

— 2009 年度 日本海洋学会 岡田賞受賞記念論文 —

## 北太平洋亜熱帯前線の解析的研究\*

小橋 史明†

### 要 旨

亜熱帯前線は、北太平洋亜熱帯循環系上層に見られる顕著な海洋構造の一つです。人工衛星観測、現場観測、客観解析などの様々な資料の総合的解析により、亜熱帯前線海域に卓越する中規模渦の変動特性と形成過程、亜熱帯前線の詳細な分布と構造、前線北側の水温躍層中に見られるモード水による前線形成、海面の水温前線を通じた亜熱帯前線の大気への影響を明らかにしました。本稿では、これら一連の研究について紹介します。

キーワード：亜熱帯前線，亜熱帯反流，中規模渦，モード水，大気海洋相互作用

### 1. はじめに

北太平洋亜熱帯前線 (Subtropical front, STF と略す) は、亜熱帯循環系の南西部から中央部にかけて見られる亜表層の水温および密度の前線で、亜熱帯反流 (Subtropical Countercurrent, STCC と略す) と呼ばれる浅い東向きの流れを伴っています。亜熱帯循環系を南北に横切る水温断面図 (Fig. 1) を見てみますと、熱帯域から延びる主水温躍層が、亜熱帯域で上部と下部に分かれ、上部水温躍層は北に向かい浅くなります。STF は、この上部水温躍層の北向きの浅化に関係しており、亜熱帯循環系の上層海洋を特徴付ける顕著な構造と言えます。STCC は、大規模な海上風分布から期待される西向きの流れに逆行して存在しているため、古典的な風成循環理論からは説明のできない謎の海流として、研究者の注目を集めてきました。

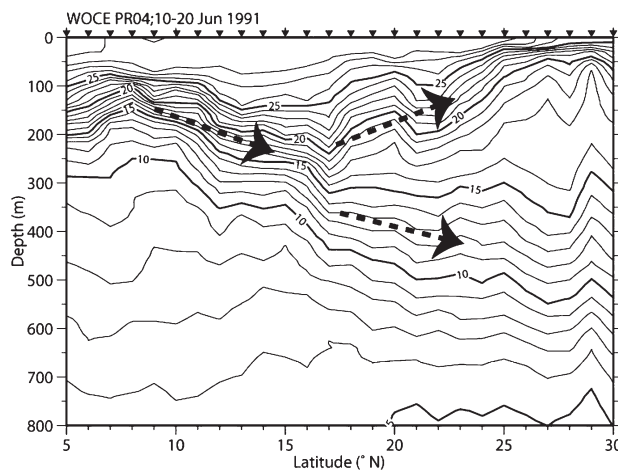


Fig. 1. Temperature section along 155°E, taken by the R/V Ryofu Maru in a WOCE cruise during June 1991. The location of observation is denoted by inverted triangles. Dashed arrows are guides for the main thermocline that is separated in the midlatitude. STF are associated with a northward shoaling of the upper main thermocline. (from Kobashi *et al.* 2006)

\* 2009 年 10 月 2 日受領；2009 年 11 月 12 日受理  
著作権：日本海洋学会，2010

† 〒135-8533 東京都江東区越中島 2-1-6  
東京海洋大学海洋工学部  
kobashi@kaiyodai.ac.jp

私は、これまで船舶観測や衛星観測などの様々な資料を解析し、STF 海域の中規模渦の変動特性や形成過程、STF の形成・維持のメカニズム、STF における大気海洋相互作用に関する研究に取り組んできました。本稿では、これまで行ってきた研究の概略をその背景とともに紹介します。

## 2. 研究の歴史

STF の研究には、発見からその後の進展まで、多くの日本人研究者が関わっており、日本の海洋学会が研究を先導してきたと言っても過言ではありません。ここでは、STF の研究の歴史について簡単に述べ、私が研究を始めた 1990 年代後半頃、STF の研究がどこまで進んでいたのかについて紹介したいと思います。

北太平洋の STF は、海洋観測資料の解析から、東京水産大学（現東京海洋大学）の宇田先生と当時大学院生だった蓮沼先生によって発見され、1967 年の日本海洋

学会で発表されました。論文はその後 1969 年に出版されています。この研究では、STCC が一年を通して存在すること、STCC が垂表層の水温・密度前線を伴っていることが示されました (Uda and Hasunuma 1969)。

この発見に強く興味をひかれた東京大学の吉田先生は、秘書の城所女史と共に、船舶観測に基づく海上風資料 (Hidaka 1958) の解析を行い、STCC の形成理論を提案しました。亜熱帯域の大規模海上風場は、大局的には偏西風と貿易風とから成る高気圧性のカールで特徴付けられますが、吉田先生らは、高気圧性カールが STCC に沿って局所的に弱いことを見つけ、この風カールの谷が風成的に STCC を駆動していると考えました (Yoshida and Kidokoro 1967ab)。しかし、この理論は、17 年後の 1984 年に、吉田先生の学生であった竹内先生により覆されました。竹内先生は、理想化された海洋数値モデルを風応力と海面を通じた熱交換により駆動し、STCC の再現に成功しました。STCC は、吉田先生らが指摘した風応力カールの谷を含まない風場を用い

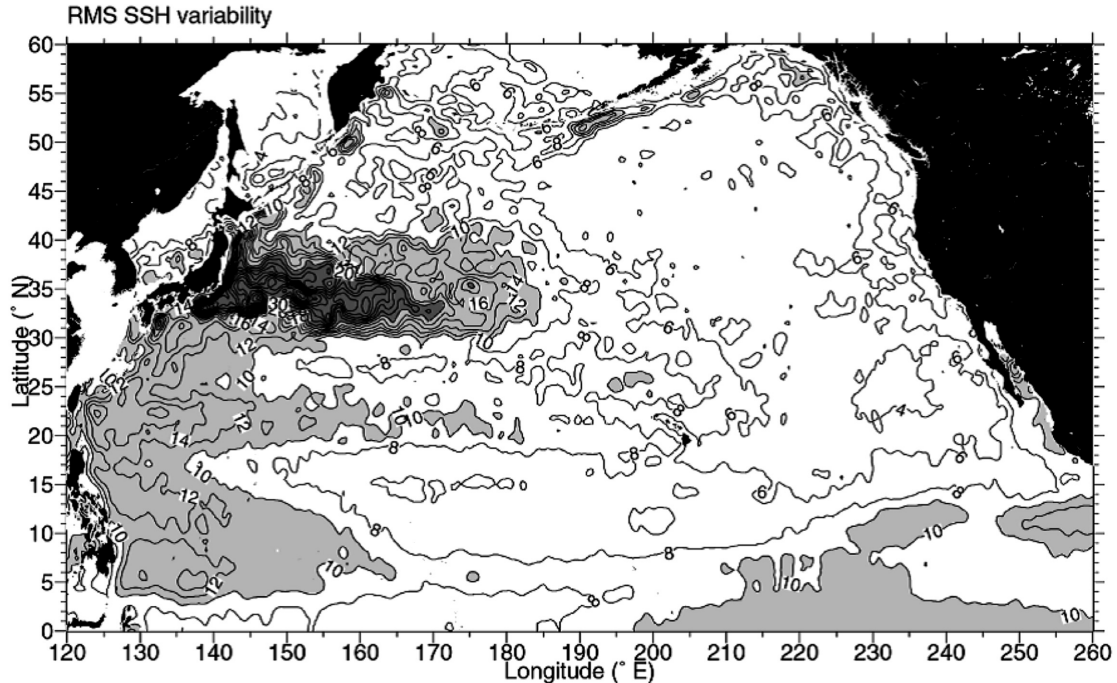


Fig. 2. Root-mean-square variability of sea surface height calculated from the 7 year altimeter data in the North Pacific. Contour interval is 2 cm. Areas exceeding 10 cm are lightly shaded, and those exceeding 20 cm darkly shaded. (from Kobashi and Kawamura 2001)

でも再現されること、さらに、風応力カールを一定にして南北風応力のみでモデルを駆動しても STCC が再現されることを示し、Roden (1975), Welander (1981), Cushman-Roisin (1981) によって提案されていた南北エクマン流の収束による前線形成も、STCC にとって本質的ではないことを示しました (Takeuchi 1984)。

風応力と海面加熱の結合効果は、その後、理論的および数値的研究により調査され、地衡流収束による前線形成の可能性が議論されました (Cushman-Roisin 1984, Dewar 1992; Kubokawa 1995, 1997)。北海道大学の久保川先生は、亜熱帯循環系北西部において海面密度の南北勾配が小さいと、非線形の定常ロスビー波が励起され、それにより STF が形成されることを指摘し、亜熱帯循環系北西部に分布する亜熱帯モード水が前線の形成に関与していることを示唆しました (Kubokawa 1997)。

