

夏季周防灘の底層における孤立低温水塊の形成メカニズムと 物理環境に関する一考察

A study on the formation mechanism of isolated cold dome and physical environment
near the bottom of Suo-Nada in summer

中嶋さやか¹・金山 進²・関本恒浩³・井関和夫⁴

Sayaka NAKAJIMA, Susumu KANAYAMA, Tsunehiro SEKIMOTO and Kazuo ISEKI

The formation process of dome shaped bottom cold water mass in summer Suo-Nada was investigated numerically. The observed field of water temperature and salinity were reproduced well by taking into account of tidal flow, while mere density current without tidal oscillation could not obtain enough accuracy. In the objective case, forming process of cold water mass could not be described only by mid-layer intrusion of well mixed Houyo Strait water to highly stratified water in Suo-Nada. It was suggested that the on-shore residual current near the bottom of Suo-Nada is playing important rolls to isolate the cold bottom water and suspend it to keep out of sinking into deep sea.

1. はじめに

瀬戸内海西部に位置する周防灘において、2005年5月から11月にかけて周防灘全域にわたる広域観測をほぼ毎月に行って実施した。5月から9月にかけては周防灘の広い範囲で成層の発達が見られ、灘中部の底層（水深20～40m程度）に、孤立した低温の水塊が観測された。一般に、孤立水塊が存在するためには、底層の水質変動は小さいと考えられるため（藤原, 2001）、水塊内部では有機物の無機化に伴って貧酸素・高栄養塩濃度であると考えられる。したがって、水質環境を考える上で孤立水塊の存在は重要であると考えられる。

底層での孤立低温水塊は、夏季の伊予灘（Takeokaら, 1993）や燧灘（二村ら, 2009）においても観測されている。孤立低温水塊の形成要因の一つとして藤原（2001）は、灘・海峡系の海洋構造の特徴を挙げている。それによると、夏季の成層が発達した灘への海峡水の侵入は等密度深度で生じるとし、海峡水が低温の灘底層水よりも軽ければ、灘中層深度に侵入（中層貫入）するため、これが灘底層における孤立水塊の形成要因となることを述べている。小林ら（2006a）は、灘と海峡部海水間の密度差によって駆動される密度流を計算し、灘に侵入する深度を求めている。これによると、周防灘では春季から夏季にかけては海峡からの沖合水は灘中層に侵入し、秋季から冬季では底層侵入となることを示しており、夏季

の中層貫入が周防灘の低温水塊を形成している可能性が示唆される。しかしながら、周防灘において孤立低温水塊の形成メカニズムについて詳細に検討した例はなく、十分に理解が進んでいないのが現状である。

そこで本研究では、3次元の密度流モデルを用いて夏季周防灘における海洋構造の再現を試みるとともに、孤立水塊の形成メカニズムについて検討することを目的とした。なお、周防灘中部底層で観測された孤立低温水塊は、7-8月の航海期間中に観測した水塊が最も規模が小さく、8-9月では灘横断方向に70 km程度の大きな水塊が形成されていたことから、本研究では7-8月度航海からの約1カ月間に注目し、孤立水塊の形成メカニズムとその維持機構について検討した。

2. 海洋観測

(1) 観測概要

海洋観測は、2005年7月30日-8月2日にかけては広島大学練習船「豊潮丸」、8月29日-9月1日にかけては独立行政法人水産総合研究センター瀬戸内海区水産研究所調査船「しらふじ丸」によって行った。周防灘は、灘中部で水深が深く、また沖に向かうにつれて次第に水深が深くなった地形をしており、観測点は周防灘西部の浅海域から東部の沖合にかけて海底の谷に沿うような場所に設定した。観測点を図-1 (b) に示す。水温、塩分、密度は、CTD (Sea-Bird Electronics Inc. SBE- 9/11, 豊潮丸航海) およびクロロテック (アレック電子ASTD/500, しらふじ丸航海) を、濁度にはクロロテックを用いて観測した。

1 正会員 修(農) 五洋建設(株) 技術研究所
2 正会員 博(工) 五洋建設(株) 技術研究所
3 フェロー 博(工) 五洋建設(株) 技術研究所
4 農博 農博 広島大学教授大学院生物圏科学研究科

