

## 浜田における水位と“底部冷水”の変動との相関

森脇 晋平\*・小川 嘉彦\*\*

### Relationship between Fluctuations of the “Bottom Cold Water” and Sea Level Variations at Hamada

Shimpei MORIWAKI\* and Yoshihiko OGAWA\*\*

#### Abstract

This paper examines the fluctuation of oceanic “Bottom Cold Water” (BCW) with special reference to sea level variations. This study is based on a combination of data sets. One is data derived from oceanographic experiments carried out in Hamada coastal waters of the southwestern Japan Sea during 1983 and 1984. In addition, a temperature data set obtained from repeaters attached to the submarine cable off Hamada as well as wind data and sea level data from the Hamada coast were utilized. The data sets reveal that the sea level at Hamada coast varies in accordance with the changes of Ekman transport generated by the alongshore component of wind stress. In addition, the fluctuation of BCW is closely related to variations of the sea level. Furthermore, no significant phase differences were observed between wind stress and the variations of both sea level and BCW. Therefore this fact suggests that fluctuations of BCW off Hamada are the up/downwellings generated by local wind stress.

#### 1. 緒 言

“底部冷水”とは陸棚上底層部に出現する冷水で、その変動は主温度躍層の陸棚との交点の深度の変動としてとらえられる(森脇・小川, 1988)。“底部冷水”の存在は古くから漁業者にも知られている(例えば, 北原, 1921)が、従来、日本海南西部浜田沿岸水域にのみ出現する特有の局地的な海洋現象として理解されてきた(例えば, 山崎, 1969)。森脇・小川(1988)はこの“底部冷水”の海況学的特性を明らかにした上で、“底部冷水”現象は日本周辺の沿岸境界流中に一般的にみられる海洋現象であることを指摘した。また、“底部冷水”の変動は沿岸のいか一本釣漁業や底曳網漁業等の漁況変動にも影響を与えていることが明らかになりつつある(小川・森脇, 1986b; 森脇・小川, 1989)。

“底部冷水”の出現する理由については表層流の変動

に起因する補償流としての湧昇である可能性が宇田(1931)によって推定されていたが、最近になって小川・森脇(1986b)は浜田沖の共同観測(森脇・小川, 1985; 小川・森脇, 1985; 森脇・小川, 1986; 小川・森脇, 1986a)から、“底部冷水”を一種の沿岸湧昇現象としてとらえ、その変動機構についても言及している。とは言え、小川・森脇(1986b)が提示した変動モデルではまだ実測データに基づいて十分検討されていない部分を残している。そこで、この論文では特に沿岸の水位変動に焦点を当て、これまでの一連の報告で明確にされていなかった風の応力の変動と沿岸水位の変動との関係並びに沿岸水位の変動と“底部冷水”の変動との関係(小川・森脇, 1986a, b)について検討を行った。

#### 2. 資料と方法

ここで用いた資料は大きく2つに分けられる。第一の資料は1983年と1984年のそれぞれ6月と10月に浜田沿岸水域で島根県水産試験場と山口県外海水産試験場が実施した共同観測から得られたものである。観測の内容についてはすでに報告されている(森脇・小川, 1985; 小川・森脇, 1985; 森脇・小川, 1986; 小川・森脇, 1986

1991年8月2日受理

\* 島根県水産試験場三刀屋内水面分場 Mitoya Branch of Shimane Prefectural Fisheries Experimental Station, Kojho, Mitoya 690-24, Japan

\*\* 水産庁日本海区水産研究所 Japan Sea National Fisheries Research Institute Suido-cho, Niigata 951, Japan

a, b) ののでここでは詳しくは触れないが、この観測で得られた日々の反復観測資料のうち、表層流動に関しては Fig. 1 の Cur. Drogue Stn. に海流板を投入し12時間以上追跡可能であった日の海流板追跡結果(小川・森脇, 1986 b ; Table 2)を用いた。海上風は海流板追跡と並行して調査船上で観測されたものである。風の応力は KUTSUWADA (1982) に従って計算したが、風向については風の吹いて行く方向を風向として表示してある。“底部冷水”の発達・衰退の程度を表す指標としては調査範囲内の観測点 (Fig. 1) を欠測なく水温観測できた日の底層部の最低水温値(小川・森脇, 1986 b ; Table 1)を採用した。

