

アルゴフロート・トライトンブイデータを用いた 太平洋の水温・塩分客観解析

細田 滋毅*¹ 湊 信也*¹

太平洋における月毎の水温・塩分の等圧面上での客観解析を、アルゴフロート・トライトンブイデータなどを用いて行い、アルゴ遅延データベースのプロダクトとして公開を始めた。客観解析には、大規模変動を追える様なパラメータ設定を行った最適内挿法を用いた。その最適内挿法を用いた客観解析によって得られる推定値の誤差は、観測データの密度が大きいほど小さくなるが、アルゴフロートの投入数の増加によって徐々に改善されてきた。また、長期にわたって行われている気象庁の定期観測線による船舶CTD観測値と統計値を用いて、客観解析による推定値が観測値とどの程度差が生じるかを検証したところ、偏差が若干大きく出る領域はあるものの、系統的な大きな差は生じなかった。また、今までデータの不足により困難であった塩分の大規模場の客観解析は、その影響半径などの統計値を水温のものに仮定して与えても、観測値と比較にそれ程大きな差は生じなかった。水温・塩分の解析値を基にして、客観解析のプロダクトとしてさらに、ポテンシャル密度や力学高度の推定も行った。得られた力学高度推定値と同じ格子間隔にグリッド化されたTopex/Poseidonの海面高度偏差データとの比較を行ったところ、パターンの傾向としては比較的良くあっていた。しかし、データが不十分なところでは一致していない部分もあった。これらのプロダクトを用いて解析期間中に比較的推定誤差の小さかった西熱帯太平洋の水温変動、日本近海の異常潮位に伴う力学高度変動を見ることで客観解析のパフォーマンスを調べた結果、それぞれ2002年後半のエルニーニョ現象に伴う水温・塩分変動、2001年夏に起こった沖縄の異常潮位に伴う力学高度変動が良く表現されていた。このことから、この客観解析データは比較的大きな規模の現象が捉えられており、精度の良いデータが集まれば、比較的大規模な海洋変動のモニタリングとしては十分使用可能であると考えられる。

キーワード：客観解析, アルゴ, トライトン, プロダクト

Objective analysis with Argo float and TRITON buoy data for temperature and salinity fields in the Pacific Ocean

Shigeki HOSODA*² Shinya MINATO*²

Objective analysis was applied to derive monthly temperature and salinity field in the Pacific Ocean with Argo float, TRITON buoy and CTD data. These products were opened from the JAMSTEC web site of Argo delayed mode database. To capture large scale variations in the analysis, we used optimal interpolation method (OI) with parameters for large scale. Error of estimated values by the objective analysis based on the OI became smaller, because of increasing number of the Argo floats. To confirm the capability of this objective analysis, we compared analyzed data with observed CTD data (along 137°E; observed by Japan Meteorological Agency). The result is that the analyzed fields are generally corresponding well with the temperature and salinity sections. Furthermore, in spite of rough approximations in statistical parameters for salinity field, which is difficult to show because of lack of salinity historical data, salinity distribution is reproduced well. From these products, we further calculated potential density field and dynamic height anomaly. We compared dynamic height anomaly with sea surface height from Topex/Poseidon satellite data. The pat-

*1 海洋科学技術センター 海洋観測研究部

*2 Ocean Research and Observation Department, JAMSTEC

terns of both maps are consistent, although we found large difference in regions of small number of Argo data. This indicates that there are still some issues to need to solve in the analysis. We further investigate temperature and surface salinity variations in the western tropical Pacific to show El-niño event in late 2002 and analyzed dynamic height anomaly at Naha, Japan to confirm correspondence with tide station data. The results of these two analyses can explain well El-niño event in 2002 and high tide anomaly at Naha in Jul. 2001. From these results, we think that the objective analyses product with good accuracy data can be used for monitoring basin wide ocean variations.

Keywords : Objective analysis, ARGO float, TRITON, products

1. はじめに

アルゴ計画によって、世界中に3000本のフロートを投入し、水平3度格子内に1つのフロートが存在するようにして、10日おきに観測を行うシステムが徐々に完成されつつある。2003年6月現在、世界中に約800本、太平洋に約300本のフロートが投入され、観測を行っている。これにより、太平洋のかなりの海域において、海洋表層から中層にかけて水温だけでなく塩分・圧力の値も含む高精度のデータがアルゴフロートやトライトンブイによって定期的に得られるようになり、客観解析による海況の推定を定期的に行うことのできる環境がようやく整ってきた。

客観解析や再解析による定期的なデータセットの作成は、気象の分野ではECMWFや気象庁などのように数多く行われ、世に出ている。これは、気象の場合、ルーチン的な陸上観測に加え、気象ゾンデを1日数回打ち上げることによって得られる高層までのプロファイル観測が可能であるため、時空間的に密な観測データが比較的容易に得られるためである。一方、海洋の分野でそのようなグリッド化された解析データは、水温についてはいくつかの機関から定期的に出されているものの(Scripps; 米国, 気象庁など)まだそれほど多くなく、塩分に関しては皆無である。これは、海洋で気象の高層ゾンデのような定期的なプロファイル観測ができる体制というものが殆どなかったためである。しかし、海洋の分野でもアルゴフロートによる海面から2000dbまでのプロファイルデータ数が増加してきており、中層までではあるが、気象学分野のような解析がようやく行えるようになってきた。数多く得られた観測値を純然と反映させた客観解析データというのは、数値モデルを用いた手法によるデータ同化とは別に、供出していく必要があると考えられる。現時点で、シミュレーションや同化、予報に用いられる数値モデルには、高解像度であっても非現実的な弊があり、数値モデルによって汚染されていない統計的手法による客観的な海況把握も必要である、というのが1つの理由である。

客観解析のプロダクトとして水温だけでなく塩分値を算出・公開することには大きなメリットがある。それは、気候変動のモニタリングにかかわる海況変動の把握だけでなく、力学的変動を追うために必要な密度構造の算出、沿岸における潮位変動を監視する手段の1つとして重要な海面高度変動を求めるためには塩分値が必要だからである。実際に、トライトンブイのデータから、塩分の効果が力学高

度や流れの場に影響しているという指摘があり(Ueki et al., 2002)、さらに海水の塩分値と魚(カツオ)の分布が密接に関係する(Lehodey et al., 1998)といった水産業との密接な関係性を指摘する研究もある。従って、客観解析のプロダクトは気候変動だけでなくこのような海況変動や水産業にかかわる要因のモニタリングを行う道具として速報的に用いることが出来る。ただし、現段階で客観解析による塩分分布の信頼性は高くない。それは、今まで塩分の観測データが殆どなかったために、客観解析の根拠である統計値が不十分なためである。しかし、アルゴフロートがさらに展開され、ある程度時間が経過することで観測点数が多くなれば、こういった問題も解決するはずである。

では、このような現象のモニタリングを行うためにはどういった時間・空間解像度を持ったプロダクトが適当であろうか。アルゴプロジェクトは、全世界の海洋に水平方向で3°間隔、10日おきにフロートが観測を行うことを目指している。これは、水平方向に数度、時間的に数10日、鉛直的にも数10m程度の解像度があれば、中規模現象よりも大きな海洋大循環の変動が監視できるとされているためである。これを実現するためには、中・小規模現象はノイズ(またはgeophysical noise; Meyer et al., 1991)として扱い、ある程度大規模なシグナルを抽出することが出来る手法が必要である。客観解析に用いるそのような手法としては、大規模現象による海況変動の把握を目的としたパラメータを選んだ最適内挿法が適当であると考えられる。本解析では、この考えに沿い、さらに中規模現象が卓越する海況変動の傾向も捉えるために、水平空間解像度を水平方向に1°間隔、鉛直方向には、いわゆる標準層(ただし圧力面)を基準解析面としてとり、時間解像度は1ヶ月毎とした。ただし、内挿は各基準面での等圧面上2次元で行っているため、解析が鉛直方向には独立に行われていることが検討課題として残っている。また観測データには、アルゴフロートが完全に展開されていない現時点としては、船舶CTDなどのデータを補完的に用いることが適当であると考えられる。

ここでは、アルゴフロート・トライトンブイデータおよび、収集可能であった船舶CTDデータを用いて、最適内挿法による等圧面上の水温・塩分の客観解析を行った。そして、定線観測による船舶CTDの観測値とその季節標準偏差の値を用いて客観解析の値に対する検証を行い、観測された海況と解析値との関係を議論した。

本論文は、2章では本解析で用いた最適内挿法の内容を示し、3章で推定に用いる観測値のデータ処理方法を説明した。4章では水温・塩分推定値から得られるプロダクトとその検証結果について示し、さらに力学高度について観測された海面高度・潮位データとの比較を行った。その後5章で客観解析に用いる気候値・統計値についての議論をし、最後に6章で本論文のまとめを行った。

2. 最適内挿法

本研究の客観解析で採用している最適内挿法(付録A1)は、推定値を求める際に観測データをなるべく尊重する手法として、広く用いられているものである(小林他, 2002)。比較的簡便な補間法である箱型内挿と異なる点は、箱型内挿では推定点の近傍にある観測値の全てに均等な重み(または少々工夫をして距離に応じた重み)をつけて足し合わせるが、最適内挿法では推定点と観測点との関係だけでなく、観測点同士の関係(相関)を考慮し、推定点付近の場の統計的な特徴を反映させることで、より内挿誤差の少ない客観的な推定値が求められる点である(水野, 1995)。このことにより、観測点が比較的少ない海域でも、統計的に求められている場の変動特性にあった、もっともらしい推定を行うことが可能となる。ここでは、等圧面上での水温・塩分についての、2次元の最適内挿法を施したが、その解析領域、基準圧力面、解析期間を示した解析概要を表1に示す。

最適内挿法を用いて推定を行う場合、まず推定する量の第一推定値を与え、そこからの偏差について解析を行う。ここでは、第一推定値としてWorld Ocean Atlas 98 (WOA98; Conkright et al., 1998)の月平均気候値(ただし1000mより深いところでは季節平均気候値)を用いた。また、統計値として、同じくWOA98の年平均標準偏差気候値(5°格子のデータ)を用いた。ここで、標準偏差の気候値に年平均のデータを用いているのは、月平均・季節平均データでは観測データの欠如による欠損領域が多く太平洋全域を網羅できないためである。なお、これらの量は全て深度に対して与えられているので、基準圧力面上の値に変換を行った(付録A3)。影響半径、誤差分布については、White (1995) が全球規模で水温に関する大規模変動についての解析を行い、その結果を緯度1°毎の値としてまとめているため、これを参考に1°毎の緯度・圧力の関数に換算して

与えた。ただし、400mまでのデータしかないため、それ以深では400mでの値が変化せず一定であると仮定した。また、求められている層も0, 200, 400mの3層しかないため、これら3層の間の値は鉛直補間によって算出した。影響半径・誤差分差の統計値のうち、塩分に関する見積もりは今まで行われていないため、塩分に関する値は水温と同値であると仮定してそのまま用いた。なお、これらの統計値についても、深度の関数として与えられているので、圧力の関数に変換した。

実際に最適内挿法を行う際に、観測点数が非常に多い海域があると、計算時間がかかり、計算資源にも限度がある。そこで、影響半径より大きく、推定結果に影響を与えない程度に範囲を設定し、その中に存在する観測値のみを解析するという制限を設け、使用するメモリおよび時間を減らした。ここでは、推定点の近傍の南北20°、東西40°の範囲内にある観測値を選択したが、さらにデータ点数が100を超えた場合、推定点に近い方から100個のデータを用いて解析することとした。

内挿計算を行う際に用いる相関行列の各要素に与える相関係数は、観測点間、観測点・推定点の2点間の距離に応じて指数関数的に減少する形を与え、そのe-folding scaleを影響半径とした(付録A2)。解析を行う際の欠損点の扱いは、気候値データで海底・海岸地形である領域を欠損値として与えた。また、各観測点・推定点同士の相関を求める際に地形によって影となって影響が殆ど及ばないと考えられる領域が存在するが、解析範囲の中から縁辺海を除くことにより、地形が大きく影響するような規模の大きな島や半島は殆ど存在していないこと、また地形によって生じる複雑な効果を考慮することは困難であることから、処理を行わないこととした。

推定値がどの程度の精度を持つかは、推定(内挿)誤差によって評価される。推定誤差は、等圧面上での観測点が推定点の傍に多く存在するほど小さくなる傾向があるが、それだけでなく場の変動特性(標準偏差)にも依存している。この解析で用いているWOA98の水温・塩分標準偏差の年平均気候値は、例えば100dbでは水温が約1.0から3.5°C、塩分で約0.1から0.6psu、2000dbで水温が約0.03から0.15°C、塩分は約0.01から0.03psuであるので、解析結果の精度は少なくともこれらの値以下になる。そして、観測値が推定値

表1 解析概要

Table 1 Summary of objective analysis.

