海面水温の負のフィードバック（対流活動が活発になって海面水温が低下する効果）が考慮されない大気モデルによる予測では共通の特性である(Wang et al. 2005)。この影響で、熱帯の対流活動分布に関わるスプレッドが予測後半ほど過小に見積もられるおそれがある。

さらに、モデルでは降水を局所的に集中させる傾向が見られる。モデルによる降水量は、熱帯域で局所的に年々変動が極端に大きく降水量の大きな正バイアスが見られる一方、その周囲では降水量の負バイアスと変動の過小な領域が見られる（第3.2.12図上・中）。ただし、偏差の相関係数であるアノマリー相関に見られる予測精度は、熱帯域は概ね高い（第3.2.12図下）。これは、モデルでは、熱帯の大規模な対流活動活発域の予測はある程度できるものの、降水を局所的に集中させる傾向があることを示唆している。

1か月アンサンブル予報システムで仮定されている、予測期間中の海面水温偏差の持続は、実際にはどの程度成立するのだろうか。第3.2.13図は、7月20日を基準にした海面水温のラグ相関を示す。いずれの期間とも、全球的には高い相関があり、1か月アンサンブル予報システムで仮定されている海面水温の初期偏差持続の過程は妥当といえる。ただし、フィリピン近海のように、夏のモンスーン期間に当たる領域では、他の季節に比べ

解析

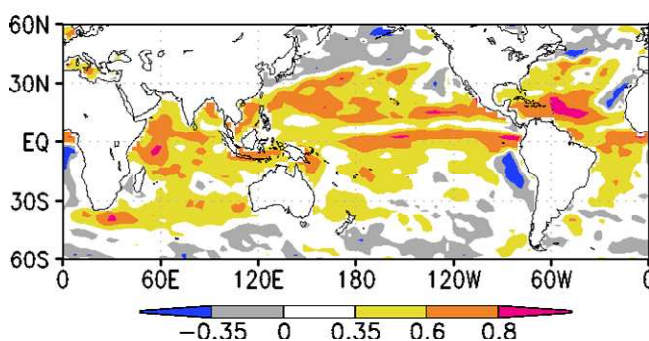


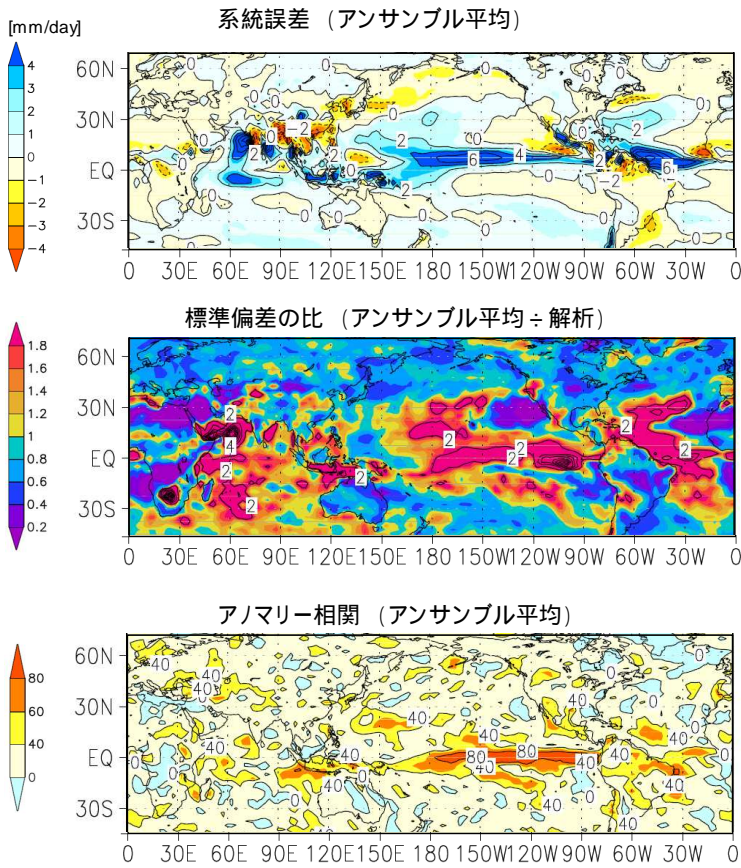
第3.2.11図 解析(上)と1か月アンサンブル予報(下)の1か月平均場における、海面水温と降水量の相関係数

1か月アンサンブル予測モデルのハインドキャストによる1979~2010年の32年間の6月30日初期日の事例を集計したもの。解析はCOBE-SST(海面水温)とCMAP(降水量)を、予測は1か月予報ハインドキャストによる1か月平均。有意水準5%(両側)のt検定で評価した場合、相関係数が0.35以上(-0.35以下)のとき、要素間に統計的に有意な正(負)の相関があると言える。

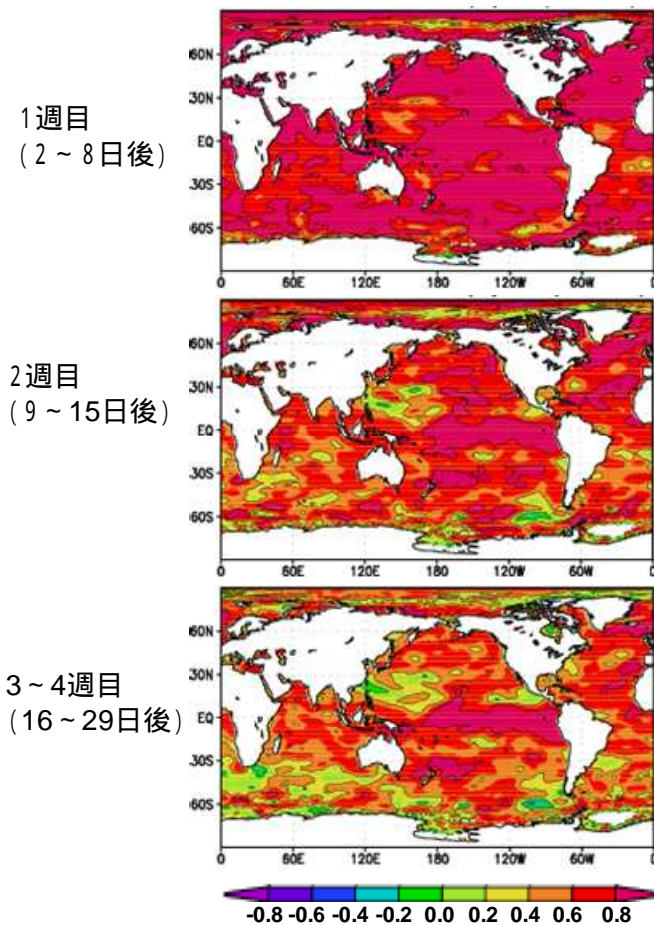
予測

1か月予報システム

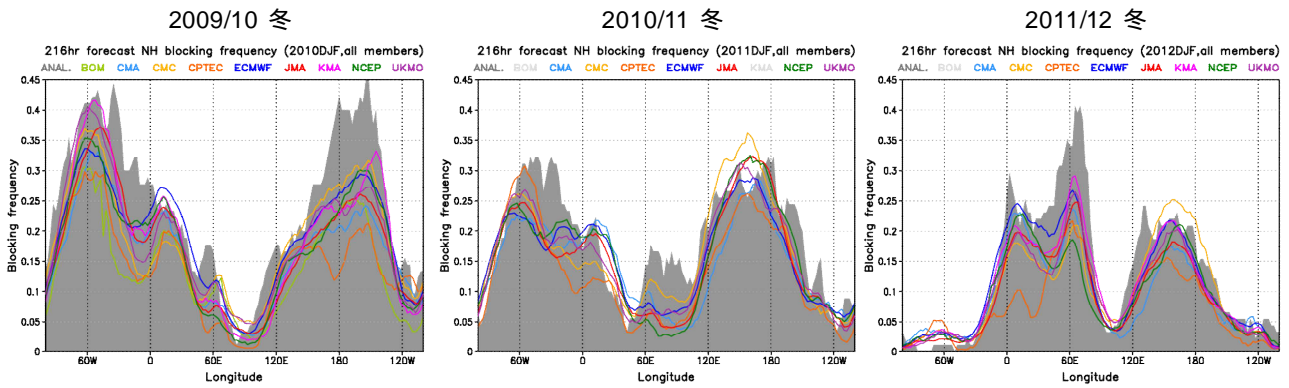




第 3.2.12 図 1 か月アンサンブル予報における、降水量予測の系統誤差(上)、年々変動の標準偏差の比(アンサンブル平均÷解析; 中)、アノマリー相関(下) 1 か月予報ハインドキャスト(対象期間は 1979~2009 年の 31 年間)における、6 月 30 日初期日のスコアを示す。アノマリー相関は 100 倍した値を示す。



第 3.2.13 図 7 月 20 日を基準にした海面水温のラグ相関 COBE-SST の海面水温解析値による、上から 1 週目(2~8 日後)、2 週目(9~15 日後)、3~4 週目(16~29 日後)の海面水温と基準日(7 月 20 日)の海面水温のラグ相関を示す。統計期間は 1979~2004 年の 26 年間。



第 3.2.14 図 TIGGE プロジェクトにおける、気象庁を含む週間予報システムにおける 9 日予測と実況の経度別ブロッキング頻度の比較

陰影は、実況、実線は TIGGE プロジェクトに参加している各モデルのブロッキング頻度で、気象庁モデルは赤線。本検証図は、2013 年 2 月現在の TIGGE の web サイト(<http://tparc.mri-jma.go.jp/TIGGE/>)から転載したもの。ブロッキング頻度の算出法は、Matsueda(2008)を参照のこと。

て相対的に偏差の持続性が低くなることに留意する必要がある。

次にブロッキング頻度の特性について示す。第 3.2.14 図に、TIGGE⁶プロジェクトにおける各現業機関の週間予報システムによる予測 9 日目におけるブロッキング頻度を示す。これは各現業機関の週間予報システムにおける評価を示したものであるが、1 か月予報システムに関しても同様の特性があると見てよい。ブロッキング頻度の分布は、年々変動は大きいものの、日付変更線付近と大西洋からヨーロッパ付近の経度帯が極大となる。気象庁のモデルを含むどのモデルでも、ブロッキング頻度は現実と比べてやや過小となっている。また、大西洋からヨーロッパ付近のブロッキング頻度の極大域では、日付変更線付近と比べて東西方向のずれが大きい傾向が見られる。

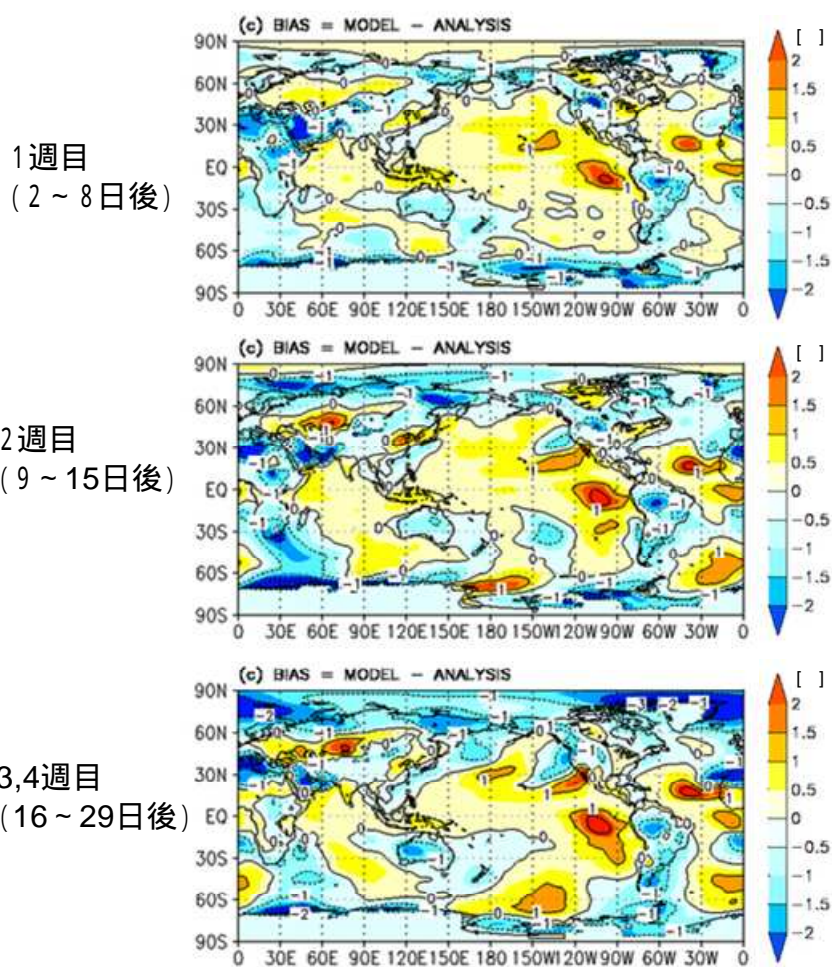
最後に、系統誤差特性について示す。第 3.2.15 図は、6 月 30 日初期日における 850hPa 気温の系

統誤差をいくつかのリードタイム別に示したものである。日本付近に見られる負の系統誤差（低温バイアス）など、リードタイムが変わっても系統誤差に似たパターンが見られることは興味深い。この低温バイアスは、長年にわたりモデル開発者の懸命の調査と開発が施され続けているものの、現段階でも短期・週間及び 1 か月の各予測システムにおける共通の課題である。

なお、こうした系統誤差は、プロダクトの作成時には補正されているため、予報担当者が予測マップなどのプロダクトに示される 850hPa 気温偏差の予測をさらに上方修正するような措置は必要ない。ただし、系統誤差が大きくなると、大気の変動パターンそのものが歪められてしまうおそれがある。例えば、モデルに海洋大陸で対流活動が不活発になるバイアスがあると、日本周辺での太平洋高気圧の勢力や偏西風の位置などの予測にも悪影響を与える可能性がある。また、系統誤差補正は初期日とリードタイムにより決められているが、実際には梅雨期・盛夏期など季節進行とともに系統誤差特性が変わることがある。例えば、現在のモデルでは、梅雨前線帯に相当する領域で低温バイアスが大きくなる傾向が見られ(第 3.2.15 図)、盛夏期への移行時期が平年とずれるような年は、系統誤差補正が有効に働かない可能性もある。

⁶ 観測システム研究・予測可能性実験 双方向グランド全球アンサンブル(THORPEX Interactive Grand Global Ensemble)。1 日から週間予報の改善を目的とした世界天気研究計画(WWRP)の下で実施されている研究プロジェクトである観測システム研究・予測可能性実験(THORPEX)のサブプロジェクトの 1 つ。世界の主要な数値予報センターの現業週間予報システムの複合的な利用に関する研究や、モデルの相互比較が行われている。

このように、系統誤差補正によるモデルの予測値の修正には限界がある。季節予報のための数値予報モデルのさらなる改善のためには、系統誤差特性に見られるモデルの問題点を把握し、その要因を分析して(これが非常に困難なことであるが)モデルの開発に結び付けることが重要である。



第3.2.15図 1か月アンサンブル予報システムにおける、850hPa 気温の系統誤差(単位は) 1か月予報ハインドキャスト(対象期間は1979~2009年の31年間)における、6月30日初期日のスコアを示す。リードタイムは、上から1週目(予測2~8日目)、2週目(予測9~15日目)、3~4週目(予測16~29日目)。

3.2.4 1か月予報と異常天候早期警戒情報のためのガイダンス

(1)はじめに

季節予報作業においてガイダンスは、数値予報結果から客観的な予測式に基づいて各地域の予測値や確率値へ翻訳する重要な予報資料のひとつである。本項では1か月予報と異常天候早期警戒情報のためのガイダンス（以後、1か月予報ガイダンスと呼ぶ）における作成手法や予測精度について主に述べる。また、第3.3.4項では3か月予報と暖・寒候期予報のためのガイダンスについて述べるが、両者は仮予測因子が異なる以外は本質的には同じものといえる。

その手法は、Model Output Statistics(MOS)方式というもので、気象庁では短期予報のガイダンスとして1970年代から開発が始まり、1990年代前半まで天気予報ガイダンスに採用されていた（瀬上ほか1995）。現在は、短期予報や週間予報のガイダンスはニューラルネットワークやカルマンフィルターといった逐次学習型が主流となっている（松下2012）。これを聞くと、1か月予報ガイダンスは古い技術を使い続けていると思われるかもしれない。確かに逐次学習型のガイダンスは、予測と実況の差に応じて係数を調整することで誤差の軽減を図り、数値予報モデルの変更に際しても新しいモデルの予報特性に柔軟に対応できるといったメリットがある。一方、MOS方式は事前に行う過去事例を対象とした予報実験（以後、ハイノドキャストと呼ぶ）の結果と過去の観測値との統計的関係に基づく予測式を用いる。MOS方式のメリットは、数値予報モデルの変更前にガイダンスを作成することができ、ガイダンスの特性や予測精度を確認する時間が多くとれることである。なぜその時間が必要かという点、1か月予報や3か月予報は短期予報に比べて予測精度が高くないことから、予報作業においては予想された循環場や実況の推移などを考慮してガイダンスを修正することが頻繁に生じるためである。ただし、ガイダンスを修正するためにはその特性を理解していることが必須であることから、予報担当者はガイ

ダンスについての十分な理解が必要といえる。また、数値予報モデルの系統誤差などの予報特性は季節変化するので、逐次学習した予報特性が次の初期値の予報でも同じである保証はないということも、MOS方式を使っている理由の1つである。

ガイダンスのプロダクトについては、ユーザーがより定量的に使いやすいように確率密度関数の提供を行っている。確率密度関数は季節予報が対象としている3階級の確率値だけでなく、任意の閾値以上の確率を得ることのできるメリットがあり、異常天候早期警戒情報の確率予測資料は気象庁のホームページでも公開されている⁷（1か月予報の確率予測資料についても2013年3月に気象庁ホームページにて公開予定）。また、この確率密度関数はガイダンスの予測精度に依存した広がりを持ち、2週目の気温のように精度が高い場合は気候値の分布に比べて幅の狭い確率分布となる一方、1か月間の降水量など精度が高くない場合は幅の広い気候値に近い分布となる。なお、ハイノドキャストによる多数の過去事例を集計すると、ガイダンスと観測値の頻度分布が一致するように確率分布の幅が設定されている。

(2)ガイダンスの役割

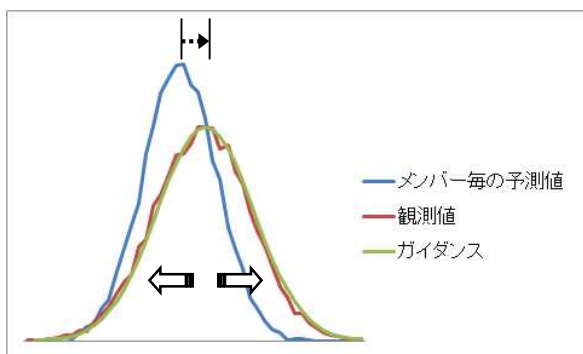
ガイダンスは数値予報モデルの予測結果を地上気温や降水量などの予報要素へ翻訳するアプリケーションである。役割は主に2つ挙げられ、1つはモデルの予測した格子点値から予報要素を計算することであり、その際にモデルの系統的な誤差は予測式によって取り除かれる。2つ目はモデルのスプレッドを補正することである。第3.2.3項で述べられているように、気象庁のアンサンブル予報システムは予測誤差に比べてスプレッドが小さいという問題があり、各メンバーの予測から直接には適切な確率分布を得ることはできない。そこで、現在のガイダンスは既定の確率分布を仮定

⁷ 気象庁ホームページ「各種予測資料(異常天候早期警戒情報・1か月予報)」(2013年3月現在)
<http://www.data.jma.go.jp/gmd/risk/probability/index.html>

してスプレッドを大きくすることで観測値の確率分布と合致するような補正を行っている（第3.2.16図）。

(3) ガイドンスの要素と予報期間

1か月予報資料に掲載しているガイドンスの要素と期間および対象地域を第3.2.3表に示す。1か月予報資料には、7要素すべての28日平均ガイドンスと、週別の予報を行っている気温および予報文の天候表現に関わる天気日数の一部については7日平均と14日平均ガイドンスも掲載



第3.2.16図 ガイドンスの役割（イメージ図）
ガイドンスは系統誤差とスプレッドの両方を補正する役割があることを示す。

している。また、気温・降水量・日照時間・降雪量は3階級の確率値を表示しているが、天気日数については2階級の確率値と平年値および平年からの差を掲載している。これは、向こう1か月の天候を予報するためには、季節進行による平年の天候の変化と、予報資料に基づく平年からのずれの両方を把握する必要があるためである。

(4) 作成手法

ガイドンスの作成手法は、異常天候早期警戒情報の運用を始めた2008年3月に導入したもの(伊藤 2008)と基本的には同じで、対象とする地域近傍の格子点値を仮予測因子とする線形重回帰式である。ただし、その後の運用中に次のような変更を行い予測精度の向上を図ってきた。第1に、仮予測因子の空間解像度を2.5度格子から1.25度格子へ細かくして、対象とする地域のより近傍の格子点値を用いる変更を行った(出原 2011a)。次に、平年値更新による新しい地域平均累年値を目的変数として予測式の再計算を行った(出原 2011b; 気象庁 2011a)。さらに、仮予測因子として850hPa

第3.2.3表 1か月予報資料に掲載しているガイドンスの要素と対象地域

予報期間	要素
28日(1か月)平均	気温、降水量、日照時間、降雪量、晴れ日数、降水日数、雨日数
1週目	気温
2週目	気温、晴れ日数、降水日数
3～4週目	気温、晴れ日数、降水日数