第二の資料は海底ケーブルの中継器から記録した浜田沖の海底温度のデータである。浜田沖には日本と韓国とを結ぶ国際海底ケーブルが敷設されている。データを得た中継器は浜田沖の海底にあり (Fig. 1 ; Ca. Stn. 1 及び Ca. Stn. 2), 連続して得られたデータは1982年7月20

日から8月10までの毎日の観測値である。なお、毎日の連続海底温度データはここで取り扱った期間以外については記録として残されていない。しかし、1980年10月から1986年12月の期間についてはほぼ一週間間隔で海底温度の記録を得ている。そこで、海底下に埋設されている海底ケーブルの中継器から得られた海底温度と実際の海底直上の水温との関係を見るため、中継器の一つ Ca. Stn. 1 (Fig. 1) から得られたデータとその近傍の月例定線海洋観測点 SN-Stn. 1 (Fig. 1) の最深部の水温値のうち、同一観測日に得られたものを選び出して両者の関係を調べるとその間には高い相関が認められる (Fig. 2)。なお、温度のデータについては対象となる期間の平均値からの偏差として表示してある。この結果から、海底ケーブルから得られた海底温度は周辺の海底付近の水温値をよく反映しており、底層の水温変化を表す指標となりうると判断できる。

海底ケーブル中継器の温度データが得られた期間の風のデータとしては浜田測候所 (Fig. 1) の風向・風速の観測データを、また沿岸水位のデータとしては同所所管

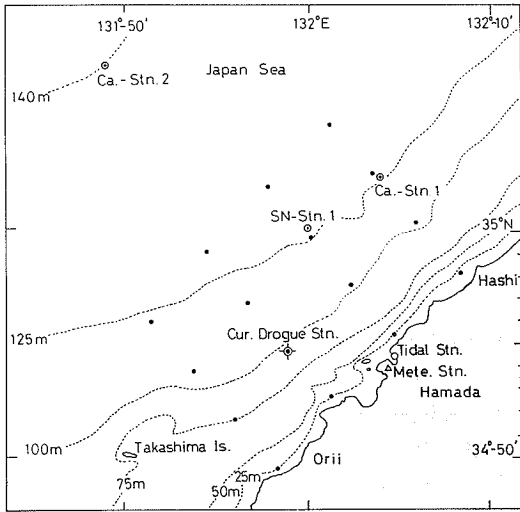


Fig. 1. Study area off Hamada and station locations. Small solid circles indicate the location of hydrographic stations in 1983 and 1984. Dotted circle with cross denotes the location where a current drogue was released to be tracked at 24h intervals. Two circles with small cross show the locations of submarine cable repeater. Dotted circle with capital "SN-Stn. 1" denotes the location of routine hydrographic station. Triangle and small open circle denote the locations of the Hamada Meteorological Station and Tonoura Tidal Station respectively.

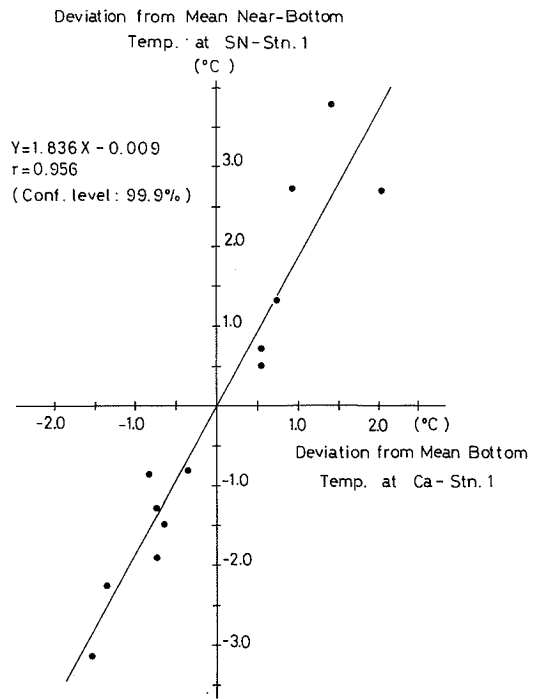


Fig. 2. Correlation of deviations from the mean between sea bottom temperature at Ca. Stn. 1 and near-bottom temperature at SN-Stn. 1.

