

## 黒潮・黒潮続流における気圧極小

谷本陽一(北海道大学大学院地球環境科学研究院)

時長宏樹(ハワイ大学国際太平洋研究センター)

謝 尚平(ハワイ大学国際太平洋研究センター)

### 1. はじめに

2004-2005年の本研究集会で報告したように、北海道大学、ハワイ大学を含む日米共同の洋上大気観測チームは2003/2004冬季から黒潮・黒潮続流に沿う海面水温フロント付近でGPSラジオゾンデ観測、シーロメータの雲底観測を実施してきた(Tokinaga et al. 2006, 2009; Tanimoto et al. 2009; 谷本他2005, 2006)。冬季の当該海域の平均海上風速は $10 \text{ m s}^{-1}$ に達し、風浪が激しいため、海況は現場観測を困難にしている。本チームは国内外の比較的大型(排水量数千トンクラス)の研究船・調査船の航海に参画することで、継続的な洋上大気観測をこの海域で実施してきた。北大西洋域でも洋上大気観測を取り巻く状況はほぼ同じであり、現場の大気観測データは必ずしも充分ではない(The Climode Group 2009)。

Tokinaga et al. (2009) は黒潮続流フロント付近において本観測チームを中心に行ってきた大気観測データのアーカイブに基づき、黒潮続流フロントを挟んだ大気境界層や低層雲高度の空間変化を調べた。黒潮続流フロントは比較的強い海流の流路変動に伴いその緯度が年々で変化するので、強流帯を原点にした緯度座標系における気温・湿度・雲底高度の緯度—高度断面を示している。これによると、黒潮続流フロントの暖水側で境界層高度が高いのに伴い、雲底高度も黒潮続流フロント跨いで暖水側で高くなっている。

AIRS (Atmospheric Infrared Sounder) 人工衛星データは鉛直分解能が低く、観測期間も短期間ながら、気温と湿度の鉛直分布を高サンプリングで提供している。Tokinaga et al.

(2009) はAIRSデータに基づき、黒潮続流フロントの暖水側と冷水側での大気境界層気温の差は1000-700hPaの対流圏下部において $0.4\text{-}0.6^{\circ}\text{C}$ に達することを報告している。

このような黒潮続流フロントを挟んだ大気境界層内における気温の空間変化は海面気圧にも反映されていることが期待される。Tokinaga et al. (2009) は船舶資料に基づく海面気圧と海上風の偏差場(この偏差とは空間方向のハイパスフィルタ[カットオフ緯度約 $7^{\circ}$ ]を施した空間偏差を意味する)を解析し、黒潮続流フロントの南側において、負の気圧偏差と低気圧性循環をもつ海上風偏差が生じることを示した。本研究では、さらにフィルタ操作を行わない実際の海面気圧場が黒潮続流上でどのように分布しているか、またどのような季節変化をもつかに焦点をあてて解析した。以下、その結果を紹介する。

