

4 開発した内容の詳細

4.1 予測途中の解像度変換¹

4.1.1 はじめに

気候情報課では数値予報課と共同で GEPS の開発を進めてきた。GEPS では週間 EPS、台風 EPS と 1 か月 EPS と同等の解像度を維持し、また、計算機資源を有効に活用するため、予測 18 日目までは TL479 (格子間隔約 40km) の水平解像度、18 日目以降は TL319 (格子間隔約 55km) の水平解像度で予測計算を行う。本節では、この予測途中の解像度変換について記す。GEPS の仕様全般については、第 1.2 節及び経田 (2016) を参照して頂きたい。

なお、本節で記す全球モデル (GSM) モデル面データ解像度変換ツール Convres は数値予報課で開発されたものである。

4.1.2 背景

米国環境予測センター (NCEP) では、2000 年 6 月より予測 16 日目までを対象としたアンサンブル予報システムに予測期間中に予測開始時の水平解像度と比較して粗い解像度に変更する、すなわち水平解像度を落とす処理を導入している²。これにより、必要となる計算機資源を抑えつつ、予測開始時の水平解像度で継続して予測を実行した場合と比較して精度の劣化が少ないこと、また、予測開始時から低い解像度で予測を実施した場合よりも予測精度が向上することを報告している (Tracton and Kalnay, 1993; Szunyogh and Toth, 2002)。その根拠として彼らは、小スケールの現象ほど予測可能性が早く低下するため、特に解析値や予測初期の高解像度化が有効としている。その後、欧州中期予報センター (ECMWF) においても、同様の考え方にに基づき可変解像度アンサンブル予報システム (VAREPS; Variable Resolution Ensemble Prediction System; Buizza et al., 2007; Vitart et al., 2008) を 1 か月先までを対象とした現業アンサンブル予報システムに導入した。

¹ 金浜 貴史

² http://www.emc.ncep.noaa.gov/GEFS/gmb/Doc-5.1.1_EPS_activities_NCEP_GEFS.pdf

限られた計算機資源を有効に活用するためには、予測期間の途中で予報モデルを低解像度化することは有効な手段であると考えられる。そこで、週間 EPS、台風 EPS、1 か月 EPS を統合した GEPS においても、予測途中で解像度を変換するシステムを採用した。次項以降にその概要と予測特性を示す。

4.1.3 計算機資源

第 4.1-1 表に解像度変換システムと予測期間を通して TL479 あるいは TL319 で実行した場合の計算機資源の比較を示す。34 日予測、1 メンバーで比較した場合、解像度変換システムでは TL479 のみの場合に比較して 3 分の 2 程度の資源で実行できることが分かる。たとえば、仮に TL479 のみで構成した 20 メンバーアンサンブル予報を行う計算機資源があった場合、可変解像度システムでは同じ資源で 30 メンバーのアンサンブル予報が可能となる³。

4.1.4 解像度変換手法

解像度変換に用いる Convres は TL959 (格子間隔約 20km) の全球速報解析の大気解析値、水物質⁴第一推定値、サブモデル⁵解析値を TL479 の週間 EPS 及び台風 EPS の解像度に変換するために使われている⁶。

GEPS では、上記の全球速報解析を初期値として用いるための解像度変換に加えて、予測 18 日目の TL479 のモデル面予報値、水物質予報値、サブモデル予報値を TL319 へ解像度変換する場合にも Convres を用いる。解像度変換は鉛直、水平の順に行う。まず、大気の前報変数のうち 3 次元要素である東西風、南北風、気温、比湿及び水物質は、変換先

³ ただし、実際の数値予報ルーチンの運用では同時並列実行可能なメンバー数に限りがあり、また、プロダクト作成時刻に期限があるためこの限りではない。

⁴ 雲量、雲水量、雲底マスマックス、中層対流の雲底マスマックス。

⁵ 陸面モデル、海氷スキーム (表面+4 層モデル) のこと。陸面モデル初期値は陸面解析値から、海氷スキーム初期値は予報値を引き継ぐ予報-予報サイクルから与えられる。海氷スキームについては米原 (2016) を参照。

⁶ Convres はデータの線形結合機能も持ち、摂動の足し込みにも使われている。

解像度の波数成分を持つ変換前格子系の標高データ⁷を用いて鉛直内挿を行う。

次に、水平解像度変換を行う。水平解像度変換は、大気の前報変数のうち、東西風、南北風、気温、地上気圧は球面調和関数展開を行い、波数切断により変更後の最大波数よりも高波数成分をなくす。比湿及び水物質については波格子変換に伴う負値の発生を防ぐため線形内挿を行う。サブモデルの前報変数については、様々な種類の植生格子の物理量を整合的に内挿することが困難なため、内挿ではなく変換先格子に近い変換前の格子点の値を使う。

4.1.5 解像度変換による予測結果への影響

(1) 先行研究

ECMWF の VAREPS では、低解像度予測は高解像度予測の予測終了時刻より 24 時間前の時刻から開始している(Buizza et al., 2007)。その理由として、解像度変換の影響により変換直後は降水量のアンサンブルスプレッドが熱帯域で過小となることを挙げている。また、予報場に対する解像度変換の影響は熱帯で大きく、中高緯度ではほとんど見られないことが報告されている。

(2) 降水予測特性

ここでは、解像度変換によって予測特性が変化していないか確認するために解像度変換後の降水予測を確認する。なお、以降で示す実験に用いた予報モデルは、GEPS の開発段階で評価した予報モデルであり、最終的に GEPS に用いられている予報モデルとは異なる。しかしながら、この違いがここで示す結果に与える影響は小さい。

第 4.1-1 図は予測時間 48 時間で TL479 から TL319 に解像度変換を行った予測(解像度変換実験)と、そのまま TL479 で実行した予測(TL479 実験)の前 6 時間積算降水量の比較である。実際の解像度変換は予測 18 日目で行うが、ここでは、予測 18 日目よりも影

響が顕著に現れると予想される予測初期の予測 2 日目(48 時間予測)の時点で解像度変換を行った。

解像度変換 6 時間後となる 54 時間予報の前 6 時間積算降水量を見ると、TL479 実験(第 4.1-1 図(a))と解像度変換実験(第 4.1-1 図(b))はほぼ同様の分布をしている。しかし、解像度変換実験の TL479 実験との差(第 4.1-1 図(c))を見ると、熱帯域では対流活動が活発な南半球収束帯付近を中心にわずかに降水量が増加している一方で、中高緯度では降水が集中している前線付近で降水量が減少している。

解像度変換 24 時間後となる 72 時間予測では解像度変換実験と TL479 実験の差分(第 4.1-1 図(d))は予測する場の違いを反映したものとなり、第 4.1-1 図(c)と比較すると帯状平均でも熱帯に系統的な差は見られない。一方で、中高緯度は前線帯に沿って系統的に降水量が少なくなっている。高解像度ほど強い雨が表現可能なことを考慮すると、この結果は不自然ではない。これらのことから、解像度変換直後の数時間は熱帯域で予測される降水量は増加する可能性があるものの、その影響は 24 時間程度で見えなくなると言える。また、中高緯度に関しては、強雨表現は低解像度ほど弱いと考えられる。

熱帯における予測時間に対する降水予測特性の変化を避けるためには、ECMWF のように高解像度予測と低解像度予測をオーバーラップさせる手法が考えられる。しかしながら、予測時間をオーバーラップさせることで個々のメンバーの予測場が不連続となることが懸念される。更に、システム構成を複雑化させる一因ともなる。また、解像度変換により降水予測特性が変換直後に変化したとしても、実際に解像度変換が適用される 18 日目の予測値は予測可能性を考慮して時間方向の移動平均値が利用されるため、変換直後のみの特性の変化には実用上の問題はないと考えられる。以上のことから、システム構成がより単純となる方が良いと判断し、GEPS では解像度変換前後の予測はオーバーラップさせないこととした。

