

中緯度の水温フロントにおける大気海洋相互作用

谷本陽一（北海道大学大学院地球環境科学研究科）

1. はじめに

これまでの中緯度大気海洋系では大気が海洋に対して強制力となるものの、海洋はその強制力を一方的に受ける slave であり、海洋から大気へのフィードバックはきわめて弱いかあるいは存在していないと一般に考えられてきた。例えば、年々変動に関する観測的研究では、海面の潜熱・顕熱フラックスの変動が中緯度の海面水温偏差を形成する主要因であり、それらのフラックス変動は海上風の変化によるものとされてきた。このため、海面水温偏差と海上風速偏差は負の相関関係となっている (Davis 1976; Frankignoul 1985; Wallace and Jiang 1987; Mantua et al. 1997; Tanimoto et al. 1997; Frankignoul and Kestenare 2002; Tanimoto and Xie 2002)。

これらの観測的研究の結果は、海面水温場を境界条件として与えた大気大循環モデル (AGCM) 実験からも支持されてきた。つまり、熱帯太平洋域の海面水温偏差に対しては、観測に見られるような対流圏における熱帯太平洋から北米大陸・西部北大西洋への太平洋・北アメリカ (PNA) テレコネクションパターンを励起する。一方で、PNA パターンに伴って北太平洋中央部で卓越する馬蹄型の水温偏差形態を AGCM への境界条件とした場合、対流圏に目立った構造はほとんど見られず、各研究機関における AGCM によってモデルの応答結果はかなり異なっている。これらの実験結果のばらつきのために、中緯度の海面水温偏差は大気に対して slave であるという認識が強まっている (Kushnir et al. 2002)。

北太平洋中央部だけではなく、黒潮や親潮など海洋の強い流れがある北太平洋西岸域においても、海面水温と海上風の関係については同じような認識がされてきた。つまり、冬季の場合、シベリアからの季節風の変化による大気側の風速や気温の

変動が強制力であり、海洋側の水温変動はその大気強制力に対する単なる受動体として認識されてきた (Hanawa et al. 1988; Tanimoto et al. 1997)。このような大気の強制力は北太平洋亜熱帯モード水などの気候メモリと成りうる海洋表層の水塊を作るに際して重要な役割を果たしている (Hanawa and Talley 2001)。しかし、亜熱帯モード水に蓄積されたメモリが海面に露出し、さらに大気にどのように影響を与えうるのかはほとんどわかっていない。

2. 中緯度水温フロントにおける大気と海洋の関係

近年、人工衛星搭載されたマイクロ波センサーにより雲の存在に関係なく、海面水温・海上風速・雲水量などの海上気象要素が観測され、経緯 0.5 度週平均のデータセット等が整備されるようになった。これらの高分解能・高頻度の観測データを用い、中緯度において特徴的な海面水温変動に基づいた大気海洋観測の解析が行われはじめ、これまでとは異なる大気と海洋の関係が見いだされている (例えば、Nonaka and Xie 2003)。

熱帯から極に向けて下降する水温の傾きは一定ではなく、例えば黒潮と親潮の間で顕著に大きい。これを水温フロントと呼ぶ。このような水温フロントは日本東方の黒潮フロントや亜寒帯フロントに限らず、熱帯域からの暖水を運ぶ流れと極域からの冷水を運ぶ流れが出会うところで生じ、大西洋のメキシコ湾流の北側やアルゼンチン沖のブラジル海流の南側 (図 1) などで見られる。また、東シナ海・黄海においても、冬季の北西季節風と海底地形の双方の効果により北東-南西方向に傾いたフロントを形成する。これらのフロント域では 1000km 以内の空間スケールの中で数度に及ぶ海面水温の空間変動がある。このような水温フロ

ントに伴い、暖かい海の上では風が強く、冷たい海では風が弱い、という新たな大気と海洋の関係が中緯度における多くの水温フロントで存在することを見いだした(図1)。これらの風速と海面水