の外浦検潮所 (Fig. 1) の潮位データを使用した。風のデータは3時間毎に得られているが海上風に準じて日平均を算出し、これを基に検討を行った。また、沿岸水位は日平均潮位を日平均気圧で補正したものをを用いて検討した。

### 3. 結果と考察

陸岸に平行な海上風の応力の変化と陸岸に直角な流れの成分の変化との関係を検討した結果を Fig. 3 に示す。6月、10月とも両者の間に有意な正の相関が認められる。この結果 (Fig. 3) は、北東向きの海上風が卓越しているときには向岸流が、逆に南西向きの海上風が卓越しているときには離岸流が、それぞれ風の応力の強さに比例して発達することを示している。海流板の抵抗板の中心は海面下5mの表層混合層内にある (小川・森脇, 1985) が、表層混合層内ではエクマン輸送にともなう流

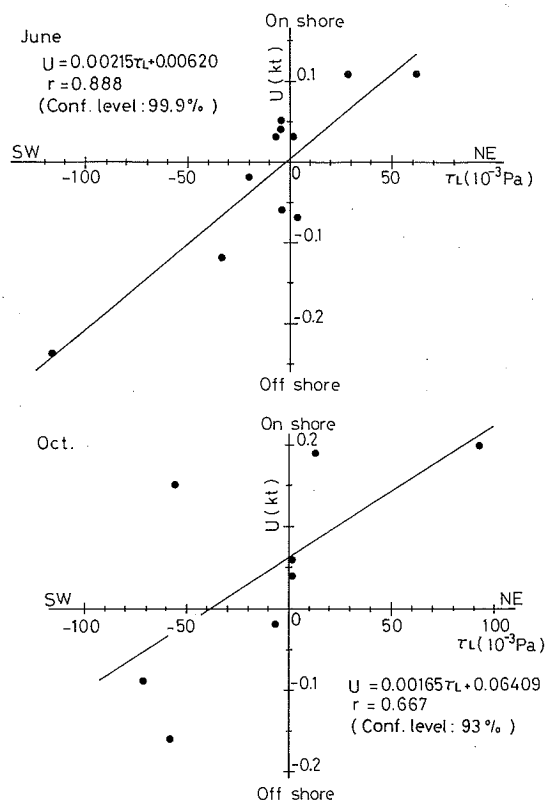


Fig. 3. Correlation between long-shore components of wind stress and cross-shore components of current.

れの大きさはほぼ均一と仮定してよいと考えられる (例えば, POLLARD and MILLARD, 1970)。つまり、風の応力の陸岸に平行な成分 ( $\pm \tau_L$ ) の変動に対応して陸岸に直角方向へのエクマン輸送 ( $\pm U$ ) が発達しており、 $\tau_L$  と  $U$  との間に一定の関係が成り立っていることがわかる。

風の応力の変化に対応した陸岸に直角方向へのエクマン輸送は沿岸水位の変動に影響を与えていると予想される。この点を確かめるために陸岸に直角方向の流れの成分と沿岸水位との関係を検討した (Fig. 4)。ここでは、1983年6月と1984年6月の月平均潮位の差、及び1983年10月と1984年10月の月平均潮位の差を求め、この値で1983年の値に補正して統一することで年による水位の差を補正してある。

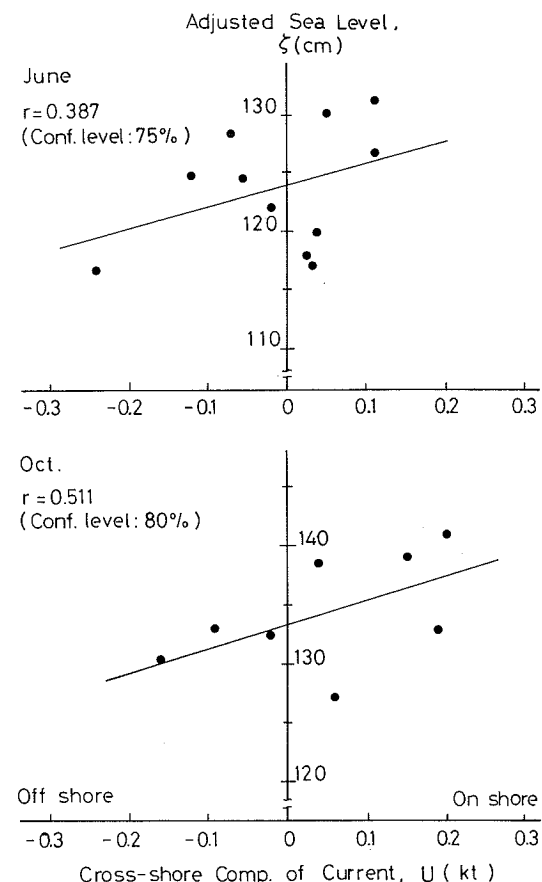


Fig. 4. Correlation between cross-shore components of current and adjusted sea levels.