(3) 平均誤差と予測精度への影響

解像度変換による平均誤差と予測精度への影響を確認するため、コントロールランのみの再予報実験を

⁷ TL479 から TL319 への解像度変換の場合、波数空間で最大波数 319 の解像度を持つ TL479 の格子系の標高データのこと。

1981年から2010年の3, 6, 9, 12月末日初期日について実施した。ここでは、予測18日目まではTL479、それ以降をTL319に解像度変換した実験(解像度変換実験)と、TL479のみで実施した実験(TL479実験)の結果を比較する。以下では6月末日初期日の結果のみを示す。なお、他の初期日についても同様の結果であった(図略)。

第4.1-2図は予測3, 4週目平均の200hPa面速度ポテンシャル(CHI200)の気象庁55年長期再解析(JRA-55; 古林ほか, 2015; Kobayashi et al., 2015)との平均誤差である。解像度変換実験はインド洋と中部太平洋で対流活発、海洋大陸と東部太平洋、大西洋で対流不活発な誤差を持つが、TL479実験との比較では解像度変換実験はTL479実験とほぼ同様の平均誤差を持ち、その違いはごくわずかである。これは、その他の要素についても同様であった(図略)。

予測精度として、全球平均した予測時間ごとの7日平均のアノマリー相関係数(第4.1-3図)を見る。CHI200(第4.1-3図(a))、500hPa面高度(Z500)(第4.1-3図(b))ともに解像度変換を適用した18日目以降の両者の差は非常に小さく、予測精度においてもほぼ同等であることが分かる。これは平均誤差と同様に他の要素についても同様であった(図略)。

4.1.6 おわりに

本節で示したように、解像度変換実験はTL479実験と比較して1メンバーあたり3分の2程度の計算機資源でありながら実用上は同様の平均誤差を持ち、予測精度も同等である。そのため、GEPSでは予測18日目で解像度変換を行い、以降は低解像度で予測を実行する。

GEPSでは18日目でTL479からTL319へ解像度変換を行うが、解像度変換を予測何日目で実行することが予測精度と計算機資源の有効活用のバランスの観点で最適となるかについては今後のシステム設計にあたって更なる調査が必要であろう。複数の解像度変換を実行することや、より低解像度化することも考えられる。今回調査した範囲では解像度変換の影響は大きくはなく許容範囲内と評価したが、変換前後の特性の変化は解像度の差や、用いる予報モデルに

関係する可能性も否定できず、この観点からも今後の調査が必要と考える。

参考文献

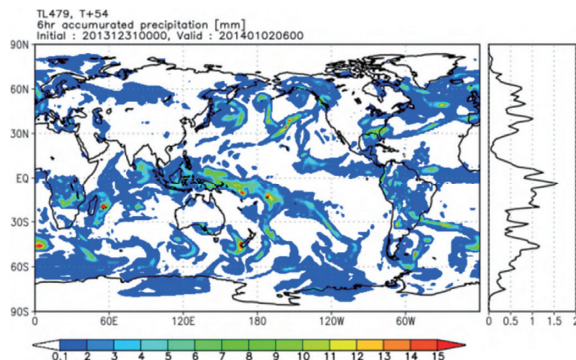
- 経田正幸, 2016: 全球アンサンブル予測システムの開発. 数値予報課報告・別冊第62号, 気象庁予報部, 52-57.
- 古林慎哉, 太田行哉, 原田やよい, 海老田綾貴, 守谷昌巳, 小野田浩克, 大野木和敏, 釜堀弘隆, 小林ちあき, 遠藤洋和, 宮岡健吾, 高橋清利, 2015: 気象庁55年長期再解析(JRA-55)の概要. 平成26年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 66-115.
- 米原仁, 2016: 全球数値予報システムの物理過程改良の概要. 平成28年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-3.
- Buizza, R., J.R. Bidlot, N. Wedi, M. Fuentes, M. Hamrud, G. Holt, and F. Vitart, 2007: The new ECMWF VAREPS (Variable Resolution Ensemble Prediction System). *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **133**, 681–695. doi:10.1002/qj.75
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan.*, **93**, 5-48.
- Szunyogh, I. and Z. Toth, 2002: The effect of increased horizontal resolution on the NCEP global ensemble mean forecasts. *Mon. Wea. Rev.*, **130(5)**, 1125-1143.
- Tracton, M.S. and E. Kalnay, 1993: Operational ensemble prediction at the National Meteorological Center: Practical aspects. *Weather and Forecasting*, **8(3)**, 379-398.
- Vitart, F., R. Buizza, M.A. Balmaseda, G. Balsamo, J.R. Bidlot, A. Bonet, M. Fuentes, A. Hofstadler, F. Molteni, and T.N. Palmer, 2008: The new VAREPS-monthly forecasting system: A first step towards seamless prediction. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **134**, 1789–1799.

第 4.1-1 表 それぞれの解像度で 34 日予測をした場合の計算機資源の比較(1 メンバー)

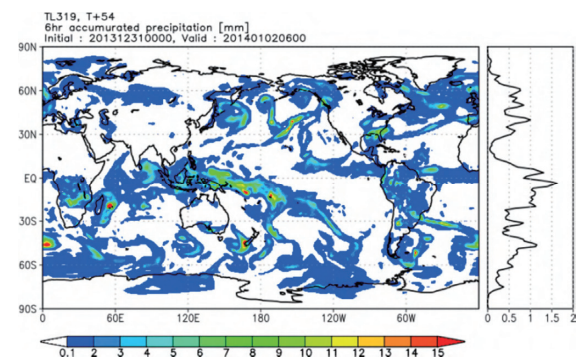
TL479L100 から TL319L100 へ予測 18 日目まで解像度変換した場合と解像度変換しない場合の比較。日立 SR16000 を使用。ノード分は使用した計算ノードと実行時間の積であり、費やした計算機資源量を表す。

解像度	計算機資源	ノード分
TL479L100	6node, 24mpi, 16thread	720node 分
TL319L100	2node, 8mpi, 16thread	200node 分
TL479L100(~18 日) →TL319L100(18 日~)	6node, 24mpi, 16thread →2node, 8mpi, 16thread	480node 分

