

1985年11月の四国沖の海底地形「土佐礫」上 およびその周辺の海洋構造*

関根 義彦**・松田 靖**

Hydrographic structure around the Tosa-bae, the bump off Shikoku south of Japan, in November 1985*

Yoshihiko SEKINE** and Yasushi MATSUDA**

Abstract: The hydrographic observation around the Tosa-bae, the bump off Shikoku, has been made in November 1985. A colder temperature region exists on the western ridge of the Tosa Bump, while a warmer temperature region is found on its eastern ridge. This feature seems to be identical with the results of numerical experiment performed by HUPPERT and BRYAN (1976). The existences of the coupled cold and warm temperature regions on the ridge of the Tosa Bump are detected down to about 500 db, but only a cold temperature region is found at greater depths. The flow of the Kuroshio below the mixed layer is influenced by the topographic effect of the Tosa Bump.

1. はじめに

日本南岸の海底地形の等深線を詳しく見ると、四国の室戸岬沖に陸棚斜面から500m余り盛り上がった海山があることに気づく。この海山は「土佐礫」と呼ばれ、水深500m以浅の領域が東西に約50km、南北に約20kmの東西に長い楕円形をしている。Fig. 1に日本南岸の海底地形と土佐礫周辺の海底地形を等深線で示した。日本南岸全体を見れば、伊豆半島南方にある伊豆・小笠原海嶺がスケールも大きくきわめて特徴的な地形であるが、それ以外では陸棚斜面上にある「土佐礫」も注目すべき海底地形である。

地球流体力学の視点から見ると、海山のような海底地形をした「土佐礫」上の海洋構造、とりわけ黒潮の流れに及ぼす海底地形効果は、きわめて興味深い問題である。大西洋の湾流流域にもCharlston Bumpという堆があり、その地形効果による渦の形成、海流の蛇行などが観測や人工衛星の赤外画像から指摘されている（例えばLEGECKIS, 1978; CHAO and JANOWITZ, 1979; SINGER *et al.*, 1983）。また、大西洋のAtlantis IIと

呼ばれる海山上でも、その地形効果を調べる観測が行なわれている（例えばVASTANO and WARREN, 1976）。

一般に海底地形がその上を流れる海流に及ぼす地形効果の大小は、地形の上に生じるテラー-コラムの鉛直構造と関係する。ここでのテラー-コラムはテラー-ブラウドマンの定理が成立する狭義の意味ではなく、密度成層の存在で流れが鉛直方向に変化する場合を含む広義のものである。すなわち、海洋の密度と圧力が順圧に近い状態で流れが小さい時には流れが鉛直方向に一様に変化しないテラー-コラムが存在する（例えばGREENSPAN, 1963; PEDLOSKY, 1979）。この場合にはほぼ等深線（正確には、 f/h 、ここで f はコリオリのパラメータ、 h は水深）に沿う鉛直方向に一様な流れが形成されるため、海底地形効果はその上の流れに大きな影響を及ぼす。これに対して、海底地形上およびその周辺の鉛直密度成層が著しく、海洋構造が傾圧の性質を持ち、また系のロスビー数(U/fL 、ここで U は流れの代表流速、 L は地形の水平スケール)が大きい時にはテラー-コラムは海底地形上から海面に向けて円錐状になり、地形が上層の流れに及ぼす影響は比較的小さくなる（例えばHOGG, 1975; JOHNSON, 1977）。

関根(1984)は、JOHNSON(1977)などによって示されたテラー-コラムの高さの目安(fL/N 、ここで N はバイサラの振動数)、および山形(1978)の2層モデルの

* 1987年3月26日受理 Received March 26, 1987

** 防衛大学校地学科,
〒239 神奈川県横須賀市走水 1-10-20
Institute of Geosciences and Astronomy, The
National Defense Academy, Yokosuka, 239 Japan

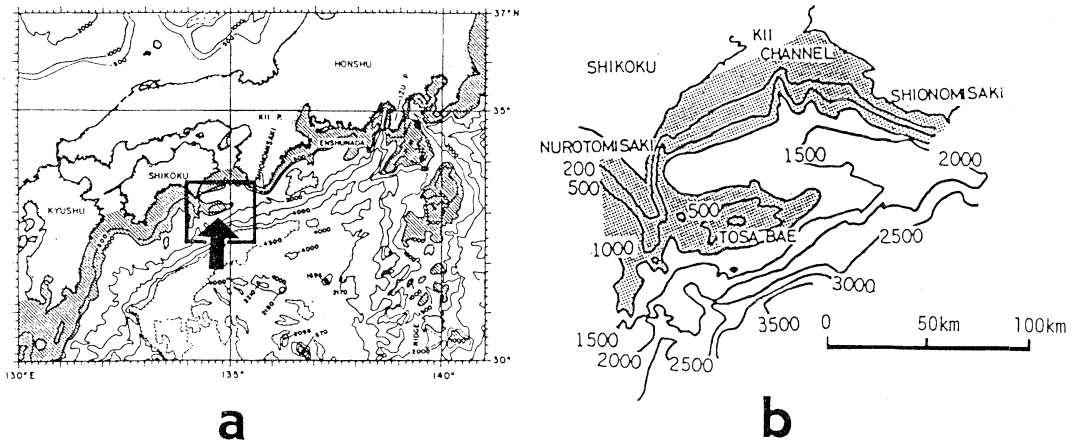


Fig. 1. Bathymetric charts (a) south of Japan (after Taft, 1972) and (b) around the Tosa Bump. The position of the Tosa Bump in (a) is indicated by an arrow. Contours are in meters.