流れの陸岸に直角方向の成分と沿岸水位との関係は6月で有意水準75%, 10月で80%と高いとは言えない。その理由としては、(1) エクマン輸送の結果として予想される沿岸水位の変化量はただか数cmのオーダーである(小川・森脇, 1986 a) こと、及び(2) 風の弱いときは海上風とエクマン輸送との相関は明瞭には現れにくい傾向があり、海上で作業を行うという海洋観測の性質上こうした風の弱い日に観測が集中していること等が考えられる(小川・森脇, 1986 a) が、Fig. 4では対馬海流に対応する北東向きの海岸に平行な一般流( $V_T$ )の変化に伴う水位変化をも含んだ水位変動( $\zeta$ )と対比していることによると考えられる。 $V_T$ が一定していればエクマン輸送( $\pm U$ )によって起きる水位変化( $\pm \Delta \zeta$ )は $\zeta$ にそのまま反映されるが、実際には対馬海流自体別個の変動をしていて、 $V_T$ は一定ではなく、従って $\zeta$ も一定しているとは考えにくい。

実際の水位を $\zeta$ と $\pm \Delta \zeta$ としたとき、これから $\pm \Delta \zeta$ の値を分離することは厳密にはできないが、 $\pm \Delta \zeta$ の指標として便宜的に $\pm \Delta \zeta$ の前日差( $\pm \Delta \zeta'$ )をとってエクマン輸送の指標としての $\pm U$ と対比して検討した(Fig. 5)。水位変化を前日からの偏差としてとらえると、6月と10月の資料を統一して扱うことが可能となる。結果(Fig. 5)を全体としてみると、流れの陸岸に直角方向の成分( $\pm U$ )と水位変化( $\pm \Delta \zeta'$ )の間には有意な相関が認められる。つまり、沿岸水位の変動は実際にエクマン輸送の変化に対応して起きていると考えられ

る。

ところで、岸沖向きのエクマン輸送の発達に伴って沿岸湧昇-沈降-が発達しており、その変動を陸棚上底部の水温変動としてとらえたものが“底部冷水”の変動である(小川・森脇, 1986 b)。また、エクマン輸送が発達すると共に、陸岸に平行な流れの成分にも変化がみられ、陸岸に平行な流れの成分と底層部の最低水温との間に有意な相関が認められることもすでに明らかにされている(小川・森脇, 1986 b)。そこで、ここでは“底部冷水”の変動の指標として各観測航海毎に調査海域で得られた底層部の最低水温を用い、沿岸水位と直接対比して両者の関係を調べた(Fig. 6)。その結果、沿岸水位と底層部最低水温の間にはきわめて明瞭な相関関係が認められた。この相関について注目すべき点は、例えば、CSANADY (1982)の二層モデルにしたがって言えば、岸近くではバロトロピックな成分が支配的である水位の変動とバロクリニックな成分が支配的である“底部冷水”の変動とが共に海上風の応力の変動に対応して変動していて、位相のずれが認められず有意な相関を示していることである。このことは、浜田沿岸水域ではその場の風の応力によって強制されて湧昇が起きていることを示している。さらに、実際的な面からFig. 6の相関は沿岸水位の変動から“底部冷水”の変動を予測できる点でも注目される。

そこで次に、風の応力と沿岸水位及び“底部冷水”とが常に対応して変化しているのか否かを浜田測候所の風

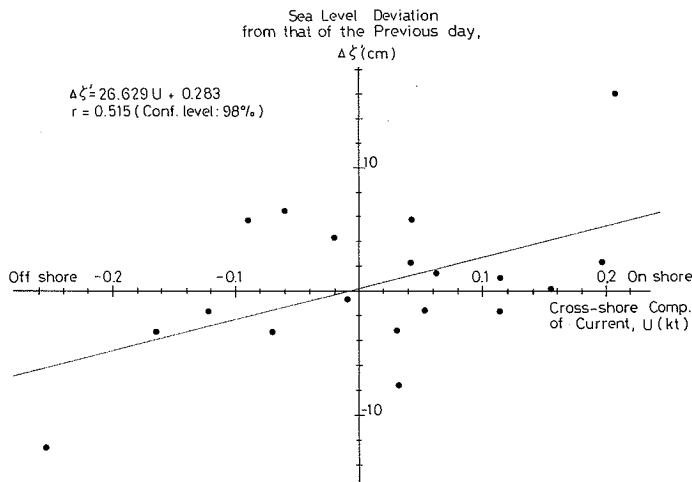


Fig. 5. Correlation between cross-shore components of current and sea level deviations from that of the previous day.