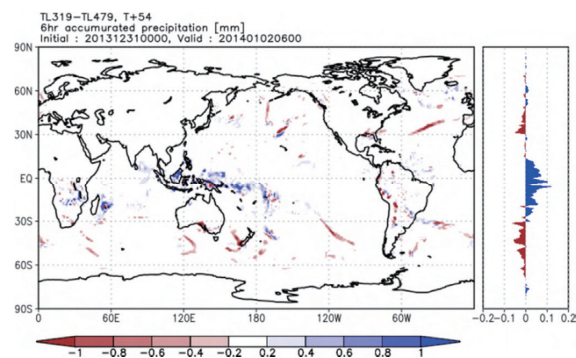
(a) TL479 実験, 54 時間予測



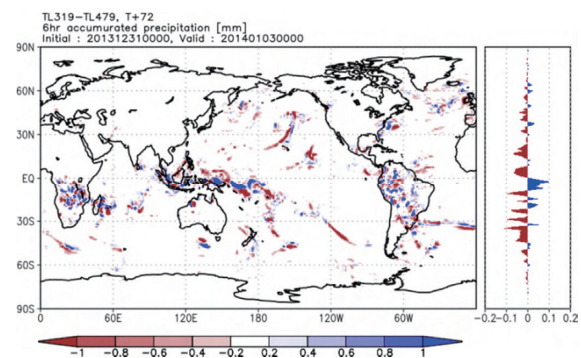
(b) 解像度変換実験, 54 時間予測



(c) 解像度変換実験 - TL479 実験, 54 時間予測



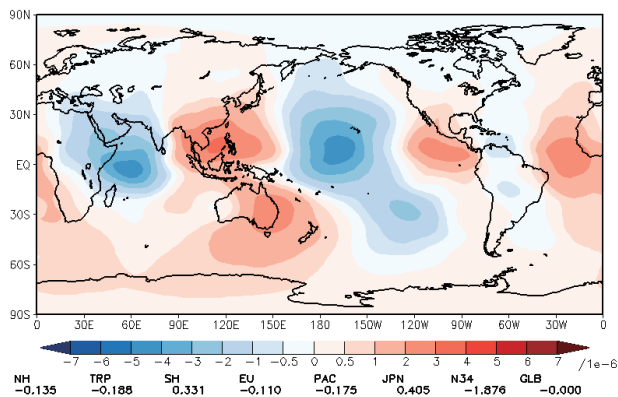
(d) 解像度変換実験 - TL479 実験, 72 時間予測



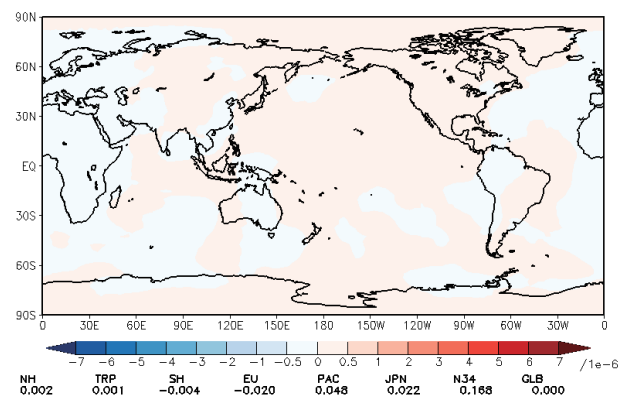
第 4.1-1 図 解像度変換前後の降水予測の比較

前 6 時間積算降水量 (mm) とその帯状平均値。(a) 比較用に実行した TL479 の 54 時間予測における前 6 時間積算降水量。(b) 解像度変換実験 (48 時間予測で TL479 から TL319 に解像度変換) の 54 時間予測における前 6 時間積算降水量。(c) 54 時間予測における前 6 時間積算降水量の差 (解像度変換実験-TL479 実験)。(d) 同 (c)、ただし 72 時間予測 (hr)。いずれも降水量の単位は (mm)。

(a) 解像度変換実験



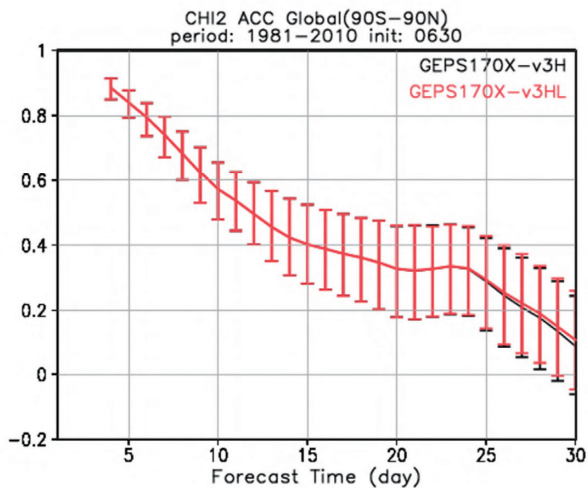
(b) 解像度変換実験-TL479 実験



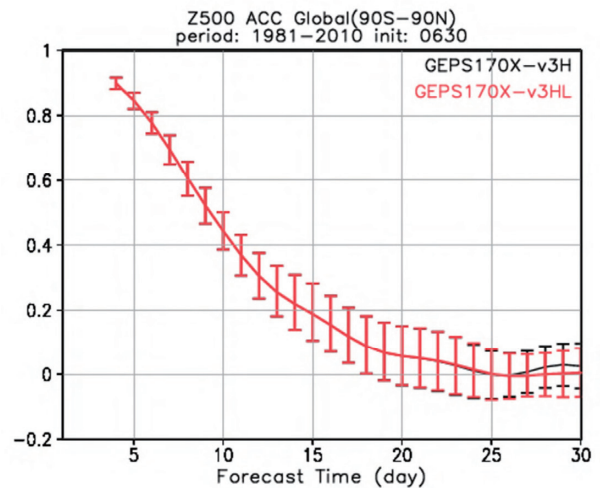
第 4.1-2 図 予測 3,4 週目 (17-30 日平均) の 200hPa 面速度ポテンシャル (CHI200) 平均誤差 ($10^6 m^2/s$) の比較 (6/30 初期日)

(a) 解像度変換実験の 3, 4 週目平均した CHI200 の平均誤差。(b) 3, 4 週目平均した CHI200 の解像度変換実験と TL479 実験の差。

(a) 200hPa 面速度ポテンシャル



(b) 500hPa 面高度



第 4.1-3 図 全球平均 7 日平均アンモリー相関係数 (6/30 初期日)

(a) 200hPa 面速度ポテンシャル (CHI200), (b) 500hPa 面高度 (Z500). TL479 実験を黒線、解像度変換実験を赤線で示す。誤差棒は試行回数 1000 回のブートストラップ法による 95%信頼区間。

4.2 海面水温、海氷の取り扱いの変更と海氷密接度解析値の完全利用¹

4.2.1 はじめに

本節では、GEPS における海面水温と海氷の取り扱いについて述べる。GEPS の予報モデルは基本的には GSM1603 (米原, 2016) と同等のものであるが、GSM1603 に対して海面水温、海氷の取り扱いの変更点として、

- 海面水温・海氷密接度気候値の日別値化
- 海氷密接度の時間発展の統計的推定手法の精緻化
- 海氷密接度解析値の完全利用

が加えられている。これらは GEPS には先行導入となり、同様の改良が次期の全球モデル (GSM) に導入され、GEPS は GSM 及び全球解析と同じ仕様となる見込みである。本節ではこれら 3 点について記す。なお、GEPS で導入された海面水温摂動の手法については太田と堀田 (2016)、1 か月 EPS としての精度評価は第 4.3 節を参照して頂きたい。

本開発は数値予報課と共同で行われた。特に、高解像度解析予報実験は米原仁氏によって実行され、推定アルゴリズムの精緻化は米原仁、太田洋一郎の両氏によって行われた。

4.2.2 日別気候値作成手法の変更

GEPS では V1403 と同様に海面水温と海氷密接度の気候値として日別気候値を使用する。気候値の元データは杉本ほか (2015) と同じであり、海洋気象情報室作成の全球日別海面水温解析値 (MGDSST; 栗原ほか, 2006) とその SST 解析に利用した海氷密接度日別解析値 (Matsumoto et al., 2006) を用いた。ただし、陸域上などの未定義値の扱いを次のように変更した。

海面水温と海氷密接度の元データは陸地や湖沼の海面水温、海氷密接度が未定義値となっている。しかしながら、数値予報モデルの境界値としては何らかの値が必要であり、また、モデルでは湖沼の海面水温、海氷密接度も利用するため、気候値は未定義値を

まない方が望ましい。そのため、何らかの方法で日別解析値の未定義値を現実的な値にする必要がある。

V1403 では、日々の解析値の沿岸部分の値を陸地に対して外挿することで未定義値に値を割り当て、その解析値から日別気候値を作成していた。しかしながら、この外挿処理によって海面水温や海氷密接度の地理的分布が空間的に不連続となるなど非現実的なものとなっていたため、この処理を改めた。

MGDSST には未定義値を含む解析値と、数値予報モデルでの利用を念頭とした、海洋気象情報室所有の気候値²を用いて未定義値を除いた解析値が存在する。GEPS の気候値作成に用いる元データは未定義値を含む解析値であるため、海面水温日別気候値については、前述の MGDSST で使用されている気候値を未定義値に割り当てた日別解析値から作成した。海氷密接度日別気候値は、元データでは未定義値となっている一部湖沼に関して、GSM1603 で使われている月別気候値 (Nomura, 1998) には値が存在することから、湖沼領域は月別気候値の日別内挿値とした。陸域などのそのほかの未定義値は密接度 0 とした。

4.2.3 海氷密接度の統計的推定手法の精緻化

海氷密接度の時間発展の推定には、杉本ほか (2015) の推定手法を開水 (open water)・海氷混在格子 (米原, 2016) に合わせて精緻化した手法を用いた。具体的には、

- 混在格子では密接度を陽に扱うことから、開水・海氷格子の判定に用いた海氷密接度の閾値 (海氷密接度 0.55) を廃止
- より滑らかな時間発展を表現するため、海氷密接度の増減の推定に用いるデータとして過去の海氷出現頻度分布を用いる手法から海氷密接度の気候値を用いる方法への変更
- 推定に必要な繰り返し計算の見直し

¹ 金浜 貴史

² 1971 年から 2000 年までの 30 年分の現場観測データを基にした解析値と NCEP の 1971-2000 年平均による日別平年値から作成されたもの (栗原ほか, 2006)。

