

— 総 説 —

黒潮の流路・流量変動の研究 —源流域から九州東岸まで—*

中村 啓彦[†]

要 旨

本総説の目的は、黒潮流路と流量の季節変動と経年・十年規模変動について、ルソン島沖から九州東岸沖までを俯瞰し、海域毎の共通点と相違点を認識することによって、より包括的な黒潮理解の枠組みを築く手がかりを示すことである。特に、季節変動を支配する力学を掘り下げる。例えば、黒潮流路の季節変動については、ルソン海峡での黒潮のループ流路、台湾北東方の黒潮の陸棚上への貫入、九州東方の黒潮小蛇行といった鍵現象のいずれも、冬季に発生する点で共通している。一方、黒潮流量は、多くの流域で夏季に多く、秋～冬季に少ないという観測事実がある（フロリダ海流も同様である）。これらの現象の普遍的メカニズムとして、内部領域の風応力場に対する遠隔応答（スベルドラップ応答）の他に、黒潮上の風応力場に対する非線形エクマン応答や大陸棚斜面に沿った地形性ロスビー波応答といった西岸境界層内の局所プロセスと遠隔プロセスの重要性を指摘する。経年・十年規模変動では、スベルドラップ応答が支配的な力学となるが、局所応答が重要である現象も認められる。

キーワード：季節変動，局所応答プロセス，季節風，経年・十年規模変動，遠隔応答プロセス

1. はじめに

近年の黒潮研究は、純粋に黒潮自体の力学を理解する段階から、気候システムや海洋生態系の中での黒潮の役割を理解する応用段階に発展しつつある。これは、現在

の海洋物理学が成熟期に入り、全体として新たなフロンティアへ向かって発展していることに呼応している。では、これまでの研究により、海洋物理学者は黒潮の力学を十分に理解できたかという点、そのようなことはない。この総説は、これまでの黒潮の力学研究をとりまとめ、もう一歩前に進める筋道を示すことを目指している。したがって、新しいフロンティアとしての黒潮研究の詳細については、中村ら（2016）による気候システムの中での黒潮の役割に関する総説を含む「気象研究ノート」第235・236号と、斎藤（2015）による生態系における黒潮の役割に関する調査研究の解説を含む「生物と海洋」第220号の特集を参照されたい。

* 2016年5月10日受理；2017年4月9日受理
著作権：日本海洋学会，2017

[†] 鹿児島大学水産学部
〒890-0052 鹿児島市下荒田4-50-20
TEL：099-286-4100 FAX：099-286-4015
e-mail：nakamura@fish.kagoshima-u.ac.jp

さて、筆者は、黒潮自体の力学研究をもう一步前に進めるに当たり、以下の問題意識を持っている。黒潮の力学研究の主要課題は、黒潮流路と流量の平均場と変動場の観測的記述と、それらの維持・変動メカニズムの理解である。言うまでもなく、日本の海洋物理学者の多くは、この力学研究を日本沿岸の黒潮を対象として行っている。中でも、日本南岸で起こる黒潮流路の変動、つまり大蛇行流路と非大蛇行流路の発生、維持、消滅のメカニズムを理解し、それらを高い精度で予測することを中心的課題としている。しかし、米国、台湾、中国などの国外の研究状況を見渡すと、黒潮の力学研究の中心は、東シナ海北部から本州南岸沖の中緯度海洋の黒潮ではなく、ルソン島沖から台湾周辺の低緯度海洋の黒潮に置かれている。つまり、日本人研究者の黒潮に対する関心は、日本周辺の黒潮に偏っており、その理解も日本周辺をモデルとしたものに限定的になっている傾向がある（このことは、逆の立場として、中国や台湾の研究者にも言えることである）。

中緯度と低緯度の黒潮の力学研究コミュニティーを比較すると、変動メカニズムを理解するための仮説形成にも、一定の違いが認められる。これは、低緯度と中緯度の黒潮で変動メカニズムに違いがあることに加えて、研究の歴史的経緯を引きずっているという面もある。例えば、日本人を中心とする中緯度黒潮の研究者の多くは、黒潮流量の変動を内部領域の風応力カール（wind stress curl）の変動に対するロスビー波応答として解釈する傾向が強い。しかし、低緯度黒潮の研究コミュニティーでは、このような遠隔プロセスばかりでなく、海域毎の局所プロセスに注目する傾向がある。

本総説の目的は、黒潮流路と流量の季節変動と経年・十年規模変動について、ルソン島沖から九州東岸沖までを俯瞰し、海域毎の共通点と相違点を認識することによって、より包括的な黒潮理解の枠組みを築く手がかりをつかもうというものである。黒潮の力学研究には、いくつかの鍵となる海域と現象がある。そして、研究の多くがそれらに集中して行われている。Fig. 1に、黒潮流路と流量の季節変動と経年・十年規模変動を考える上で鍵となる海域と現象の見取り図を示す。

本総説では、黒潮の流路と流量変動の力学機構として、従来のスベルドラップ理論に基づく遠隔応答とともに

に、西岸境界域の風応力に基づく西岸境界層内の局所応答と遠隔応答に注目する。したがって、本論に入る前に、北太平洋西部における風ベクトルと風応力カールの季節変動を Fig. 2 と Fig. 3 に示す。北太平洋の西岸境界域の風系は、偏西風と貿易風で特徴づけられる内部領域の風系とは異なり、冬季の北西季節風と夏季の南東季節風で特徴づけられる。つまり、内部領域では年間を通して同じ向きの東西風が卓越するが、西岸境界域では冬季と夏季で風向きが逆転する。冬季季節風は、10月～3月の期

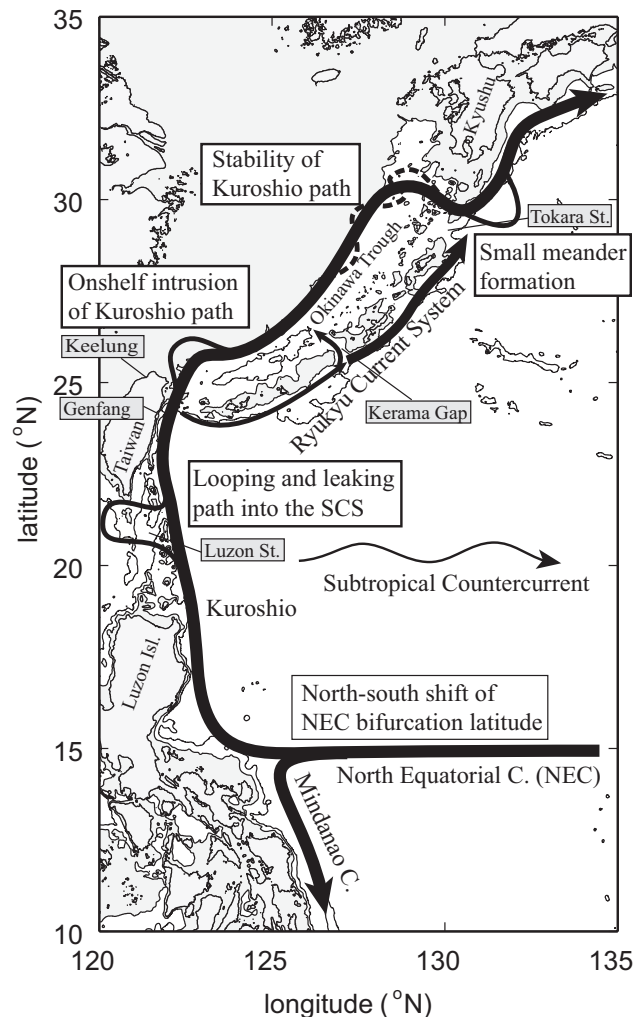


Fig. 1. Overview of distinct phenomena for seasonal Kuroshio path variations, which are illustrated in the figure, along with brief comments within rectangles.

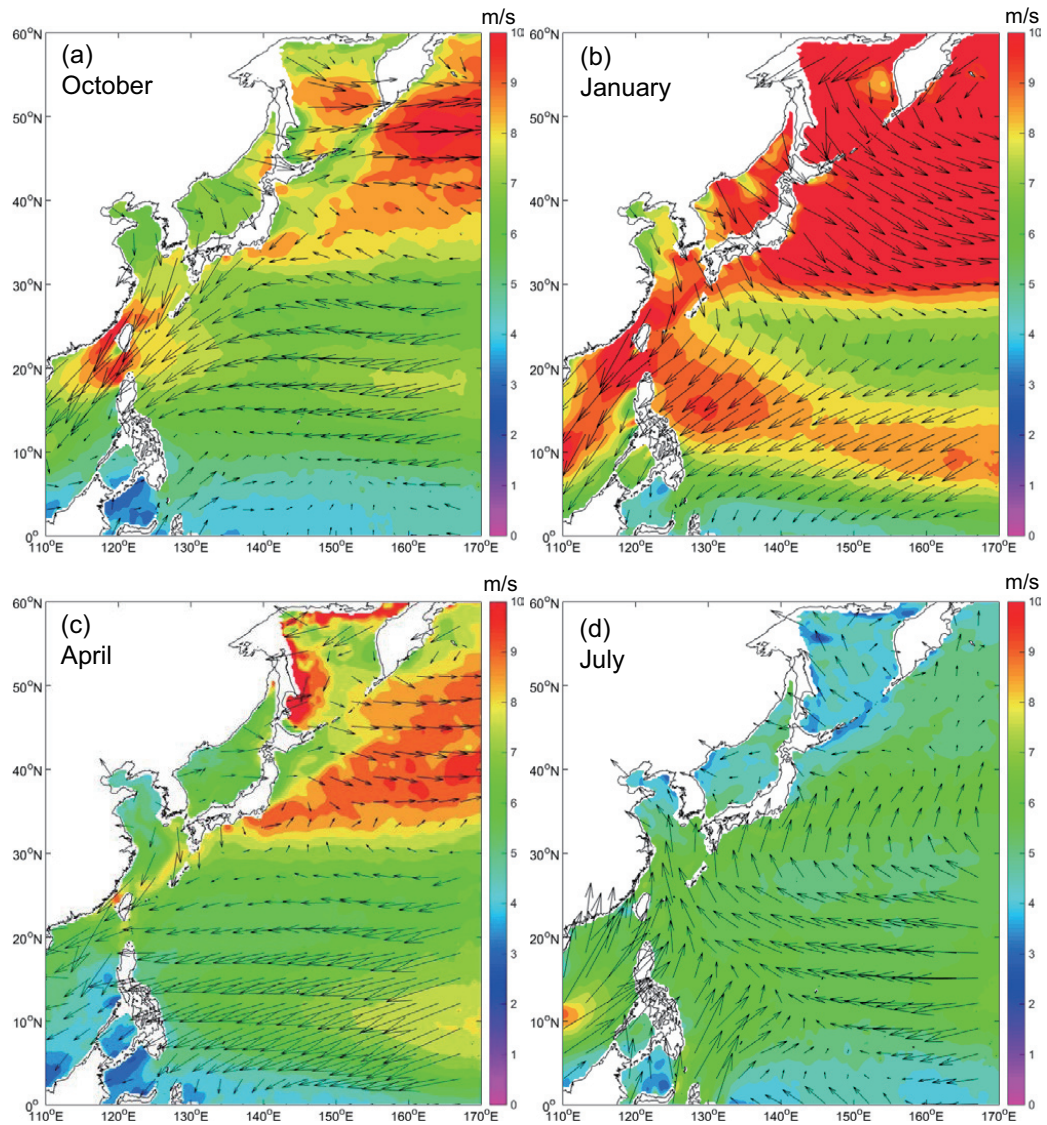


Fig. 2. Monthly mean sea-surface winds from NASA Quick Scatterometer (QuikSCAT) for the 1999/September-2007/August period: (a) October, (b) January, (c) April and (d) July. Data are provided by Risien and Chelton (data available at <http://cioss.coas.oregonstate.edu/scow/>).

間、ルソン海峡から東シナ海で黒潮に対して逆向きに吹く傾向があり、夏季季節風は、6月～7月の期間、ルソン島沖から日本南岸で黒潮と同一方向に吹く傾向がある。この季節風の変動に起因して、西岸境界域では局所的な風応力カールが作られる。

以下、第2章では、Fig. 1に示した各海域と現象について、南から順番に現象の特徴と力学的解釈を整理す

る。さらに、海洋表層の黒潮と対比して、琉球列島東方の陸棚斜面上を流れる琉球海流系、ケラマギャップ通過流、沖縄トラフの中深層循環の特性を扱う。これらは、黒潮の下部が地形と作用して形成される海流系である。具体的には、

- 1) ルソン島沖での北赤道海流の分岐緯度の南北移動
- 2) ルソン海峡での黒潮の南シナ海への貫入

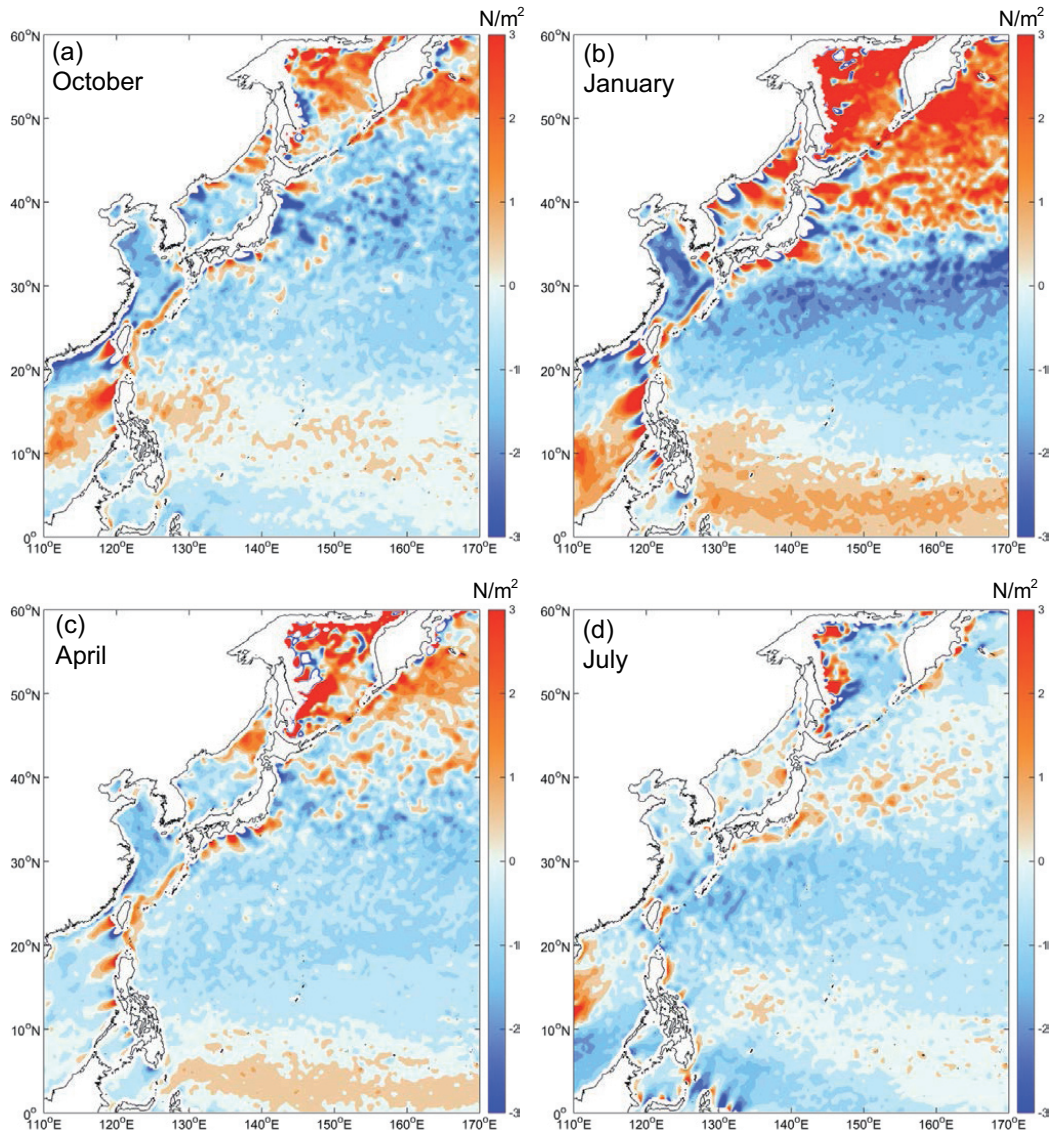


Fig. 3. Monthly mean wind stress curls from QuikSCAT for the 1999/September–2007/August period: (a) October, (b) January, (c) April and (d) July. Data are provided by Risien and Chelton (data available at <http://cioss.coas.oregonstate.edu/scow/>).

- 3) 台湾北東方の黒潮の陸棚上への貫入
- 4) 台湾沖から東シナ海陸棚斜面域での黒潮流量の変動
- 5) 東シナ海陸棚斜面域での黒潮の安定性
- 6) 九州東方の黒潮小蛇行の形成
- 7) 海洋中深層を流れる海流系

である。

これらの7項目に対する比較の主眼を、季節変動の特

徴と形成メカニズムにおき、経年変動と十年規模変動については簡単に触れることにする。本章では、論文を引用しながら現象の特徴を整理するが、網羅的に論文を引用するのではなく、要石と考えられる論文を中心に、比較的新しいものをできるだけ深く考察することにする。

第3章では、より包括的な黒潮理解の手がかりを得るために、第2章で取り上げた黒潮流路と流量の季節変動

の力学について、それらの関係性を海域横断的に考察する。さらに、近年の研究 (例えば, Zhai *et al.* (2008)) でその重要性が指摘されている, 西岸境界流で起こる運動エネルギーの散逸の問題を議論する。この問題は, 西岸境界流の流量の季節変動を引き起こす局所プロセスの1つとして注目される。

第4章では, 今後, 黒潮に関して重点的に取り組むべき課題を提起するとともに, スペルドラップ理論を中心に展開された従来の研究の次に来る研究の枠組みをまとめる。

2. 鍵海域ごとの現象と力学機構の整理

2.1. ルソン島沖の北赤道海流分岐緯度と黒潮流量

北緯15度帯を西向きに流れる北赤道海流は, ルソン島にぶつかり, 北向きに流れる黒潮と南向きに流れるミンダナオ海流に分岐する。この分岐緯度の南北移動は, 亜熱帯循環と熱帯循環の海水交換量に影響を与える物理過程として, 多くの研究者に注目されてきた。例えば, 分岐緯度の南北移動の経年・十年規模変動は, インドネシア通過流の流量や経路を変えること, また, ENSO (El Niño and Southern Oscillation) 現象へも影響が及ぶことが指摘されている (Hu *et al.*, 2015)。本節では, まず季節変動について特性を述べた後, 経年・十年規模変動について簡単に触れる。

2.1.1. 季節変動

Yaremchuk and Qu (2004) は, 観測データ解析から, 北赤道海流の分岐緯度の季節変動, および分岐緯度付近での黒潮とミンダナオ海流の流量の季節変動を調べた。彼らが示した分岐緯度と流量の季節変動図の各々を, Fig. 4 と Fig. 5 に示す。分岐緯度は, 使用するデータによってややバイアスがあるものの, 冬季 (11, 12月) に北緯16~17度に北偏し, 夏季 (6, 7月頃) に北緯14~15度付近に南偏する。ここでは, Fig. 4 の curve 3 を記述の対象外としている。その理由は, Qiu and Chen (2010a, Sec. 1) が示した事実関係 (北偏時期: 11・12月, 南偏時期: 5~7月) から外れていることを考慮したためである。一方, 流量の季節変動 (Fig. 5) について見ると, 黒潮の

流量は10月に最少で3月に最大, ミンダナオ海流の流量は5月に最少で1月に最大となる。なお, Yaremchuk and Qu (2004) は, 直接, 言及していないが, 分岐緯度の南北移動と各流量の関係は, やや位相がずれるものの, 分岐緯度が北偏 (南偏) する時期に黒潮流量は減少傾向 (増加傾向) であるのに対し, ミンダナオ海流流量は増加傾向 (減少傾向) であると見ることができる。この関係は, 数値シミュレーションの結果 (Qiu and Lukas, 1996; Kim *et al.*, 2004 の Fig. 4) でも明瞭に認められることから注目される。

北赤道海流の分岐緯度が季節変動をする基本的メカニズムを Qiu and Lukas (1996) と Qu and Lukas (2003) が提案している。彼らは, 亜熱帯循環と熱帯循環の境界とみなせるゼロ風応力カール線の季節的南北移動の振幅 (約8度) に対して, 分岐緯度の季節変動の振幅 (約2度) が極めて小さい事実注目している。Qiu and Lukas

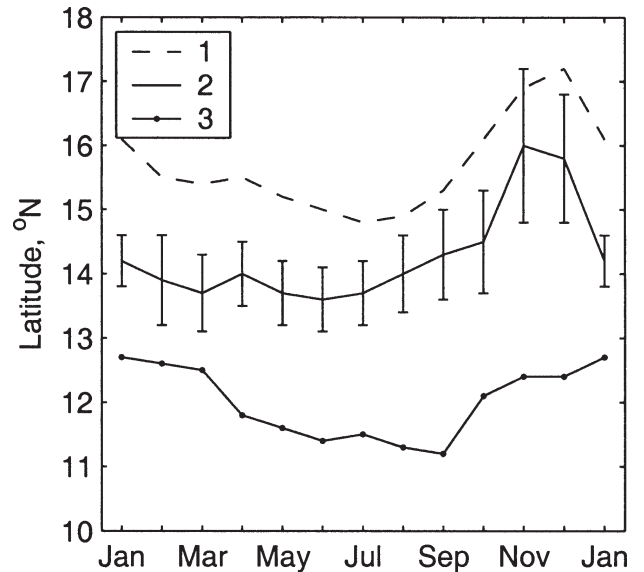


Fig. 4. Seasonal variations in the bifurcation latitude of the North Equatorial Current. Curve 1 is based on the volume transport (< 1000 m) in Qu and Lukas (2003); curve 2 is derived from a diagnostic-model output in Yaremchuk and Qu (2004); curve 3 is based on the surface geostrophic velocity derived from TOPEX/Poseidon altimetry. After Fig. 9 in Yaremchuk and Qu (2004). ©American Meteorological Society. Used with permission.