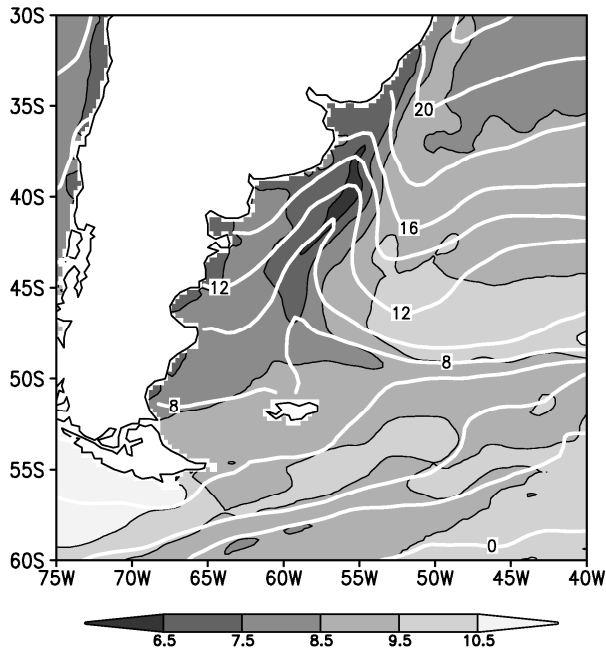


図1：ブラジル/マルビーナス海流付近での年平均海面水温(等値線, 2℃間隔)と年平均海上風速(ハッチ)の分布図。50° S, 60° W から北北西に伸びる冷水上で風速が遅く, 30° S, 50° W から南に伸びる暖水上で風速が遅いことを示している。

温の相関関係は、フロント方向(水温が変化する方向として定義)や風の向き、あるいはフロント方向と風向の関係などに依らない。

先行研究は風速変化に伴う潜熱放出が水温変化の要因とし、変化した海洋が大気に対してどのようにフィードバックするかを示していない。もし、大気(風速変化)から海洋(水温変化)への影響である潜熱放出の原理だけが機能しているのであれば、冷たい海の上で風は強いという負の相関関係でなければならない。これとは逆の関係が存在することは、海から大気への影響があることを強く示唆する。これは従来の概念を否定するものではなく、中緯度の大気と海洋の関係は一方通行よりむしろ双方向であることを人工衛星観測から指摘している。

人工衛星は海面の水温と風向風速データを提供するが、海上気温や海面気圧は現在のところ計測されていない。フロントを表現する分解能(経緯0.5度程度)で作成した新たな海上気象要素データセットは、海上気温マイナス海面水温(SST-Ta)で定義される海面付近の静的安定度が強い(弱い)

海域と風速が遅い(速い)海域がよく一致している(図2)。これらの結果は大気境界層における鉛直混合が関与していることが期待される。つまり、

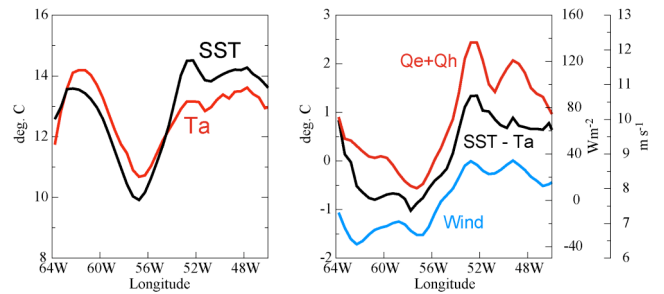


図2：船舶観測資料から求めた42° Sに沿う(左)海面水温(SST), 気温(Ta), (右)潜熱顕熱放出(Qe+Qh), 海面の鉛直不安定性(SST-Ta), 風速(Wind)の年平均値の分布曲線。海面のSST-Taが大きい(小さい)海域で海面からの熱放出が大きく(小さく), 風速も高い(低い)ことが示されている。

高(低)水温と高(低)風速の一致には海面水温の影響を受けた海洋上の大気境界層構造の変質が強く関わっていて、海面付近が安定(不安定)な状態は境界層における運動量の鉛直混合を抑制(促進)し、風速の鉛直シアを強める(弱める)。そのため、冷たい(暖かい)海面付近では風速が減速(加速)されることになる(図3)。