(2) 観測結果

図-2に7-8月, 図-3に8-9月における観測結果を示す。7-8月では, St.8の底層に低水温, 高塩分の孤立水塊が形成されていた。一方, 8-9月では, St.14からSt.8の広い範囲にかけて底層で低水温の孤立水塊が形成されていた。塩分分布を見ると, 躍層以深において沖合から灘央部への入り込みが見られる。特に孤立水塊の直上を這うような舌状の塩分分布が観測された。

周防灘央部底層での孤立低水温水塊は, 1973年の7月に実施された観測結果(藤原ら, 1989)にも見られるとともに, 2002年の海洋観測結果(小林ら, 2006b)からも指摘されている。また2007年の春季から夏季にかけても観測されており(宮下, 2010), 周防灘における孤立低水温水塊は, 春季から夏季にかけては概ね常時存在しているものと考えられる。

3. 再現計算

(1) 数値計算概要

計算には, 静水圧近似, プシネスク近似に基づく3次元密度流モデルを用いた。乱流モデル, 成層関数とも採用しておらず, 渦動拡散係数は水平方向には $10^3\text{cm}^2/\text{s}$, 鉛直方向には $1\text{cm}^2/\text{s}$ の一定値を与えた。移流項の離散化は水平方向, 鉛直方向とも1次の風上差分を採用した。層分割はレベルモデルを採用し, 静水面から4mの厚さを有する最上層から水深40mまでは0.5m間隔で, それ以深では1~数十mに分割し, 計99層を設定した。計算領域は2段階ネスティングとし, 瀬戸内海全域の広領域は2

km, 瀬戸内海西部の狭領域は1kmの正方格子とした(図-1)。関門海峡は, 既往の知見を参考に(例えば, 日本海洋学会沿岸研究部会, 1985)閉境界として取り扱った。初期条件として, 狭領域中の周防灘内(図-1(b), 領域S)では7-8月のSt.14の観測結果を, それ以外の領域ではSt.5の観測結果を適用した(図-1(b), 領域I)。狭領域範囲外(図-1(a), 領域Z)では, 大分県浅海定線観測より得られた豊予海峡近傍の結果を用いた。なお, 豊予海峡以南は周防灘・伊予灘への流入条件であるため, 本

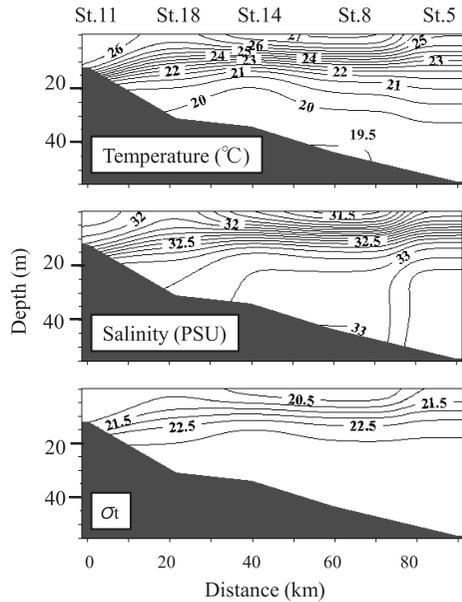


図-2 7-8月の海洋観測結果(上:水温, 中:塩分, 下:密度)

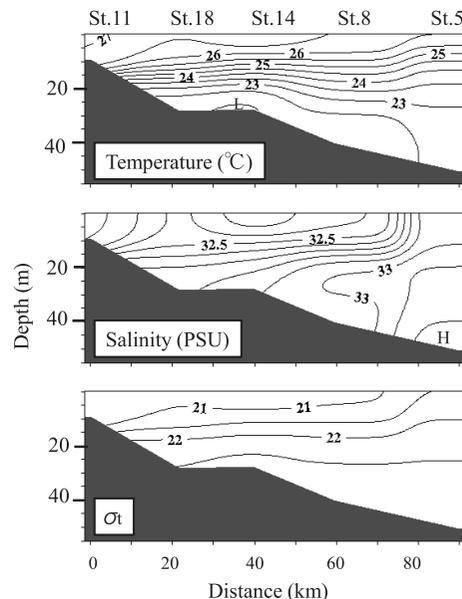


図-3 8-9月の海洋観測結果(上:水温, 中:塩分, 下:密度)