海洋観測に基づく研究もいくつか行われました (White *et al.* 1978; Hasunuma and Yoshida 1978; White and Hasunuma 1982; White and Walker 1985)。しかし、これらの研究では、解析海域が限られていたり、使用している気候値資料の水平解像度が低かったりしたため、海盆規模での STF の詳細な分布や構造については十分に記述されておらず、STF の実態の理解はあまり進んでいませんでした。そのため、当然、理論的研究と照らし合わせて STF の形成メカニズムを議論するような研究もありませんでした。

観測に基づく記述が十分に行われなかった理由としては、おそらく、一つには、STF が陸や主要航路から離れたところにあるため、船舶観測が比較的少ないこと、もう一つは、衛星海面高度計の観測 (Fig. 2) からわかるように、STF 海域は渦活動が活発であるため、シノプティックな海洋観測から STCC を同定することが難しいことがあったと考えられます。

### 3. 中規模渦の変動特性と形成過程

東北大学の大学院に進学が決まった大学4年の秋、大学院でご指導いただくことになっていた川村先生から研究テーマを与えられました。川村先生は、当時、STF 海域の海面高度の変動と黒潮および日本沿岸潮位の変動とに共通する周期性があることを見出し、STF の変動

が黒潮や沿岸潮位に影響を及ぼしているのでは、という考えを持っておられました。私は、海洋物理学の勉強を始めたばかりで STF という言葉もその時初めて耳にしましたが、先生の考えにとっても興味を持ったことを覚えています。大学院では、先生のこの仮説の検証を大きな目的に据えて、研究を行うことになりました。

まずは、衛星海面高度計の資料を用いて、STF 海域の海面高度変動の特性について調べました。海面高度変動の周期性をスペクトル解析により調べたところ、STF 海域の海面高度には 65–220 日周期の変動が卓越し、同じ周期の変動は、黒潮や黒潮続流域にも見られることがわかりました。65–220 日周期の変動エネルギーの分布を描いてみると (Fig. 3), この周期帯のエネルギーは、STF 海域および黒潮・黒潮続流域で高く、亜熱帯循環系内に限定していることが明らかになりました。さらに、STF 海域に注目すると、エネルギーの高い領域が、台湾の東方沖の北緯 22 度付近とハワイ諸島の西方沖の北緯 19 度付近の二つあることに気がつきました (Fig. 3 中の太点線)。そこで、歴史的海洋観測資料から水温と塩分の長期平均気候値を独自に作成し、平均流の分布との対応を調べたところ、平均流にも二つの東向流帯があり、海面高度変動エネルギーの分布と東向流の分布とがよく一致することがわかりました。

この南北二つの東向流帯の海面高度変動を詳しく調べました。この変動は、波長がおおよそ 400–1800km の西方伝播擾乱で、擾乱の位相速度と擾乱に伴う移流速度との比から、東西波長が約 500–700km の非線形の渦と約 1200km の準線形の波とに分類されました。準線形の波は、傾圧的な平均流存在下における傾圧第 1 モードロスビー波と一致する分散関係をもち、一方、非線形性の強い渦は、線形の分散関係という観点からは、順圧ロスビー波の分散曲線付近に分布することが示されました。以上の結果は、Kobashi and Kawamura (2001) で詳しく述べられています。

話が若干逸れますが、二つの東向流の呼び方についてここで触れておきます。Kobashi and Kawamura (2001) では、二つの東向流を北 STCC と南 STCC と名付けましたが、2002 年に別の論文を投稿した際に、査読者から南 STCC は STCC ではなく、ハワイ風下海流 (Hawaiian Lee Countercurrent, HLCC と略す) であ



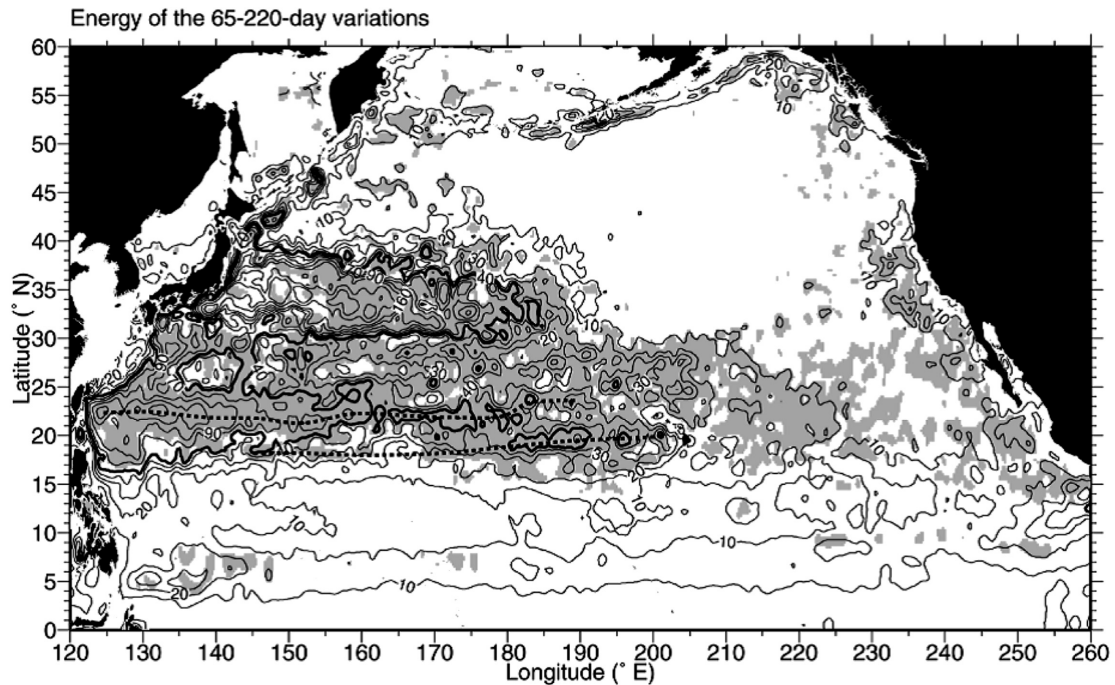


Fig. 3. Map of the energy of sea surface height variations in the period band of 65–220 days. Contours are drawn at 10, 20, 30, 40, 50, 70, 90, 120, 160, 250, and 350  $\text{cm}^2$ . The 50  $\text{cm}^2$  contours are shown with thicker lines. Shading indicates areas with significant energy at the 95% confidence level against a background spectral energy level. (from Kobashi and Kawamura 2001). The northern and southern dashed lines are guides for the two bands with large surface eastward velocities.

るとの指摘を受けました。HLCCは、ハワイ諸島西側に見られる東向流で、北東貿易風がハワイ諸島に衝突してできる風応力カールのダイポール構造によって励起されていることが、ハワイ大学の謝先生らの研究により示されていました (Xie *et al.* 2001)。しかし、当時は、HLCC自体の分布もよくわかっていなかったため、南STCCという名称で押し通すことも考えましたが、南STCCの内、少なくともハワイ諸島近くの部分についてはHLCCである可能性が高いと判断して、査読者の意見を受け入れました。STCCなのかHLCCなのか、この疑問については、本稿4章でも言及しますが、詳しくはKobashi *et al.* (2006) で述べられています。以後、ハワイ諸島西側の東向流については、HLCCと呼ぶことにします。

次に、観測された中規模擾乱がどのように生成されているのかという問題に取り組みました。実は、生成メカ

ニズムについては、ハワイ大学のBo Qiu教授が1999年に論文を発表し、STCCの傾圧不安定が主要メカニズムであることを提案していましたが (Qiu 1999)、彼の研究では、私たちが示した二つの東向流は分けられずに一緒に解析されていたため、STCCとHLCC海域での違いについては調べられていませんでした。

STCCとHLCCは、既存の気候値資料では空間的平滑が強く適切に分離できていないため、まず、二つの東向流を分解できる高解像度の気候値資料を作成する必要性がありました。2章で述べたように、STF海域は海洋観測資料が少ないため、利用できる資料をできるだけ多く収集しました。World Ocean Database 1998 (Conkright *et al.* 1999) の資料を中心に、東北大学の花輪先生が持っておられた遠洋水産研究所所蔵の水産練習船の観測資料を追加して、月平均の水温気候値資料を作成しました。水産練習船の資料は、STF域で観測数

が多く、STCCとHLCCの海域の総資料数の10%を占めます。塩分については、平均の水温塩分関係を利用して見積もりました。

この気候値資料の解析により、STCCとHLCCには明瞭な季節変動があり、その季節変動は両者で大きく異なることがわかりました。STCCは冬季から夏季にかけて強く、秋季に弱く、HLCCは夏季から冬季にかけて強く、春季に弱い。一方、衛星海面高度計の資料の解析から、STCCとHLCCの海域の擾乱の季節変動は、よく似ていることがわかりました。両海域とも、渦運動エネルギーは春季に最大、晩秋に最小となり、擾乱の卓越東西波長は、晩冬に最小となり、その後、長波長ヘシフトする傾向がありました。