水温と風の分布はほぼ一致する

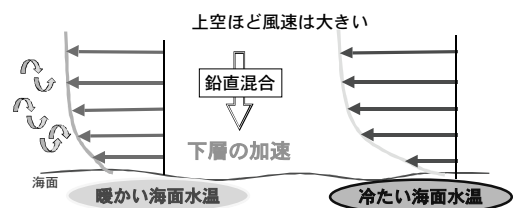


図3：暖かい(冷たい)海面水温偏差の海域で、海上風速が大きい(小さい)メカニズムの概念図

一方で、海面水温の影響は運動量の鉛直混合に限らず大気境界層の気温・水蒸気分布にも影響を与える。大気境界層におけるこれらの変化は鉛直積分値としての海面気圧に表れることも考えられる。しかし、図1に見られる風速変化の分布と図4の海面気圧分布から求められる地衡風成分とはほとんど一致していない。このように海面水温から海面気圧への影響が見られないことは、東部熱帯太平洋域の大気境界層の変質でも見られている(Hashizume et al. 2002)。彼らは境界層上端における気温の逆転層の変位が海面気圧偏差の未形成と関連していると指摘している。

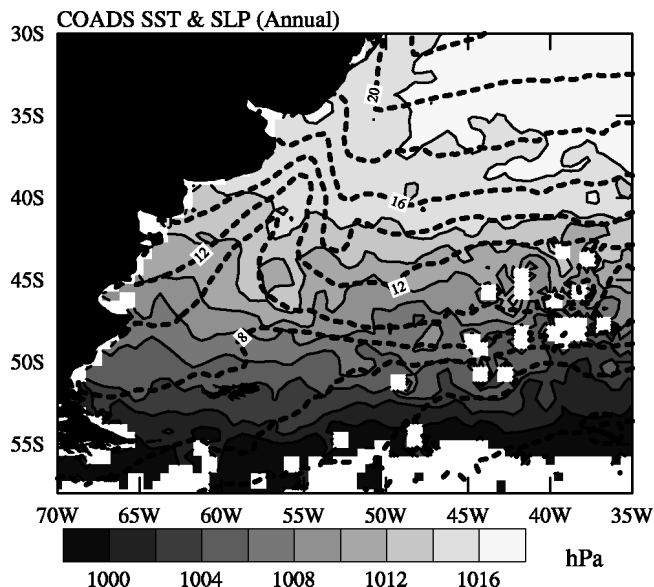


図4：ブラジル/マルビーンズ海流付近での年平均海面水温（点線）と年平均海面気圧（ハッチ）の分布図。海面水温フロント付近で暖水（冷水）と低圧部（高圧部）はあまり一致していない。

3. 黒潮続流域でのラジオゾンデ観測

前説における人工衛星や船舶観測資料による海上気象要素観測の成果は中緯度海洋の変動が大気境界層の変質を通して大気循環に影響を与える可能性を示唆するものの、大気境界層の変質について直接観測事実を示していない。1970-80年代には海上における大気境界層の構造をラジオゾンデや航空機を用いて観測するキャンペーンが太平洋・大西洋で相次いで行なわれた（例えば、Stage and Weller 1985）。しかしながら、この当時の観測目的は海洋上の大気境界層における平均的な構造を把握するのが主目的であり、100km スケールで変化する水温フロントに対して大気境界層がどのように変質を受けているかを記述した観測成果はあまり出されていない。また、当時は位置情報システムの制約から、鉛直分解能が高い風向・風速の観測は行なわれていなかった。

そこで海面水温フロント付近での大気境界層の構造の変質を明らかにするために、黒潮続流域におけるGPSゾンデ観測を行った。

GPSラジオゾンデ観測は水産庁の漁業調査船である照洋丸および開洋丸の協力を得て、2003年12月19日から2004年1月8日（照洋丸：計40測点）までと、2004年2月24日から2004年3月17日（開洋丸：計78測点）までの2つの期間に分けて行った。GPSゾンデセンサーはVaisala社のRS80-15GHとRS92-SGPを使用し、受信機は東大