海底地形効果を調べた研究結果の応用などにより、「土佐湾」上には、少なくとも海水面にまで達するテーラーコラムが存在する可能性があることを指摘した。また、「土佐湾」は陸棚斜面上にあるため、「土佐湾」の地形効果によって生じた流れの擾乱は黒潮の一般流と相互作用しながら陸棚斜面に沿って移動することが考えられる。

日本南岸の黒潮流路には、大蛇行流路と非大蛇行流路のいずれかが選択的に見られるが（例えば STOMMEL and YOSHIDA, 1972; NISHIDA, 1982; ISHII *et al.*, 1983）、「土佐湾」はこの2つの流路の分岐点に位置している。「土佐湾」の地形効果が大きい時には、黒潮流路がここで離岸する可能性が考えられ（関根, 1981）、小さい時には接岸の傾向が強くなる。このような点から、「土佐湾」の地形効果は日本南岸の黒潮流路にも影響を及ぼす可能性が高い。

以上の「土佐湾」の地形効果に関する理論的考察に対して、吉岡ら（1986）により初めて1984年4月にテーラーコラムの鉛直構造に注目した観測がなされた。その結果、(i) 水温分布は200m以浅では黒潮の東向きの流れに対応するフロント状をなし「土佐湾」の流れ、密度場に及ぼす地形の効果は小さい、(ii) 200m以深では地形の等深線にほぼ沿うような水温場と流れが卓越し、地形効果の存在が認められた。

本研究は、より詳細な観測により「土佐湾」上のテーラーコラムの鉛直構造と周辺の海域への地形効果の影響を論じたものである。吉岡ら（1986）の観測が4月の表層水温が上昇する期間に行なわれたのに対し、本研究の観測は1985年11月に行なわれ、海面が冷却され水温が下降する期間に対応している。

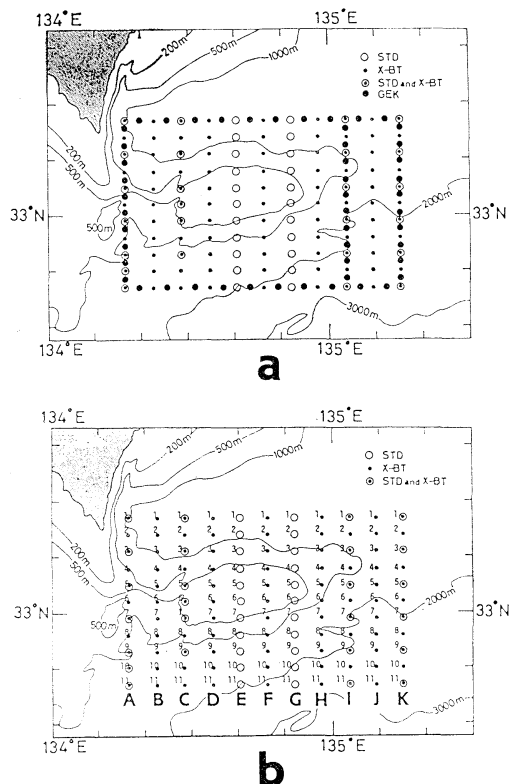


Fig. 2. (a) Stations from November 16 to 26, 1985. (b) Names of observational lines and stations used for the analysis.

