

夏季の黒潮続流域における大気観測

谷本陽一（北海道大学大学院地球環境科学研究院）

甲斐浩平（北海道大学大学院地球環境科学研究科）

1. はじめに

2003/2004年冬季の黒潮続流海面水温フロント域において、北大・東大・ハワイ大を中心とする研究グループは独立行政法人水産総合研究センター中央水産研究所の協力を得て水産庁照洋丸・開洋丸からGPSラジオゾンデ観測を行った。前回の研究集会でこの観測データに対する解析結果を報告したように、黒潮続流フロント付近では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ることが観測から示された (Tokinaga et al., 2005b)。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。大気下層に与える総観規模擾乱の影響と海洋から影響を識別するためにはより観

測数を増加させることが必須である。本報告では大気の総観規模擾乱の様相が異なる6-7月期の観測成果について、初期解析の結果を紹介する。

黒潮続流域における大気観測計画の一環として、夏季の大気海洋相互作用系の実態を把握するために、2005年6月17日から7月17日まで米国Scripps海洋研究所所属海洋調査船Roger Revelleから図1に示す海域においてGPSラジオゾンデ観測を行った。図1に示される観測線は海面高度計を搭載した人工衛星軌道上を経緯約0.75度間隔に配置された海洋表層流速計群を結んでいる。このような大量の流速計群を含む海洋物理観測は米国の海洋物理観測プロジェクトKESSE¹ (Kuroshio Extension System Study) により2004年から進められている。GPSラジオゾンデ受信機は京都大学生存圏研究所所有の受信機を共同利用機器として使用した。センサーはヴァイサラ社製のRS92-SGPラジオゾンデを用い、対象海域における気温、湿度、風向風速の鉛直プロファイルを116回取得した。

2003/2004年の場合に比べて、風データの取得率が100%と格段に向上した。これは、メーカー側の受信機とセンサーの改良があったことと船体に設置するUHF受信アンテナの設置位置を事前に調査したことが好結果につながったと考えている。

本報告で使用する図のオリジナルはカラーなので、webサイト²を通してPDFファイルを

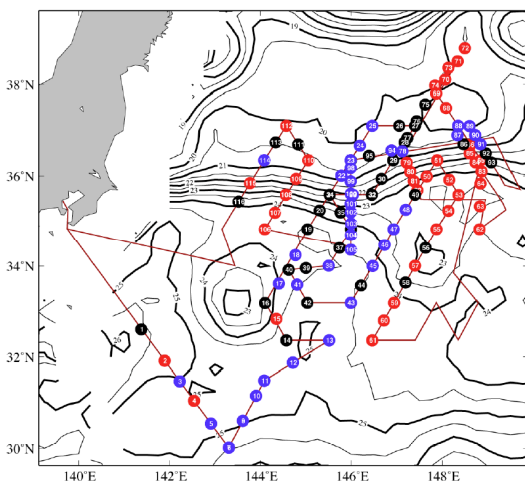


図1:黒潮続流域におけるGPSラジオゾンデ観測の実施地点(●)。コンターは観測期間中で平均したAMSR-Eの海面水温(°C)。コンターの間隔は0.5°C。

¹ <http://www.po.gso.uri.edu/kess/>

² http://www.woa.ees.hokudai.ac.jp/people/tanimoto/pdfs/05kyoto_report01.pdf

取得してください。

2. 夏季黒潮続流域の気候学的状態

A. 大気下層と海面水温

本州東方上には北緯36-37度付近を東へ流れる黒潮続流に伴う水温前線と北緯40-41度付近の亜寒帯前線と呼ばれる水温前線が存在していて、この南北方向に二重になった前線帯は0.5度格子間隔の船舶観測資料データ (high-resolution, regionally analyzed COADS(HiRAC); Tokinaga et al. 2005a, 図2右上) や最新の高分解像度人工衛星データ (図省略) の海面水温から明瞭に示される。これらの水温前線は地

球シミュレータで行われた海洋大循環モデルの長期hindcast実験でもよく再現されていて、実験結果に対する解析はこの2つの海面水温前線が亜表層約400m程度のcoherentな構造を持ち、年々~10年の規模で変動していることを示した。冬季の黒潮続流・亜寒帯前線においては北東風が卓越し大気下層の気温は日本付近で経度方向の極小となる(図2左上)。このような大気条件のもとで海洋には数千km規模の冷却が生じるが、水温前線の空間規模は数百kmであるので、水温前線の形成およびその変動には大気からの強制よりもむしろ海