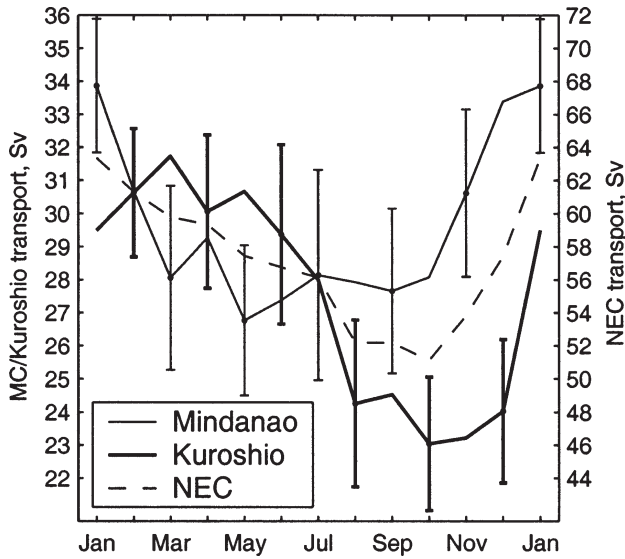


Fig. 5. Seasonal cycles in volume transports for the North Equatorial Current (NEC), the Mindanao Current (at 11°N) and the Kuroshio (at 18.5°N). After Fig. 10 in Yaremchuk and Qu (2004). ©American Meteorological Society. Used with permission.

(1996) は、その理由として、傾圧第1モードの超長波ロスビー波が北緯15度帯に沿って東岸境界から西岸境界まで伝播するのに2.5～3年かかるので、伝播中に風応力カールが季節変動するため外力の効果が相殺されてしまうことを挙げている。他方、Qu and Lukas (2003) は、ゼロ風応力カール線と分岐緯度の南北移動では季節変動の位相が合わないことに注目して、ロスビー波応答による遠隔プロセスのみでは現象を説明できないことから、南東アジア季節風 (Southeast Asia Monsoon) によるルソン島東方海域の局所的なエクマン・パンピングが重要な役割を果たしている可能性を示唆している (Fig. 3 参照: 10月に正偏差がルソン島沖に出現)。この局所プロセスの重要性は、Kim *et al.* (2004) の数値シミュレーション結果からも強く支持されている。

2.1.2. 経年・十年規模変動

一般論として、変動周期がより長くなるにつれて、局所プロセスよりも遠隔プロセスの重要性が増してくる (Qiu and Chen, 2010a)。その理由は、傾圧第1モードの

超長波ロスビー波が東岸から西岸へ伝播する時間内に、外力である風応力変動が同じ位相のまま持続するようになるからである。

北赤道海流の分岐緯度の経年変動は、ENSO現象の影響を強く受けて、エルニーニョ年に北偏し、ラニーニャ年に南偏することが知られている (Qiu and Lukas, 1996; Kim *et al.*, 2004; Qiu and Chen, 2010a)。Qiu and Chen (2010a, Fig. 2) は、経年変動以外に十年規模変動や経年変動の変調が存在することを示し、これらの変動がNiño 3.4指標の変動と一般に関係付けられることを示している (正偏差: 北偏, 負偏差: 南偏)。分岐緯度の南北変位は、経年変動より長い時間スケールでは緯度差5度に及び、季節変動の変位 (緯度差1度) に比べて極めて大きい。その理由は、スバルドラップ理論から予想される分岐緯度の南北変位が現実と一致しているためと考えられる。

一方、分岐緯度付近での黒潮とミンダナオ海流の流量の長期変動については、観測事実に基づく長期時系列からの証拠は示されていない。ただし、Kashino *et al.* (2005) は、2006/07年のエルニーニョ年と2007/08年のラニーニャ年を比較して、エルニーニョ年では北赤道海流とミンダナオ海流は強くなり、逆に黒潮は弱くなることを報告している。Kim *et al.* (2004) による数値計算の結果では、北赤道海流とミンダナオ海流については一致するものの、黒潮については逆になっている。

2.2. ルソン海峡の黒潮ループ海流

ルソン島 (北端: 約18.5°N) と台湾 (南端: 約22°N) の間には、フィリピン海と南シナ海を繋ぐルソン海峡 (幅約400 km) が存在する。黒潮は、主としてルソン海峡の東側斜面に沿って北上する場合と、南シナ海へ漏れるように流れる場合がある (Fig. 6)。この漏れるように流れる場合には、ルソン海峡の南側から南シナ海へ流入して北側から流出するループ流路 (looping path) を形成する場合と、黒潮の分岐流が南シナ海へ貫入する場合 (looping path に対して leaking path と呼ばれる) に分類される (Nan *et al.*, 2011)。

本節では、黒潮がルソン海峡から南シナ海へ貫入する現象について、季節変動と経年・十年規模変動の特性を解説する。なお、この現象に関する最近の研究の詳細か

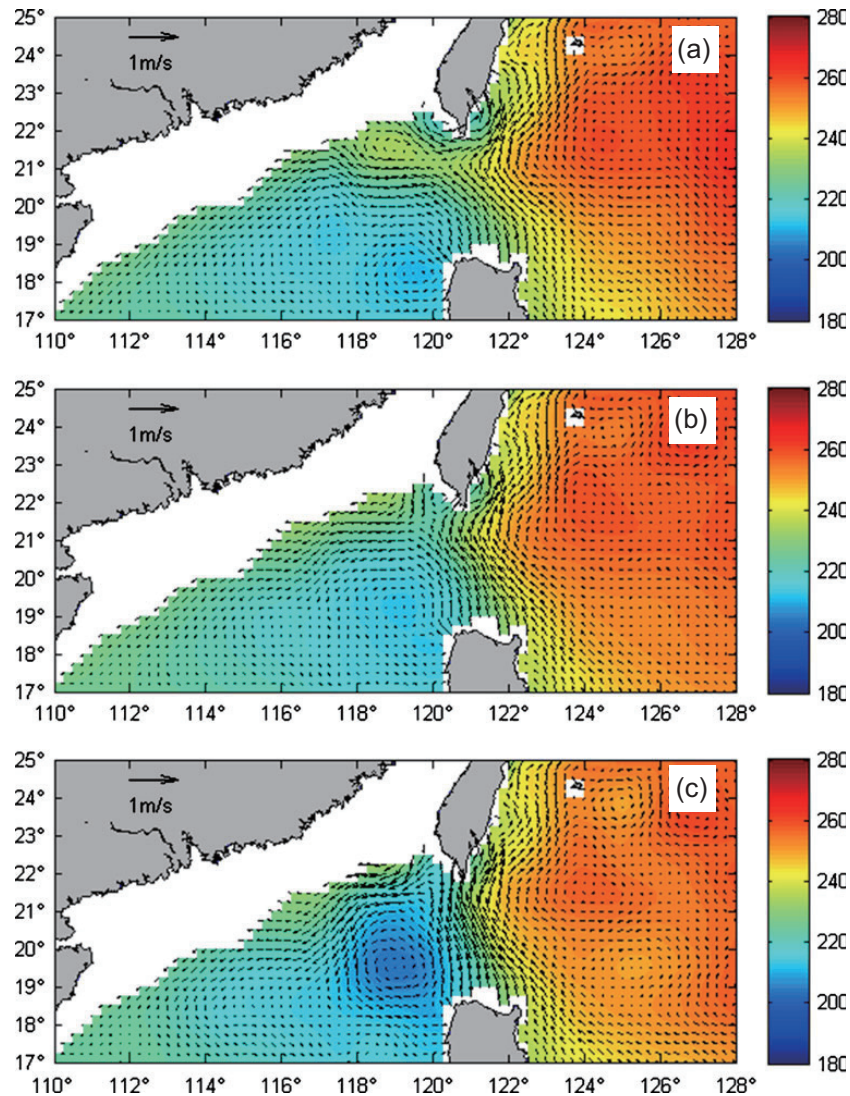


Fig. 6. Typical Kuroshio paths around the Luzon Strait: (a) looping path, (b) leaking path, and (c) leaping path. Color shading shows absolute sea-surface height (unit: cm), and vectors show corresponding surface geostrophic velocity fields. After Fig. 3 in Nan *et al.* (2011).

つ網羅的なレビューについては、Nan *et al.* (2015) を必要に応じて参照されたい。

2.2.1. 季節変動

ループ流路の形成には、季節的な傾向のあることが古くから指摘されていた。例えば、Farris and Wimbush (1996) は、ループ流は北西季節風に起因して冬季に形成されることを示し、ルソン海峡の局所的風応力の南向

き成分 (4日平均値) が、 0.08 N m^{-2} を超えるとループ流が形成されるという経験則を提案した。この現象の基礎を成す力学は、黒潮に反して吹く冬季の北東風 (Fig. 2 参照) がエクマン輸送を通して、黒潮を南シナ海側へ曲げるといった単純なものである。しかし、境界層の流れであるエクマン輸送が内部領域の流れである黒潮の流路を変えることが可能かどうかの具体的考察はされていない。この点について、2.5 節と 2.6 節で、その可能性を詳しく

解説する。

一方、Qu (2000) は、ルソン海峡を横断して南シナ海へ流入する海水の流量の季節変動を、歴史的な水温プロファイルデータから地衡流を仮定して計算した (Fig. 7)。その結果、最大値 (5.3 Sv) は1・2月、最小値 (0.2 Sv) は6・7月に起こることを示し、その原因を以下のように説明した。すなわち、冬季の北西季節風によって、台湾の南端では海水が集積し海面が上昇、逆にルソン島の北端では海水が離散し海面が下降するので、圧力差に起因して地衡流として南シナ海へ海水が流入する。夏季の南東季節風が吹く時期は逆の状況になるとした。なお、季節風によるエクマン輸送が、南シナ海へ流入する総流量に占める割合は小さいとしている。

季節風が海水を台湾の南端やルソン島の北端へ集積・離散させる現象の具体的な力学を Qu (2000) は提示していないが、島周りの沿岸湧昇 (沈降) であると筆者は考える。島周りの沿岸湧昇は、定常な北向き (南向き) の風応力場に対して、島の南端で海面下降 (上昇) が起こり、島の北端で海面下降 (上昇) が起こる。このような島周りの沿岸湧昇のセットアップ問題については、佐渡島のような小規模な島 (例えば、Igeta *et al.*, 2015) から、オーストラリア大陸のような大規模な島 (例えば、Spall and Pedlosky, 2013) まで多くの研究が行われているので参照

されたい。一方、それとは別に、季節風が励起するルソン海峡周辺のエクマン・パンピングが、ルソン海峡の南北圧力差を形成する原因であるとする説もある (Metzger and Hurlburt, 2001)。

次に、西岸境界に沿って流れるジェット流が、西岸境界に位置するギャップ (例えば、ルソン海峡) を越えるときの一般の性質を、1層準地衡流方程式を用いて準解析的に調べた Sheremet (2001) の研究を紹介する。この研究では、水平粘性境界層 (Munk layer) とギャップの幅の比 (γ)、およびジェット流のレイノルズ数 (Re) をパラメータとして、ギャップ周辺の流れ場の状態変化を調べている。この解析から得られた帰結の1つに、 Re が小さいときにはループ流路となり、 Re が大きいときにはリープ流路 (leaping path: 南シナ海に漏れない状態を指す) が形成され、 Re がその間にあるときには両者の多重平衡状態が形成されるというものがある (Fig. 8)。Sheremet (2001) は、ルソン海峡に対してこの法則を適用し、通常の状態では黒潮は南シナ海に漏れることはないが、流速が著しく遅い時期には、リープ流路とループ流路の多重平衡状態があり得ることを示唆している。さらに、Farris and Wimbush (1996) を引用して、流速を弱める原因として黒潮に逆向きの冬季季節風が有効であるとも述べている。Farris and Wimbush (1996) は、逆

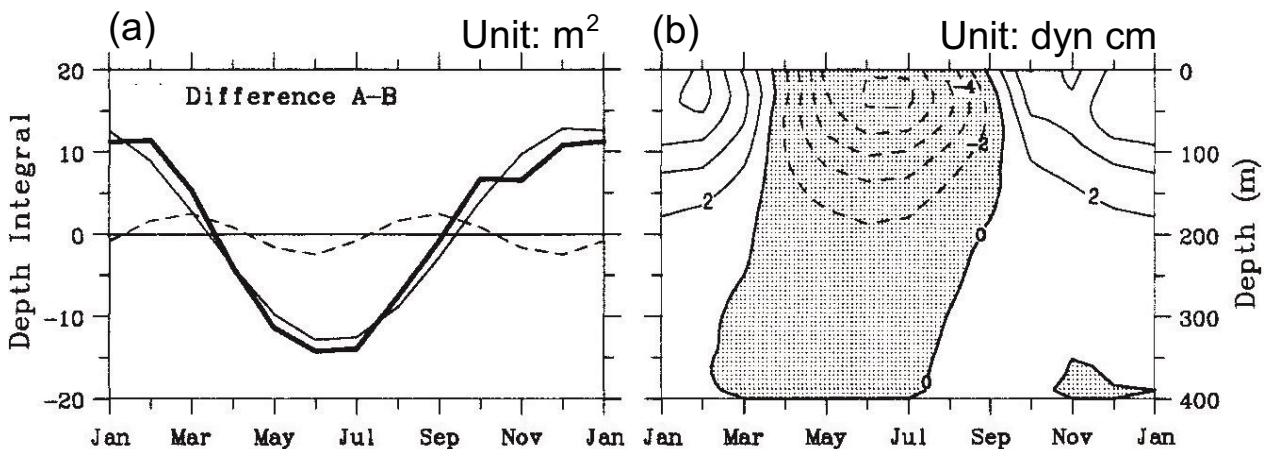


Fig. 7. Seasonal variations of difference of dynamic heights relative to 400 db across the Luzon Strait between the southernmost point of Taiwan (A) and the northernmost point of Luzon Island (B): (a) depth integral, and (b) vertical profile. Thin solid (dashed) line in (a) shows annual (semi-annual) cycle. Rearranged from Fig. 8 in Qu (2000). ©American Meteorological Society. Used with permission.

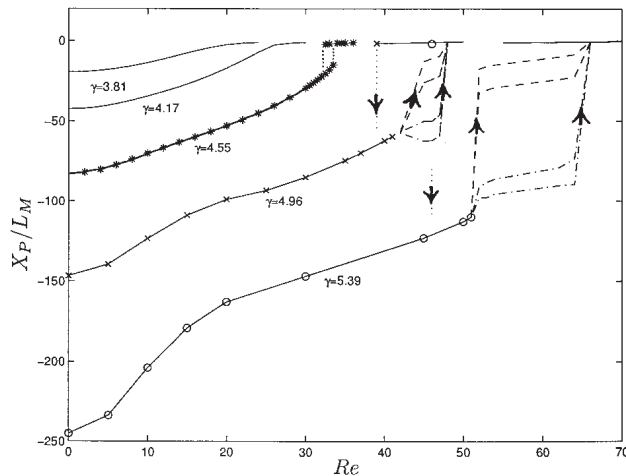


Fig. 8. Responses of jet's position (X_p/L_M) to Reynolds number (Re) for several cases of gap's width (γ). X_p : a zonal distance from the gap position to the jet (positive: eastward), L_M : the meridional distance (i.e., width) of the gap, and γ : the jet's width normalized by L_M . After Fig. 5 in Sheremet (2001). ©American Meteorological Society. Used with permission.

向きの風応力が流れを弱める理由を具体的に説明していない。これについては、第3章で、西岸境界流のエネルギー散逸の観点から、その可能性を議論する。なお、Sheremet (2001) と類似の理論を用いて、Kida and Qiu (2013) が、親潮がオホーツク海へ貫入する現象を解析していることを、日本国内の研究状況として紹介しておく。

Wu and Hsin (2012) は、黒潮の南シナ海への季節的貫入現象は、ルソン海峡の局所的季節風に起因すると仮定した上で、貫入現象のメカニズムを詳しく調べるために、高解像度の数値モデルを用いて様々な風応力の与え方に対する感度実験を行った (Fig. 9)。その結果、ルソン海峡を含めてそれより西側の風のみが貫入現象に重要であるとした。そして、冬季の北西季節風によるエクマン輸送は、ルソン海峡の南部で黒潮を強めるので貫入を誘引する要素となり、台湾南西方の風応力カールが励起する負のエクマン・パンピング (負の渦度の注入) は、時計回りの渦を海洋に形成する傾向があるので、貫入した黒潮を太平洋に戻す役割を担うことを示した (Fig. 3の (a) と (b) 参照)。しかし、黒潮が強化されることが貫

入を誘引する点は Sheremet (2001) の説明に相反していることには言及しておらず、具体的な力学の提案が必要である。また、台湾南西方の風応力カールによって励起される負のエクマン・パンピングについても、島周りの沿岸湧昇との関連を調べておらず、より厳密な力学解析が課題として残されている。

2.2.2. 経年・十年規模変動

季節変動と異なり経年変動については、解析に利用できる十分に長い期間の観測データがないため、長期観測データを解析した研究はない。ただし、Kashino *et al.* (2009) は、2006年と2008年の観測結果から、エルニーニョ年にルソン島沖の黒潮が弱まっていたことを報告している。Yuan *et al.* (2014) は、2009年7月～2011年3月の18か月間の係留観測データを解析して、貫入現象は2009/10年 (エルニーニョ年) の冬季の方が、2010/11年 (ラニーニャ年) の冬季よりも顕著であり、再解析データ (the Global Ocean Forecast System Version 3.0) においても同様に、2009/10年の冬季はルソン島沖の黒潮が弱かったことを確認している。この結果について、Yuan *et al.* (2014) は、前述した Sheremet (2001) のギャップを越える流れのメカニズムと照らし合わせて、エルニーニョ現象により上流域の黒潮流速が減少した結果、ルソン海峡から南シナ海への黒潮の貫入が顕著になったと考えた。このシナリオは、Qu *et al.* (2004) によって、以前より数値計算の立場から指摘されていたものであり、Yuan *et al.* (2014) の結果は、これを支持している。なお、経年変動は、季節変動と異なり、ルソン海峡周辺の季節風の局所的な経年変動の影響をあまり受けにくいという Yuan *et al.* (2014) の示唆が目される。

2.3. 台湾北東方沖の黒潮流路

2.3.1. 季節変動

黒潮は台湾と与那国島の間を抜けて東シナ海に流入した後、台湾の北東方沖の陸棚斜面に沿って大きく東へ転向する。ここで、黒潮の表層は陸棚斜面の等深線を横切って陸棚に乗り上げる傾向があり、その傾向は夏季に比べて冬季に大きいことが従来から知られていた。その草分け的な研究として、黒潮流路の季節変動を描写した

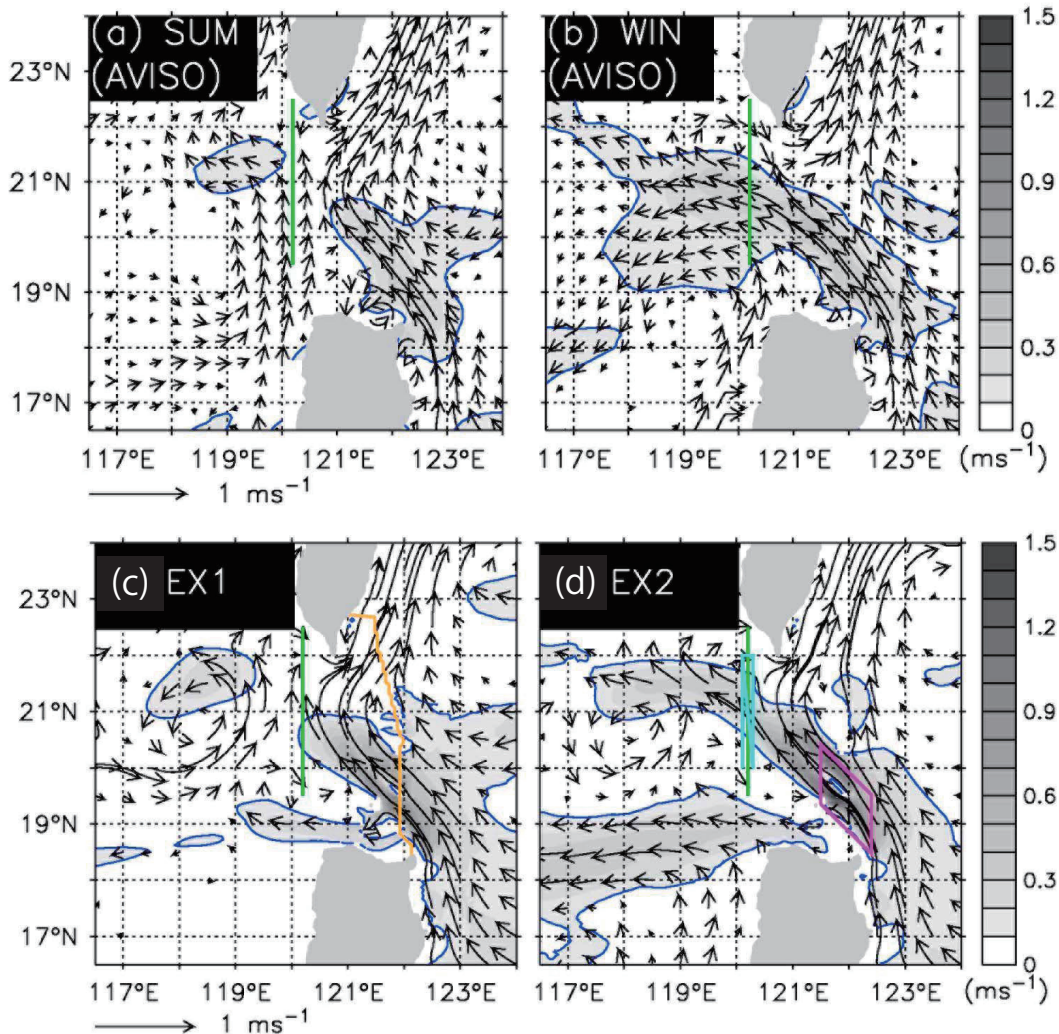


Fig. 9. Surface geostrophic current fields in the Luzon Strait calculated from AVISO data in June (a) and December (b). Surface flows from a numerical model driven by winter wind stresses given in the areas east (c) and west (d) to the yellow line, respectively. After Figs. 3 and 4 in Wu and Hsin (2012).