である。また、予報モデル内での気候値更新間隔も、これまでは 24 時間ごとの更新から予報ステップ³毎への時間内挿に変更した。

4.2.4 海水密接度解析値の完全利用

(1) 全球モデルにおける海水密接度の取り扱い

ここでは、GSM における海水密接度の扱いの変遷を簡単にまとめる。野村(1996)によると、当時の GSM では海氷はあり、もしくはなしの扱いであり、海面水温によって海氷分布を決めていた。このとき、海面水温が結氷点 -1.6°C 以下ならば海水密接度は 1 となり(以降、完全結氷処理と呼ぶ)、反対に、 4°C 以上であれば海水密接度は 0 としていた。

その後、海氷データの利用としてまず気候値が利用され、そして GSM の水平解像度 20km 化と同時に海氷解析値の利用が開始された(北川, 2007)。このとき、 -1.6°C から 4°C の間では海水密接度 0.55 を閾値としてそれ以上では海水密接度 1、閾値未満では 0 として扱っていた。GSM1603 では、開水・海氷混在格子が導入され(米原, 2016)、1つの格子は海水密接度に応じて開水と海氷の混在状態を取るようになった。海面水温による海水密接度解析値の修正処理は海氷データが用いられるようになってからも、基本的に野村(1996)の手法が変わらず用いられている。

(2) 海面水温による海水密接度修正の妥当性

海水密接度解析値はマイクロ波衛星輝度温度観測値からのリトリーブ量であり(たとえば Cavalieri et al., 1984; 野村, 1996)、陸地や雲の影響によるノイズに起因する海氷の誤検出が含まれる可能性がある。そのため、何らかの手段で海水密接度の誤解析を除去する必要があり、(1)で述べた海面水温を用いた海氷の除去は誤解析の修正として妥当な方法と考えられる。しかし、完全結氷処理については不自然である可能性もあることから、ここで必要性について検討した。

完全結氷処理の目的は 2 つ考えられる。1 つは、解析値及び気候値のいずれでも凍結が表現されない湖沼の凍結を表現することである。全球モデルでは海面

³ TL479L100 では 1 ステップ 720 秒、TL319L100 では 1200 秒である。

水温を減率 $6.5\text{K}/\text{km}$ で標高補正している(岩村, 2009)。これにより、標高が高い地点の陸水は冬季に凍結する。湖沼の水温の観測値を得ることは難しく、また、実際に凍結するかも分からないが、湖沼が大気下層の非現実的な熱源となることを防ぐため現時点ではこのように扱っている。もう 1 つは、前述の通り海面水温に基づき極域の海氷を表現するためである。

1 点目については、観測値や解析値が不十分である以上、現時点では必要と考えられる。しかし、2 点目の極域の海氷を表現することを目的とした完全結氷処理は、海氷解析値の品質の劣化につながりかねず、完全結氷処理を適用した海氷は混在格子に与える下部境界条件としてもふさわしくないと考えられる。

(3) 完全結氷処理

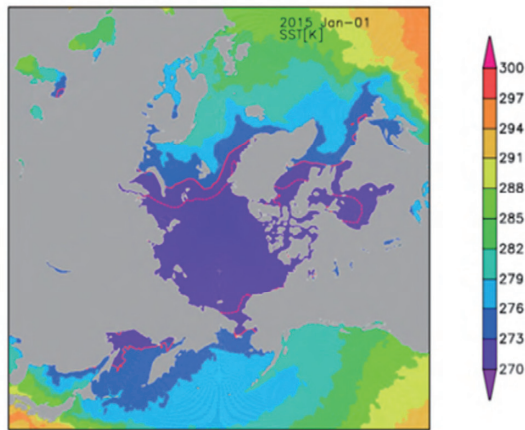
第 4.2-1 図は、完全結氷処理の適用例である。第 4.2-1 図(a)の海面水温解析値では北極海がほぼ全域で結氷点 -1.64°C 以下となっている。このとき、第 4.2-1 図(b)の海水密接度解析値に対して完全結氷処理を適用すると、海水密接度が 1 へ上方修正される(第 4.2-1 図(c))。完全結氷処理の適用後は元の解析値や同日の米国環境予測センター(NCEP)による海水密接度解析値(Grumbine, 1996)(第 4.2-1 図(d))と比較して過剰である。また、解析値を比べると、密接度に差があるものの分布は概ね似通っている。

更に、栗原ほか(2006)によると、MGDSST では海水密接度が 0.1 以上の格子は海面水温の解析をしておらず、解析段階では未定義値となっている⁵。つまり、数値予報ルーチンにおける現在の処理の流れとしては、海水密接度解析は海面水温解析より上流である。海面水温に基づき海氷を結氷させることは、多くの場合、海氷解析値によって海面水温が解析されず気候値となった海面水温によって、海氷解析値を修正していることになる。これは、明らかに不自然な処理であるため、廃止することとした。

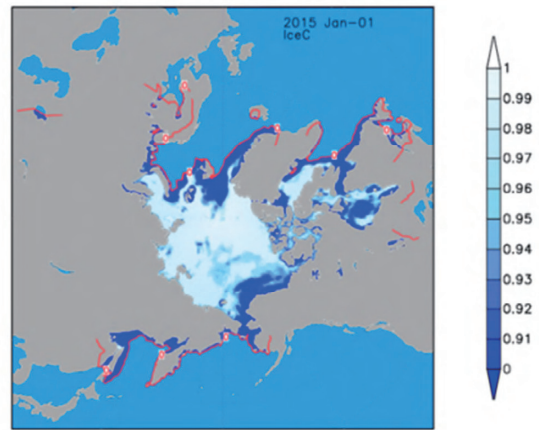
⁴ 現在の GSM の結氷点の値は野村(1996)とは異なるが、変更の経緯は不明である。

⁵ GSM で利用している海面水温解析値は後続利用のために未定義値に気候値を入れた MGDSST 解析値である。

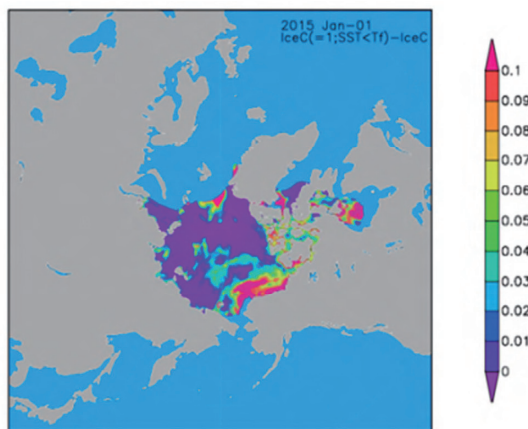
(a) 海面水温解析値



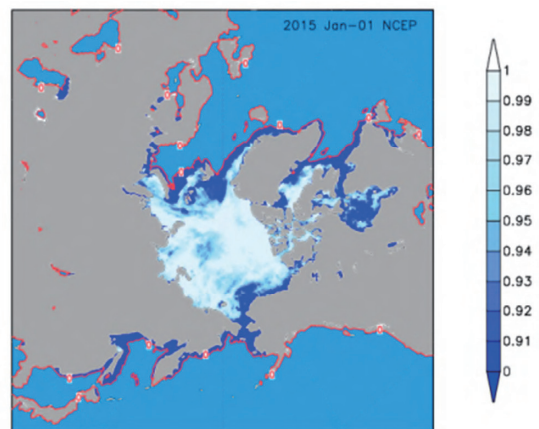
(b) 海水密度度解析値



(c) 完全結氷処理による修正量



(d) NCEP 海水密度度解析値



第 4.2-1 図 完全結氷処理の例(2015 年 1 月 1 日)

(a)海面水温解析値(K) (陰影)と0°C及び結氷点の-1.64°Cの等値線(赤線)、(b)海水密度度解析値(陰影)と密度度0の等値線(赤線)、(c)完全結氷処理による海水密度度の修正量(陰影)、(d)NCEP 海水密度度解析値(陰影)と密度度0の等値線(赤線)。