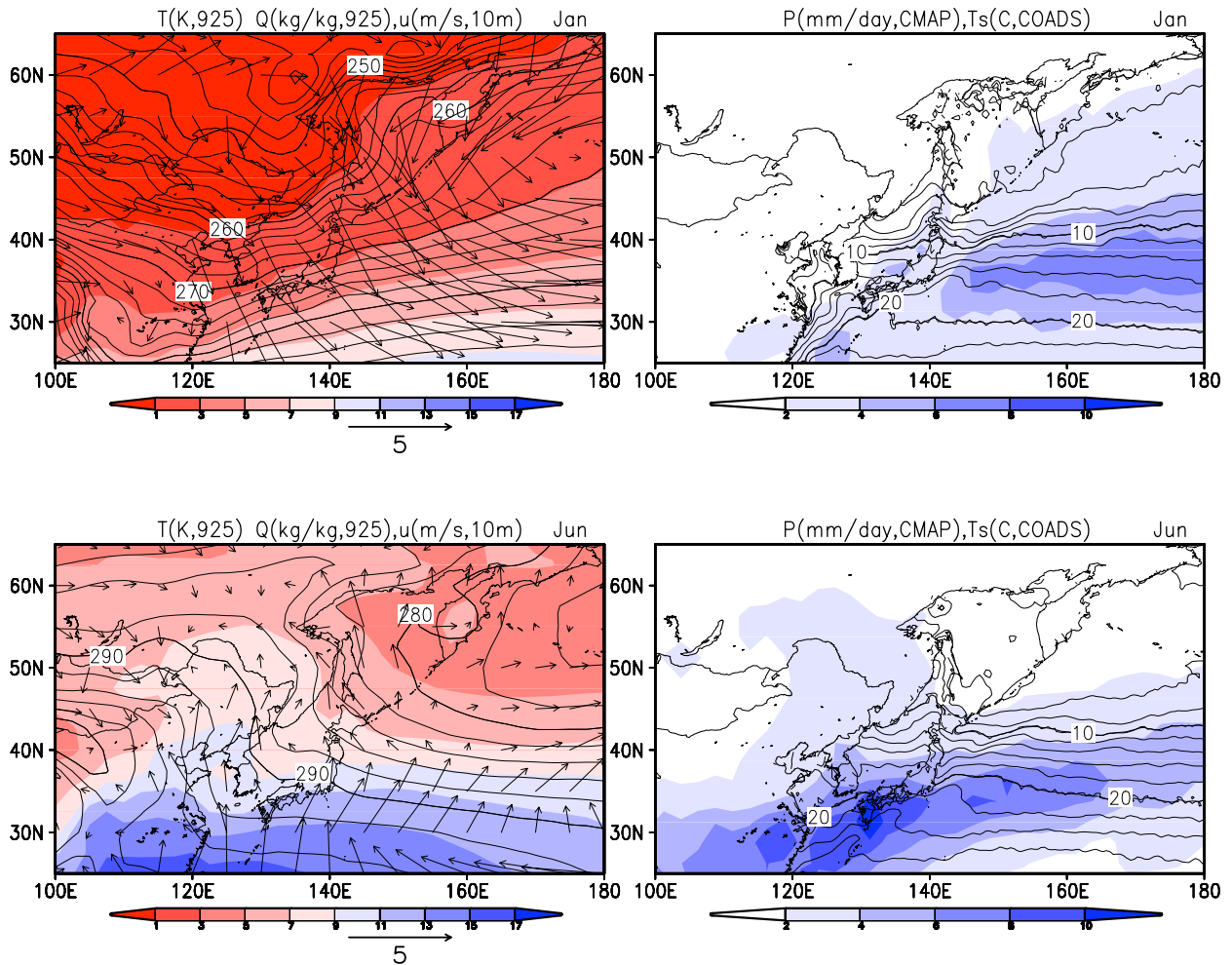


図2:黒潮続流域における(左)ECMWF40年再解析925-hPa面の気温(単位はK, コンター, 2K間隔), 比湿(kg/kg, ハッチ), surface wind (m/s, ベクトル)及び(右)COADSの海面水温(2°C間隔, コンター)とCMAP降水量(mm/day, ハッチ). 上段(下段)は1月(6月)の気候値. ハッチの凡例と矢印の大きさは各パネルの下に示されている.