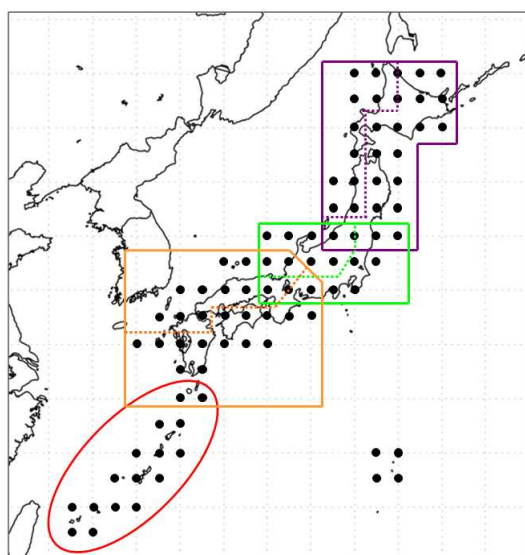
全国予報区	地方予報区(細分地域)
北日本 北日本日本海側 北日本太平洋側	北海道地方(北海道日本海側、北海道オホーツク海側、北海道太平洋側) 東北地方(東北日本海側、東北太平洋側、東北北部、東北南部)
東日本 東日本日本海側 東日本太平洋側	関東甲信地方 北陸地方 東海地方
西日本 西日本日本海側 西日本太平洋側	近畿地方(近畿日本海側、近畿太平洋側) 中国地方(山陰、山陽) 四国地方 九州北部地方
沖縄・奄美	九州南部・奄美地方(九州南部、奄美地方) 沖縄地方

気温の代わりにモデルの地上 2m 気温を導入した（宮脇ほか 2012；気象庁 2011b）。特にこの地上 2m 気温の導入により、1993 年や 2003 年のやませによる冷夏や、2010 年の強い太平洋高気圧による猛暑など、顕著な現象に対する気温の予測精度が大きく改善された。一方、地上 2m 気温の導入により気温と降雪量ガイダンスは海面水温の影響を受けやすくなり、850hPa 気温との間に不整合が生じる事例がみられ、今後の課題の 1 つである。

ここでは過去の季節予報研修テキストの内容と重複するものを含めて、季節予報作業を行う上での基礎知識として必要なガイダンスの作成手法について述べる。

第 3.2.4 表 仮予測因子の内容

略号	気象要素	高度
Rain	数値予報モデルの降水量	地上
NW850	風の北西成分	850hPa
NE850	風の北東成分	850hPa
T2m	地上 2m 気温	地上
NW500	風の北西成分	500hPa
NE500	風の北東成分	500hPa
Z500	高度	500hPa



第 3.2.17 図 仮予測因子に使われている格子点
全国予報区の仮予測因子が用いている格子点を表す（北から、北日本、東日本、西日本、沖縄・奄美の順）。日本海側と太平洋側の境を点線で示す。

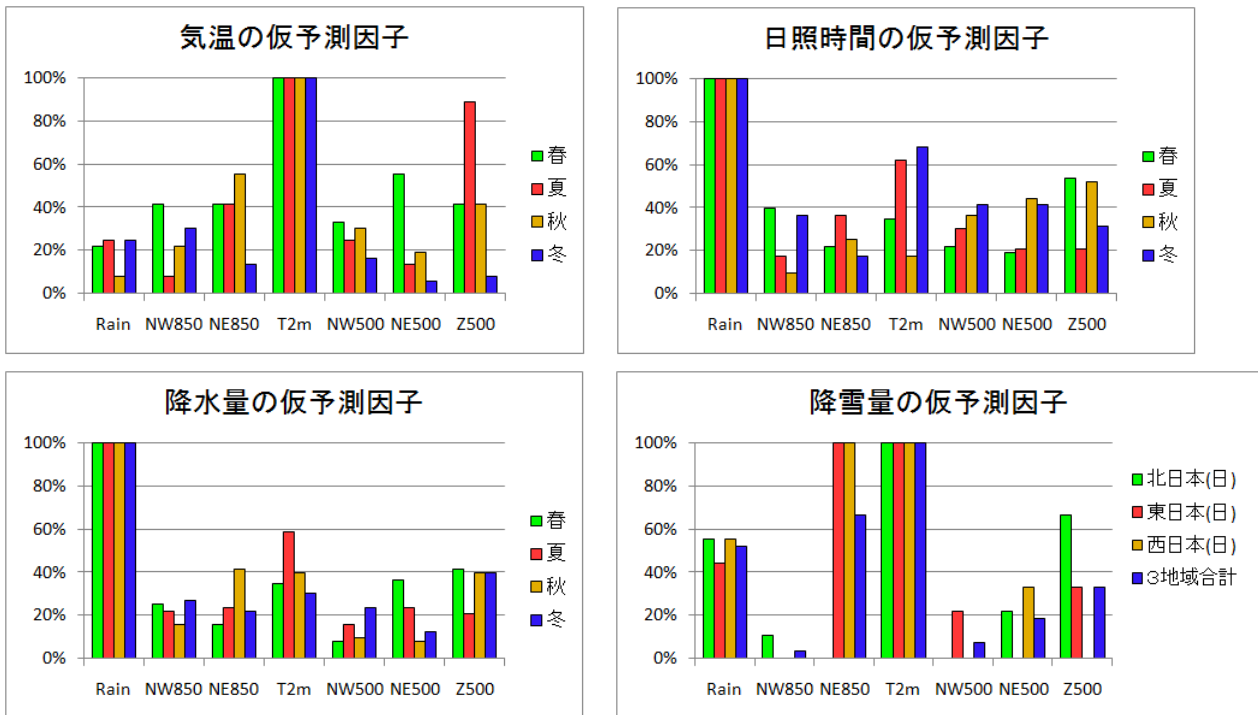
ア．仮予測因子

1 か月予報ガイダンスに用いられている仮予測因子を第 3.2.4 表に示す。現在の仮予測因子は、地上気温の予測に不可欠な地上 2m 気温や 500hPa 高度と、降水量や日照時間と関係が深く大気の流れの特徴を反映している 500hPa および 850hPa の風向・風速と、数値予報モデルの降水量（以下、モデル降水量）の 7 要素である。仮予測因子の格子点は数値予報モデルの解像度に近い 1.25 度間隔の値を用いて、対象とする地域近傍の領域平均をとっている（第 3.2.17 図）。

イ．予測式

ガイダンスの予測式はハインドキャストの予測結果と観測値との線形重回帰式である。ただし、両者の統計的な関係は地域や季節に依存することから、地域別に旬ごとの予測式を用意している。また、予報期間が 2 週目の終わり頃まではリードタイムとともにモデルの予測精度は低下し、予測値と観測値の関係も刻々と変化することから、予測式はリードタイム別にも用意している。このことは、各リードタイムで最高の予測精度が得られるように仮予測因子を選択することができる一方で、時間方向の予測値の連続性を考慮していない。このため、1 か月予報ガイダンスでは特定の説明変数を強制的に採用する方法をとっている。このような強制変数はガイダンスを時系列でみた場合に予測値のがたつきを抑える効果があり、異常天候早期警戒情報の確率予測資料において特に有効である。

予測式の説明変数は仮予測因子の中からステップワイズ法により 3 ~ 4 個を目安に選んでおり、その採用率を第 3.2.18 図に示す。気温と降雪量についてはモデルの地上 2m 気温を、その他の要素はモデルの降水量を強制変数としているので採用率は 100%となっている。それ以外に、それぞれの要素について採用率の高い仮予測因子をみていくと、気温は夏の 500hPa 高度の採用率が極端に高い。地上 2m 気温を仮予測因子へ導入した宮脇ほか (2012) によると、モデルの地上 2m 気温と観測され



第 3.2.18 図 1 か月平均ガイダンスの仮予測因子の採用率

春は 3 ~ 5 月初期値、夏は 6 ~ 8 月初期値、秋は 9 ~ 11 月初期値、冬は 12 ~ 2 月初期値を表す。

横軸の要素は第 3.2.4 表を参照。

集計した地域は全国予報区分で、気温は北・東・西日本と沖縄・奄美の 4 区分、降水量と日照時間は北・東・西日本日本海側と北・東・西日本太平洋側と沖縄・奄美の 7 区分、降雪量は北・東・西日本日本海側の 3 区分。

た地上気温との相関係数は夏に最も低くなることから、2 番目の因子として 500hPa 高度が採用されていると考えられる。次に降水量は、強制変数のモデル降水量以外に目立って採用されている因子は少ないが、夏の地上 2m 気温が 50% を超えていて、高温・少雨の関係が強いことを示唆している。日照時間についても降水量と同様に強制変数以外の主だった因子はみられないが、夏と冬の地上 2m 気温が 60% を超えて用いられている。降雪量は強制変数の他に東・西日本日本海側で 850hPa 北東風が必ず使われており、その係数はすべて負であることから南西風で降雪量が多くなることを表している。予測式は重回帰式であり、複数の因子を採用するときは相殺する役割もあるので一概にはいえないが、北陸地方から山陰の気象官署は海岸沿いの平野に多く、日本海に収束帯が発生するような総観場の時に平野部の降雪量が多くなることを示唆している可能性がある。

ウ．確率分布

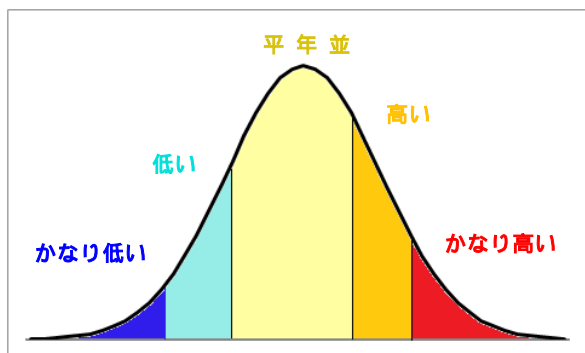
確率密度関数を求める場合に、数値予報モデルによるアンサンブル平均値の周りになんらかの確率分布を仮定する方法と、全てのアンサンブルメンバーから直接的に確率分布を求める方法とがある。前述の通り、後者は予測誤差に比べてスプレッドが小さいという今のアンサンブル手法の欠点が現れるため、前者を採用している。確率分布には正規分布を仮定して、その分散は重回帰式の残差分散とする（杉 2004）。すなわち、予測式で推定した値（シグナル）を予測値として、予測式で説明できない回帰誤差（ノイズ）を予測値の周りに分布させた確率密度関数といえる。5 階級の確率値は確率密度関数に階級区分値を適用して算出する（第 3.2.19 図）。

ガイダンスの確率分布に正規分布を仮定すると、観測値の分布が正規分布からずれている場合にはバイアスが生じることになる。実際、降水量や降雪量は正規分布ではなく多い側の裾が長い分布を

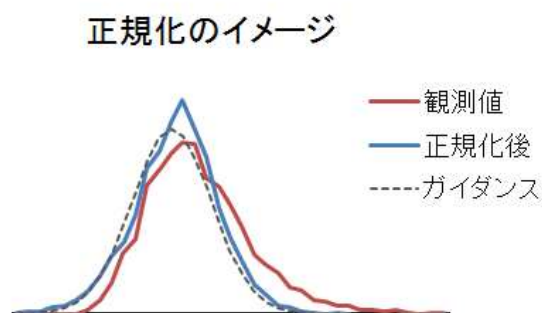
とることがわかっている。このため、正規分布を仮定したガイダンスの平均値と観測値の最頻値に差がありガイダンスに多雨（雪）バイアスが生じることとなる。これを避けるために、降水量と降雪量については観測値の4乗根をとることで、多い側の裾を縮めて目的変数の正規化を行いバイアスの軽減を図っている（第3.2.20図）。

エ．1か月予報システムにおけるガイダンスの計算方法

ハインドキャストから作成した予測式は5メンバーのアンサンブル平均値の予測精度や変動の大きさをもつため、現業1か月予報システムの予測結果にその予測式を適用すると、50メンバーの方がアンサンブル平均値の事例毎の変動幅が小さいために、アンサンブル平均値の変動の大きさにあたるシグナルを過小評価するおそれがある。したがって1か月予報システムに適用するときは、50



第3.2.19図 5階級確率のイメージ
それぞれの面積が確率値の大きさを示し、縦の線は階級区分値を表す。

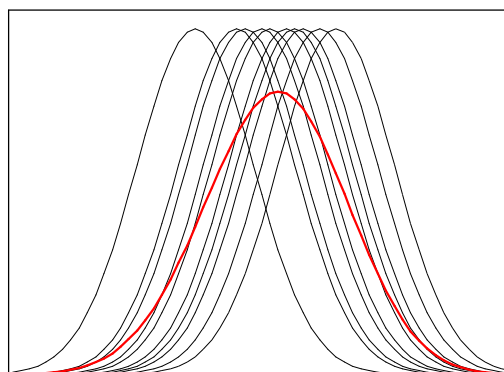


第3.2.20図 正規化のイメージ
降水量の分布は4乗根をとることで正規分布に近づけて、ガイダンスとの系統的な誤差を軽減している。

メンバーから5メンバーの組を順番に10回とりだしてそれぞれのアンサンブル平均値に予測式を適用し、最終的な確率分布は10組の正規分布の平均とする（第3.2.21図）。このようにすることで予測式の変動幅や予測精度を反映させるとともに、予報事例毎のスプレッドの大きさや各メンバーのばらつきをある程度活かした確率密度関数を得ることができる。

オ．地点ガイダンス

異常天候早期警戒情報や季節予報のように予測の対象としている現象の空間スケールが大きな情報は、予測精度の観点から地域平均を予報の対象としている。しかしながら、地点の予測についても利用者からの要望が多く、異常天候早期警戒情報に限り気象庁ホームページにて地点の予測値も公開している。一般に、地点の変動幅は地域平均値の変動に比べて大きい。その増加分は地点ごとの特性に依存するため解像度の粗い現在の1か月予報モデルでは、地点間の差異を表現することは難しい。このため、地点ごとの変動幅の地域平均値に対する増加分はすべて予測不可能なノイズとして考え、シグナルは地域平均ガイダンスと同じであると仮定して地点ガイダンスを作成している。すなわち、地点ガイダンスは地方細分区の地域平均ガイダンスと同じ中央値をもち、その分布の広がりを地点の変動幅に合わせて補正したもの



第3.2.21図 現業予報システムの確率密度関数（イメージ図）
黒線が5メンバーのアンサンブル平均値によるガイダンスの確率分布を表し、赤線は10組の確率分布の平均を示す。

である。なお、前述のとおり地点の多くは地域平均値に比べ変動が大きいこと、残差分散の補正量は1より大きいことが多い。ただし、沿岸部などの変動の小さい地点では、地域平均に比べ分散が小さく幅の狭い分布となる。いずれにせよ、地点の階級区分値はその地点の変動の大きさを反映しているため、地点の5階級確率は地域平均のそれと大きく変わらないと考えられる。

(5) 予測精度

ここでは、1981～2010年の毎月10日、20日、月末を初期日とするハインドキャストを用いて作成した予測式の予測精度を評価した結果について述べる。これらの予測精度はハインドキャストから評価したものであるが、独立資料で検証しており現業1か月予報システムのガイダンスの精度の目安となる。検証方法は、アンサンブル平均値に対する決定論的なものと、確率分布を評価する信頼度曲線やROC曲線を用いた。なお、検証図の詳細な見方については第4.4節を参照してほしいが、ここでも確率的な評価手法の特徴を簡潔に述べておく。

信頼度曲線は、横軸に予測確率値、縦軸に実況出現率をとり、予測確率値ごとの実況出現率を結んだ線で、信頼度曲線が傾き45度の対角線に近いほど（予測確率値と実況出現率が近いほど）予測確率が適切で確率予報の信頼度は高いといえる。また、予測頻度をあわせて描くのが一般的で、どのくらい予測の確率値がばらついているかを見ることができる。気候的出现率(3階級の場合は33%、「かなり高い」及び「かなり低い」はそれぞれ10%)から離れた予測確率値の予測頻度が大きいほど「決定論的予報」に近く、不確定性の大きな予測では気候的出现率に近い値の頻度が大きくなる。このような確率値に対する指標の1つがブライアスコア(BS)であり、予測確率値の2乗平均誤差で定義される。このブライアスコアは確率の信頼度や分離度(信頼度曲線と気候的出现率の差の2乗に対応)の項に分けることができ、信頼度曲線が対角線に近く、かつ気候的出现率から離れた確率

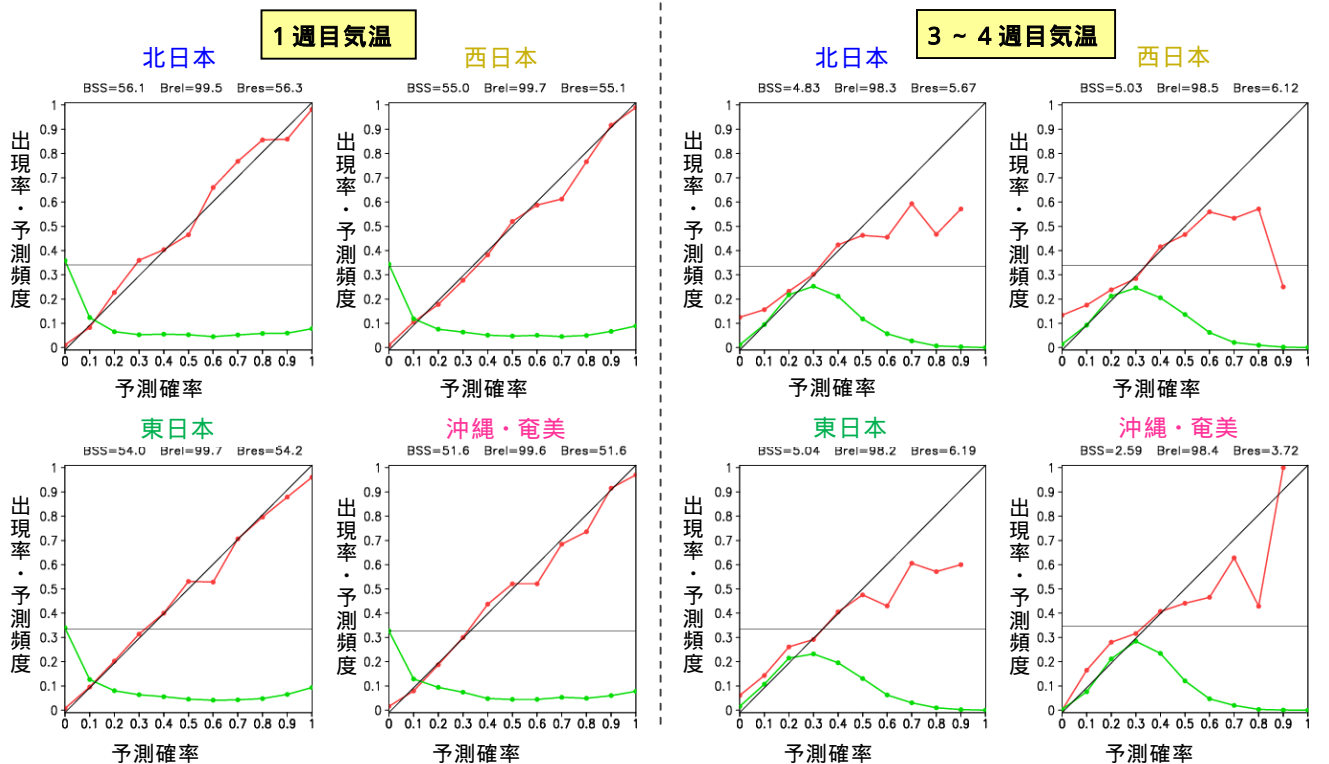
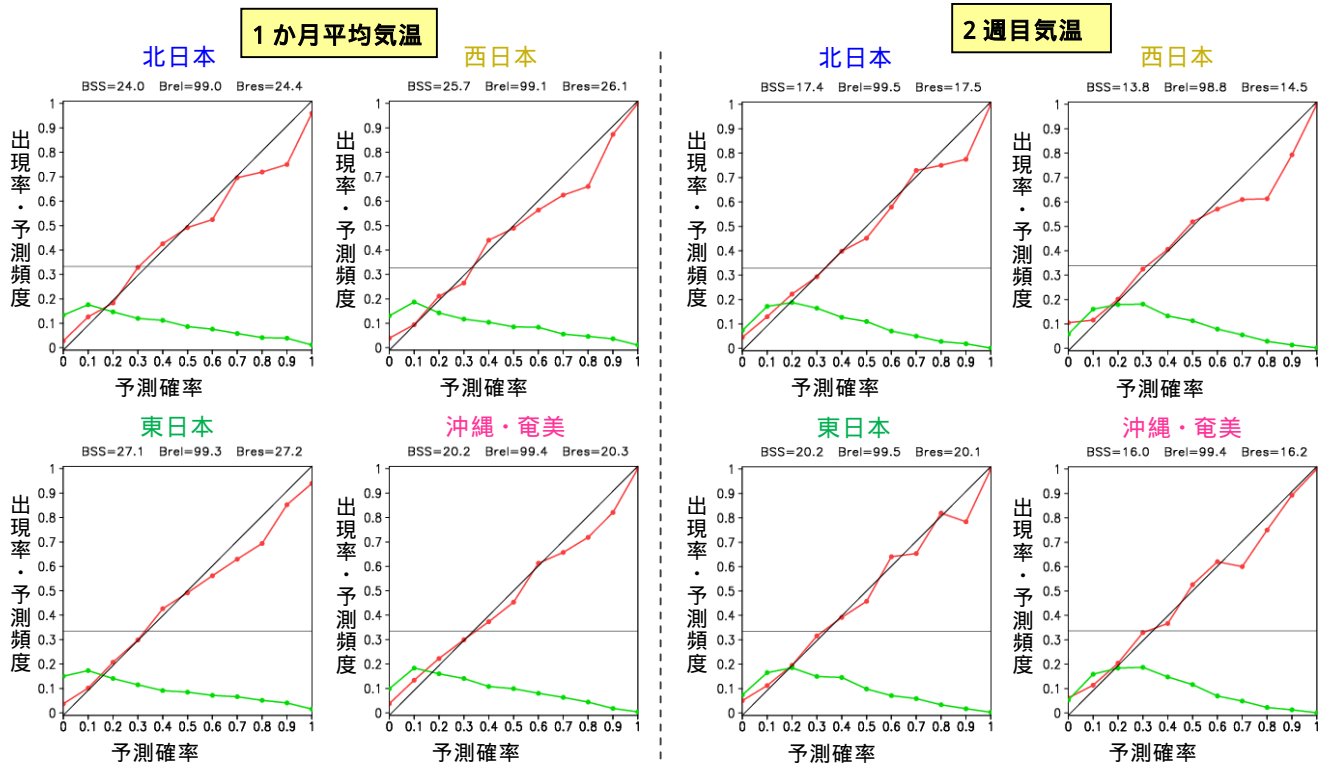
の予測頻度が多いほど予測精度が高いといえる(第4.4節を参照)。そして、気候値予報のブライアスコアからの改善率をブライアスキルスコア(BSS)といい、ガイダンス開発の指標の1つとして用いている。