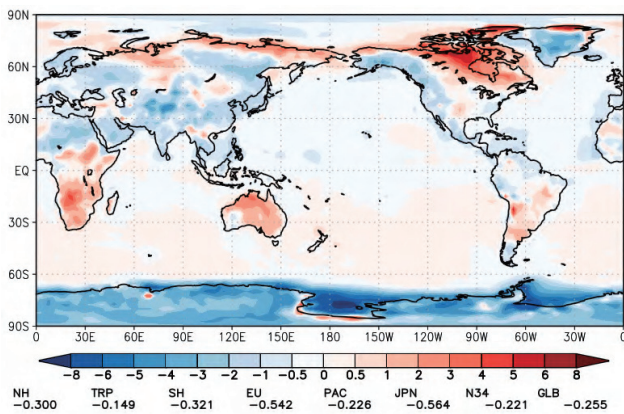
(4) 再予報による評価

これまで見てきたように、GSM に混在格子が導入されていることから、完全結氷処理を廃止し海水解析値を完全利用することで混在格子の性能をより引き出すことが可能となると考えられる。ここでは完全結氷処理の廃止の影響を再予報により評価した結果を示す。実行した再予報初期日は1981年から2010年の3月31日と12月31日であり、完全結氷処理を廃止した実験(NoSIC1)と、対照実験として完全結氷処理を適用した実験(SIC1)を行った。この実験を行った時点では再予報の陸面初期値に用いるオフライン陸面解析値の作成が完了していなかったため、1980年のオフライン陸面解析値をすべての年の初期日で使用し

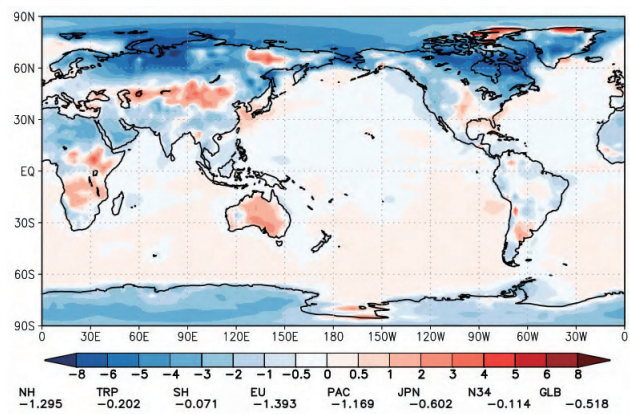
た。また、予報モデルも再予報を実施した時点と異なるが、海面過程に変更はなく、ここで示す結果には影響を与えない。

ここでは、検証に用いる解析値として ERA-Interim (Dee et al., 2011)を用いた。気象庁55年長期再解析(JRA-55; 古林ほか, 2015; Kobayashi et al., 2015)は開水・海氷混在格子を考慮しないため、海氷密度度は0.55を閾値とする海氷あり・なしの扱いである。極域下層の解析値は観測による修正よりも境界値の影響が卓越し、特に冬半球の海氷域で下層気温が低く解析されていると考えられ、この実験の検証に用いる解析値として適切ではない。

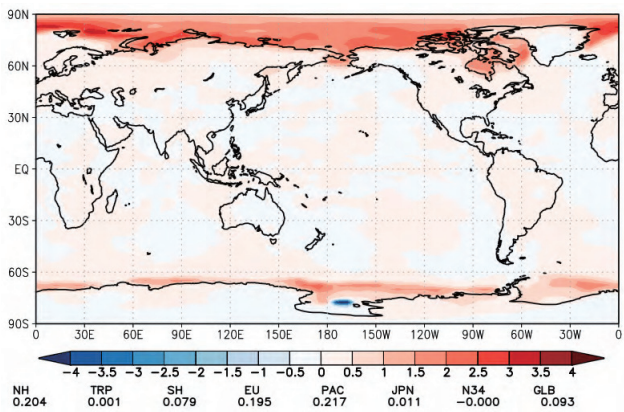
(a) NoSIC1 平均誤差(3/31 初期日)



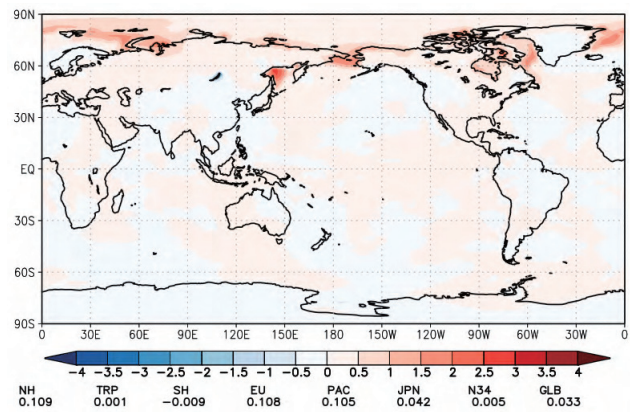
(b) NoSIC1 平均誤差(12/31 初期日)



(c) NoSIC1 - SIC1(3/31 初期日)



(d) NoSIC1 - SIC1(12/31 初期日)



第 4.2-2 図 28 日平均地上気温(K)の比較

(a)3/31 初期日の NoSIC1 実験の対 ERA-Interim 誤差、(b)同 12/31 初期日、(c) 3/31 初期日の実験間差分(NoSIC1-SIC1)、(d)同 12/31 初期日。

第 4.2-2 図に 28 日平均場のアンサンブル平均地上気温の比較を示す。NoSIC1 と SIC1 の比較では、NoSIC1 は 3 月 31 日初期日の対 ERA-Interim 誤差(第 4.2-2 図(a))では北極域でわずかに低温誤差を持つ。NoSIC1 と SIC1 の比較(第 4.2-2 図(c))では、NoSIC1 の北極域で気温が上昇しており、SIC1 の低温誤差を解消していることが分かる。12 月 31 日初期日を見ても、NoSIC1 は北極域下層で低温バイアスを持つものの(第 4.2-2 図(b))、SIC1 に比較して海水域縁辺で見られる領域で下層気温が上昇している(第 4.2-2 図(d))。このときにモデルに与えた海氷推定値を見ると(第 4.2-3 図)、地上気温が低温誤差を示す領域と海氷密接度推定値が解析値に対して過剰となる領域が概ね対応している。また、実験間の気温の差分と海氷密接度推定値の差分が対応している

ことがわかる。GSM1603 では完全結氷処理は解析値にのみ適用されるが、統計的推定によって予測期間中にわたって影響を与えるため、予測期間を通じた変化は大きい。このように、冬半球極域下層を中心に気温の平均誤差の変化は大きいものの、予測精度には大きな変化が無く中立であった(図略)。

(5) 全球モデルとしての評価

(4)ではおもに再予報実験による 1 か月予報としての評価結果を示したが、GEPS は 1 か月予報のためだけではなく、週間天気予報及び台風予報のための EPS としての役割も持つ。また、全球モデルの継続的な発展のためには改良の効果を様々な時間スケールで評価することが重要である。今回の完全結氷処理の廃止については、再予報実験のほかに、GEPS の

予報開始時の解像度である TL479 (格子間隔約 40km) を使った直近の夏冬を対象とした連続初期日実験、高解像度決定論予報の解析予報サイクル実験も実施した。いずれの実験においても、再予報実験と同様に冬半球極域下層を中心とした気温の上昇が見られ、これまで見られていた低温誤差を緩和するという期待通りの結果が得られた(図略)。そのため、全球モデルでは完全結氷処理は廃止される見込みである。

なお、再予報実験による評価の後に、完全結氷処理について更に検討を行った結果、内陸の湖沼の凍結を表現するためと、将来的な陸・開水・海氷混在格子化を視野に、海氷解析の対象外の格子は全球モデルの陸水、陸地を問わず完全結氷処理を適用することとした。

4.2.5 おわりに

開水・海氷混在格子の導入と、海上における完全結氷処理の廃止による海氷密度の完全利用によって、GEPS における冬半球の極域下層の低温誤差は大きく改善した。この開発は GSM にも導入が見込まれている。