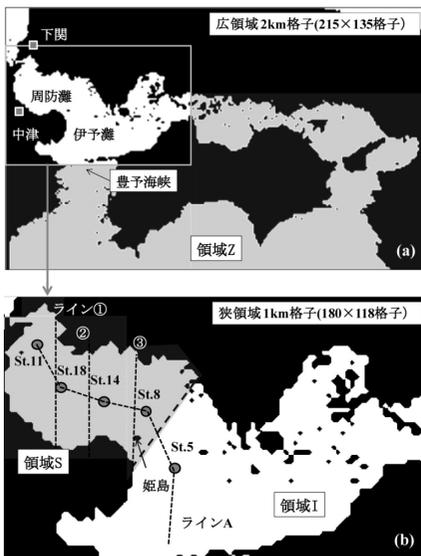


図-1 海洋観測点と計算領域 (a) 計算領域(広領域), (b) 海洋観測点および計算領域(狭領域)(領域I, S, Zは初期条件における領域, ●は観測点, 破線は計算モニタリングラインを示す。)

計算の到達点である2007年9月の観測結果を境界条件として設定した。

気象・海象入力条件を表-1に示す。潮位は高知の天文潮位を豊後・紀伊水道南端から入力した。補正係数0.75を乗じることにより大分県豊後高田における天文潮位と計算による潮位は概ね一致した。気象データによれば、計算期間中は特に顕著な風速は観測されておらず、風向も周防灘沿岸の各観測地点を通して相関がみられなかったことから、風のデータは水表面での熱収支においてのみ使用し、吹送流は考慮していない。また光束消散係数は観測結果を反映させ全域0.25とした。降水量については、計算対象期間中に大きな降雨が観測されなかったことから考慮しなかった。また本計算では河川水の流入も考慮していない。

計算は2005年8月1日から30日間の計算を行い、2005年8月29日～9月1日に実施した観測結果と比較した。

(2) 再現性の確認

本計算結果の再現性を確認するため、各観測点に対応する水温、塩分、密度の計算結果を用いて鉛直断面図を作成した。これを図-4に示す。水温分布よりSt.14-St.8にかけて孤立低温水塊が形成されているのが分かる。St.11では観測結果に比べて1℃程度水温は高くなってしたが、これは関門海峡を閉境界としたことによる海水交換の違いの影響と考えられる。図-3と比較すれば、全体的には水温とその分布傾向は概ね良く観測結果を再現できていた。次に塩分の結果から、周防灘東部の底層から灘中央部の底層にかけて高塩分水の侵入が認められた。実際には、孤立水塊直上を這うような舌状の高塩分水の分布が観測されており、底層での分布傾向に差異がみられた。また、河川水などの淡水流入を考慮しなかったため、表層の塩分濃度は観測結果に比べてやや高く、観測結果と比較して塩分躍層は緩やかとなった。ただし、全体の分布傾向としては観測結果を概ね再現できており、密度分布もまた同様に比較的良く再現することができた。

図-5に表層の残差流ベクトルを示す。残差流の算出に当たっては、大潮と小潮を含む約2週間を平均して算出した。周防灘表層では、北部を西流し反時計回りに国東半島から沖へ向かう流れが卓越すること(柳ら, 1979)、海流ピンを用いた漂流実験から、夏季の南東の風が連吹していた条件においては西向きの流れが卓越し、灘中央部から以西では弱い反時計回りの流れがあること(神園ら,

1991)がこれまで報告されており、本計算結果と既往報告を比較したところ、両データの整合性が確認できた。また、Changら(2009)はPrinceton Ocean Model(POM)を用いた計算により5月から8月の平均的な表層の残差流として、周防灘では反時計まわりの流れを示しており、これは本計算結果と一致する。以上のことから本計算の妥当性を確認することができた。なお、柳ら(1992)やRolandら(2002)も周防灘を対象とした数値計算を行っているが、計算領域が狭い条件であったため、ここでは比較の対象としなかった。