平均流と擾乱場の季節変動の関係を解釈するため、3層の準地衡流渦位モデルを用いてSTCCとHLCCの安定性解析を行いました。STCCとHLCCの不安定特性はかなり似ており、STCCは冬季に、HLCCは晩秋から冬季に、傾圧的に最も不安定になることがわかりました。これは、STCCとHLCCが共に、この季節に、東西流速の鉛直シアが大きくかつ上層の成層が弱いことに起因します。最も不安定な擾乱の最大成長率はe-folding time scaleで約2-3ヶ月で、これは、東向流が不安定になる冬季と渦運動エネルギーが最大になる春季との時間差におよそ一致します。また、最も不安定な擾乱の東西波長は約300-4,000kmで、観測された擾乱の東西波長400-1,800kmに比べてかなり短いことがわかります。これらの結果に基づいて、STCCおよびHLCC海域の擾乱の形成過程について以下のように提案しました。

STCCとHLCCは、およそ冬季に最も不安定となり線形の擾乱を生成します。その擾乱は、非線形性を増大させつつ成長し、擾乱の渦運動エネルギーは春季に最大となります。また、同時に逆エネルギーカスケード過程により擾乱のエネルギーが長波長成分へ輸送されることにより、擾乱のスケールが増大してゆき、実際に衛星海面高度計で観測される中規模擾乱が形成されます。以上の結果は、Kobashi and Kawamura (2002)で詳しく述べられています。

大学院では、上で述べたSTF海域の渦の研究に加えて、当初の研究の目的であった前線域の渦が黒潮に及ぼ

す影響や、日本沿岸の潮位変動との関係についても研究を進め、いくつか面白い結果が得られましたが、残念ながら論文にまとめ発表するまでには至りませんでした。近年、衛星海面高度資料や数値モデルを用いた研究により、外洋の中規模渦が黒潮に与える影響について研究が進んできていますが（例えば、Ebuchi and Hanawa 2003; Usui *et al.* 2008）、STF域の擾乱に着目した研究は少なく、事例解析的な研究（Ichikawa 2001）に留まっており、STF域の変動が黒潮および沿岸潮位に及ぼす影響については、解明すべき課題として依然残っているように思います。

#### 4. STFの分布と形成メカニズム

学位取得後に地球フロンティア研究システム（現海洋研究開発機構地球環境フロンティア研究センター）に就職し、すぐに派遣研究員としてハワイ大学にある国際太平洋研究センター（International Pacific Research Center, IPRCと略す）に赴任しました。この頃には、研究の興味がSTF自体に移っていたこともあり、IPRCでは、STFの形成メカニズムを調べることにしました。

この頃、STFの研究に大きな進展がありました。冒頭でも述べたように、STFは北に向い浅くなる上部水温躍層の傾きにより生じていますが、その上部水温躍層の下部には、海水特性の鉛直一様性で特徴付けられモード水が存在しており、STFはこのモード水の南側斜面に沿って分布しています。このような特徴は、古くから知られていました（Uda and Hasunum 1969; Suga *et al.* 1989）。この特徴に着目して、東北大学の青木さんたちは、亜熱帯循環系を南北に横切る定線観測資料とシノプティックの観測資料を解析して、私たちが2001年の論文で示した前線と類似する二つの前線を北緯18度と24度付近に見つけ、これらの前線が、北太平洋の主要水塊である亜熱帯モード水と中央モード水とに関係する低渦位水の南端に沿って分布していることを示しました（Aoki *et al.* 2002）。また、理論的および数値的研究からもモード水の重要性が指摘されました（Kubokawa and Inui 1999; Kubokawa 1999）。北海道大学の久保川先生らは、数値モデルに再現されたSTFが水温躍層中の厚い低渦位水の南端に沿って分布することを示しまし

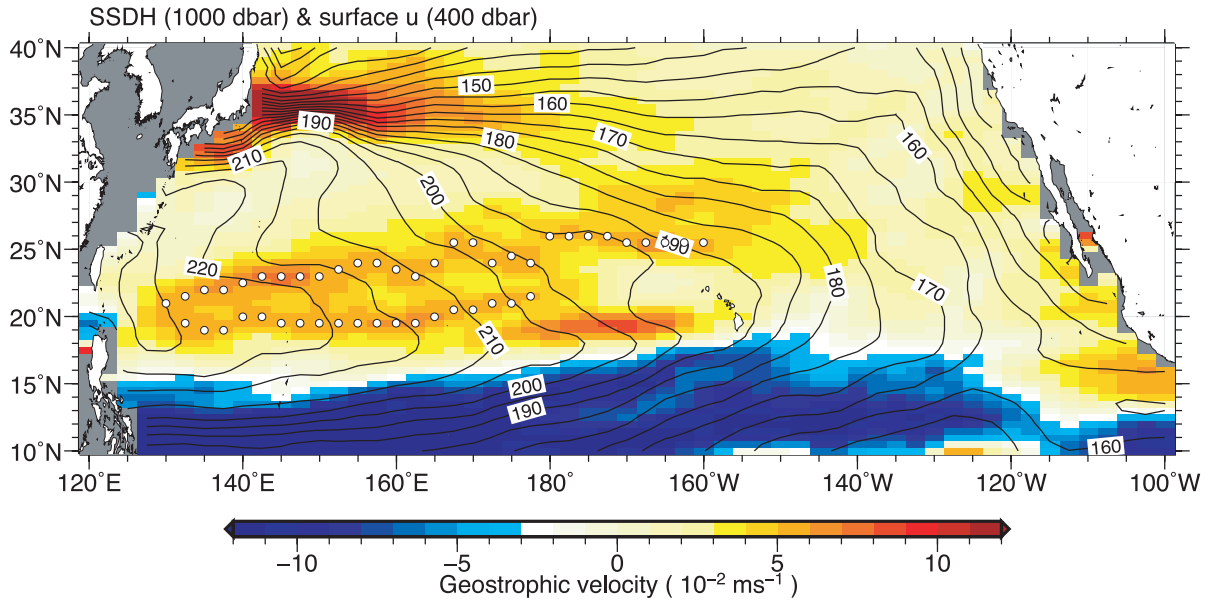


Fig. 4. Annual-mean surface zonal geostrophic velocity relative to 400 dbar (color shade), and sea surface dynamic height referenced to 1000 dbar (contours with an interval of 5 cm). Open circles in both panels denote the STFs. (from Kobashi *et al.* 2006)

た。このモデルでは、低渦位水は、亜熱帯循環系北西部の混合層深度が急変する混合層前線と等密度面の露出ラインとが交差するところで形成され、異なる場所から沈み込んだ異なる密度面の低渦位水は、下流に移流されると、鉛直方向に積み重なり厚い低渦位水のプールを形成します。このプールにより上部密度躍層の密度面が持ち上げられ、プールの南に沿う STF が形成されます。

青木さんたちと久保川先生の研究に刺激を受け、私は、3次元の気候値資料を用いて、STFの詳細な分布と構造、低渦位水との関係について、海盆スケールで調べようと思いました。この研究には、Kobashi and Kawamura (2001) で指摘した南 STCC が本当に HLCC だったのだろうか、という問題意識もありました。

まず始めに、Kobashi and Kawamura (2002) と同様の方法で、新しい観測資料を追加して、高解像の海洋気候値資料を作成しました。Fig. 4 に 1000 dbar 基準の海面高度、400 dbar 基準の海面東西地衡流の分布を示します。400 dbar は STF の底部の深度に相当するので、この海面東西地衡流は STF の分布をよく表しています。北緯 19–21 度と北緯 21–26 度付近に二つの東西

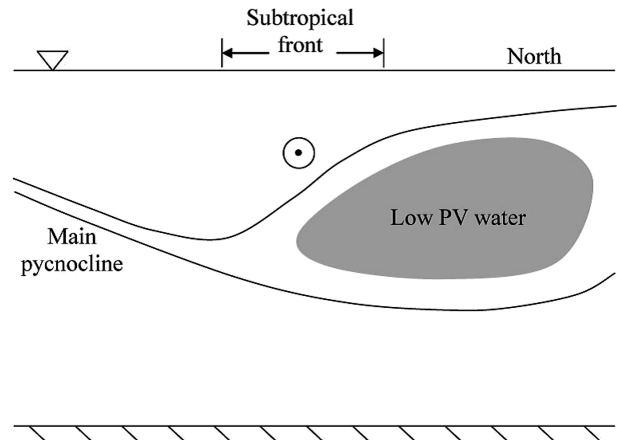


Fig. 5. Schematic meridional density section across an STF. (from Kobashi *et al.* 2006)

に延びる前線が見られます。この分布は Kobashi and Kawamura (2001) の結果とも良く一致します。北側の前線は、東経 170 度付近を境に、西側は南西向き黒潮再循環の南端に位置し、一方、東側は黒潮主流から延びる南東向きの流れが南西向きに変わるところで亜熱帯