2. 観測

観測は、1985年11月16日から26日にかけて防衛庁の海洋観測艦「すま」を用いて行なわれた。Fig. 2に本研究

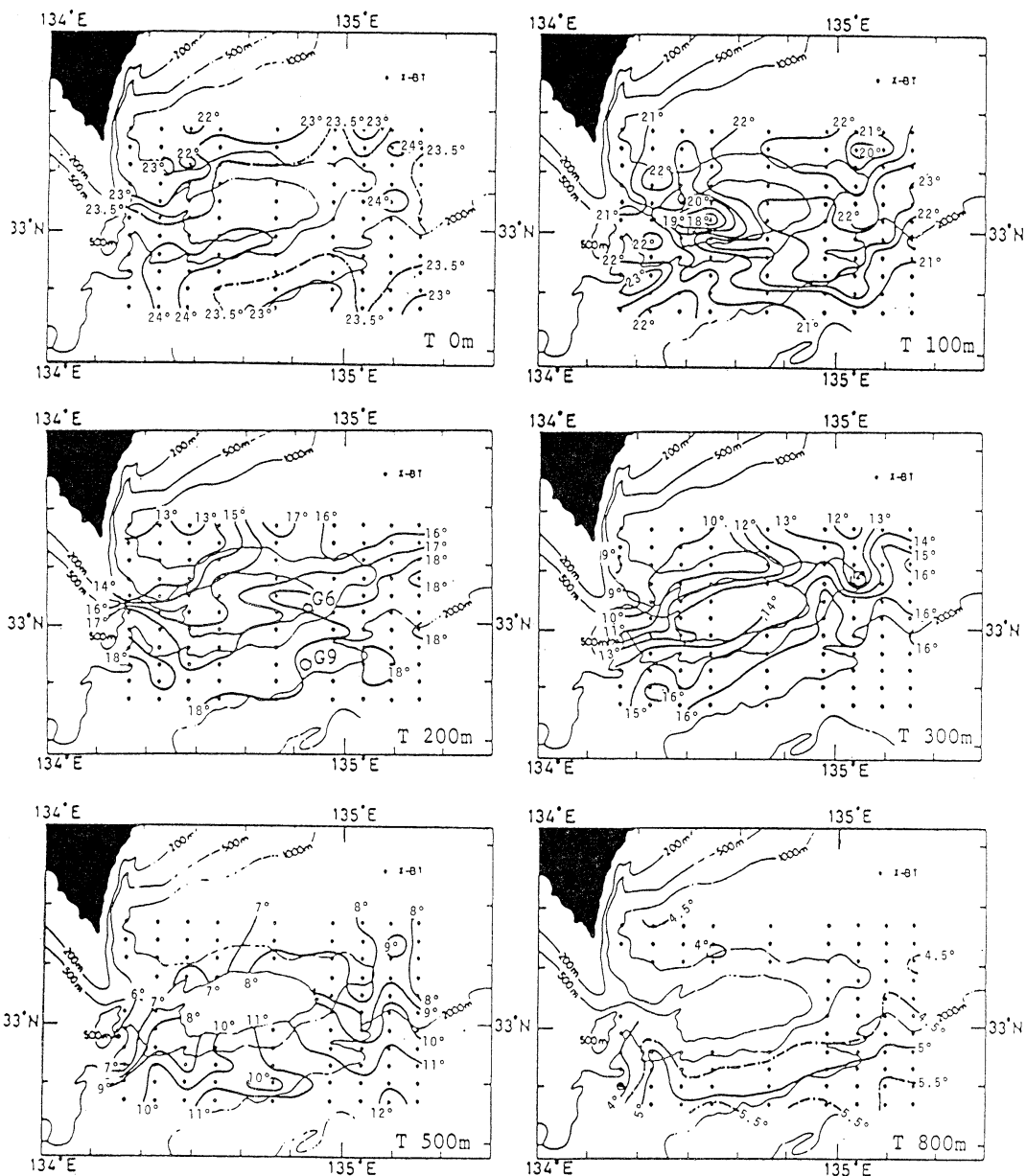


Fig. 3. Horizontal distribution of temperature at depths of 0, 100, 200, 300, 500 and 800 m.

の測点を示す。「土佐簷」の周辺、および黒潮に関して下流にある南北測線 I, K を含む 5 つの観測線上で GEK による測流を行ない、同測線および内部ではなるべく多くの XBT と STD の観測を行なった。すなわち、測線 A, B, C は黒潮の「土佐簷」の地形効果が現われ始める領域を南北に切っており、測線 D, E, F, G は地形効果が最も大きい「土佐簷」の中央部を南北に切る。これに

対して測線 H と I は「土佐簷」の地形効果がやや小さくなる領域にあり、さらに黒潮に対して下流になる東端の測線 J と K は水深が 1000 m 以上の海域にあり、「土佐簷」の海底地形の影響は直接的にはないと考えられる。したがって、測線 J と K は「土佐簷」の地形効果の黒潮下流域への影響、さらには「土佐簷」の地形効果の小さい領域での海洋構造と測線 D-G などの地形効果の

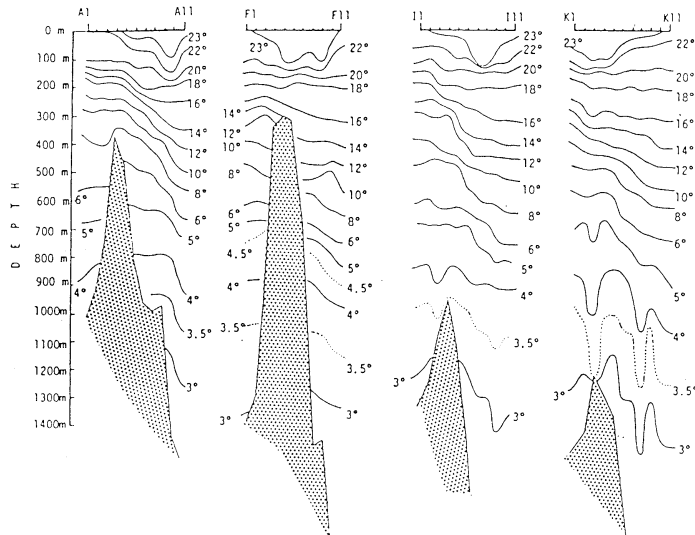


Fig. 4. Temperature cross-sections along the lines A, F, I and K. Lines and stations are shown in Fig. 2.