海洋研所有のDigiCORA MW11とVaisala社所有のDigiCORA MW21を使用した。

開洋丸観測期間中は35-37°N付近で5°C/200km程度の黒潮続流水温フロントが見られる（図5）。このフロントは黒潮本流の蛇行に伴うた

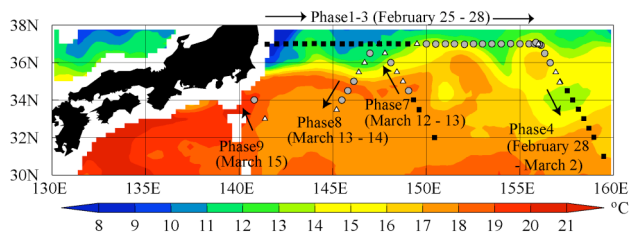


図5：2004年開洋丸調査航海期間中（2月24日から3月17日）で平均したTRMM/TMIによる海面水温分布図。図中の印はGPSラジオゾンデ観測を実施した地点で、その場所のSST-Taが■は1°C以下、○は5°C以上、1°C以上5°C未満は△を示している。

め、37°Nでは東西方向にも大きな水温傾度が存在している。この37°N線上で経度約0.5度間隔のGPSラジオゾンデ観測を実施し、水温フロントに伴う大気境界層の変質を調べた。

図5ではGPSラジオゾンデ観測点におけるSST-Taを5°C以上と1°C以下で区別した。黒潮続流の冷水（暖水）側となる149°Eより西側（東側）ではSST-Taが1°C以下（5°C以上）となる海面付近の静的安定度が安定（不安定）となっていた。

高度1500m付近までの大気下層における仮温位の鉛直傾度（図6）は海面付近が不安定になるに

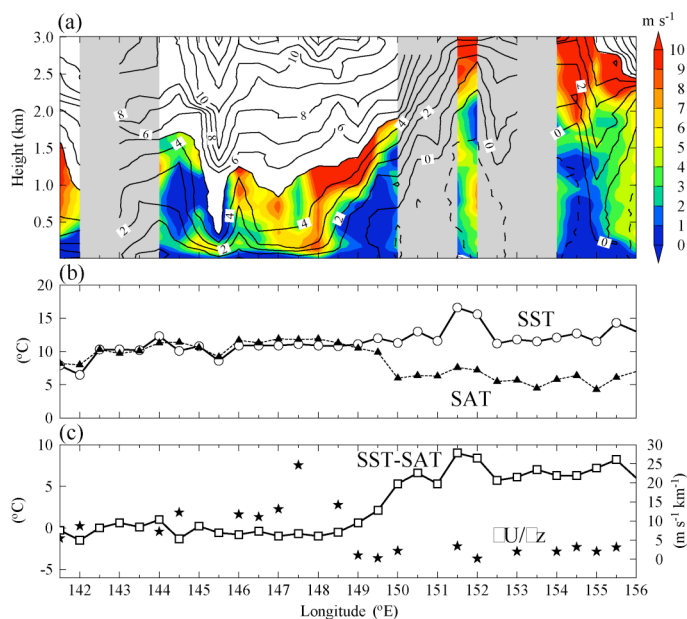


図6：開洋丸観測37°N線上における仮温位（実線）と風速（ハッチ）の高度3kmまでの鉛直構造。値は全て海面における値からの差。

つれて小さくなり、風速シアも小さくなっている。これは鉛直混合のプロセスが機能していることを支持する結果となっている。このフロントに伴う静的安定度は水温フロントに対する相対的な位置だけに依存するのではなく、大気の総観規模擾乱にも依っている。実際、37° N 線上暖水側の観測期間中に寒冷前線が通過したために気温が低下し、静的安定度が小さくなっている効果もあり、境界層におけるどの程度の変化が海面水温フロントに伴う変質かをさらに議論していく必要がある。

4. まとめ

中緯度海洋に特徴的である海面水温フロントに伴う海上風や大気境界層の変質について、最近の研究成果を紹介した。南大西洋のブラジル海流・マルビーナス海流によって生じる水温フロントは $\nabla(\text{SST})$ と風向が一致している特徴的な海域である。この海域では水温フロントに対し偏西風の上流（下流）側にあたる冷水（暖水）域では海面付近の安定（不安定）であるために大気下層での鉛直混合が抑制（促進）され、海上風速が弱い（強い）ことが示唆された。