4. 結果および考察

(1) 孤立低温水塊の形成・維持機構

a) 孤立低温水塊の形成

夏季周防灘では、強い日射を受けて浅水深では次第に水温が上昇するものの、水深30m程度以深になると暖まりにくく、底層近傍において低温水が残留する様子が捉

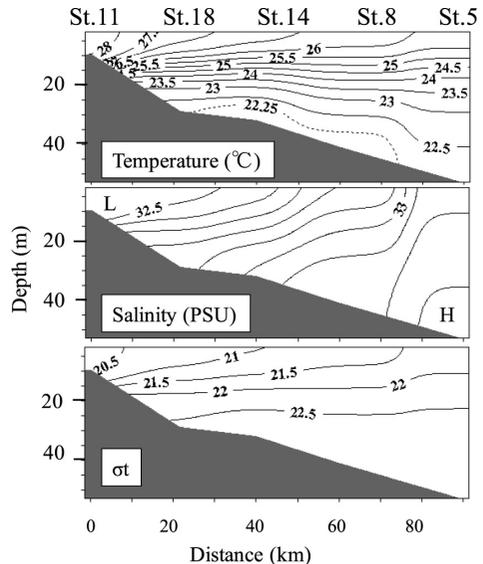


図-4 数値計算による8月31日の水温、塩分、密度の鉛直断面図

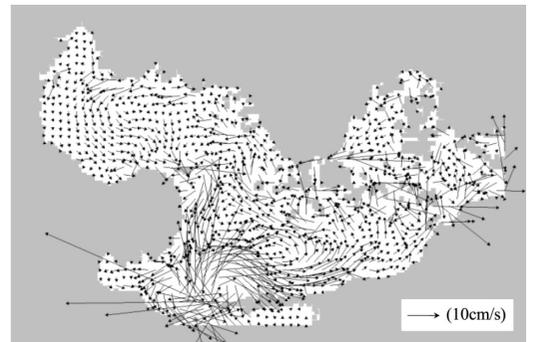


図-5 表層(水深5m)における残差流ベクトル

表-1 入力気象・海象条件

入力項目	気象海象観測地点	入力位置
潮位	高知県高知	紀伊水道および豊後水道南端
気温	大分県中津	全域
全天日射量ほか	山口県下関	全域

えられた。そのため、孤立低温水塊は底層固有水であり、春季から形成される孤立水塊の水は冬季灘水が残留した結果であると考えられる。なお、本計算結果では、孤立低温水塊は周防灘中部から伊予灘海域まで形成されることを確認した。この分布傾向は小林ら (2006b) の観測結果と一致する。

b) 孤立低温水塊の維持機構

底層に位置する孤立低温水塊は、周囲の水塊に比べてわずかに密度が大きい。特に外力が加わらない限り斜面地形に沿って滑るように降下していくと考えられる。しかしながら、孤立低温水塊は周囲の水温変化によってその分布規模は変化するものの、概ね定まった位置に分布し続ける様子が観察された。そこで、水塊が斜面地形上で分布を維持できる物理機構について考察する。

図-6に周防灘南北方向の断面 (ライン①, ②, ③) における水温と残差流速分布を示す。底層では低温水塊が確認されるとともに、中層では低温水塊の両脇で循環流がとらえられた。このような孤立低温水塊と循環流の存在は、西部アイリッシュ海における現地観測 (Hillら, 1994) や数値計算 (Hill, 1996; Changら, 2009) からも報告されており、両者の物理的な関わりが注目されている。しかしながら本計算結果では、流軸の中心流速が0.03~0.07m/s程度 (ただし姫島エッジ部では0.15m/s程度) であること、加えて孤立低温水塊と流軸との鉛直距離が20m程度も離れていることを考慮すると、両者の相互の影響はそれほど大きくないものと考えられる。

本計算結果では、循環流のほかに、周防灘東部から中央部の底層において灘奥に向かう0.05m/s程度の残差流速が認められた。ライン③の底層付近でみられた流軸は、ライン②へと灘奥部に進むにつれて深度が浅くなっていた。この流速分布を周防灘奥から豊予海峡近傍までを縦

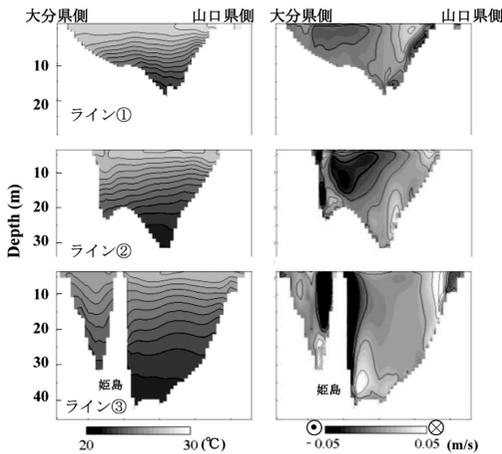


図-6 周防灘南北横断面 (ライン①, ②, ③) における水温分布 (8月31日) と残差流速の鉛直断面図 (白黒描画の関係上、表示範囲は±0.05m/sとした.)