大きい海域でのそれとの差異などを明らかにするために設定した。観測点は南北に3海里(約5.6km)、東西に5海里(約9.3km)ごとに配置した。

3. 観測結果

Fig. 3に0, 100, 200, 300, 500及び800mの水深の水温分布を示した。海面水温は「土佐砦」の海底地形の北側で約22°C, 南側で23~24°Cであり, 南北に大きな水温差は見られない。また, 「土佐砦」の地形の等深線に沿うような形の等温線の分布も存在せず, 海面水温には地形効果の影響はみられない。関根(1984)のパラメータ解析によれば「土佐砦」上のテラコラムは表層に達することが示されたが, 図のような現実の海面水温分布に回転流体力学の理論を適応する場合には, 常に表層混合層の存在を考慮する必要があることが示唆される。本観測の海洋混合層に関する解析結果は関根・松田(1987)にまとめて述べた。

100m深の水温分布では, 「土佐砦」上の水深の浅い所に水温20°C以下の冷水域がみられる。水深500m以浅の領域の「土佐砦」の地形上でこの冷水域は西側の部分に限られ, 東側の部分は22~23°Cの暖水域になっている。黒潮の流れを示す水温フロントは, この深さでもはっきりせず, 南北方向の水温勾配もほとんど認められない。

200m深の水温分布では, 100m深でみられた20°C以下の「土佐砦」上の冷水域がはっきりしない。しかし

「土佐砦」上500m以浅の水深を持つ領域の西側には16°C以下の部分があり, 東側には17~18°Cの比較的高い水温域が見られる。100m深の水温分布と合わせてみると, 「土佐砦」の地形上には西側に冷水渦, 東側に暖水渦が存在していることが示唆される。黒潮の水温フロントについてみると, 200m深では, 100m以浅とは異なり観測域の南北で3~5°C程度の水温差がある。

300m深の水温分布では南北にフロント状の顕著な水温勾配が見られる。南北方向の水温差は「土佐砦」の西側で5~6°C, 東側では3~4°Cとやや小さく, 135°05'E, 33°10'N付近には冷水域が見られる。

500m深では南北に水温勾配を有するフロント状ではなく, 「土佐砦」の地形に関して東西に温度差が著しくなる。例えば「土佐砦」の周囲の約1000mの水深を持つ領域の500m深の水温は, 黒潮の上流域に相当する地形の西側で6~7°Cであるのに対し, 下流側(東側)では10~11°Cになっており, 3~5°Cの差がある。この等深線を切る水温分布は「土佐砦」の地形の西側で低温傾向, 東側で高温傾向を示す。この水温分布は100m深および200m深の水温分布と共通し, 「土佐砦」の地形の西側域(黒潮に関して上流側)に冷水渦, 東側域(下流側)に暖水渦があることが示される。

800m深は「土佐砦」の地形がそれより浅いため, 測点の数が少なくなるが, 等温線は海底地形の等深線に沿う傾向がみられる。特に「土佐砦」の海底地形の南側でこの傾向は顕著であり, 北側では水温はむしろ一様であ

る。このうち南側の南北の水温差は1°C程度であるが、この水深よりも深いところの流れに対してはこの水温勾配の大小が重要になることが地衡流バランスから推測される。

Fig. 4 に示した鉛直断面分布では、測線 A の断面は上流から流れる黒潮に「土佐壱」の地形が接する海域、測線 F は「土佐壱」の地形のほぼ中央部を切る断面、測線 I と K は「土佐壱」の地形の下流側にあたる海域の断面にそれぞれ対応している (Fig. 2)。測線 A では、南側の観測点 A9-A11 の範囲で海面から 100 m 程度の水深域まで約 23°C の水温の比較的高い領域が見られ、黒潮流軸に沿ってややその南側に位置する最高水温帯に対応する。「土佐壱」の地形の浅瀬よりやや南の 200-500 m 深には水温勾配があり、黒潮流軸を示す。下流に移るにつれて水温勾配はややはっきりしなくなるが、勾配の大きい所が浅瀬に対して北側にシフトしている。500 m 以深でも水温勾配がみられるが、ここで注目したいのは、「土佐壱」の地形の北側では水温勾配が逆になり、等温線が北に行く程深くなることである。同様な水温勾配は他の断面でも共通してみられ、「土佐壱」の地形の等深

線に沿うような傾圧流の存在が考えられる。測線 F では測線 A と比較すると、表層近くの最高水温帯がやや北に移っており、また 200-700 m 深の黒潮の水温躍層がややぼやけている。測線 I での断面では 4-3°C 間で等温線の上下振動が見られる。4, 3.5, 3°C の等温線の上下振動は位相が鉛直方向にきれいに同調している。さらに下流の測線 K の断面では、より著しい等温線の上下振動がみられ、ここでも振動の位相が鉛直方向に同調している。この上下振動は海底地形の頂上近くにもあるが、南側の陸棚斜面上の 1400 m 以深にまで及んでいる。この等温線の上下振動が「土佐壱」より下流域にのみ存在し上流域に見られないことから、地形の影響によって生じた内部波のような擾乱が黒潮の流れによって下流にトラップされたものと推測される。

Fig. 5 に 100, 200, 500, 800 db 面での密度 (σ_T) の水平分布を示す。黒潮系水の中であれば T-S 図を用いて塩分値を水温値より求めることも考えられるが (TAKANO *et al.*, 1981), 「土佐壱」周辺では沿岸水の影響も含まれるので塩分の変動が黒潮系水のそれと比較してやや大きい。そこで本研究では、STD 観測点の数は

