

日本列島周辺海洋乱流場における海山群の 中規模渦構造制御メカニズム

西村 司*・猪爪高見**・福永健一**

1. 中規模渦の組織的渦構造と海底地形

(1) 背景と目的

中規模渦の研究を総括した Robinson ら (1983) によれば, その多くが北大西洋西岸境界流である「湾流」に伴う中規模渦の陸棚沖合いにおける挙動を対象とし, その沿岸海域環境に及ぼす影響についての検討例はほとんどみられない。西村ら (1996, 2000) において著者らは, 極軌道海洋気象衛星 NOAA 搭載映像センサ AVHRR からの熱赤外データによって北太平洋の西岸境界流である「黒潮」を可視化し, 日本列島太平洋岸においては黒潮との間に湾流海域にみるような陸棚の発達を欠くために, 沿岸海況が外洋の中規模渦の直接的影響下にあることを示した。本論文では, 数百 km 沖合いの海底から離散的に屹立する数千 m 級の高山群に着目し, それらが海洋乱流場の中規模渦の組織的渦構造の制御因子となって列島周辺沿岸海域環境に間接的な影響を及ぼす事例を報告する。

(2) NOAA/AVHRR による瞬間乱流場計測

中規模渦は海洋乱流場に卓越するエネルギー保有成分であり, その空間・時間スケールは十～百 km および日～百日である。一方, ここにその制御因子と想定する高山 1 個の寸法は十数 km である。本研究では, 研究対象とデータサンプリングとのスケールの整合性を考慮して, NOAA/AVHRR データによって高山の中規模渦に及ぼす作用を可視化する。この衛星データの空間分解能は衛星直下点で 1.1 km, 時間分解能は数時間, 輝度分解能は 0.12°C であり, 着目する乱流現象に充分対応できる。研究は現在構築中の「海洋乱流場計測解析サーバー」の支援を受けて進行する。列島周辺の NOAA/AVHRR 高解像度 HRPT データを直接受信し, 湾流海域のデータを米国海洋大気局 (NOAA) のデータベースからダウンロードする。熱赤外データの強調処理によって中規模渦を可視化して現象をモニターし, 海面水温 (SST) 微細パターン追跡法の 1 つである SeaMark 追跡法を用いてサンプリング時間数時間の瞬間乱流場計測を行なう。計

測された海面流速ベクトル場を熱赤外面像および海底地形図にオーバーレイ表示し, 中規模渦の組織的渦構造の流れ学的挙動を可視化する。現在進行中のこの海洋乱流場モニタリングの目的, 背景および結果の詳細は URL: [http://www.rs.noda.sut.ac.jp/kaiyou/eddy.htm] 上に公開される。

(3) 海洋乱流の容器としてみた海底地形

高山群の関与する中規模渦スケールの乱流現象を抽出するには, まずこれらの乱流成分を収納する容器, すなわち双方の置かれている海底地形の条件を吟味しておく必要がある。図-1 は ETOPO5 (NOAA/NGDC 作成) の 5 分メッシュ水深データを 3 次元表示した黒潮海域と湾流海域の海底地形図である。列島周辺の海底地形は, 湾流海域にはみられない 2 種の特徴を備えている。第 1 に, 黒潮に伴う乱流成分を封じ込める四国海盆の寸法は約 600 km, すなわち中規模渦数個分に過ぎない。第 2 に, この海域の海洋乱流場は海岸線から突出する巨大カ

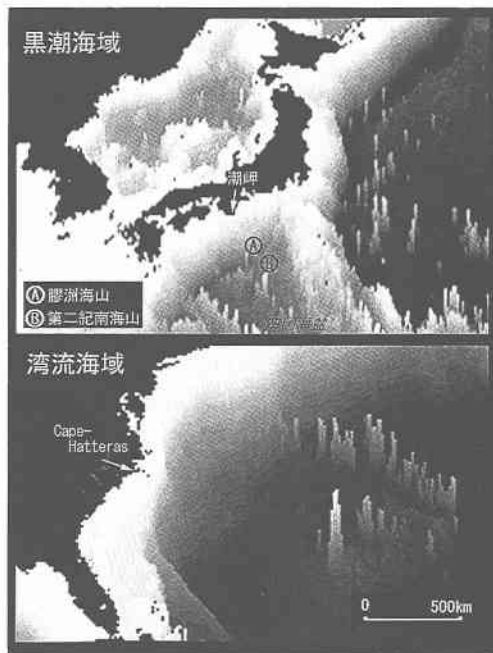


図-1 黒潮海域および湾流海域の海底地形

* 正会員 工博 東京理科大学教授 理工学部土木工学科
** 東京理科大学大学院理工学研究科土木工学専攻

スプおよびプレート面から離散的に屹立する数千 m 級の海山群によって制御される (西村ら 1996)。

2. 四国海盆における逆カスケード過程

(1) 高次モードの組織的渦構造 (1998 年 4 月)