Sun (1987) の研究がある (Fig. 10)。その後、主に台湾の研究者によって、この現象のメカニズムに関して多数の研究が行われている。ここでは、その各々を取り上げることにはせず、主に Oey *et al.* (2010) の研究に基づいて、この現象の季節性のメカニズムを解説する。なお、本総説では、この現象を「黒潮流路の陸棚への貫入」と呼ぶことにする (英文では shelf-ward intrusion と記載されることが多い)。

黒潮流路の陸棚への貫入が季節性をもつ原因として、局所プロセスと遠隔プロセスが考えられる。しかし、こ

れまでの研究は、すべて局所プロセスに依拠している。局所プロセスとして、第一に挙げられるのは季節風の影響である。もっとも単純な季節風メカニズムは、冬季の北西季節風 (台湾付近では黒潮に逆らう北東風 : Fig. 2 参照) が励起するエクマン輸送によって黒潮が陸棚へ乗り上げるといったものである (例えば, Chen *et al.*, 1996)。これは, Farris and Wimbush (1996) によって提案された、ルソン海峡における冬季のループ流路の形成過程と類似している。しかし, Oey *et al.* (2010) は、陸棚への貫入は風応力とよい相関関係があるわけではない点 (例

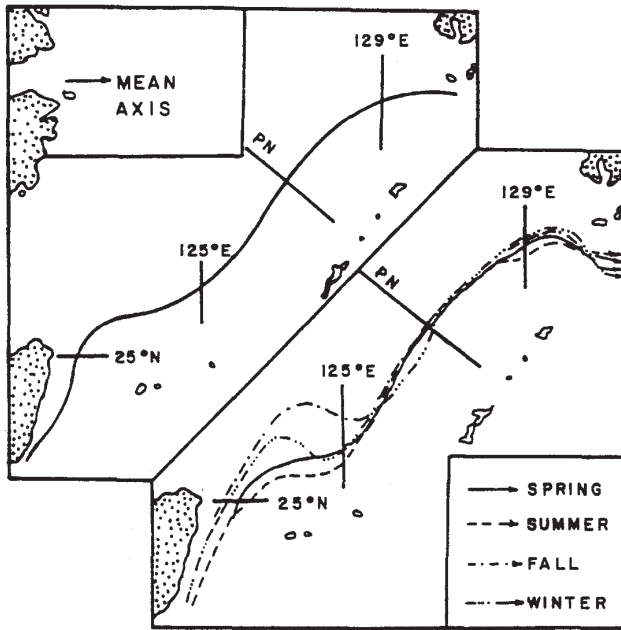


Fig. 10. Seasonal features of the Kuroshio path around the East China Sea originally drawn by Sun (1987) based on geomagnetic electro-kinetograph (GEK) data. After Fig. 2 in Tang and Yang (1993).

えば, Tang and Yang 1993), 冬季季節風の吹き出しから流路が応答するまでに約1か月かかるのは応答時間として長すぎる点, 冬季季節風の終息時期を越えて現象が持続する点を理由に風応力仮説を否定し, 風応力に代わる外力として, 海面冷却を外力とする仮説を提案している。

海面冷却仮説とは, 台湾の北東方沖は冬季季節風が周辺海域より強い為, 海面冷却も周辺海域より強いことに注目し, その結果, Fig. 11 に示すような密度成層の水平分布が形成され, JEBAR (the joint effect of baroclinicity and bottom relief) により黒潮流路が陸棚側へシフトすると考える仮説である。この仮説は, 台湾周辺の理想化された海岸海底地形を有する連続成層モデル (Princeton Ocean Model) を用いた数値実験により検証されている。

Oey *et al.* (2010) の後, Wu *et al.* (2014) は, 局所プロセスとしての風応力仮説と海面熱フラックス仮説を検証することを目的として, 自己組織化マップ (self-organiz-

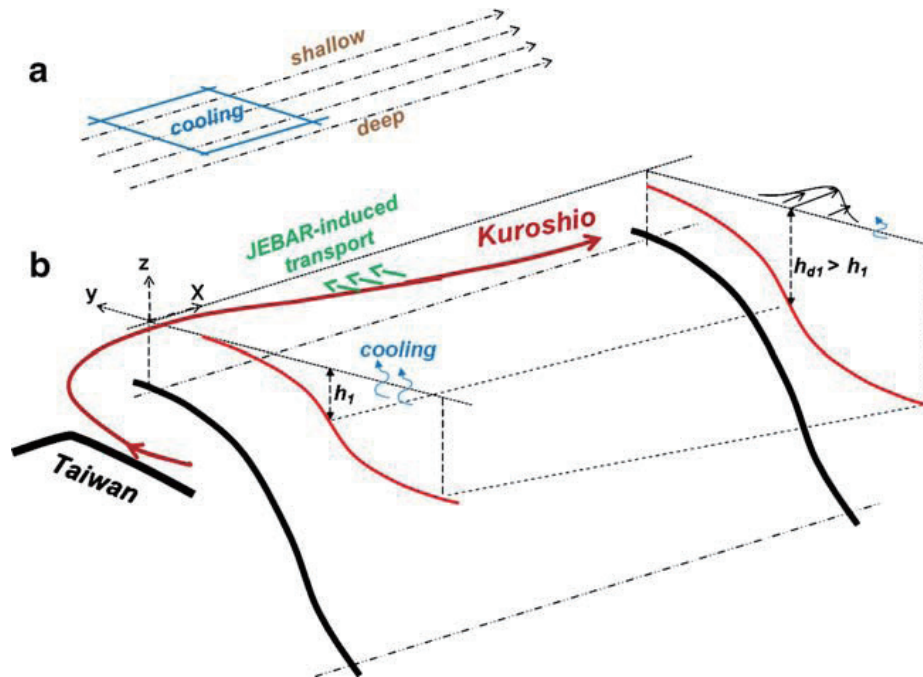


Fig. 11. Schematic view showing the hypothesized process in which the intrusion of the Kuroshio path onto the continental shelf northeast of Taiwan is generated by regional surface cooling through JEBAR. After Fig. 2 in Oey *et al.* (2010).

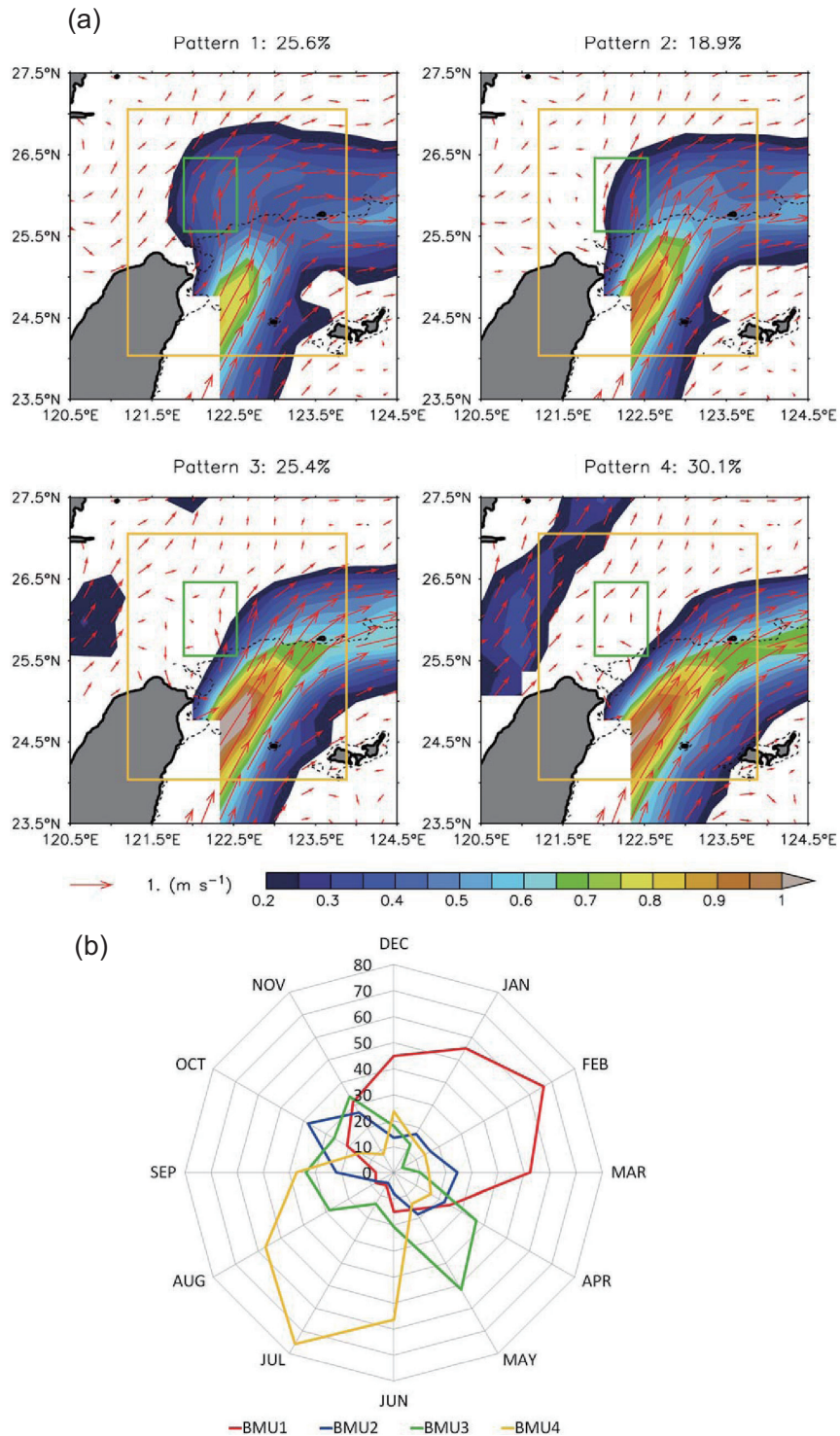


Fig. 12. (a) Surface flow patterns northeast of Taiwan, classified by applying the method of the growing hierarchical self-organizing map to the weekly surface geostrophic velocity fields from 1993 to 2012. (b) Radar chart of monthly occurrence-frequency for four flow-patterns. BMU (best-matching unit) corresponds with each of flow patterns in (a). After Figs. 5 and 7 in Wu *et al.* (2014).

ing map) の手法により、台湾北東沖の海面流速ベクトル分布 (AVISO surface geostrophic velocity) を4種類のパターンに分類した。そして、それらのパターンを特徴づける黒潮の指標 (Kuroshio Index) を定義し、その時間変動を考察した (Fig. 12)。その結果、大規模な黒潮の貫入は海面熱フラックスと関連して晩冬に起こりやすく、小規模な貫入は風応力と関連して初冬に起こりやすいとの結果を得ている。さらに、貫入しないパターンは、夏季の南東季節風に関連付けられるとしている。

なお、Oey *et al.* (2010) と同じ時期に、同じグループの研究者が、黒潮と関連付けて、台湾北方の陸棚で冬季に発達する湧昇の形成メカニズムを解析した結果を発表している (Chang *et al.*, 2010)。彼らは、黒潮のようなジェット流を横切るエクマン輸送 (ここでは、非線形エクマン輸送と呼ぶ) は、惑星渦度が相対渦度によって歪められる効果で収束/発散を伴うことに起因して、ジェット流内で強い湧昇流/沈降流が励起される力学に着目している。相対渦度によって歪められる惑星渦度 (Effective Coriolis Parameter と呼ぶ) は、ジェット流内に鉛直流を形成するメカニズムの解析で、Niiler (1966) が導入したものである。Miyazawa and Minato (2000) や Nakamura *et al.* (2015) は、この非線形エクマン輸送を、ジェット流内の鉛直流の形成から拡張して、ジェット流の水平シフトに応用した。Nakamura *et al.* (2015) は、九州東方沖の黒潮小蛇行の季節性を、冬季の北西季節風を外力として説明しており、台湾北方沖で起こる湧昇や陸棚への黒潮の貫入現象とも関連性が強い。このため、非線形エクマン輸送の力学については、2.6節で再び詳しく触れる。

2.3.2. 経年・十年規模変動

台湾北東沖での黒潮の冬季貫入現象については、Wu *et al.* (2014) と Wang and Oey (2014) によって、経年・十年規模変動の詳しい解析が行われている。Wu *et al.* (2014) は、1993年～2011年の期間の黒潮指標 (Fig. 12) の年々変動については、季節変動と異なり、局所的風応力との間に統計的に有意な関係はないと報告している ($r = -0.27$)。その上で、黒潮流量 (台湾の Genfang と石垣島の水位差 : Fig. 1 参照) の年々変化 ($r = -0.56$) および海面熱フラックスの年々変化 ($r = 0.50$) とは、ある程度

の強い相関があることを示している。なお、台湾北東沖の黒潮貫入現象が上流域の黒潮流量に関係づけられるという仮説は、Ichikawa *et al.* (2008) が石垣島と与那国島に設置された海洋短波レーダーの海面流速データを解析して、その関連性を示したことに基づいている。Wu *et al.* (2014) は、黒潮指標と気候指標の年々変動との関連について調べ、Niño 3.4 指標および PDO 指標 (Pacific Decadal Oscillation Index) と統計的に有意な高い相関があることを示し、海面熱フラックス (局所応答) と黒潮流量 (遠隔応答) の変動を介在して、両者が複合的に影響を与えているというシナリオを提案している。この PDO 指標と台湾東方から東シナ海の黒潮流量との関係については、2.4節でさらに詳しく解説する。

Wang and Oey (2014) は、彼らのグループがそれまでの研究で作り上げた海面熱フラックス仮説 (Oey *et al.*, 2010) と、Chang and Oey (2012) が低緯度帯の黒潮流路や流量の経年変動を説明するために導入した気候指標 (PTO 指標, Philippine Taiwan Oscillation Index) を用いて、貫入現象の経年・十年規模変動を説明している。

PTO 指標は、フィリピン東方 (8-13° N, 130-155° E) と台湾東方 (22-27° N, 155-180° E) に中心を持つ風応力カールの差で定義される (Fig. 13)。このフィリピン東方の極は、北赤道海流の分岐緯度の南北移動に関して、Qu and Lukas (2003) ほかが重視している南東アジア季節風に起因する正のエクマン・パンピング領域と地理的に同じである (Fig. 3 参照)。PTO 指標は、この海域 (北赤道海流と亜熱帯反流域) の主温度躍層深度の南北勾配とよい対応があるため、Niño 3.4 指標などよりも、北赤道海流の分岐緯度の南北移動 ($r = 0.73$, ラグ時間3か月)、亜熱帯反流の傾圧不安定に起因する中規模渦活動 ($r = 0.76$, ラグ時間9か月)、台湾東方の黒潮流量 ($r = 0.57$, ラグ時間11か月) と高い相関を持つ (Chang and Oey, 2012)。ここで用いられた台湾東方の黒潮流量時系列は、台湾 (Genfang : Fig. 1 参照) と石垣島の潮位差であり、Wu *et al.* (2014) が用いたものと同じである。Chang and Oey (2012) は、PTO 指標の変動に由来して台湾東方沖の黒潮流量が変わるメカニズムは、内部領域の風応力カールの変化に対する単純なロスビー波応答ではなく、亜熱帯反流の中規模渦活動に対する応答であるとしている。彼らは触れていないが、Fig. 13 の模式図に示すよ

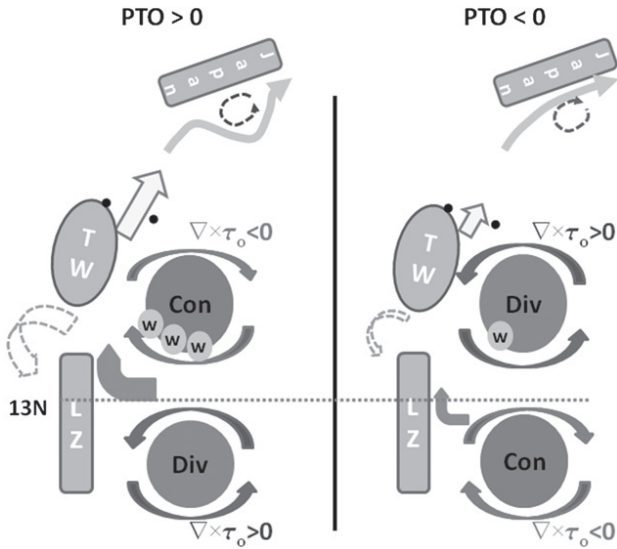


Fig. 13. Schematic view showing several oceanic responses to the PTO (Philippines-Taiwan Oscillation). The PTO is defined by polarity of the wind stress curl dipole over the area east of Taiwan and Luzon Island. After Fig. 9 in Chang and Oey (2012). ©American Meteorological Society. Used with permission.