洋力学の諸過程が大きく寄与していると考えられる。そのため、海面水温前線は海洋混合層が深く亜表層の状態が海面水温に出現する冬季だけでなく、比較的混合層深が浅い6月期でもよく見られている(図2右下)。

これらの水温前線に伴い、夏季においても海洋の気圧下層(925hPa面)における気温の南北勾配は比湿の南北勾配とともに海洋上の東経140度より東で明瞭である(図2左下)。一方、日本上空より西では南北勾配よりむしろ東西勾配の成分が卓越しており、これは夏季モンスーンに関連する温度や湿度の海陸コントラストを示している。

気圧下層の南北勾配が大きい緯度帯の海洋上では大気総観規模擾乱に伴う降水量は冬季と同様に夏季においても緯度方向の極大となっていて(図2右下)、気圧下層の収束を伴っている(図2左下)。夏季における海洋上の降水帯はこの緯度帯に停滞する梅雨前線の活動と強く関わるが、前線活動に対する海洋からの影響はまだよく理解されていない。

B. 下層雲と霧

夏季における北太平洋亜寒帯海域は下層雲が卓越する海域として知られており(Klein and Hartmann, 1993; Norris et al., 1998)、夏季における北太平洋海面水温変動に強く影響している(Norris, 2000)。

図3にHiRACに基づいた夏季北太平洋における下層雲量、全雲量、海面水温、海上気温、海面の相対湿度、ECMWF40年再解析値の10m高度風ベクトルの気候値を示す。6月、7月ともに、北緯40度以北の亜寒帯では日本東方からアメリカ大陸西岸まで全域下層雲が70-80%を占めている。下層雲域の南端は西部ではほぼ黒潮続流域に対応し、西経140

度より東では、北緯30度より南の亜熱帯域まで広がっている(図3:上段)。以上の下層雲分布の特徴は全雲量の分布とほぼ同じとなっている(図3:2段目)。このように下層雲が広がる海域はかなり広範囲になっているが、その特徴は海域によって以下のように異なっている。

6-7月期の亜寒帯域における海上風は南よりであり(図3:下段)、暖かく湿った空気塊の流入があるので海面付近の水温と気温の差は負となり(図3:3段目)、海面付近の静的安定度は安定となっている。海面の相対湿度は86%より大きく、特にベーリング海では92%を超えていて(図3:下段)、海上で霧が発生している状況と思われる。一方、北太平洋南東部では北よりの風であるため海面付近の静的安定度は不安定であり混合層の発達が期待される。海面の相対湿度は下層雲域であっても80%以下となっていて、霧は発生せず、混合層上部を覆う下層雲となっていると考えられる。このように、通報では同じ下層雲となっても、現場での雲の様子はかなり異なっていると思われる。

6月の黒潮・黒潮続流上に沿う海面水温と海上気温の差は正であり、夏季における西部北太平洋では例外的に海面付近の静的安定度が不安定となっている(図3:3段目左)。この海域の全雲量は70%を超えているものの(図3:2段目左)、下層雲量は70%以下となっている(図3:上段左)ので、この海域では中高層雲が卓越していると考えられる。海面の相対湿度もこの海域ではまわりに比べ数%ほど低くなっている(図3:下段左)。7月になり気温も上昇し、黒潮・黒潮続流域における海面付近の不安定性が減少すると(図