四国海盆内における中規模渦の組織的渦構造と海盆中央の海山群の作用に着目する。図-2(a), (b) に、1998 年 4 月 19 日～20 日における瞬間乱流場計測結果をそれぞれ熱赤外画像および海底地形図にオーバーレイして示す。まず四国海盆を展望すると、それは比較的小径・多数の中規模渦から構成された高次モードの組織的渦構造に満たされている。次に海岸線沿いに発達した乱流境界層をみると、それは潮岬 [卓越した巨大カスプ] によって上下流に 2 分されている。それぞれの境界層の内部には、屋久島と潮岬から剝離した左旋渦による組織的渦構造が卓越する。一方、黒潮沖合いに注目すると、左旋・右転の渦群が伊豆小笠原海嶺と九州パララ海嶺とに制約され、中央の海山群による制御のもとに海盆全体に収納されている。これらの比較的小径の中規模渦の直径は約 100 km に過ぎず、黒潮本流を挟んでの沖合いの中規模渦と沿岸境界層との相互作用は弱く、その結果として黒潮は典型的な「非蛇行流路」を呈している。

(2) 逆カスケード過程 (1999 年 11～12 月)

閉じた容器内の回転系乱流場の典型例である四国海盆内の海洋乱流場において、しばしば図-3(a), (b) の事例のような逆カスケード過程が突発的に生じる。中規模渦の収納容器としての四国海盆は、潮岬沖約 200 km の膠洲海山 (-2,180 m) とその約 150 km 南方の第二紀南海山 (-680 m) によって東西に 2 分されている。図-3(a) に 1999 年 11 月 20 日の瞬間乱流場をみると、四国海盆東海域が直径約 200 km の左旋・右転の渦からなる 1 個の vortex-dipole によって満たされている。海洋乱流場モニタリングによれば、この vortex-dipole は、それに至るまでの 3 ヶ月間に進行した 2 段階の逆カスケード過程の結果として形成された。すなわち、これに先立つ 9 月初旬～10 月下旬に進行した沿岸乱流境界層の合併による大径の沿岸左旋渦の形成過程、および続く 20 日間における沿岸左旋渦と沖合い右転渦との間の vortex-dipole の形成過程である。これらの逆カスケード過程は、この時期における黒潮の「非蛇行」から「蛇行」への移行、および沿岸異常潮位の出現などの突発的なイベントの原因となった。

ここに着目するのは、この 2 段階の逆カスケード過程に及ぼす海盆中央の海山群の制御効果である。まず第 1 に、当初西海域に位置していた沖合い右転渦が移流によって東進する際に膠洲海山と潮岬との間の約 250 km の隙間を通過したために、沿岸左旋渦との距離が短く



