

2014 年の ENSO の実況と予測

前田修平（気象庁気候情報課）

1. はじめに

2014 年の春先に西部太平洋赤道域で強い西風が吹き、それに強制された振幅の大きな暖水ケルビン波が海洋表層を東進した。このイベントをきっかけとして、夏には本格的なエルニーニョ現象が発生する可能性が高いことを各国気象機関が予測した。しかしながら、予測に反して本格的なエルニーニョ現象はなかなか発生せず、冬になっても弱いエルニーニョ現象の状態に留まっている。米国海洋大気庁(NOAA)などは、冬時点でもエルニーニョ現象は発生しておらず、エルニーニョ現象と平常の状態の境界付近の状態としている。

このようにエルニーニョ現象自体は弱いものではあったが、気候システムは大きく変動し、春以降、全球平均の海面水温が大きく上がった。その結果、2014 年の年平均海面水温はこれまで最も高温だった 1998 年を上回り、気象庁が統計を開始した 1891 年以降の最高となった。エルニーニョ現象発生時には全球平均気温が上がることで知られており、今回の弱いエルニーニョ現象も昇温に寄与した可能性がある。

一方、日本の夏の天候は西日本を中心に不順であった。また、近年は 9 月の残暑が厳しいが、今年は 5 年ぶりに北～西日本にかけて低温傾向となった。これらの天候は、エルニーニョ現象時に特徴的なものであり、この弱いエルニーニョ現象が影響した可能性がある。

本報告では、2014 年の弱いエルニーニョ現象に関連する大気や海洋の循環場の特徴について、主に全球平均気温と日本の天候への影響に着目して、大気と海洋データを用いて述べる。用いるデータは、いずれも気象庁による大

気の長期再解析(JRA-55, Kobayashi et al. 2015)、海面水温解析(COBE-SST, Ishii et al. 2005)、海洋データ同化(MOVE-G, Usui et al. 2006)による海洋表層解析データである。本文中では、1981～2010 年の 30 年平均を平年値、それからのズレを偏差とする。

2. 春先の強い西風バーストと振幅の大きな暖水ケルビン波の東進、その後の経過

図 1 (a) は太平洋の赤道に沿った地上風の時間経度断面図((b)は偏差)である。この図からわかるとおり、日付変更線の西の西部太平洋では、1 月下旬と 2 月後半から 3 月上旬にかけて強い西風が吹いた。その強さから西風バーストと言ってよいであろう。図 1 (c) は深さ 300m までで平均した表層水温偏差の時間経度断面図である。2 月から 4 月にかけて正偏差の東進が見られる。東進速度や水温躍層で最も偏差が大きいという鉛直構造(図略)、東進のタイミングから、強い西風バーストによって強制された暖水ケルビン波と考えられる。

西風の強さを過去と比較するために、図 2 には 1～3 月で平均した西部太平洋赤道域の地上風の経年変化を示す。2014 年は大規模なエルニーニョ現象が発生した 1997 年よりも西風が強く、1958 年以降では最強である。図 3 は、中部、東部太平洋赤道域で平均した 300m までの表層水温偏差の 3 月と 1 月の差を示す。2014 年は 1958 年以降で最も昇温が大きく、この時期としては振幅がかなり大きい暖水ケルビン波が東進したことがわかる。