うに、亜熱帯反流域では、高気圧性渦が低気圧性渦より1.35倍ほど数的に優勢であることが Hwang *et al.* (2004) により示されている。Chang and Oey (2012) は、この事実を、中規模渦活動が台湾東方の黒潮流量に影響する仮説の根拠にしている。

ここで、話を Wang and Oey (2014) の研究に戻す。彼らは、台湾北東沖の陸棚で起こる黒潮貫入現象の経年変動に対して、PDO 指標や台湾東方沖の黒潮流量 (台湾東方沖の AVISO 海面高度データを利用した代替指標) は相関が弱いのにに対して、PTO 指標は、5か月の時間差をもって強い相関を持つと主張している (Fig. 14)。また、黒潮貫入現象と PDO 指標とのラグ時間が1か月という結果は、事例ごとにみると PDO 指標が遅れている場合もあり、順圧応答とみなすのは合理的な解釈とは言えないとして、PDO を原因とする仮説を否定的に扱っている (PDO 指標と東シナ海の黒潮流量の関係については、2.4節で詳しく議論する)。さらに PTO 指標が負の時期は、台湾東方沖の黒潮に沿って海面熱フラックスが負

偏差 (冷却傾向) となることを示し、PTO 指標で表される台湾東方沖の風速変動に起因して海面熱フラックスが経年変動するため、JEBAR によって貫入現象の経年変動が引き起こされるとしている。ただし、彼らは、PTO 指標が負偏差の時期に、黒潮に沿って海面熱フラックスが負偏差になる理由と、彼らの結果が台湾東方の流量変動を一因とするという Wu *et al.* (2014) の仮説と相反している理由を説明していない。

2.4. 台湾沖から東シナ海での黒潮流量

台湾から日本南岸までの黒潮流量の季節変動は、中規模渦に起因する流量変化に比べて、著しく振幅が小さい。中規模渦が西岸境界に到来する周期は3~4ヶ月程度なので、中規模渦の影響を除去して正確に黒潮流量の季節変動を見積もるには、10日以下のオーダーの時間間隔をもつ長期時系列データが必要である。さらに、黒潮流量の季節変動を遠隔プロセスで考える場合、それは内部領域の風応力カールの季節変動が励起する順圧ロスビー波に対する応答で説明されなければならない (2.1.1節参照)。つまり、黒潮流量として順圧流量 (海面から海底までの積分流量) を推計しなければならない。これらの2点が、黒潮流量の季節変動の研究を難しくしている。

一方、経年・数十年変動については、遠隔プロセスによる傾圧応答が卓越するので、主温度躍層以浅の表層流量 (傾圧流量) に顕著な応答が現れる。したがって、海面変位の情報から地衡流を仮定して、数10年にわたる長期時系列を再現すれば比較的容易にその変動特性の解析が可能になる。特に、1990年代前半以降、現在まで20年以上の期間にわたって、人工衛星で得られた海面高度偏差データが利用可能となり、多くの新しい知見が得られるようになった。以上の考察を念頭に置いて、以下では、台湾東方と東シナ海大陸棚斜面の黒潮流量変動を議論する。

2.4.1. 台湾東方

2.4.1.1. 季節変動

Gilson and Roemmich (2002) は、台湾の南東を流れる黒潮の流量変動特性を明らかにするために、1993~2001年に太平洋を横断する民間船を利用して繰り返し行った

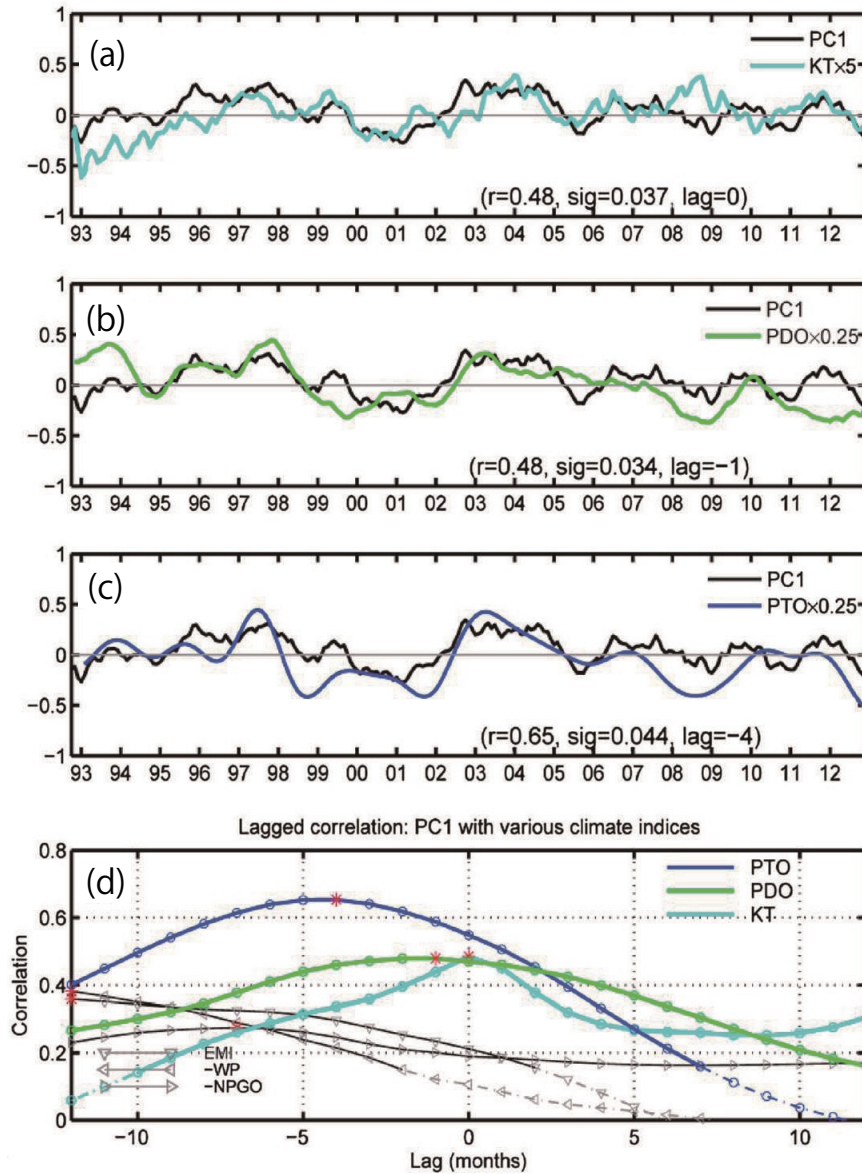


Fig. 14. Relationships between Kuroshio path position (PC1 in each panel) and several climate indices: (a) Kuroshio volume transport off the eastern coast of Taiwan (KT), (b) PDO index, (c) PTO index, and (d) their auto-correlation functions (EMI: El Niño Modoki Index, WP: Western Pacific Index, NPGO: North Pacific Gyre Oscillations). After Fig. 2 in Wang and Oey (2014).

XBT/XCTD 観測のデータを用いて、表層地衡流流量 (0-800 m 深) の時系列を作成した。その解析により、7 月に最大値 (25.6 Sv), 4 月に最小値 (17.2 Sv) をもつ 8.4 ± 6 Sv の年周期変動があることを示した。この解析結果は、台湾の北東方海域では、黒潮は夏季に強く冬季に弱

いという従来の研究結果と一致していた (Hsin *et al.* (2013) の序論を参照)。

一方、Chang and Oey (2011) は、台湾の基隆 (Keelung: Fig. 1 参照) と石垣島の潮位差を利用して、29 年に及ぶ黒潮流量指標の時系列を作成して季節変動と経年変

動を解析した。その結果は、Gilson and Roemmich (2002) の結果に反して、黒潮流量の季節変動は11月に最大で5月に最少というものであった。彼らは、この相違の原因として、経年変動や中規模渦による変動に比べて振幅の小さな季節変動を抽出するには、Gilson and Roemmich (2002) が解析した時系列の期間 (8.5年) が短すぎることを示唆した。さらに、この季節変動の原因を、亜熱帯反流の傾圧不安定に由来する渦活動に帰着させた。その理由は、亜熱帯反流域の渦運動エネルギーについては、5月に最大となり12月に最少となることが知られていた (Qiu, 1999; Qiu and Chen, 2010b) ためである。すなわち、Chang and Oey (2011) は、亜熱帯反流域から台湾東岸沖まで中規模渦が伝播するのに4~6か月かかること、秋季に台湾東方沖に伝播する中規模渦は高気圧性渦が優勢であること (Hwang *et al.*, 2004) を根拠として、亜熱帯反流域の渦活動が季節変動の原因であるという仮説を提案した。

その後、Hsin *et al.* (2013) は、台湾沿岸の複数の潮位データを系統的に解析することによって、Chang and Oey (2011) の仮説を再検証した。その結果、黒潮流量が秋に最大となり春に最少になるという Chang and Oey (2011) の解析結果は、彼らが潮位データとして利用した基隆 (Keelung) の地理的特殊性によるものであり、台湾の太平洋側一帯では、夏季に最大で冬季に最少になるのが一般的であることを確認した。

このように、現時点では、台湾東岸沖の黒潮流量の季節変動については、Hsin *et al.*, (2013) に記載された観測事実が妥当であると考えられている。ただし、季節変動のメカニズムについては、従来から局所的な季節風が原因である可能性は示唆されている (Hsin *et al.* (2013) の序論を参照) もの、その具体的メカニズムははっきりしていない。局所的な風応力が季節変動を生み出す力学過程の解明、さらには、Chang and Oey (2011) が指摘した、亜熱帯反流域の中規模渦活動の季節変動に帰着させる仮説の再検討などが今後の課題として残されている。

2.4.1.2. 経年・十年規模変動

台湾東岸沖の黒潮流量に関する一連の研究 (Chang and Oey, 2011; Chang and Oey, 2012; Hsin *et al.*, 2013) における経年変動についての議論では、季節変動と異な

り、一致した見解が示されている。それは、経年変動は亜熱帯反流の傾圧不安定に由来する渦運動エネルギーの強弱に関連するというものである。そのメカニズムは、渦運動エネルギーが高い (低い) 時期は、高気圧性渦が低気圧性渦より優勢 (劣勢) であるため、台湾東方沖の黒潮流量は増加 (減少) するというものである。ただし、この事実関係については、以下の点で曖昧さが残る。すなわち、Hwang *et al.* (2004) は、亜熱帯反流域では高気圧性渦が低気圧性渦より数的に1.35倍多いことを指摘したが、Hsin *et al.* (2013) は数的な違いはなく、絶対渦度の強度が違うことを指摘している。また、Hsin *et al.* (2013) は、亜熱帯反流域の渦運動エネルギーの経年変化をPDOと関係づけているのに対し、Chang and Oey (2012) はPTOと関係づけているという違いがある。

2.4.2. 東シナ海大陸棚斜面域

2.4.2.1 季節変動

東シナ海に限らず日本南岸を含めて、日本における黒潮流量の季節変動研究は、1990年代と2000年代前半に盛んに行われたが、現在はやや停滞している。

まず、東シナ海の黒潮流量の季節変動について観測事実を整理する。Ichikawa and Beardsley (1993) は、1986年~1988年の複数の黒潮横断観測線のデータを用いて黒潮の絶対地衡流量を計算し、東シナ海の黒潮流量は夏季に最大となることを報告している。この観測事実は、気象庁の報告書に記載された、気象庁観測定線PN線の長期時系列データに基づく観測結果からも確認できる (Table 1)。さらに、Ichikawa and Beardsley (1993) は、夏季の黒潮流量の増加が黒潮に沿って吹く夏季季節風に

Table 1. Seasonal mean volume transport of the Kuroshio at the PN line during 30 years from 1971 to 2000 (unit: $Sv = 1 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). Values are quoted from the Oceanographic Prompt Report of the Nagasaki Marine Observatory (No. 188, published in May 2003).

Spring	Summer	Fall	Winter
25.1	27.3	24.4	25.4

起因する可能性を示した。なお、流量が最小になる季節は、PN線のデータから秋季であることがわかる。

Kubota *et al.* (1995) は, Ichikawa and Beardsley (1993) が示した夏季の流量増加と季節風の関係を確かめるために, 順圧モデルを用いた数値実験を行った。その結果, 黒潮上の局所的な風応力の季節変動によって, 東シナ海(彼らの論文ではトカラ海峡)の黒潮流量の季節変動が再現できることを示した。しかし, 季節変動の位相の再現性はよいものの, 振幅は現実に比べてかなり小さい点が問題として残された。季節変動の位相が局所的な風応力の季節変動で再現されるメカニズムは, 以下の通りである。順圧モデルで陸棚斜面に沿って風が吹く場合, 斜面を横切る方向の水深の違いによって, 陸棚斜面上で風応力による渦度(wind stress curl)がインプットされる。これが地形性 β 効果とバランスすることによって流量が

季節変動する。彼らは, JEBARによる順圧流から傾圧流へのエネルギー変換が流速変動の振幅を増大させる可能性があることを理由として, 現実的な季節変動の振幅を再現するには, 成層流体の応答を考える必要があることを示唆している。

東シナ海の黒潮に限らず, 日本南岸の黒潮においても相対地衡流量の季節変動は夏季に最大となり, 冬季に最少となることが知られていた(Sekine and Kutsuwada, 1994)。さらに, フロリダ海流においても, 夏季に流量が最大になり, 冬季に最少になる事実が報告されていた(Schott *et al.*, 1988)。しかし, これらの観測事実は, 内部領域の風応力カールの季節変動に対する順圧応答(スベルドラップ流量)の季節変動とは180度位相が異なること, 振幅が著しく小さいことが問題であった(Fig. 15)。この問題の解決策として, 世界中で, 海底地形の

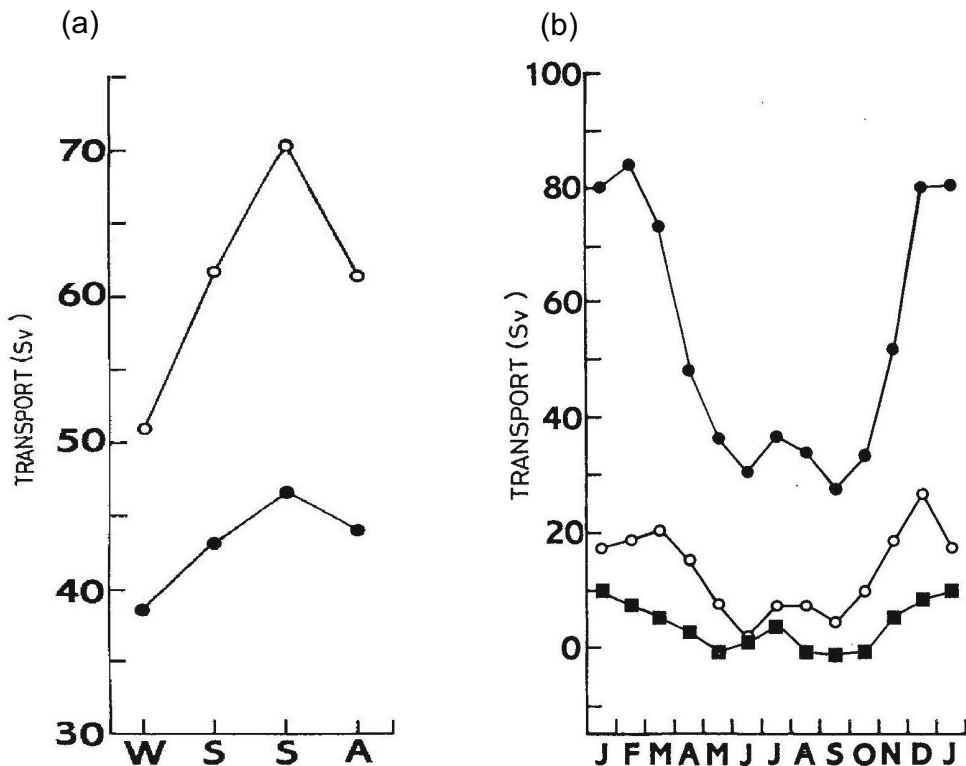


Fig. 15. (a) Seasonal geostrophic transport variations of the Kuroshio south of Japan; ●: 1000 db, and ○: 1500 db for reference level. (b) Seasonal Sverdrup transport variations in 30–32° N latitudes; ●: 125° W–135° E, ○: 125° W–135° E, and ■: 140° E–130° E (west of the Izu-Ogasawara Ridge). After Figs. 1 and 2 in Sekine and Kutsuwada (1994). ©American Meteorological Society. Used with permission.

効果が注目された。黒潮に関しては、東シナ海から日本南岸の大陸棚斜面の効果 (Sakamoto and Yamagata, 1996), 伊豆・小笠原海嶺や南西諸島の効果 (Sekine and Kutsuwada, 1994; Isobe and Imawaki, 2002), そして、これら両方の効果 (Kagimoto and Yamagata, 1997) が議論された。

これらの論文で示された季節変動の力学的解釈を大括りに捉えると、第1次近似では Isobe and Imawaki (2002) の説明に集約される。すなわち、北太平洋の東岸から伝播してきた順圧ロスビー波は、伊豆・小笠原海嶺によってブロックされ、海嶺上で順圧流と海底地形の非線形相互作用により励起された傾圧ロスビー波のみが西岸境界域まで浸み込んでくる。その結果、季節変動の振幅は小さくなり、位相もスベルドラップ流量の季節変動からずれる。ただし、位相については、海嶺と西岸境界

の距離で決まるので夏季に流量最大になることを再現できていなかった。Kagimoto and Yamagata (1997) は、現実的な海岸・海底地形を有する海洋大循環モデルを用いて、伊豆・小笠原海嶺に加えて南西諸島の地形効果を考察した。彼らは、夏季に南西諸島周辺に高気圧性の中規模な循環が形成されて、東シナ海の黒潮流量が増加することを示した (Fig. 16)。Kagimoto and Yamagata (1997) は、この中規模循環の形成過程に関して具体的な説明をしていないが、海底地形が関与する局所的な力学であると推測される。

Sakamoto and Yamagata (1996) は、西岸境界の陸棚斜面が、スベルドラップ流量の年周期変動に及ぼす影響を、惑星地衡流方程式系 (Planetary geostrophic equations) に基づく理想化モデルを用いて調べた。彼らは、JEBAR によってスベルドラップ応答の振幅が抑制される

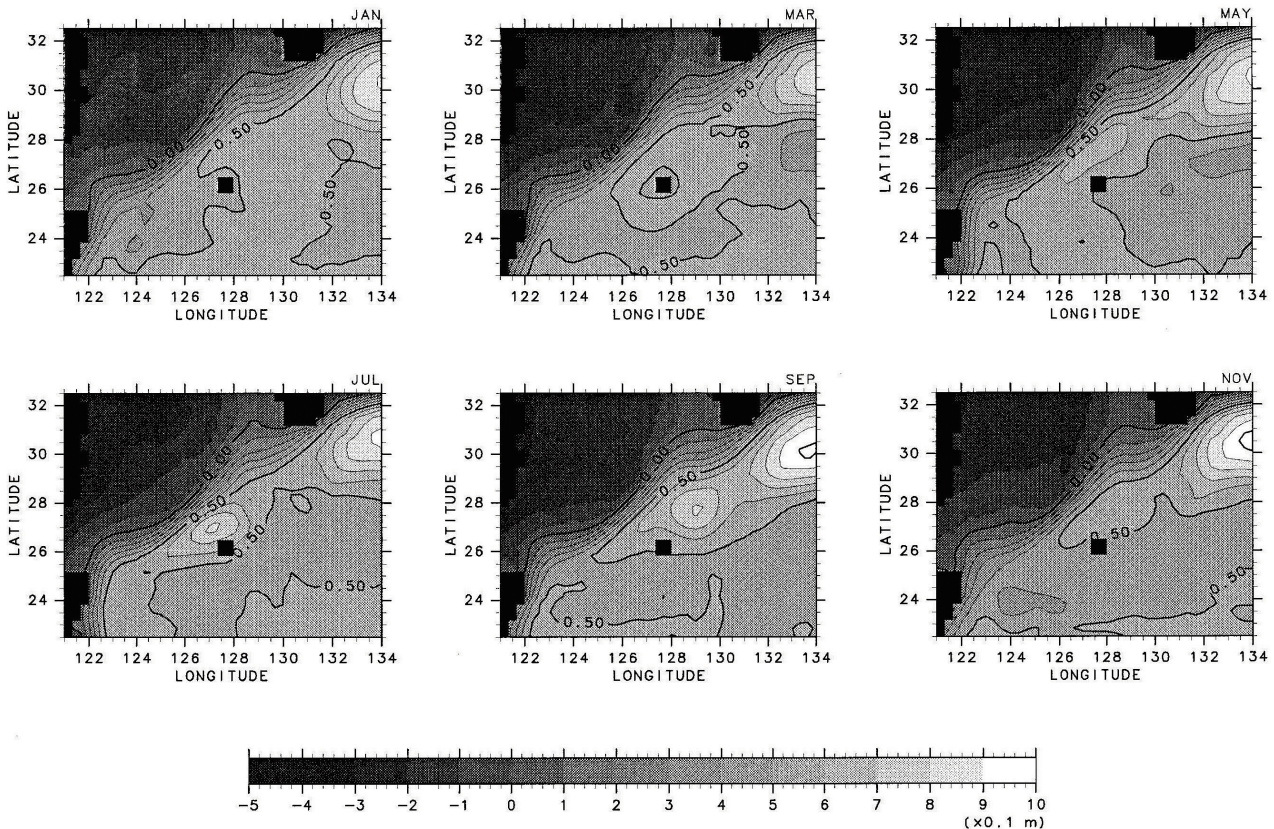


Fig. 16. Seasonal change in sea surface height around the East China Sea (output from Princeton Ocean Model). After Fig. 18 in Kagimoto and Yamagata (1997). ©American Meteorological Society. Used with permission.