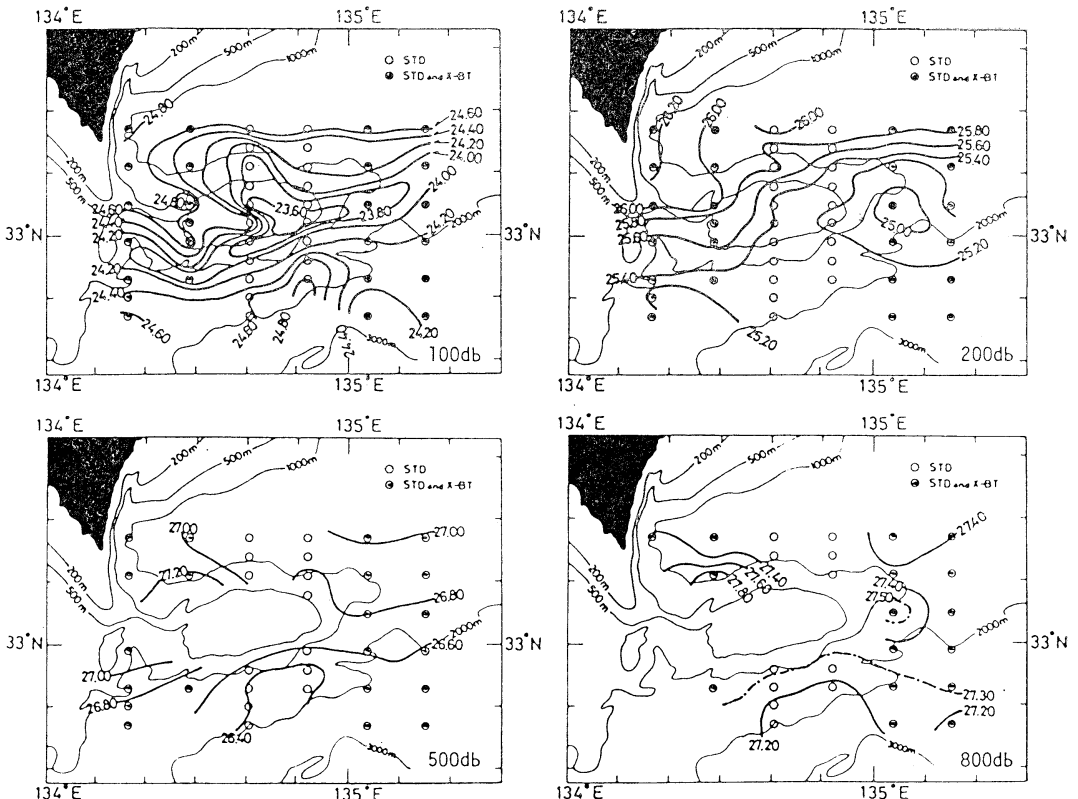


Fig. 5. Horizontal distribution of density (σ_T) at surfaces of 100, 200, 500 and 800 db.

十分ではないが、塩分は観測値のみに限った。100 db 面での密度分布では、「土佐藩」の地形の東側の浅瀬では低密度であり、西側では高密度になっている。Fig. 3 に示した水温分布と似ているが、 $\sigma_T = 23.60$ の等値線で示される低密度水が「土佐藩」の地形の東側のみに孤立した形で存在することが水温分布とは異なる。200 db 面では密度勾配が南北に大きく、弱いフロント状をした分布が見られる。しかし、「土佐藩」の地形上では西側

で高密度水が南側に、東側で低密度水が北側に張り出しており、100 db 面と同じく地形の東側に低密度水、西側に高密度水が存在することが示される。500 db 面以深では、「土佐藩」の地形の浅瀬より水深が深くなるので側面を成す斜面上の密度をみることになるが、等密度線は等深線に平行になる傾向がみられる。また、「土佐藩」の北西の斜面上に σ_T が 27.2 以上の高密度の水が地形にはりつくように存在している。この高密度水は「土佐藩」の地形の影響で存在するものと推定されるが、詳しい議論は今後の課題である。

本研究での地衡流計算においては、無流面を一つに決めるのは問題があるので、500, 700 および 800 db 面を無流面に仮定した 3 つの場合を比較した (Fig. 6)。500 db 面基準の海面での地衡流分布をみると、「土佐藩」の海底地形の上流側では南側に 1 m s^{-1} 程度の流れがあり、地形の北側では流れが小さい。これに対して地形の下流側に移るにつれて、黒潮の東向きの流れは北側で顕著になる。最大の流速は約 2.2 m s^{-1} である。「土佐藩」の上流側では黒潮流軸が南側にあり、徐々に北側にシフトして地形の下流側では「土佐藩」の北側に流軸がある。これに対して「土佐藩」の地形の南東側を見ると、流れは黒潮とは反対の西向流になっている。700 db 面を基準にした海面の地衡流分布では観測点が少ないが、500 db 面基準のそれと比較して流向に大きな変化はなく、流速の値が少し変わるだけである。同様な傾向は 800 db 面基準の地衡流分布にもみられる。そこで、700 db 面基準の 500 db 面の地衡流分布を求めた (Fig. 7)。「土佐藩」の地形の下流領域では東向きの傾圧流が卓越する。これは、主に黒潮の密度躍層の傾きが 500 db 面以深に及んでいることに関連する (Fig. 4)。「土佐藩」の地形上の観測点では「土佐藩」の地形の周囲を反時計回