一方、ROCは「誤発表率」(現象が「出現しなかった」ときに予報「あり」だった割合)と「捕捉率」(現象が「出現した」ときに予報「あり」だった割合)を用いて予報を評価する方法である。まず、確率の閾値をいくつか決め(ここでは10%刻み)閾値より予測確率値が高いときを予報「あり」、低いときを予報「なし」として閾値ごとに「誤発表率」と「捕捉率」を計算する。「誤発表率」を横軸、「捕捉率」を縦軸にとってプロットし、閾値の順に線で結んだものがROC曲線である。ROC曲線の図において、傾き45度の対角線は「捕捉率」＝「誤発表率」であることを示しており、この対角線上では予報として情報価値が低く、対角線から左上に離れる(捕捉率が大きく、誤発表率が小さい)ほど情報価値が高いということになる。このことから、ROC曲線より右下の領域の面積割合(～1.0)をROC面積スコアとして予報の評価に用いている。スコアが1.0に近いほど適切な予報ということになる。異常天候早期警戒情報のように現象の「あり」と「なし」を予測確率の閾値を基に発表の有無を判断する情報の場合は、このROC曲線はある閾値以上の確率による捕捉率や誤発表率が得られるので評価資料として優れている。

ア. 1か月予報

(a) 気温

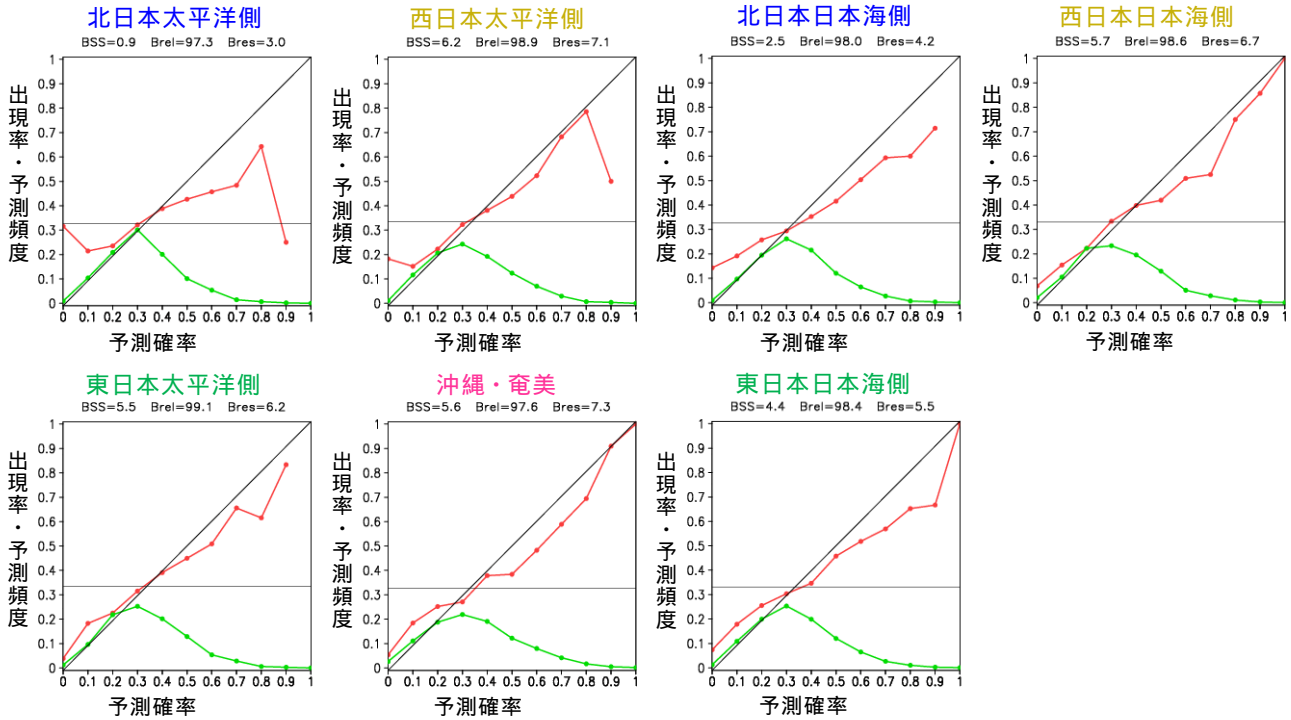
第3.2.22図にそれぞれ気温の1か月平均、1週目、2週目、3～4週目の信頼度曲線と予測頻度を示す。1か月平均気温は予測確率が大きい場合に出現確率が予測確率をやや下回っているが概ね良好な信頼度が得られている。このため、実際の季節予報作業においてはガイダンスの確率に近い値で発表することが発表予報の確率の信頼度を上げるために有効といえる。予測頻度は確率10～20%が最大となり、確率が大きくなるほど緩やかに



第 3.2.22 図 気温の信頼度曲線

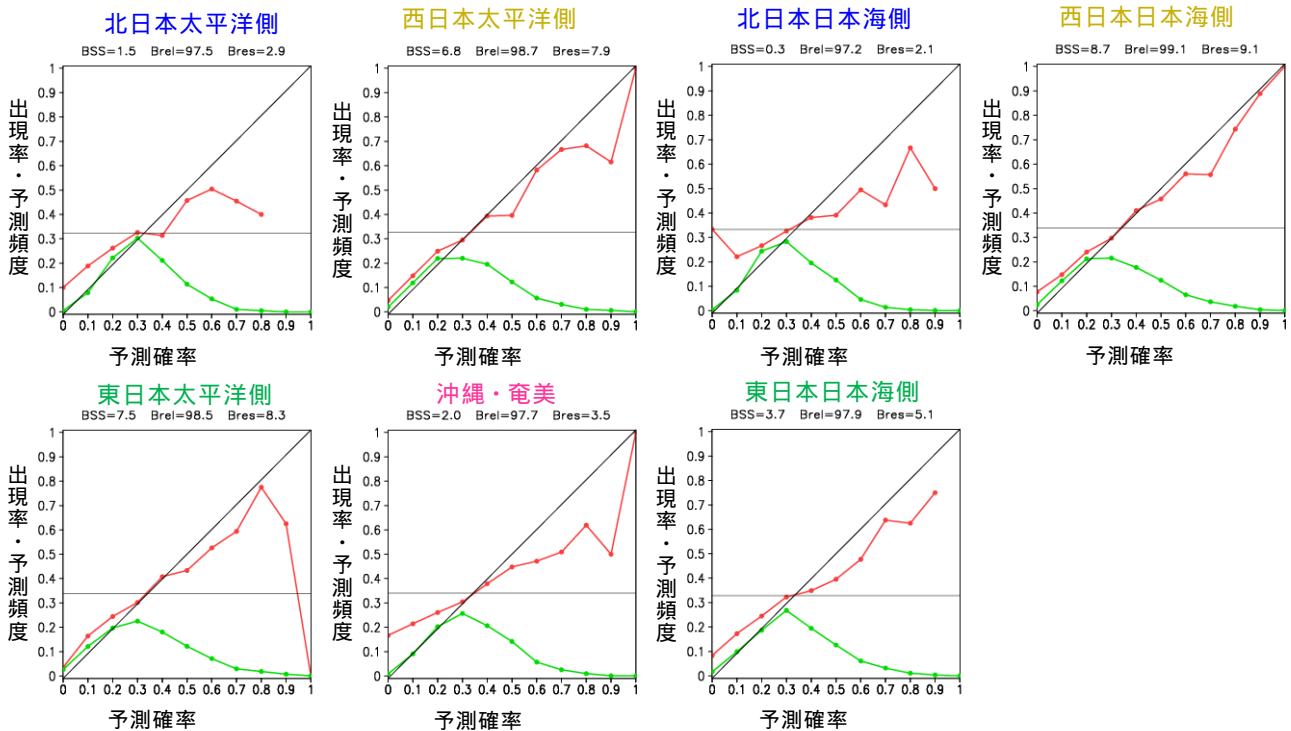
ハンドキャストの全事例（1981～2010年の月3回で計1080事例）による「高い」確率と「低い」確率を集計した信頼度曲線（赤色）と予測頻度分布（緑色）を表す。横軸が予測確率、縦軸が出現率を表す。例えば、0.5は50%を表す。図の上にあるBSSはプライアスキルスコア、Breiは信頼度のスキルスコア、Bresは分離度のスキルスコアを示す（全て100倍したもので最大で100となる）。詳細は第4.4節を参照。軸の数字の単位は%/100。

1 か月間降水量



第 3.2.23 図 降水量の信頼度曲線
第 3.2.22 図と同じ。ただし、1 か月間の降水量の予測精度を表す。

1 か月間日照時間



第 3.2.24 図 日照時間の信頼度曲線
第 3.2.22 図と同じ。ただし、1 か月間の日照時間の予測精度を表す。

減少しているが、70%以上の大きな確率の頻度も合わせて15%程度ある。1週目の気温は、信頼度曲線はほぼ対角線に沿っており信頼度はかなり高い。予測頻度は0%が最大で100%に近い確率の頻度も多くその間の確率が少ないことから、決定論的な予報がある程度可能なことを表している。2週目の気温は、確率の信頼度は高いが予測頻度の分布が1週目の気温と大きく異なり確率10~40%の頻度が多い。2週目の予測精度は1週目と比べると低いので、仮に循環場の予想が1週目と2週目で同じであったとしても2週目の方が気候的出現率に近い確率となる。これがMOS方式の大きな特徴であり、予測精度に見合った確率を算出するガイダンスとなっている。3~4週目の気温は信頼度曲線が対角線から離れているところもあり、確率が0~10%や60%以上ではガイダンスを補正する必要があることを示している。補正の程度としては、信頼度曲線と対角線の差が目安となり、およそ10~20%程度を気候的出現率に寄せる必要があるが、事例毎の予想の信頼度などを勘案して予報担当者が判断することが望ましい。

(b) 降水量

第3.2.23図に1か月間の降水量の信頼度曲線と予測頻度を示す。信頼度曲線は北日本を除き対角線にほぼ沿っており信頼度はある程度高いが予測頻度は確率10~50%が多く、3~4週目の気温と同等の予測精度といえる。一方、北日本のBSSは小さく気候値予報をわずかに上回る程度であり、信頼度曲線は対角線から大きく離れているところもある。このことは、予報作業をする上では10%や50%以上の確率は予測精度の面からはつけにくいことを表している。

(c) 日照時間

第3.2.24図に1か月間の日照時間の信頼度曲線と予測頻度を示す。日照時間も予測精度の地域差が大きく、東・西日本はある程度の信頼度が得られているが、北日本と沖縄・奄美は信頼度曲線の傾きが小さく確率の信頼度は低い。

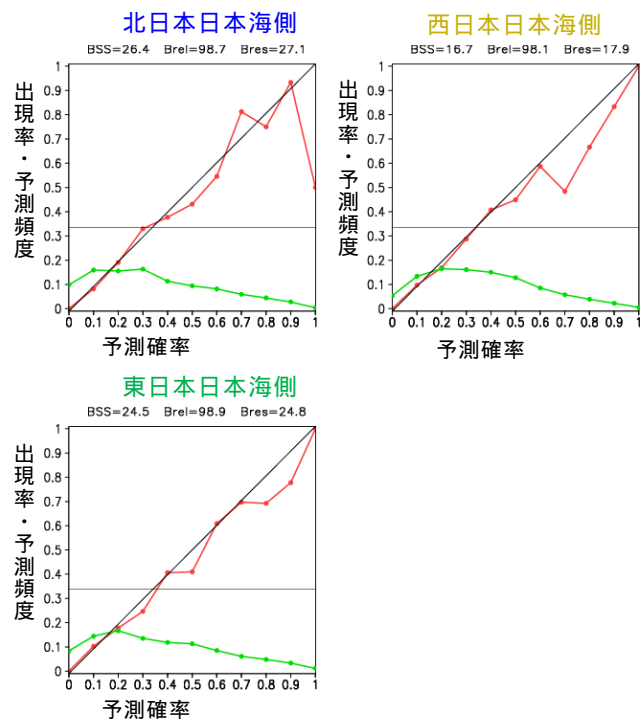
予測頻度の出現傾向は降水量とほぼ同様である。このように降水量と日照時間は気温に比べて予測精度が高くないことから、季節予報作業においては予想された循環場の特徴やガイダンスの精度等を考慮して、ガイダンスの値を修正して発表する機会も多い。

(d) 降雪量

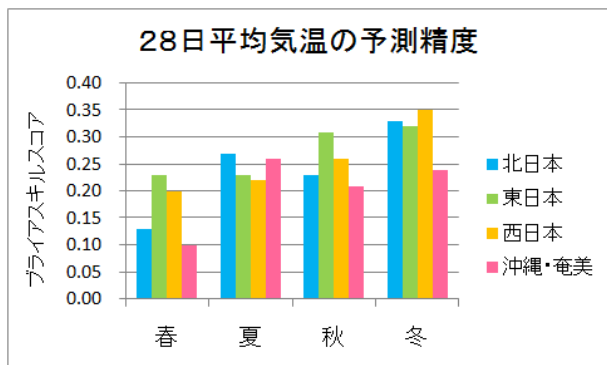
第3.2.25図に日本海側の1か月間の降雪量の信頼度曲線と予測頻度を示す。降雪量は1か月平均気温に並ぶほどの高い信頼度があり、大きな確率の頻度も多い。降雪量は気温との相関が高く、仮予測因子に気温と同じ地上2m気温を強制変数としていることから高い精度があると考えられる。

(e) 季節別の予測精度

確率的な評価の最後に、季節別の1か月平均気温のBSSを第3.2.26図に示す。第3.1節で述べたように、1か月予報の時間スケールでは大気初期値の情報が予測可能性の主であり、波長が長く持



第3.2.25図 降雪量の信頼度曲線
第3.2.22図と同じ。ただし、1か月間の降雪量の予測精度を表す(12~2月初期値)。

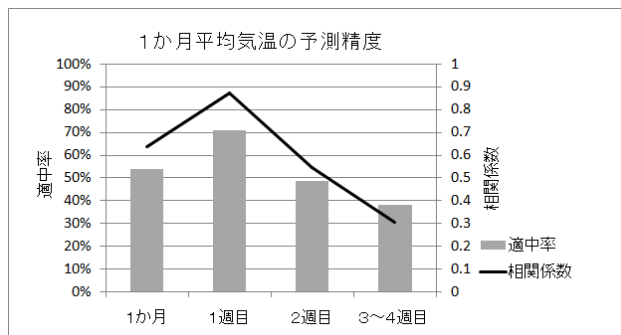


第 3.2.26 図 気温の季節別の予測精度
28 日平均気温の季節別のブライアスキルスコアを表す。対象とする事例は第 3.2.22 図と同じ。

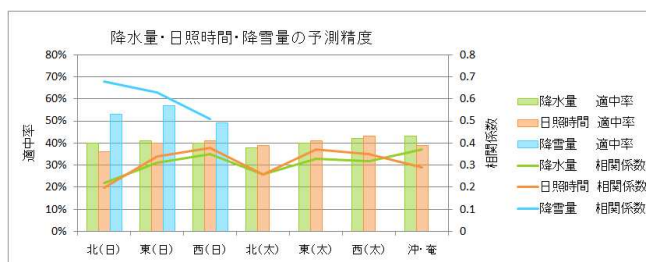
続性の高い冬の方が循環場の予測精度は高いと考えられる。実際にハインドキャストを用いて評価した日本付近の 850hPa 気温の相関係数は冬が最も高く、ガイダンスも冬の精度が最も良い。次いでガイダンスの精度は秋と夏が高く、春が最も低くなっている。循環場の精度にはこのような傾向はみられないことから、特に春の精度が低いことについては、ガイダンスの手法や仮予測因子の選別に問題のある可能性がある。一方、第 3.3.4 項で述べるように、3 か月予報ガイダンスの予測精度は夏が最も高く、1 か月予報とは様相が異なる。3 か月予報の予測可能性の源は熱帯域の対流活動偏差であり、その影響が日本付近へ及びやすい夏は精度が高いと考えられている（前田 2002；杉 2002）。

(f) アンサンブル平均値の予測精度

季節予報は確率によって表現される情報であり、ガイダンスの評価は上で述べたような確率的なものが主体であるが、より一般的な予測精度の指標である相関係数と 3 階級の適中率について述べておく。評価するデータはガイダンスのアンサンブル平均値で確率密度関数の中央値に相当する。はじめに予報期間別の気温の予測精度を第 3.2.27 図に示す。1 週目が最も高く、次いで 1 か月平均と 2 週目が続き、3 ~ 4 週目が最も低い。1 か月平均の適中率は 54%であるが、これは 5 メンバー



第 3.2.27 図 予報期間別の気温の予測精度
対象とする事例は第 3.2.22 図と同じ。



第 3.2.28 図 予報期間別の予測精度
対象とする事例は第 3.2.22 図と同じ。

のハインドキャストに基づく精度であり、51 メンバーで運用している実際の 1 か月予報システムのガイダンスの適中率⁸は 63%と 10%ほど高い。この適中率の差は、メンバー数の違いや初期値として用いている全球客観解析値の精度の差に起因すると考えられる（足立ほか 2012）。

次に降水量と日照時間および降雪量の 1 か月間の予測精度を第 3.2.28 図に示す。降雪量以外は全体的に相関係数が 0.3 ~ 0.4 程度で適中率は 40%と精度は高くない。地域間の差をみると降水量と日照時間には同様の傾向がみられ、北日本の精度が低く東・西日本で相対的に高くなっている。一方、降雪量は確率的な指標と同様に気温に匹敵するほどの高い精度が得られている。

イ．異常天候早期警戒情報

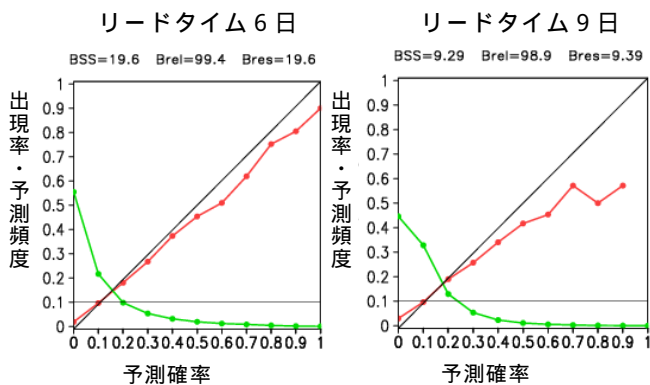
次に気温に関する異常天候早期警戒情報の予測精度について、信頼度曲線と ROC 曲線を用いて述

⁸ MOS 方式のガイダンスを導入した 2008 年 3 月 ~ 2012 年 2 月までの 4 年間の適中率。

べる。本情報は地方予報区を対象にしていることから、北海道地方から沖縄地方までの12地方予報区（九州南部・奄美地方は九州南部と奄美地方に細分）を集計して評価を行った。

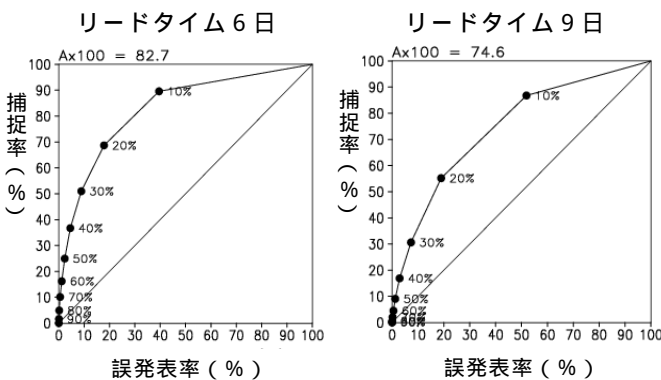
(a)信頼度曲線

はじめに7日平均気温の「かなり高い」と「かなり低い」を対象とした信頼度曲線を第3.2.29図に示す。本情報の対象初日に当たるリードタイムが6日の信頼度曲線はおおむね対角線に沿って



第3.2.29図 気温に関する異常天候早期警戒情報の信頼度曲線

ハインドキャストの全事例（1981～2010年の月3回で計1080事例）による「かなり高い」確率と「かなり低い」確率を対象とする信頼度曲線（赤色）と予測頻度分布（緑色）を表す。左図がリードタイム6日、右図がリードタイム9日を表す。12地方予報区（九州南部・奄美地方は九州南部と奄美地方に細分）を集計した。



第3.2.30図 気温に関する異常天候早期警戒情報のROC曲線

ハインドキャストの全事例（1981～2010年の月3回で計1080事例）による「かなり高い」確率と「かなり低い」確率を対象とするROC曲線。対象地域は第3.2.29図と同じ。横軸は誤発率、縦軸は捕捉率を表し、図上部の数字はROC面積の100倍を表す。

おり信頼度は高いといえる。予測頻度は確率0%が最も多く確率が大きくなるほど頻度は急減しており、気候的に出現しにくい現象を対象とする場合、大きな確率で予測することは難しいことを表している。次に対象末日に当たるリードタイム9日の場合、予測確率が10%と20%は対角線に沿っていて確率の信頼度は高いが、30%以上になると信頼度曲線は対角線から徐々に離れ、確率50%の出現率は40%程度である。しかしそれ以上の確率においても信頼度曲線は対角線からは離れるが右肩上がりが続いており、確率が大きくなるほど出現率が大きくなる性質をもっている。以上のことから、リードタイム6日では予測確率と出現率は概ね一致しており確率の信頼度は高く、リードタイム9日では確率の信頼度はやや落ちるが、大きな確率になるほど出現の可能性が増えることには変わりない。