ことを示したが、モデル海洋の東西スケールに対して陸棚斜面の幅を半分程度に設定しており、現実的な北太平洋に対する季節変動の解釈としては採用し難い。季節変動の遠隔プロセスに対して、海底地形と流れの非線形相互作用が流量に及ぼす影響を考える場合には、第1次近似としては、西岸の大陸棚斜面よりも伊豆・小笠原海嶺や南西諸島の方が重要であると考えられる。

最後に、フロリダ海流の季節変動に関する最近の研究動向を紹介する。Czeschel *et al.* (2012) は、アジョイント法を用いたデータ同化モデルを用いて、海底地形と風応力に対するフロリダ海流の季節変動の感度実験を行い、フロリダ海流の季節変動の位相は、北アメリカ大陸沿岸に沿った風応力に対する沿岸湧昇(沈降)によって励起された順圧ロスビー波によって決定されていることを示した。この西岸境界域内の局所応答は、季節変動の振幅の半分以上を説明できていた。残りの半分は内部領域の風応力変動に起因する遠隔応答によるが、遠隔応答では、流れと海底地形の非線形相互作用が強く影響することを示している。

2.4.2.2. 経年・十年規模変動

東シナ海の黒潮流量の経年変動は、日本南岸で黒潮が大蛇行流路となるか非大蛇行流路となるかを決定づける要因の一つとして、古くから詳しく研究されてきた(Kawabe (1995), ほか)。東シナ海の黒潮流量が目ざされた理由としては、PN線で地衡流量の長期時系列が得られていたこと、トカラ列島の複数の島々の潮位データを利用して黒潮流量指標の時系列が作成できたこと、トカラ海峡を通過する黒潮が日本南岸の定常大蛇行と非大蛇行流路に対して、上流域の境界条件を与えると考えられたことがあげられる。本総説では、日本南岸の黒潮大蛇行との関係に立ち入ることはせず、東シナ海の黒潮流量の経年変動の特徴と要因についてのみ、Andres *et al.* (2009) と Andres *et al.* (2011) を中心に最新の研究結果を紹介する。

2002年～2004年にかけて、東シナ海の黒潮の絶対流量を計測する目的で、日本、アメリカ合衆国、韓国の3か国共同で、PN線の周りにPIES (Pressure-sensor equipped Inverted Echo Sounder) と流速計で構成された観測網が展開された(Andres *et al.*, 2008a)。このデー

タを基準流速として、PN線に沿って人工衛星により観測された海面高度偏差の時系列(1993～2007年)から、黒潮の絶対地衡流量の時系列が作成された(Andres *et al.*, 2008b)。Andres *et al.* (2009) は、この時系列データを解析して、黒潮流量の経年変動の特徴と要因を調べた。その結果、東シナ海の黒潮流量はPDO指標の時系列と高い正の同時相関(年平均値の15年間の時系列で、相関係数は0.76)があり、これらの変動間には時間差がないことから、黒潮流量の経年変動プロセスを、PDOにともなう北太平洋中央部の風応力カールの変動が励起した順圧応答であるとした。

さらに、Andres *et al.* (2011) は、このプロセスを詳しく調べた。彼らは、順圧応答と傾圧応答を分離するために、PN線の黒潮流量の指標として、黒潮を横切る人工衛星の海面高度差と、歴史的海洋観測データから見積もった密度躍層($26.5\sigma_\theta$)の傾きの2つの時系列を作成し、PDOとこれらの時系列の相互相関関数を計算した。その結果、PDOと海面高度差の間には、時間差なしで正の相関と時間差7年(PDOが先行)で負の相関が得られた。一方、PDOと密度躍層の傾きの間には、時間差7年のみで負の相関が得られた。さらに、それらの変動の励起源を調べた結果、前者(時間差なし:順圧応答)の励起源は、彼らの先行研究(Andres *et al.*, 2009)と同様、北太平洋中央部(～北緯35度)の風応力カールであり、後者(時間差7年:傾圧応答)の励起源は東シナ海と同緯度帯(～北緯27度)の風応力カールであった。海面高度差がPDOに2つの異なる時間差で応答する理由として、彼らは順圧ロスビー波の伝播経路(wave guide)は f/H (コリオリパラメータ/水深)の等値線に従うのに対して、傾圧ロスビー波の伝播経路は等緯度線に沿うことを挙げている(Fig. 17)。

一方、Tanaka and Ikeda (2004) は、伊豆・小笠原海嶺が、経年変動周期の順圧ロスビー波と傾圧ロスビー波に対して透過性を持つかどうかを、成層流体モデルを用いた数値実験で調べ、北太平洋中央部で励起された周期3年以上の順圧ロスビー波は、ほとんど透過性はなく、傾圧ロスビー波のみが透過性を持つという結果を得た。この結果を踏まえると、Andres *et al.* (2011) の解釈については疑問の余地があり、PDOと時間差がない応答過程については、季節変動と同様に西岸境界域での局所応答

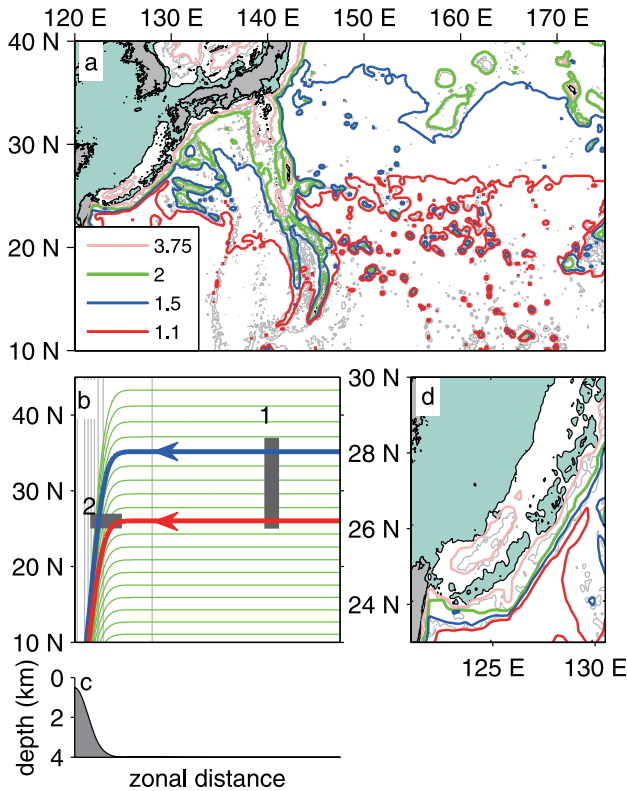


Fig. 17. (a) Potential vorticity ($PV=f/h$) contours ($\times 10^{-8} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) for realistic bottom topography. (b) PV contours for idealistic bottom topography. (c) Continental slope for the idealistic bottom topography. (d) Close-up of the western boundary region for (a). After Fig. 9 in Andres *et al.* (2011).

の可能性も視野に入れて、さらに精密な観測データ解析と数値実験からの考察が必要と考えられる。

2.5. 東シナ海陸棚斜面域での黒潮安定性

黒潮水と沿岸水の間には、黒潮前線 (Kuroshio Front) と呼ばれる明瞭な密度前線が存在する。この密度前線は、黒潮の高温・高塩分水と沿岸の低温・低塩分水の境界として水温でも塩分でも識別できる。黒潮の流れの安定性は、この黒潮前線の安定性に関連して顕著に季節変動する。黒潮の安定性の季節変動については、筆者らのグループによる一連の研究はあるものの、これまで多くの研究者の関心を呼ぶことはなかった。しかし、近年に

なって、超高解像度数値シミュレーションによって、海洋中のサブメソスケール擾乱が再現されるようになり、その運動エネルギーの季節変動が注目されるようになった。ここでは、筆者らの一連の研究を紹介したあと、最近注目されているサブメソスケール擾乱との関連性を考察する。

黒潮は、東シナ海北東部で大陸棚斜面から離れて東に転向し、トカラ海峡を通過してフィリピン海へ流出する。Nakamura *et al.* (2003) は、大陸棚斜面に沿って下流伝播する黒潮前線波動 (波長約 200 km) から出現した前線渦は、この海域で急速に発達して約 2 倍のスケールの低気圧渦に成長することを示した。Nakamura *et al.* (2006) は、この低気圧渦の出現状況が時間的にどのように変動するかを調べるため、1984 年～2004 年のトカラ海峡での黒潮流軸位置指標 (Kuroshio Position Index: KPI; Yamashiro and Kawabe, 1996) の時系列についてウェーブレット解析をおこない、KPI の 1～3 か月周期帯のエネルギーは、冬・春季に大きく、夏季に小さいという顕著な季節変動をもつことを示した (Fig. 18)。さらに、この変動は、PDO と同期して経年的に変調することを示した。また、Nakamura *et al.* (2012) は、奄美大島北西沖での係留観測より得た流速データと人工衛星の海面高度偏差の軌道データを利用して、トカラ海峡とは独立した KPI の時系列 (2000～2010 年) を作成し、同様の現象を確認した。

Nakamura *et al.* (2010) は、黒潮の流れの季節に依存した不安定化のメカニズムを調べるために、緯度・経度 $1/10^\circ$ 格子の高解像度海洋大循環モデル OFES (Masumoto *et al.*, 2004; Sasaki *et al.*, 2008) の出力データを解析し、黒潮が冬季に不安定化し夏季に安定化する現象は、OFES データにも明瞭に現れていることを示した (Fig. 19)。その原因として、彼らは、ジェット流上の風応力による非線形エクマン輸送に基づくメカニズムを提案した。それは、秋から初冬にかけて、東シナ海の黒潮上を黒潮に逆向して吹く季節風 (Fig. 2 参照) によるジェット流内の非線形エクマン輸送に伴って湧昇流が生じ、この湧昇流が黒潮の温度躍層を全体的に浅くするため、流軸が沖側にシフトし、陸棚斜面から黒潮が離れて不安定化が起こるといったものであった。しかし、その後、Nakamura *et al.* (2015) は、湧昇流は渦柱の伸縮 (温度躍層の上下動) よりも、相対渦度を変えていることを示した。湧昇

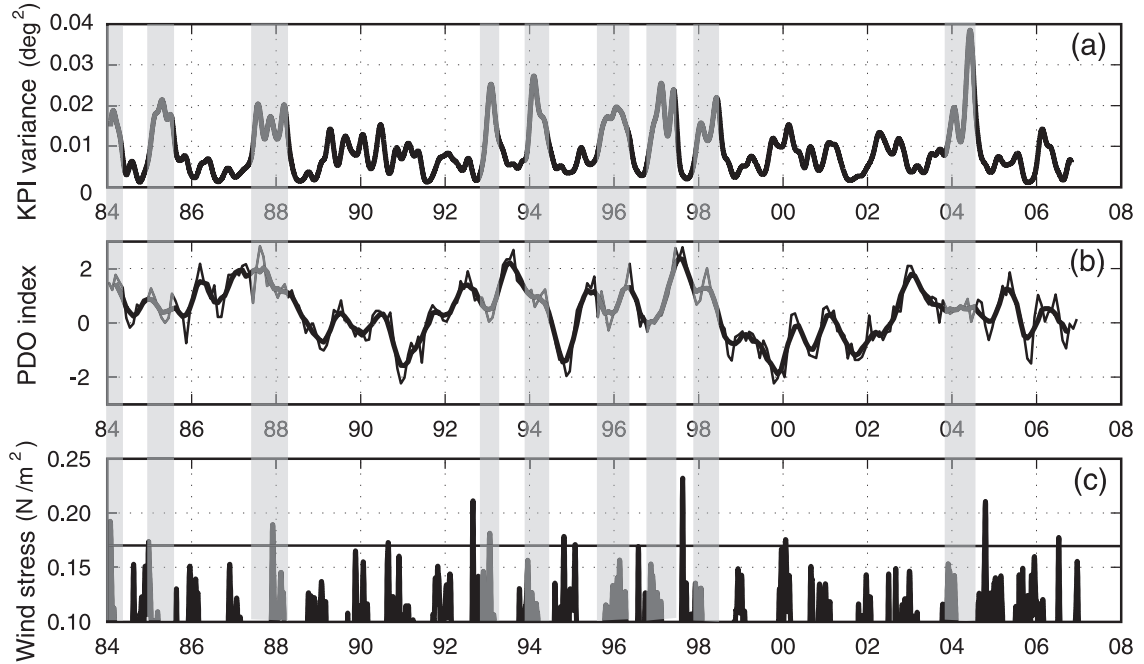


Fig. 18. (a) The 30–90-day variance time series of the Kuroshio position index (KPI) in the Tokara Strait, (b) the monthly mean PDO index, and (c) the daily mean wind stress amplitude in the Okinawa Trough (27.68°N, 125.68°E) in the NCEP/NCAR reanalysis data. After Fig. 15 in Nakamura *et al.* (2010). ©American Meteorological Society. Used with permission.

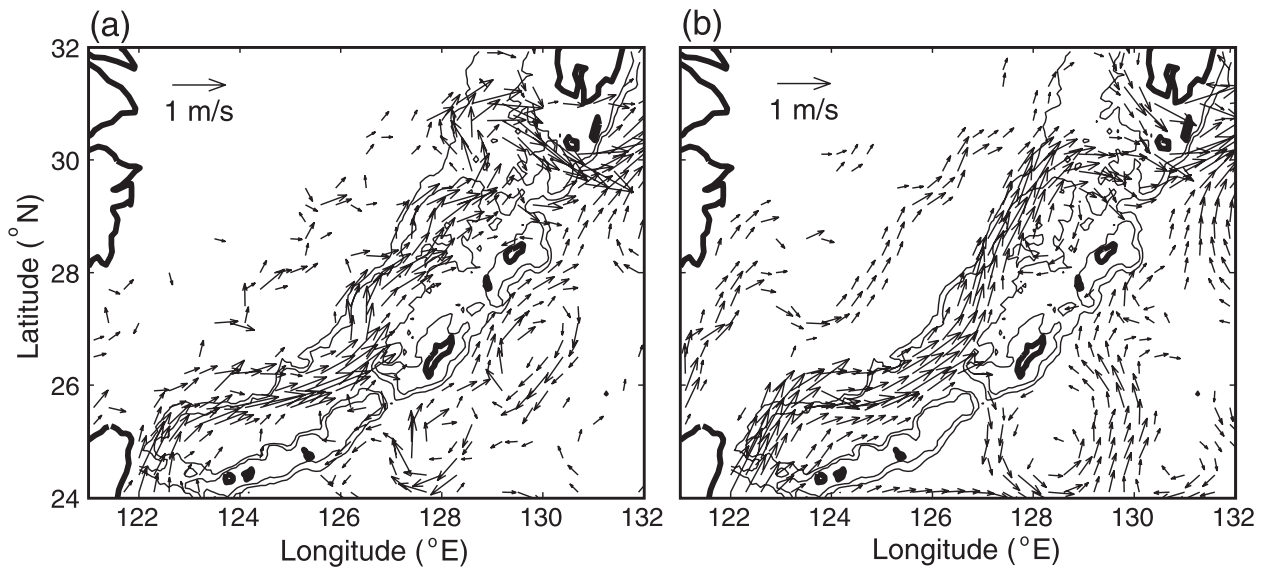


Fig. 19. Surface velocity fields around the Kuroshio in the East China Sea (data: outputs from a numerical model, OFES) in (a) unstable path (February 25, 1999), and (b) stable path (August 20, 1998). After Fig. 8 in Nakamura *et al.* (2010). ©American Meteorological Society. Used with permission.

流が温度躍層の上下動と相対渦度の変動のどちらに効果的に働くかは、黒潮の幅と変形半径のスケールの兼ね合いで決まる。湧昇流が相対渦度の強弱に結び付く場合は、黒潮流軸は沿岸側に移動する。このような修正も加わり、現時点で黒潮安定性の季節変動のメカニズムが確立されているとは言い難く、季節風に起因する仮説以外にも、幅広く原因を検討する必要がある。

Sasaki *et al.* (2014) は、超高解像度 (緯度・経度 $1/30^\circ$ 格子) の海洋大循環モデル OFES の結果を解析して、サブメソスケール擾乱のエネルギーは、冬に大きく夏に小さいことを示した。これは、数値計算のみの結果ではなく、メキシコ湾流域では観測結果からも認められる事実である (Callies *et al.*, 2015)。九州南西沖で起こる黒潮前線の冬・春季の不安定化現象も、空間スケールから考えると、サブメソスケール擾乱とみなすことができる。Sasaki *et al.* (2014) は、サブメソスケール擾乱は混合層不安定 (mixed layer instability; Boccaletti *et al.*, 2007) に起因して起こることを示している。それゆえ、九州南西沖の黒潮前線の冬季の不安定化と夏季の安定化は、冬季季節風による海面冷却に起因した混合層不安定によるサブメソスケール擾乱である可能性もあり、風応力に由来する黒潮の傾圧不安定と比較しながら研究を行う必要がある。

2.6. 九州東方の黒潮小蛇行

黒潮が、九州東方沿岸から離岸して蛇行する現象は、黒潮小蛇行として古くから知られていた (例えば, Solomon, 1978)。特に、この小蛇行は、下流伝播して遠州灘沖で大蛇行に発達することがあるので、その発生メカニズムが注目されてきた。近年、人工衛星海面高度計で観測された海面高度偏差の時空間分布が利用できるようになり、小蛇行の発生要因を中規模渦と黒潮の相互作用の観点から説明する研究が数多くおこなわれてきた (例えば, Ebuchi and Hanawa, 2003)。一方、1980年代前半までは、小蛇行の発生時期が冬から春に偏ることが盛んに議論されていた (例えば, Sekine and Toba, 1981)。しかし、そのあと現在に至るまで、小蛇行の季節性の実態把握、および形成メカニズムに関する研究はほとんど進むことはなかった。

Nakamura *et al.* (2015) は、小蛇行形成の季節依存性

について、再度、事実関係を明らかにするために、1982年～2011年の黒潮流軸位置データセット (海洋情報研究センター:MIRC) と AVISO の海面地衡流速データセット (1993年～2007年) を解析した。その結果、黒潮小蛇行は確かに冬季～春季に偏って発生するが、その季節依存性は、中規模渦由来と考えられる持続期間の長い小蛇行の発生に影響されて、年代ごとに変調することを示した (Fig. 20)。

さらに、Nakamura *et al.* (2015) は、小蛇行発生の季節依存メカニズムを理論と数値実験の両面から考察した。北緯 30° の海域では、中規模渦が約 100 日の周期で日本沿岸へ到来することは知られているが、それらの到来時期に季節依存性があるという報告はされていない。このため、彼らは、原因を季節風に帰着させて研究を行い、以下のメカニズムを提案した。秋から初冬にかけて東シナ海上で黒潮に逆向きの季節風が吹くと (Fig. 2 参照)、大陸棚斜面域の黒潮が沿岸側へシフトし、トカラ海峡の出口で黒潮が陸棚斜面を横切るように流れるため、渦柱が引き延ばされ低気圧性の渦 (正の相対渦度) が形成される。そして、この渦が発達すると小蛇行が形成される。ここで、黒潮に逆向 (順向) する風応力が黒潮を沿岸側へ (沖側へ) シフトさせるメカニズムは、ジェット流上の非線形エクマン輸送の発散に帰着される。この発散に由来する湧昇流が引き起こす正の相対渦度の注入は、黒潮の沿岸側 (沖側) の水平流速シアを強め (弱め) するため、流軸は沿岸側にシフトする。このメカニズムの概念図を、Fig. 21 に示す。

冬季季節風は黒潮に逆向きであるため、エクマン輸送により沿岸側へ黒潮がシフトするという仮説は、Farris and Wimbush (1996) によってルソン海峡のループ流路に対して適用され、Chen *et al.* (1996) によって台湾北東沖で黒潮が陸棚へ乗り上げる現象に対して適用された。しかし、これらの論文では、高々、表層 10 m のエクマン層内の流れが、なぜ黒潮のような内部領域の流れをシフトさせることができるかについては説明されていなかった。それに対し、Nakamura *et al.* (2015) は、ジェット流上の非線形エクマン輸送の発散に由来する湧昇流が、内部領域の流れをシフトさせるという仮説を提案した。非線形エクマン輸送の収束 / 発散の極性は、ジェット流の水平プロファイルが凹形状 (例えば、両指数関数) か

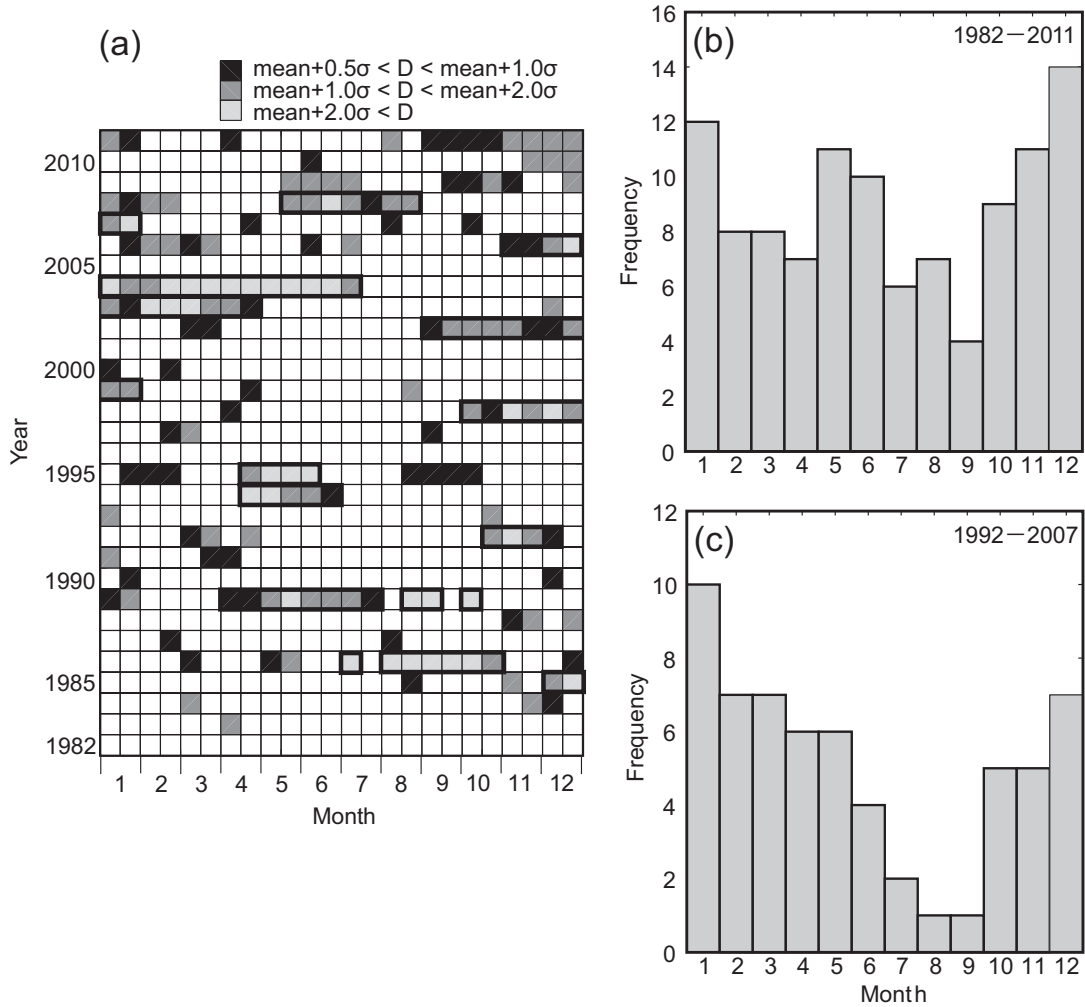


Fig. 20. (a) Time sequence of the appearance of Kuroshio small meanders during the period 1982-2011. Meanders are classified into three categories based on cross-slope distance (D). Large-amplitude meanders are emphasized by solid bold lines. Frequency-of-occurrence diagram of small meanders for each month in (b) 1982-2011 and (c) 1992-2007. After Figs. 4 and 5 in Nakamura *et al.* (2015).