手法	等圧面での2次元最適内挿法
解析要素	等圧面上の水温, 塩分
解析範囲	太平洋南北60.5°N~40.5°S, 東西109.5°E~69.5°W, 鉛直10db~2000db, ただし, 日本海, 東・南シナ海, オホーツク海の縁辺海は除く
解像度	水平1°×1°, 鉛直25層 (10,20,30,50,75,100,125,150,200,250,300,400,500,600,700,800,900,1000,1100,1200,1300,1400,1500,1750, 2000db: 基準圧力面)
解析期間と間隔	2001年1月~1ヶ月毎

に反映されるほど推定誤差は小さくなり、観測値が密に存在するほど理想的な状態、0に近づいていくことになる。ただし、既に述べたとおり、標準偏差には年平均データを用いているため、月平均データを用いる場合と比べて精度が落ちていることを把握しておく必要がある。

3. 解析に用いた観測データ

本解析では、なるべく多くの水温・塩分プロファイルデータを用いて精度よく推定を行うために、次のようなデータを収集した。観測データとしてGDAC (Global Data Archive Center) で収集しているデータをデコードしたアルゴフロートのデータ、JAMSTEC TDMS (TRITON Data Management System) より収集したトライトンブイデータ、気象庁 NEAR-GOOS サイトから収集したGTS (Global Telecommunication System) データ、気象庁およびJAMSTEC TOCS (Tropical Ocean Climate Study) プロジェクトの船舶CTD観測データの一部、の4種である。GTSのデータの中には、XBT等の水温のみのデータ、表層付近のみのデータも含まれており、データの質も、必ずしも均一なものではない。そこで、これら全ての中から、表2の条件で解析に用いるプロファイルデータを抽出した。ただし、ここではデータの種類によって重み付けを変えるといった処理は行わなかった。なお、GTSとトライトンブイデータについては、深度の関数として得られているため、気候値のデータ処理の時と同様深度から圧力への変換を行った。

毎月客観解析を行うため、観測データは1ヶ月ごとにまとめて用いた。たとえば11月の解析には、11月1日から30日までのデータを集め、それらが時間的なラグなしで得られていると仮定して用いた。また、トライトンブイデータについては、10分毎のデータが得られているが、これらのデータを1ヶ月間収集し月平均値を計算して使用した。観測地点における気候値(第一推定値)は、観測データの近傍4点の気候値(1°格子)から線形内挿によって求めた。プロファイルデータの偏差とは、線形内挿によって求められたこの気候値からの差を計算したものである。ただし、プロファイルの最下層が2000dbより30db浅い範囲内にあった場合、外挿によって2000dbの計算を行い、2000db圧力面の計算に用いることとした。この理由は、解析最下層でもなるべく多くのデータを採用するためである。2000db付近になると、水温・塩分プロファイルは比較的複雑な構造が出にくいので、30db程度の外挿であれば、補間によって生じる異常値はほとんどないことを確認した(付録A3)。なお、観測点があっても、格子点の関係上気候値が計算できない場合はそのデータを解析から除外した。

2002年11月の100、2000db等圧面の客観解析に用いた観測点分布をそれぞれ図1a, bに示す。100dbでの観測データ総数は719個であるが、半分以上はアルゴフロートによるものであった。しかし、2000dbになると約300個に激減している。これは、殆どの船舶CTD観測は1000db程度までしか行われておらず、さらにアルゴフロートに関しても浮力調整の関係から熱帯域では1500dbを滞在深度にせざるを得ない場合が多いという理由もある。また、2001年1月から2003年3月までの100dbの水温客観解析における観測点数の推移を図2aに示すが、フロートの投入数の増加に伴って、観測点も徐々に増加して来ていることがわかる。また、全解析領域の推定点での平均推定誤差比の推移を図2bに示す。ここで、推定誤差比とは最適内挿法によって算出された推定誤差を

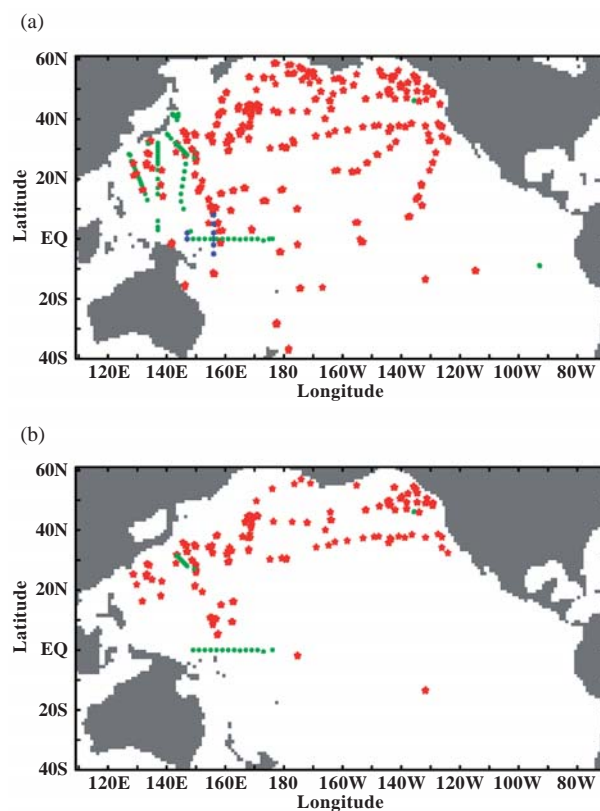


図1 2002年11月の(a) 100db および(b) 2000db の等圧面解析に用いた観測点分布。赤がアルゴフロート、緑が船舶CTD、青がトライトンブイの観測位置を示す。

Fig. 1 Map of profile data points in the objective analysis on (a) 100db and (b) 2000db in Nov. 2002. Red, green and blue marks are Argo float, CTD profile by ship and TRITON buoy.

表2 観測データの採用条件

Table 2 Profile data in objective analysis.

プロファイルの最下層	950db以上の深度のデータまで含む
プロファイルの最上層	10dbより浅い深度のデータを含む
プロファイルの層数	観測層が8層以上
観測層の間隔	データ間隔が50db以内(400db以浅), 100db以内(1000db以浅)および300db以内(1000~2000db)
観測値の偏差の大きさ	気候値からの偏差が標準偏差の3倍以内(3σ)

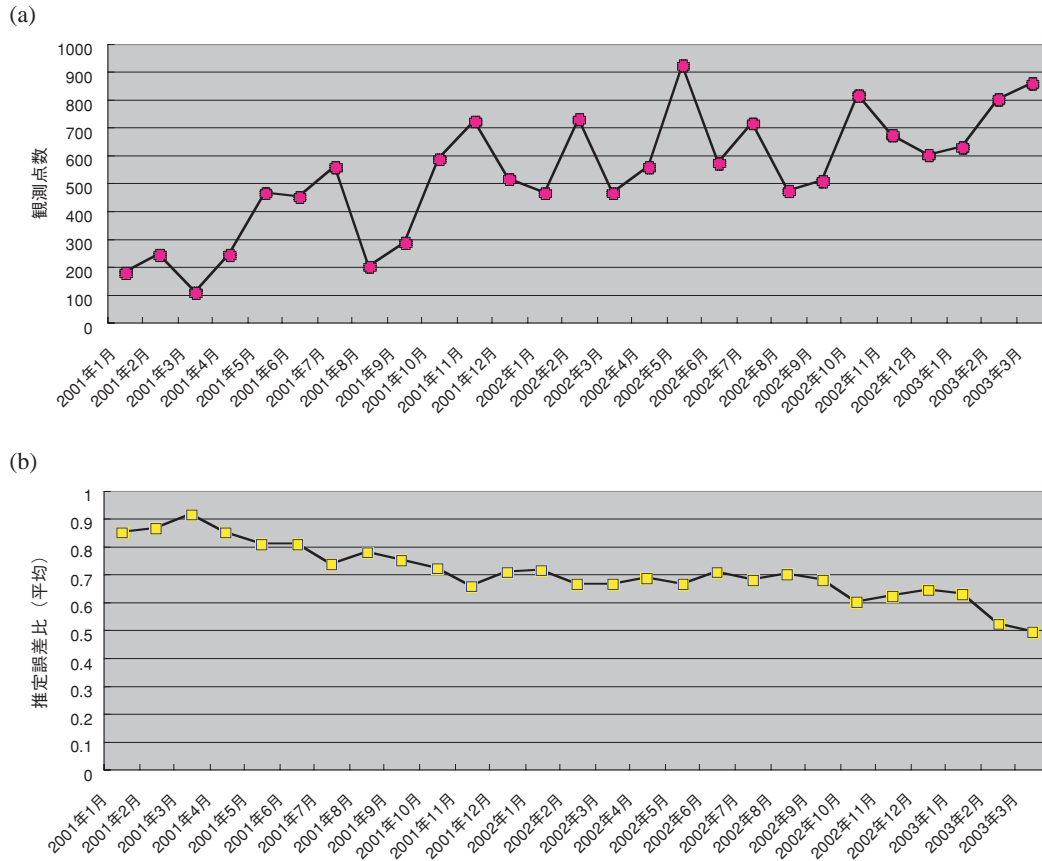


図2 100 dbの客観解析に用いた2001年1月から2003年3月までの (a) 観測点数の推移と、(b) 解析領域の全推定点における平均推定誤差比 (推定誤差/標準偏差) の推移。平均推定誤差比が小さいほど精度が高い。
 Fig. 2 (a) Number of profile data in all analyzed region from Jan. 2001 to Mar. 2003. (b) Averaged normalized estimation error (estimation error/standard deviation) in all analyzed points from Jan. 2001 to Mar. 2003. If the error value becomes small, the data have better accuracy.