(b)ROC 曲線

次に7日平均気温の「かなり高い」と「かなり低い」を対象としたROC曲線を第3.2.30図に示す。リードタイム6日では情報発表基準である確率30%以上の捕捉率は50%強であり、ガイダンスどおり発表すると2回に1度は現象の発生を捉えることができ誤発率は10%程である。リードタイム9日では予測確率30%以上の捕捉率は30%程度で、リードタイム6日に比べ捕捉率が落ちて、見逃しが増えていること示している。ただし、誤発率についてはリードタイム6日とほぼ変わらないことから、対象末日においても基準を超えた場合には空振りをおそれずに発表を検討することが望ましいと考えられる。

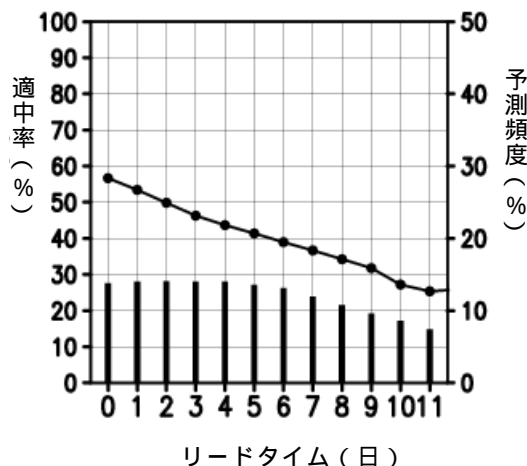
(c)リードタイムに依存した予測精度

次に適中率のリードタイム依存性を第3.2.31図に示す。リードタイムが延びるとともに適中率は直線的に低下して、対象期間の初日で40%、対象期間の終わりで30%程度である。第3.2.27図に示したように、3階級を対象としている1か月予報ガイダンスの適中率は、1週目が70%、2週目は50%程度であり、5階級の「かなり高い」と

「かなり低い」を対象としている異常天候早期警戒情報は予報がより難しいといえる。

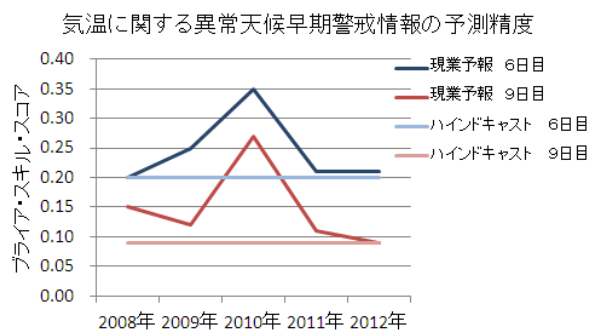
(d)本運用後の予測精度

これまで述べてきたことは5メンバーのハインドキャストに基づく予測精度であり、現業1か月予報システムでは初期値の改善やメンバー数増の



第 3.2.31 図 気温に関する異常天候早期警戒情報のリードタイム別の予測精度

7日平均気温が「かなり高い」または「かなり低い」の予測確率 30%以上の適中率(実線)と予測頻度(棒グラフ)を表す。適中率は左軸、予測頻度は右軸をスケールとする。対象地域と検証期間は第 3.2.29 図と同じ。適中率は、第 3.2.30 図の捕捉率とは異なるので注意。予測頻度は「かなり高い」と「かなり低い」の平均であり、異常天候早期警戒情報の発表頻度の目安としては、棒グラフで表わした頻度の2倍となる。



第 3.2.32 図 気温に関する異常天候早期警戒情報の予測精度

現業1か月予報システムとハインドキャストのガイダンスのリードタイム6日と9日のブライアスキルスコアを表す。対象地域は第 3.2.29 図と同じく 12 地方予報区で、サンプル数は各年 1000 ~ 1200 例程度。

効果により精度の上積みが期待できる。ただし、1か月予報システムはモデルの変更や平年値の変更が行われているので単純な比較はできないが、両者の予測精度を BSS で比較したものを第 3.2.32 図に示す。この5年間の現業システムの精度はハインドキャストの精度を上回っており、特に記録的な猛暑となった 2010 年は非常に精度が高くなっている。

(6)今後の開発方針

最後に1か月予報ガイダンスに関する今後の開発方針について述べる。気温については、前述したように地上気温を予測因子にすることで予測精度の向上を果たした。実際、2012年の異常天候早期警戒情報ガイダンスの確率的な予測精度は、従来の850hPa気温を用いたガイダンスに比べて改善している。今後は、平成25年11月からの運用を予定している異常天候早期警戒情報への降雪量の追加に向けて、降雪量を含む降水現象の予測精度の向上を図る。具体的には、大気不安定度や対流圏中層の気温や下層の相当温位など、大雨や大雪を診断的に表す要素の仮予測因子化を検討する予定である。また、日照時間については、モデル降水量を強制変数として用いていることで、目先の短期的な大雨を過大評価する傾向がみられることから、仮予測因子の見直しを図りたい。

また、第3.4節で述べるように、今後1か月予報モデルの高解像度化が計画されており、現在の主な予測因子である地上気温やモデル降水量の予測精度の向上が期待できる。先に高解像度化を行った週間予報モデルの検証結果によると、特に冬季の日本海側の地形性降水の再現性が大幅に改善したという報告もある(米原 2008)。一方、夏季のやませについても高解像度化による予測精度向上が期待される(伊藤 2012)。1か月予報モデルの解像度は、平成18年3月にスペクトル空間の切断波数を106から159へ上げているが、格子間隔は320 × 160 格子のままであり、格子間隔の高解像度化は平成13年3月以来となる。モデルの高解像度化に伴い仮予測因子の格子間隔も細かく設定するこ

とが可能となり、地域毎に用いている格子点の選別も見直す必要がある。高解像度化に対応した新しいガイダンスについては今後の季節予報研修テキスト等で報告するので参照して頂きたい。

参考文献

- 足立典之, 高谷祐平, 平井雅之, 赤坂有史, 2012: 1 か月アンサンブル予報システムの予報スコアの再評価と改善要因の理解. 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.
- 伊藤明, 2008: 異常天候早期警戒情報のためのガイダンスとその評価. 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, 28-34.
- 伊藤明, 2012: 次期高解像度1か月予報モデルによるヤマセの予測. 第6回やませ研究会.
- 岩村公太, 2008: 高解像度全球モデルの改良. 平成20年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-6.
- 川合秀明, 2004: 雲水過程. 数値予報課報告・別冊第50号, 気象庁予報部, 72-80.
- 気象庁, 1996: 数値予報課報告・別冊第42号, 気象庁予報部, 93pp.
- 気象庁, 1997: 季節予報(1か月予報)で利用する1か月数値予報モデルの変更について. 配信資料に関する技術情報第12号, 気象庁予報部・気候・海洋気象部.
- 気象庁, 2005: 全球数値予報モデル(GSM)のための解析手法の変更について. 配信資料に関する技術情報第183号, 気象庁予報部.
- 気象庁, 2005: 1か月予報モデルの変更. 配信資料に関する技術情報第187号, 気象庁気候・海洋気象部.
- 気象庁, 2006: 1か月及び3か月・暖寒候期アンサンブル予報システムの変更について. 配信資料に関する技術情報第219号, 気象庁地球環境・海洋部.
- 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, 116pp.
- 気象庁, 2007: 全球数値予報モデル(GSM)の積雲対流スキームの改良. 配信資料に関する技術情報第275号, 気象庁予報部.
- 気象庁, 2008: 1か月アンサンブル予報システムの変更. お知らせ, 気象庁地球環境・海洋部.
- 気象庁, 2011: 季節予報における平年値の変更の詳細について. お知らせ, 気象庁地球環境・海洋部.
- 気象庁, 2011: 1か月予報ガイダンス・異常天候早期警戒情報ガイダンスの改良について. お知らせ(配信資料に関する技術情報(気象編)第286号及び第293号関連), 気象庁地球環境・海洋部.
- 北川裕人, 2006: 高解像度全球モデル. 平成18年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 7-10.
- 北川裕人, 2007: 高解像度全球モデル. 平成18年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-4.
- 経田正幸, 2000: 週間アンサンブル予報システムの性能. 平成12年度数値予報研修テキスト, 数値予報課報告・別冊第47号. 気象庁予報部, 86-93.
- 経田正幸, 2002: 2002年2月に行ったEPSの変更. 平成14年度数値予報研修テキスト. 気象庁予報部, 30-31.
- 新保明彦, 佐藤均, 古林絵里子, 2003: 1か月予報モデルの変更とその影響. 平成15年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 1-9.
- 杉正人, 2002: 季節予報の技術的背景とその展望. 平成14年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 2-7.
- 杉正人, 2004: 確率予報の利用. 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, 76-80.
- 瀬上哲秀, 大林正典, 国次雅司, 藤田司, 1995: カルマンフィルター. 平成7年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 66-78.
- 高谷祐平, 2010: 予測精度に評価に用いた指標. 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.
- 出原幸志郎, 2011: ガイダンスの高解像度化. 平成22年度全国季節予報技術検討会資料, 気象庁地球環境・海洋部.
- 出原幸志郎, 2011: 1か月予報及び異常天候早期警戒情報のためのガイダンスの精度. 平成23年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 55-61.
- 徳広貴之, 2003: 陸面解析の現業化. 平成14年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 76-77.
- 中川雅之, 2004: 全球モデルの改良. 数値予報課報告・別冊第50号, 気象庁予報部, 43-50.
- 野村厚, 1996: SST・海氷. 数値予報課報告・別冊第42号, 気象庁予報部, 62-78.
- 平井雅之, 坂下卓也, 2005: 2004年7月の氷床アルベドの変更. 数値予報課報告・別冊第51号, 気象庁予報部, 70-71.
- 前田修平, 2002: 大気循環場の予測精度. 平成14年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 28-37.
- 松下泰広, 2012: アプリケーション. 平成24年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 42-53.
- 松村崇行, 2000: 全球モデル. 平成12年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 17-22.
- 萬納寺信崇, 前田修平, 2001: 1か月予報のための数値予報モデル. 平成13年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 35-47.
- 宮脇祥一郎, 出原幸志郎, 伊藤明, 2012: ガイダンスの改善. 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.
- 米原仁, 2008: 週間アンサンブル予報システムの改良. 平成20年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 23-26.
- Adachi, N, Y. Takaya, M. Hirai, and Y. Akasaka, 2011: Understanding of Forecast Improvements in JMA's Operational 1 Month Forecast System: 2001-2010. The 5th International Verification Methods Workshop, Bureau of Meteorology, Australia, December 1-7, 2011. Available online at <http://cawcr.gov.au/events/verif2011/>.
- Chikamoto, Y., H. Mukougawa, T. Kubota, H. Sato, A.

- Ito, and S. Maeda, 2007: Evidence of growing bred vector associated with the tropical intraseasonal oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L04806, doi: 10.1029/2006GL028450.
- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective Analyses of Sea-Surface Temperature and Marine Meteorological Variables for the 20th Century using ICOADS and the Kobe Collection. *Int. J. Climatol.*, **25**, 865-879.
- Matsueda, M., 2008: Blocking Predictability in Operational Medium-Range Ensemble Forecasts. *SOLA*, 2009, **5**, 113-116.
- Matsueda, S. and Y. Takaya, 2012: Forecast skill of MJO with the JMA's one-month ensemble prediction system. *WGNE Blue Book*, Sec.6, 11-12.
- Nomura, A., 1995: Global sea ice concentration data set for use with the ECMWF re-analysis system. *ECMWF Technical Report Re-Analysis Project*, **76**.
- Seo, K.-H., W. Wang, J. Gottschalck, Q. Zhang, J. -K. E. Schemm, W. R. Higgins, and A. Kumar, 2009: Evaluation of MJO forecast skill from several statistical and dynamical forecast models. *J. Climate*, **22**, 2372-2388.
- Takaya, Y. et al., 2007: New coupled forecast system at the Japan Meteorological Agency. The 32nd Annual Climate Diagnostics & Prediction Workshop, Tallahassee, FL, October 22-26, 2007.
- Toth, Z. and E. Kalnay, 1997: Ensemble forecasting at NCEP and the breeding method. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 3297-3319.
- Wang, B., Q. Ding, X. Fu, I. -S. Kang, K. Jin, J. Shukla, and F. Doblus-Reyes, 2005: Fundamental challenge in simulation and prediction of summer monsoon rainfall. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L15711, doi:10.1029/2005G1022734.
- Wheeler, M. C. and H. H. Hendon, 2004: An All-Season Real-Time Multivariate MJO Index: Development of an Index for Monitoring and Prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1917-1932.

3.3 3か月予報と暖・寒候期予報の予報システム¹

3.3.1 はじめに

3か月予報と暖・寒候期予報（本節では「季節予報」と表記）の予報システムについて示す。季節予報システムは、数値予報モデルを用いたアンサンブル予報を行う「季節アンサンブル予報システム」と、実際の予報作業に用いる「プロダクトの作成」に大別できる。季節予報システムと1か月予報システムでは、アンサンブル予報システムによる確率予測を行うという点では同じであるが、用いる数値予報モデルが異なっている。1か月予報システムでは、大気単体のモデルを用いる一方、季節予報システムでは大気海洋結合モデルを用いている。第3.3.2項では、両モデルの違いと季節アンサンブル予報システムについて示す。第3.3.3項では、季節予報システムの予測特性を示すので、予測結果の利用時に参考にいただきたい。第3.3.4項では、季節予報ガイダンスについて示す。なお、季節予報システムのプロダクトである数値予報天気図類に関しては、第4.2節で解説する。

なお、本節は、平井(2009)、徳廣(2010)、高谷(2010a; 2010b)、気象庁(2010)をもとに、予測特性に関する新たな調査結果を加えたものである。

3.3.2 季節アンサンブル予報システム

(1) 季節アンサンブル予報システムの開発

季節予報が対象とする長い時間スケールの変動の予測にとって、熱容量が大きく変動の時間スケールの長い海洋の変動が季節予報の主たる手がかりとなる。中でも重要な手がかりであるエルニーニョ現象は、第2.4.3項で示したように、赤道付近の力学を背景とした大気海洋相互作用に支配されている。そのため、このような現象を予測するには、短期・週間及び1か月予報などで用いられる大気モデルと海洋の変動を予測する海洋モデルを結合させて大気・海洋の双方の変動と両者の相互作用を予測できるようにした「大気海洋結合モ

デル」が必要となる。

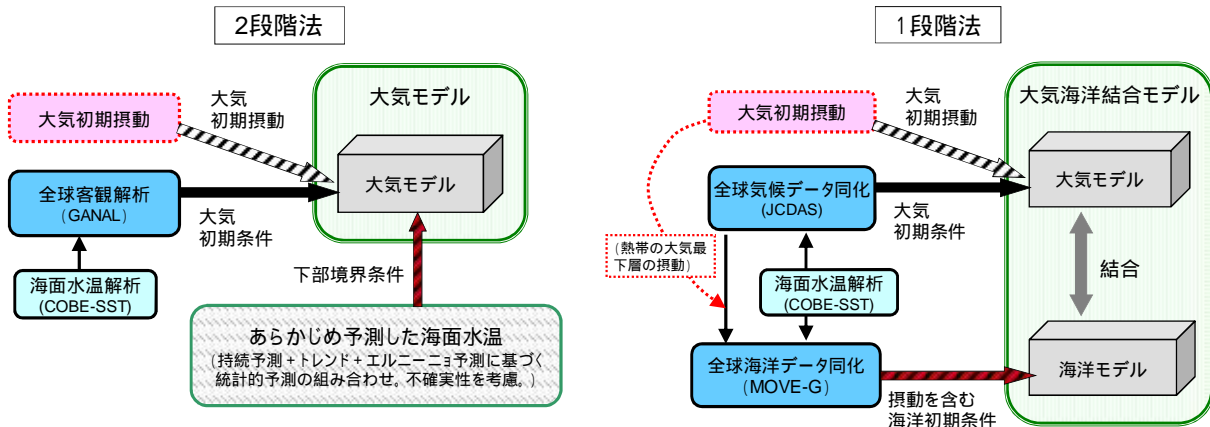
気象庁では、1980年代の後半からエルニーニョ予測のための大気海洋結合モデルの開発を進め、1999年にエルニーニョ予測システムとして現業化した(木本 1989; 吉川 1997)。エルニーニョ予測システムは大気海洋結合モデルを用いているので、現業化当時から大気予測結果を季節予報に利用することも可能であった。しかし、当時のシステムでは、季節予報に必要な大気予測精度が不十分であったため、季節予報に利用することはできなかった。そのため、最初(2003年)に現業化した季節予報システムは、あらかじめ季節予報の対象期間中の海面水温を推定し、それを境界条件として大気モデルへ与えて予測する形式(2段階法; Bengtson et al. 1993)であった。大気モデルに境界値として与える海面水温は、初期偏差持続、エルニーニョ予測などに基づく統計的予測²、の両者を組み合わせて推定していた(第3.3.1図左)。

その後、気候情報課では、季節予報システムとエルニーニョ予測システムを第3.3.1表、第3.3.2表に示すようにそれぞれ高度化していった。しかしながら、2段階法による予測には原理的な問題点が指摘されている。まず、熱帯域における海面水温と降水量の正相関が現実より強すぎる点である(Kitoh and Arakawa 1999; Kobayashi et al. 2005; Wu et al. 2006)。大気モデルでは、対流活動と海面水温の負のフィードバックが考慮されず、海面水温の高い領域で活発な対流活動が持続してしまう。次に、統計的予測を使用して大気モデルに境界値として与える海面水温を適切に推定するのは難しいことである。例えば、エルニーニョ現象後にインド洋熱帯域で遅れて昇温するような過程(第2.4.3項)は、2段階法で採用していたNINO.3海域の海面水温との同時線形回帰による海面水温の推定では反映することができない。

2008年2月にエルニーニョ予測システムとし

¹ 平井 雅之(第3.3.1~3項)、伊藤 明(第3.3.4項)

² エルニーニョ監視領域(NINO.3)の海面水温予測に基づく全球的な海面水温の同時線形回帰による統計に線形トレンドを加算したもの。



第 3.3.1 図 2 段階法（左）と 1 段階法（右）による季節アンサンブル予報システムの概要

左が、大気モデルを用いた 2 段階法によるシステムで、2010 年 1 月まで現業で使われていた方法。右が、大気海洋結合モデルを用いた 1 段階法によるシステムで、2010 年 2 月に現業に導入された

て導入された、気候情報課と気象研究所との共同開発による大気海洋結合モデル「JMA/MRI-CGCM」(Yasuda et al. 2007)では、海面水温の予測精度が改善されるとともに、大気予測の精度も当時の季節予報モデルと比べて改善されることが確認された(高谷 2010)。この結果を受け、2010 年 2 月のシステム更新では、従来の大気モデルによる 2 段階法に替わり、エルニーニョ予測システムと同じシステムとして大気海洋結合モデルを運用することになった。

(2) 大気海洋結合モデルの仕様

大気海洋結合モデルは、大気モデルと海洋モデルから構成され、両モデルの境界となる海面付近の情報を相互に交換しながら予測する仕組みになっている(第 3.3.1 図右)。ここでは、両モデルとその結合方法に関して示す。

ア．大気モデル

季節アンサンブル予報システムの大気モデルは、短期予報システムに用いられている全球数値予報モデルの低解像度版を基本としている。一般的に、大気海洋結合モデルによる予測では、海洋を境界条件とする大気モデルの予測と比べて、海面熱収支などの系統誤差(バイアス)によるモデル気候

場への影響がより大きくなる。そのため、現状では、オリジナルの大気モデルの持つ熱収支や降水の気候値分布、海上風の改善のため、積雲対流や雲水過程などの湿潤過程を中心に、モデル気候場を改善させるための調整が加えられている。

また、大気モデルで使用する二酸化炭素については、近年の増加トレンド(Hansen and Sato 2004; WMO 2009)を考慮した値を、予測期間を通して一定として全球一様に与える。

イ．海洋モデル

海洋モデルは、気象研究所海洋研究部で開発された MRI.COM(石川ほか 2005)を用いる。海洋モデルは水平方向の格子点の配置が大気モデルと異なる。大気モデルでは、東西南北の格子がほぼ均一に配置されているが、海洋モデルでは南北方向で格子間隔が一定でなく、赤道に近い緯度帯で解像度を上げている。これは、赤道付近で卓越する南北方向に小さいスケールを持つ波動や流れを数値モデルで解像する必要があるためである。鉛直層数は最大 50 層(水深が深い格子ほど層数が多い)で、海面に近いほど間隔が狭い。

第3.3.1表 季節アンサンブル予報システムの更新履歴（2013年3月現在）

運用開始年/月	システムの概要	モデルのバージョン ¹ (解像度)	メンバー数	備考
2003/3	2段階法 (大気モデル+予測海面水温)	GSM0103 (T63 L40)	31	(気象庁 2003) ・力学的予報開始
2006/3	同上	GSM0502 (TL95 L40)	同上	(気象庁 2006b) ・モデル更新 ・COBE-SST利用開始
2007/9	同上	GSM0711 (TL95 L40)	51	(気象庁 2007) ・物理過程の更新 ・予測海面水温に不確実性を考慮
2010/2	1段階法 (大気海洋結合モデル)	JMA/MRI-CGCM (大気: TL95 L40/ 海洋: 東西1°×南北0.3°~1°, L50)	同上	(気象庁 2010) ・エルニーニョ予報システムと統合 ・大気海洋結合モデルの導入

¹ 大気モデルのバージョンとして、季節アンサンブル予報システムの基となる短期予報向けのモデルが現業運用された年月を4桁の数字として示す。ただし、2007年9月以降は、物理過程の一部が短期予報向けのモデルと異なる。