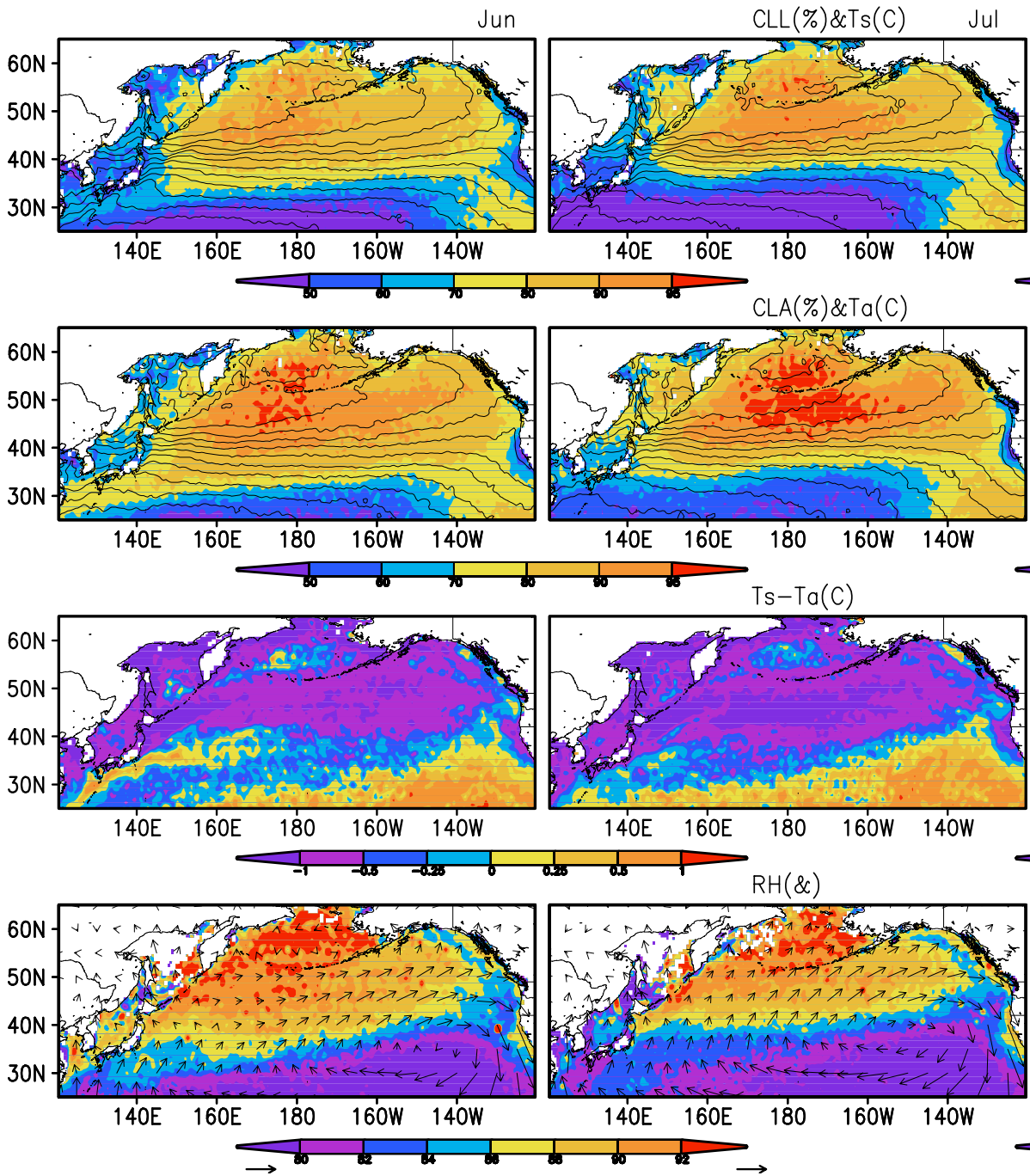


図3:COADS に基づいた北太平洋における夏季の(上段)下層雲量(単位%, ハッチ)と海面水温(2°C間隔, コンター), (2段目)全雲量(% , ハッチ)と海上気温(2°C間隔, コンター), (3段目)海面水温マイナス海上気温(°C, ハッチ), (下段)相対湿度(% , ハッチ), ECMWF40年再解析値の10m高度の風ベクトルの気候値. 左(右)のパネルは6月(7月)の気候値. ハッチの凡例は各パネルの下に示されている. ベクトルの凡例は5m/s.

3:3段目右), 全雲量も減少する(図3:2段目右)ことが示されている. このような中高層雲の変化は梅雨前線とも関連していると考えられるが, 前線帯に現れる雲が海洋からのような影響を受けているかは興味深い.