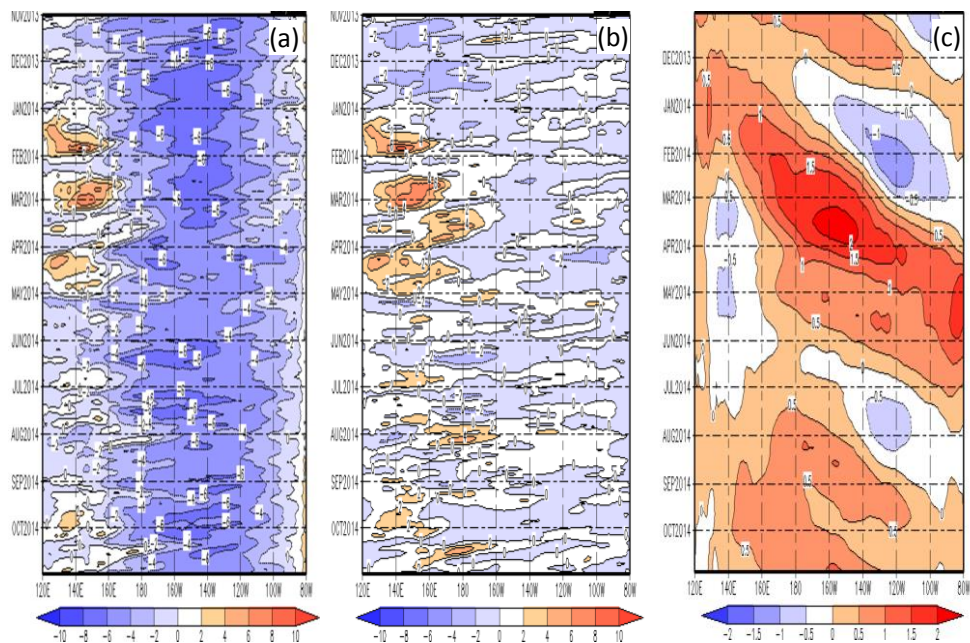


図1 太平洋赤道域（東経120度から西経80度）の東西風と海洋表層水温の時間経度断面図。2013年11月～2014年10月。

(a)北緯5度～南緯5度で平均した地上風の東西成分で5日移動平均、等値線間隔は2m/s。
(b)(a)と同じ、ただし偏差。(c)北緯2.5度～南緯2.5度で平均し海洋表層水温偏差。海面から深さ300mまでの平均で5日平均値。等値線間隔は0.5℃。

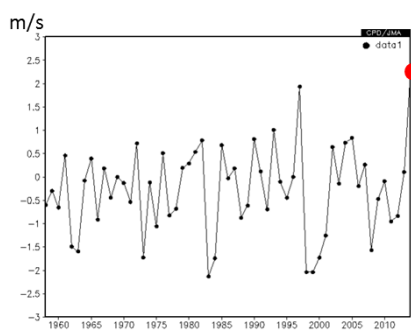


図2 西部太平洋の赤道域（東経120～180度、北緯2.5～南緯2.5度）で平均した地上風（m/s）の経年変化。1958～2014年で赤丸は2014年。

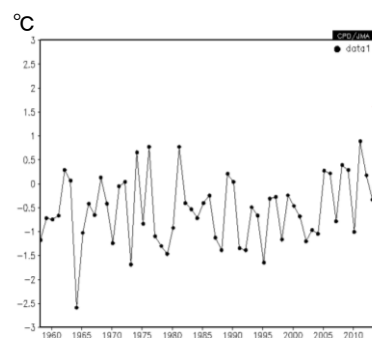


図3 中・東部太平洋の赤道域（東経180～西経120度、北緯2.5～南緯2.5度）で平均した300mまでの水温偏差(℃)の3月と1月の差の経年変化。1958～2014年で赤丸は2014年。

これらの状況や、3～4月にかけて太平洋赤道域で平均した海洋表層の暖水量が過去30年では1997年に次ぐ大きな値となったこと（図略）、各国気象・研究機関の大気海洋結合モデルの予測（図略）などから、このイベントをきっかけに、大気と海洋の正のフィードバックが働き、夏にはエルニーニョ現象が発生し、その後本格的なものに成長することが期待された。しかし

ながら、図1(b)や(c)からわかるように、予測に反して典型的な正のフィードバックが働かず、本格的なエルニーニョ現象は発生しなかった。

3. 全球平均海面水温の上昇

予測に反して本格的なエルニーニョ現象にならなかったものの、春先の西風バースト以後に、海面水温には大きな変化が起きた。図4は全球平均海面水温偏差である（月別値で、2013年1月～2014年10月）。西風バースト後の3月から6月にかけて大きく上昇し、その後も10月までかなり高い状態で持続し、5月～10月までの6か月間は連続して月としては過去最高（1891年以後で）となった。図5には5～10月で平均した全球平均海面水温偏差の経年変化を示すが、他の年を0.1℃程度引き離す記録的な高温であったことがわかる。この高い海面水温と、春先の西風バーストとはどんな関係があるのだろうか？