断するラインAの鉛直断面図に対応する水深で描き加えたものが図-7である。図-7より、ライン③で捉えられた底層付近の灘奥方向の残差流は、孤立低温水塊が灘沖へ流下するのを抑えるような形となっている。次にライン②では、孤立低温水塊直上を滑るような灘奥方向の流れを確認することができる。このことは、観測より捉えられた孤立低温水塊上での塩分の舌状分布を説明することができる。以上のことから、沖合底層水は海底に沿って周防灘に侵入し、孤立低温水塊を包み込むような形で灘奥方向へ流れている。このことが孤立低温水塊の形成・維持機構において重要な役割を果たしていると考えられる。また、灘中部が海底の谷となったような地形的な条件が孤立低温水塊の横断方向の移流拡散を抑え、水塊の維持機構の一因となっていることも十分に考えられる。

一般に、孤立水塊内部の流動は微弱であると考えられているが、図-6より、孤立低温水塊においても残差流速 (0.05m/s程度) が現れており、周防灘における孤立低温水塊内にはある程度の流動が存在するという結果となった。Changら (2009) は、POMを用いた数値計算により夏季周防灘のライン③に相当する場所での1カ月平均流速分布を示している。それによると、海底流速はほぼ無視できるほど小さく、本計算結果とは異なっていた。この理由としては、計算における層分割の設定にあると考えられる。本計算は、静水面から水深40mまでは0.5m間隔で層分割したレベルモデルであるのに対して、Changら (2009) は、21層のσ座標を用いており、底層付近の分解能が不十分であったことが考えられる。

(2) 密度流の効果について

潮汐を考慮しない条件で数値計算を行い、豊予海峡と伊予灘・周防灘の密度分布の違いが単独で孤立低温水塊の形成・維持にどの程度寄与しているかを検討した。その結果、海峡部から伊予灘、伊予灘から周防灘への中層貫入は認められるものの、潮汐による水位振幅がないために表層薄層で成層化が強化され、中層以深の水塊は十分に暖まらず再現性は低下した。表層の水温上昇を受け

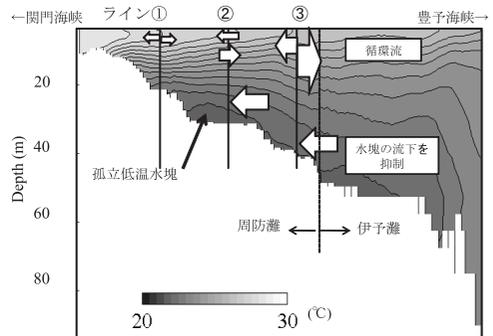


図-7 ラインAにおける水温の鉛直断面図 (8月31日) と残差流速分布の模式図

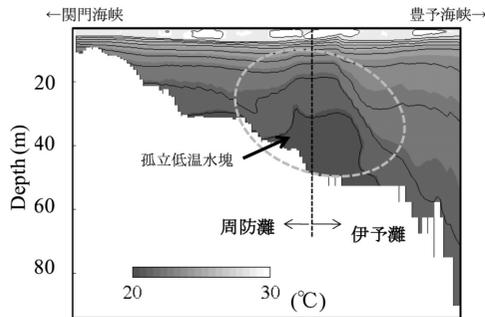


図-8 ラインAにおける潮汐を考慮しない条件における水温の鉛直断面図 (8月31日)

て、底層では低温水塊が周防灘および伊予灘で形成されるが、相対的に密度の大きい孤立低温水塊は自重によって斜面地形を降下し、観測結果とは異なる海洋構造を示した (図-8)。したがって本計算の対象期間においては、孤立水塊が海底で維持されるためには水塊を押し出すような外力条件、例えば高密度水の存在や流れが必要であり、海水の密度差によって駆動される密度流は、沖合水の灘への中層貫入を引き起こすとともに低温水塊を生じさせるもの水塊維持への寄与は小さいと考えられる。

(3) 海底流速と海底高濁度層

周防灘では、春季から秋季にかけての観測期間中、灘の広い範囲で海底高濁度層が観測された。図-9に8-9月における濁度の観測結果を示す。St.11, 18底層では、50 ppm以上と高濃度であった。紙面の都合上図は省略するが、数値計算の結果、周防灘では海底直上2~5mの底層においても小潮時では10cm/s、大潮時では20cm/s程度の流速がみられた。したがって、周防灘の広い範囲で観測された海底高濁度層は、この海底流速によりもたらされていることが推測される。