凸形状 (例えば, ガウス関数) で異なる (Fig. 21 参照)。東シナ海における黒潮の水平プロファイルに関しては, 観測結果 (Nakamura *et al.*, 2012) から, 数値シミュレーションの結果 (Nakamura *et al.*, 2010) から, 両指数関数分布 (凹形状) とすることが妥当である。両指数関数分布は, ジェット流内で渦位が水平方向に一様であることに対応している。これは, 慣性境界流の性質であり, ルソン海峡や東シナ海など陸境界がない状況で維持されやすいと推測される。

2.7. 琉球列島周辺の中層海流系

北太平洋の西岸境界域は, 南シナ海, 東シナ海, 日本海, オホーツク海といった縁辺海に接続している。このため, 西岸境界流は, 複雑な海岸・海底地形の西岸境界域を流れ, 複雑に分岐する構造をしている。ここでは, これまで解説してきた黒潮の他に, 東シナ海周辺の西岸境界流の構成要素とみなせる, 琉球海流系 (Ryukyu

Current System), 大陸棚斜面反流 (Slope Countercurrent), ケラマギャップ通過流 (Kerama Gap through-flow) を取り上げ, その季節変動と経年・十年規模変動を考察する。

Fig. 22 は, Nishina *et al.* (2016) が示した東シナ海周辺の海流系の模式図である。この模式図には, 東シナ海

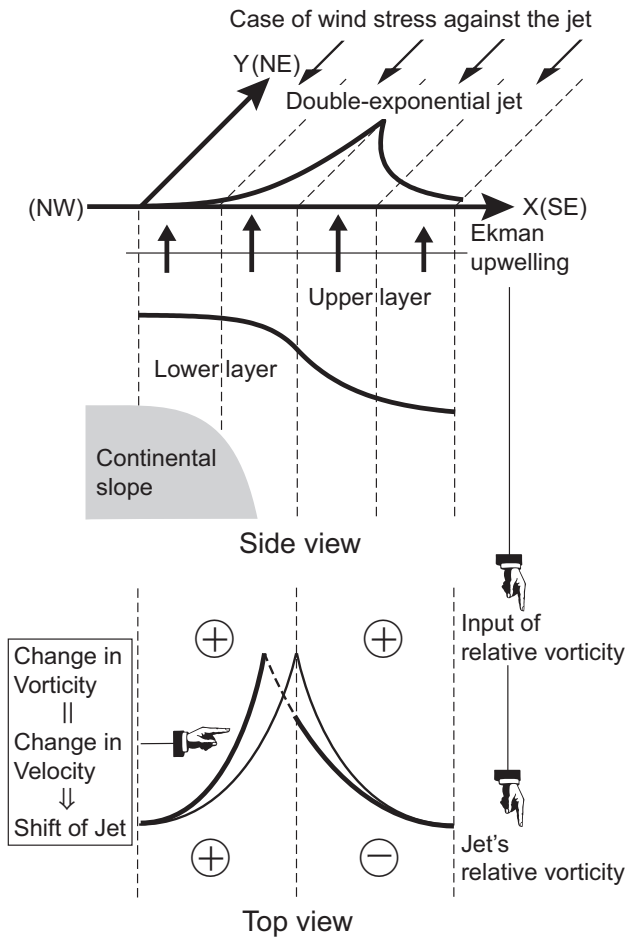


Fig. 21. Schematic view showing the mechanism, in which the shoreward shift of the Kuroshio path is forced by wind in late fall and early winter blowing against the Kuroshio through nonlinear Ekman divergence with assumption of a double-exponential cross-slope velocity profile. The upwelling caused by Ekman divergence induces positive relative vorticity into the Kuroshio, strengthening (weakening) velocity shear in the inshore (offshore) side.

周辺の海岸・海底地形に重ねて, 海洋表層と中層 (ここでは, 約 1500 m 深以浅) の海流系に関する知見がまとめられている。まず, 図に従って, 東シナ海周辺の海底地形の特徴を説明する。東シナ海は, 西側の大陸棚と東側の海盆 (沖縄トラフ) で構成されている。沖縄トラフ (最大水深: 約 2000 m) の深海部は, 琉球列島を構成する海嶺によってフィリピン海から分離されており, 主に両海域は 3 つの海峡で繋がっている。台湾東海峡 (East Taiwan Chanel: 正式名称は確立されていない) とトカラ海峡の最大シル水深 (sill depth) は, それぞれ 775 m と 690 m である。一方, 琉球列島の中間に位置するケラマギャップ (慶良間海裂) は, 幅は約 50 km と狭いが最大シル水深は 1100 m あり, 沖縄トラフとフィリピン海を繋ぐ最も深い海峡である。

次に, Fig. 22 に従って東シナ海周辺の海流系を概観する。この図では, 表層海流を灰色, 中深層海流を赤色の太線で示している。また, 実測に基づく海流を実線, 数

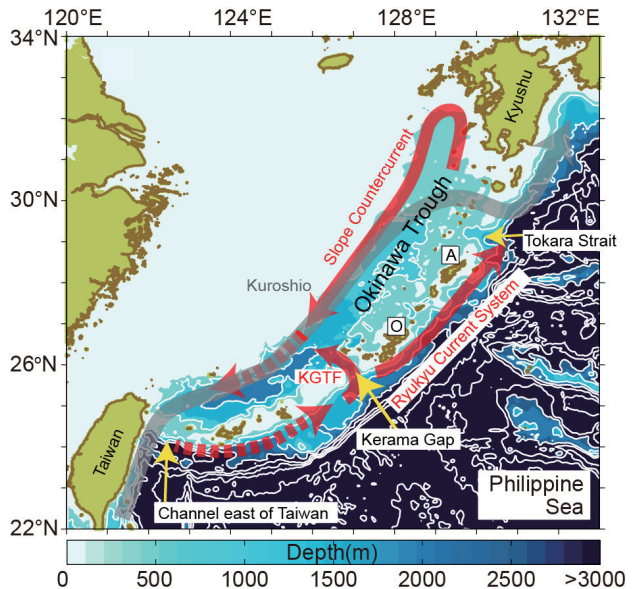


Fig. 22. Schematic view showing the current system around the Okinawa Trough. Note that solid lines are based on direct current measurements, whereas dashed lines are based on water mass analysis and outputs from numerical models. KGTF in the map means the Kerama Gap through-flow. Modified from Fig. 1 in Nishina *et al.* (2016).

値シミュレーションや水塊分析で間接的に推定された海流を破線で示している。表層海流として、黒潮は台湾東海峡から沖縄トラフに流入し、トカラ海峡から九州東方沖へ流出する。その平均流量は、約 19 Sv と見積もられている (Andres *et al.*, 2008a)。一方、中層海流として、琉球列島の東側斜面を琉球海流系が流れている。その平均流量は、琉球列島の南北で大きく異なるが、北部の奄美大島沖では約 18 Sv (Ichikawa *et al.*, 2004)、中部の沖縄本島沖では約 5 Sv (Zhu *et al.*, 2003) と見積もられている。琉球海流系はケラマギャップで分岐して、ケラマギャップ通過流となり約 2 Sv が沖縄トラフへ流入する (Na *et al.*, 2014)。Nakamura *et al.* (2013) と Nishina *et al.* (2016) は、ケラマギャップ通過流に伴う沖縄トラフの海洋循環について、以下のように推論している。ケラマギャップ通過流の浅水部 (約 700 m 以浅: 約 1.25 Sv) は、黒潮下層に取り込まれトカラ海峡から流出できる。しかし、深水部 (約 700 ~ 1100 m 深: 約 0.75 Sv) は、トカラ海峡のシルに阻まれるので、大陸棚斜面反流に取り込まれて反時計回りに沖縄トラフ中深層を巡回しながら湧昇したあと、黒潮下層に取り込まれてトカラ海峡から流出する。深水部のケラマギャップ通過流は、ケラマギャップと沖縄トラフの中深層で起こる強い鉛直混合に起因する湧昇流によって引き込まれている。特に、ケラマギャップ底層を通過して沖縄トラフ深層へ潜り込んだ海水は、約 5 ~ 10 年の滞留時間で湧昇している。この強い鉛直混合の原因は、ケラマギャップのシルの下流側で捕捉された内部重力波の碎波または跳水 (hydraulic jump) の他に、Parametric subharmonic instability (Hibiya *et al.*, 2007) を通して、沖縄トラフ内で鉛直低波数の M_2 内部潮汐波から鉛直高波数の近慣性内部重力波が形成され、その強い鉛直シアー流からエネルギーが乱流場に流れているためであることを示唆している。ケラマギャップを通じた沖縄トラフの中深層水塊の形成過程は、ルソン海峡を通じた南シナ海の中深層水塊の形成過程と類似している。

以下、琉球海流と大陸棚斜面反流について詳しく解説する。

2.7.1. 琉球海流系

琉球海流系については、奄美大島 (Ichikawa *et al.*,

2004) と沖縄本島 (Zhu *et al.*, 2003; Zhu *et al.*, 2005) の東側斜面で、1990 年代後半 ~ 2000 年代前半にかけて係留型流速計や PIES を用いた断面観測が実施され、断面流速構造や流量が把握された。一方、沖縄本島より南側では、宮古島沖で 2003 年 ~ 2004 年頃に海洋研究開発機構による係留観測 (Thoppil *et al.*, 2016) が実施されたが、組織的な断面観測は実施されておらず、断面流速構造や流量に関する観測的知見は得られていない。

ここでは、2000 年代前半までの観測の歴史をまとめた Nakamura *et al.* (2007, Sec. 1) を参考にして、琉球海流系の特徴を説明する。琉球海流系は沖縄本島を境に、北側と南側で大きく構造が異なる。北側では約 500 ~ 1000 m 深に明瞭な潜流構造をもつのに対し、南側では観測可能な流速をもつ流れはなくなる。このことは、南側の琉球海流系は、順圧的な傾向が強いことを示唆する。北側では、潜流の流速コア (最大流速部) は沿岸方向に強化されていることから、約 600 ~ 800 m 深の海底が琉球海流の強化に影響していると推測される。潜流の沖側には、弱いながら海面で強化された北上流が存在し、さらに沖側には深い構造を持つ南下流がある。このことは、琉球海流系が高気圧性の再循環構造を伴うことを示唆する。その特徴は気候値の海面流速ベクトル場 (Fig. 23)

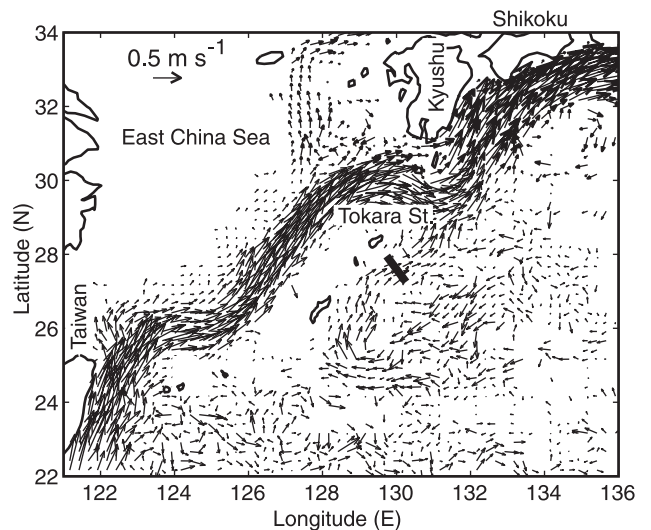


Fig. 23. Mean surface velocity vectors derived from drifting buoy WOCE data from 1989 to 1996. After Fig. 3 in Nakamura *et al.* (2007).

からもはっきりとわかる。定性的には、ここで記述した特徴と同じ描像が、再解析データ (NCODA reanalysis: 1993-2012) の解析からも示されている (Thoppil *et al.*, 2016)。

Nakamura *et al.* (2007) は、数値実験の結果に基づいて、琉球海流が沖縄本島より北側でのみ明瞭な潜流構造をもつ力学を、Fig. 24 に示す 2 層モデルの概念で説明した。鉛直第 1 モードの地形性ロスビー波がトカラ海峡の黒潮の沖側で形成され、琉球列島東方の陸棚斜面上を南方伝播する。この波は琉球列島東岸に沿って主温度躍層を押し下げるため、それが順圧的な西岸境界流に重なると、上層の北上流は弱化され下層の北上流は強化される。海底強化が沖縄本島より北方でのみ形成される理由は、地形性ロスビー波の南方伝播が、北太平洋内部領域から西方伝播し琉球列島東方の陸棚斜面に補足される鉛直第 1 モードの惑星ロスビー波の伝播によって阻害されるからである。

この力学は、琉球海流系が北側ほど強い潜流構造になる理由をある程度良く説明する。しかし、2 層モデルの限界から、現実の流速コアが中層に出現していることを説明できない。また、順圧流速場の形成過程についても触れられていない。順圧場においても傾圧場においても、琉球列島の東側斜面を伝播する地形性ロスビー波の重要性を疑う余地はないが、波動の励起源と励起メカニズムについては、より詳細な解析が必要である。Thoppil *et al.* (2016) の水平流速分布図からは、順圧場の波動励起源として四国沖の黒潮再循環流の重要性が強く示唆される。

琉球海流の季節変動については、観測データの解析結果は報告されていないが、Thoppil *et al.* (2016, Fig. 19) が再解析データを用いて検討している。それによると、奄美大島、沖縄本島、宮古島沖の 3 断面ともに、琉球海流系の流量は冬季に最大となり、夏季に最少となる。この流量の季節変動は、流速コアの強弱と対応している。興味深いのは、年平均流量は北 (奄美大島) から南 (宮古島) に向けて、12.4 Sv から 0.6 Sv に減少するのに対して、季節変動の振幅は 3 断面ともに約 10 Sv で変わらない点である。3 断面とも、1 月から 9 月にかけて緩やかに流量が減少し、10 月から 12 月に急激に増加する。この流量の季節変動パターンは、振幅を含めて、北緯 30 ~ 32 度の

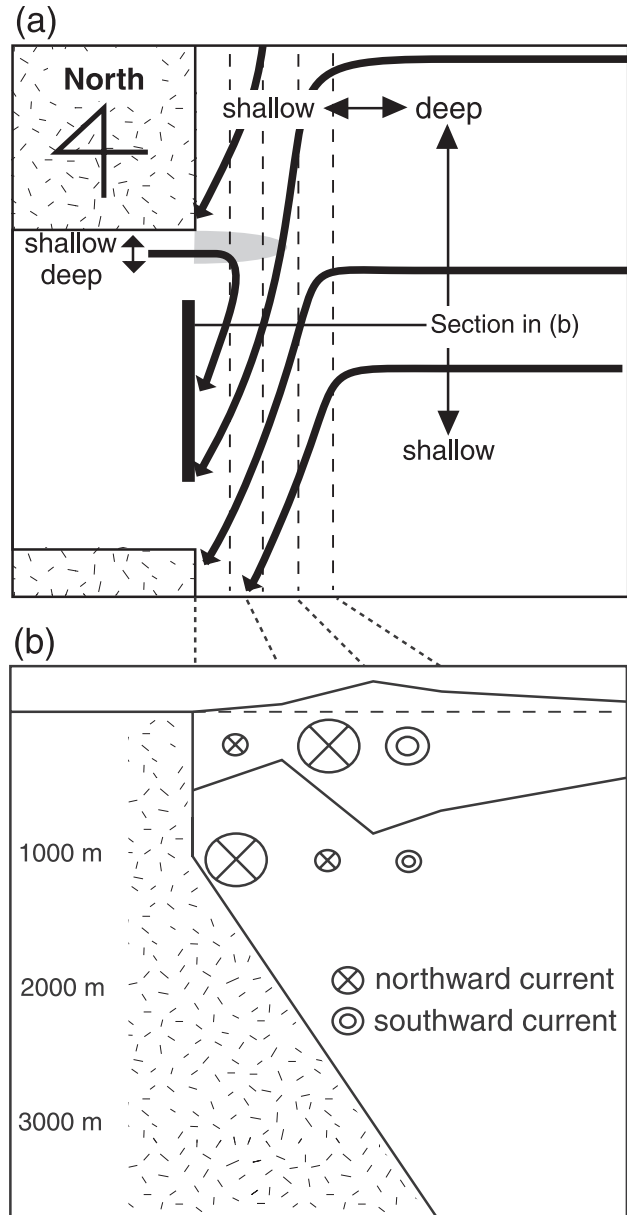


Fig. 24. Schematic view describing the formation mechanism of baroclinic structures of Ryukyu Current System, based on characteristics composing of barotropic current, and baroclinic topographic and planetary Rossby waves. (a) Characteristics and information on thermocline depths (“shallow” or “deep”) and deepening forcing due to slope-current interaction (shading). (b) Vertical section at the meridional barrier. After Fig. 18 in Nakamura *et al.* (2007).

伊豆-小笠原海嶺より西側のスベルドラップ流量の季節変動パターンに類似している (Fig. 15 を参照)。琉球海流の年平均流量には、地形性ロスビー波による四国沖の黒潮再循環流の南方への引き伸ばし (southward tail) が強く影響するが、季節変動にはそれらは影響せず、東からの順圧ロスビー波応答が支配的であるのかもしれない。

Yu *et al.* (2015) は、ケラマギャップ通過流の年周期変動について、Thoppil *et al.* (2016) と同一の再解析データを用いて調べ、その位相は夏に増加し、冬に減少すると報告している。ただし、その振幅は 1 SV 弱で、中規模渦による季節変動の振幅に比べて極めて小さい。彼らは、年周期変動の原因として、局所的な季節風による沖縄本島南西岸の沿岸ジェット流をあげたが、定量的な評価には至っていない。また、下層強化流であるケラマギャップ通過流と表層過程である沿岸ジェット流に因果関係があるかどうか論じていない。

2.7.2. 大陸棚斜面反流

Lie *et al.* (1998) は、沖縄トラフ北端の黒潮直下に黒潮とは逆向きの流れがあるという観測結果を報告した。彼らは、その流れを Slope Countercurrent (大陸棚斜面反流と邦訳) と名付けた。Nakamura *et al.* (2008) は、陸棚斜面に沿った斜面反流の空間的広がりや恒常性を観測し、斜面反流は沖縄トラフ北部の黒潮直下一帯に存在すること、さらに、冬から春に強化されるという季節変動をしていることを捉えた。斜面反流が強化される時期は、陸棚斜面に沿って黒潮が不安定化する時期と一致するため (2.5 節を参照)、斜面反流の形成メカニズムは黒潮の不安定化に起因すると考えられた。

Nakamura *et al.* (2008) は、斜面反流の形成メカニズムを明らかにするために OFES データの解析を行った。その結果、OFES データにも観測結果と同じ特徴を持つ現象が含まれていることがわかった。そして、斜面反流の形成メカニズムは、Neptune 効果 (Holloway, 1992) であることが強く示唆されること、つまり、沖縄トラフ北部では冬・春季に黒潮が不安定化し、それにより作られる黒潮擾乱が陸棚斜面と相互作用することにより斜面を右に見る流れが組織化されることを示唆した。

3. 季節変動の力学

第 2 章では、源流域から九州東方沖における黒潮の流路と流量の主要な変動現象を、海域毎に季節変動成分と経年・十年規模変動成分に分けて解説した。それらの現象では、内部領域の風系 (偏西風と貿易風) の変動に由来する遠隔応答 (スベルドラップ理論) に加えて、西岸境界域の季節風の変動に起因する局所応答 (陸棚波の伝播を含む) が重要であった。黒潮流路と流量の変動に関して、遠隔応答と局所応答のどちらが卓越メカニズムとなるかは、現象の時間スケールに依存している。一般的に、季節変動スケールでは、傾圧的な遠隔応答は見込めないで局所応答が卓越しやすいが、逆に、経年・十年規模スケールでは局所応答は傾圧的な遠隔応答に埋もれて不明瞭になる (2.1 節の力学的考察を参照)。例えば、このような傾向を持つ現象として、北赤道海流の分岐緯度の南北移動 (Qiu and Chen, 2010a)、ルソン海峡の黒潮のループ流路 (Yuan *et al.*, 2014)、台湾北東方の黒潮の陸棚への貫入 (Wu *et al.*, 2014) がある。ただし、台湾北東方の黒潮の陸棚への貫入は、台湾周辺の季節風の強さが経年・十年規模スケールで変動することにも関連付けられるので、経年・十年規模スケールでの局所応答の重要性を否定するものではない。Fig. 25 は、時間スケールごとに、内部領域と西岸境界域の風応力が黒潮に与える影響の強さを、矢印の太さで表現した概念図である。

本章では、黒潮流路と流量の季節変動に焦点を絞って、それらを支配する力学過程を海域横断的に考察する。

3.1. 流路の季節変動

流路の季節変動については、2.2 節：ルソン海峡での黒潮の南シナ海への貫入、2.3 節：台湾北東方の黒潮の陸棚上への貫入、2.6 節：九州東方の黒潮小蛇行の形成、で取り上げた。これらの現象は、いずれも、陸棚斜面に沿った直進流路から陸棚斜面を横切る蛇行流路へ遷移する現象であり、冬季に発生する点で形成時期が共通している。このように見ると、これらの流路の遷移過程は、お互いに共通した力学で説明できる可能性がある。これまで

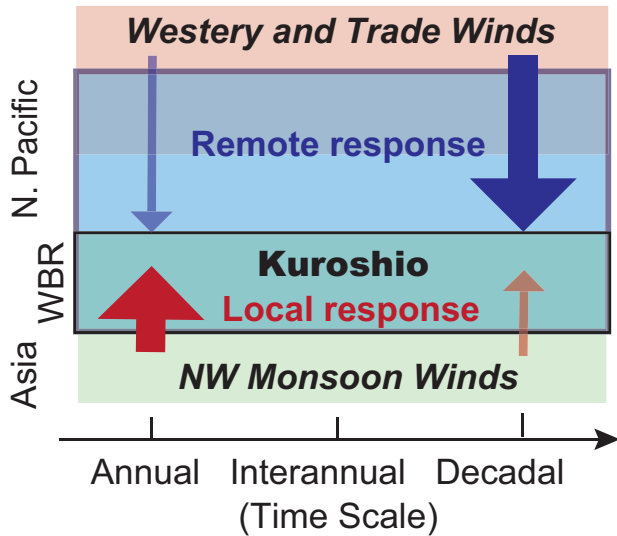


Fig. 25. Schematic diagram showing the contribution ratio of remote and local processes to the Kuroshio path and transport variations. Bold (thin) arrow indicates relatively large (small) contribution. N. Pacific: North Pacific, WBR: Western Boundary Region, and NW monsoon winds: Northwesterly Monsoon Winds.