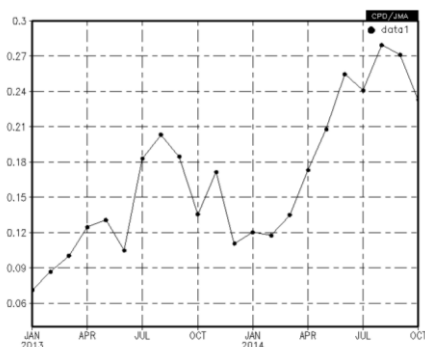


図4 全球平均海面水温偏差（℃）。
2013年1月～2014年10月

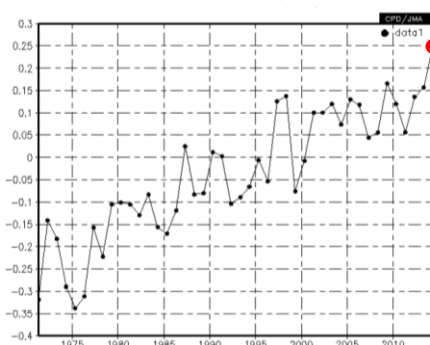


図5 5～10月で平均した全球平均海面水温偏差（℃）の経年変化。
1971～2014年で赤丸は2014年

西風バーストによって太平洋赤道域で強制された暖水ケルビン波が関係しているならば、ケルビン波の振幅が大きい水温躍層は東部ほど浅いため、その東進をきっかけに海洋表層の浅いところが昇温しているはずである。図6(a)は、太平洋熱帯域で平均した表層水温偏差の300mまでの時間深さ断面図である。暖水ケルビン波が東進した3月から4月にかけて、表層100m以下の正偏差の値が小さくなり負偏差になる一方、60m以浅で大きくなり、その状態が10月まで持続した。この変化は全球平均（図6(b)）でも同様である。変化の時期や領域から、春先の西風バーストによる暖水ケルビン波の東進が全球海面水温昇温のきっかけとなったことは明瞭である。

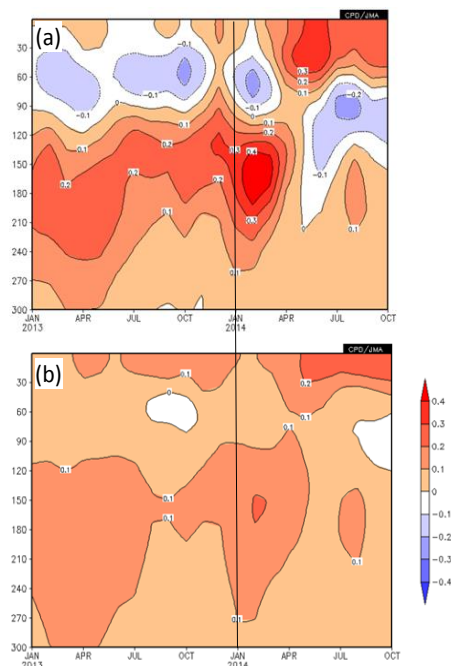


図6 海面～300mまでの表層水温偏差（℃）。
2013年1月～2014年10月
(a) 太平洋熱帯域（東経120度～西経60度、北緯20度～南緯20度）で平均、(b) 全球平均。等値線間隔は0.1℃。

4. 高い海面水温の持続

では、暖水ケルビン波の東進後に、なぜ高い海面水温が数ヶ月も持続したのだろうか？ 図 7 (a) は特に高い水温が持続した 5～10 月で平均した海面水温偏差である。北太平洋で海面水温が高いことがわかる。図 7 (b) は海面における潜熱フラックス（海水を暖めるフラックスを正としている）であるが、北太平洋の熱帯・亜熱帯域ではフラックス偏差が正で、高い海面水温を維持する働きをしていることがわかる。図 7 (c) の海面気圧を見ると海面水温が高い北太平洋で低く、海面水温が低

い南太平洋で高い南北のコントラストが明瞭な分布となっている。北太平洋では平年に比べ太平洋高気圧が弱いので地上風が弱く、潜熱フラックスが弱い（海水を暖める側の偏差）ことに寄与したことがわかる。こういった北太平洋の大気循環場はどのように形成されたのか？