図-2 高次モードの組織的渦構造

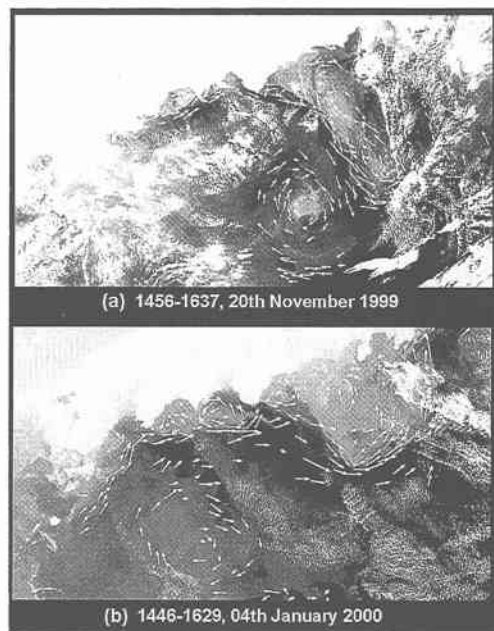


図-3 四国海盆内部の逆カスケード過程

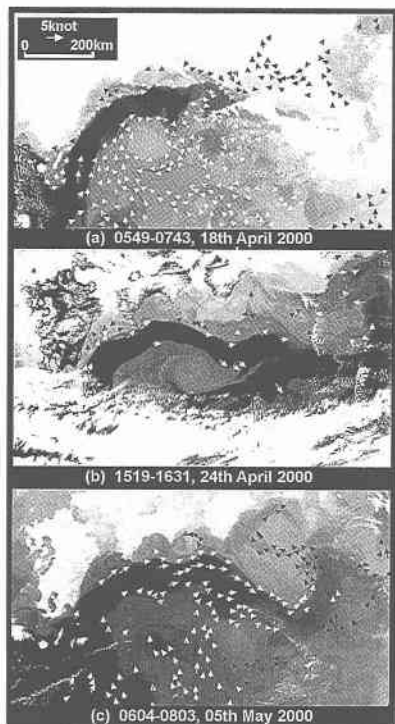


図-4 逆カスケード過程の再現性

なっており vortex-dipole の組織性を強固にした。そして第2に、潮岬沖の右転渦の南下が膠洲海山と第二紀南海山との間の約 150 km の隙間に捕捉され、この時点で右転渦の直径はその上限とみられる約 300 km に達した。さらに図-3(b) は、その約 40 日後の第3の逆カスケード過程の終了時の状況を記録している。すなわち膠洲海山・第二紀南海山によって海盆内東海域に捕捉されていた右転渦は、その後これら2つの海山の間の約 150 km の隙間をくぐり抜けて西海域に入り、約 45 日後には西海域全体を占める直径 250 km の右転渦をスピニアップするに至った。

(3) 逆カスケード過程の再現 (2000 年 4 月)

その半年後の 2000 年 4 月中旬～5 月、この3段階の逆カスケード過程の再現がみられた。まず 4 月 9 日の可視化画像は、室戸岬沖約 250 km 地点、すなわち四国海盆西海域中央に1個の右転渦が卓越していたことを示した。その十日後の 4 月 17 日には、この右転渦は西進して九州パラオ海嶺にブロックされ、黒潮に接近して移流による東進を開始して足摺岬沖約 200 km に達した(図-4(a))。その1週間後の 4 月 24 日には、右転渦はさらに東進して紀伊水道沖約 200 km に達した(図-4(b))。一方、沿岸乱流境界層内には、第1の逆カスケード過程によって潮岬周辺に左旋渦が形成され、渦同士の相互作用によって vortex-dipole の形成が始まった。以後、この

vortex-dipole は南下し、5 月 5 日には四国海盆東海域潮岬沖約 300 km に達し、右転渦が膠洲海山と第二紀南海山との隙間に捕捉された(図-4(c))。この2段階の逆カスケード過程の結果、当初は減衰過程にあった遠州灘沖左旋渦はスピニアップされ、結果として黒潮蛇行の振幅が再度増大に転じた。その後のモニタリングによれば、この右転渦は 5 月 22 日にはもとの西海域に復帰している。もし、このような3段階の逆カスケード過程が頻繁に進行するものであるならば、それは遠州灘沖沿岸左旋渦および四国海盆西海域右転渦の再生産のメカニズム、すなわち、黒潮蛇行状態の維持のメカニズムとして考慮されねばならない。

3. 海山群による左旋渦の捕捉 (1977 年)

潮岬沖の「流路の蛇行」は湾流にはみられない黒潮独特の現象であり、その研究は 1934 年に生じた黒潮大蛇行に関する宇田 (1937) の報告に始まった。宇田 (1939) による 1938 年 5～6 月の 500 m 深水温図をみると、当時は四国海盆東西海域にそれぞれ直径約 300 km の左旋・右転渦が卓越して四国海盆全体を満たす vortex-dipole を組織し、結果として典型的な Taft 型の蛇行流路を示していた (Taft 1972)。ところが、翌 1939 年の海軍による 500 m 深水温図には西海域の右転渦、膠洲海山と第二紀南海山に捕捉された左旋渦および東海域右転渦が1個の vortex-tripole を組織し、結果として数十年に1度という黒潮大蛇行を実現していたことが記録されている (小長 1981)。

この四国海盆内の vortex-dipole から vortex-tripole への組織的渦構造の突発的なモードの変化は、海洋乱流場モニタリングの対象としてきわめて魅力的であるが、現象本来の非線形性から、いつこのような状況が出現するかの予測は困難である。ここに、図-5(a)～(f)に示す 1975 年 10 月～1977 年 10 月の「海洋速報」からの 200 m 深水温図の抜粋は、この大規模な組織的渦構造のモード変化の背景に第二紀南海山に制御された中規模渦の決定論的メカニズムがあることを示唆している。まず 1975 年 10 月、四国海盆全域に1つの vortex-dipole が組織されて Taft 型の黒潮蛇行が出現した(図-5(a))。この状況は安定のまま推移したが、その1年後東海域で成長した左旋渦が西進運動を開始した(図-5(b), 5(c))。1977 年 5 月下旬には、この左旋渦は中央の2つの海山によって2つに分離した(図-5(d))。膠洲海山に捕捉された左旋渦はそのまま沿岸乱流境界層を形成し、第二紀南海山の真上に捕捉された左旋渦は孤立して「春風」と命名された。当時、この遠州灘沖左旋渦の分離は黒潮大蛇行の減衰の前兆と考えられ、集中した観測航海が行なわれた。1977 年 7 月前半には、「春風」は成長して1まわり大きく