5. おわりに

3次元密度流モデルより、夏季周防灘の海洋構造の再現を試みるとともに、灘底層に位置する孤立低温水塊の形成・維持機構について検証した。その結果、本手法を用いて比較的良く海洋構造を再現できることを確認した。また、本計算期間内においては、周防灘における孤立低温水塊は、①表層水温の上昇による底層との水温差によって形成され、②海底近傍の灘奥方向の残差流がこの水塊を周防灘にとどまらせていることが示唆された。また、数値計算より周防灘の広い範囲において、底層でも数十cm/sの流速がみられたことから、これが海底高濁度層を誘発させている可能性が考えられる。

謝辞：しらふじ丸航海観測データの使用にあたっては、(独)水産総合研究センター瀬戸内海区水産研究所、浜

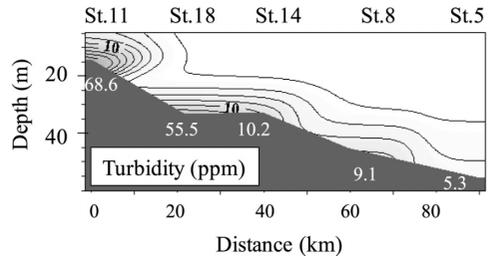


図-9 8-9月度航海で観測された濁度 (図中数値はB-0.5mにおける濁度)

口氏よりご配慮いただいた。また計算条件の設定にあたっては大分県浅海定線データを使用させていただいた。ここに記して謝意を表する。

参考文献

- 神園真人・吉田幹英・石田雅俊・三井田恒博 (1991)：海流による周防灘表層水の流動調査，沿岸海洋研究ノート，第29巻，第1号，pp. 97-103.
- 小林志保・藤原建紀 (2006a)：瀬戸内海における海峡部混合水の灘部への侵入深度の季節変化，海と空，第82巻，第1号，pp. 1-11.
- 小林志保・藤原建紀・多田光男・塚本秀史・豊田利彦 (2006b)：成層期の瀬戸内海における各態窒素・リンおよびケイ素と栄養塩元素比の分布，海の研究，第15巻，第3号，pp. 283-297.
- 日本海洋学会沿岸海洋研究部会 (1985)：日本全国沿岸海洋誌，東海大学出版会，1106p.
- 藤原建紀・高杉由夫・肥後竹彦 (1989)：成層状態の内湾に風が起す現象，沿岸海洋研究ノート，第27巻，第1号，pp. 38-46.
- 藤原建紀 (2001)：灘・海峡系における海洋構造と流動，海と空，第77巻，第2号，pp. 41-46.
- 二村 彰・杉本紘一 (2009)：成層期における燧灘の海洋構造に関する研究，弓削商船高等専門学校紀要，第31号，pp. 1-5.
- 宮下幸久 (2010)：周防灘における粒状懸濁物 (分布とサイズ組成) の季節変動，広島大学大学院生物圏科学研究科修士論文，24p.
- 柳 哲雄・樋口明生 (1979)：瀬戸内海の恒流，沿岸海洋研究ノート，第16巻，第2号，pp. 123-127.
- 柳 哲雄・井川周三 (1992)：沿岸海域の残差流の診断モデル-周防灘・伊予灘への適用例-，沿岸海洋研究ノート，第30巻，第1号，pp. 108-115.
- Chang, Pil-Hun, X. Guo and H. Takeoka (2009)：A Numerical Study of the Seasonal Circulation in the Seto Inland Sea, Japan. *Journal of Oceanography*, Vol. 65, pp. 721-736.
- Hill, A. E., R. Durazo and D. A. Smeed (1994)：Observations of cyclonic gyre in western Irish Sea, *Continental shelf Research*, Vol.14, No.5, pp. 479-490.
- Hill, A. E. (1996)：Spin-down and the dynamics of dense pool gyres in shallow seas, *Journal of Marine Research*, 54, pp. 471-486.
- Rolando, S. B., A. Isobe, M. Shimizu, A. Kabeda, T. Takeuchi and H. Takeoka (2002)：Circulation and Material Transport in Suo-Nada during Spring and summer. *Journal of Oceanography*, Vol. 58, pp. 759-773.
- Takeoka, H., O. Matsuda and T. Yamamoto (1993)：Processes causing the Chlorophyll a Maximum in the Tidal Front in Iyo-Nada, Japan. *Journal of Oceanography*, Vol.49, pp. 57-70.