提案された主要なメカニズムは、以下の通り、すべて局所プロセスに属している。ここでは、これらのプロセスが、北太平洋の西岸境界域一帯に適応できるかどうかを検証する。

1) 冬季季節風による非線形エクマン輸送に基づく仮説 (Nakamura *et al.*, 2015)

この仮説は、単純なエクマン輸送に基づく仮説 (例えば, Farris and Wimbush, 1996) の発展形とみなせる。単純なエクマン輸送仮説では、黒潮に逆向する冬季季節風は岸向きのエクマン輸送を引き起こすので黒潮を沿岸側へシフトさせるとする。しかし、高々表層 10 m 程度のエクマン層内の流れが、黒潮のような内部領域の流れの水平移動を引き起こすことが可能なのか疑問である。一方、非線形エクマン輸送の仮説は、黒潮のような内部領域の流れを水平移動させるメカニズムを与えている点で優れている。さらに、Nakamura *et al.* (2015) は、北太平洋西岸境界域の陸棚斜面は大きく湾曲している場所が多く、その上流・下流域で黒潮流軸が沿岸側へシフト

すると、黒潮流路は湾曲部で陸棚斜面を横切らざるを得なくなり、流路は直進流路から蛇行流路へと遷移すると結論付けている。このような湾曲部として、ルソン海峡、台湾北東方沖、九州南西と南東方沖がある。

Fig. 2 を見ると、たしかにルソン海峡付近から九州周辺に到るまで、晩秋から冬の季節風は黒潮の流れと逆向きに吹いているのに対し、初夏 (6, 7 月) の季節風は黒潮の流れと同じ向きに吹いている。したがって、この仮説は、ルソン海峡付近から九州付近まで適応可能と言える。しかし、本州南岸では、冬季季節風は岸に直交するように吹くため、この仮説は適応し難い。

2) ギャップを横切る流れの理論 (Sheremet, 2001)

この理論は、陸棚斜面に沿って流れる西岸境界流の陸棚斜面に存在するギャップ内への侵入が、流速の減少 (増加) にもなって促進 (抑制) される性質を取り扱っている。2.4 節で述べたように、黒潮の流量の季節変動は、台湾東岸沖から日本南岸に到るまで、夏季に大きく、冬季に小さい傾向をもつ。ルソン海峡では黒潮流量の季節変動に関する報告はないが、ルソン島沖では 3 月に最大、10 月に最少となることから、ルソン海峡でも黒潮流量は夏季に大きく冬季に小さい傾向があると考え、ルソン海峡から日本南岸に到るまで、ギャップに類似した海底地形を有する陸棚斜面域では、夏場よりも冬場の方が、流路は蛇行しやすい傾向があると考えられる。台湾の北側の陸棚斜面域および九州南西方の沖縄トラフ北端部が、ルソン海峡のようなギャップ地形と同等の機能をもつとみなせるならば、この仮説はこれら 3 海域に共通の原因と成り得る。

3) 熱フラックスと JEBAR に基づく仮説 (Oey *et al.*, 2010)

この仮説は、冬季季節風に起因する海面冷却によって黒潮流域の密度分布が変わり、JEBAR を介して蛇行が成長するというものである。海面冷却効果を JEBAR に帰着させて、陸棚斜面を横切るように黒潮を移動させるためには、黒潮の流下方向に非一様な海面冷却による非一様な密度変化が海底に到達することが条件となる。この仮説は、大陸棚縁辺の浅い陸棚斜面域を流れる黒潮外縁には適応できるが、水深が深い陸棚斜面中央域を流れる黒潮本体には適応し難いと考えられる。この理由から、台湾北東方沖の陸棚への黒潮の貫入以外には、この仮説

は適応し難いと言える。ただし、黒潮が陸棚斜面上で水平移動する時には、JEBARの影響は必ず現れるので、上に述べた1)と2)の仮説においてもJEBARの役割を評価する必要がある。

4) サブメソスケール擾乱の組織化に基づく仮説

既存研究に基づく上の3つの仮説に加えて、以下に第4の仮説を提案する。2.5節で、東シナ海の黒潮は冬から春にかけて不安定化し、黒潮前線波動からサブメソスケール渦が発達することを示した。例えば、九州南西の沖縄トラフ北端では、約100 kmスケールの低気圧性渦が融合して、流路変動を伴う約200 kmスケールの低気圧性渦が出現することが報告されている(Nakamura *et al.*, 2003)。さらに、北部沖縄トラフの深層では、Neptune効果によって数的に優勢な低気圧性渦が組織化し、黒潮下層に大陸棚斜面反流を形成することも示されている(Nakamura *et al.*, 2008)。近年の超高解像度数値シミュレーション結果(例えば、Sasaki *et al.*, 2014)からは、混合層不安定に起因して、サブメソスケール擾乱の運動エネルギーが冬季に海洋一帯で増加することが示唆されている。この結果に基づくなら、黒潮流域で冬季に発達するサブメソスケール擾乱からメソスケールの流路変動が出現する可能性も十分に考えられる。

黒潮流路の蛇行は、蛇行の発生海域に留まることなく、黒潮に流されて下流伝播するか、地形性ロスビー波として上流伝播することが可能である。したがって、ルソン島沖から日本南岸に到る各流域で発生する黒潮の蛇行は、お互いに独立したものではなく、移流と波動伝播を介在して、一つの定在波パターンである可能性も考えられる。

3.2. 流量の季節変動

台湾沖から日本南岸に到る黒潮流量の季節変動は、夏季に最大で冬季に最少という傾向がある。その一方で、ルソン島沖の黒潮流量は10月に最少で3月に最大(Fig. 10, Yaremchuk and Qu, 2004)である。また、琉球海流系の流量も夏季に最少で冬季に最大であることが報告されている(Thoppil *et al.*, 2016)。黒潮流量の季節変動は、黒潮流量をどの深度までの流量として定義するかで異なり、その実態の把握は難しい(2.4節の冒頭を参照)。

ここでは、台湾沖から日本南岸で認められた、夏季に最大で冬季に最少という年周期変動の力学について検討する。まず、第2章で紹介した研究を基に、以下のようにプロセスを整理する。

1) 順圧スベルドラップ流量による力学(例えば、Isobe and Imawaki, 2002)

夏季に最大で冬季に最少という年周期変動は、スベルドラップ流量の季節変動と位相が180度逆である。伊豆-小笠原海嶺や南西諸島の海底地形効果を考慮しても、この位相関係を遠隔プロセスで説明することは難しい。しかし、海底地形と流れの相互作用の効果を導入することによって、スベルドラップ流量の季節変動の振幅に比べて、現実の季節変動の振幅が著しく小さいという事実は良く説明される。

2) 冬季季節風による力学(Kubota *et al.*, 1995; Czeschel *et al.*, 2012)

Kubota *et al.* (1995)は、順圧モデルを用いた数値実験結果に基づいて、陸棚斜面に沿った方向の風応力は、斜面を横切る方向の水深の違いに起因して黒潮に渦度を注入するので、黒潮流量が減少するという局所プロセスを提案した。しかし、この仮説には、量的な関係が成り立たないという欠点がある。一方、黒潮と同様に、流量が夏季に最大で冬季に最少となるフロリダ海流については、Czeschel *et al.* (2012)が、北米大陸の東海岸に沿った沿岸湧昇/沈降に強制された順圧モードの地形性ロスビー波が季節変動の位相を決定していることを示している。したがって、黒潮流量の季節変動についても、日本南岸から源流域までの沿岸海洋の季節風に対する順圧および傾圧モードの地形性ロスビー波応答が重要な役割を果たしている可能性が高い。ただし、北太平洋の西岸境界域には、オホーツク海、日本海、東シナ海、南シナ海といった縁辺海と伊豆・小笠原海嶺があるため、陸棚斜面に捕捉されて伝播する波動の特性を理解することは難しい。

Kida *et al.* (2016)は、対馬暖流、宗谷暖流、津軽暖流の流量の季節変動が同期して、夏に最大で冬に最少となることを示し、その理由を以下のように説明している。すなわち、亜寒帯の陸岸(カムチャツカ半島とオホーツク海西岸)に沿って吹く季節風によって励起された傾圧ケルビン波は、宗谷海峡で海面変位変動を引き起こし、

それが日本海全体の順圧応答を引き起こすため、これら3つの海流は同期して季節変動する、というものである。

対馬暖流、宗谷暖流、津軽暖流の季節変動は、黒潮流量の季節変動とも同期している。このことは、黒潮と縁辺海の通過流量の季節変動を統合した力学が成り立つ可能性を示唆している。すなわち、縁辺海をもつ北太平洋の西岸境界領域において、西岸境界領域上の風応力場の季節変動が、黒潮と縁辺海の通過流量の季節変動を支配している可能性があり、その力学の解明が必要であると考えられる。

3) 運動エネルギーの散逸による力学

上に述べた2つのプロセスは、いずれも、黒潮流量の季節変動を説明するための要素として必要だと考えられる。さらに、ここでは、西岸境界流での運動エネルギーの散逸過程と流量の季節変動の関係を取り上げる。

Zhai *et al.* (2008) は、メキシコ湾流域の渦運動エネルギー (Eddy Kinetic Energy: EKE) は夏季に高く、冬季に低いことを示した上で、この事実は、海洋表層が最も傾圧的に不安定な状態にあるのは晩冬であることと矛盾するとして、その理由を以下のように考察した。第1の理由は、EKEの散逸にかかる時間が、冬季よりも夏季の方が長いことである。夏季は、海面加熱により海面付近が成層するので、このキャッピング効果により大気と海洋内部の相互作用が断たれるのでEKEが散逸し難いとした。第2の理由は、海面流速に相対的な風速による海面風応力を考える場合、風応力は常に海流の相対渦度を弱めるように渦度をインプットするので、必ず海流を弱めるように働く (Duhaut and Straub, 2006; Zhai and Greatbatch, 2007) ことである。その大きさは風速の2乗に比例するので、夏季に比べて冬季のEKEは減少することになる (Fig. 3 参照: 黒潮上に形成される局所的風応力カールは黒潮の相対渦度分布と逆符号であることに注意)。Zhai *et al.* (2008) は、メキシコ湾流域のEKEの季節変動を考察したものであるが、それを黒潮の平均流速場の季節変動に対して適応しても不都合はない。

この問題は、より大きな視点では、風応力によってインプットされた風成循環のエネルギーが、どのような物理過程で散逸しているのかを明らかにする海洋物理学の基本的問題といえる (Ferrari and Wunsch, 2009)。西岸境界流のエネルギー散逸に関わるプロセスとして、Rain-

ville and Pinkel (2004) や Nagai *et al.* (2015) は、非地衡流から放射される近慣性内部重力波の碎波が重要な役割を担うことを示唆している。2.5節で示した通り、東シナ海北東部の黒潮は夏季に安定化し、冬季に不安定化する傾向がある。冬季の黒潮の不安定化現象が、西岸境界域のいたるところで起きているなら、夏季よりも冬季の方が黒潮のエネルギー散逸は高いかもしれない。このプロセスでは、夏季よりも冬季に高い運動エネルギーをもつサブメソスケール擾乱の散逸と組織化の割合が重要であると考えられる。

4. 将来の課題とまとめ

本総説は、黒潮流路と流量の季節変動と経年・十年規模変動について、ルソン島沖から日本南岸沖までを俯瞰し、海域毎の共通点と相違点を認識することによって、より包括的な黒潮理解の枠組みを築く手がかりを得ることを目的としていた。このような観点から、本章では、今後、黒潮流路と流量の季節変動と経年・十年規模変動の力学の解明に向けて組織的に取り組むべき課題を提起する。

第3章では、黒潮流量の季節変動と経年・十年規模変動の力学に対して、西岸境界の陸棚斜面を南方伝播する地形性ロスビー波が重要な役割を果たすことを指摘した。その根拠として、フロリダ海流の流量の季節変動に関する Czeschel *et al.* (2012)、東シナ海の黒潮流量の経年・十年規模変動に関する Andres *et al.* (2011)、琉球海流の定常場の形成に関する Nakamura *et al.* (2007) や Thoppil *et al.* (2016) の研究成果を挙げた。さらに、対馬暖流、宗谷暖流、津軽暖流の流量の季節変動に対して、亜寒帯の陸岸に沿って伝播する傾圧モードの沿岸ケルビン波と、それに起因する日本海の順圧応答の重要性を示唆した Kida *et al.* (2016) の研究成果を挙げた。これらの問題に対する解答を得るためには、北太平洋西岸の陸棚斜面に捕捉されて伝播する波動 (陸棚波) を観測で捉え、その励起源と伝播特性を季節変動成分と経年・十年規模変動成分に分けて理解することが必要となる。それと同時に、このような陸棚波が、ルソン海峡付近から日本南岸で同期した黒潮の流量変動 (さらには対馬暖流、宗谷暖流、津軽暖流の流量変動) を引き起こし得るかどうか

を数値実験と理論から考察し、その力学モデルを構築する必要がある。

ここで、1つの観測計画を提案する。本観測計画は、低緯度域から高緯度域に到る広範囲の陸棚斜面に沿って大規模な係留観測網を構築し、順圧モードと傾圧モードの陸棚波の伝播を観測することを目的としている。海底までの積分流量を支配する順圧モードの陸棚波は、 f/H (f : コリオリパラメータ, H : 水深) の等値線に沿って、海底での圧力変化を高時間分解能で精度よく計測して捉えることができる。一方、表層流量を支配する傾圧モードの波動は、海底地形の拘束が弱くなるので、海面力学高度や海底圧力を陸棚斜面域一帯で面的に観測する必要がある。順圧モードと傾圧モードの陸棚波を同時に観測する方法として、CPIES (Current and Pressure-sensor-equipped Inverted Echo Sounder) を陸棚斜面に沿って広域に多数設置する方法がある。例えば、黒潮統流の変動力学の総合的理解を目指した Kuroshio Extension System Study (KESS: 例えば Na *et al.*, 2012) では、約 50 台の CPIES をアレイ状に展開している。CPIES は米国ロードアイランド大学で開発された、音波の到達時間から密度の鉛直プロファイルを推定することができ、かつ海底圧力と海底直上の流速を計測・記録する観測機器である。日本における IES の利用は、1990 年代後半に足摺岬沖黒潮協同観測 (Imawaki *et al.*, 1997) で始まった後、2000 年代後半まで海洋研究開発機構で継続されていたが、現在は途絶えている。一方、アジアでは中国と韓国で継続的に利用されている。日本で CPIES を導入するにしても、それに代わる観測技術を開発するにしても、国際協力関係を築きながら組織的に腰を据えて取り組まなければ観測の実現は難しい。現場観測で得られる海面力学高度と海底圧力のデータの各々を、人工衛星で得られる海面高度 (AVISO 提供) と海底圧力 (Gravity Recovery and Climate Experiment/Ocean Bottom Pressure: GRACE/OBP, <http://grace.jpl.nasa.gov>) のデータと組み合わせることにより、より長期的な広域での解析が可能となる。

陸棚斜面を伝播する波動については、波動の励起源の特定に加えて伝播過程を調べるのが重要である。波動の伝播過程では、波動と海底地形および一般流との相互作用とともに、遠隔応答の影響範囲を支配する波動の減

衰過程を調べる必要がある。波動エネルギーの散逸には、海底摩擦の他に、様々な時空間スケールの水平・鉛直乱流が寄与していると考えられる。さらに、水平シアー流に相対的な風応力が、水平シアーを弱めるように働く効果 (Tsujino *et al.*, 2013; Nakamura *et al.*, 2015) も重要であると考えられる。黒潮流路と流量変動の数値予報の精度は、この波動の減衰率に大きく依存すると考えられるので、数値モデル内の渦粘性係数や渦拡散係数のパラメトリゼーションの問題は極めて重要である。この問題は、第 3 章で解説した黒潮のエネルギー散逸の問題と同じであり、観測と理論からの物理過程の探求と同時に、数値モデルのパラメトリゼーション手法の開発が将来の課題として存在する。

黒潮流路の季節変動に関する力学は、流量変動に依存する仮説と依存しない仮説の 2 つに大別される。流量変動に依存する仮説とは、Sheremet (2001) に依拠しながら、西岸境界域の季節風が黒潮流量の季節変動を引き起こし、それが黒潮流路の季節変動を引き起こすというものである。他方、流量変動に依存しない仮説には、黒潮に対して逆向きに吹く冬季季節風に起因する非線形エクマン応答によって、黒潮流軸が沿岸側へシフトするため蛇行モードが励起されるというもの (Nakamura *et al.*, 2015) と、冬季の混合層不安定が蛇行モードを励起するとするものである。これらの仮説のどれが季節変動に対して本質的であるかを、数値実験や観測データ解析から明らかにする必要がある。

近年、実測に基づく時系列データではなく、再解析データを利用する研究が増えている。データ同化手法による再解析データは、実測観測データに比べて、3 次元的な広がりを持った情報を提供するという著しい利点がある。本総説でも取り上げた、Thoppil *et al.* (2016) による琉球海流系の解析は、そのよい例である。今後は、再解析データを用いた研究が主流になることが予想される。再解析データを用いた研究は、多額の予算の確保からはじまる観測研究と異なり、短時間で研究成果に結びつく個人的研究が成り立つ。その意味で、若手研究者であっても、独創的な優れたアイデアを基に、世界的な研究成果を上げることができる。ただし、再解析データは、今のところ、インプットされる観測データの制約から、海洋表層の中規模現象に関する再現性は保証されている

が、サブメソスケール現象や中深層の流れ場については、その再現性の程度は明らかではない。したがって、これらを解析する際には、常に観測データと組み合わせて利用されるべきであり、その意味で、従来のスタイルの観測研究を継続的に続ける必要がある。黒潮流域は、複数の国の排他的経済水域 (EEZ) に属するため、どの国でも自由に観測できるというわけではない。少なくとも日本の EEZ における黒潮観測に関しては、我が国が国際的な観測計画をリードする努力をしなければならない。

非線形性が強い黒潮の流動現象には、その原因として複数の仮説が成り立ち、そのどれが有力かを限られた期間の観測資料で証明することは難しい。卓越する力学機構が、解析の対象期間によって異なる可能性がある。しかし、物理学において、わかるということは、個別の事例に個別の説明を与えることではなく、より広範な事例に適用できる、より一般的な法則を見出すことである。黒潮の流路・流量変動の力学を理解する従来のパラダイムは、偏西風と貿易風で構成される内部領域の風系の変動に対する惑星ロスビー波応答、つまりスベルドラップ理論であった。本総論では、新しい理解のパラダイムとして、北西季節風で構成される西岸境界域の風系に対する局所応答と遠隔応答 (陸棚波応答) の体系を提示した。