浜田における水位と“底部冷水”の変動との相関

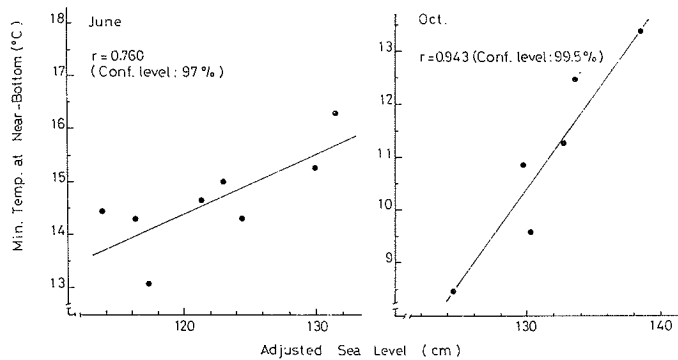


Fig. 6. Correlation between adjusted sea levels and daily minimum temperatures at near-bottom.

のデータ、外浦検潮所の潮位記録及び海底ケーブルの中継器から得られた海底温度データを基に検討した。Fig. 7には海底ケーブル中継器の温度資料が得られている1982年7月20日から8月10日の間の風の応力の陸岸に平行な成分、沿岸水位、沿岸水位の前日からの偏差、Ca. Stn. 1とCa. Stn. 2における海底温度の調査期間における平均値からの偏差及び海底温度の前日からの偏差を対比して示してある。

風の応力の陸岸に平行な成分 (Fig. 7, a) の変化をみると、8月1日と8月9日に南西向きの成分が他の日に比べ特に大きかったことが特徴的である。この両日以外は比較的風の弱い期間に当たっているが、平均的にみると8月1日までは南西向きの成分が、8月2日～8日は北東向きの成分が相対的に優勢であったことがわかる。

沿岸水位 (Fig. 7, b & c) は調査期間中7月27日までほぼ上昇傾向を示し、27日に最高値を記録した後下降に転じている。8月2～3日は欠測のためデータを欠くが、水位はその後6日まで上昇し、再び下降している。日本海沿岸の潮位変動について調べたSHOJI (1961) は潮位変動に与える風の作用が大きいことを指摘し、東～北東向きの風は水位を上昇させ、南～南西向きの風は水位は下降させると述べており、谷岡 (1971) も同様の傾向を指摘している。特に、水位の前日差 (Fig. 7, c) を風の変化と対比させてみると、風の南西向きの成分が一時的に大きくなった期間と水位の下降とがよく対応していることがわかる。7月30日からは風の南西向きの成分が発達し8月1日には南西向きの応力が特に大きくなっているが、水位の前日からの変化量 (Fig. 7, c) は7月

31日～8月1日に著しく下降している。

海底温度 (Fig. 7, d & f) はCa. Stn. 1では7月23～24日頃に調査期間を通じて最も高い値を示したが、25日頃からしだいに下降し、8月2日に最低となっている。この値はその後上昇に転じ、8月6日頃に低いピークを示した後再びゆるやかに下降している。この変化の様子を前日からの変化量 (Fig. 7, e) でみると、7月30日～8月1日にかけての温度の下降が著しいことがわかる。Ca. Stn. 2の温度変化 (Fig. 7, f) はCa. Stn. 1のそれに比べ小さい。調査期間内では一度水温は上昇し、その後下降している点では傾向的にはCa. Stn. 1での変化と類似している。しかし、Ca. Stn. 2では水温のピークの起時はCa. Stn. 1に比べ2～3日遅れ、またCa. Stn. 2ではCa. Stn. 1に現れたような8月6日頃の弱いピークは現れていない。そうした変動のパターンの違いは水温前日差の時系列 (Fig. 7, g) にもよく反映されており、Ca. Stn. 1で7月30日～8月1日の間にみられたような急激な水温低下現象はCa. Stn. 2では認められていない。