場の標準偏差で規格化したものである(付録A1)。推定誤差は観測点密度にも依存するため、必ずしも観測点数の変化と対応しているわけではないが、観測点数の増加と共に平均推定誤差比も小さくなる傾向が良く現れており、客観解析データの精度を知る上で1つの指標となりうる。

4. 水温・塩分解析とプロダクト

4.1. 推定値と観測データとの比較検証

客観解析のプロダクトとして出された水温・塩分データの精度は、最適内挿法を用いていることによって推定誤差の小ささで検証できることは2章で述べた。しかし、この推定データがどれだけ真の推定されるべき値に近いかを評価することは難しい。というのは、推定されたデータは、影響半径などの統計情報によって、推定出来る現象スケールが異なってくるためである。本客観解析で与えているパラメータの設定は数度から10数度程度の比較的大規模現象が捉えられる値を選んだ。このような設定の場合、中・小規模現象による変動まで含んでいると考えられる観測値とは必ずしも一致するわけではない。ここでは、実際に推定値が観測データと比較してどの程度差が生じるものかを検証した。

気象庁では日本の南岸から西熱帯太平洋にかけての137°Eに沿って長期にわたり定期的にCTD観測が行われている。この測線上での観測は夏季と冬季の年2回(最近は年4回)であり、それらのデータから得られた水温・塩分の季節気候値と標準偏差が算出されている(気象庁, 2002)ので、これを検証に利用した。137°Eの標準偏差値は、WOA98の年平均気候値のそれと比較して概して値が小さくなっている(図3)。これは、前者は季節変動を含まず、領域平均(WOA98年平均気候値には、5°格子のデータを用いている)がなされていないことによるものであり、この場所での自然変動の大きさを代表する量と考えられる。そこで、その定線観測で得られた2002年5月の水温・塩分プロファイルと比較に用い、この観測値と同月の推定値との差が大きいのか小さいのかを判断する基準を場の変動スケールとする。ここではこれを観測値の標準偏差で代用し、さらに推定値との差を標準偏差を用いて規格化した。ただし、この比較検証に用いた客観解析の推定値のみ、137°E上のCTD観測データを取り除いた解析結果を用いた(図4a)。

プロファイルデータの比較の一例として、15°N, 137°Eの水温・塩分それぞれのCTD観測値、客観解析推定値の鉛直プロファイルを図示する(図4b)。CTD観測値に対して、

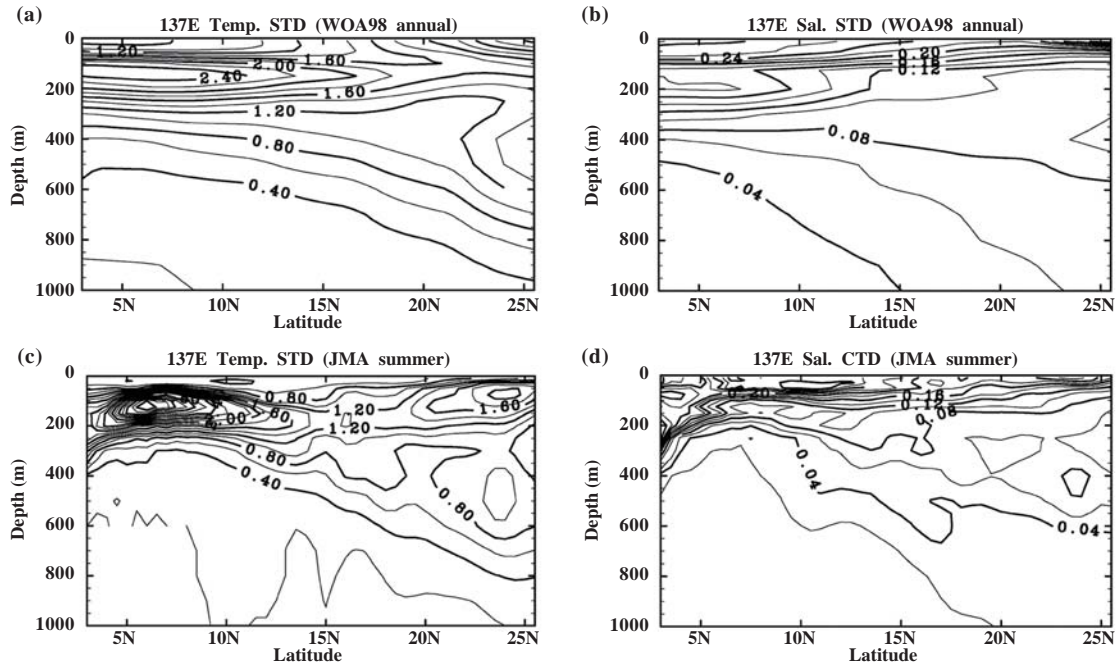


図3 137°Eに沿ったWOA98による年平均(a)水温, (b)塩分の標準偏差と, 気象庁の定線観測による夏季の(c)水温, (d)塩分標準偏差。コンター間隔はそれぞれ0.2°C, 0.02 psu。
 Fig. 3 Standard deviations of (a) temperature and (b) salinity along 137°E in WOA98. (c) and (d) are the same as (a) and (b) except for JMA's CTD station data along 137°E. Contour intervals are (a, c) 0.2 °C and (b, d) 0.02 psu.

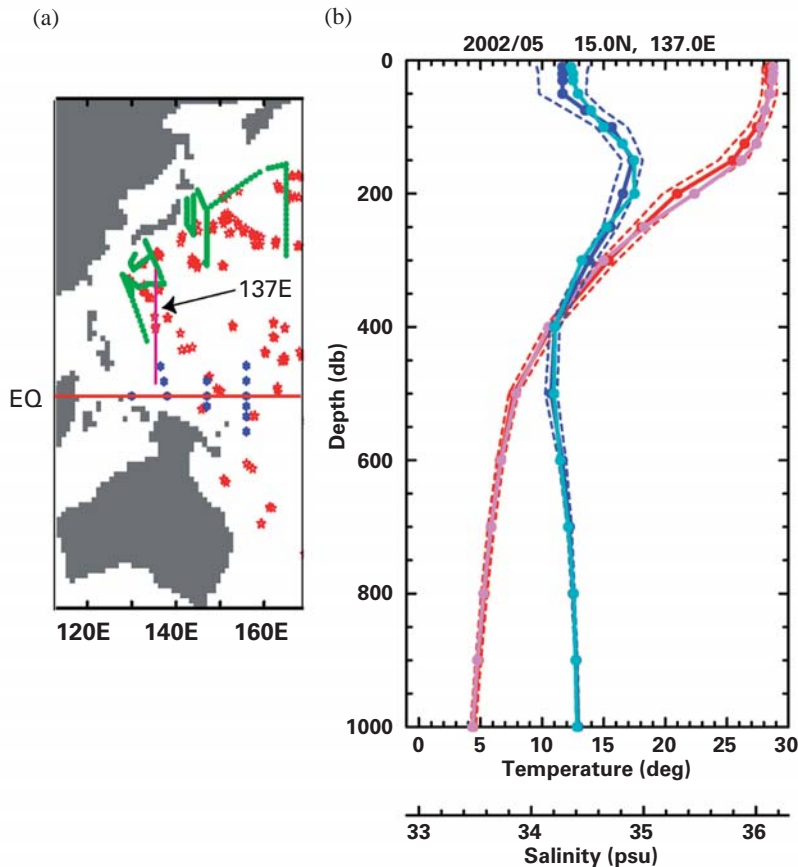


図4 (a) 2002年5月の観測点分布と137°Eの位置(紫線)。赤線が赤道を示す。赤がアルゴフロート, 緑がCTD, 青がトライトンプイの位置を示す。(b) 2002年5月の15°N, 137°Eにおける水温・塩分鉛直プロファイル。推定値(紫色/水色実線), CTD観測値(赤色/青色実線)を示し, 点線は観測値から求められたそれぞれの標準偏差を示す。

Fig. 4 (a) Map of profile data around the western Pacific in May 2002 with 137°E and EQ lines. Marks are the same as in Fig. 1. (b) Analyzed temperature (solid purple), analyzed salinity (solid light blue), observed temperature (solid red) and observed salinity (solid blue) with standard deviation of temperature (dashed red) and salinity (dashed blue) at 15°N 137°E in May 2002.

水温・塩分の標準偏差の幅を図示している。この範囲内に推定値があれば標準的な変動の範囲内のずれと解釈できる。この鉛直水温・塩分プロファイルの結果から、この観測点における推定値はほぼ観測値に対する標準偏差の中に入っていることがわかる。

さらに137°E測線全体の状況を見るために、水温・塩分の推定値、CTD観測値、標準偏差および標準偏差に対する推定値と観測値の差の比を描いた1000dbまでの断面図を図5に示した。ここで、CTD観測の測点間隔は不連続(0.3°から1°)であるため、これを1°毎に水平方向の線形内挿を施した。図5a,bに色の濃淡で示されている推定誤差比の分布によれば、熱帯の750db以深を除いて0.7以下、特に

13°N以北では0.5以下と比較的推定誤差は小さい。図5a-dの水温・塩分分布を、推定値と観測値とで比較すると、主水温躍層に沿って差が大きい(図5e,f)。これは、最適内挿法による推定値が観測値に見られるようなシャープな水温躍層構造が再現できていないことによる。また、17°Nから22°Nの200db以浅の差は観測期間中にあった中規模渦による影響を受けていると思われる。標準偏差で推定値と観測値との差を規格化して差の大きさが場の変動に対してどの程度大きいかを調べると、主水温躍層を除いて、表層から中層の標準偏差の小さい部分にも、 2σ を超えるような比較的大きな偏差が存在している。ここでは示さないが、137°Eの観測点も含めた客観解析でも、その比はピークの

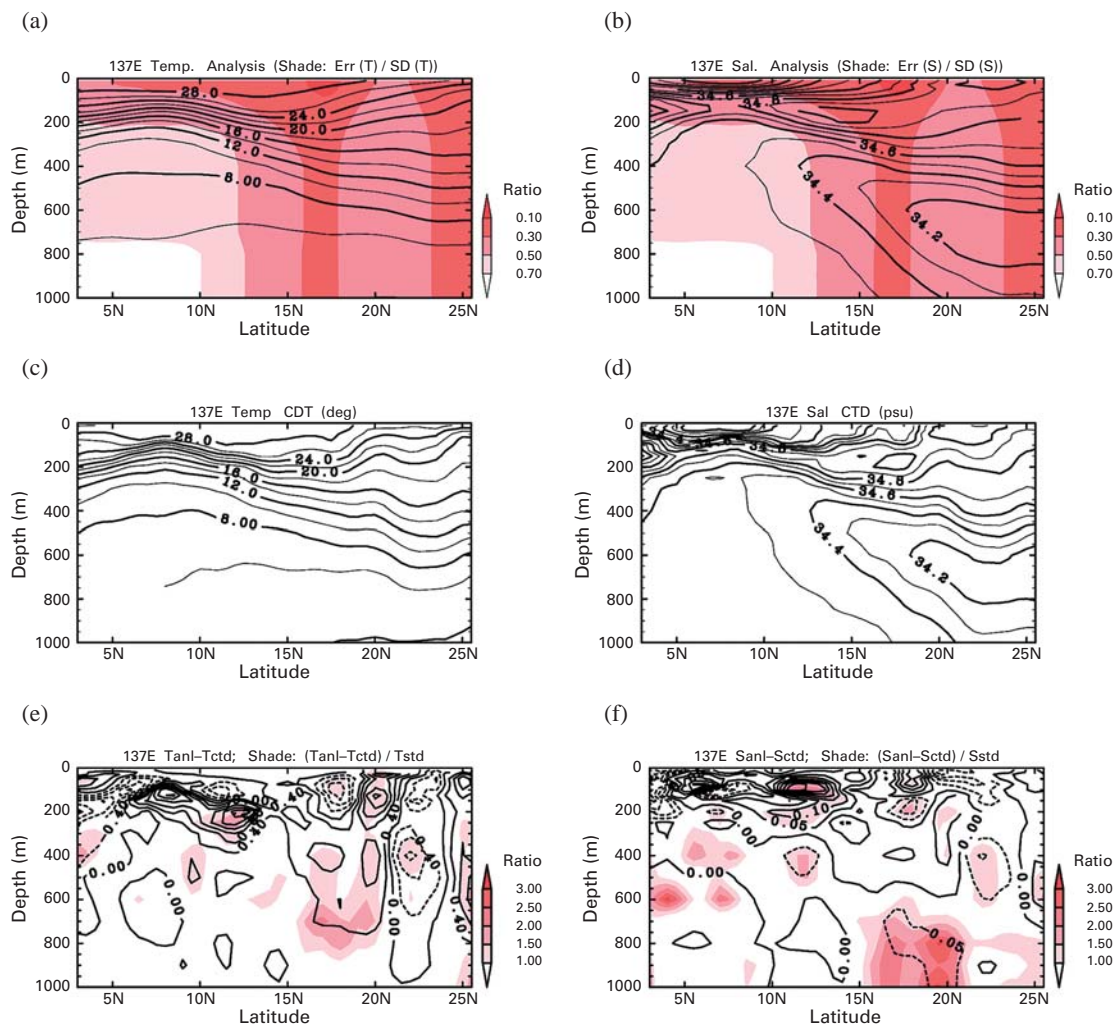


図5 2002年5月の137°Eの水温・塩分鉛直断面。(a),(b)がそれぞれの推定値(コンター間隔はそれぞれ2°C, 0.1psu)と、内挿誤差比(色が濃いほど誤差が小さい),(c),(d)がCTD観測値(コンター間隔はa,bと同様),(e),(f)が推定値から観測値を引いた値(コンター間隔は0.2°C, 0.05 psu)と、標準偏差に対する差を比べてとったもの(色が濃いほど差が大きい)。