このように海面水温の変化に伴う海面付近の大きい静的安定度の変化は下層雲や霧の形成に寄与していると考えられるが, 海洋から下層雲への影響を含んだ大気と海洋のフィードバック系が季節ごとにどのような状態になっている

るかはまだ良く理解されていないので、相互作用の実態を観測から提示する必要がある。

3. 夏季黒潮続流域上の大気境界層構造

図1に示されるように、今回の観測では黒潮続流沿いの水温フロントを約10回横断する観測を行った。図4に観測時の海上風の南北成分が北よりのとき（図4左）のときと南よりのとき（図4右）で区別してコンポジットしたGPSラジオゾンデ観測による仮温位と相対湿度（上のパネル）、相当温位と気温（中のパネル）の緯度—高度断面図と海上気象要素の緯度分布（下のパネル）を示す。コンポジットの基準にも用いた海上気象要素はラジオゾンデを放球した前後30分の平均値と

した。緯度方向には0.4度のbinにわけて、コンポジットを行った。

図2に示されるように夏季の黒潮続流海域では南よりの風が卓越しているものの、総観規模擾乱によって北よりの風も吹く。北緯35-37度付近での北よりの風の頻度は各緯度のbinで2回から6回観測されている。

南風コンポジット（図4右側）では、海面付近の静的安定度が北緯30-37度まで安定となっているのに対し、北風コンポジットは（図4左側）では観測が行われた範囲で全域不安定となっている。