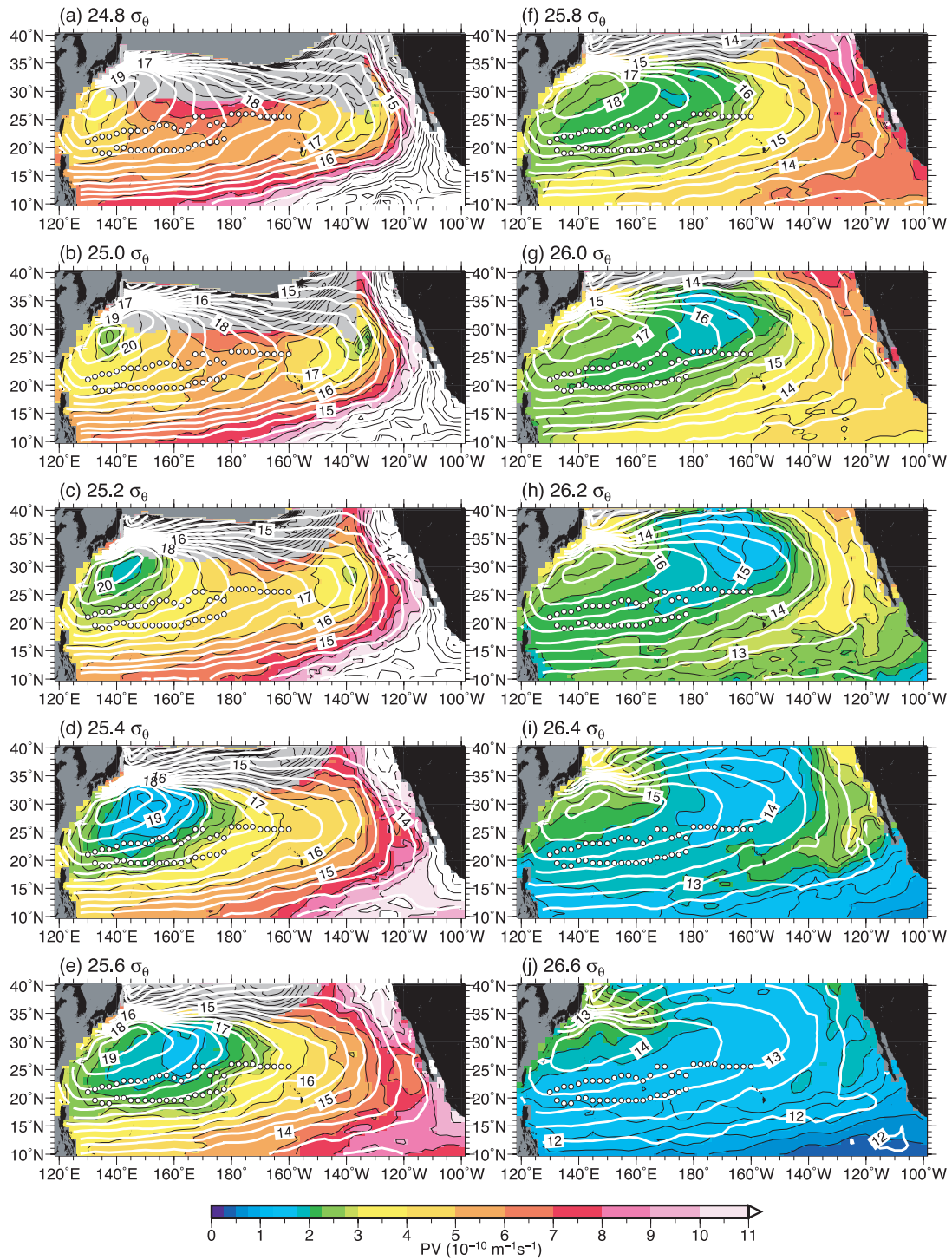


Fig. 6. Map of PV on the isopycnal surfaces (a)24.8  $\sigma_\theta$ , (b)25.0  $\sigma_\theta$ , (c)25.2  $\sigma_\theta$ , (d)25.4  $\sigma_\theta$ , (e)25.6  $\sigma_\theta$ , (f)25.8  $\sigma_\theta$ , (g)26.0  $\sigma_\theta$ , (h)26.2  $\sigma_\theta$ , (i)26.4  $\sigma_\theta$  and (j)26.6  $\sigma_\theta$ . Acceleration potential relative to 1000 dbar is shown by white contours with an interval of 0.5  $\text{m}^2\text{s}^{-2}$ . Light shade indicates the area with the winter sea surface density heavier than each isopycnal, and open circles denote the STFs. (from Kobashi *et al.* 2006)

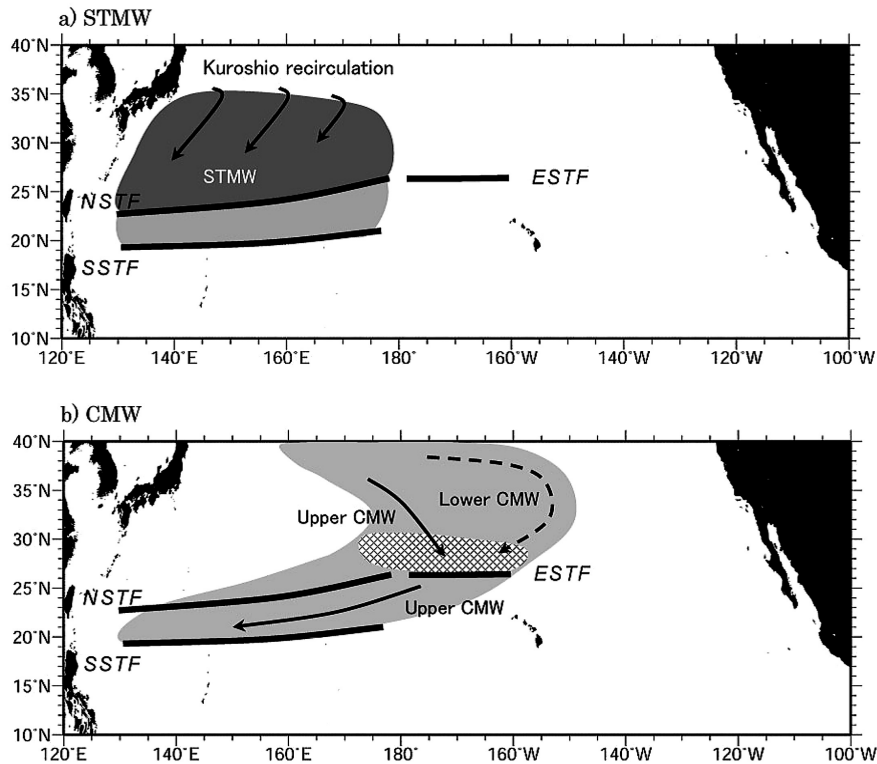


Fig. 7. A schematic summary of the relationship between STF and (a) subtropical mode water (STMW) and (b) central mode water (CMW). The mode waters are represented by shading, while the northern, southern and eastern STF by thick lines with labels “NSTF”, “SSTF” and “ESTF”, respectively. Arrows in the upper panel indicate the advection of the STMW by the Kuroshio recirculation, while solid and dashed arrows in the lower panel represent the advection of the upper and lower CMWs by the geostrophic gyre flow. The area where the upper and lower CMWs converge is hatched in the lower panel. (from Kobashi *et al.* 2006)

循環系の中心軸付近に沿っています。後で述べるように、前線の鉛直構造も東西で大きく異なります。そこで、西側の前線を北 STF、東側の前線を東 STF と名付けました。南側の前線は、東経 170 度付近で北東へ傾き、ハワイ諸島西側から延びる HLCC に伴う前線と明瞭に区別できます。前線における渦位構造の比較からも、この南側の前線は、HLCC 前線と異なることがわかりました。この前線は、南 STF と名付けました。

次に、STF と低渦位水との関係を客観的に調べるための方法を考えました。この方法では、鉛直南北断面内の STF の傾きが、前線下部の等密度面上の大きな負の南北渦位勾配と関係付けられます。Fig. 5 に STF を横切る密度断面の模式図を示します。これから明らかな

ように、STF 下部の大きな負の渦位勾配は、前線北側の低渦位水によって担われています。この方法を使えば、STF が、どの密度帯の渦位勾配と関係しているのかが診断できます。

この方法に基づいて、三つの STF における渦位構造を調べました。三つの前線は、いずれも前線下部に大きな負の渦位勾配を持ち、負の渦位勾配は前線北側に分布する低渦位水に起因することがわかりました。さらに、渦位勾配を引き起こす低渦位水は、三つの前線で異なり、北 STF では亜熱帯モード水の低渦位コアが、東 STF では中央モード水が、南 STF では亜熱帯モード水と中央モード水の一部分が、渦位勾配の要因であることがわかりました。この特徴は、等密度面上の渦位分布からも確