図 7 (c) の 925hPa の水蒸気フラックス偏差を見ると、海面気圧分布と対応して北半球の中・東部太平洋熱帯域で水蒸気フラックス収束が強く、積雲対流活動の活発化に寄与していることがわかる。これら海面水温、海面気圧、

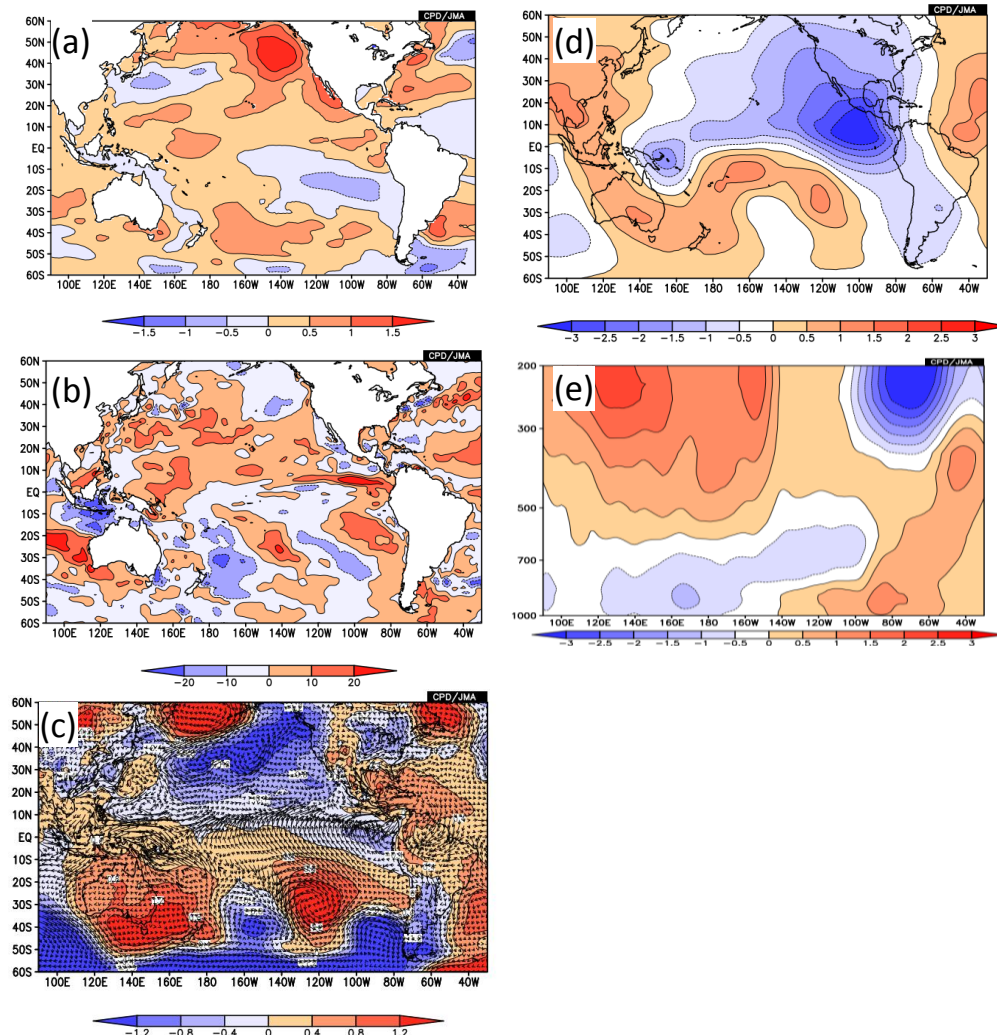


図 7 2014 年 5～10 月で平均した太平洋域における海面水温などの偏差分布

(a) 海面水温偏差で等値線間隔は 0.5°C 。(b) 海面の潜熱偏差（正は海水の加熱）で等値線間隔は $10\text{W}/\text{m}^2$ 。(c) 海面気圧偏差で等値線間隔は 0.4hPa 。矢印は 925hPa の水蒸気フラックス偏差 ($\text{kg}/\text{kg}\times\text{m}/\text{s}$)。(d) 200hPa 速度ポテンシャル偏差で等値線間隔は $0.5\times 10^6\text{m}^2/\text{s}$ 。(e) 赤道～北緯 30 度で平均し流線関数偏差の鉛直断面図（地上～200hPa）で等値線間隔は $0.5\times 10^6\text{m}^2/\text{s}$ 。