Fig. 5 Analyzed (a) temperature and (b) salinity with ratio of interpolation error along 137°E in May 2002. Contour intervals are 2.0°C and 0.1 psu, respectively. Deeper red are small error regions. Observed (c) temperature and (d) salinity fields. Location, period and contour intervals are the same as (a) and (b). Difference between (e) analyzed and observed temperature and (f) analyzed and observed salinity in 0.2°C and 0.05 psu intervals. Deeper red are larger ratio of the differences to those standard deviations.

ところで水温では0.5程度、塩分では1.0程度小さくなり、改善されるものの同様のパターンは若干残っている。これは、影響半径が大きく設定されているため、推定値に影響するデータ点の範囲も広く、それらのデータの中に偏差の大きなものが存在することによる。以上のことから、最適内挿法を用いた推定では主水温躍層や中規模渦が発生している領域の推定に限界があることを示していると同時に、まだまだ精度の良いデータが不足していることを意味していると考えられる。

4.2. 水温、塩分分布

推定された水温・塩分場のプロダクトは、それぞれの第一推定値である気候値、客観解析による推定値、場の統計量を表す標準偏差気候値、推定誤差分布の4つ1組で構成される。例として2002年11月の塩分の解析結果を図示した(図6)。2章あるいは3章で説明したように、推定誤差が小さければ、現実の海況をよりよく表すことが出来、逆に観測点数の非常に少ないような、推定誤差の大きい海域での推

定値は気候値に近くなるため、推定値自体殆ど意味をなさない。そこで、推定誤差比が、殆ど観測点の情報が反映されていない0.9以上を示す領域を灰色とし、偏差の結果を表さないようにしている(ただし参考のために推定値そのもののコンターはそのまま描いている)。なお、このような塩分の海況図が直接観測データから描けるようになったことはアルゴフロートが展開されてきたためであり、特筆すべきことである。また、本解析での水温推定値と、同じく月毎に解析されている米国スクリップス研究所や気象庁の水温分布プロダクトとの比較も行った。解析方法や、解像度などが異なるため、直接的な比較は行えないものの、ほぼ矛盾のない結果であった。

この客観解析データでどの程度の現象がモニターできるかを示すために、解析期間中を通して比較的推定誤差の小さい海域であった西太平洋熱帯域の水温変動に着目した(図7)。100dbの水温躍層上部付近で、2001年後半で高かった西太平洋ニューギニア沖の赤道付近の水温が、2002年から始まったエルニーニョ現象に伴って低温化して

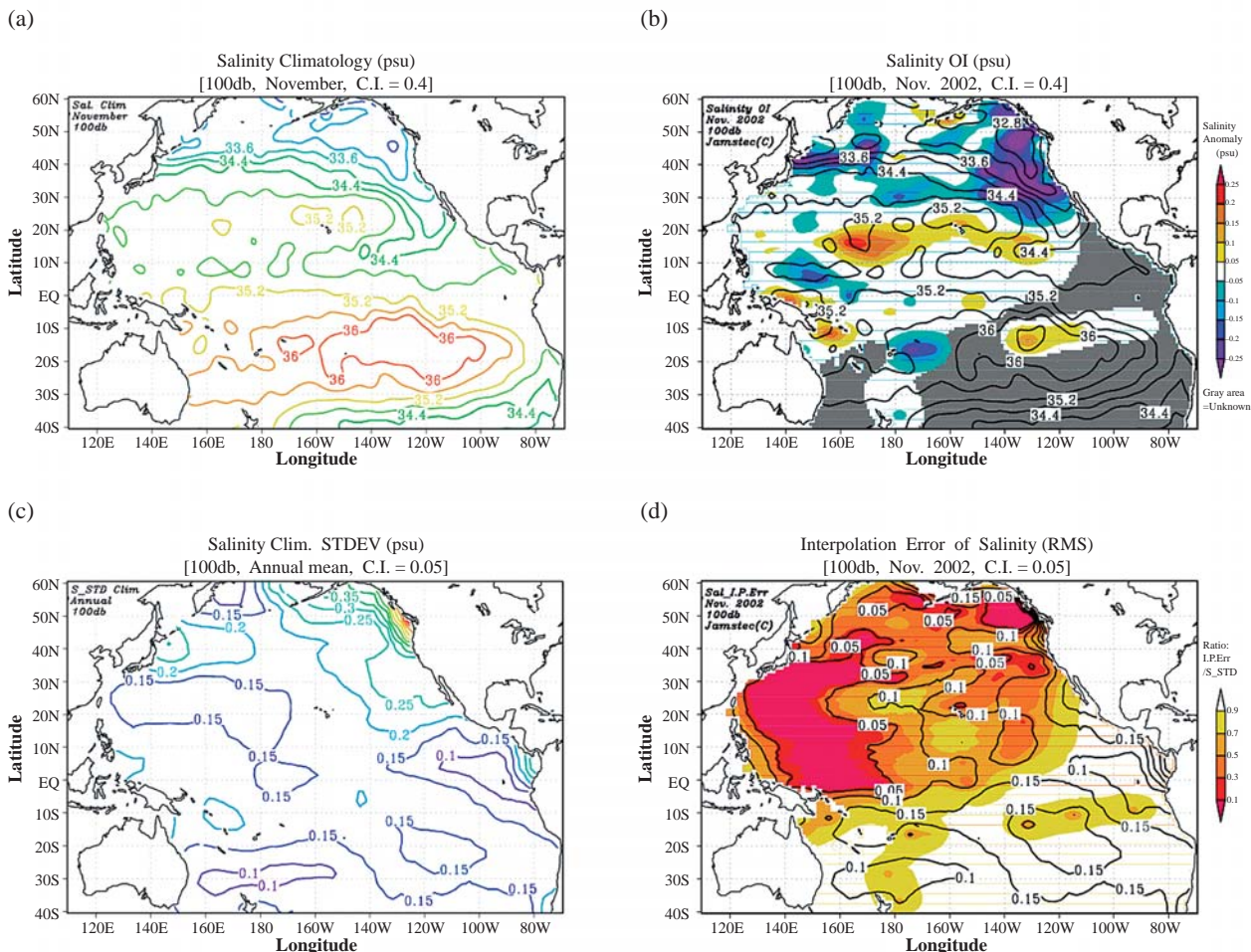


図6 2002年11月の100db等圧面における塩分客観解析結果。(a) 第一推定値であるWOA98による11月の塩分気候値, (b) 塩分推定値, (c) WOA98による年平均塩分標準偏差, (d) 推定誤差および推定誤差比。

Fig. 6 Objective analysis map of (a) monthly mean salinity climatology in WOA98, (b) analyzed salinity with its anomaly (color), (c) annual mean standard deviation in WOA98 and (d) interpolation error of salinity with ratio of the error to the standard deviation (shaded) on 100 db in Nov. 2002.

いる様子が良く現れており、十分モニターされている。また、そのときの表面塩分分布 (10db) を図8に示した。低塩分偏差の領域は、主に例年より降水が多いためであると考えられるが、2001年11月には西太平洋のニューギニア北方沖にあった低塩分領域が、エルニーニョ現象の進行と共に中心

が東へ移動し、2002年後半のエルニーニョ発達時には中部太平洋に位置していることが良く現れている。ニューギニア北方沖の偏差では、降水が少なくなることで偏差が小さく、または逆に正偏差になったことが推察される。

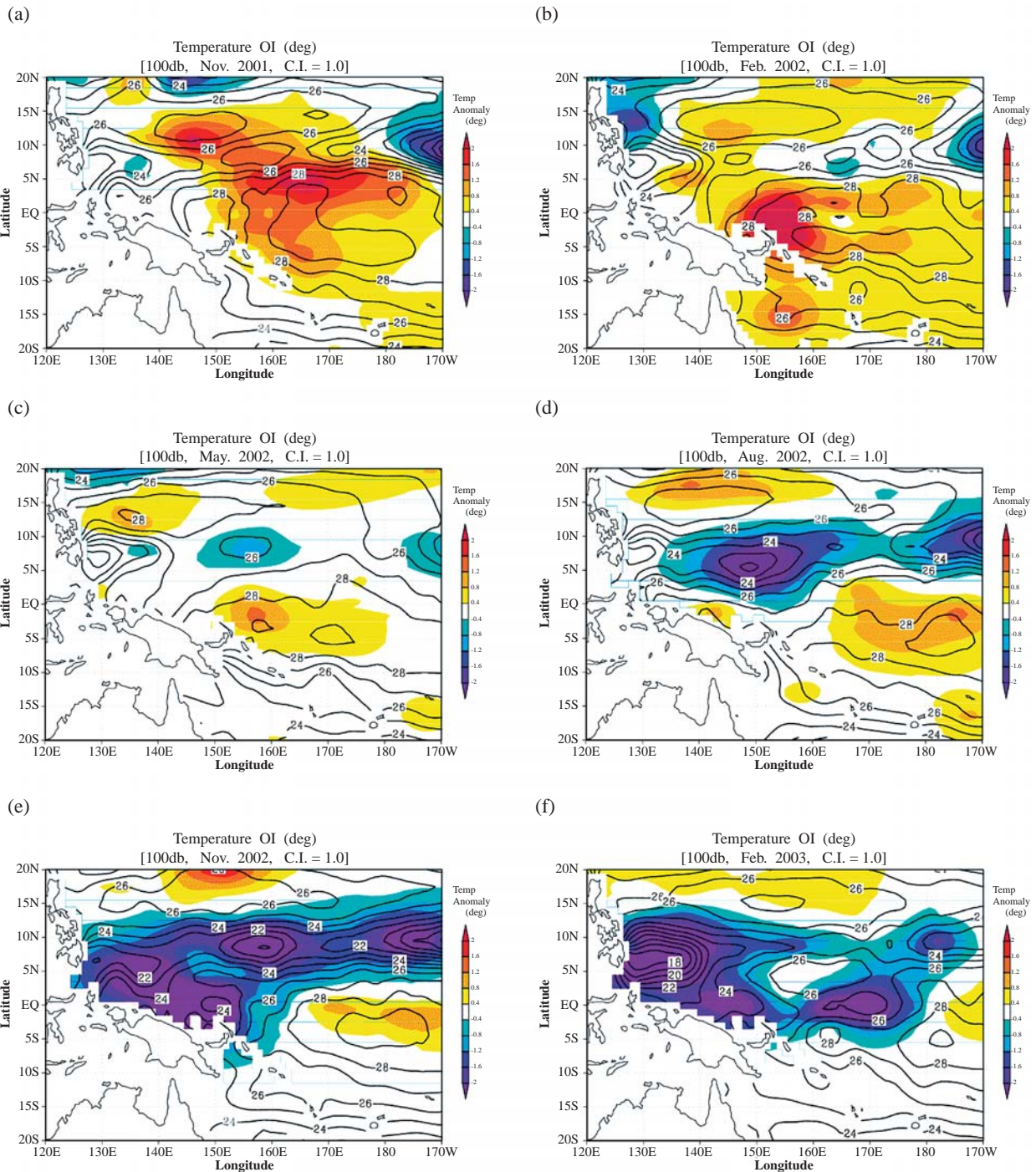


図7 西熱帯太平洋100dbでの水温推定値(コンター間隔は1.0°C)と偏差(色;0.4°C刻み)。(a) 2001年11月, (b) 2002年2月, (c) 2002年5月, (d) 2002年8月, (e) 2002年11月, (f) 2003年2月。

Fig. 7 Transition of temperature distributions (contour) and those anomalies (color) on 100 db in the western tropical Pacific in (a) Nov. 2001, (b) Feb. 2002, (c) May 2002, (d) Aug. 2002, (e) Nov. 2002 and (f) Feb. 2003. Contour and color intervals are 1.0°C and 0.4°C, respectively.