なり、沿岸左旋渦もまた上流の剝離点から左旋の渦度の供給を受けて再び成長に転じた(図-5(e))。非蛇行の黒潮流路が膠州海山の北側を通過しているが、この状況は一時的なものであることが明らかになった。すなわち、沿岸乱流境界層と「春風」の合併によって、四国海盆中央に左旋渦、その東西海域にそれぞれ右転渦を備えるvortex-tripoleを形成するに至った(図-5(f))。この場合、第二紀南海山による左旋渦の捕捉を引き金としたvortex-dipoleからtripoleへの組織的渦構造のモード変化が数十年に1度の黒潮大蛇行をもたらしたことになる。この大規模な中規模渦のイベントは、海洋乱流場モニタリングによっては未だ把握されていない。だが、類似

の現象が黒潮統流域に見出されている。図-6の2000年1月9日の瞬間乱流場計測結果には、犬吠埼沖約300kmの拓洋第二第三海山(-1,449m)が1個の左旋渦を捕捉したことを示している。そして当時の「黒潮流路図」をみると、この時期、鹿島灘沖にこの海山を谷とする振幅約300kmの黒潮統流の蛇行流路が描かれている。

4. 海山群による黒潮・親潮乱流混合の制御 (1997年4月)

海山群による中規模渦制御メカニズムは、黒潮・親潮混合域の海況や漁況さらには気象を決定する要因となる。図-7は、1997年4月26日に計測された黒潮・親潮混合海域の瞬間乱流場を示している。この海域は沖合い約300kmを海岸線に併行して並ぶ離散的な海山群によって沿岸部と沖合いに2分される。まず沿岸部をみると、これに先立って四国海盆から流出したいくつかの小径の左旋渦が日本海溝の陸棚斜面上に回転している。これらの左旋渦に連行された黒潮は、北上して金華山沖に至り、そこに回転している右転渦に熱帯起源の黒潮系暖水を供給する。ここに、この右転渦は、東方から凌風海