謝辞

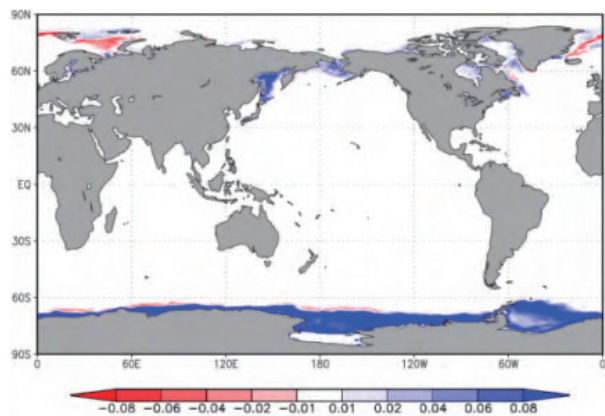
ERA-Interim は ECMWF より提供されたものを使用した。

参考文献

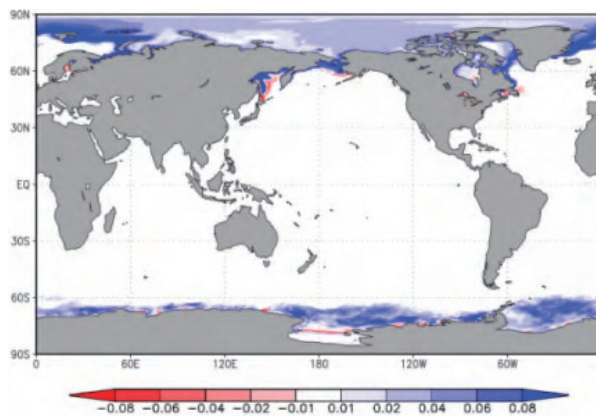
- 岩村公太, 2009: 下部境界条件. 数値予報課報告・別冊第 55 号, 気象庁予報部, 59-62.
- 太田洋一郎, 堀田大介, 2016: 海面水温摂動の開発. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 77-83.
- 北川裕人, 2007: 変更の概要. 平成 19 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-4.
- 栗原幸雄, 桜井敏之, 倉賀野連, 2006: 衛星マイクロ波放射計, 衛星赤外放射計及び現場観測データを用いた全球日別海面水温解析. 測候時報, 73 特別号, 気象庁, S1-S18.
- 古林慎哉, 太田行哉, 原田やよい, 海老田綾貴, 守谷昌巳, 小野田浩克, 大野木和敏, 釜堀弘隆, 小林ちあき, 遠藤洋和, 宮岡健吾, 高橋清利, 2015: 気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55) の概要. 平成 26 年度

- 季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 66-115.
- 杉本裕之, 高谷祐平, 宮岡健吾, 長澤亮二, 新保明彦, 2015: 全球日別海面水温解析(MGDSST)の利用と海氷初期偏差を考慮した海氷域推定手法の高度化. 平成 26 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 5-20.
- 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.
- 米原仁, 2016: 全球数値予報システムの物理過程改良の概要. 平成 28 年度数値予報研修テキスト, 気象庁予報部, 1-3.
- Cavalieri, D.J., P. Gloersen, and W.J. Campbell, 1984: Determination of sea ice parameters with the NIMBUS 7 SMMR, *J. Geophys. Res.*, **89(D4)**, 5355-5369.
- Dee, D.P., S.M. Uppala, A.J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M.A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A.C.M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A.J. Geer, L. Haimberger, S.B. Healy, H. Hersbach, E.V. Hólm, L. Isaksen, P. Kállberg, M. Köhler, M. Matricardi, A.P. McNally, B.M. Monge-Sanz, J.-J. Morcrette, B.-K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J.-N. Thépaut, and F. Vitart, 2011: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 553-597.
- Grumbine, R. W., 1996: Automated passive microwave sea ice concentration analysis at NCEP, U.S. Department of Commerce, *NCEP Tech. Note*, Natl. Weather Serv., Natl. Oceanic and Atmos. Admin., Camp Springs, Md.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan.*, **93**, 5-48.
- Matsumoto, T., M. Ishii, Y. Fukuda, and S. Hirahara, 2006: Sea ice data derived from Microwave radiometer for climate monitoring. *AMS 14th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography*, P2.21. Available on line at https://ams.confex.com/ams/Annual2006/techprogram/paper_101105.htm.
- Nomura, A., 1998: Global sea ice concentration data set used in ERA. *ECMWF Re-Analysis Project Report Series*, **no. 4**, 25pp.

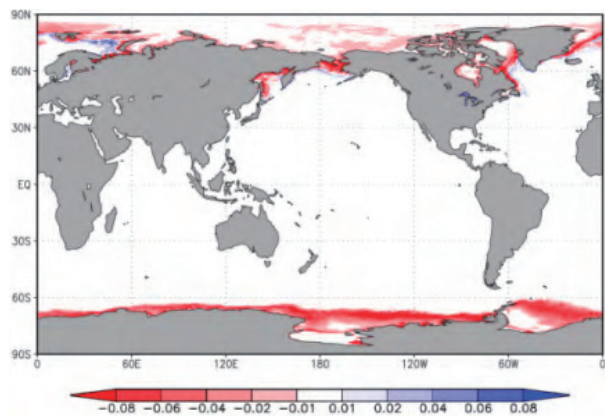
(a) NoSIC1 平均誤差(3/31 初期日)



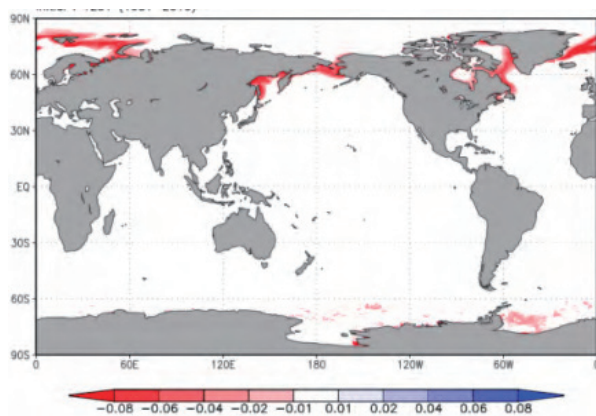
(b) NoSIC1 平均誤差(12/31 初期日)



(c) NoSIC1 - SIC1(3/31 初期日)



(d) NoSIC1 - SIC1(12/31 初期日)



第 4.2-3 図 海水推定値の比較

(a) 3/31 初期日の予測に使用した完全結氷処理廃止実験 (NoSIC1) の海水密度推定値の対解析値平均誤差、(b) 同 12/31 初期日、(c) 3/31 初期日の実験間差分 (NoSIC1 - 完全結氷処理あり (SIC1))、(d) 同 12/31 初期日。推定 0 日 (解析値) から 35 日目の平均。

4.3 海面水温摂動¹

4.3.1 はじめに

気象庁の3か月予報、暖候期予報、寒候期予報及びエルニーニョ予測に用いる季節アンサンブル予報システムでは、大気海洋結合モデルを用いている(高谷, 2015)。1か月アンサンブル予報システム(1か月EPS)のV1403(平井ほか, 2015)では、全球モデル(GSM)や週間EPS、台風EPSと同様に、境界条件として与える海面水温の推定値を、解析値と平年値から求められる初期の平年偏差が持続することを仮定し、その時間発展は季節変動する気候値で与えられる。その値はアンサンブルを構成する全てのアンサンブルメンバーで共通であり、各アンサンブルメンバーに境界条件として与えられる海面水温がその解析誤差及び時間発展の確率密度分布を表したものとを言えない(堀田, 2016)。よって、1か月程度先までを対象とした予測においても下部境界条件の影響を適切に考慮し、その不確実性を予測にどのように反映させるかは重要な課題である(堀田, 2016)。

V1403では、大気初期摂動として成長モード育成(BGM)法、モデルアンサンブルとして確率的物理過程強制法が導入されているが、主要な予測要素のスプレッドが平方根平均二乗誤差よりも小さく、その大きさが十分ではないことがわかっている。特に、領域・要素別には、海面水温の影響を強く受ける地上気温や、潜熱輸送及び対流を通じて海面水温の影響を受ける熱帯の速度ポテンシャルのスプレッドが不足している(佐藤ほか, 2015)。この一因として、全てのアンサンブルメンバーに同じ海面水温推定値が与えられていることが考えられる。