仮温位の鉛直勾配は海面付近が安定である南よりの風のとくに大きく、不安定である北

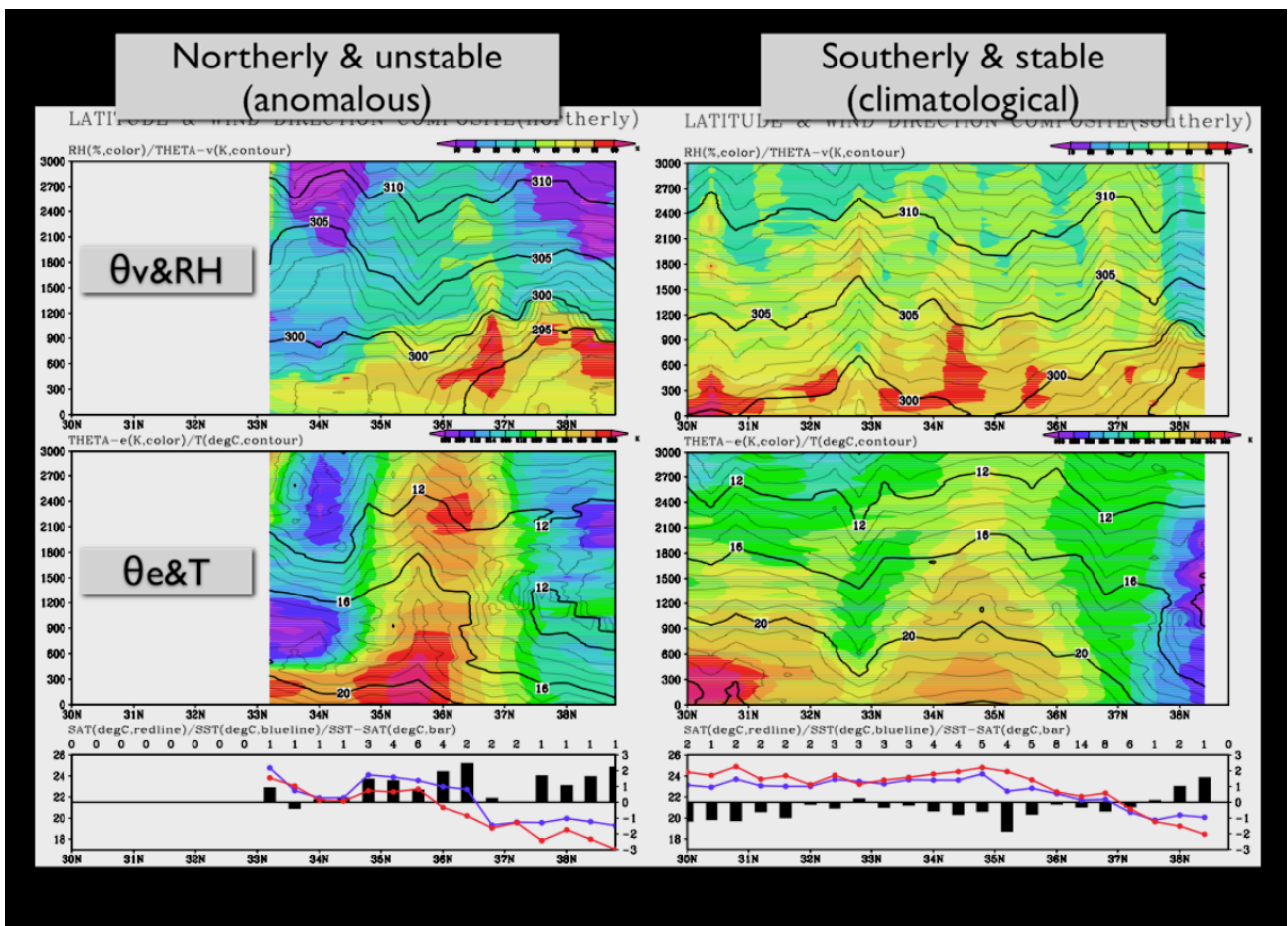


図4: GPSラジオゾンデ観測による(上)仮温位(1K間隔, コンター)と相対湿度(% , ハッチ), (中)気温(1°C間隔, コンター)と相当温位(K, ハッチ)の緯度—高度断面図と(下)ゾンデ観測時に船上で観測された海上気温(°C, 赤線), 海面水温(°C, 青線)と海面水温と海上気温の差(静的安定度, °C, 棒). 左側(右側)は放球前後の南北風が北風(南風の時)のコンポジット.

よりの風の方が小さい。このような静的安定度の違いは風向きによって大きく変化する海上気温と大気の変化にあまり応答しない海面水温によってもたらされる。

北風の時に形成される混合層は高度約1000-1200m程度の厚みをもつ。同時に気温の逆転層が混合層の上端に示される。相対湿度も混合層の上端で90%を超え、この高度で下層雲が形成されていることを示唆する。相当温位が緯度方向に大きく変化する北緯37度付近では相対湿度の極大が高度2000mを超えるところまで出現している。

一方、南よりの風するとき混合層はあまり発達せず、気温の逆転層も見られない。相対湿度は大気の下端で最も大きく、全体的に海霧が発生していることが示唆される。

このように夏季の黒潮続流上では大気と海洋の条件が境界層の構造や下層雲・海霧の形成に大きく関与していることが観測事実として示された。

4. おわりに

夏季の黒潮続流上の大気観測から、冬季とは異なった海洋上の大気境界層構造の特徴を示すことができた。この特徴はすべて海洋からの影響によるものではなく、大気の総観規模擾乱からの影響も受け、この海域の大気海洋相互作用の結果として観測されたものである。観測からのみで、大気と海洋の双方向の関係を捉えることは困難であるが、数値実験を実行していくとともに、さまざまな局面での観測サンプル数を増やすことにより、中緯度の大気海洋相互作用の理解を改善するよう努力したい。

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

(JAMSTEC地球環境観測研究センター)、謝尚平(ハワイ大学国際太平洋研究センター)、野中正見(JAMSTEC地球環境フロンティア研究センター)、中村尚、後藤敦史(東京大学大学院理学系研究科)、高垣吾郎、Roxy Mathew(北海道大学大学院地球環境科学研究科)。特に、海洋上の大気観測を行なうにあたりご協力いただいたKESSの共同主席研究者の一人である米国University of Rhode IslandのRandy Watts、Scripps海洋研究所Roger Revelle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

- Klein, S.A. and D.L. Hartmann, 1993: The seasonal cycle of low stratiform clouds, *J. Climate*, **6**, 1587-1606.
- Nonaka, M., H. Nakamura, Y. Tanimoto, T. Kagimoto, H. Sasaki, 2005: Decadal variability in the Kuroshio-Oyashio Extension simulated in an eddy-resolving OGCM, *J. Climate*, in press.
- Norris, J. R., 2000: Interannual and interdecadal variability in the storm track, cloudiness, and sea surface temperature over the summertime North Pacific. *J. Climate*, **13**, 422-430.
- Norris, J. R., Y. Zhang, and J. M. Wallace, 1998: Role of low clouds in summertime atmosphere-ocean interactions over the North Pacific. *J. Climate*, **11**, 2482-2490.
- Tokinaga, H., Y. Tanimoto, S.-P. Xie, 2005a: SST-induced surface wind variations over the Brazil/Malvinas Confluence, *J. Climate*, **18**, 3470-3482.
- Tokinaga, H., Y. Tanimoto, M. Nonaka, B. Taguchi, T. Fukamachi, S.-P. Xie, H. Nakamura, T. Watanabe, and I. Yasuda, 2005b: Atmospheric sounding over the winter Kuroshio Extension: Effect of surface stability on atmospheric boundary layer structure, *Geophys. Res. Lett.*, submitted.