認することができ、亜熱帯循環系西部の  $25.2-25.6\sigma_\theta$  付近に見られる亜熱帯モード水と亜熱帯循環系中央部の  $25.8-26.4\sigma_\theta$  付近に見られる中央モード水の南側に沿って三つの前線が現れています (Fig. 6)。

久保川先生が1999年に提案した理論では、異なる場所から移流してくる低渦位水の積み重なりが重要なメカニズムとして指摘されました。そこで、低渦位水が前線北側までどのように運ばれているのか、等密度面上の加速度ポテンシャルを計算して調べました。中央モード水の密度帯では、中央モード水の上部 ( $25.8-26.1\sigma_\theta$ ) と下部 ( $26.2-26.4\sigma_\theta$ ) とで流れの場が大きく異なり、下部においてはより亜熱帯循環系の外側を迂回するような流れの場になっており (Oka and Suga 2005)、上部と下部の流れは、東 STF の北側で出会い収束します。このような収束は、ちょうど東 STF の北側で顕著に起こっており、東 STF 北側の低渦位水プールの形成において循環の収束が重要な要因であることがわかりました。また、低渦位水の積み重なりは、南 STF においても見られ、亜熱帯循環系中央部から延びる中央モード水の低渦位の舌 (Fig. 6g) の上に亜熱帯モード水の南端部分が重なることにより、低渦位水のプールが形成されます。一方、北 STF には、そのような積み重なりの特徴は見られず、黒潮再循環流により運ばれる亜熱帯モード水が前線北側の低渦位水を担います。

前線と低渦位水との関係を Fig. 7 にまとめます。北 STF は、黒潮再循環流の南端に位置し、負の渦位勾配は亜熱帯モード水の低渦位コアにより維持されます。一方、東 STF は、亜熱帯循環の中心軸付近に形成され、中央モード水の上部と下部の収束により形成される厚い低渦位水のプールによって負の渦位勾配が生じます。南 STF では、亜熱帯モード水の南端部分に移流で運ばれた中央モード水の上部が重なって形成される低渦位のプールによって負の渦位勾配が維持されます。これらのことから、STF の形成においてモード水が本質的な要因であることがわかりました。従来の海洋学では、モード水は形成域から流れにより一方的に運ばれるだけで、流れの場に対しては受動的なものとして認識されていたように思いますが、この研究は、モード水のような水塊の移動が亜表層前線および表層海流を生じさせることを観測資料から明らかにしたと言えます。以上の結果は、

Kobashi *et al.* (2006) で詳しく述べられています。

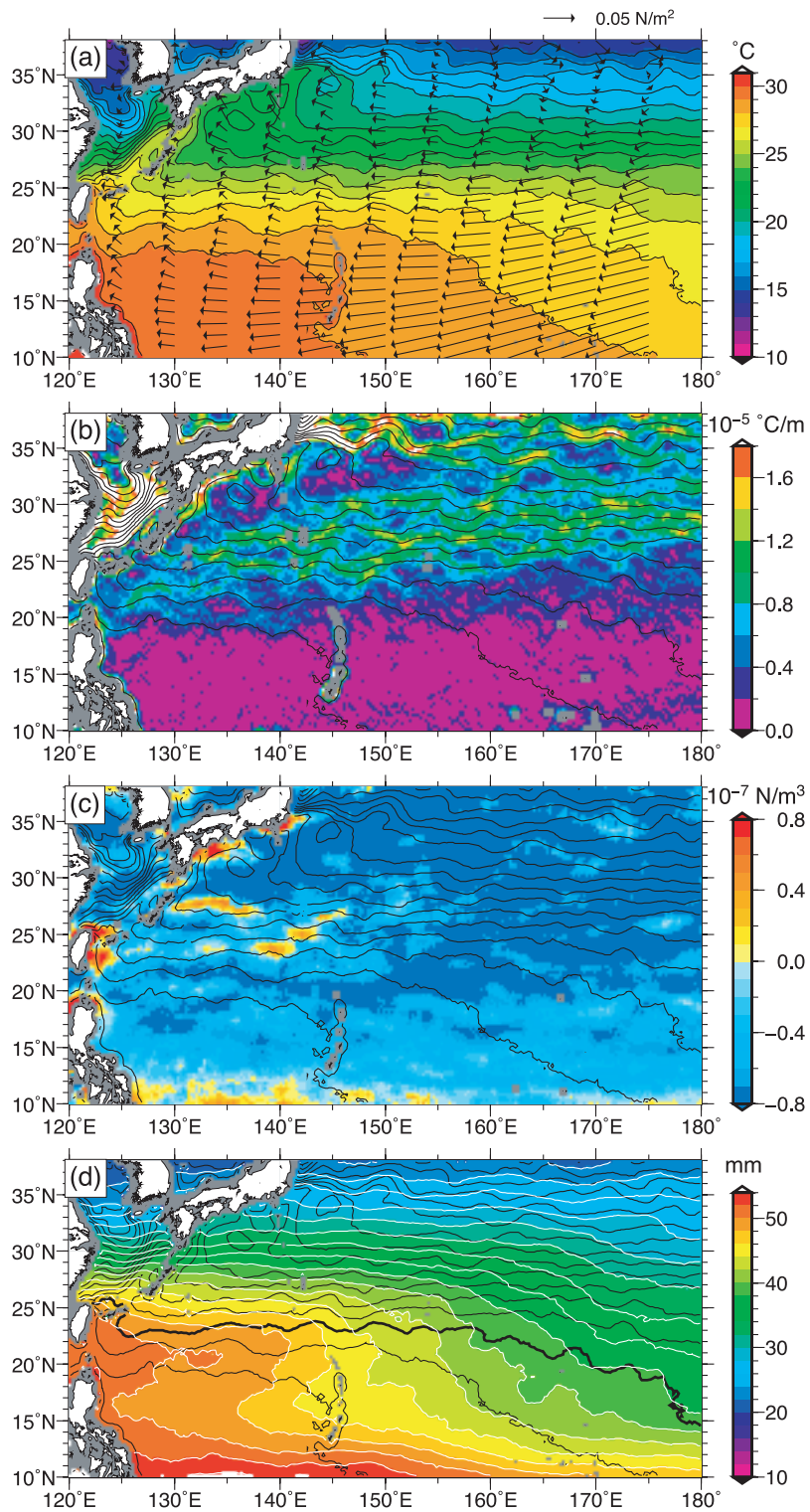
## 5. STF における大気海洋相互作用

STF 海域は、船舶観測の資料が少ないため、観測資料の代わりに数値モデルの計算結果を利用することは、STF の研究にとって一つの有効な手段になります。ただし、そのためには、数値モデルで STF が現実的に再現される必要があります。そして、もう一つは、HLCC の再現性が問題になります。いくつかの高解像モデルによるシミュレーション結果を見てみますと、ハワイ諸島西側の HLCC は日付変更線を越えてかなり西方まで張り出しており (Xie *et al.* 2001; Sakamoto *et al.* 2004)、現実とは違う HLCC が再現されています (Yu *et al.* 2003)。HLCC は、ほぼ南 STF と同じ緯度にあるので、HLCC の張り出しは、STF の構造を隠してしまい、STF の研究を難しくします。

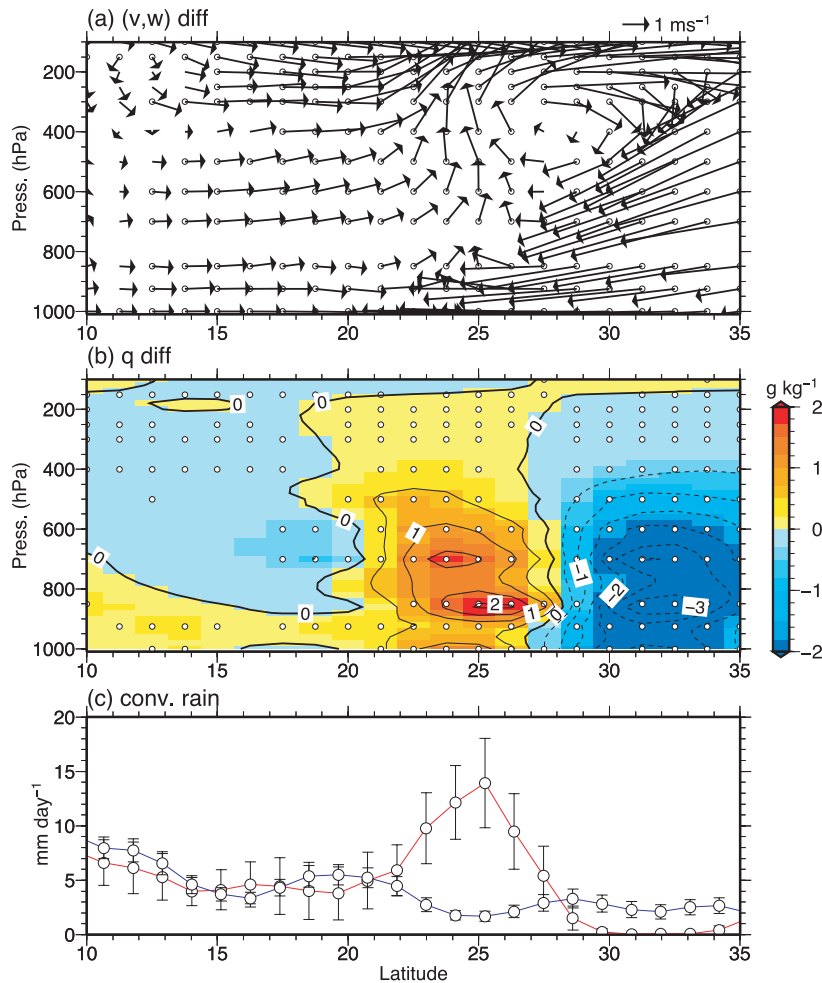
地球環境フロンティア研究センターの坂本さんが、ハワイ諸島の大気海洋への影響を調べるために、高解像度の大気海洋結合モデルを使って、ハワイ諸島を取り除いた実験 (Sakamoto *et al.* 2004) をやっていることを知りました。このモデルには、STF に似た前線が見られ、しかも HLCC はありません。謝先生から、このモデルの結果を解析してみたらどうですか、とのご助言をいただき研究を始めることになりました。