そこで、GEPSでは、太田と堀田(2016)による海面水温摂動を導入し、海面水温解析の不確実性及び時間発展の不確実性の表現による予測精度の改善を狙った。本節では、GEPSへの海面水温摂動の導入に向けた開発の中から、V1403に対して海面水温摂動を導入した際の2週目~1か月先の予測への影響について調べた結果を示す。海面水温摂動の導入による1~2週目を対象とした予測に対する影響を調

べた結果は太田と堀田(2016)を参照していただきたい。

なお、本節に関する実験及び評価は、数値予報課の太田洋一郎氏及び堀田大介氏の協力の下に実施した。

4.3.2 海面水温摂動の作成手法

ここでは、海面水温摂動の作成手法の概要を示す。この内容は太田と堀田(2016)を抜粋したものであるため、詳細については太田と堀田(2016)を参照していただきたい。

(1) i 番目 ($i=1, \dots, K$) のメンバー (K はアンサンブルメンバー数) に対して、過去(ここでは2003~2013年の11年分)の海面水温解析値から初期時刻 T_0 と同季節(前後27日とした)のランダムな時刻 T_i を選択する。類似の空間構造を持つ摂動が作成されて重複が起ることを避けるため、 T_i はそれぞれ一定以上離れるように選択する(ここでは10日以上)。

(2) それぞれのアンサンブルメンバーについて、上で選択した時刻から ΔT だけ離れた時刻を選択し、海面水温摂動 ΔSST_i を以下のように与える。

$$\begin{aligned} \Delta SST_i(T_0 + t_f) \\ = \alpha [SSTA(T_i + \Delta T + t_f) - SSTA(T_i)] \end{aligned} \quad (\text{第 4.3-1 式})$$

ここで、 t_f は予報時間で海面水温解析値の時間間隔刻みで変化し、本実験では全球日別海面水温解析(MGDSST; 栗原ほか, 2006)を用いているため t_f を1日としている。 $SSTA(T)$ は時刻 T における海面水温の気候値に対する偏差を表す。 α は摂動の振幅を調整するパラメータである。今回の調査においては、調整パラメータ ΔT 及び α は太田と堀田(2016)と同じ値(それぞれ1日及び1.0)を採用した。

また、実験に際しては、上記のほかに以下の2つの処理を実装している。

¹ 吉田 拓馬、新保 明彦

(3) 海水域及び陸域・沿岸域のマスク

初期時刻と海面水温摂動作成に用いた日時 of 海水密度解析値の最大値をとり、これが閾値(0.001)以上となる地点及び欠測となっている地点にマスクをかける。この際、マスクの境界で急激な変化が起きない

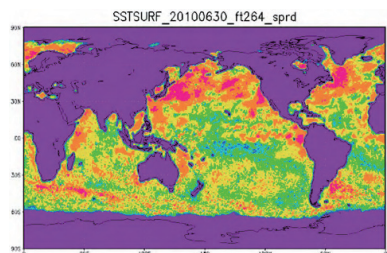
ように摂動の振幅パラメータを0から1へ滑らかに変化させる。

(4) アンサンブル平均の修正

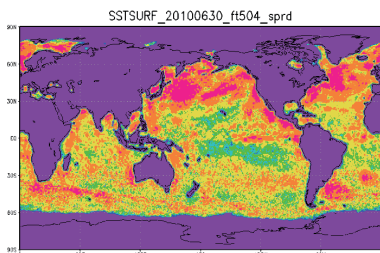
全摂動メンバー(今回の実験では4メンバー)の海面水温摂動の平均が0になるように、作成した海面水

スプレッド

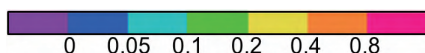
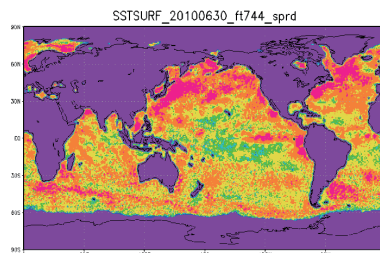
(a) 予報 10 日目



(b) 予報 20 日目

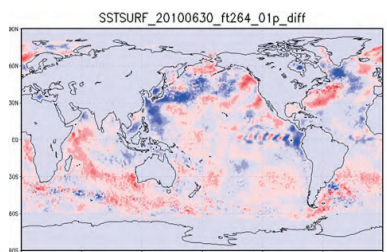


(c) 予報 30 日目

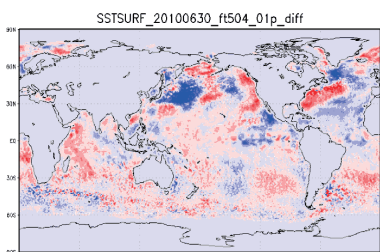


海面水温摂動(01p)

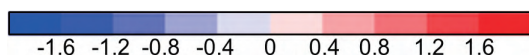
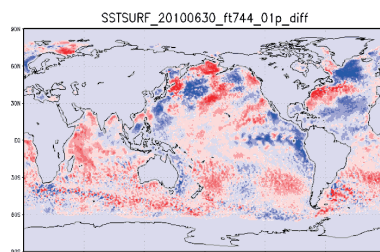
(d) 予報 10 日目



(e) 予報 20 日目

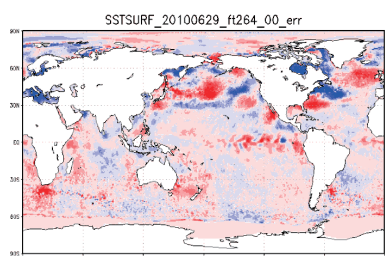


(f) 予報 30 日目

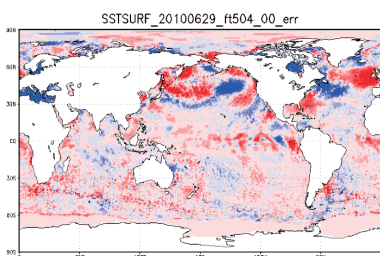


海面水温推定値(海面水温摂動無し)の誤差(推定値-解析値)

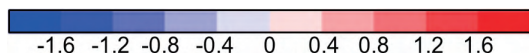
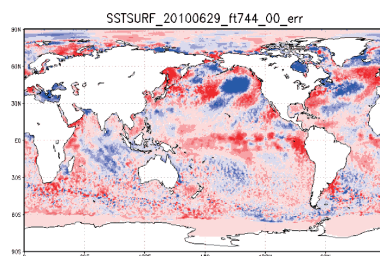
(g) 予報 10 日目



(h) 予報 20 日目



(i) 予報 30 日目



第 4.3-1 図 2010 年 6 月 30 日 12UTC を初期時刻とする 5 メンバーの予測における(上段)海面水温摂動のスプレッド、(中段)摂動メンバー(01p)の海面水温摂動及び(下段)海面水温推定値(海面水温摂動無し)の誤差(推定値-解析値)

左から予報 10 日目、予報 20 日目、予報 30 日目。単位は全て[K]。陰影はカラーバーを参照。海面水温摂動無しの場合の海面水温推定値は、初期の平年偏差を予報時間により季節変動する気候値に与えた値である。

温摂動の平均を全摂動メンバーの海面水温から差し引く。これにより、各アンサンブルメンバーに与えられる海面水温の平均は摂動を与えない海面水温と同じになる。

4.3.3 実験仕様

海面水温摂動の効果を確認するため、V1403 に対して海面水温摂動を適用し、過去 30 年を対象とした再予報を実施した。ただし、初期日は年 4 初期日(3月31日、6月30日、9月30日及び12月31日)とし、それぞれ 12UTC を初期時刻とした。再予報の仕様は佐藤ほか(2015)及び第 2.1 節を参照いただきたい。また、検証には、大気解析値として気象庁 55 年長期