第3.3.2表 エルニーニョ予報システムの更新履歴（2013年3月現在）

運用開始年/月	システム名称	メンバー数	大気モデル ¹ (解像度)	海洋モデル (解像度)	備考
1998/7	空海/ JMA-CGCM	6 (1メンバー× 6初期日、 15日ごとLAF)	GSM8911 (T42 L21)	ODAS ² に使用している海洋モデル (東西2.5°×南北0.5°~2.0°, L20)	(吉川 1997) ・エルニーニョ予報システム運用開始
2003/7	空海2003/ JMA-CGCM2	同上	GSM0103 (T42 L40)	同上	(北村 2003) ・空海2003現業化 ・ODASの改良 ³
2005/6	同上	12 (1メンバー× 12初期日、 5日ごとLAF)	同上	同上	・ODAS速報同化データの利用による、LAF法のラグ期間の短縮
2008/2	JMA/MRI-CGCM	同上	GSM0603 ⁴ (TL95 L40)	MRI.COM (東西1.0°×南北0.3°~1.0°, L50)	・JMA/MRI-CGCM現業化 ・海洋データ同化システム更新(MOVE-Gの現業化)
2009/2	同上	30 (5メンバー× 6初期日、 5日ごとLAF)	同上	同上	(平井 2009) ・海洋初期摂動の導入
2010/2	同上	51 (9メンバー× 6初期日、 5日ごとLAF)	同上	同上	(気象庁 2010) ・季節アンサンブル予報システムと統合 ・海洋初期摂動の改良 ⁵

¹ 大気モデルのバージョンとして、エルニーニョ予報システムの基となる短期予報向けのモデルが現業運用された年月を4桁の数字として示す。

² 1995年2月に運用が開始された海洋データ同化システム。

³ 海洋データ同化システム(ODAS)の更新は、2003年1月に先行して導入。

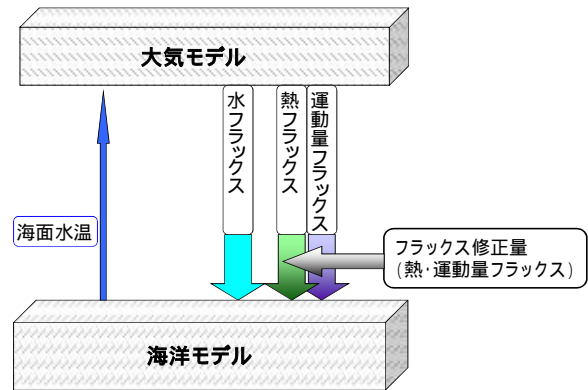
⁴ 大気海洋モデル向けの調整が施されており、物理過程が短期予報向けのモデルのものと一部異なる。

⁵ 海洋初期摂動の改良は、2009年11月に先行して導入。

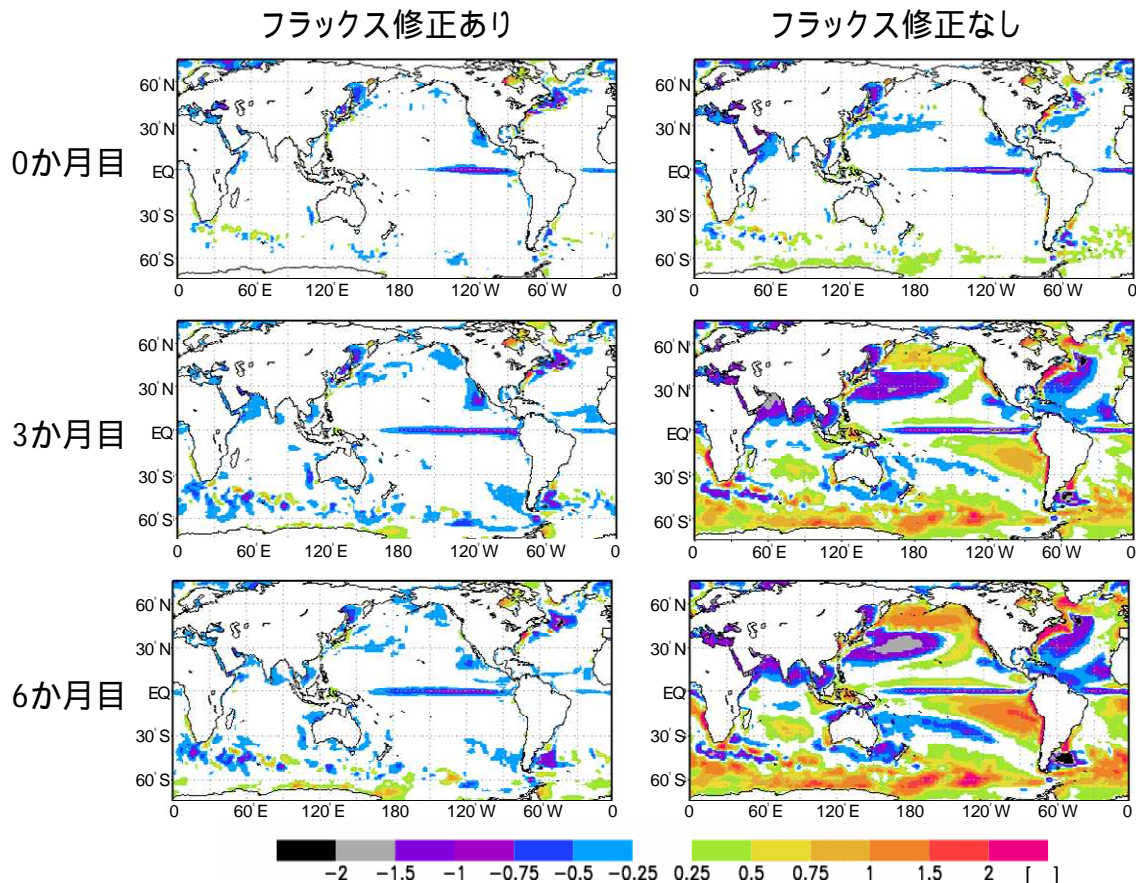
ウ．大気モデルと海洋モデルの結合方法

大気海洋結合モデルでは、大気モデルは海洋モデルから海面水温の情報を受け取り、海面における熱・運動量・淡水フラックスを海洋モデルへ与えている(第3.3.2図)。このような大気・海洋両モデルの結合は、予報時間中1時間に1回行われる。なお、現状では、大気・海洋モデルの双方に含まれる誤差の影響で、そのまま大気モデルと海洋モデルを結合すると現実的な気候状態から離れてしまう。これを軽減するため、大気モデルから海洋モデルに与える海面の熱と運動量フラックスに人為的補正を加えている(フラックス修正)。フラックス修正量は、予測対象月ごとの統計量として、あらかじめ大気海洋結合モデルを用いて次のように算出する。まず、フラックス修正量の統計年(現行のシステムでは1987~2003年)の各月を

初期日とする、大気海洋結合モデルの予測計算を行う。その際、海洋モデルに大気再解析(JRA-25/JCDAS; Onogi et al. 2007)の海面風応力を

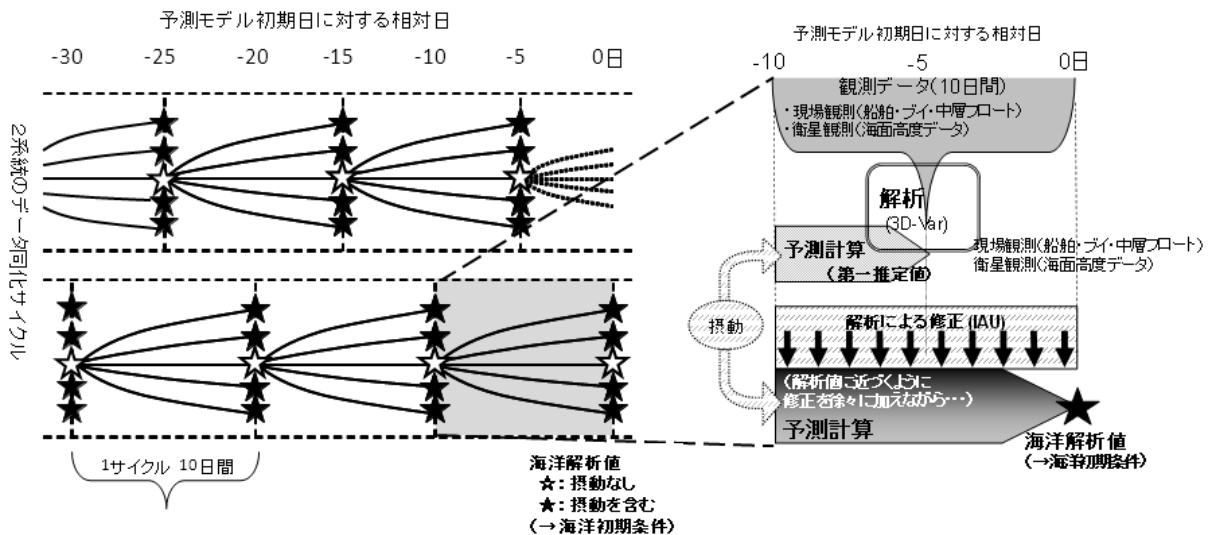


第3.3.2図 季節アンサンブル予報システムにおける大気海洋結合モデルの概要



第3.3.3図 フラックス修正の有無による海面水温予測の系統誤差の比較

左がフラックス修正をする場合(現業で採用している方法)、右がフラックス修正をしない場合。季節アンサンブル予報モデルのハインドキャスト(1979~2007年(29年間)、各年12事例、コントロールラン)による、COBE-SST解析値に対する系統誤差を示す(単位は)。



第3.3.4図 全球海洋データ同化システム(MOVE-G)のデータ同化サイクル(左)と各同化サイクルの概要(右)を示す模式図

を与え、大気モデルから出力される風応力との差を運動量フラックスの修正量とする。同時に、海面水温予測値から COBE-SST 解析値 (Ishii et al. 2005; 気象庁 2006b) へ緩和時間 0.5 日で近づけるような加熱量を評価し、これを熱フラックスの修正量とする。第 3.3.3 図は、フラックス修正の有無による海面水温の系統誤差を示す。フラックス修正により、海面水温の系統誤差が大幅に軽減されることがわかる。

(3) 大気・海洋の初期条件

大気海洋結合モデルに与えられる大気と海洋の初期条件は、大気と海洋それぞれのデータ同化システムにより作成する。

大気初期条件は、JCDAS を用いる。また、陸面の初期条件(積雪・土壌温度・土壌水分)は、オフライン陸面解析³による平年値とする。

海洋初期条件は、気象研究所海洋研究部で開発された全球海洋データ同化システム (Multivariate Ocean Variational Estimation / Meteorological Research Institute Community Ocean Model - Global: MOVE/MRI.COM-G; MOVE-G) (Usui et al. 2006; 石崎ほか 2009) を用いてい

³ 降水・放射・気温などにより、陸面過程モデルを駆動することで、陸面の状態を解析するシステム。

る。MOVE-G は、様々な観測データから海洋モデルの格子点の物理量をデータ同化により推定する客観解析システムと海洋モデル(MRI.COM)から構成される。MOVE-G では同化期間を 10 日間⁴とし、この同化サイクルを互いに 5 日間ずらしたものを 2 系統運用することで、5 日毎に解析値が得られる (第 3.3.4 図左)。

第 3.3.4 図右は、各同化サイクルの概要を示す。各同化サイクルでは、初めに 1 サイクル前の解析値を初期条件として、大気からの強制データとして JCDAS を用いて海洋モデルを駆動させ、第一推定値を得る。第一推定値の修正に使用する観測データは、船舶・ブイ・中層フロート⁵による現場観測の水温・塩分と、衛星観測による海面高度データを用いる。第一推定値から解析値を得る解析手法は、3次元変分法を採用しており、変分法の計算時に海域別の水温・塩分の鉛直パターンに基づく統計を考慮している点が特徴である。第一推定値から解析値への修正では、同化期間に徐々に修

⁴ 同化期間が 10 日間と大気の日データ同化システム (6 時間) より長いのは、慣性重力波成分など、モデルに対して悪影響を及ぼす可能性のある数日周期以下の短周期変動成分の影響を避けることと、データ同化に用いる観測データ数を確保するため。

⁵ 自動的に浮き沈みしながら水温・塩分を観測して、そのデータを衛星を經由して通報する観測機器。

正を加える IAU(Incremental Analysis Update; Bloom et al. 1996)という方法により、場の乱れを抑える。こうして得られた解析値を、大気海洋結合モデルの海洋初期条件として利用する。

なお、海水分布は、予測期間中、COBE-SST の解析に用いる海水データの日別平年値⁶とする。

(4) 初期摂動の作成

気象庁の季節アンサンブル予報システムの特徴の1つとして、初期摂動に関して大気の初期摂動に加えて海洋の初期摂動も考慮している点が挙げられる。このうち大気の初期摂動の作成方法は、1か月アンサンブル予報システムと同様である(第3.2.2項参照)。ここでは、海洋初期摂動の作成方法を示す。

海洋初期摂動に関しては、海洋モデルに与える外力としての海面フラックス(熱・運動量・淡水フラックス⁷)に熱帯大気の初期摂動の成分を加算または減算したものをを用いて、初期摂動を含む海洋初期条件を求める。熱帯大気の初期摂動を利用している理由は、熱帯大気の季節内振動と関連した海洋初期摂動が得られ、エルニーニョ現象の不確実性の評価の向上が期待されるためである。具体的には、大気の季節内振動は、西風バーストと呼ばれる赤道付近での西風を起こし、しばしばエルニーニョ現象の発生の引き金になると考えられている(第2.4.3項(4))。

(5) 運用

季節アンサンブル予報システムでは、BGM 法とLAF 法を併用する(BGM 法、LAF 法の概要は第3.1.5項参照のこと)。LAF 法を採用している理由は、同時に利用する計算機資源の節約と、海面水温予測において予測誤差に見合うメンバー間のばらつき(スプレッド)を確保するためである。現行のシステムでは、1つの初期日につき9メンバーの予測を実施し、その初期日は5日ごとに設定されて

いる。同一初期日の9メンバーは、大気北半球摂動9パターン、大気熱帯摂動5パターン、海洋摂動5パターンの組み合わせで得る。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(通常は最も古い初期日は6メンバー⁸のみ利用する)。

(6) 系統誤差補正とモデル平年値

季節予報のように予報時間の長い予測ほど、系統誤差の影響が大きくなる。第3.3.3項で示すように、一般に大気海洋結合モデルの予測では、大気単体のモデルの予測と比べて年々変動の再現性はよくなるものの、系統誤差が大きくなる傾向がある。そのため、気象庁の季節予報プロダクトに限らず、国際的に交換される季節予報プロダクトは系統誤差が補正されていることが多い。

季節予報システムにおいては、以下のように系統誤差の統計を作成する。系統誤差補正值は、初期日ごとにリードタイム(日単位)に依存する統計値とする。初めに、ハインドキャストを実行した各初期日⁹に対するリードタイムごとの系統誤差を、ハインドキャストのモデル気候値と対応する期間の解析気候値の差により求める。

ハインドキャスト非実行の初期日に対する系統誤差補正は、その前後のハインドキャスト実行初期日の系統誤差を以下のように時間内挿することで求める。

予測40日目まで:ハインドキャスト実行初期日の同じリードタイム同士の値を内挿(リードタイム依存性を考慮した内挿)。

予測51日目以降:ハインドキャスト実行初期日の同じ予測対象日の値を内挿(予測対象時刻(パ

⁸ 異常終了したメンバーがある場合は、最も古い初期日から最大9メンバー採用される。なお、最も古い初期日のメンバーの選択は、メンバー名のアルファベット順(すなわち、メンバー名00, 01m, 01p, 02m, 02p, 03m, 03p, 04m, 04p)。

⁹ 数値予報ルーチンでは予測計算が年73回(5日ごと)に実行するが、ハインドキャストでは、計算資源の制約のため、各年24初期日を対象に予測計算を行う。

⁶ 現在のシステムでは、1979~2004年の平年値。

⁷ 淡水フラックスは、海面における降水・蒸発、海水の生成融解などによる水の出入りを表す。

リッドタイム) 依存性を考慮した内挿)。

予測 41~50 日目: と による重みづけ平均 (リードタイムが長いほど の重みが大い)。

なお、プロダクトに利用されるモデル平年値に 関しても、上記の系統誤差補正の統計値と同様に して作成する。

3.3.3 季節アンサンブル予報システムの予測特 性

2010 年 2 月に、季節予報システムに大気海洋結 合モデルを導入し、従来の大気単体のモデルによ るシステムに比べて予測精度が大幅に向上した (気象庁 2010; 高谷 2010)。しかし、以下に示す ように、現行の大気海洋結合モデルでも不完全性 が残っている上、大気海洋結合モデルを使うこと で生じる問題もある。また、将来、どんなに精度 の良い数値予報システム (完全な予報システム) が作り上げられても、季節予報のようなリードタ イムの長い予測では、第 3.1 節で解説されたよう な自然の持つ潜在的な予測可能性を越えることは できない。

ここでは、現行の大気海洋結合モデルによる季 節予報システムに対するハインドキャストや現業 システムの定常的な検証結果をもとに、(1)では 検証スコアに見られる予測精度の特性、(2)では モデル気候場に見られる予測特性について示す。

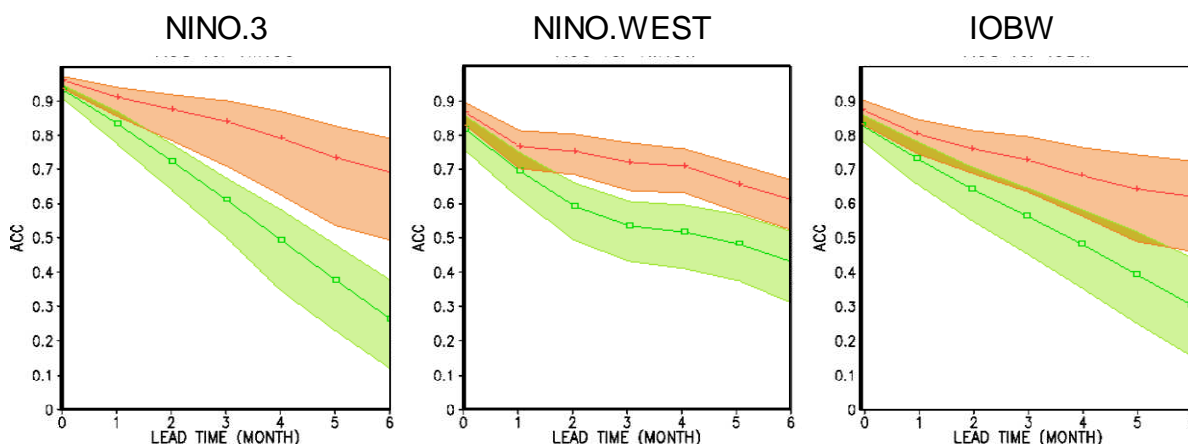
将来のシステムの更新により検証スコアなどの予 測精度は変わるものであるが、世の中のモデルに 共通する予測特性を以下に示す。

(1) 検証スコアに見られる予測精度の特性

ア. 海面水温の予測精度の特性

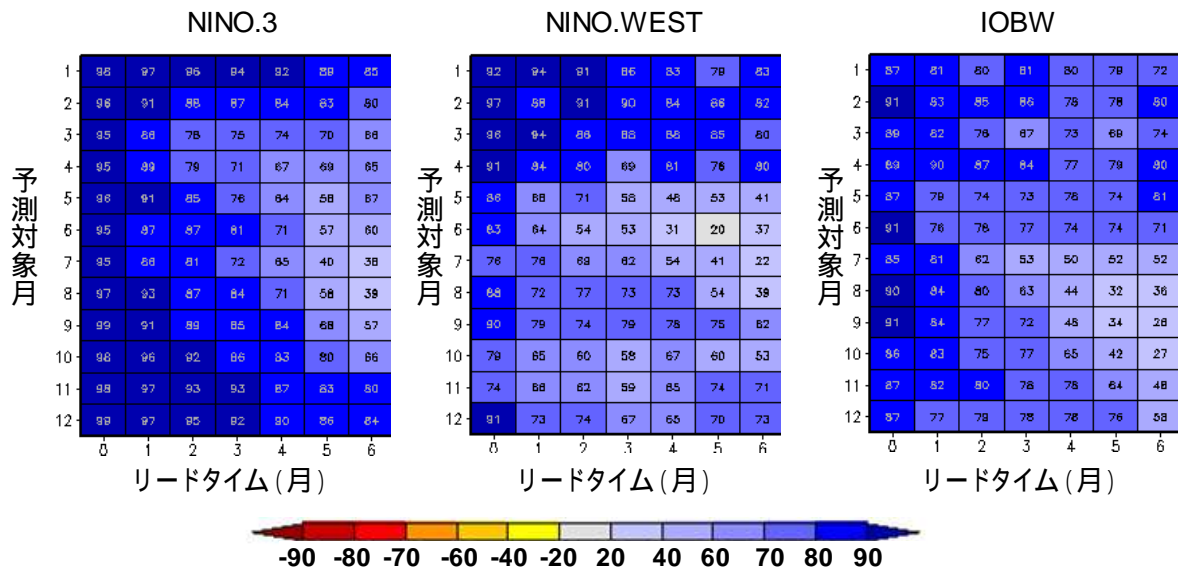
初めに、エルニーニョ監視業務で対象としてい る領域である、エルニーニョ監視海域(NINO.3)、 西太平洋熱帯域(NINO.WEST)、インド洋熱帯域 (IOBW)の平均海面水温のアノマリー相関による予 測精度を示す。第 3.3.5 図は、各海域の海面水温 のハインドキャストによる予測と偏差持続予測の アノマリー相関を示す。いずれの海域の予測とも、 持続予測に対する優位性は明らかである。特に、 エルニーニョ/ラニーニャ現象に関わる NINO.3.4 海域の海面水温の予測精度は、世界の気 象機関のトップレベルである(第 2.4.45 図)。