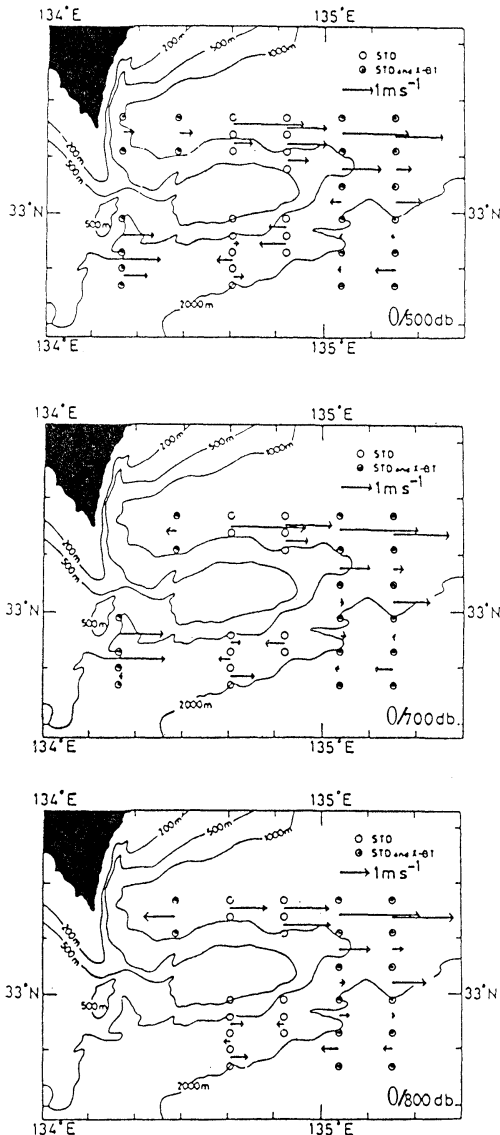


Fig. 6. Sea surface geostrophic velocity referred to 500 db (top), 700 db (middle) and 800 db (bottom).

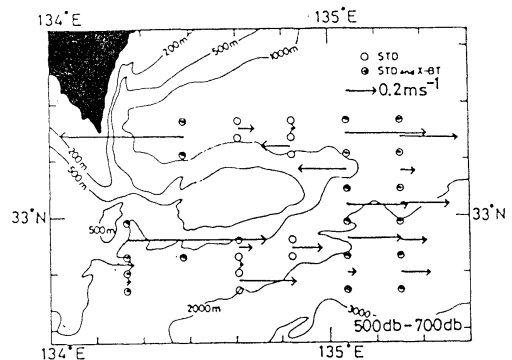


Fig. 7. Geostrophic velocity at 500 db referred to 700 db.

りに回る傾圧流の存在がみられる。この現象は 500 db 面と 700 db 面の間の層について見ると、「土佐壱」の地形上に比較的密度の大きい（比容の小さい）水があり、地形から離れるにつれて密度が小さい（比容が大きい）水が存在することを意味している。100-200 m 深では、Fig. 3 および Fig. 5 に示したように「土佐壱」の地形上に冷水渦と暖水渦が共存する形でみられたが、500-700 m 深では冷水域が顕著な密度分布となっている。

Fig. 8 に本観測で行なった GEK による測流結果を示した。「土佐壱」の地形の上流側（西側）では地形の南側に流速の大きい領域があり、下流側（東側）では地形よりも北側に流速の大きい所がある。この GEK 流速から考えられる黒潮流軸の位置は Fig. 6 に示した地衡流流速による流軸の位置とはほぼ一致する。しかし、最大流速の値は東西成分で比較すると、GEK では 1.25 m s^{-1} 程度であり、地衡流では 500 db 面基準の海面で 2.2 m s^{-1} 、800 db 面基準のそれで 2.5 m s^{-1} あり、地衡流のそれよりかなり小さい。GEK 流速では南北の観測点のすべて

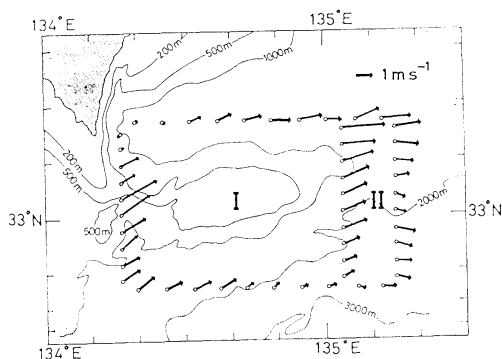


Fig. 8. Velocity vectors by GEK over the Tosa Bump observed on November 19-22, 1985.

Table 1. Geostrophic speeds (cm s^{-1}) referred to GEK values which are assumed to show velocities at 0 db.

Stations	K1-K3	K3-K5	K5-K7	K7-K9	K9-K11
0 db	169	110	61	99	95
100	147	109	60	107	111
200	95	100	57	128	112
300	73	77	34	141	106
400	44	61	7	127	136
500	19	59	-25	115	169
600	5	49	-37	103	164
700	-25	7	12	95	150
800	-44			91	134
900				64	147
1000					75