水蒸気フラックスの分布は、Lindzen and Nigam(1987)による、海面水温の傾度が海面気圧への影響を介して下層風とその収束を強制するという主張と矛盾してない。

図 7 (d) は 200hPa 面の速度ポテンシャル偏差である。水蒸気フラックス収束に対応して、北半球側の東・中部太平洋熱帯域で上層発散が強い。これはエルニーニョ現象発生時に見られやすい特徴である。図 7 (e) は赤道～北緯 30 度で平均した流線関数偏差である。太平洋域には、東西に伸びる下層低気圧性循環、上層高気圧性循環という傾圧的な構造の偏差が見られ、その形成には、図 7 (d) で示した強い上層発散（図は示さないが下層収束）により強制されたロスビー波が関係していそうである。太平洋で東西に伸びたこの下層の低気圧性循環偏差に伴って地上風が弱まり、潜熱フラックスが減ったと考えられる。これらのことは、海面水温分布による積雲対流活動の偏りが、ロスビー波の生成を介して、その海面水温分布の維持に寄与したという、正のフィードバックも働いていたことを示唆している。

なお北半球の東部太平洋熱帯域における強い上層発散は、その領域において熱帯低気圧の活動がかなり活発だったことも関係している。米国海洋大気庁の発表によれば、2014 年は、東部太平洋熱帯域における熱帯低気圧の活動度は平年の 143% だった。統計によれば、エルニーニョ現象時には東部太平洋で熱帯低気圧の活動が活発になりやすい。

5. 北太平洋でのジェット気流の南偏

図 8 (a) は、5～10 月で平均した 200hPa の東西風である。北太平洋では日本付近から日付変更線の東にかけて平年よりもジェット気流が南偏していることが明瞭である。図 8 (b) の 200hPa 流線関数偏差から、その一因が前述した積雲対流によって強制された亜熱帯域を東西に伸びるロスビー波で

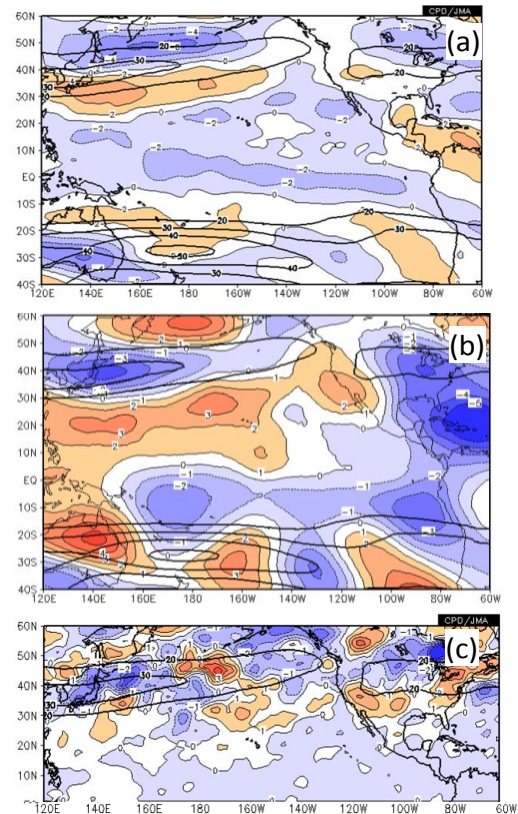


図 8 2014 年 5～10 月で平均した太平洋域における 200hPa 東西風などの偏差分布。(a)～(c) の黒い太線は 200hPa 東西風 (20m/s 以上を 10m/s 間隔で表示)

(a) 200hPa 東西風偏差で等値線間隔は 2m/s。
(b) 200hPa 流線関数偏差で等値線間隔は $0.5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。
(c) 200hPa における高周波擾乱の渦輸送収束による高度変化で等値線間隔は m/day 。