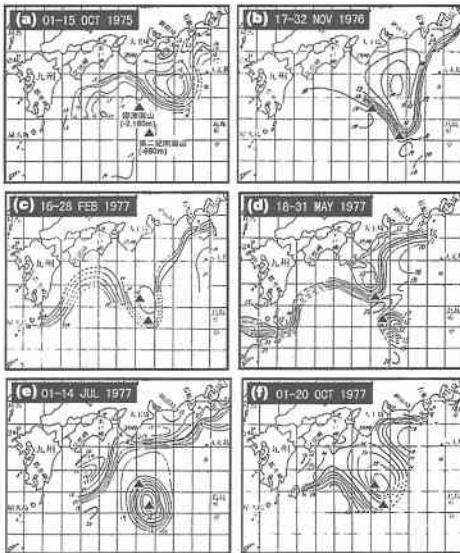


図-5 第二紀南海山に捕捉された左旋渦

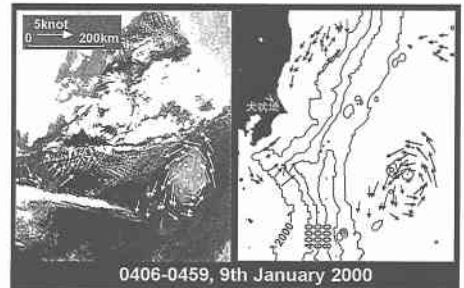


図-6 拓洋海山に捕捉された左旋渦

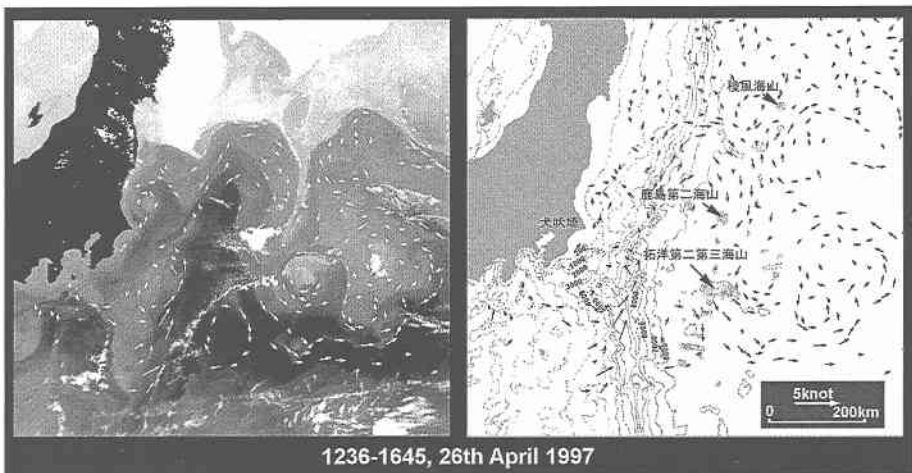


図-7 黒潮・親潮混合域における海山群と中規模渦の制御



図-8 湾岸の沿岸乱流境界層と3連のジャイアントカスプ

山(-2,820 m)および鹿島第二海山(-1425 m)によって制約されている。この右転渦の境界である海山群をたどって、北極起源の親潮系冷水が連行されて南下し、拓洋第二・第三海山(-1,449 m)に達して、左旋渦を形成している。すなわち「親潮第2分枝流」と、その先端からの左旋渦の分離の現象である。

一方、この海山の沖合いには、3個の小径左旋渦の逆カスケード過程によって直径約400 kmの左旋渦が成長しようとしている。この左旋渦は隣接した同サイズの右転渦とともに1個のvortex-dipoleを組織するが、その西進運動は海山群によってブロックされる。これらの大径の渦にとっては、数十km間隔の離散的な海山群が1つの壁面としての作用を及ぼす。すなわち、犬吠埼以北の沿岸海域環境は、沖合い約300 kmに点在する離散的な海山群のブロック作用によって、外海から西進してくる中規模渦の直接的影響からまぬがれている。

類似の作用は、四国海盆の西側境界である九州パララ海嶺にもあてはまる。すなわち、図-2の高次モードにおいては、この海嶺を横切る流れをみることができるが、図-3の低次モードにおいては四国海盆西海域の右転渦がこの海嶺によってブロックされている。

5. 湾流海域の瞬間乱流場計測

日本列島周辺の中規模渦の議論に一般性を持たせるには、湾流との比較が必要である。西村ら(2000)では、Hatteras 岬より下流に卓越する湾流リングの乱流場計測を行ない、陸棚の作用と沿岸海域環境との関連性を評価した。図-8(a)は、この岬の上流側の計測例を示している。沖合いの湾流と海岸線に挟まれて、幅約150 kmほどの乱流境界層が発達している。注目すべきは、南カロ

ライナ沖に形成されている直径約150 kmほどの左旋渦である。図-8(b)に海底地形との関連をみると、その海岸線は3連の巨大カスプによって特徴づけられている。その間隔は約150 kmであり、黒潮に面した太平洋岸のそれと同等である。だが、この巨大カスプと沖合い左旋渦の間には幅約150 kmにおよぶ緩勾配の陸棚が発達しており、黒潮にみるような直接的な相互作用はみることができない。図-8(b)のMODIS可視画像との合成は、この陸棚上の底質輸送と沖合い左旋渦との関連性を示唆している。

謝辞：ネットワーク上のいくつかの尊敬すべきサイトから、日常的にデータや情報の提供を受けている。深甚の謝意を表したい。なお本研究は文部省科学研究費補助金(基盤研究(c), No.11650535)を受けて実施された。

参考文献

- 宇田道隆 (1937): 最近における紀南沖合黒潮の変調, 科学, 第7巻, 第9号, pp. 360-361.
- 宇田道隆 (1939): 近年本州南海黒潮流域における海況の異常と漁況との関係, 水産試験場報告, 第10号, pp. 231-278.
- 小長俊二 (1981): 1934~1943年の大蛇行, 海洋科学, No.138, pp. 271-277.
- 西村 司, 小林友尚, 泉 照久, 田中總太郎, 杉村俊郎, 畠山祐二 (1996): 黒潮の組織的渦構造と沿岸水域環境との間の乱流論的プロセス, 海岸工学論文集, 第43巻, pp. 411-415.
- 西村 司, 杉本 彰, 福永健一, 田中總太郎, 杉村俊郎, 畠山祐二 (2000): 黒潮と湾流における海洋乱流場の組織的渦構造と沿岸水域環境, 海岸工学論文集, 第47巻, pp. 1376-1380.
- Robinson, A. R. (1983): Eddies in Marine Science, Springer-Verlag, 609 p.
- Taft B. A. (1972): Characteristics of the flow of the Kuroshio south of Japan, KUROSHIO, University of Tokyo Press, pp. 165-216.