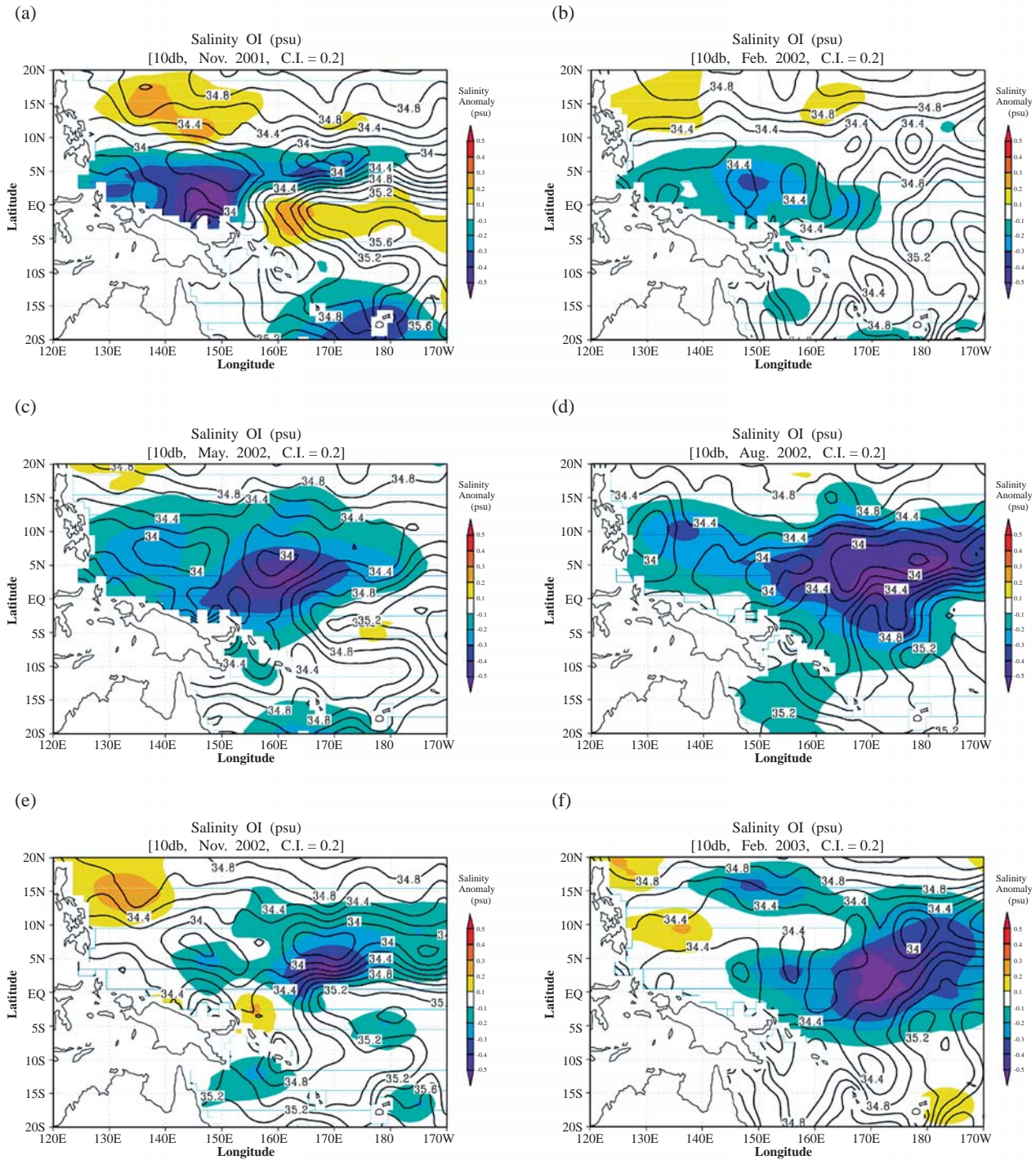


図8 西熱帯太平洋10dbでの塩分推定値(コンター間隔は0.2psu)と偏差(色の部分; 0.1psu刻み)。(a) 2001年11月, (b) 2002年2月, (c) 2002年5月, (d) 2002年8月, (e) 2002年11月, (f) 2003年2月。

Fig. 8 Same as Fig. 7 except for salinity on 10 db. Contour and color intervals are 0.2 psu and 0.1 psu, respectively.

4.3. 力学高度解析

等圧面の水温・塩分の推定によって、海水のポテンシャル密度、力学高度分布も計算可能となった。このうち、力学高度は地衡流計算や潮位変動のモニタリングにも用いることが出来るような重要な量であり、この値が他の観測データと一致しているかどうかの検証を行った。ただし、力学高度

は、アルゴフロートが2000dbまで測定していることから、2000dbを無流面として計算した。まず、2001年11月のTopex/Poseidonの月平均海面高度データ(1°格子の解析値)から力学高度に換算した値と、同時期の10dbにおける力学高度分布(付録A4)との比較を行った(図9)。比較的観測データの多い西太平洋海域を切り出しているが、日本の南

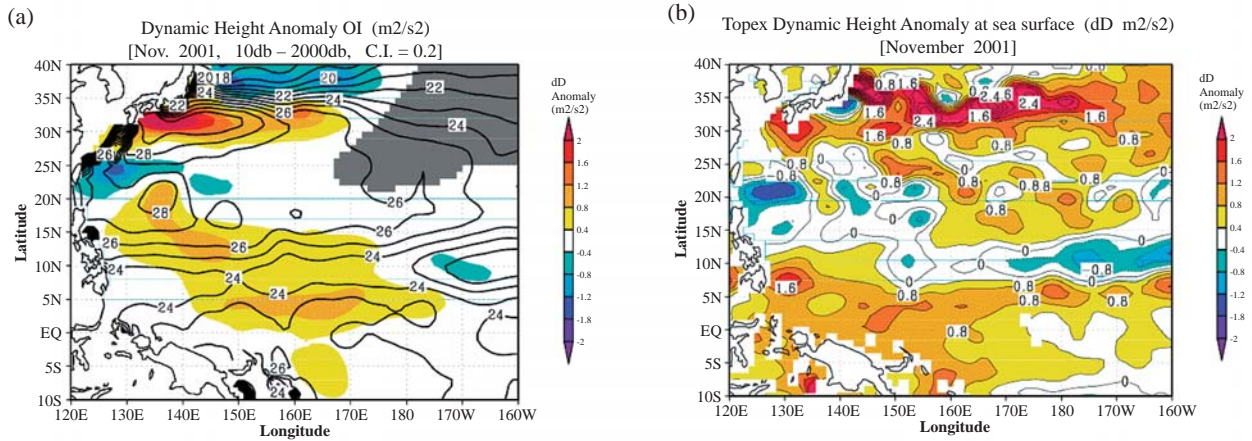


図9 2001年11月の(a)力学高度推定値および(b)Topex/Poseidonによる1度格子の海面高度偏差から換算した力学高度 (m^2/s^2)。 (a)の灰色の部分は推定誤差の大きい領域。

Fig. 9 (a) Analyzed and (b) observed dynamic height anomaly (m^2/s^2) in Nov. 2002. The observed dynamic height anomaly is calculated from 1-degree gridded sea surface height data of Topex/Poseidon satellite. Gray area in (a) means large interpolation error region.

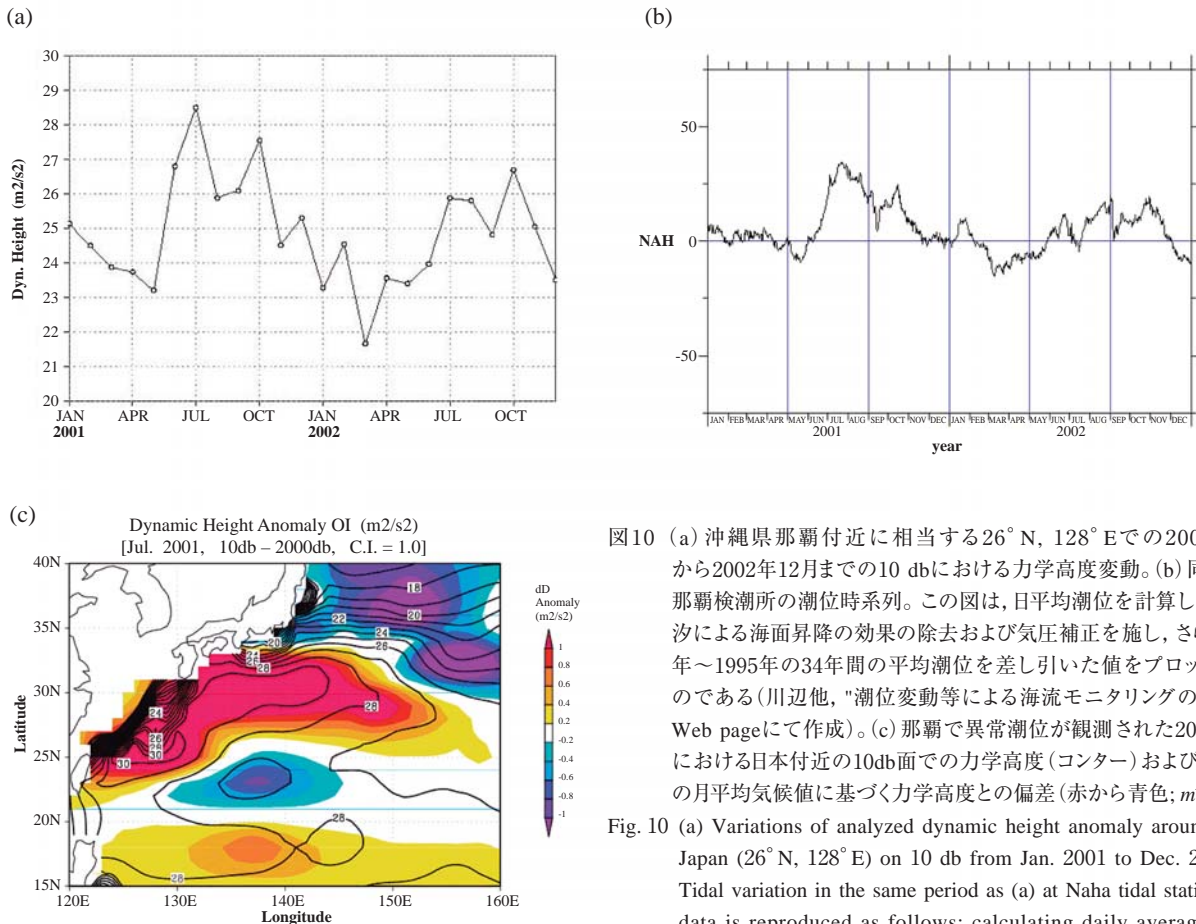


図10 (a) 沖縄県那覇付近に相当する $26^{\circ}N$, $128^{\circ}E$ での2001年1月から2002年12月までの10 dbにおける力学高度変動。(b) 同期間的那覇検潮所の潮位時系列。この図は、日平均潮位を計算した後、潮汐による海面昇降の効果の除去および気圧補正を施し、さらに1961年~1995年の34年間の平均潮位を差し引いた値をプロットしたものである(川辺他, "潮位変動等による海流モニタリングの研究"のWeb pageにて作成)。(c) 那覇で異常潮位が観測された2001年7月における日本付近の10db面での力学高度(コンター)およびWOA98の月平均気候値に基づく力学高度との偏差(赤から青色; m^2/s^2)。