あることがわかる。しかし、それだけではジェット気流が日本の北で弱いことや図 8 (b) に見られる日本付近の緯度帯で東西に伸びる低気圧循環偏差は説明できない。図 8 (c) は、2～8 日の周期帯の高周波擾乱の渦輸送収束による 200hPa 高度変化を示す。日本付近の緯度帯で高度を下げる偏差となっており、この過程が日本付近の緯度帯の東西に伸びる低気圧性循環偏差の形成に寄与したことがわかる。亜熱帯域で偏西風が強まると、高周波擾乱がより南の緯度帯で活動できて、それによる東西風の運動量輸送収束の変化で偏西風の動向が影響を受けることが知られており (Robinson, 2002)、これらの図

はこの時期にも同様なことが起きたことを示唆している。

この偏西風の南偏は、日本の夏の天候を不順にし、秋には低温をもたらした。すなわち、弱いエルニーニョ現象が、偏西風の南偏を介して日本付近の天候に影響を与えた可能性がある。

6. まとめと議論

2014 年の大気と海洋のデータの解析から、春先の強い西風バーストとそれによって強制された暖水ケルビン波は、予測に反して本格的なエルニーニョ現象のきっかけとはならなかったものの、その後の記録的に高い全球海面水温の持続や日本付近から日付変更線の東にかけてのジェット気流の南偏のきっかけとなったことが示唆された。

通常のエルニーニョ現象は、太平洋熱帯域における海面水温の東西コントラストと、海面気圧の東西コントラストによる正のフィードバックで維持、成長する。対して、図 7 (a)と (c) からわかるとおり、2014 年の太平洋熱帯域における海面水温と海面気圧は、南北のコントラストが明瞭であった。なぜ南北のコントラストが明瞭となったのか？ 図 9 には、太平洋域で平均した海面水温偏差の時間緯度断面図を示す。2014 年 4 月以降の赤道域と北太平

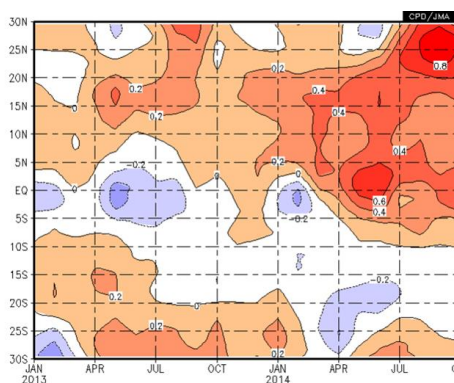


図 9 太平洋域（東経 120 度～西経 60 度）で平均した海面水温偏差の緯度時間断面図。北緯 30 度～南緯 30 度、2013 年 1 月～2014 年 10 月で等値線間隔は 0.2℃。

洋での昇温が目立つが、北太平洋ではそれ以前から水温が高く、南北の温度差がある状態は 2013 年の前半から続いている。2014 年春先の西風バーストと暖水ケルビン波の東進のイベントによって、この状態がより強化されて、その後の南北のコントラストの卓越に関与した可能性もある。大西洋では熱帯域の海面水温の南北のコントラストが長く持続するパターンが知られており、大西洋南北モードとも呼ばれている。一方、太平洋熱帯域ではエルニーニョ現象やエルニーニョもどきといった東西モードが卓越し、南北モードは知られていない。その点で、2014 年の海面水温と海面気圧における南北のコントラストの卓越と持続は興味深い。

本報告は、定性的なデータ解析のみに基づいており、メカニズムに関しては大気海洋循環場の偏差パターンと先行研究をもとに推察したことが多い。今後、LBM を用いた実験などを行うことで、それらの推察が適切であるかどうか、確認していきたい。

参考文献

- 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. *Intl. J. Climatol.*, 25, 865-879.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebata, 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, doi: 10.2151/jmsj.2015-001.
- Lindzen R. S., and S. Nigam, 1987: On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, 44, 2418-2436.
- Robinson, W. A., 2002: On the midlatitude thermal response to tropical warmth. *Geophys. Res. Lett.*, 29(8), 1190, doi:10.1029/2001GL014158.
- 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 Research, 37, 806-822.