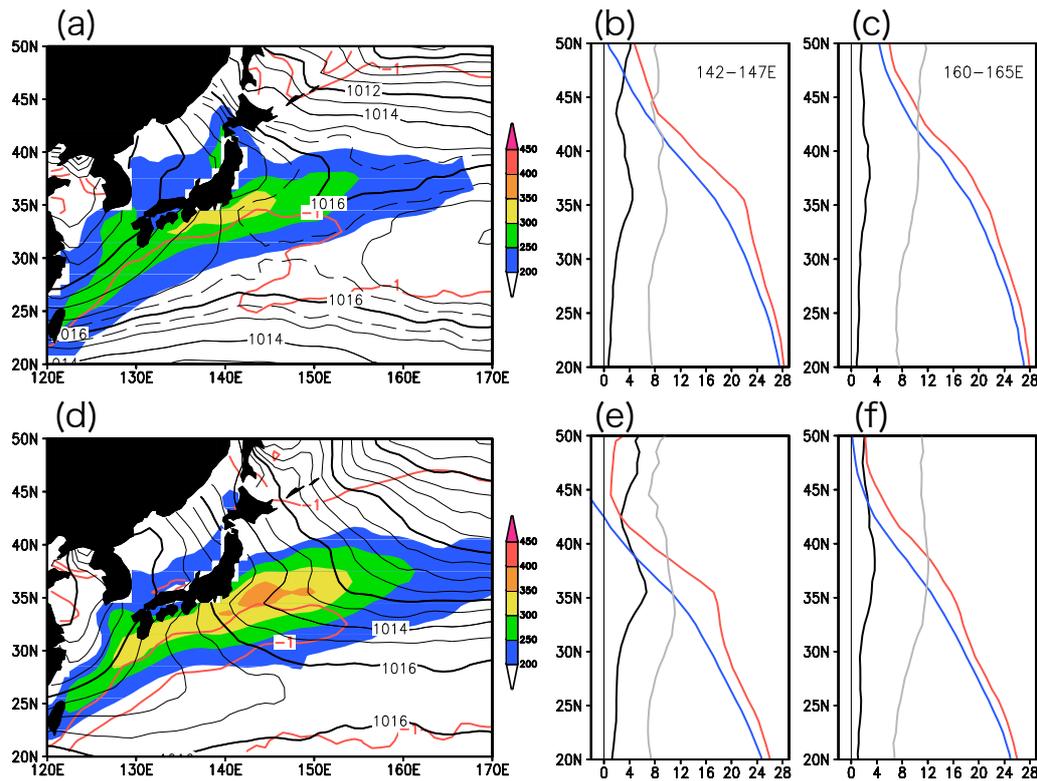
### 2. データ

船舶観測資料のアーカイブであるICOADS (International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set; Worley et al. 2005) に基づき経緯 $0.5^{\circ}$ 格子月平均の海上気象要素データセットを用い、1950年から2006年までの57年間の平均気候値を月別に作成した。

また、JRA-25 (Japanese Re-Analysis 25 years; Onogi et al. 2007) の経緯 $1.25^{\circ}$ 格子月平均のデータを用い、1979年から2007年までの29年間の平均気候値を月別に作成した。

### 3. 気候値

図1 (a) と (d) にICOADSに基づく秋季と冬季の海面気圧(黒等値線)、潜熱と顕熱



温フロントが形成されている。このような等水温プールと水温フロント構造は日本近海で顕著であり，亜熱帯循環系の内部領域である160-165°Eではそれらの特徴は弱くなっている。一方，海上気温は

図1: ICOADSに基づく秋季(上段)と冬季(下段)の気候値。(a, d):海面気圧(黒等値線; 1 hPa間隔), 潜熱と顕熱フラックスの和( $W m^{-2}$ ; カラー), 緯度方向への水温gradient(赤線;  $-1^{\circ}C/緯度$ )。秋季と冬季の緯度プロット。(b, e) 142-147°Eと(c, f) 160-165°Eの経度平均。海面水温(赤線), 海上気温(青線), 海上風速(灰線), 潜熱と顕熱フラックスの和( $\times 0.01 W m^{-2}$ ; 黒線)。

フラックスの和(カラー), 緯度方向への水温gradient(赤線)を示す。中緯度における海面水温の季節変化は3月に極小, 9月に極大と, 気温の季節変化より1ヶ月遅れるので, 秋季は10-12月, 冬季1-3月としている。水温gradientが $-1^{\circ}C/緯度1^{\circ}$ より小さい領域が秋季から冬季にかけて日本南岸の黒潮・黒潮続流域に広がっている。

図1 (b) と図1 (e) は142-147°Eにおける海面水温(赤線), 海上気温(青線), 海上風速(灰線), 潜熱と顕熱フラックスの和( $\times 0.01 W m^{-2}$ ; 黒線)の緯度プロットを示している。海面水温は35-37°Nで黒潮再循環流や亜熱帯モード水の影響を受けてほぼ等水温となり, その等水温プールの北側に強い水