Fig. 10 (a) Variations of analyzed dynamic height anomaly around Naha, Japan ($26^{\circ}N$, $128^{\circ}E$) on 10 db from Jan. 2001 to Dec. 2002. (b) Tidal variation in the same period as (a) at Naha tidal station. This data is reproduced as follows: calculating daily averaged data, removing tidal effect calculated by a tidal model, calibrating of air pressure, calculation of difference from averaging sea level from 1961 to 1995 (Kawabe et al., web page of "Study of current monitoring by sea level variation"). (c) Analyzed dynamic height anomaly (contour) and difference from monthly climatology (shade) around Japan on 10db in Jul. 2001 (unit in m^2/s^2). Anomalous high tide level was caused in this month at Naha

岸から東海上の、亜熱帯循環系北縁部にみられる強い正の偏差、熱帯太平洋西部の正の偏差、亜熱帯循環の南西端に相当する20°N付近の負の偏差など、パターンについては比較的矛盾なく一致している海域も多く見られた。一方で、黒潮統流での細かい構造や、ニューギニア沿岸の正の偏差はあまり一致が見られなかった。また、11月以外の2001年の月平均データについての比較も行っているが、必ずしも全ての月で、パターンの良い一致が見られたわけではなかった。この原因としては、2000db基準面としている仮定の問題、Topex/Poseidon海面高度偏差の算出に用いられている平均海面高度場が、解析に用いている平均場と異なっていること等が考えられ、今後の課題として残った。

2001年7月に沖縄で、また8月には九州から東海地方にかけて異常潮位が見られ、各地で被害が報告されている。異常潮位とは、津波や高潮といったものを除いた、数日から数十日の間程度続く潮位の異常な上昇又は下降現象を言い、特に夏場から秋にかけての平常潮位が高い時期に異常潮位が発生すると、浸水被害を起すことがある。図10(a,b)は、那覇付近の推定点における客観解析による力学高度および、那覇の検潮所の潮位変動(日平均)について、2001年から2002年にかけての時系列を示したものである。那覇で異常潮位が観測された7月には推定値の方にもピークが現れている。また、それ以外の期間についても、客観解析の結果は検潮所の観測値と良くあっており、この異常潮位のメカニズムの解明に役立つと考えられる。また、異常潮位の起こった7月の力学高度客観解析(図10c)によれば、沖縄付近には特に値の大きい($30m^2/s^2$)領域が存在し、日本の南岸にかけて正偏差の大きな領域が広がっていることがわかる。ここでは示さないが、那覇付近ではこの値の大きな領域は次の月には解消されているが、日本の南岸付近については引き続き持続しており、これが8月から9月にかけて九州から東海にかけて起こった異常潮位現象を示していると推察される。

5. 議論

5.1. 気候値(第一推定値)と標準偏差の重要性

解析に用いている水温、塩分第一推定値およびそれぞれの標準偏差は、WOA98の気候値である。しかし、この水温・塩分気候値データにはいくつかの問題がある。それは、データを編纂する際に、精度の悪い歴史的データを数多く含んでいることであり、これらのデータによって、気候値が汚染されている可能性が高い。最適内挿法によって推定する場合、第一推定値の精度によって推定精度が左右される。すなわち、真の気候値に対して、用いる第一推定値に凹凸があると、そこで得られた観測値から計算される偏差についても、真の偏差に対して過大または過小な値を取り、その結果これらの観測点の偏差から推定される解析値が真値から外れてしまうためである。このような誤差は、少なくとも解析の中には現れてこない。

気候値の標準偏差も同様である。本来ならば、観測点間、観測点と推定点間の分散値は同地点での長期にわたるデータに基づいた分散値(標準偏差)を計算すべきであるが、殆

どの場合定点観測ではないので、そのようなデータは存在しない。従って、歴史的データに基づいた分散値を用いることになる。しかし、前に述べたような精度の悪いデータの存在や、歴史的データの少ない海域では、どうしてもその値に偏りが生じてしまうことになる。

このような問題を解決するためには、より良い気候値データセットを用いるべきなのであるが、残念ながら太平洋をカバーするような広範囲にわたって精度の高い気候値というものは現時点では存在しない。今回紹介したアルゴフロートが次々と展開され、時空間的に密に観測値が得られるようになれば、徐々に気候値の精度が上がってくると考えられ、それに期待するしかないというのが現状である。

5.2. 塩分の影響半径・誤差分散分布の作成の必要性

第2章で述べたが、塩分の客観解析を行う際に、水温の影響半径、誤差分散の値を用いている。これは、今まで塩分の時系列データだけでなく、塩分データそのものも非常に少なかったため、海盆スケールでの統計値というものは存在していなかったためである。しかし、細田・水野(2002)で行われたトライトンブイデータを用いた相関解析では、赤道付近では必ずしも水温と塩分が同じような相関関係にならなかった。従って、このような仮定が全ての海域で実用十分に成り立っているかどうかは不明である。しかし、アルゴフロートが数多く展開されると、フロートであるためトライトンブイのような固定点での統計値を取るとは困難であるものの、長期間のデータが蓄積されれば水温だけでなく塩分の統計値も算出可能となる。その解析によっては、空間での相互相関分布も水温・塩分で異なっている層・海域が存在することも予想されるため、より詳細な水温・塩分の時空間変動特性を調べ、統計量として算出しておく必要がある。また、このような統計量を調べることは、客観解析の精度を向上させるだけでなく、海域の変動特性をより明確に捉える上で一つのヒントともなりうる。

6. まとめ

アルゴフロート、トライトンブイ、GTS、船舶CTDデータから、最適内挿法を用いて太平洋における水温・塩分の等圧面客観解析を行い、水温・塩分のマッピングを行った。第一推定値としてWOA98の月平均および季節平均気候値を用い、標準偏差・影響半径・誤差分布も既存の利用できるものの中で、太平洋全域を網羅しているものを用いた。解析に用いた観測データは、水温と塩分プロファイルを持ち、トライトンブイデータを除いて950db以上の深い方まで含み、なおかつ気候値からの偏差が大きくないような、精度が悪くないと予想されるデータを用いた。また、等圧面解析を行う際に、気候値、GTSやトライトンブイデータは圧力データが存在しないため、鉛直補間を用いて基準圧力値に換算した。

推定された水温・塩分場が実際の水温・塩分場とどれだけ差が生じているかを調べるために、気象庁で行われている137°EのCTD定期観測測線の水温・塩分値と、137°EのCTD観測点を取り除いたデータによる推定値との比較を行い、その差について気象庁による約30年間の水温・塩分データ

から得られた標準偏差を用いて検証した。大きな系統的な差は特になかったものの、主水温躍層や中規模渦での差が大きく、また主水温躍層より下でも、標準偏差が小さい中層で一部の領域で 2σ を超えるような比較的大きな差が検出された。このことは、最適内挿法の処理の仕方や手法そのものによる推定値を、直接観測値と比較することが困難であることその他、観測データの選定にも克服すべき課題が多く残されていることを示すものと考えられるが、同時に塩分の影響半径・誤差分布が水温と等しいという仮定に基づいて行った塩分の解析が、それほど大きくは外れていない結果であったとも言える。すなわち、アルゴフロートが展開されてきたことによって今まで殆ど行われていなかった塩分の海況把握も、ある程度の精度ではあるが行えるようになったことを示すものである。

これらのプロダクトを用いて、実際の海域における現象についてどの程度表現できているかを調べた。西熱帯太平洋での亜表層水温変動を調べた結果、2002年後半に起こったエルニーニョ現象に伴う水温変動が良く表現され、それに伴う降水域の移動によって生じたと思われる低塩分偏差の東への移動についても比較的よく現れており、エルニーニョ現象のモニタリングとしても十分用いることが出来るプロダクトであることを示した。

水温だけでなく、塩分についても解析が行えることによって、ポテンシャル密度や力学高度の計算も可能となった。特に、力学高度の計算を行うことで、海洋の高気圧・低気圧の分布に相当するマップが描けるようになった。このプロダクトで最も海面に近い10dbでの、2001年11月の力学高度と、同時期のTopex/Poseidon衛星データによる海面高度偏差から得られた力学高度分布とを比較することで、プロダクトのパフォーマンスを調べたところ、亜寒帯や推定誤差の大きい領域では差が大きいものの、西太平洋熱帯域や日本の南岸から東海上にかけての正偏差、亜熱帯循環南西端の負偏差のパターンは良くあっていた。ただし、これについても月毎に見ていくとあまり一致しないものもあったため、比較の方法や解析手法、データ処理などについて今後の検討課題として残った。また、2001年7月の那覇の異常潮位現象について推定値と観測値との比較検証を行った結果、同地点の検潮所のデータと推定値とが良くあっており、潮位変動についてもよく表現できていることを示した。このことから、この解析データは異常潮位のモニタリングとメカニズムの解明にも貢献できるという可能性を示した。

以上のことから、現状でもある程度大きな時空間スケールをもつ現象については場の推定が十分可能であると考えられる。したがって、これらのプロダクトを用いてモニタリングも行うことが十分可能になってきたと考えられ、さらにフロートの数が増加すれば、太平洋全域でのさらに精度の良いマッピングが可能となり、いろいろな面で貢献できると考えられる。

7. 謝辞

独立行政法人水産総合研究センター遠洋水産研究所の水野恵介氏には、海洋科学技術センター海洋観測研究部に在籍時、最適内挿法についての指導、客観解析データ作成

についての貴重なアドバイス、厳しい指導、激励を頂いた。地球観測フロンティア研究員小林氏には、アルゴフロートデータの品質および最適内挿法についての助言・アドバイスを頂いた。気象庁気候・海洋気象部の倉賀野氏には、Topex/Poseidon海面高度データを提供していただいた。また、海洋科学技術センターのアルゴプロジェクトグループ、トライトングループの方々には、データの最新情報から取り扱い、処理方法に至るまで、様々な疑問に答えて頂いた。ここに、心より感謝いたします。