各海域の海面水温のアノマリー相関に見られる 予測精度には、予測対象季節への依存が明瞭であ る。第 3.3.6 図は、各海域におけるアノマリー相 関を、リードタイムと予測対象月ごとに集計した ものである。例えば、9 月以降から予測された場 合に冬の NINO.3 海域の海面水温を良好に予測で きる。一方、予測対象月が春を超える場合には、 他の季節と比べて相対的に予測精度が低下する。 このように、春をまたぐ太平洋赤道域の中部から



第3.3.5図 各海域の海面水温予測のアノマリー相関

左列から、NINO.3、NINO.WEST、IOBW領域に対する、偏差持続予報(緑線)と季節アンサンブル予報システムのハインドキャストのアンサンブル平均(赤線)による予測精度を示す。集計した事例は、1979~2008年(30年間)各年12初期日。陰影は、実験年をリサンプリングするブートストラップ法により見積もった90%信頼区間を示す。



第3.3.6図 季節アンサンブル予報システムによる、各海域の海面水温予測のアノマリー相関の予測時間・予測対象月に対する依存性
 左列から、NINO.3、NINO.WEST、IOBW領域に対する、季節アンサンブル予報システムのハインドキャストのアンサンブル平均による予測精度を示す。集計した事例は、1979～2008年（30年間）、各年12初期日。各格子の数字は、アノマリー相関を100倍した値を示す。

東部にかけての海面水温予測で、アノマリー相関に見られる予測精度が低下する点は「スプリング・バリアー」と呼ばれ、気象庁のモデルに限らず世界のモデルにも見られる共通の特性であり、世界中で調査・研究が進められているところである。その理由としては、この海域の海面水温偏差の持続性が大きく低下すること（図略）に加え、多くのモデルでエルニーニョ/ラニーニャ現象の周期の再現性が悪いことも指摘されている（Jin et al. 2008; Wu et al. 2009）。春はエルニーニョ/ラニーニャ現象の衰退期や発生期に当たるものが多く、春を超える予測精度が急速に低下する。

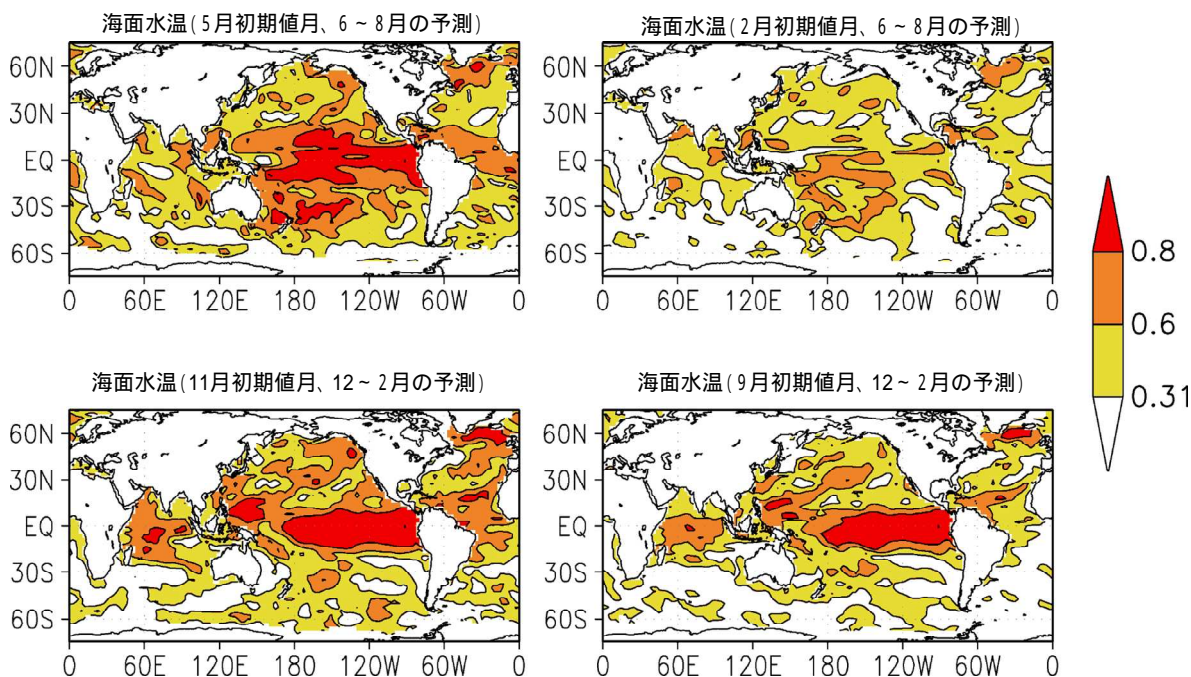
NINO.WEST 海域や IOBW 海域の海面水温の予測精度にも、季節依存性が見られる。NINO.WEST 海域のアノマリー相関に見られる予測精度は、冬から春にかけて高い傾向が見られる。エルニーニョ/ラニーニャ現象に関わる予測精度の低下が NINO.3 海域に比べて 1～2 か月遅れるのは、冬のエルニーニョ（ラニーニャ）現象が発生した後の春に、NINO.WEST 海域で風応力が減少（増加）し、

短波入射量が増加（減少）する傾向があり、その効果を大気海洋結合モデルが再現しているためと考えられている（Klein et al. 1999; Wang et al. 2000）。IOBW 海域のアノマリー相関に見られる予測精度は、春から初夏にかけて高くなる。これは、IOBW 海域の海面水温の変動がエルニーニョ/ラニーニャ現象にตอบสนองして、1～2 季節遅れて変動すること（第 2.4.3 項（7））と関連していると考えられている。

海面水温のアノマリー相関に見られる予測精度の全球的な分布は、第 3.3.7 図のようになっている。熱帯では中・高緯度に比べて予測精度が高い。これは、熱帯の海面水温が、エルニーニョ/ラニーニャ現象のように変動の時間スケールが長く予測可能性が高い一方、中・高緯度では時間変動スケールの短い大気変動の寄与が大きいためである。エルニーニョ/ラニーニャ現象に直接関わる太平洋赤道域の中部から東部にかけては、特に予測精度が高い。

【3か月予報】

【暖・寒候期予報】



第3.3.7図 夏（6～8月：上段）と冬（12～2月：下段）を予測対象とした海面水温のアノマリー相関。左が予測1～3か月目、右が予測4～6か月目のアノマリー相関で、それぞれ、3か月予報と暖・寒候期予報に対応する。統計期間は1979～2008年の30年間。なお、有意水準5%（片側）のt検定で評価した場合、アノマリー相関係数が0.31以上のとき、各要素の偏差の予測結果と解析結果の間に、統計的に有意な正の相関があるといえる。

イ．大気予測精度の特性

第3.3.8図は、500hPa高度のアノマリー相関を示す。熱帯では、夏・冬の予測ともに0.6以上であり、予測精度が高いことが分かる。これは、主にエルニーニョ/ラニーニャ現象に関連した対流活動に伴う大気加熱による応答が予測できるためである。一方、中・高緯度では、熱帯に比べて相対的に予測精度が低い。これは、熱帯では大気の変動が予測精度の高い熱帯の海洋変動からの影響を強く受ける一方、中・高緯度では、大気の内変動の影響が大きいためである。中でも夏の日本周辺や冬の北米などでは、テレコネクションにより比較的予測精度が高い。中・高緯度の天候を予測する場合、そのようなテレコネクションを介したシグナルを予報に生かすことができる。そのために、予測対象地域の数値予報モデルの予測結果

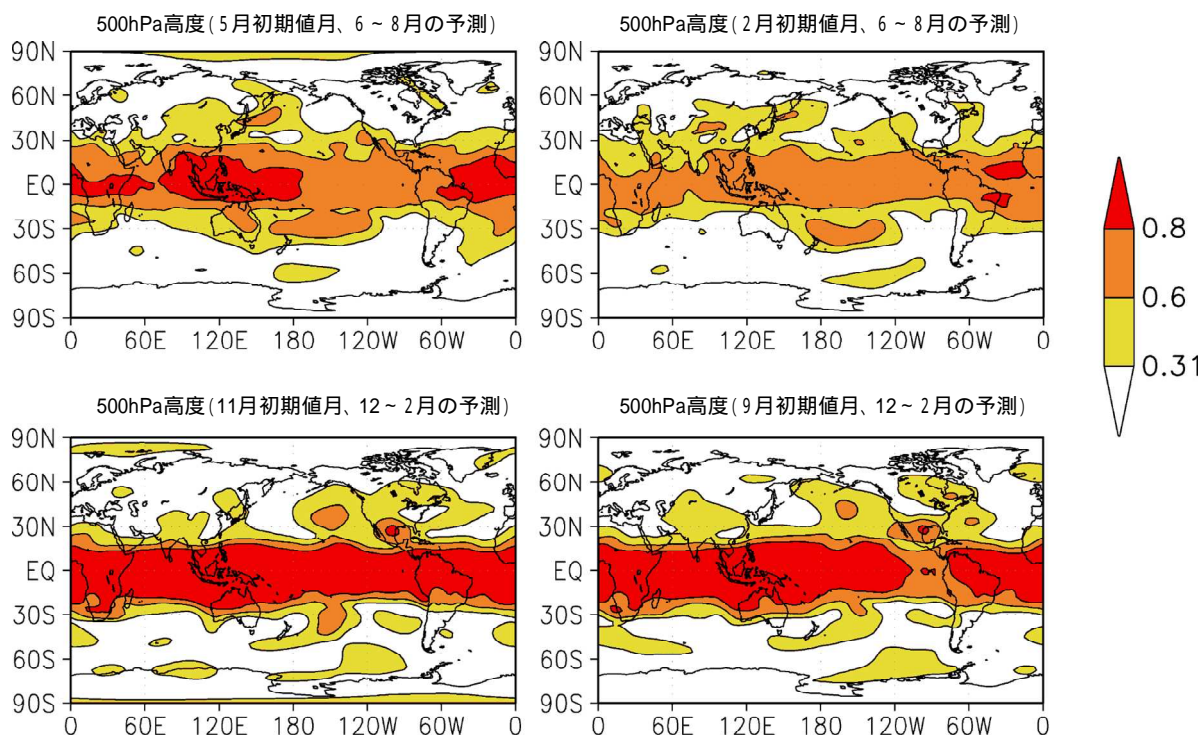
を参照するだけでなく、熱帯の大気・海洋変動と大気循環場の状況にも注目することが有用である。

第3.3.3表は、夏と冬を予測対象にした3か月予報と暖・寒候期予報に関わる循環指数等のアノマリー相関を示す。熱帯の各海域平均の海面水温のアノマリー相関は概ね大きい。ただし、夏の予測では、初期値月が古く予測時間が長くなるほどアノマリー相関が小さくなる傾向が、冬の予測に比べ明瞭に現れる。

熱帯の各領域の降水量の予測精度は、予測の難しいインド洋の対流活動の影響が大きいCI1領域（南アジアからベンガル湾付近の領域）を除いて各領域とも高い（第3.3.3表）。また、層厚換算温度の予測精度も概ね高い。これは、大気の帯状平均場へのENSOの応答が熱帯から中緯度に向けて

【3か月予報】

【暖・寒候期予報】



第3.3.8図 第3.3.7図と同様。ただし、500hPa 高度

遅れて現れる現象（第2.4.3項（8）参照）が、大気海洋結合モデルにより再現できているためと考えられる。

500hPa 高度の帯状平均は、熱帯の海洋変動の影響が大きい低緯度ほど予測精度が高い。また、夏の極東中緯度高度、小笠原高度、東方海上高度のように、太平洋やインド洋の熱帯域の対流活動に関連して現れやすい偏差パターンについても、予測精度が比較的高い。冬の北極振動に関連する500hPa 高度第1主成分は、1か月予報ではある程度の予測精度があったものの、季節予報の時間スケールでは予測精度が低い。また、偏西風の蛇行を表す東西指数や西谷指数、北極付近の寒気の蓄積・放出傾向を表す冬の北半球500hPa 高度第1主成や北半球極渦指数など、大気の内変動に関する指数についても予測精度が低い。

（2）気候場に見られる予測特性

初めに系統誤差特性について示す。大気海洋結合モデルによる予測では、実況の海面水温を基に

推定した海面水温を境界値とする大気モデル単体の予測と比べ、系統誤差（バイアス）によるモデル気候場への影響がより大きくなる。第3.3.9図は、2月初期値月の夏の500hPa 高度の予測の系統誤差を示す。大気海洋結合モデルでは、大気単体モデルのもつ熱帯から亜熱帯の負バイアスが強調されていることが分かる。また、第3.3.2項で示したように、太平洋赤道域の中部から東部にかけて、予測初期から海面水温の大きな負バイアスが生じる（第3.3.3図）。ただし系統誤差はプロダクトの作成時には補正されているため、予報担当者が予測マップなどのプロダクトに示される海面水温偏差の予測をさらに上方修正するような措置は必要ない。

季節予報作業で注目するのは、モデル気候場に対する偏差パターンである。すなわち、モデル気候場には系統誤差が含まれているが、そのモデル気候場を基準として予測された場がどのような偏差分布を示しているかに注目する。ただし、系統誤差が大きくなると、大気の変動パターンそのも

第 3.3.3 表 夏（左） 冬（右）における循環指数等のアノマリー相関

統計期間は 1979～2008 年の 30 年間。図中の赤・オレンジ・黄の陰影で示した値は、アノマリー相関係数がそれぞれ 0.8, 0.6, 0.31 以上であることを意味する。なお、有意水準 5%（片側）の t 検定で評価した場合、アノマリー相関が 0.31 以上のとき、各要素の偏差の予測結果と解析結果の間に、統計的に有意な正の相関があるといえる。循環指数等の定義は、第 4.2.2 表を参照。

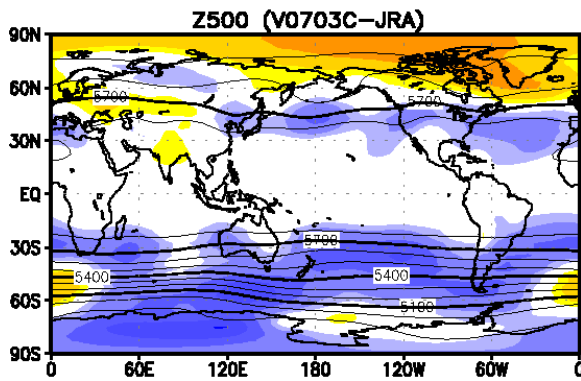
予測対象月 ----- 初期値月	夏：6～8月				冬：12～2月		
	5月	4月	3月	2月	11月	10月	9月
NINO.3 海面水温	0.86	0.78	0.69	0.50	0.96	0.94	0.91
NINO.WEST 海面水温	0.78	0.72	0.59	0.44	0.90	0.86	0.83
IOBW 海面水温	0.70	0.63	0.59	0.59	0.87	0.87	0.85
インド洋北部 海面水温	0.75	0.72	0.67	0.65	0.86	0.83	0.74
降水量 CI1 領域	0.03	0.27	0.19	0.13	0.10	0.05	0.10
降水量 CI2 領域	0.60	0.58	0.49	0.41	0.73	0.74	0.78
降水量 DL 領域	0.86	0.74	0.74	0.58	0.86	0.84	0.79
降水量 SAMOI 領域	0.24	0.49	0.36	0.19	0.78	0.80	0.82
500hPa 高度帯状平均 (20°N～30°N)	0.83	0.65	0.64	0.72	0.46	0.49	0.54
500hPa 高度帯状平均 (30°N～40°N)	0.68	0.55	0.64	0.70	0.40	0.40	0.47
500hPa 高度帯状平均 (40°N～50°N)	0.49	0.65	0.63	0.65	0.32	0.32	0.43
北半球東西指数	0.14	0.07	0.20	0.04	-0.08	0.05	0.21
極東東西指数	0.22	0.26	0.06	-0.36	0.10	0.09	0.13
東方海上高度	0.66	0.60	0.60	0.59	0.13	0.10	-0.05
オホーツク海高気圧指数	0.07	0.40	0.37	0.23	0.22	0.28	0.18
沖縄高度	0.53	0.28	0.00	0.41	0.31	0.20	0.32
北半球極渦指数	0.03	0.28	0.11	0.09	0.07	0.08	-0.06
極東極渦指数	-0.06	0.01	-0.11	0.26	0.15	0.15	-0.09
40度西谷指数	0.22	0.19	0.20	0.30	0.04	0.19	0.16
極東中緯度高度	0.59	0.49	0.63	0.61	0.25	0.18	0.23
小笠原高度	0.77	0.57	0.57	0.65	0.41	0.43	0.53
北半球 500hPa 高度 第1主成分	-0.03	0.16	0.11	0.05	-0.04	0.06	0.23
北半球 500hPa 高度 第2主成分	0.48	0.44	0.41	0.45	0.37	0.27	0.19
850hPa 気温 北日本	0.55	0.24	0.42	0.48	0.17	0.24	-0.02
850hPa 気温 東日本	0.29	0.06	0.34	0.47	0.30	0.29	0.27
850hPa 気温 西日本	0.40	0.21	0.32	0.49	0.36	0.25	0.33
850hPa 気温 沖縄・奄美	0.30	0.19	0.36	0.20	0.44	0.33	0.43
北半球層厚換算温度	0.77	0.72	0.69	0.65	0.51	0.42	0.56
中緯度層厚換算温度	0.76	0.72	0.65	0.64	0.22	0.23	0.27

のが歪められてしまうおそれがあり、以前の季節予報システムでは、大気海洋結合モデルの採用を見送っていた経緯がある。2010年2月に季節予報システムに導入した大気海洋結合モデルでは、熱帯に関わる多くの大気の指標のアノマリー相関に見られる予測精度が、従来の大気単体モデルによる2段階法に比べて向上した。これは、大気海洋

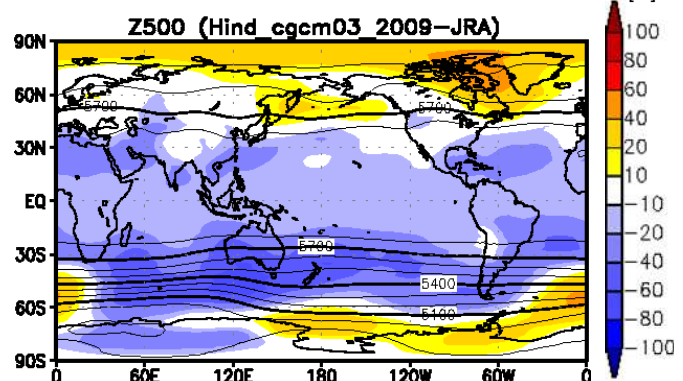
結合モデルの導入による熱帯大気循環場の再現性の向上効果が、系統誤差の拡大による悪影響に打ち勝っていることを意味している。

大気海洋結合モデルによる大気循環場の改善の1つが、夏の北西太平洋モンスーンの予測精度の改善である。CI2領域（南シナ海からフィリピンの東）の平均降水量の予測精度は、大気海洋結合

大気モデル

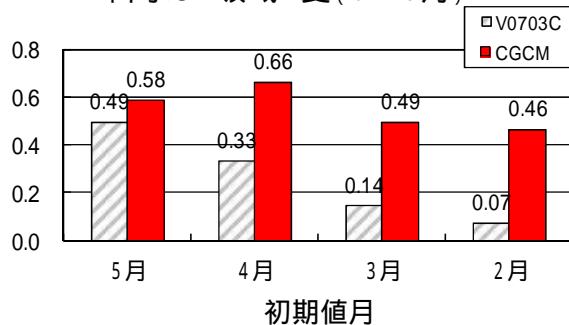


大気海洋結合モデル



第 3.3.9 図 大気モデル（左）と大気海洋結合モデル（右）による、2月初期値月の夏を予測対象とした500hPa高度の系統誤差（陰影、単位はm）と気候値（等値線、間隔は100m）対象期間は1984～2005年の22年間。大気モデルは、2010年1月まで運用していたもの（V0703C）。大気海洋結合モデルは2010年2月に現業化されたもの（JMA/MR1-CGCM）。

降水CI2領域 夏（6～8月）



第 3.3.10 図 初期値月別の、夏を予測対象としたCI2領域（10°N～20°N、115°E～140°E）の降水量のアノマリ-相関

灰色斜線が大気モデル（V0703C）、赤が大気海洋結合モデル（JMA/MR1-CGCM）による予測。統計期間は1984～2005年の22年間。

モデルの導入によって予測精度が改善した領域である（第3.3.10図）。この背景の1つとして、第2.4.3項（7）に解説されているような、熱帯インド洋の対流活動を介したテレコネクションが挙げられる。

また、大気海洋結合モデルの導入による改善点として、大気単体のモデルによる2段階法の欠点であった海面水温と降水量の過大な正相関を解決できる点が挙げられる。第3.3.11図は、解析（観測）と6月末初期日の大気モデル・大気海洋結合モデルによる予測に見られる、7月の海面水温と降水量の相関を示す。大気モデルは、解析に比べ