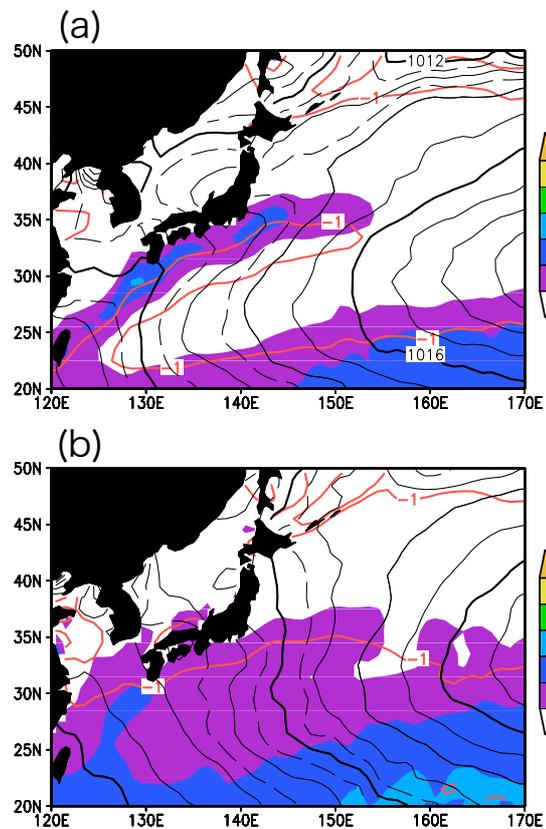


図2: 図1と同じ。ただし, ICOADSに基づく春季(a)と夏季(b)の気候値。

水温のようなフロント構造を示さず、ほぼ同じ割合で緯度方向に減少している。このため、海面水温と海上気温の差は水温フロントの南で極大となり、これに伴い海面熱フラックスも同じ緯度帯で極大となっている。海面熱フラックスの極大は季節風の吹き出しが活発となる冬季に最も顕著となるが、海面熱フラックスの分布には海上風速よりむしろ、黒潮やその再循環流に伴う海洋力学が関与する海面水温の分布に強く依存している。

図1 (a) と (d) の海面気圧分布を黒潮・黒潮続流付近について特に着目すると、等圧線は海面熱フラックスの極大域で西向きに蛇行している、この蛇行は秋季、冬季ともに示されている。これらの観測事実、黒潮・黒潮続流上の局所的な気圧極小は大きい海面熱フラックスに伴う大気境界層の応答を示唆する。

一方で、この気圧極小域は日本列島に対する平均風の風下側にあたるため、この気圧極小が地形効果によることも考えられる。しかしながら、図2 (a) と (b) に示されるように、平均風が南西方向である春季や夏季においても、日本列島の風上側にあたる黒潮・黒潮続流上で海面気圧の等値線は東向きに蛇行し、気圧極小が示される。気温と水温の差や海上風速は寒候期に比べ小さいので、海面熱フラックスは冬季の半分以下である。しかし、海面熱フラックスの極大は黒潮・黒潮続流域に局在し、その極大上で気圧極小となっている。これらの結果より、日本列島の地形の効果は黒潮・黒潮続流上の気圧極小には2次的であると考えられる。

#### 4. 2002/2003年冬季

黒潮・黒潮続流上の成因を探るために、2002/2003年冬季を例にした領域大気モデル実験を行った。標準実験では、人工衛星計測に基づくシャープな水温フロント構造を実験対象領域である西部北太平洋に下部境界条件として与えた。平滑化実験では水温場に空間