8. 参考文献

- Conkright, M., S. Levitus, T. O'Brien, T. Boyer, J. Antonov, and C. Stephens, "World Ocean Atlas 1998 CD-ROM Data Set Documentation", Tech. Rep. 15, NODC Internal Report, Silver Spring, MD, 16pp (1998).
- Gill, A.E., "Atmosphere-Ocean Dynamics", Academic Press, pp. 662 (1982).
- Lehodey, P., J.-M. Andre, M. Bertignac, J. Hampton, A. Stoens, C. Menkes, L. Memery and N. Grima, "Predicting skipjack tuna forage distributions in the equatorial Pacific using a coupled dynamical bio-geochemical model", Fish. Oceanogr., 7, 317-325 (1998).
- Meyers, G., H. Phillips, N. Smith and J. Sprintall, "Space and time scales for optimal interpolation of temperature - Tropical Pacific Ocean", Prog. Oceanogr., 28, 189-218 (1991).
- Ueki, I., K. Ando, Y. Kuroda, and K. Kutsuwada, "Salinity variation and its effect on dynamic height along the 156E in the Pacific warm pool", Geophys. Res. Lett., 29 (14), 1689, doi: 10.1029/2001GL013993, (2002).
- White, W. B., "Traveling wave-like mesoscale perturbations in the North Pacific current", J. Phys. Oceanogr., 12, 231-243 (1982).
- White, W. B., "Design of a global observing system for gyre-scale upper ocean temperature variability", Prog. Oceanogr., 36, 169-217 (1995).
- 川辺正樹, 藤尾伸三, 永野憲, "潮位変動等による海流モニタリングの研究" ホームページ, <http://cer.ori.u-tokyo.ac.jp/tides/> 気象庁, 気象庁海洋観測資料, pp. 200 (2002).
- 気象庁, 気候・海洋気象部編纂, Topex/Poseidon gridded data (1993-2002).
- 小林大洋, 細田滋毅, 須賀利雄, 水野 恵介, 四竈信行, 竹内謙介, "アルゴフロートデータを用いた最適内挿法による日本南東海域の海況について", 海洋科学技術センター試験研究報告, 46, 1-9 (2002).
- 細田滋毅, 水野恵介, "アルゴ・トライトンブイデータ統合の試みと今後の可能性", 2002年度日本海洋学会秋季大会シンポジウム「熱帯域海洋観測システムの現状と今後」(2002).
- 水野恵介, "大洋規模の海況解析と最適内挿法", 海の研究, 4(3), 187-208 (1995).

付録

A1. 最適内挿法

長期間にわたって多くの点で海洋観測が行われ、種々の統計量が算出可能な量 T について、必ずしも観測点ではない任意の点への内挿を行うことを考える。ここでは、観測値は圧力あるいは密度に対して測定されているものとし、圧力(あるいは密度)面上での観測点 j における観測値を $To(j)$ 、その点での第一推定値を $Tc(j)$ とする。内挿による、 T の推定点 i での推定値 $Ta(i)$ は、その点での第一推定値を $Tc(i)$ として、推定点の近傍にある n 個の観測値を使って、

$$Ta(i) = Tc(i) + \sum_{j=1}^n w(i, j) \{ To(j) - Tc(j) \} \quad \dots\dots\dots (A-1)$$

のように、観測値の偏差と重み $w(i, j)$ との積の n 個の和で与えられる。このときの推定(内挿)誤差は、 $Tc(i)$ を推定点での真値とすると、

$$E(i)^2 = \langle \{ Ta(i) - Tt(i) \}^2 \rangle \quad \dots\dots\dots (A-2)$$

のような推定値と真値との差の2乗のアンサンブル平均によって求められる。これを最小とする重みを決定する方法が最適内挿法と呼ばれる手法である。今、そのような重みの関数を $W = w(i, j)$ とすると、

$$W = A^{-1} B \quad \dots\dots\dots (A-3)$$

なる行列式の形で与えられる。ここで、 $A = A(i, j)$ であり、すなわち、

$$A(i, j) = \langle \{ To(i) - Tc(i) \} \{ To(j) - Tc(j) \} \rangle \quad \dots\dots\dots (A-4)$$

と表される観測点間の相関行列、また、 $B = B(i, j)$ であり、すなわち、

$$B(i, j) = \langle \{ Ta(i) - Tc(i) \} \{ To(j) - Tc(j) \} \rangle \quad \dots\dots\dots (A-5)$$

のように、観測点と推定点間の相関行列を表している。ただし、本客観解析では、第一推定値として WOA98 の気候値を用いている。また、相関行列として次の形の関数を仮定し、大きさは気候値の標準偏差 $\sigma c(i, j)$ と仮定する。すなわち、

$$A(i, j) = \sigma c(i, j)^2 e^{-d1(i, j)} \quad \dots\dots\dots (A-6)$$

$$B(i, j) = \sigma c(i, j)^2 e^{-d2(i, j)} \quad \dots\dots\dots (A-7)$$

としている。ここで、 $d1(i, j)$ 、 $d2(i, j)$ はそれぞれ観測点間、観測点-推定点間の等圧面(等密度面)上の距離を影響半径で割ったもので、その影響半径は White (1995) を参考にしている。(1)式で求められる推定点 i での任意の推定量 $Ta(i)$ に関する推定誤差は、

$$E(i)^2 = \langle \{ Ta(i) - Tc(i) \}^2 \rangle - \{ B^T A^{-1} B \}_i = \sigma c(i)^2 - \{ B^T A^{-1} B \}_i \quad \dots\dots\dots (A-8)$$

で与えられる (B^T は B の転置行列、 A^{-1} は A の逆行列)。なお、図中での推定誤差は全て平方根をとった値である。

本文の中で、推定誤差比という量を用いている。これは、(A-8)で求められた推定誤差分布を描いた場合、元々の場の標準偏差が小さければ推定誤差も小さく出するため、比較検討を行う際には標準偏差で規格化した量について議論する必要があるためである。この推定誤差比 $R(i)$ は以下の式で与えられる。

$$R(i) = E(i) / \sigma c(i) \quad \dots\dots\dots (A-9)$$

A2. 最適内挿法に用いる相関関数

最適内挿法を用いる際に、観測点同士あるいは観測点と推定点の間の相関関係を与える。この2点間の関係はガウス分布を仮定したもの (Meyers et al., 1991他) や、指数関数と三角関数を組み合わせた型を仮定したもの (White, 1982) など、歴史的データから相関関係を求めた研究によっていくつかの関数型が考えられている。ここでは、指数関数型とガウス分布型について、その関数の比較と仮想的な観測点を与えて最適内挿を施した場合の特性について調べる。なお、

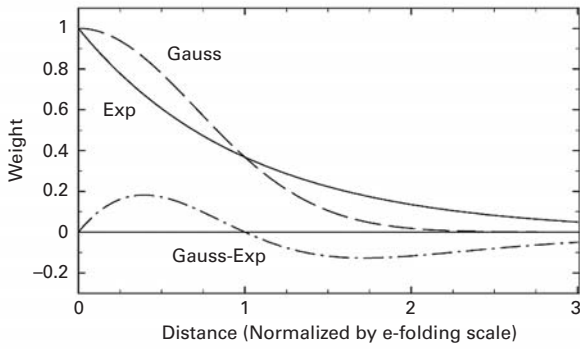
$$P = \exp(-X/d) \quad \dots\dots\dots (A-10)$$

$$P = \exp(-X^2/d^2) \quad \dots\dots\dots (A-11)$$

のように、(1) 指数関数型と(2) ガウス分布型の相関関数として与えている。ただし、 P は重み、 X は観測点からの距離、 d は影響半径である。

図A-1は、2つの関数型について距離と重みの関係を示した。ただし、距離は e-folding scale で規格化している。ガウス分布型の方が、e-folding scale より観測点に近い場合推定点にかかる重みが大きい。この関係は e-folding scale の地点で逆転し、指数関数型の方がより遠距離にある観測点データも反映しやすいことを示している。

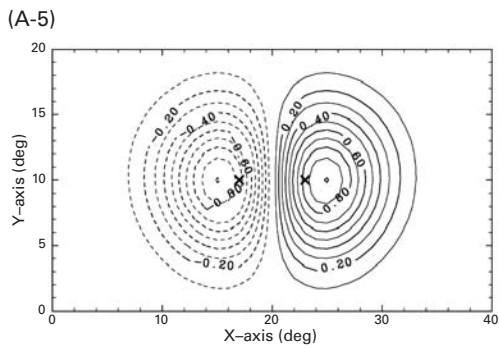
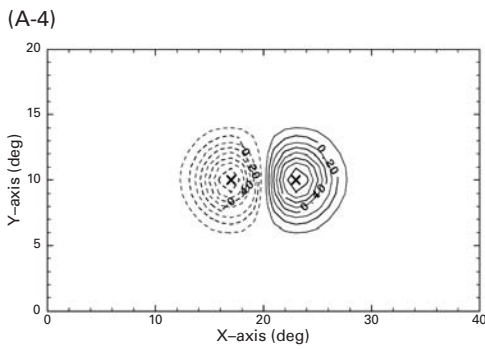
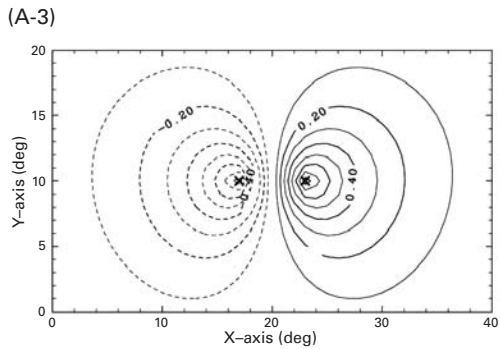
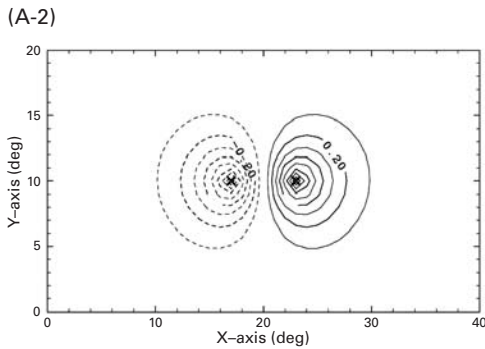
図A-2~5は、仮想的な2つの観測点に偏差を与えた場合の、偏差の分布である。2つの観測点の距離は 3° で、それぞれ -1.0 (左)、 1.0 (右) の偏差を与えている。図A-2、3の指数関数型相関関係では、影響半径の違いによってその大きさは異なるものの、どちらも観測点を中心としたダイポール型の偏差分布をしている。それに対して、図A-4、5のガウス分布型相関関係では、影響半径の小さい図A-4の場合は観測点を中心にした偏差の分布をしているものの、影響半径の大きい図A-5はそれぞれの観測点の外側に偏差のピークが現れている。これは、影響半径が観測点の間隔より大きいために、観測点付近では別の観測点の情報を強く受けてしまうためである。通常の場合、影響半径の中にある観測点の偏差はそれほど大きく異なることが



図A-1 指数関数型(実線)・ガウス分布型(点線)の関数型それぞれの、距離と重みの関係。距離についてはe-folding scaleで規格化している。一転鎖線はガウス分布型と指数関数型との差である。

Fig. A-1 Relation between distance and weight for exponential function (solid) and gaussian function (dashed). Distance is normalized by e-folding scale. Difference of the two functions is shown by dot-dashed line.