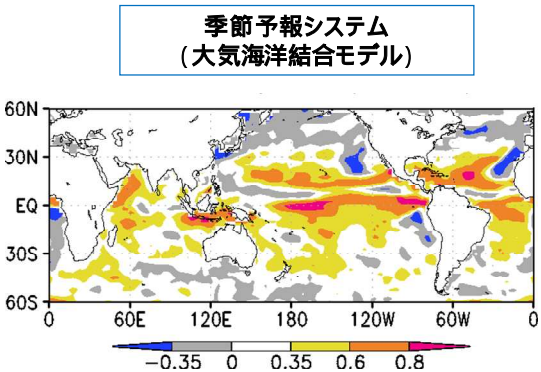
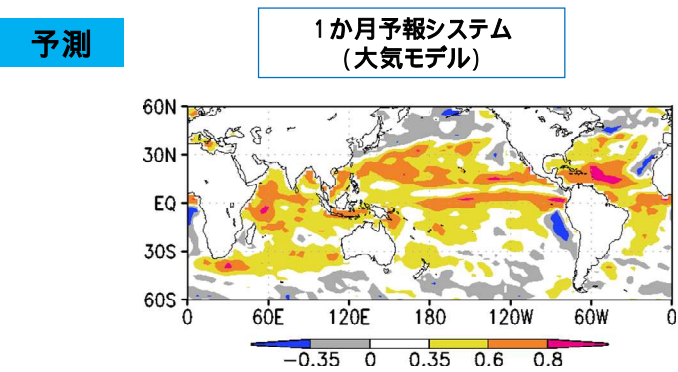
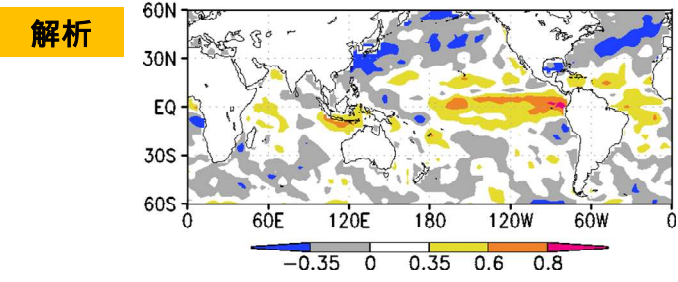
て明らかに正相関が過大である。特に、インド洋熱帯域から北西太平洋にかけては、解析で見られる海面水温と降水量の間の負相関を、大気海洋結合モデルでは大気単体モデルより再現できている。

このように、大気海洋結合モデルによって、特に ENSO と同時または遅れて発現する大気循環場の影響が再現できるようになってきた。しかし、現在の予測システムは解決の難しい課題を抱えている。このうち、季節予報作業においても留意すべき点をいくつか挙げる。

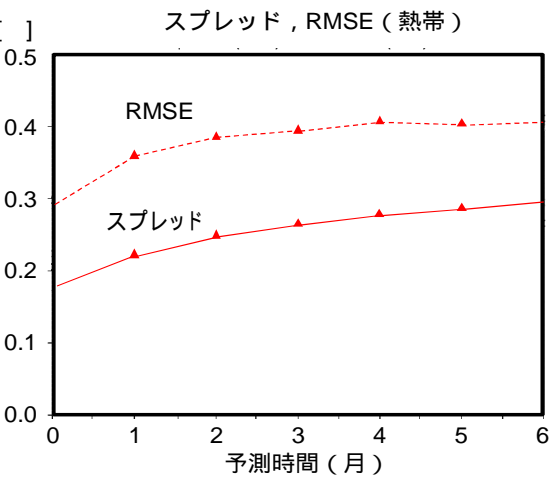
スプレッドが予測誤差と比べて過小

第3.3.12図は、熱帯域の海面水温予測のスプレッドと2乗平均平方根誤差（RMSE）の比を示す。現在のシステムでは、いずれの予測時間でもスプレッドがRMSEに比べて過小である。

第3.3.13図は、5月初期値月の夏（6～8月）のNINO.3.4領域の海面水温と熱帯域の降水量予測に関する信頼度曲線を示す。NINO3.4領域の海面水温の確率予測に関わる検証スコアであるブライアスキルスコアは0.38と気候値予測に比べてかなり良い値となっている。しかし、3階級予測の予測頻度（緑線）で「高い」確率が100%または0%となる事例が合わせて半分以上を占めることや、出現率（赤線）の傾きが完全予報（予測確率と出現率が一致）の45度の線（黒線）に比べて小さい



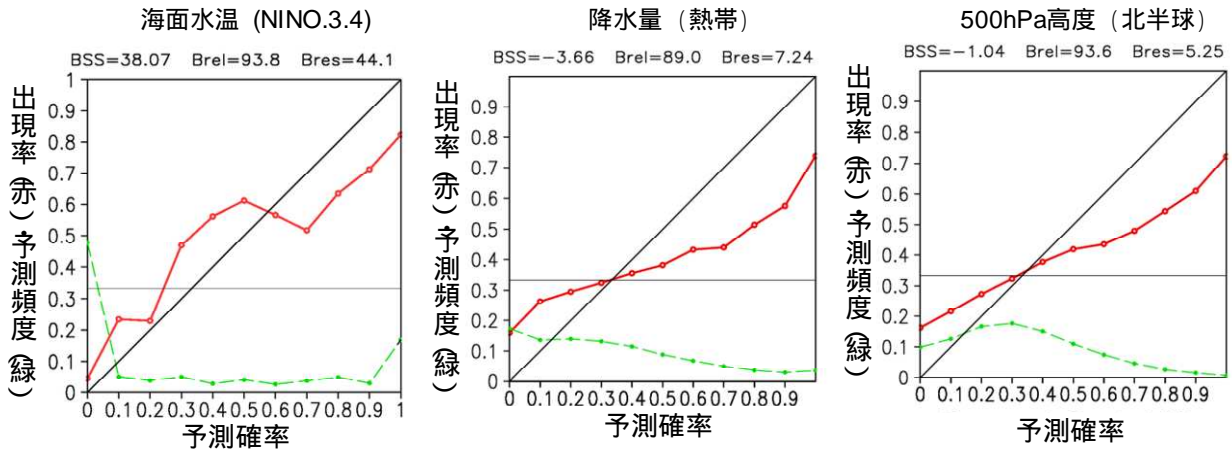
第 3.3.11 図 解析 (上)、1 か月アンサンブル予報 (左下)、季節アンサンブル予報 (右下) の 1 か月平均場における、海面水温と降水量の相関係数
 1979~2010 年の 32 年間の 6 月 30 日初期日の事例を集計。解析は COBE-SST (海面水温) と CMAP (降水量) を、予報はハインドキャストによる予報 1 か月目。有意水準 5% (両側) の t 検定で評価した場合、相関係数が 0.35 以上 (-0.35 以下) のとき、要素間に統計的に有意な正 (負) の相関があると言える。解析 (上) と 1 か月アンサンブル予報 (左下) は、第 3.2.15 図と同じ。



第 3.3.12 図 熱帯 (20°S~20°N) の海面水温予報のスプレッドと 2 乗平均平方根誤差 (単位は) ハインドキャスト (対象期間は 1996 年 5 月から 2006 年 1 月の年 4 初期月 (1/31, 5/1, 7/30, 10/28)、10 メンバー) におけるスコアを示す。

ことから、メンバー間のばらつきが小さい傾向が見られる。一方、熱帯域の降水量や北半球の大気
 の予報に関しては、NIN03.4 領域の海面水温ほど
 予報頻度の大きな偏りは見られないが、信頼度曲
 線の傾きが小さくスプレッド過小の傾向が見られ
 る。

ENSO の周期が短い
 現行の大気海洋結合モデルの長期積分実験によ
 ると、モデル気候場における ENSO の周期が現実よ
 り短いことが分かっている。ハインドキャストを
 詳しく見ると、特にラニーニャ現象終息後にエル
 ニニョ現象へ移行しやすい傾向がある。これに
 関しては、フラックス修正を施すと ENSO の周期が
 短くなる傾向が顕著になることが指摘されている
 (安田と高谷 2008) (第 3.3.4 表)。フラックス修
 正が不要な大気海洋結合モデルの開発は重要な課
 題の 1 つであり、気候情報課と気象研究所で精力
 的に調査を進めている。



第 3.3.13 図 5 月初期値月の夏を予測対象とした NINO.3.4 領域の海面水温（左）、熱帯（20°S～20°N）の降水量（中）、北半球（20°N～90°N）500hPa 高度（右）の予測の信頼度曲線
 ハイノドキャスト（対象期間は 1979～2008 年の 30 年間、10 メンバー）における、「高い」確率を集計。横軸が予測確率、縦軸が出現率（赤実線）と予測頻度（緑破線）を表す。グラフの枠外上の数字は、ブライアスキルスコア(BSS)、信頼度のスキルスコア(BreI)、分離度のスキルスコア(Bres)を 100 倍した数字を示す。スコアの定義は、第 4.4 節を参照のこと。

第 3.3.4 表 フラックス修正の有無による、エルニーニョ現象の振幅・周期・表層貯熱量が西進する緯度帯の違い

安田と高谷(2008)の表 3 の一部を転載。大気海洋結合モデル JMA/MRI-CGCM でフラックス修正をした場合としない場合それぞれの長期積分のモデル気候場の解析をしたもの。

	フラックス修正	エルニーニョ現象の振幅	エルニーニョ現象の周期
JMA/MRI-CGCM	あり	1.01	2.2 年
JMA/MRI-CGCM	なし	0.89	3.7 年
解析(COBE-SST)		0.91	4～4.5 年

ENSO に関わる変動パターンのずれ

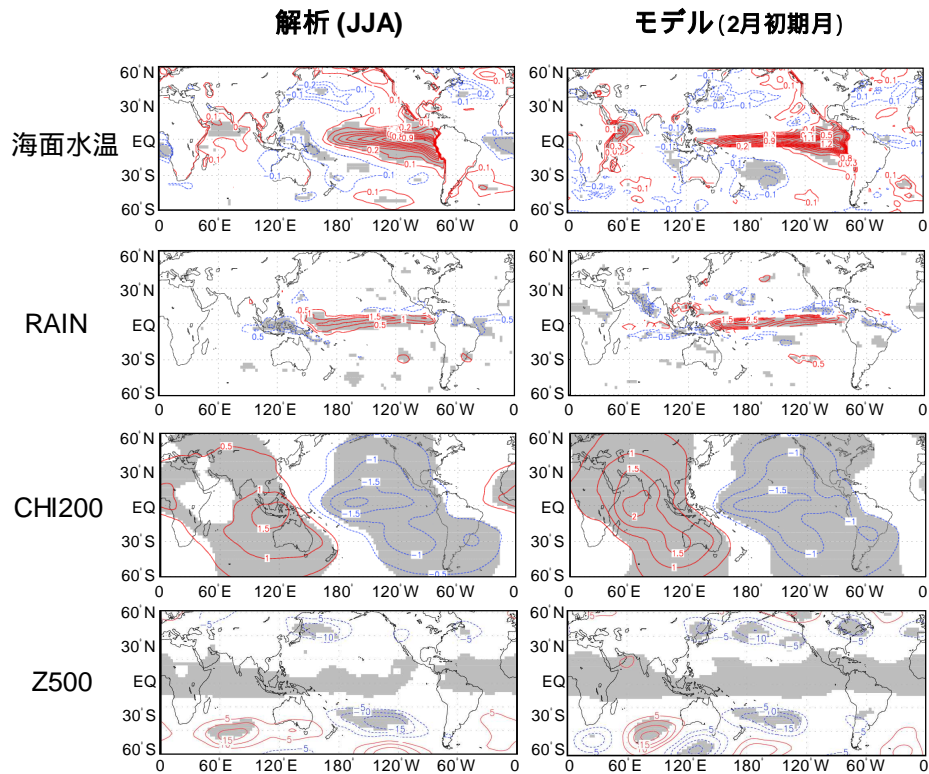
第 3.3.14 図は、解析と予測による、夏の NINO.3 領域の海面水温に対する全球の海面水温、降水量、200hPa 速度ポテンシャル、500hPa 高度の回帰分布を示す¹⁰。モデルでは、ENSO に関連した太平洋赤道域の中部から東部に見られる海面水温偏差域に比べて南北の幅が狭く（赤道寄り）、西に延び過ぎていることがわかる。この影響は ENSO に関わる大気循環場への応答にも及び、降水量のインド洋周辺での相関が解析より強く、200hPa 速度ポテンシャルの偏差パターンも西へずれている。また、モ

デルでは海面水温の変動度が解析より過大で、ENSO に大気循環場が過大に応答する可能性もある（例えば 500hPa 高度の北太平洋に見られる東西に延びた偏差パターン）。

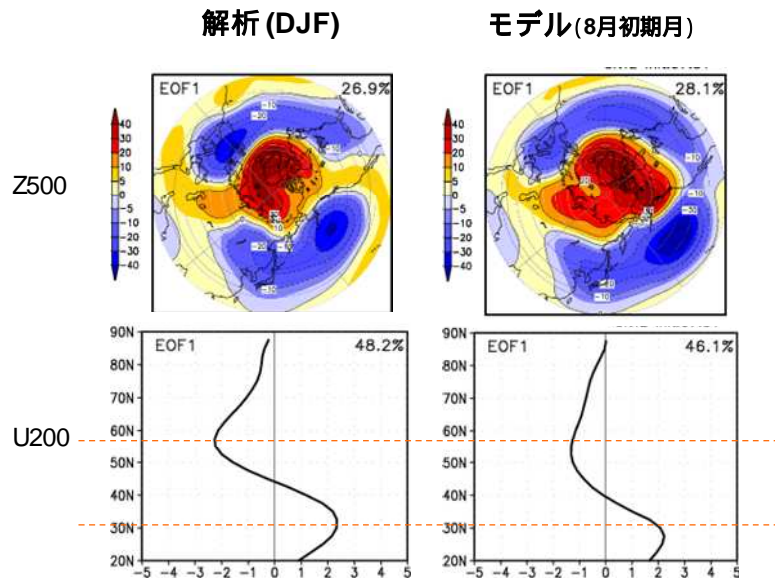
大気の内変動の歪み

第 3.3.15 図は、経験的直交関数(EOF)解析による、冬（12～2月）の 200hPa 東西風と 500hPa 高度の第 1 モードを示す。解析・モデルともに、第 1 モードは北極振動に関連するパターンを再現しているものの、モデルでは、強風軸の南偏や北極振動の極側の偏差パターンが低緯度側に広がる傾向が見られる。

¹⁰ この計算では、現実とモデル気候場を比較するため、アンサンブル平均ではなく単独メンバー（コントロール）を用いている。



第 3.3.14 図 NINO.3 領域の海面水温に対する、上から海面水温、降水量、200hPa 速度ポテンシャル、500hPa 高度に対する線形回帰係数と相関係数
 左は解析（海面水温は COBE-SST、降水量は GPCP、200hPa 速度ポテンシャルは JRA-25/JCDAS）、右は 2 月初期値月における夏の予測。線形回帰係数を等値線で示し、単位は海面水温が $^{\circ}\text{C}$ 、降水量が mm/day、200hPa 速度ポテンシャルが $10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。陰影は、相関係数の絶対値が 0.39 以上の領域を示し、有意水準 5% の片側 t 検定で有意な相関のある領域を示す。



第 3.3.15 図 冬（12～2 月）の北半球の 500 hPa 高度（上段）、带状平均の 200 hPa 東西風（下段）の EOF 第 1 モード
 左は解析（海面水温は COBE-SST、500hPa 高度と 200hPa 東西風は JRA-25/JCDAS）、右は 8 月初期値月における大気海洋結合モデルによる予測。200hPa 東西風の図における破線は、解析に見られる変動モードの極大の緯度帯を示す。

3.3.4 3か月予報と暖・寒候期予報のためのガイダンス

(1) はじめに

2010年2月に大気海洋結合モデルとともに季節予報へ導入した3か月予報と暖・寒候期予報の数値予報ガイダンス(以後、3か月予報ガイダンスと呼ぶ)の作成手法は、第3.2.4項で述べた1か月予報ガイダンスと同様のMOS方式の重回帰予測式である。ただし、仮予測因子の選択については対象とする地域近傍の格子点値を用いる1か月予報ガイダンスとは全く異なった考え方に基づいているので、本項ではそのことを中心に述べる。

(2) ガイダンスの要素と予報期間

はじめに、3か月予報資料と暖・寒候期予報資料に掲載しているガイダンスの要素と期間を第3.3.5表に示す。3か月予報資料には、3か月平均場の気温・降水量・日照時間・降雪量と、降雪量を除く月別の3階級確率値を掲載している。また、天候の見通しを把握するために、天気日数の平年値および平年より多い確率を掲載している。なお、向こう3か月の間に平年の天候が大きく変わる時期があることから、天気日数の3か月平均のガイダンスは作成していない。

(3) 仮予測因子を選ぶにあたっての基本的な考え方

季節予報が対象としている時間スケールにおいては、最も強いシグナルはエルニーニョ/ラニーニャ現象を含む熱帯の海洋変動による影響といえる。仮にモデルが完全で、また、アンサンブルメ

ンバー数が十分に大きければ、熱帯域の情報が中高緯度の循環に的確に反映されることから、日本周辺の格子点のみを用いることで適切なガイダンスの作成が可能である。しかしながら、実際にはモデルの不完全性やメンバー数の制約から、熱帯域の情報が日本周辺に的確に反映されていないことがある。例えば、第3.3.14図に示したように、NINO.3の海面水温と全球の循環場との回帰分布を見ると、解析場と予測場で位相のずれや振幅の違いがみられる(伊藤 2009; 高谷 2010)。このため、ガイダンスに熱帯域のシグナルを直接取り込むことで、モデルの不完全さを補う必要がある。言いかえると、第2.4.3項で述べられているようなエルニーニョ/ラニーニャ現象と日本の天候との統計関係をガイダンスで表現しなければならない。こうした考えに基づき、日本の天候との関係が強く予測精度の高い仮予測因子を8つ選択した(第3.3.6表)。

第3.3.6表 仮予測因子

名称	定義
NINO.3の海面水温	150°W~90°W、5°S~5°Nの海面水温平年偏差
インド洋の海面水温	40°E~100°E、20°S~20°Nの海面水温平年偏差
沖縄近海の海面水温	120°E~130°E、20°N~30°Nの海面水温平年偏差
フィリピン付近の流活動の活動度	120°E~140°E、10°N~20°Nのモデル降水量の平年偏差
インド洋北部の対流活動の活動度	40°E~100°E、EQ~20°Nのモデル降水量の平年偏差
東方海上高度	140°E~170°Eで平均した40°Nの500hPa 高度偏差
帯状平均高度	20°N~30°Nで帯状平均した500hPa 高度偏差
層厚換算温度	30°N~90°Nで帯状平均した300hPa~850hPaの層厚換算温度

第3.3.5表 予報資料に掲載しているガイダンスの要素

対象地域は1か月予報と同じ(第3.2.3表を参照)。梅雨期間降水量は6~7月(沖縄・奄美は5~6月)の降水量を表す。

予報	予報期間	要素
3か月予報	3か月間	気温、降水量、日照時間、降雪量
	1か月間	気温、降水量、日照時間、晴れ日数、降水日数
暖候期予報	6~8月	気温、降水量、梅雨期間降水量
寒候期予報	12~2月	気温、降水量、降雪量

次に、それぞれの仮予測因子の役割について、季節別の採用状況(第3.3.7表)を基に解説する。気温は層厚換算温度の採用が圧倒的に多く、気温の上昇トレンドや ENSO の影響を反映している。次いで熱帯域の海面水温や対流活動の活動度が採用されており、熱帯域のシグナルを捉えることにある程度成功している。降水量と日照時間についてはまとめて採用される因子は見られず、表に掲載している因子間の採用率の差も小さい。このことは、日本の降水量や日照時間の予測に際立って有効な仮予測因子は無いことを示唆している。降雪量は上昇トレンドをもった層厚換算温度が負の係数で採用されており、1990 年代以降の少雪傾向を反映している。また、NINO.3 やインド洋の海面水温も採用が多く、エルニーニョ現象発生時はアリューシャン低気圧が東偏して日本付近の冬型の気圧配置が弱まる(長谷川 2009)ことに関連している。

(4) 予測精度

ここでは、1979～2008 年の毎月の中頃と月末頃を初期日とするハインドキャストを用いて作成し

たガイダンスの予測精度の評価結果について述べる。これらの予測精度はハインドキャストから評価したものであるが、独立資料で検証しており現業季節予報システムのガイダンスの精度の目安となる。ただし実際の現業季節予報システムのメンバー数は 51 個だが、ハインドキャストでは 10 個である。また、現業季節予報に用いる予測値のリードタイムは約 15～45 日だが、ハインドキャストの場合は約 30～45 日である。これらはいずれも、現業季節予報システムのガイダンスに比べてスキルを過小評価する要因であり、現業季節予報システムの予測精度はここで示すものより良いことが期待される。なお、本項では 3 か月平均の気温についてのみ示し、その他の要素や月別および暖・寒候期予報の予測精度については、2010 年平年値への更新の際に再計算を行った結果をまとめた伊藤(2011)を参照して頂きたい。

はじめに、3 か月平均気温の信頼度曲線を第 3.3.16 図(a)に示す。全国的に予測確率が 50%位までは対角線にほぼ沿っており、確率の信頼度が高いことを表している。ただし、それより大きな確率では信頼度曲線にがたつきがみられ、サンプル

第 3.3.7 表 仮予測因子の採用状況

全国予報区を対象地域とする予測式で、予測因子に選択された回数の多い仮予測因子を示す(左から多い順)。仮予測因子の定義については第 3.3.6 表を参照。降雪量は日本海側に限る。