このような海底温度の変動を風の応力及び水位変化と対比してみると、Ca. Stn. 1では風の南西向きの成分が卓越し水位が大きく下降した8月1日の下降量が最も大きくなっており、陸岸に平行な風の成分が北東に転じた8月2日以降は海底温度は逆に上昇を始めている。また、8月6日～9日にかけては風の成分が北東向きから南西向きに変わった時期に相当するが、この期間もCa. Stn. 1の海底温度が低下し始めた時期と一致している。ただ、すでに指摘したように沖合のCa. Stn. 2の温度変

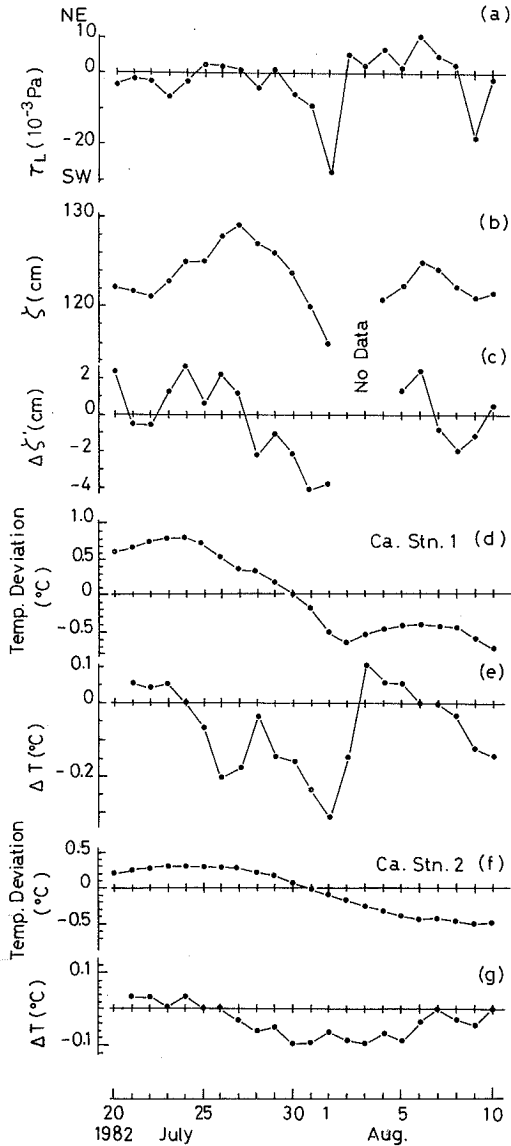


Fig. 7. Time series of long-shore component of wind stress at Hamada Meteorological Station (a), adjusted sea level at Tonoura Tidal Station (b), adjusted sea level deviation from that of the previous day (c), sea bottom temperature deviation from the mean at Ca. Stn. 1 (d), sea bottom temperature deviation from that of the previous day at Ca. Stn. 1 (e), sea bottom temperature deviation from the mean at Ca. Stn. 2 (f), and sea bottom temperature deviation from that of the previous day at Ca. Stn. 2 (g), from July 20 through August 10 in 1982.

化は相対的に小さく、風の応力や水位の変化との対応関係は見かけ上必ずしも明瞭ではない。

実際これらの対応関係を基に風の応力の陸岸に平行な成分と沿岸水位との間、及び沿岸水位と海底温度との間の相互相関を調べた結果 (Figs. 8 & 9) をみると、いずれもタイム・ラグ0日のところにピークがみられ、統計的にも有意な相関のあることがわかる。このことは、風の変動と沿岸水位の変動、及び沿岸水位の変動と海底温度の変動の間には日スケールでは時間の遅れは検出できないことを示している。

山陰沿岸の大社湾あるいは但馬沿岸での係留系による長期測流の結果からは数日周期の流速変動が見出されており、これら数日周期の変動は陸棚波の伝播によると解釈されている (柳ほか, 1984; 松山ほか, 1986)。しかし、限られた狭い範囲での測流結果である上に、流速変動と共に付近の海洋構造の変化が追跡されていないので、見出された流速変動の実態についてはよくわかっていない。但馬沿岸の流れの場の特性を KUNDU *et al.* (1975) にならって解析した松山ほか (1986) は、沿岸水位と風の応力とバロトロピックモードの流れが対応しているところから強制陸棚波 (GILL and SCHUMANN,