大気下層での鉛直混合の強さが海面水温の違いによって引き起こされているかを検証するために、黒潮続流域でGPSラジオゾンデ観測を行った。海面の安定度に伴い大気境界層の気温・水蒸気量・風速の鉛直プロファイルは変質していた。ただし、海面の安定度は水温フロントに対する相対的な位置だけで決まらず、大気の総観規模擾乱による空気塊の移流も安定度を変化させる要因であった。水温変化による境界層の変質をより明らかにするために、今後も海洋上の境界層観測を継続していく予定である。

謝辞：本報告に関わる研究には以下の研究チームのメンバーが関わっている。時長宏樹（北海道大学大学院地球環境科学研究科）、謝尚平（ハワイ大学国際太平洋研究センター）、田口文明（ハワイ大学気象学科）、野中正見、鍵本崇、山根省三（地球環境フロンティア研究センター）、安田一郎、中村尚、深町智宏（東京大学大学院理学系研究科）、渡邊朝生（(独)水産センター中央水産研究所）。特に、海洋上のGPSゾンデ観測を行なうにあたり、水産庁開洋丸・照洋丸調査航海に乗船の機会を与えて

くださった渡邊朝生博士ならびに両船の船長をはじめ乗組員の皆様に厚く感謝を申し上げる。

参考文献

- Davis, R.E., Predictability of sea surface temperature and sea level pressure anomalies over the North Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, **6**, 249-266, 1976.
- Frankignoul, C., Sea surface temperature anomalies, planetary waves and air-sea feedback in the middle latitudes, *Rev. Geophys.*, **23**, 357-390, 1985.
- Frankignoul, C., and E. Kestenare, The surface heat flux feedback. Part I: estimates from observations in the Atlantic and the North Pacific, *Clim. Dyn.*, **19**, 633-647, 2002.
- Hanawa, K., T. Watanabe, N. Iwasaka, T. Suga, and Y. Toba, Surface thermal condition in the western North Pacific during the ENSO events, *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 445-456, 1988.
- Hanawa, K., and L.D. Talley, Chap. 5.4 Mode waters. In: *Ocean Circulation and Climate*, eds. G. Siedler, J. Church and J. Gould, Academic Press, 373-386, 2001.
- Hashizume, H., S.-P. Xie, M. Fujiwara, M. Shiotani, T. Watanabe, Y. Tanimoto, W. T. Liu, K. Takeuchi, Direct observations of atmospheric boundary layer response to SST variations associated with tropical instability waves over the eastern equatorial Pacific, *J. Clim.*, **15**, 3379-3393, 2002.
- Kushnir, Y., W.A. Robinson, I. Blade, N.M.J. Hall, S. Peng and R. Sutton, Atmospheric GCM response to extratropical SST anomalies: synthesis and evaluation, *J. Clim.*, **15**, 2233-2256, 2002.
- Mantua N.J., S.R. Hare, Y. Zhang, J.M. Wallace and R.C. Francis, A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 1069-1079, 1997.
- Nonaka, M., and S.-P. Xie, Co-variations of sea surface temperature and wind over the Kuroshio and its extension: Evidence for ocean-to-atmospheric feedback. *J. Clim.*, **16**, 1404-1413, 2003.
- Stage, S.A., and R.A. Weller, The frontal air-sea interaction experiment (FASINEX); Part I: Background and scientific objectives. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **66**, 1511-1520, 1985.
- Tanimoto, Y., N. Iwasaka and K. Hanawa, Relationship between sea surface temperature, the atmospheric circulation and air-sea fluxes on multiple time scales, *J. Meteor. Soc. Japan*, **75**, 831-849, 1997.
- Tanimoto, Y., and S.-P. Xie, Inter-hemispheric decadal variations in SST, surface wind, heat flux and cloud cover over the Atlantic Ocean, *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 1199-1219, 2002.
- Wallace, J.M., and Q.-R. Jiang, On the observed structure of the interannual variability of the atmosphere/ocean climate system, in *Atmospheric and Oceanic Variability*, edited by H. Cattle, pp. 17-43, Royal. Meteorological Society, London, 1987.