まずは、ハワイ諸島の影響が無いことを確かめるために、風応力カールの分布を計算しました。当然、衛星観測で見られるようなハワイ諸島の南北に対を持つ風応力カールのダイポール構造は見られませんでした。面白い特徴に気がつきました。亜熱帯域の大規模海上風場は偏西風と貿易風から成る高気圧性のカールで特徴付けられますが、この高気圧性カールが北 STF に沿って弱いのです。2章で述べたように、このような風カールの谷は、1967年に吉田先生らによって指摘されていました。吉田先生らは、この風カールの谷が風成的に STCC を駆動していると考えましたが、その後の研究によりこのメカニズムは否定され、風カールの谷自体を追認する研究は全く行われていませんでした。

風カールの谷を見つけたとき、これは海洋が大気に影響を及ぼして生じているに違いない、と直感的に思いま



**Fig. 8.** May climatology from satellite observations for (a) vector wind stress, (b) magnitude of SST gradient, (c) wind stress curl, and (d) columnar water vapor, along with SST in contours. A thick contour in (d) marks the  $27^{\circ}\text{C}$  isotherm. (from Kobashi *et al.* 2008)



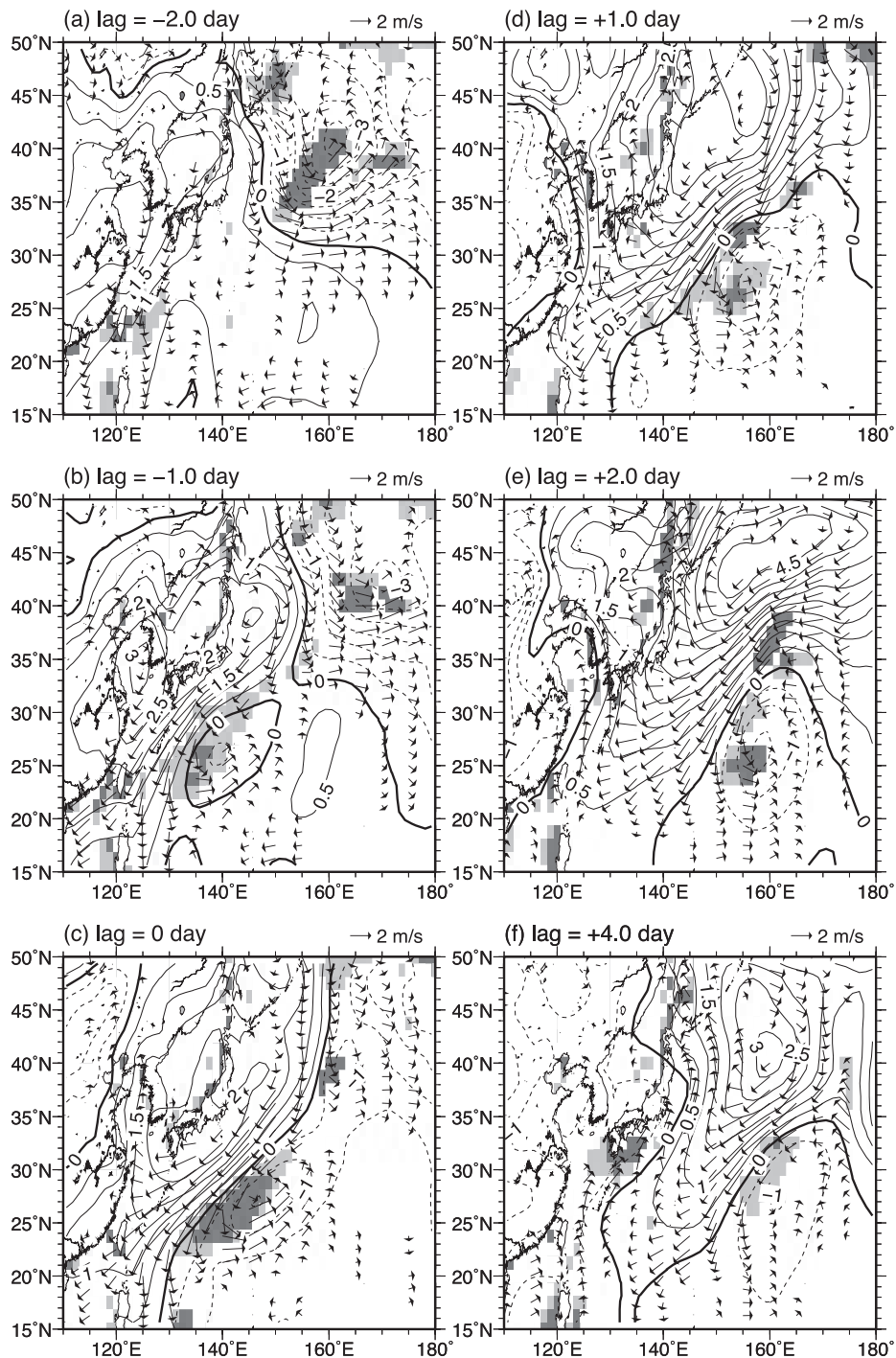
**Fig. 9.** Cyclonic-anticyclonic curl composite differences of (a) meridional and vertical winds and (b) specific humidity ( $\text{g kg}^{-1}$ ) at 142.875E: open circles in (a) and (b) show grid points of significant difference with confidence greater than 95%; the vertical wind speed is multiplied by 100. (c) Meridional profiles of convective rain rate ( $\text{mm day}^{-1}$ ) in the cyclonic (solid line) and the anticyclonic (dashed line) curl composites, along with 95% confidence intervals. (from Kobashi *et al.* 2008)

した。この直感は、後に述べるように基本的に正しいことがわかります。この考えを、謝先生に話したところ、非常に興味を示してくださいました。IPRCは、大気海洋相互作用の研究において、先駆的な成果を次々に挙げていました。今振り返ってみると、そのような環境にいたからこそ、「海洋から大気」という新しい着想を得ることができたように思います。

まず、数値モデルに見られた風カールの谷が現実に存在するかどうか、衛星観測資料から確かめることから研究を始めました。Fig. 8に、QuikSCAT衛星および

TRMM衛星の観測から計算した5月平均の気候値を示します。高気圧性(負)の風応力カールが弱いところが、北緯25度付近に見られる顕著な海面水温前線に沿って東西に広がっており、実際に風カールの谷が存在していることがわかります。この海面水温前線は、亜表層のSTFが海面に露出する冬季から春季にかけて見られ、風カールの谷は、水温前線が最も強化する春季の4-5月のみに見ることがわかりました。

再解析データJRA/JCDAS(Onogi *et al.* 2007)の解析から、この風カールの谷は、数日間隔で断続的に出



**Fig. 10.** Time-lagged composite maps of wind stress curl (shading) and temporally high-pass-filtered surface wind (vectors) and sea level pressure (hPa) with reference to the cyclonic wind curl between 23 and 27N at 142.875E: wind velocity less than  $0.5 \text{ m s}^{-1}$  is masked out; wind stress curl is shown only for a significantly cyclonic area with 95% confidence, with values greater than  $0.7 \times 10^{-7}$  and  $1.4 \times 10^{-7} \text{ N m}^{-3}$  shaded lightly and darkly over the ocean, respectively. (from Kobashi *et al.* 2008)