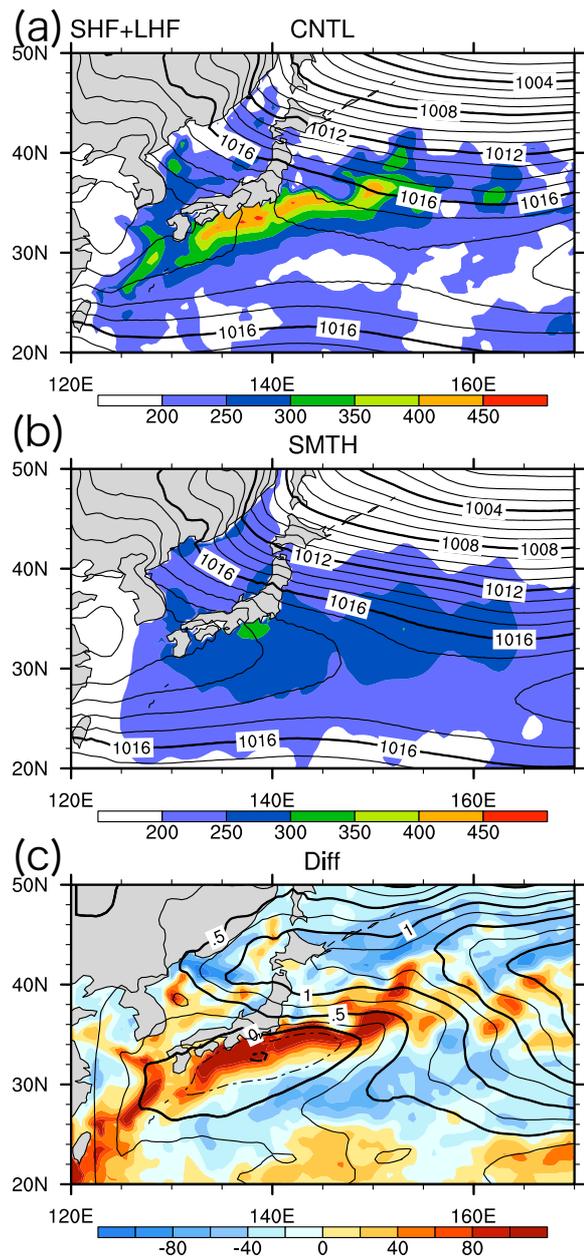


図3: 領域大気モデル実験における2002/2003年冬季の海面気圧(等値線; 1 hPa間隔)と海面熱フラックス(潜熱と顕熱の和;  $W m^{-2}$ ; カラー). (a): 標準実験, (b): 平滑化実験. (c): 標準実験と平滑化実験の差. 海面気圧差(等値線: 0.25 hPa間隔)と海面熱フラックスの差( $W m^{-2}$ ; カラー).

的な移動平均を施し、シャープな水温フロント構造を無くした場を下部境界条件として与えた。これ以外の壁面境界条件などは2つの実験で共通である。

図3に示される通り、標準実験における海面気圧場は観測に比べかなり弱いながらも等

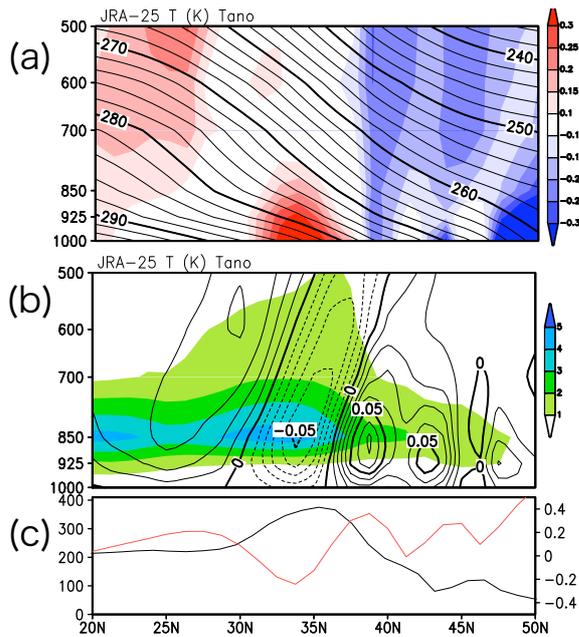


図4: JRA-25に基づく(a)気温(等値線;2 K間隔), 気温偏差(カラー)と(b)鉛直p速度(等値線;0.05 Pa s<sup>-1</sup>間隔, 雲水量(x 10<sup>-5</sup> kg m<sup>-2</sup>;カラー)の緯度—高度断面. (c):JRA-25に基づく海面気圧偏差(赤線), 海面熱フラックス(黒線;W m<sup>-2</sup>)の緯度プロット. 経度はすべて 142-147°平均.

圧線の西向き蛇行が黒潮・黒潮続流域に示されるが, 平滑化実験における海面気圧場は黒潮・黒潮続流域でむしろ大陸から北太平洋の亜熱帯域に向けて東へ延びるリッジとなっている. 結果として, 両実験の差では, 黒潮・黒潮続流域上で局所的な気圧の極小が示され, この極小の形成に対する海面水温フロント構造の強い関与がこの数値実験からも示唆される.

## 5. JRA-25

JRA-25に基づく気候値(図省略)では, 海面熱フラックスはICOADSとほぼ同じ大きさであるのに対し, 海面気圧の等値線の蛇行はかなり弱くなっている. これは再解析データを作成する数値モデルの特性に依存しているものと考えられる.

海面気圧場における等圧線の蛇行は弱いものの, 黒潮続流上における大気の変化がJRA-25の対流圏中下層において示される.

図4にJRA-25に基づく(a)気温(等値線), 気温偏差(カラー)と(b)鉛直p速度(等値線), 雲水量(x10<sup>-5</sup> kg m<sup>-2</sup>; カラー)の緯度—高度断面(気候値)を示す. 図4(c)はJRA-25に基づく海面気圧偏差(赤線), 海面熱フラックス(黒線)の緯度プロットである. 経度は日本列島に近い黒潮続流上142-147°Eで平均している.