に関して東向流であるのに対し、地衡流では南端部で西向流となっている。地衡流に現われるこの西向流は、無流面を深くとる程流速値が小さくなること、Fig. 4 に示した水温の鉛直断面（測線 K）の表層近くの北側に 23°C 以上の比較的水温の高い水が厚く存在し、南側には 23°C 以下の北側より低温の水が存在すること、などにより表層近くの 0-100 m 深にある南側が低く北が高いという水温勾配に起因するものと考えられる。この水温勾配は黒潮流軸が北偏したために、この海域が黒潮流軸よりも南側に位置していることに関連する。これに対して Fig. 8 に示した GEK 流速のこの海域での東向流は、表層近くの順圧成分（海面の傾きによる地衡流）によっていと考えられる。したがって、順圧成分の流速値（あるいは、無流面の正確な深さ）を知ることが決定的に重要になる。ちなみに GEK 流速を 0 db での地衡流と仮定して求めた測線 K の鉛直断面の地衡流を Table 1 に示した。この地衡流速では Fig. 6 に示した西向流は見られず、南側の観測点 K7-K9、K9-K11 では東向流となる。前にも述べた通り海面近くの水温分布の影響により、これらの場所では地衡流流速は 100 db 以深で増加する傾向があり、表面流速が最大とはならない。これに対し、北側の領域では水深の深い所で地衡流が西向になる。

上述の地衡流の計算結果にはいずれにしても無流面の仮定が必要であり、絶対流速は何らかの仮定なくしては求まらない。例えば Inverse Method (例えば WUNSCH, 1978) を用いて本研究の絶対流速を求める場合、水温や

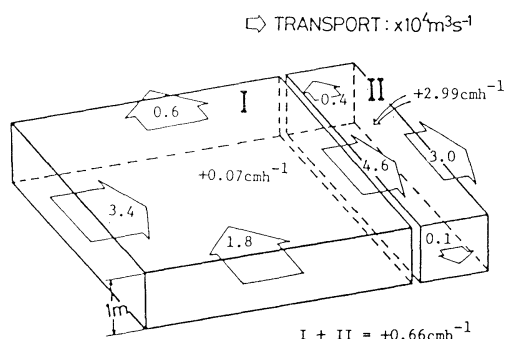


Fig. 9. Volume transport (in $10^4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} = 0.01 \text{ Sv}$) through the boundary vertical sections with GEK lines. The sea surface height at the boundary needed to estimate the volume transport is assumed to be 1 m. The divergence of water is shown at the center of each region in terms of hourly change for the surface layer. The total divergence is also shown in bottom.

密度の等値面が Fig. 8 に示した領域 I, II で連続でなく「土佐砦」の地形と交差することが多いため、平坦な海域と比較してその適応には困難な点が多い。また、黒潮流路の変動も著しいものがあり(関根・松田, 1987), 観測期間中に流路が変化している可能性があることにより、観測値に質量保存を仮定するには問題がある。その例として GEK 流速による領域内での収束・発散を求めてみた (Fig. 9)。その大きさは領域 (I) では 0.07 cm h^{-1} , 領域 (II) では 3.00 cm h^{-1} で、いずれもこの領域内への海水の収束が示される。この原因としては、前に述べた観測期間中の黒潮の変動の他に、GEK が絶対流速を与えていない、観測点のメッシュが大きすぎる、などの点も考えられる。今後、これらの問題を解決するためにも数点において直接測流を行ない、「土佐砦」周辺の海底地形上の流れの実体を明らかにすることが強く求められる。

4. 考 察

本研究の観測により、「土佐砦」の地形上の水深 100-200 m には黒潮について上流側に冷水渦、下流側に暖水渦が存在することが明らかにされた。HUPPERT and BRYAN (1976) の数値モデル実験結果では、連続成層流の中にガウシアン形の海山が存在すると、その地形効果により冷水渦と暖水渦が形成され、それらは地形上の等深線にほぼ沿うように運動する (Fig. 10)。この運動は地形性ロスビー波としての性格をもつため、地形の水深の浅い方を常に右に見ながら回転するように進む。また、彼らは一般流の流速が大きいと II のように冷水渦のみが地形上に残り、暖水渦は流れ去ることを示した。Fig. 10 に示した I の (d) と II の (b) の等温線の分布は本観測で得られた 100 m および 200 m 深の水温、密度分布と共通するものがある。したがって、HUPPERT and BRYAN (1976) の結果との対応により、黒潮の一般流が地形の効果によって上昇したり下降し、その時の伸縮で冷水渦・暖水渦が形成された可能性が示唆される。吉岡ら (1986) の 4 月の観測では、黒潮に伴うフロント状の水温密度分布が顕著であり、このような 2 つの渦の共存の様子はみられなかった。この周辺の海域が岸に近いので季節変化が外洋域に比較して大きく、また、沿岸水の影響、さらには黒潮流路の変動など多くの要因により「土佐砦」上の水温や流れの構造にいくつかのタイプがあることがうかがわれる。

最近 FUKASAWA and TERAMOTO (1986) は、フィリピン海盆の北側に相当する日本南岸の陸棚斜面上 400 m で直接測流により西向のほぼ定常な深層流が存在するこ