なお、集計は 3 か月平均場と 1 か月平均場の予測式に用いられている仮予測因子を合わせた。

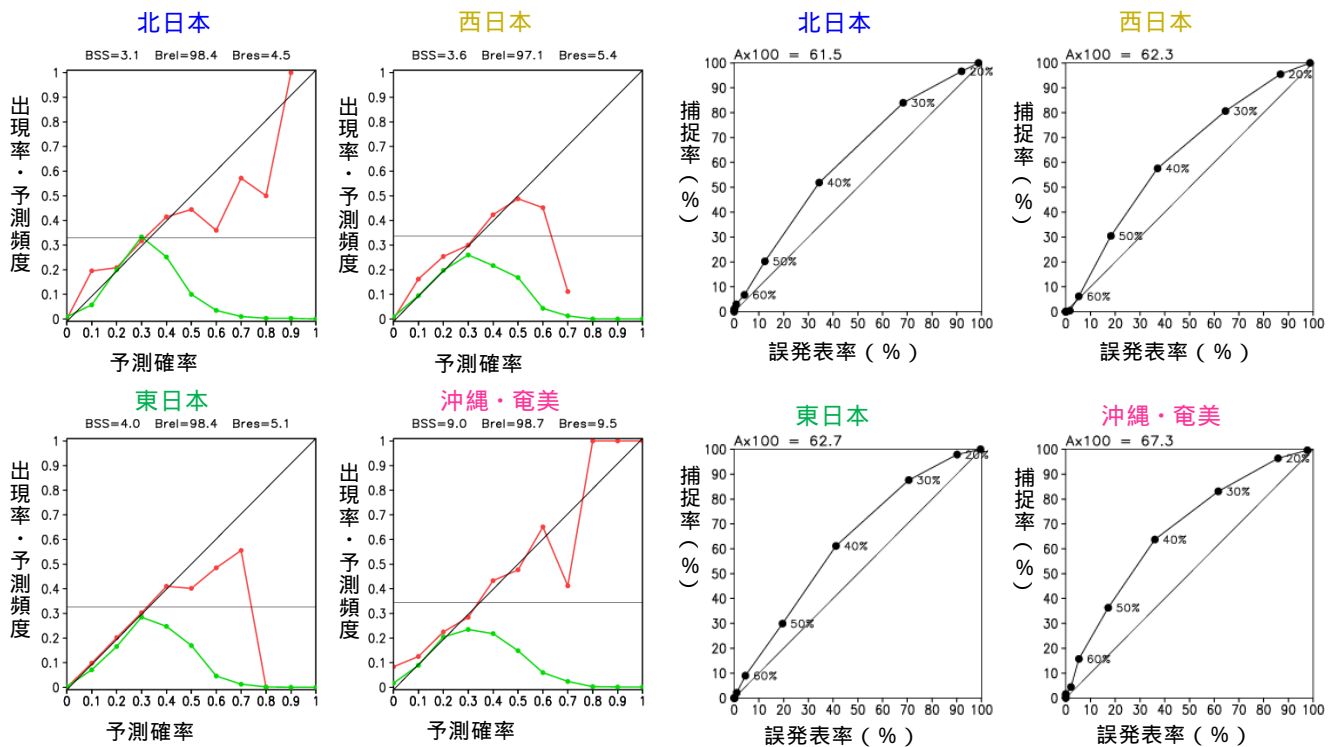
「春」は 12 月末、1 月末、2 月末日を初期値、「夏」は 3 月末、4 月末、5 月末初期値、

「秋」は 6 月末、7 月末、8 月末初期値、「冬」は 9 月末、10 月末、11 月末初期値を表す。

気温	春	層厚換算温度	インド洋の海面水温	帯状平均高度
	夏	層厚換算温度	インド洋北部の活動度	沖縄近海の海面水温
	秋	層厚換算温度	NINO.3 の海面水温	帯状平均高度
	冬	層厚換算温度	沖縄近海の海面水温	フィリピン付近の活動度
降水量	春	沖縄近海の海面水温	フィリピン付近の活動度	NINO.3 の海面水温
	夏	帯状平均高度	インド洋の海面水温	フィリピン付近の活動度
	秋	NINO.3 の海面水温	層厚換算温度	インド洋の海面水温
	冬	層厚換算温度	NINO.3 の海面水温	沖縄近海の海面水温
日照時間	春	東方海上高度	フィリピン付近の活動度	インド洋の海面水温
	夏	インド洋の海面水温	帯状平均高度	フィリピン付近の活動度
	秋	インド洋北部の活動度	インド洋の海面水温	フィリピン付近の活動度
	冬	NINO.3 の海面水温	沖縄近海の海面水温	層厚換算温度
降雪量	冬	層厚換算温度	NINO.3 の海面水温	インド洋の海面水温

(a) 信頼度曲線

(b) ROC 曲線



第 3.3.16 図 3 か月平均気温の予測精度

リードタイム 1 か月の 3 か月平均気温の (a) 信頼度曲線と (b) ROC 曲線を表す。図の見方は第 3.2.4 項を参照。

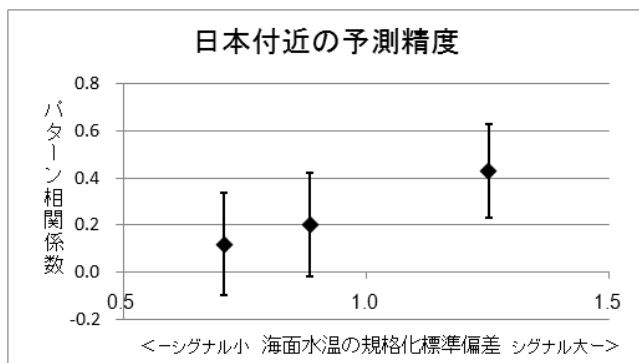
数が少ないことから精度を評価することは難しい。一方、予測頻度は確率 30% が極大の山型をしており、気候的出現率 (33%) に近い確率の頻度が多いことを示している。3 か月平均のような期間の長い予報は精度が高くないことから、MOS 方式のガイダンスでは極端な確率が出にくいといえる。次に 3 か月平均気温の ROC 曲線 (第 3.3.16 図 (b)) を見ると、すべての地域において ROC 曲線は対角線より上にふくらみ、気候値予報に比べてスキルがあることを示している。東・西日本の精度を例に詳しく見ると、確率 50% 以上の捕捉率は 30% 程度で誤発率は 20% 程度である。さらに、確率 60% 以上では捕捉率は 10% 以下だが誤発率は 5% 未満とゼロに近く、季節予報作業においてはこのような精度資料を勘案しつつ予報を組み立てる必要がある。

(5) 現状の課題と今後の開発に向けて

季節予報へ大気海洋結合モデルを導入して 3 年近くが経過し、予報担当者の予報資料を分析する

能力は着実に向上してきている。一方、ガイダンスについては課題の残る事例が多く、例えば、冬の予報資料は 3 年間続けてラニーニャ現象傾向の予測ということもあり西日本中心に寒気が南下する予想であったが、ガイダンスは北半球層厚換算温度の正偏差の予測を反映してやや高温傾向を示していた。結果は、西日本では 2011 年 1 月はかなり低く (冬平均は平年並) 2011/2012 年は冬を通して低くなった。2012/2013 年も執筆時点 (2013 年 1 月下旬) までは気温が低めに経過している。現在のガイダンスは日本付近の予想を使っておらず、仮に日本付近の予想が熱帯域からのシグナルによるものであっても考慮されないという弱点がある。また、熱帯域のシグナルについても、第 2.4.3 項で述べられているように東部太平洋赤道域で変動の大きな典型的なエルニーニョ現象に加えて、中部太平洋赤道域を変動の中心とするエルニーニョ現象もある。また、太平洋赤道域には目立ったシグナルがみられず、インドネシア付近が

対流活動の活発域の中心となる場合もあり、現在の仮予測因子ではそれらのシグナルを十分に捉えることができない。このような課題をクリアするために現在、仮予測因子の見直しに着手している。その狙いは、熱帯域からのシグナルが強い場合には日本付近の予想を採用するようなガイダンスを作ることである。そのようなガイダンスは日本付近の予想図との整合がある程度とれるはずであり、資料の解釈や予報の解説が現状より易しくなると期待できる。しかしながら、熱帯域からのシグナルが強い場合に限っても日本付近の 500hPa 高度の予測精度はパターン相関係数で 0.4 程度にとどまることから（第 3.3.17 図）、日本付近の予想を用いたガイダンスにおいても予測精度の大幅な向上は難しいと考えられる。



第 3.3.17 図 日本付近の予測精度

リードタイム 1 か月の 3 か月平均場の 360 事例（ハイノドキャスト）から、熱帯域（20°S～20°N）の海面水温の規格化標準偏差^{*1}が大きい順に 3 組に分けて、対応する日本付近（100°E～170°E、20°N～50°N）の 500hPa 高度のパターン相関係数の平均とばらつきを表す。エラーバーは約 70%の事例の範囲を表す。

^{*1}規格化標準偏差は、各格子の偏差を標準偏差で規格化して、20°S～20°N の範囲での規格化偏差の 2 乗平均の平方根を指す。

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第 47 号.
- 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.
- 伊藤明, 2009: エルニーニョ現象の影響の再現性. 平成 20 年度全国季節予報技術検討会資料, 気象庁地球環境・海洋部.
- 伊藤明, 2011: 3 か月、暖・寒候期予報資料. 平成 23 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 62-70.
- 尾瀬智昭, 北村佳照, 2003: 季節予報モデルの開発. 平成 15 年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 11-23.
- 気象庁, 2003: 3 か月予報資料の解説. 配信資料に関する技術情報第 124 号, 気象庁気候・海洋気象部.
- 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, 116pp.
- 気象庁, 2006: 1 か月及び 3 か月・暖寒候期アンサンブル予報システムの変更について. 配信資料に関する技術情報第 219 号, 気象庁地球環境・海洋部.
- 気象庁, 2007: 3 か月・暖寒候期アンサンブル予報システムの変更. お知らせ, 気象庁地球環境・海洋部.
- 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.
- 北村佳照, 2003: エルニーニョ予測モデルの改善. 平成 15 年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 77-86.
- 木本昌秀, 1989: 大気海洋結合モデルの実現に向けて. 数値予報課報告・別冊第 35 号, 気象庁予報部, 74-111.
- 高谷祐平, 2010: 季節アンサンブル予報システムの詳細. 平成 22 年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 10-14.
- 高谷祐平, 2010: 季節アンサンブル予報システムの予測精度. 平成 22 年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 15-44.
- 徳廣貴之, 2010: 季節予報システムの概要. 平成 22 年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 6-9.
- 長谷川寛, 2009: ENSO サイクルに関連した大気循環場の変動. 平成 21 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 36-52.
- 平井雅之, 2009: エルニーニョ予測システムと予測精度. 平成 21 年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 82-88.
- 安田珠幾, 高谷祐平, 2008: 大気海洋結合モデルのフリーランにおけるエルニーニョの特徴. 平成 19 年度全国季節予報技術検討会資料, 29-38.

- 吉川郁夫, 1997: 大気海洋結合モデル「空海」. 平成9年度季節予報研修テキスト, 気象庁気候・海洋気象部, 21-29.
- Bengtsson, L., U. Schlese, E. Roeckner, M. Latif, T. Barnett, and N. Graham, 1993: A two-tiered approach to long-range climate forecasting. *Science*, **261**, 1026-1029.
- Bloom, S. C., L. L. Takacs, A. M. daSilva, and D. Ledvina, 1996: Data assimilation using incremental analysis updates. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 1256-1271.
- Hansen, J. and M. Sato, 2004: Greenhouse gas growth rates. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, **101**, 16109-16114.
- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective Analyses of Sea-Surface Temperature and Marine Meteorological Variables for the 20th Century using ICOADS and the Kobe Collection. *Int. J. Climatol.*, **25**, 865-879.
- Ishii, M., M. Kimoto, K. Sakamoto, and S. Iwasaki, 2006: Steric sea level changes estimated from historical ocean subsurface temperature and salinity analyses. *J. Oceanogr.*, **62**, 155-170.
- Jin, E. K., L. Kinter, B. Wang, C.-K. Park, I. -S. Kang, B. P. Kirtman, J. -S. Kug, A. Kumar, J. -J. Luo, J. Schemm, J. Shukla, and T. Yamagata, 2008: Current status of ENSO prediction skill in coupled ocean-atmosphere models. *Clim. Dyn.*, **31**, 647-664.
- Kitoh, A. and O. Arakawa, 1999: On overestimation of tropical precipitation by an atmospheric GCM with prescribed SST. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2965-2968.
- Klein, S. A., B. J. Soden, and N. -C. Lau, 1999: Remote Sea Surface Temperature Variations during ENSO: Evidence for a Tropical Atmospheric Bridge. *J. Climate*, **12**, 917-932.
- Kobayashi, C., S. Maeda, A. Ito, Y. Matsushita, and K. Takano, 2005: Relation between SSTs and Predictability of Seasonal Mean Precipitation over the Western Tropical Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **83**, 919-929.
- 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.
- Wang, B., R. Wu, and X. Fu, 2000: Pacific-east Asian teleconnection: How does ENSO affect east Asian climate?. *J. Climate*, **13**, 1517-1536.
- WMO, 2009: WMO WDCGG Data Summary, GAW DATA Volume IV-Greenhouse Gases and Other Atmospheric Gases. Japan Meteorological Agency in co-operation with World Meteorological Organization, **33**, 105pp.
- Wu, R., B. P. Kirtman, and K. Pegion, 2006: Local air-sea relationship in observations and model simulations. *J. Climate*, **19**, 4914-4932.
- Wu, R., B. P. Kirtman, and van den Dool, 2009: An Analysis of ENSO Prediction Skill in the CFS Retrospective Forecasts. *J. Climate*, **22**, 1801-1818.
- Yasuda, T., Y. Takaya, C. Kobayashi, M. Kamachi, H. Kamahori, and T. Ose, 2007: Asian Monsoon Predictability in JMA/MRI Seasonal Forecast System. *CLIVAR Exchange*, **12**, 4, 18-24.

3.4 予報システムの今後の展望¹

これまで解説してきた1か月予報システムと季節予報システムは、数値予報モデル、アンサンブル手法などによるアンサンブル予報システムと、ガイダンスの作成手法の改善により、着実に向上してきた。第3章の結びとして、アンサンブル予報システムの展望を述べる。

3.4.1 1か月アンサンブル予報システムの展望

季節予報のシステムの基盤を担うのは、予測計算を行う数値予測モデルである。これまで、大型計算機の性能向上とともに、現業のモデルで扱う分解能も上げていくことができた。モデルの分解能を引き上げることで、ブロッキング現象などのモデル気候場の再現性の向上が期待できる(Jung et al. 2012)。

また、モデルの系統的な誤差やそれに伴うテレコネクションのパターンの現実からのずれ、MJ0に関連した熱帯の大規模な対流活動などのモデル気候場の課題に対処するためには、モデルの構成要素や境界値の与え方の高度化も重要である。数値予測モデルは、これまでの技術開発の歴史の中で、個々のプロセスが精緻化されてきた。その結果、数値予測モデルは巨大なプログラム群で構成され、その開発には物理的にも計算機科学的にも高度な専門知識が一段と求められている。このような大規模なシステムの開発を進めていくには、庁内の連携を強化し、技術開発の効率化を進めていくことが必要である。現在、1か月予報システムに関しては、気候情報課・数値予報課の開発協力を強化しながら、週間から1か月の時間スケールを扱う、週間・台風・1か月の各アンサンブル予報システムの統合化に向けた開発を進めている。これは、同一の予測システムにより、週間から1か月の時間スケールの予測をすることを意味する。読者の中には、「予測システムの統合は、単に大気モデルの解像度さえ合わせて積分時間を長くするだけで、簡単に実現できるのではないか」と、思

われるかもしれない。しかし、システムにより境界値やアンサンブル手法などの違いがあり、統合するためには相違点を1つ1つ解消しなければならない。例えば、海水分布に関しては、週間予報システムでは初期の密接度偏差持続に対し、現行の1か月予報システムでは気候値を与えている。この場合、週間予報システムでの初期の海水密接度の偏差持続の仮定を、1か月先まで当てはめるのは適当ではない。そこで、初期の海水密接度の偏差から、1か月先までの海水分布を推定する技術を開発中である。また、アンサンブル手法に関しては、週間予報システムに既に導入されている確率的物理過程強制法を1か月予報システムにも導入するよう、調査を進めている。これにより、予測期間後半を中心としたスプレッドの過小傾向を軽減できることが期待できる。

こうした課題を克服してアンサンブル予測システムの統合化が実現すれば、同一のモデルに対して週間から1か月の幅広い時間スケールの観点から現業的に評価・検証され、今後のモデルの開発が効率的に進められる。実際、気象庁(2013)で示しているように、数値予報課と気候情報課が多方面からモデルを評価することで、モデルの改良に関わる多くの知見が得られることが期待できる。その結果、物理過程の効率的な開発が進み、系統誤差、MJ0、ブロッキングなどのモデル気候場の改善が進むだろう。また、統合化することで、週間から1か月予報のためのプロダクトを同一の予測システムから作ることができる点も、予報作業にとって有効である。

また、2013年は、季節内から季節時間スケール(2週間~2か月程度)の予測可能性、及び予測技術の研究を推進するための国際的な研究プロジェクト²が立ち上がる。ここでは、各国現業機関の

¹ 平井 雅之

² 世界天気研究計画(WWRP)、観測システム研究・予測可能性実験(THORPEX)、世界気候研究計画(WCRP)により共同で実施されるプロジェクト(Subseasonal to Seasonal Prediction Project)。実施計画は http://www.wmo.int/pages/prog/arep/wrrp/new/documents/Implementation_plan_V6.4_nolinenos.pdf (2013年1月現在)を参照。

1 か月予報モデルのデータの相互比較や予測可能性などの研究が推進される。モデル相互比較は、モデルの特性を把握する上で有用である。例えば、現業の週間予報において行われている国際的なモデル相互比較プロジェクトである TIGGE (THORPEX 双方向グランド全球アンサンブル) では、MJO やブロッキング頻度など、多方面からの評価がされている。例えば第 3.2.14 図に示したブロッキング頻度の相互比較は、その成果を引用したものである。1 か月予報で、このような大規模なモデル相互比較プロジェクトは前例がなく、ここでの知見がモデル開発へ活かされることが期待できる。

第 3.1 節の予測可能性の解説のように、1 か月予報においては初期値と境界値の両方が重要である。初期値については、実際、数値予報課によるこれまでの全球大気データ同化の改良が、1 か月予報の予測精度の改善に寄与していることが確認されている (Adachi et al. 2011)。一方、1 か月予報は境界値、とりわけ海面水温の影響も大きいことは、第 3.2.3 項で例示したとおりである。第 3.2.13 図に例示したように、モンスーン期間に当たる領域では、他の季節に比べて相対的に海面偏差の持続性が低下する。より適切な海面水温を大気モデルに与えるために、将来的には、1 か月予報システムでも、季節予報モデルと同様に大気海洋結合モデルの導入を検討したい。ただし、単に 1 か月予報システムでの大気モデルに海洋モデルを結合させても、無条件に予測精度が上がるものではない。第 3.3 節に示したように、一般に大気海洋結合モデルでは予測初期から大きな系統誤差が現れ、リードタイムが短いほど大気単体のモデルに比した優位性が損なわれる。現状では、大気海洋結合モデルによる 1 か月予報における予測精度は、予測 2 ~ 3 週目頃までは大気モデルを下回り、4 週目で同等となる程度である。1 か月予報システムに大気海洋結合モデルを導入するためには、さらなるモデルの改良が必要といえる。そのほか、実際に大気海洋結合モデルを導入する場合

は、計算コストの増大³への対処や、海洋初期値のリアルタイムでの入手⁴を検討する必要がある。

3.4.2 季節アンサンブル予報システムの展望

季節アンサンブル予報システムは、気候情報課と気象研究所の協力により 2010 年 2 月に大気海洋結合モデルを導入し、大きな転換点を迎えた。特に、大気海洋結合モデルにより、アジアモンスーン域の大気循環場の予測精度が従来の大気モデルと比べて大幅に向上したことは、日本の季節予報にとって有益である。しかし、現在の大気海洋結合モデルでは、第 3.3.3 項で例示したように多くの課題がある。逆にいえば、現在の季節予報システムには以下のとおり多くの具体的な改善の余地があり、それだけ予測精度の向上が期待できるともいえる。

気候情報課では、まず、大気・海洋の両モデルの高解像度化と物理過程の改善を計画している。これにより ENSO の変動パターンや MJO などの再現性の向上、大気海洋の結合過程の改善など、様々な時空間スケールにおける改善が期待できる。

また、大気海洋結合モデルでは、大気と海洋の結合時に、大気モデルで計算された海面上のフラックスを補正しながら海洋モデルへ与えている (フラックス修正)。しかし、フラックス修正は人為的補正であり、ENSO の再現性などのモデル気候にも悪影響を及ぼすことが分かっている。将来的には、フラックス修正は使わず、予測結果に対する系統誤差補正のみを行ってプロダクトを作成できることが望ましい。

現段階では、短期予報に用いられている大気モデルをそのまま海洋モデルと結合させると予測初期から大きな系統誤差が現れてしまう。これを軽減するため、海面熱収支のバイアスが軽減されるよう物理過程に調整を施した大気モデルを用いている。先に述べたように、短期から 1 か月予報のシステムの改善のために、数値予報課と気候情報

³ 現在の季節予報システムの大気海洋結合モデルでは、同解像度の大気モデルの約 2 倍の計算機資源が必要。

⁴ MOVE-G では、海洋解析値の入手は 2 日遅れ。

課で同じ大気モデルの開発を推進するための取り組みが始まっている。将来的には、数値予報課・気候情報課・気象研究所が協力して、季節予報などのより時間スケールの長い予測も含めた大気モデルの開発が進められることが望ましい。

海洋モデルに関しては、現行では極域が計算領域から外れているが、地球全体を対象にした海洋モデルの開発が気象研究所で進められている。海氷の気候場への影響の研究が進む中、海洋モデルに海氷過程を導入できるよう、開発が進められている。

また、海洋初期値は、大気初期値よりも計算結果に影響する時間スケールが長く、季節予報の時間スケールまで影響が残る。気象研究所では、大気海洋結合モデルに海洋の観測データを同化させる準結合同化システムの開発を進めている。これにより、予測初期の系統誤差成長の抑制や、海洋のスプレッドの確保が期待できる。

参考文献

- 気象庁, 2013: 物理過程の改善に向けて()。数値予報課報告・別冊第 59 号, 気象庁予報部, 印刷中。
- Adachi, N., Y. Takaya, M. Hirai, and Y. Akasaka, 2011: Understanding of Forecast Improvements in JMA's Operational 1 Month Forecast System: 2001-2010. The 5th International Verification Methods Workshop, Bureau of Meteorology, Australia, December 1-7, 2011. Available online at <http://cawcr.gov.au/events/verif2011/>.
- Jung, T., M. J. Miller, T. N. Palmer, P. Towers, N. Wedi, D. Achuthavarier, J. M. Adams, E. L. Altshuler, B. A. Cash, J. L. Kinter III, L. Marx, C. Stan, and K. I. Hodges, 2012: High-Resolution Global Climate Simulations with the ECMWF Model in Project Athena: Experimental Design, Model Climate, and Seasonal Forecast Skill. *J. Climate*, **25**, 3155-3172.