Long-shore Comp. of Wind Stress  
 → Adjusted Sea Level

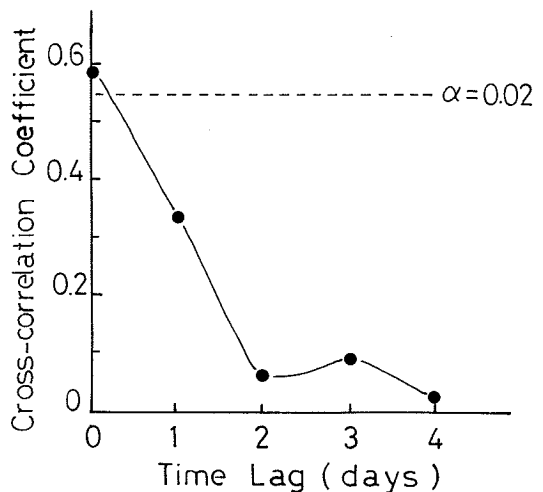


Fig. 8. Cross-correlation between long-shore components of wind stress and adjusted sea levels.  $\alpha$  means the confidence limit.

1974)の可能性もあるとしている。GILL and CLARKE (1974)は、陸棚のある沿岸海域が風に強制されて示す応答を沿岸湧昇の問題として論じ、成層しているか陸棚地形の存在する場合には内部ケルビン波と陸棚波の混合型の波が発達することを指摘している。浜田沖の観測結果をみる限り、風の応力の変化に対して流れと“底部冷水”(小川・森脇, 1986b)及び沿岸水位(Figs.7&8)とが共に対応していること、現実には浜田沖には陸棚が存在すること、さらに、“底部冷水”の変動と沿岸水位の変動とが時間の遅れをとまわず相関している(Figs.6 & 9)ことを考えると、“底部冷水”の変動はGILL and CLARKE (1974)が扱った現象と類似の現象である可能性が考えられる。

#### 4. 要 約

日本海南西部の浜田沿岸海域で実施した海洋観測結果、海底ケーブル中継器の海底温度記録及び浜田港外浦検潮所の潮位データに基づき、特にこれまで解析が充分でなかった沿岸水位の変動に焦点を当てながら“底部冷水”の変動を調べた。その結果、(1)海上風の変化に伴うエクマン輸送に対応して沿岸水位が変動していること、及び(2)沿岸水位の変動と“底部冷水”の変動とは相関して生起していることを明らかにした。また、(3)風の変動に対するこれらの変動の間には位相差が

認められないことから、(4)浜田沖で観測される“底部冷水”の変動はその場の風の応力によって強制的に引き起こされた沿岸湧昇現象である可能性を指摘した。

#### 5. 謝 辞

本稿をまとめるに当たり有益な批判と助言をいただいた京都大学名誉教授川合英夫博士、東京水産大学助教授松山優治博士、広島大学工学部助手中嶋秀夫博士、及びいねいに原稿を校閲して頂いた査読者の方に心からお礼申し上げます。この論文の主要な部分は著者らの旧所属時代に得た海洋観測データに基づいている。共同観測の配船に御配慮いただいた島根県水産試験場高橋伊武次長(当時漁場開発科長)及び山口県外海水産試験場中原民男場長(当時漁業科長)、並びに現場の観測で努力していただいた島根県水産試験場調査船明風、同・島根丸及び山口県外海水産試験場調査船黒潮丸の乗組員各位に深く感謝する。また、明風の中村初男航海士にはデータの整理に御協力いただき、元島根県水産試験場長山崎繁氏には海底温度の解析を強く勧められた。さらに、国際電信電話株式会社浜田海底線中継所蛸谷昭平所長には海底温度の資料を提供していただいた。ここに記して感謝する。