この経度帯における気圧の極小は34°N付近に形成され, これは海面熱フラックスの極大である35-36°Nに対して平均流の少し下流に位置する. 海面熱フラックスに対し, 対流圏下部では概ね大気境界層に相当する850hPa高度まで正の気圧偏差が示される. 上向きの鉛直流をもつ緯度帯は気温偏差が正の領域の緯度帯とほぼ一致する. このような上昇流に伴い雲水量は大気境界層の上端で最大となる. これに加え, 500hPaの高さまでは各レベルで緯度方向への雲水量の極大が上昇流域と一致している. ただし, このような水温フロント上における雲水量の極大は冬季に顕著で, 秋季にはあまり明瞭でない. 限られた期間ではあるものの衛星計測による降水データや領域大気モデルの結果をより詳しく吟味する必要がある.

## 6. まとめ

西部北太平洋海域における海面水温, 海面気圧, 海面熱フラックスについて船舶観測資料に基づき, これらの変数の気候学的分布を詳しく調べた. 洋上大気の直接観測は黒潮・黒潮続流付近の水温フロントを跨ぐ大気境界層が水温変化に調節していることを示していた. この結果から期待されるように, 海面気圧の極小が水温フロントの南側にほぼ1年を通して形成されていることが示された.

衛星計測が示すシャープな海面水温フロントを下部境界条件として与えた領域大気モデル実験は黒潮・黒潮続流域に気圧の極小を形成するのに対し, 水温フロントを平滑化した場を与えた実験ではこのような気圧極小はほ

とんど見られない。これらの結果は、西岸境界流や再循環流の海洋力学によって維持されている黒潮・黒潮続流に沿う水温フロントが大気境界層の調節を通して海面気圧場に影響していることを示唆している。

黒潮続流上でのJRA-25に基づいた緯度—高度鉛直断面では、強い海面熱フラックスに対する大気下層における気温の応答は850hPa程度までの大気境界層内に限られていた。一方、水温フロント上の鉛直流は大気境界層の上端で最大となり、500hPa程度の対流圏中層まで到達する。また、雲水量は対流圏中層までの各レベルで、緯度方向への極大値が上昇流域と一致している。これらの解析結果は水温フロントから大気への影響が大気境界層の応答に伴う海面気圧の極小に留まらず、鉛直流の変化を通して対流圏中層にまで及ぶことを示唆している。

#### 参考文献

- Onogi, K., et al., 2007 : The JRA-25 Reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369-432.
- The Climode Group, and Coauthors, 2009: The Climode Field Campaign: Observing the cycle of Convection and Restratification over the Gulf Stream. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **90**, 1337-1350.
- Tokinaga, H., Y. Tanimoto, M. Nonaka, B. Taguchi, T. Fukamachi, S.-P. Xie, H. Nakamura, T. Watanabe, and I. Yasuda, 2006: Atmospheric sounding over the winter Kuroshio Extension: Effect of surface stability on atmospheric boundary layer structure. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L04703, doi:10.1029/2005GL025102.
- Tokinaga, H., Y. Tanimoto, S.-P. Xie, T. Sampe, H. Tomita, and H. Ichikawa, 2009: Ocean frontal effects on the vertical development of clouds over the Northwest Pacific: In situ and satellite observations. *J. Climate*, **22**, 4241-4260.
- Tanimoto, Y., S.P. Xie, K. Kai, H. Okajima, H. Tokinaga, T. Murayama, M. Nonaka, and H. Nakamura, 2009: Observations of marine atmospheric boundary layer transitions across the summer Kuroshio extension. *J. Climate*, **22**, 1360–1374.
- 谷本陽一, 2005 : 中緯度の水温フロントにおける大気海洋相互作用, 平成16年度「異常気象と長期変動」研究集会報告, 164-167.

- 谷本陽一, 甲斐浩平, 2006 : 夏季の黒潮続流域における大気, 平成17年度「異常気象と長期変動」研究集会報告, 169-174.
- Worley, S.J., S.D. Woodruff, R.W. Reynolds, S.J. Lubker, and N. Lott, 2005: ICOADS Release 2.1 data and products. *Int. J. Clim.* (CLIMAR-II Special Issue), **25**, 823-842 (DOI: 10.1002/joc.1166).