現するサブシノプティックスケールの低気圧性擾乱によって生じていることがわかりました。低気圧性擾乱のコンボジット解析の結果を Fig. 9 に示します。低気圧性擾乱の中では、非常に強い上昇流が起り、海上付近の湿った空気を対流圏全体に運んでいます。水蒸気量の増加は、衛星観測の結果とも一致します (Fig. 8d)。海上では、激しい対流性の降雨が見られ、潜熱による大気加熱の効果が上昇流を強化し、低気圧性の風カールを海上に生じさせています。また、擾乱の東西断面図の観察から、低気圧性擾乱は、傾圧不安定に特徴的な構造を持っていることがわかりました。

Fig. 10 に、風応力カール、海上風、海面気圧のコンボジット分布を示します。ここでは、低気圧性擾乱が東経 142.875 度、北緯 23–27 度の範囲に現れた時と、時間をその前後で変えたときの分布を示しています。サブシノプティックスケールの低気圧性擾乱が北緯 27 度付近に見られ、この擾乱は、北西側にシノプティックスケールの移動性高気圧を伴っています (Fig. 10c)。この高気圧に伴う北風が台湾の東方沖の海面水温前線上に達すると、低気圧性擾乱が発生し (Fig. 10ab)、その後、擾乱は発達しながら東へ伝播します。春季に強化する海面水温前線により下層大気が傾圧性を増し、移動性高気圧に伴う北風が引き金となり、傾圧不安定が起こったと考えられます。傾圧不安定は、高気圧性・低気圧性擾乱を共に励起しますが、潜熱の大気加熱の効果により、低気圧性擾乱のみが発達し、その結果として、平均場において高気圧性カールの谷が形成されることがわかりました。同様の結果は、大気海洋結合モデルを用いた解析からも確かめられました。

上で述べたように、低気圧性カールは、STF 海域の降水を強化します。論文を書くために色々な文献を見ると、この降水帯は、海洋学とは別のところで、独立に研究されていることに気がつきました。実は、気象学の分野では、この降水帯は、プレ梅雨前線と呼ばれており、日本や中国の梅雨の開始に先行する現象として記述されています (Kato and Kodama 1992; Tanaka 1992; Wang and LinHo 2002)。しかし、これらの気象学的研究では、海面水温前線の存在に全く注意が向けられていません。私たちの研究は、プレ梅雨前線の形成に、海面水温前線が深く関与していることを示していますが、こ

の仮説を確かめるためには、今後さらに研究が必要になると考えられます。

以上の結果の詳細は、Kobashi *et al.* (2006) で述べられています。

## 6. おわりに

STF の平均像の理解が大きく進み、この理解を基に、STF の変動に関する研究が進展しつつあります。前線の変動については過去にも研究がありますが (White *et al.* 1978; Takeuchi 1986)、変動の実態やそのメカニズムはほとんどわかっていませんでした。最近、Yamanaka *et al.* (2008) は、渦解像大循環モデルに再現された STF を解析し、前線の強度が 1970 年代後半に強く、1980 年代前半に弱いという十年規模変動が STF にあることを示しています。この変動は、前線北側に移流してくるモード水の変動と関係しており、モード水の強化 (弱化) が前線の強化 (弱化) をもたらすことを指摘しています。また、Qiu and Chen (2009) は、STF 海域の渦活動に年々変動があることを示し、STCC の鉛直シアの変動が主要要因であることを示唆しています。

従来は、船舶観測が少ないために STF の変動を観測から調べることは難しい面もありましたが、現在は、衛星海面高度資料の長期の蓄積や Argo 観測網の充実により、前線の変動の実態を観測から記述できる段階にあると言えます。STF にどのような変動があるのか、モード水の変動とどのように関連するのか、前線の変動が大気場にどのような影響を与えるのか、大気場から前線へのフィードバックはあるのか、など STF の研究には、面白そうな課題が依然多く残っているように思います。

STF の形成要因であるモード水については、これまで多くの研究が行われています。モード水は、一般に冬季の混合層で形成され、形成時の大気海洋相互作用の結果を記憶して、海洋の内部へ広く運んでいます。モード水の研究は、この「記憶」の特徴に着目したものが多く、これまでの研究は「記憶」の形成、変質、変動の過程の解明に主眼が置かれているように思います。しかし、本稿で述べたように、モード水は渦位の輸送を通して、上層海洋の密度構造や循環の力学にも積極的に影響を及ぼしています。このようなモード水の力学的な影響につい

ては、古くは北大西洋の18°水とガルフストリームの再循環との関係を議論した研究があるものの(Marshall and Nurser 1988), 海盆スケールの前線構造や循環場への影響についてはほとんど調べられていません。数値モデルの研究から、モード水の経路や渦位の変化は亜表層に大きな水温偏差を生じることが指摘されています(Xie *et al.* 2000; Kubokawa and Xie 2002; Hosoda *et al.* 2004)。今後、モード水の力学的役割という新しい視点が、循環場やその変動の理解に必要なとなると考えられます。

北太平洋のSTFと類似する亜表層前線は、北大西洋(Reid 1978; Olson *et al.* 1984; Halliwell *et al.* 1994)や南太平洋(Merle *et al.* 1969; Qiu and Chen 2004)にも報告されています。各海盆におけるSTFとモード水との関係解明は、単にSTFの包括的理解のためだけでなく、亜熱帯循環系の上層構造の深い理解のためにも、今後取り組むべき課題だと考えています。

## 謝辞

このたび伝統ある日本海洋学会岡田賞をいただいたことは身に余る光栄であり、ご推薦およびご選考いただいた先生方、学会員の皆様に厚くお礼申し上げます。ハワイ大学の謝尚平教授には、IPRC滞在中および東京海洋大学に移ってから、仕事の遅い私を忍耐強く熱心にご指導いただきました。特に、海洋から大気海洋相互作用へと研究を大きく進展させることができましたのは、ひとえに、謝教授のおかげです。東北大学の川村宏教授には、STFの研究へと導いて頂き、研究の方向性について広い視野からご指導いただきました。花輪公雄教授には、研究全般にわたりご指導いただき、研究の面白さや醍醐味、何がいい研究なのか、研究にとって何が大切なのか、多くのことを教えていただきました。心より感謝申し上げます。

北海道大学の三寺史夫教授、江淵直人教授、東北大学の須賀利雄准教授、木津昭一准教授には、様々な機会を通じて、示唆に富む多くのご助言をいただきました。学生の頃から参加させていただいている東海大学の久保田雅久教授を代表とする黒潮流域大気海洋相互作用研究会の皆様には、有益なご議論をしていただき、研究の活

力につながる多くのご助言をいただきました。東京海洋大学の岩坂直人教授には、研究だけではなく教育や大学生活の様々な面でご指導いただきました。また、蓮沼啓一博士には、STFの発見の経緯や当時の研究の様子など貴重なお話を聞かせていただきました。心より感謝申し上げます。

東北大学海洋物理学グループの先輩や同窓の皆様、IPRCの同僚の皆様には、大変お世話になりました。全ての方々の名を挙げる事ができなくて本当に申し訳ありませんが、これまでご指導、ご助言、お世話、お付き合い下さった方々に、この場をお借りして厚くお礼申し上げます。最後に、私を理解し温かく支えてくれた両親と妻に感謝します。

## References

- Aoki, Y., T. Suga, and K. Hanawa, 2002: Subsurface subtropical fronts of the North Pacific as inherent boundaries in the ventilated thermocline. *J. Phys. Oceanogr.*, **32**, 2299–2311.
- Ebuchi, N., and K. Hanawa, 2003: Influences of mesoscale eddies on variations of the Kuroshio axis. *J. Oceanogr.*, **59**, 25–36.
- Conkright, M. E., *et al.*, 1999: World Ocean Data Base 1998, CD-ROM data set documentation, Version 2.0. *Internal Rep.*, **14**, Natl. Oceanogr. Data Cent., Silver Spring, Md.
- Cushman-Roisin, B., 1981: Effects of horizontal advection on upper ocean mixing: A case of frontogenesis. *J. Phys. Oceanogr.*, **11**, 1345–1356.
- Cushman-Roisin, B., 1984: On the maintenance of the Subtropical Front and its associated countercurrent. *J. Phys. Oceanogr.*, **14**, 1179–1190.
- Dewar, W. K., 1992: Spontaneous shocks. *J. Phys. Oceanogr.*, **22**, 505–522.
- Halliwell, G. R., Jr., G. Peng, and D. B. Olson, 1994: Stability of the Sargasso Sea subtropical frontal zone. *J. Phys. Oceanogr.*, **24**, 1166–1183.
- Hasunuma, K., and K. Yoshida, 1978: Splitting the subtropical gyre in the western North Pacific. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **34**, 160–172.
- Hidaka, K., 1958: Computation of the wind stresses over the oceans. *Records of Oceanographic Works in Japan*, **4** (2), 77–123.
- Hosoda, S., S.-P. Xie, K. Takeuchi and M. Nonaka, 2004: Interdecadal temperature variations in the North Pacific central mode water simulated by an OGCM. *J. Oceanogr.*, **60**, 865–877.
- Ichikawa, K., 2001: Variation of the Kuroshio in the Tokara Strait induced by meso-scale eddies. *J. Oceanogr.*, **57**, 55–68.
- Kato, K., and Y. Kodama, 1992: Formation of the quasi-stationary Baiu front to the south of the Japan Islands in early May of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 631–647.
- Kobashi, F., and H. Kawamura, 2001: Variation of sea surface height at periods of 65–220 days in the subtropical gyre of the North Pacific. *J. Geophys. Res.*, **106**, 26817–26831.