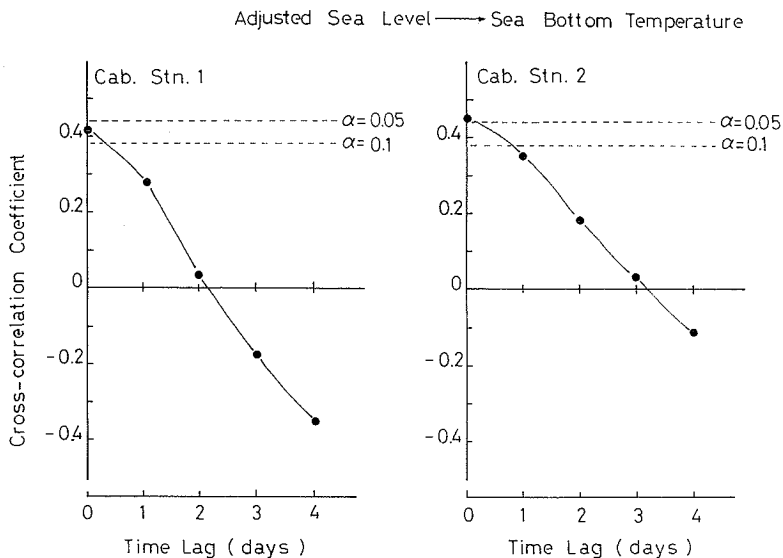


Fig. 9. Cross-correlation between adjusted sea levels and sea bottom temperatures.  $\alpha$  means the confidence limit.

文 献

- CSANADY, G. T. (1982) Circulation in the coastal ocean. 1st ed. D. Reidel Publishing. Co. Dordrecht, Holland, X+279pp.
- GILL, A. E. and A. J. CLARKE (1974) Wind-induced upwelling, coastal currents and sea level changes. *Deep-Sea Res.*, **21**, 325-345.
- GILL, A. E. and E. H. SCHUMANN (1974) The generation of long shelf wave by the wind. *J. Phys. Oceanogr.*, **4**, 83-90.
- 北原多作 (1921) 日本海の海流. 海洋研究. 漁村夜話. 大日本水産会, 東京, 342pp.
- KUNDU, P. K., J. S. ALLEN and R. L. SMITH (1975) Model decomposition of the velocity field near the Oregon Coast. *J. Phys. Oceanogr.*, **5**, 683-704.
- KUTSUWADA, K. (1982) New computation of the wind stress over the North Pacific Ocean. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **38**, 159-171.
- 松山優治・名角辰郎・高畑哲男 (1986) 但馬沿岸の流れの場の特性. 沿岸海洋研究ノート, **23**, 129-138.
- 森脇晋平・小川嘉彦 (1985) 浜田沿岸水域における海洋構造の季節変化にともなう“シロイカ”漁場形成位置の地理的变化. 水産海洋研究会報, **47・48**, 29-35.
- 森脇晋平・小川嘉彦 (1986) 餌生物としてのいわし類の変動が“シロイカ”の漁場形成と漁況変動に及ぼす影響. 水産海洋研究会報, **50**, 114-120.
- 森脇晋平・小川嘉彦 (1988) “底部冷水”の海況学的特性. 東北水研研報, **50**, 25-47.
- 森脇晋平・小川嘉彦 (1989) 日本海南西海域における“底部冷水”の底魚類への影響. 東北水研研報, **51**, 167-181.
- 小川嘉彦・森脇晋平 (1985) 浜田沿岸海域における“シロイカ”漁況と流況との関係を示す観測例. 水産海洋研究会報, **49**, 7-15.
- 小川嘉彦・森脇晋平 (1986 a) 浜田沿岸水域における風の変化に伴う流れの変動. 日本海ブロック試験研究集録, **7**, 1-13.
- 小川嘉彦・森脇晋平 (1986 b) “底部冷水”の変動機構. 東北水研研報, **48**, 97-114.
- POLLAD, R. T. and R. C. MILLARD, JR. (1970) Comparison between observed and simulated wind-generated inertial oscillations. *Deep-Sea Res.*, **17**, 813-821.
- SHOJI, D. (1961) On the variations of the daily mean sea levels along the Japanese Island. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **17**, 141-152.
- 谷岡克己 (1971) 山陰地方の高潮. 海と空, **46**, 87-96.
- 宇田道隆 (1931) 日本近海各月平均海洋図 (自大正7年至昭和5年 1918-1930) 並びに該図より推定されたる海流に就いて (第二報: 一月より六月迄). 水産試験場報告, **2**, 59-81.
- 山崎 繁 (1969) 底部冷水について. 水産海洋研究会報, **14**, 93-101.
- 柳 哲雄・磯田 豊・児玉理彦 (1984) 山陰海岸の長周期波. 京大防災研究年報, **27(B-2)**, 611-620.