多いため、それほど問題にならない。このことが問題となるのは、正確な影響半径の統計値情報が少なく、大規模現象を捉えるために比較的その値を大きくしている場合に、水温・塩分前線付近を解析するときである。従って、観測点がそれほど多くなく、かつ偏在している場合には、相関関係を仮定する関数型の選択には注意が必要である。なお、ここではノイズとシグナルの比が0.19の場合について説明したが、この値が大きくなると、このような現象は起こりにくくなる。それは、解析場のノイズが大きくなると、観測値自体の信頼性がなくなるため、近距離にある観測点の値の重みを小さく、遠距離にある観測点の重みを相対的に大きくする方向に働くためである。



図A-2~5 仮想的な観測値を2点置いた場合のシグナルの分布。

×印は、2つの観測点の位置であり、経度方向で18.5°と21.5°に間隔3°で位置し、それぞれ偏差として-1.0, 1.0を与えている。コンターインターバルは全て0.1, 最適内挿を計算する際に用いるノイズとシグナルの比は0.19としている。

図A-2 指数関数型について、影響半径(e-folding scale)をx, y方向共に3°に設定したもの。図A-3 同じく、影響半径を6°にしたもの。図A-4 ガウス分布型について、影響半径を3°にしたもの。図A-5 同じく、影響半径を6°にしたもの。

Fig. A-2~5 Signal distributions with two idealistic observed points. Cross marks are the points, located on 18.5° and 21.5° with values of -1.0 and 1.0, respectively. Contour intervals are 0.1. Ratio of noise to signal for OI is 0.19.

(A-2) Case of exponential type for correlation. Decorrelation scale is set to 3°.

(A-3) Same as Fig A-2 except for 6°.

(A-4) Case of gaussian type for correlation. Decorrelation scale is set to 3°.

(A-5) Same as Fig (A-4) except for 6°.

A3. 深度から圧力への換算および基準面の値の求め方

海洋学では鉛直座標は、回転楕円体準拠の測地系座標とは異なり、地球表面付近のジオポテンシャル Φ を使って定義される(図A-6)。

$$\nabla\Phi = -\vec{g} \quad \text{鉛直方向には } d\Phi = -gdz \quad \dots\dots (A-12)$$

ここで \vec{g} (m/s²) は地球表面付近の、大きさ g 、'鉛直上向き'の重力加速度である。 g は近似的に

$$g = g_0(1 - 5.288 \times 10^{-4} \sin^2 \varphi + 6.1 \times 10^{-6} \sin^2 2\varphi)(1 + za/a)^2$$

$$g_0 = 9.780318 \text{ m/s}^2, \quad a = 6371 \text{ km} \quad \dots\dots (A-13)$$

で与えられる。等ジオポテンシャル面(ジオイド)が等 z 面であり、 $z=0$ は静止した海面と定義される。 $z=0$ で $\Phi=0$ とすると

$$\Phi(z) = -\int_0^z g dz = -g(1 + za/a)z \quad \dots\dots (A-14)$$

である。

現実の海面 $p=0$ (大気圧は無視) は、海洋が静止していないので $z=0$ (ジオイド) ではない(平均海面にしても同じ)。海面を $z = \eta$ とし

$$Z = \eta - z \quad \dots\dots (A-15)$$

とすると、 Z は海面からの深度 (m, 海面で $Z=0$, 鉛直下向きに増加) である。

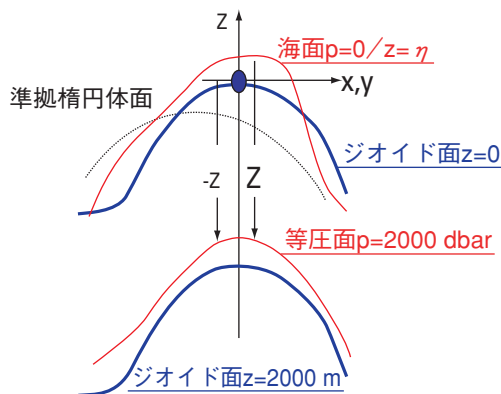
深度と圧力は静水圧近似で関係付けられる。

$$dp = -\rho g dz \quad \dots\dots (A-16)$$

鉛直方向には $dZ = -dz$ であるから、

$$dp = \rho g dZ \quad \dots\dots (A-17)$$

と書ける。これより深度 Z での圧力は



図A-6 鉛直座標の定義に関する模式図。
Fig. A-6 Schematic figure of vertical coordinate.

$$p = \int_0^Z \rho g dZ \quad \dots\dots (A-18)$$

逆に、圧力 p での海面からの深度は

$$Z = \int_0^p g^{-1} \alpha dp \quad \dots\dots (A-19)$$

である。ここで $\alpha = \rho^{-1}$ は比容である。

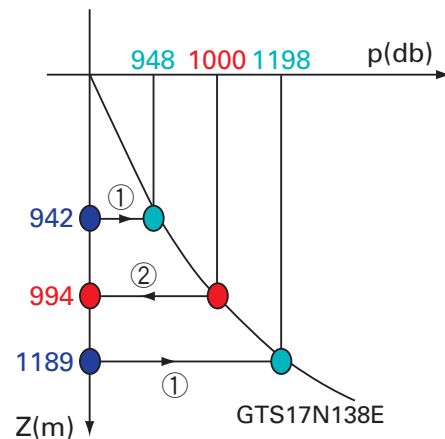
- 水温・塩分が深度に対して与えられている場合の基準圧力面上への変換

[ステップ1]

WOA気候値, GTSデータ, TRITONプロファイルは海面からの深度に対する値として与えられている。ある深度の圧力を求めるには、その深度の水温・塩分から現場密度 $\rho(p(\text{bar}), T, S)$ を $\rho(z/10(\text{m}), T, S)$ で近似して求め、(Gill, 1982) $p = \int_0^Z \rho g dZ$ を使って計算した。一例としてGTSから取得した、17°N, 138°Eで観測されたプロファイルデータ(抜粋)を表A-1に、手順を図A-7に示す。

[ステップ2]

プロファイルが圧力 p に対する水温・塩分値として得られていれば、鉛直補間を行なって基準圧力面上の値を計算することが出来る。ここでは3次スプライン補間を使った。一例として、GTSに流れていたプロファイルについて圧力に対する値に換算する処理を行い、得られたデータを表A-2に、手順を図A-8にまとめた。



図A-7 深度の関数として与えられているプロファイルデータを圧力に変換する場合(ステップ1)。① Calculating pressure value from depth by hydrostatic approximation. Density value are calculated from temperature and salinity data. ② Deciding depth value on a standard pressure level with interpolated vertical profile.

Fig. A-7 Case of converting depth coordinate profile data to pressure (step 1). ① Calculating pressure value from depth by hydrostatic approximation. Density value are calculated from temperature and salinity data. ② Deciding depth value on a standard pressure level with interpolated vertical profile.

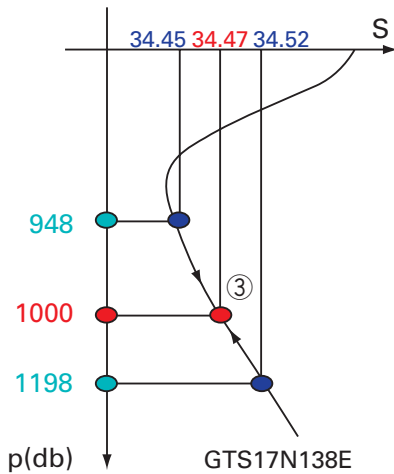
表A-1 プロファイルデータ (GTSより抜粋; 17N, 138E)
Table A-1 Profile data at 17°N 138°E in GTS.

深度 (m)	圧力 (db:換算値)	水温 (°C)	塩分 (psu)
10.2	10.3	28.23	34.64
19.4	19.5	28.20	34.64
30.3	30.5	28.12	34.64
39.6	39.8	28.09	34.64
49.9	50.2	28.06	34.66
(中略)
942.2	948.0	4.47	34.45
1189.1	1197.6	3.41	34.52
1386.8	1394.8	2.88	34.55
1485.7	1494.3	2.68	34.57
1584.2	1593.4	2.54	34.58
1682.4	1692.2	2.41	34.59
1781.3	1791.7	2.28	34.60
1880.3	1891.3	2.17	34.60
1978.8	1990.4	2.10	34.61

表A-2 圧力面に変換した際の深度・水温・塩分 (深度は基準圧力面から逆変換したもの)。このプロファイルでは、2000db面の値を外挿で求めた。

Table A-2 Converted depth, temperature and salinity from depth to pressure coordinate. Values at 2000db are calculated by extrapolation method.

圧力面 (db)	深度 (m)	水温 (°C)	塩分 (psu)
10.0	10.2	28.23	34.64
100.0	99.4	27.00	34.87
400.0	397.7	13.94	34.50
700.0	696.1	6.49	34.28
1000.0	994.3	4.19	34.47
1500.0	1491.3	2.67	34.57
1900.0	1888.9	2.16	34.60
1925.0	1913.8	2.14	34.61
1950.0	1938.6	2.13	34.61
1975.0	1963.4	2.11	34.61
2000.0	1988.3	2.09	34.61



図A-8 塩分プロファイルから基準圧力面の塩分値を算出する場合 (ステップ2)。深度の関数としてプロファイルが与えられている場合には、まずステップ1で深度と圧力の関係性を求めておく。圧力のデータがある場合には、このステップ2から始める。鉛直補間を施した塩分プロファイルについて、基準圧力面での値を求める(③)。

Fig. A-8 Case of decision of salinity value on the standard pressure level from the profile (step 2). If the profile is coordinated with depth, relation between pressure and depth must be given in step 1. ③ Then salinity value on the standard pressure level is calculated using vertical interpolated salinity profile.

A4. 力学高度と等圧面深度

基準圧力面の海面からの深度は $Z = \int_0^p g^{-1} \alpha dp$ で得られるが、実用的には比容アノマリー $\delta = a(p, T, S) - a(p, 0^\circ\text{C}, 35\text{psu})$ を使って、

$$Z \cong Z_0 + \frac{\Delta D}{g_0}, \quad \Delta D = \int_0^p \delta dp$$

$$Z_0 = \frac{1}{g(\phi) + \frac{1}{2} p} \int_0^p \alpha(p, 0, 35) dp \quad \dots\dots\dots (A-20)$$

で計算される。ここで $\gamma' = 2.184 \times 10^{-6} \text{m/s}^2/\text{dbar}$ である (UNESCO1983)。

しかしこれは海面 $p=0 (z=\eta)$ から測ったものでありジオイド面 ($z=0$) からの距離ではない。ジオイド面からの深度 (等圧面深度) は $z=\eta - Z = \eta - Z_0 - \Delta D/g_0$ である。 η は観測量 (p, T, S) からは得られない量であり他の情報を必要とするが、伝統的にはどこかの等圧面 ($p=p_r$) を無流面 (ジオイド面に一致する面, すなわち $z = -Z_0(p_r)$) と仮定することにより

$$\eta = \frac{\Delta D(p_r)}{g_0} = \frac{1}{g_0} \int_0^{p_r} \delta dp \quad \dots\dots\dots (A-21)$$

となる。したがって無流面を $p=p_r$ としたときの等圧面のジオイドからの深度 (等圧面深度) は

$$-z = -\eta + Z_0 + \frac{\Delta D}{g_0} = Z_0 + \frac{1}{g_0} \left(\int_0^p \delta dp - \int_0^{p_r} \delta dp \right)$$

$$= Z_0 + \frac{1}{g_0} \int_{p_r}^p \delta dp \quad \dots\dots\dots (A-22)$$

である。第2項に g_0 をかけた

$$H = \int_{p_r}^p \delta dp \quad \dots\dots\dots (A-23)$$

を $p=p_r$ を無流面とした力学高度 (m^2/s^2) という。

(原稿受理: 2003年8月24日)