- Kobashi, F., and H. Kawamura, 2002: Seasonal variation and instability nature of the North Pacific Subtropical Countercurrent and the Hawaiian Lee Countercurrent. *J. Geophys. Res.*, **107**, 3185, doi:10.1029/2001JC001225.
- Kobashi, F., H. Mitsudera, and S.-P. Xie, 2006: Three subtropical fronts in the North Pacific: Observational evidence for mode water-induced subsurface frontogenesis. *J. Geophys. Res.*, **111**, C09033, doi:10.1029/2006JC003479.
- Kobashi, F., S.-P. Xie, N. Iwasaka, and T. T. Sakamoto, 2008: Deep atmospheric response to the North Pacific oceanic subtropical front in spring. *J. Clim.*, **21**, 5960–5975.
- Kubokawa, A., 1995: Stationary Rossby waves and shocks on the Sverdrup coordinate. *J. Oceanogr.*, **51**, 207–224.
- Kubokawa, A., 1997: A two-level model of subtropical gyre and subtropical countercurrent. *J. Oceanogr.*, **53**, 231–244.
- Kubokawa, A., 1999: Ventilated thermocline strongly affected by a deep mixed layer: A theory for subtropical countercurrent. *J. Phys. Oceanogr.*, **29**, 1314–1333.
- Kubokawa, A., and T. Inui, 1999: Subtropical countercurrent in an idealized ocean GCM. *J. Phys. Oceanogr.*, **29**, 1303–1313.
- Kubokawa, A. and S.-P. Xie, 2002: On steady response of a ventilated thermocline to enhanced Ekman pumping. *J. Oceanogr.*, **58**, 565–575.
- Marshall, J.C. and A.J.G. Nurser, 1988: On the recirculation of the subtropical gyre. *Quar. Jour. Roy. Met. Soc.*, **114**, 1517–1534.
- Merle, J., H. Rotschi, and B. Voituriez, 1969: Zonal circulation in the tropical western South Pacific at 170E. *Bull. Japan Soc. Fish. Oceanogr.*, Special Number (Prof. Uda's Commemorative Papers), 91–98.
- Oka, E., and T. Suga, 2005: Differential formation and circulation of North Pacific central mode water. *J. Phys. Oceanogr.*, **35**, 1997–2011.
- Olson, D. B., F. A. Schott, R. J. Zantopp, and K. D. Leaman, 1984: The mean circulation east of the Bahamas as determined by a recent measurement program and historical XBT data. *J. Phys. Oceanogr.*, **14**, 1470–1487.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji and R. Taira, 2007: The JRA-25 Reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369–432.
- Qiu, B., 1999: Seasonal eddy field modulation of the North Pacific subtropical countercurrent: TOPEX/Poseidon observations and theory. *J. Phys. Oceanogr.*, **29**, 2471–2486.
- Qiu, B., and S. Chen, 2004: Seasonal modulations in the eddy field of the South Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **34**, 1515–1527.
- Qiu, B., and S. Chen, 2009: Interannual variability of the North Pacific Subtropical Countercurrent and its associated mesoscale eddy field. *J. Phys. Oceanogr.*, in press.
- Reid, J. L., 1978: On the mid-depth circulation and salinity field in the North Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **83**, 5063–5067.
- Roden, G. I., 1975: On the north Pacific temperature, salinity, sound velocity fronts, and the relation to the wind and energy flux fields. *J. Phys. Oceanogr.*, **5**, 557–571.
- Sakamoto, T., A. Sumi, S. Emori, T. Nishimura, H. Hasumi, T. Suzuki, and M. Kimoto, 2004: Far-reaching effects of the Hawaiian Islands in the CCSR/NIES/FRCGC high-resolution climate model. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L17212, doi: 10.1029/2004GL020907.
- Suga, T., K. Hanawa, and Y. Toba, 1989: Subtropical mode water in the 137E section. *J. Phys. Oceanogr.*, **19**, 1605–1618.
- Takeuchi, K., 1984: Numerical study of the Subtropical Front and the Subtropical Countercurrent. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **40**, 371–381.
- Takeuchi, K., 1986: Numerical study of the seasonal variations of the subtropical front and the Subtropical Countercurrent. *J. Phys. Oceanogr.*, **16**, 919–926.
- Tanaka, M., 1992: Intraseasonal oscillation and the onset and retreat dates of the summer monsoon over East, Southeast Asia and the western Pacific region using GMS high cloud amount data. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 613–629.
- Uda, M., and K. Hasunuma, 1969: The eastward subtropical countercurrent in the western North Pacific Ocean. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **25**, 201–210.
- Usui, N., H. Tsujino, Y. Fujii, and M. Kamachi, 2008: Generation of a trigger meander for the 2004 Kuroshio large meander. *J. Geophys. Res.*, **113**, C01012, doi:10.1029/2007JC004266.
- Wang, B., and LinHO, 2002: Rainy season of the Asian-Pacific summer monsoon. *J. Clim.*, **15**, 386–398.
- Welander, P., 1981: Mixed layer and fronts in simple ocean circulation model. *J. Phys. Oceanogr.*, **11**, 148–152.
- White, W. B., K. Hasunuma, and H. Solomon, 1978: Large-scale seasonal and secular variability of the subtropical front in the western North Pacific from 1954 to 1974. *J. Geophys. Res.*, **83**, 4531–4544.
- White, W. B., and K. Hasunuma, 1982: Quasi-stationary banded structure in the mean zonal geostrophic current regimes of the western North Pacific. *J. Mar. Res.*, **40**, 1035–1046.
- White, W. B., and A. E. Walker, 1985: The influence of the Hawaiian Archipelago upon the wind-driven subtropical gyre in the western North Pacific. *J. Geophys. Res.*, **90**, 7061–7074.
- Xie, S.-P., T. Kunitani, A. Kubokawa, M. Nonaka and S. Hosoda, 2000: Interdecadal thermocline variability in the North Pacific for 1958–1997: A GCM simulation. *J. Phys. Oceanogr.*, **30**, 2798–2813.
- Xie, S.-P., W. T. Liu, Q. Liu, and M. Nonaka, 2001: Far-reaching effects of the Hawaiian Islands on the Pacific Ocean-atmosphere system. *Science*, **292**, 2057–2060.
- Yamaguchi, K., and A. Noda, 2006: Global Warming Patterns over the North Pacific: ENSO versus AO. *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 221–241.
- Yamanaka, G., H. Ishizaki, M. Hirabara, and I. Ishikawa, 2008: Decadal variability of the Subtropical Front of the western North Pacific in an eddy-resolving ocean general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **113**, C12027, doi:10.1029/2008JC005002.
- Yoshida, K., and T. Kidokoro, 1967a: A subtropical countercurrent in the North Pacific - An eastward flow near the Subtropical Convergence. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **23**, 88–91.
- Yoshida, K., and T. Kidokoro, 1967b: A subtropical countercurrent (II)-A prediction of eastward flows at lower subtropical latitudes. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **23**, 231–236.
- Yu, Z., N. Maximenko, S.-P. Xie, and M. Nonaka, 2003: On the termination of the Hawaiian Lee Countercurrent. *Geophys. Res. Lett.*, **30** (5), 1215, doi:10.1029/2002GL016710.

# Analytical study on the North Pacific subtropical front

Fumiaki Kobashi<sup>†</sup>

## Abstract

Subtropical front that is one of the most distinct features in the upper ocean of the North Pacific subtropical gyre has been studied from comprehensive analyses of various data from satellite and hydrographic observations and atmospheric reanalysis. This article reviews the author's studies on physical properties and generation processes of mesoscale eddy in the subtropical front region, on detailed distribution and structure of the subtropical front, on frontogenesis due to mode waters in the thermocline north of the subtropical front, and on atmospheric influence of subtropical front through sea surface temperature front.

**Key words:** subtropical front, Subtropical Countercurrent, mesoscale eddy, mode water, ocean-atmosphere interaction

(Corresponding author's e-mail address: kobashi@kaiyodai.ac.jp)

(Received 2 October 2009; accepted 12 November 2009)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2010)

---

<sup>†</sup> Faculty of Marine Technology, Tokyo University of Marine Science and Technology  
2-1-6 Etchujima, Koto-ku, Tokyo 135-8533, JAPAN