謝 辞

本総説をまとめるにあたり、査読者の升本順夫博士、担当編集委員の市川洋博士から多くの有益な助言を頂きました。ここに記し、謝意を表します。

References

- Andres, M., Y.-O. Kwon, and J. Yang (2011) : Observations of the Kuroshio's barotropic and baroclinic responses to basin-wide wind forcing, *J. Geophys. Res.*, **116**, C04011.
- Andres, M., J.-H. Park, M. Wimbush, X.-H. Zhu, K.-I. Chang, and H. Ichikawa (2008a) : Study of the Kuroshio/Ryukyu Current system based on satellite-altimeter and in situ measurements, *J. Oceanogr.*, **64**, 937–950.
- Andres, M., J.-H. Park, M. Wimbush, X. Zhu, H. Nakamura, K. Kim, and K.-I. Chang (2009) : Manifestation of the Pacific Decadal Oscillation in the Kuroshio, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L16602.
- Andres, M., M. Wimbush, J.-H. Park, K.-I. Chang, B.-H. Lim, D. R. Watts, H. Ichikawa, and W. J. Teague (2008b) : Observations of Kuroshio flow variations in the East China Sea, *J. Geophys. Res.*, **113**, C05013.
- Boccaletti, G., R. Ferrari, and B. Fox-Kemper (2007) : Mixed layer instabilities and restratification, *J. Phys. Oceanogr.*, **38**, 2228–2250.
- Callies, J., R. Ferrari, J.M. Klymak, and J. Gula (2015) : Seasonality in submesoscale turbulence, *Nat. Commun.*, **6**, 6862–6869.
- Chang, Y.-L., and L.-Y. Oey (2011) : Interannual and seasonal variations of Kuroshio transport east of Taiwan inferred from 29 years of tide-gauge data, *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L08603.
- Chang, Y.-L., and L. Oey (2012) : The Philippines-Taiwan oscillation : Monsoon-like interannual oscillation of the subtropical-tropical western North Pacific wind, *J. Clim.*, **25**, 1597–1618.
- Chang, Y.-L., L.-Y. Oey, C.-R. Wu, and H.-F. Lu (2010) : Why are there upwellings on the northern shelf of Taiwan under northeasterly winds?, *J. Phys. Oceanogr.*, **40**, 1405–1417.
- Chen, H.T., X.H. Yan, P.T. Shaw, and Q.N. Zheng (1996) : A numerical simulation of wind stress and topographic effects on the Kuroshio current path near Taiwan, *J. Phys. Oceanogr.*, **26**, 1769–1802.
- Czeschel, L., C. Eden, and R. J. Greatbatch (2012) : On the driving mechanism of the annual cycle of the Florida Current transport, *J. Phys. Oceanogr.*, **42**, 824–839.
- Duhaut, T. H., and D. N. Straub (2006) : Wind stress dependence on ocean surface velocity : Implications for mechanical energy input to ocean circulation, *J. Phys. Oceanogr.*, **36**, 202–211.
- Ebuchi, N., and K. Hanawa (2003) : Influence of mesoscale eddies on variations of the Kuroshio path south of Japan, *J. Oceanogr.*, **59**, 25–39.
- Farris, A., and M. Wimbush (1996) : Wind-induced intrusion into the South China Sea, *J. Oceanogr.*, **52**, 771–784.
- Ferrari, R., and C. Wunsch (2009) : Ocean circulation kinetic energy : Reservoirs, sources, and sinks, *Annu. Rev. Fluid Mech.*, **41**, 253–282.
- Gilson, J., and D. Roemmich (2002) : Mean and temporal variability in Kuroshio geostrophic transport south of Taiwan (1993–2001), *J. Oceanogr.*, **58**, 183–195.
- Hayasaki, M., R. Kawamura, M. Mori, and M. Watanabe (2013) : Response of extratropical cyclone activity to the Kuroshio large meander in northern winter, *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 2851–2855.
- Hibiya, T., M. Nagasawa, and Y. Niwa (2007) : Latitudinal dependence of diapycnal diffusivity in the thermocline observed using a microstructure profiler, *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L24602.
- Holloway, G. (1992) : Representing topographic stress for large-scale ocean models, *J. Phys. Oceanogr.*, **22**, 1033–1046.
- Hsin, Y.-C., B. Qiu, T.-L. Chiang, and C.-R. Wu (2013) : Seasonal to interannual variations in the intensity and central position of the surface Kuroshio east of Taiwan, *J. Geophys. Res.*, **118**, 4305–4316.
- Hu, D.X., L.X. Wu, W.J. Cai, A. Sen Gupta, A. Ganachaud, B. Qiu, A.L. Gordon, X.P. Lin, Z.H. Chen, S.J. Hu, G.J. Wang, Q.Y. Wang, J. Sprintall, T.D. Qu, Y. Kashino, F. Wang, W.S. Kessler (2015) : Pacific western boundary currents and their roles in climate, *Nature*, **522**, 299–308.
- Hwang, C., C.-R. Wu, and R. Kao (2004) : TOPEX/Poseidon observations of mesoscale eddies over the Subtropical Countercurrent : Kinematic characteristics of an anticyclonic eddy and a cyclonic eddy, *J. Geophys. Res.*, **109**, C08013.
- Ichikawa, H., and R. Beardsley (1993) : Temporal and spatial variability of volume transport of the Kuroshio in the East China Sea, *Deep-Sea Res.*, **40**, 583–605.
- Ichikawa, H., H. Nakamura, A. Nishina, and M. Higashi (2004) : Variability

- of northeastward current southeast of northern Ryukyu Islands. *J. Oceanogr.*, **60**, 351–363.
- Ichikawa, K., R. Tokeshi, M. Kashima, K. Sato, T. Matsuoka, S. Kojima, and S. Fujii (2008) : Kuroshio variations in the upstream region as seen by HF radar and satellite altimetry data. *Int. J. Remote Sens.*, **29**, 6417–6426.
- Igeta, Y., K. Yamazaki, and T. Watanabe (2015) : Amplification of coastal-trapped waves resonantly generated by wind around Sado Island, Japan. *J. Oceanogr.*, **71**, 41–51.
- Imawaki, S., H. Uchida, H. Ichikawa, M. Fukasawa, S. Umatani, and ASUKA Group (1997) : Time series of the Kuroshio transport derived from field observation and altimetry data. *International WOCE Newsletter*, **25**, 15–18.
- Isobe, A., and S. Imawaki (2002) : Annual variation of the Kuroshio transport in a two-layer numerical model with a ridge. *J. Phys. Oceanogr.*, **32**, 994–1009.
- Kagimoto, T., and T. Yamagata (1997) : Seasonal transport variations of the Kuroshio : An OGCM simulation. *J. Phys. Oceanogr.*, **27**, 403–418.
- Kashino, Y., N. Espana, F. Syamsudin, K.J. Richards, T. Jensen, P. Dutrieux, and A. Ishida (2009) : Observations of the North Equatorial Current, Mindanao Current, and the Kuroshio Current system during the 2006/07 El Niño and 2007/08 La Niña. *J. Oceanogr.*, **65**, 325–333.
- Kawabe, M. (1995) : Variations of current path, velocity, and volume transport of the Kuroshio in relation with the large meander. *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 3103–3117.
- Kida, S., and B. Qiu (2013) : An exchange flow between the Okhotsk Sea and the North Pacific driven by the East Kamchatka Current. *J. Geophys. Res.*, **118**, 6747–6758.
- Kida, S., B. Qiu, J. Yang, and X. Lin (2016) : The annual cycle of the Japan Sea thoroughflow. *J. Phys. Oceanogr.*, **46**, 23–39.
- Kim, Y.Y., T. Qu, T. Jensen, T. Miyama, H. Mitsudera, H.-W. Kang, and A. Ishida (2004) : Seasonal and interannual variations of the North Equatorial Current bifurcation in a high-resolution OGCM. *J. Geophys. Res.*, **109**, C03040.
- Kubota, M., H. Yokota, and T. Okamoto (1995) : Mechanism of the seasonal transport variation through the Tokara Strait. *J. Oceanogr.*, **51**, 441–458.
- Lie, H.-J., C.-H. Cho, and A. Kaneko (1998) : On the branching of the Kuroshio and the formation of slope countercurrent in the East China Sea, p. 25–41, In *Proceedings of Japan-China Joint Symposium on Cooperative Study of Subtropical Circulation System*, Seikai Natl. Fish. Res. Inst., Nagasaki.
- Masumoto, Y., H. Sasaki, T. Kagimoto, N. Komori, A. Ishida, Y. Sasai, T. Miyama, T. Motoi, H. Mitsudera, K. Takahashi, H. Sakuma, and T. Yamagata (2004) : A fifty-year eddy-resolving simulation of the world ocean-Preliminary outcomes of OFES (OGCM for the Earth Simulator), *J. Earth Simul.*, **1**, 35–56.
- Metzger, E. J., and H. E. Hurlburt (2001) : The nondeterministic nature of Kuroshio penetration and eddy shedding in the South China Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, **31**, 1712–1732.
- Miyazawa, Y., and S. Minato (2000) : POM and two-way nesting POM study of Kuroshio damping phenomenon caused by a strong wind. *J. Oceanogr.*, **56**, 275–294.
- Na, H., J.-H. Park, D. R. Watts, K. A. Donohue, and H. J. Lee (2012) : Near 13 day barotropic ocean response to the atmospheric forcing in the North Pacific. *J. Geophys. Res.*, **117**, C12019, doi:10.1029/2012JC008211.
- Na, H., M. Wimbush, J.-H. Park, H. Nakamura, and A. Nishina (2014) : Observations of flow variability through the Kerama Gap between the East China Sea and the Northwestern Pacific. *J. Geophys. Res.*, **119**, 689–703.
- Nagai, T., A. Tandon, E. Kunze, and A. Mahadevan (2015) : Spontaneous Generation of Near-Inertial Waves by the Kuroshio Front. *J. Phys. Oceanogr.*, **45**, 2381–2406.
- Nan, F., H. Xue, F. Chai, L. Shi, M. Shi, and P. Guo (2011) : Identification of different types of Kuroshio intrusion into the South China Sea. *Ocean Dyn.*, **61**, 1291–1304.
- Nan, F., H. Xue, and F. Yu (2015) : Kuroshio intrusion into the South China Sea : An review. *Progress Oceanogra.*, **137**, 314–333.
- Nakamura, H., R. Hiranaka, D. Ambe, T. Saito (2015) : Local wind effect on the Kuroshio path state off the southeastern coast of Kyushu. *J. Oceanogr.*, **71**, 575–596.
- Nakamura, H., H. Ichikawa, and A. Nishina (2007) : Numerical study of the dynamics of the Ryukyu Current system. *J. Geophys. Res.*, **112**, C04016.
- Nakamura, H., H. Ichikawa, A. Nishina, and H.-J. Lie (2003) : Kuroshio path meander between the continental slope and the Tokara Strait in the East China Sea. *J. Geophys. Res.*, **108**, 3360.
- Nakamura, H., A. Nishina, H. Ichikawa, M. Nonaka, and H. Sasaki (2008) : Deep countercurrent beneath the Kuroshio in the Okinawa Trough. *J. Geophys. Res.*, **113**, C06030.
- Nakamura, H., A. Nishina, Z. Liu, F. Tanaka, M. Wimbush, and J.-H. Park (2013) : Intermediate and deep water formation in the Okinawa Trough. *J. Geophys. Res.*, **118**, 6881–6893.
- Nakamura, H., A. Nishina, K. Tabata, M. Higashi, A. Habano, and T. Yamashiro (2012) : Surface velocity time series derived from satellite altimetry data in a section across the Kuroshio southwest of Kyushu. *J. Oceanogr.*, **68**, 321–336.
- Nakamura, H., M. Nonaka, H. Sasaki (2010) : Seasonality of the Kuroshio path destabilization phenomenon in the Okinawa Trough : a numerical study of its mechanism. *J. Phys. Oceanogr.*, **40**, 530–550.
- Nakamura, H., T. Yamashiro, A. Nishina, and H. Ichikawa (2006) : Time-frequency variability of Kuroshio meanders in Tokara Strait. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L21605.
- 中村尚・川村 隆一・早坂忠裕・立花義裕 (2017) : 気候系の hot spot : 中緯度大気海洋相互作用の最前線, 気象研究ノート, 印刷中.
- Nishina, A., H. Nakamura, J.-H. Park, D. Hasegawa, Y. Tanaka, S. Seo, and T. Hibiya (2016) : Deep ventilation in the Okinawa Trough induced by Kerama Gap overflow. *J. Geophys. Res. Oceans*, **121**, doi: 10.1002/2016JC011822.
- Niiler P. P. (1969) : On the Ekman divergence in an oceanic jet. *J. Geophys. Res.*, **74**, 7048–7052.
- Oey, L.-Y., Y.-C. Hsin, and C.-R. Wu (2010) : Why does the Kuroshio northeast of Taiwan shift shelfward in winter?. *Ocean Dyn.*, **60**, 413–426.
- Qiu, B. (1999) : Seasonal eddy field modulation of the north Pacific STCC : TOPEX/Poseidon observations and theory. *J. Phys. Oceanogr.*, **29**, 2471–2486.
- Qiu, B., and S. Chen (2010a) : Interannual-to-decadal variability in the bifurcation of the North Equatorial Current off the Philippines. *J. Phys. Oceanogr.*, **40**, 2525–2538.
- Qiu, B., and S. Chen (2010b) : Interannual variability of the North Pacific STCC and its associated mesoscale eddy field. *J. Phys. Oceanogr.*, **40**,

- 213–225.
- Qiu, B., and R. Lukas (1996) : Seasonal and interannual variability of the North Equatorial Current, the Mindanao Current, and the Kuroshio along the Pacific western boundary. *J. Geophys. Res.*, **101**, 12315–12330.
- Qu, T. (2000) : Upper-Layer Circulation in the South China Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, **30**, 1450–1460.
- Qu, T., Y. Y. Kim, M. Yaremchuk, T. Tozuka, A. Ishida, and T. Yamagata (2004) : Can Luzon Strait transport play a role in conveying the impact of ENSO to the South China Sea?. *J. Clim.*, **17**, 3644–3657.
- Qu, T., and R. Lukas (2003) : The bifurcation of the North Equatorial Current in the Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, **33**, 5–18.
- Rainville, L., and R. Pinkel (2004) : Observations of energetic high-wave-number internal waves in the Kuroshio. *J. Phys. Oceanogr.*, **34**, 1495–1505.
- 齊藤宏明 (2015) : 黒潮の恵み その源を探る. *生物と海洋*, **37**, 443–444.
- Sakamoto, T., and T. Yamagata (1996) : Seasonal transport variation of the wind-driven ocean circulation in a two-layer planetary geostrophic model with a continental slope. *J. Mar. Res.*, **54**, 261–284.
- Sasaki, H., P. Klein, B. Qiu, and Y. Sasai (2014) : Impact of oceanic-scale interactions on the seasonal modulation of ocean dynamics by the atmosphere. *Nat. Commun.*, **5**, 5636–5643.
- Sasaki, H., M. Nonaka, Y. Masumoto, Y. Sasai, H. Uehara, and H. Sakuma (2007) : Chapter 10, An eddy-resolving hindcast simulation of the quasi-global ocean from 1950 to 2003 on the Earth Simulator, p. 157–186. In *High Resolution Numerical Modelling of the Atmosphere and Ocean*, edited by W. Ohfuchi and K. Hamilton, Springer, New York.
- Schott, F. A., T. N. Lee, and R. Zantopp (1988) : Variability of structure and transport of the Florida Current in the period range of days to seasonal. *J. Phys. Oceanogr.*, **18**, 1209–1230.
- Sekine, Y., and K. Kutsuwada (1994) : Seasonal variation in volume transport of the Kuroshio south of Japan. *J. Phys. Oceanogr.*, **24**, 261–272.
- Sekine, Y., and Y. Toba (1981) : Velocity variation of the Kuroshio during formation of the small meander south of Kyushu. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **37**, 87–93.
- Sheremet, V. A. (2001) : Hysteresis of a Western Boundary Current Leaping across a Gap. *J. Phys. Oceanogr.*, **31**, 1247–1259.
- Solomon, H. (1978) : Occurrence of small "trigger" meanders in the Kuroshio off southern Kyushu. *J. Oceanogr. Soc. Jpn.*, **34**, 81–84.
- Spall, M. A., and J. Pedlosky (2015) : Interaction of Ekman Layers and Islands. *J. Phys. Oceanogr.*, **43**, 1028–1041.
- Sun, X. (1987) : Analysis of the surface path of the Kuroshio in the East China Sea, in *Essays on Investigation of Kuroshio*, edited by X. Sun, pp. 1–14. China Ocean Press, Beijing.
- Tanaka, K., and M. Ikeda (2004) : Propagation of Rossby waves over ridges excited by interannual wind forcing in a western North Pacific model. *J. Oceanogr.*, **60**, 329–340.
- Tang, T. Y., and Y. J. Yang (1993) : Low frequency current variability on the shelf break northeast of Taiwan. *J. Oceanogr.*, **49**, 193–210.
- Thoppil, P. G., E. J. Metzger, H. E. Hurlburt, O. M. Smedstad, and H. Ichikawa (2016) : The current system east of the Ryukyu Islands as revealed by a global ocean reanalysis. *Progress Oceanogra.* **141**, 239–258.
- Tsujino H., S. Nishikawa, K. Sakamoto, N. Usui, H. Nakano, and G. Yamana (2013) : Effects of large-scale wind on the Kuroshio path south of Japan in a 60-year historical OGCM simulation. *Clim. Dyn.* **41**, 2287–2318.
- Wang, J., and L.-Y. Oey (2014) : Inter-annual and decadal fluctuations of the Kuroshio in East China Sea and connection with surface fluxes of momentum and heat. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 8538–8546.
- Wu, C.-R., and Y.-C. Hsin (2012) : The forcing mechanism leading to the Kuroshio intrusion into the South China Sea. *J. Geophys. Res.*, **117**, C07015.
- Wu, C.-R., Y.-C. Hsin, T.-L. Chiang, Y.-F. Lin, and I-F. Tsui (2014) : Seasonal and interannual changes of the Kuroshio intrusion onto the East China Sea Shelf. *J. Geophys. Res.* **119**, 5039–5051.
- Yamashiro, T., and M. Kawabe (2002) : Variation of the Kuroshio axis south of Kyushu in relation to the large meander of the Kuroshio. *J. Oceanogr.*, **58**, 487–503.
- Yaremchuk, M., and T. Qu (2004) : Seasonal variability of the large-scale currents near the coast of the Philippines. *J. Phys. Oceanogr.*, **34**, 844–855.
- Yu, Z., E.J. Metzger, P. Thoppil, H.E. Hurlburt, L. Zamudio, O.M. Smedstad, H. Na, H. Nakamura, and J.-H. Park (2015) : Seasonal cycle of volume transport through Kerama Gap revealed by a 20-year global HYbrid Coordinate Ocean Model reanalysis. *Ocean Modelling*, **96**, 203–213.
- Yuan, Y., Y.-H. Tseng, C. Yang, G. Liao, C. H. Chow, Z. Liu, X.-H. Zhu, and H. Chen (2014) : Variation in the Kuroshio intrusion : Modeling and interpretation of observations collected around the Luzon Strait from July 2009 to March 2011. *J. Geophys. Res.*, **119**, 3447–3463.
- Zhai, X., and R. J. Greatbatch (2007) : Wind work in a model of the north-west Atlantic Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L04606.
- Zhai, X., R. J. Greatbatch, and J.-D. Kohlmann (2008) : On the seasonal variability of eddy kinetic energy in the Gulf Stream region. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L24609.
- Zhu, X., I. Han, J. Park, H. Ichikawa, K. Murakami, A. Kaneko, and A. Ostrovskii (2003) : The northeastward current southeast of Okinawa Island observed during November 2000 to August 2001. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1071.
- Zhu, X.-H., H. Ichikawa, K. Ichikawa and K. Takeuchi (2004) : Volume transport variability southeast of Okinawa Island estimated from satellite altimeter data. *J. Oceanogr.*, **60**, 953–962.
- Zhu, X.-H., J.-H. Park, and I. Kaneko (2005) : The northeastward current southeast of the Ryukyu Islands in late fall of 2000 estimated by an inverse technique. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L05608.

Kuroshio path and volume transport variations from Luzon Island to the eastern coast of Kyushu

Hirohiko Nakamura*

Abstract

This review provides new insight for future studies of the mechanisms underlying seasonal, interannual and interdecadal variations in the Kuroshio path and volume transport. The variations are summarized based on both observations and theories over the entire Kuroshio region from Luzon Island to the eastern coast of Kyushu. Additionally, the common features and differences are clarified, particularly by focusing on the dynamics that govern seasonal variations. In almost all Kuroshio regions, the Kuroshio path tends to meander in the winter, while a straight path state is observed in the summer, and volume transport is generally largest in summer. The important dynamics that govern these seasonal variations include local and remote processes in the western boundary region, such as nonlinear Ekman dynamics over the jet and wave dynamics along the continental slope. Interannual and interdecadal variations are mainly governed by conventional Sverdrup dynamics, but there are cases where such variations are affected by these local processes.

Key words : Seasonal variation, Local response, Seasonal monsoon wind,
Interannual and interdecadal variations, Remote response

(Corresponding author's e-mail address : nakamura@fish.kagoshima-u.ac.jp)

(Received 10 May 2016 ; accepted 9 April 2017)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2017)

* Faculty of Fisheries, Kagoshima University
4-50-20, Shimoarata, Kagoshima 890-0052, Japan
TEL: +81992864100 FAX: +81992864105
e-mail: nakamura@fish.kagoshima-u.ac.jp