再解析(JRA-55; 古林ほか, 2015; Kobayashi et al., 2015)、海面水温には MGDSST を使用した。

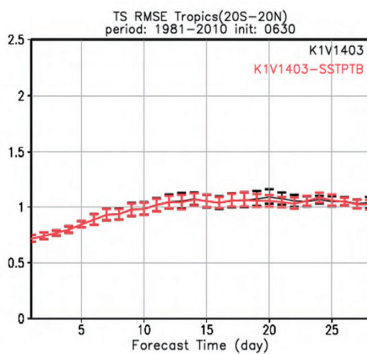
4.3.4 結果

本項では第 4.3.3 項で示した実験仕様に基づく結果のうち、6 月 30 日初期日の予測結果を示す。なお、6 月 30 日以外の 3 初期日においても、海面水温摂動の導入による影響としては同様の結果であった(図略)。

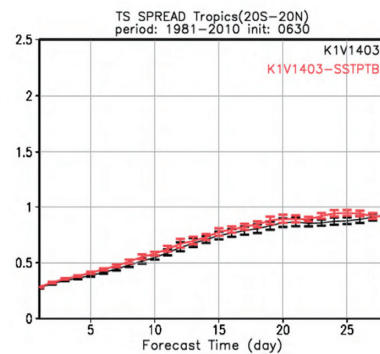
まず、今回の予報実験で与えた海面水温摂動の空間分布を確認する。第 4.3-1 図には、2010 年 6 月 30 日を初期日とする予測における海面水温のスプレッド、海面水温摂動及び初期半年偏差を固定して与えた海面水温推定値の誤差(推定値－解析値)を示して

地上気温(熱帯域)

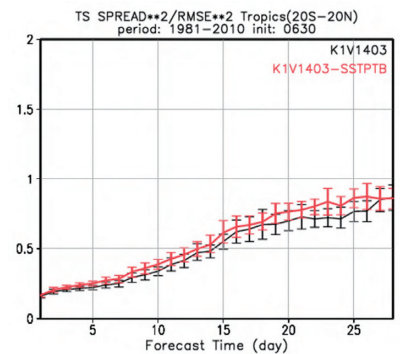
(a)RMSE



(b)スプレッド

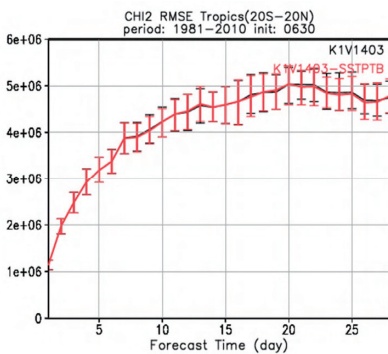


(c)R

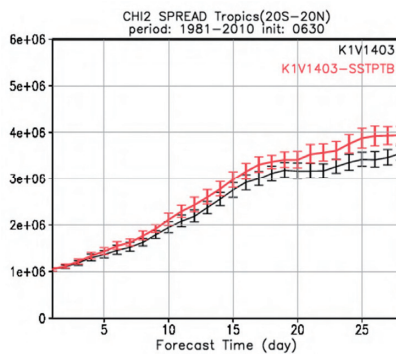


200hPa 速度ポテンシャル(熱帯域)

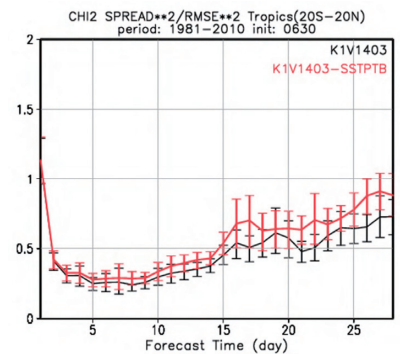
(d)RMSE



(e)スプレッド



(f)R



第 4.3-2 図 海面水温摂動の導入前と導入後のスプレッド、RMSE 及び R

黒線は V1403(海面水温摂動無し)、赤線は V1403 に海面水温摂動を適用した実験。熱帯域(20°S-20°N)の(a)~(c)地上気温と(d)~(f)200hPa 速度ポテンシャル。(a) (d)RMSE、(b) (e)スプレッド、(c) (f)R(定義は補遺 2.5-A を参照)。単位は(a) (b)は[K]、(d) (e)は[m²/s]。誤差幅は信頼区間 95%信頼区間を示す。6 月 30 日 12UTC を初期時刻とする 1981~2010 年の 30 年を対象とした 5 メンバーのアンサンブル実験に基づく。日別値(日 4 回平均)を対象。

いる。スプレッド(第 4.3-1 図 (a)～(c))から、予報時間の発展に伴い海面水温の摂動が成長していく様子がわかる。また、初期平年偏差固定の海面水温推定値の誤差(第 4.3-1 図 (g)～(i))と比較すると、海面水温の誤差の大きな領域(例えば、南アフリカ沖のアガラス(Agulhas)海流続流域や夏半球(この例では北半球)側の中高緯度)で大きな海面水温の摂動及びスプレッドを与えることができていることが確認できる。

次に、海面水温摂動導入により増加が期待されるスプレッドの変化を確認する。第 4.3-2 図は、1981～2010 年の 30 年を対象とした 6 月 30 日初期日の予測について、海面水温摂動の導入前(黒線)と導入後(赤線)における平方根平均二乗誤差(RMSE)、スプレッド及びスプレッドと RMSE の二乗比(R; 定義は補遺 2.5-A を参照)を、熱帯域の地上気温及び 200hPa 速度ポテンシャルについて示している。第 4.3-2 図から、海面水温摂動の導入により、RMSE に明瞭な違いが現れていないのに対し、スプレッドが不足している熱帯の地上気温及び 200hPa 速度ポテンシャルにおいてスプレッドが増加し、R がアンサンブル予報における理想的なスプレッドと RMSE の比(1.0)に近づいていることがわかる。なお、南北半球中・高緯度の地上気温においても、わずかにスプレッドが増加している(図略)。

平均誤差については海面水温摂動の導入前後でほとんど変化は無く、海面水温摂動の導入による平均的なモデルの循環場への影響は小さい(図略)。また、アノマリー相関係数にも明瞭な変化はみられなかった(図略)。

一方、確率論的スコアとしてブライアスキルスコア(BSS)を用いて評価すると、複数の領域・要素で BSS が大きくなり改善がみられた(図略)。海面水温摂動の導入により、スプレッドの増加に対応して BSS が大きくなっていると考えられる。

4.3.5 まとめ

海面水温摂動の 2 週目～1 か月先の予測への影響について調べるために V1403 へ海面水温摂動を導入した実験を行い、その影響を調査した。その結果、

対流圏下層を中心とした気温及び熱帯の大規模発散場の指標となる 200hPa 速度ポテンシャルのスプレッドの増加など、概ね期待される通りの影響を確認した。GEPS による再予報を用いた評価において、例えば熱帯域の 200hPa 速度ポテンシャルのスプレッドが増加し R がアンサンブル予報としてより理想的な値に近づいている(第 2.5-5 図)。今回の GEPS に対する海面水温摂動の導入による効果がスプレッドの変更に寄与していると考えられる。

参考文献

- 太田洋一郎, 堀田大介, 2016: 海面水温摂動の開発. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 77-84.
- 栗原幸雄, 桜井敏之, 倉賀野連, 2006: 衛星マイクロ波放射計, 衛星赤外放射計及び現場観測データを用いた全球日別海面水温解析. 測候時報, 73 特別号, S1-S18.
- 古林慎哉, 太田行哉, 原田やよい, 海老田綾貴, 守谷昌巳, 小野田浩克, 大野木和敏, 釜堀弘隆, 小林ちあき, 遠藤洋和, 宮岡健吾, 高橋清利, 2015: 気象庁 55 年長期再解析(JRA-55)の概要. 平成 26 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 66-115.
- 佐藤均, 宮岡健吾, 長澤亮二, 新保明彦, 高谷祐平, 松枝聡子, 杉本裕之, 2015: ハインドキャストによる検証. 平成 26 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 22-45.
- 高谷祐平, 2015: 概論. 平成 27 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 1-4.
- 平井雅之, 宮岡健吾, 佐藤均, 杉本裕之, 南敦, 松川知紘, 高谷祐平, 新保明彦, 2015: 1 か月予報システムの変更の概要. 平成 26 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 1-5.
- 堀田大介, 2016: 中期予報における下部境界条件の影響. 数値予報課報告・別冊第 62 号, 気象庁予報部, 11-17.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5-48.