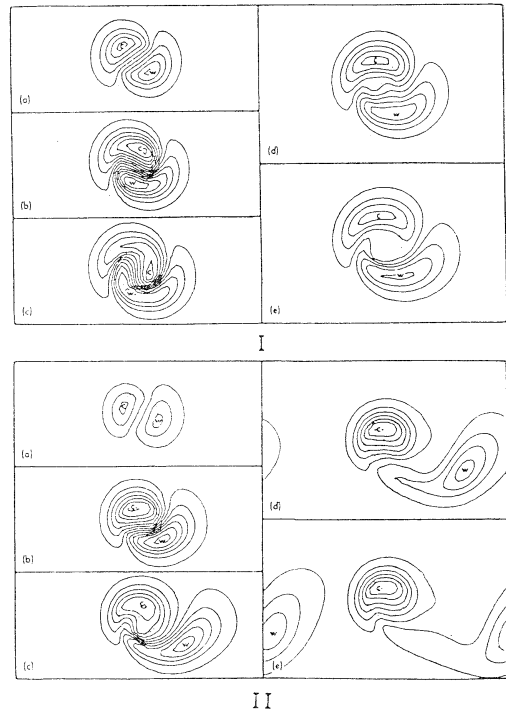


Fig. 10. The solution of numerical experiment on the flow of over a seamount with a peak height of 200 m (after HUPPERT and BRYAN, 1976). Contour shows the isopycnals at a depth of 3720 m. (I) Run with a maximum inflow velocity 1.0 cm s^{-1} . (a), (b), (c), (d) and (e) show the patterns of isopycnals with a contour interval of $\Delta\rho/\rho = 4 \times 10^{-6}$, 4.6 days, 9.3 days, 13.9 days, 23.1 days and 34.7 days from the initial stage, respectively. (II) The same run except for a maximum inflow velocity 5.1 cm s^{-1} . (a), (b), (c), (d) and (e) show the patterns of isopycnals with a contour interval of $\Delta\rho/\rho = 16 \times 10^{-6}$, 2.3 days, 6.9 days, 13.9 days, 23.1 days and 34.7 days, respectively.

とを報告している。この深層流の流速の大小に関しては、地衡流バランスの関係より「土佐砦」の南側の水温勾配が重要なパラメータになることが考えられる。Fig. 4 に示した水温の鉛直断面では、黒潮の流れに対応する 16°C 以下の南下がりの水温躍層と、 22°C 以上の海面近くの最高水温帯の南にある北下がりの水温躍層が認められた。黒潮流軸の南北移動によって「土佐砦」の南の深層での圧力傾度が容易に変化することが示唆される。

5. まとめ

1985年11月に本州南岸の四国沖の海底地形「土佐砦」

の上およびその周辺で行われた STD, XBT, GEK 観測から次の結果が得られた。

- (i) 「土佐渚」上の浅瀬 100-200 m の水深には、冷水域が「土佐渚」上の西側（黒潮の流れに上流側）に、暖水域が東側（同下流側）にみられた。非定常状態にあるテラーコラムの1つの形態（例えば HUPPERT and BRYAN, 1976）に対応するものと思われる。
- (ii) 500 m 深では冷水域のみが地形上にトラップされるような形で認められた。特に顕著な冷水域が「土佐渚」の西側の領域に存在し、等深線と等温線が直交する形の水温分布が見られた。「土佐渚」の地形の周囲を囲む 500 m 等深線に沿ってみると、上流側（地形の西側）では 6-7°C であるのに対し、下流側（地形の東側）では 10-11°C で、4-5°C 程度の水温差があった。
- (iii) 800 m 深では、ほぼ等深線に平行となるような水温場・密度場が認められた。「土佐渚」の浅瀬の北西側の斜面上には、低水温高密度の水が存在していた。
- (iv) 水温の鉛直分布では、海面の近くに 23°C 以上の最高水温帯が黒潮流軸のやや南側に認められた。この最高水温帯内の南側には北向きに深くなる水温勾配が認められた。黒潮の水温躍層の傾きは「土佐渚」の西側では地形の南側にあり、東に移るにつれて地形の真上からやや北側に移動していた。500 m 以深の地形の近くにある冷水の等温線の傾きは、地形の南側では南下がり、北側では北下がりであり、等深線に沿う傾圧流の存在が示唆された。
- (v) 「土佐渚」の地形の黒潮の流れに対して下流側の 700 m 以深の深層域には、等温線の上下振動がみられた。この等温線上下振動は鉛直方向に位相が同調している。
- (vi) 800 db 面を無流面と仮定する海面地衡流は、GEK 流速値と比較して約 2 倍程度の黒潮の最大流速を示した。流向でも両者の間に差異があり、地形の南東側で地衡流は西向、GEK は東向であった。

謝 辞

本研究の観測は防衛庁の海洋観測艦「すま」を用いて行なわれた。尾山英憲艦長はじめ乗組員の皆様には観測を行なうにあたりいろいろとお世話になりました。深く感謝します。また、東京水産大学の松山優治助教授、京都大学防災研究所の吉岡洋助手ならびに東京大学海洋研究所の深澤理郎博士にはいろいろと有益なコメントをいただきました。記して厚く御礼申し上げます。

文 献

- Chao S-Y. and G.S. JANOWITZ (1979): The effect of a localized topographic irregularity on the flow of a boundary current along the continental margin. *J. Phys. Oceanogr.*, **9**, 900-910.
- FUKASAWA, M. and T. TERAMOTO (1986): Characteristics of deep currents off Cape Shionomisaki before and after formation of the large meander of the Kuroshio in 1981. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **42**, 53-68.
- GREENSPAN, H.P. (1968): *The Theory of Rotating Fluids*. Cambridge Univ. Press, London and New York. 328 pp.
- HOGG, N.G. (1973): On the stratified Taylor column. *J. Fluid Mech.*, **58**, 517-537.
- HUPPERT, H.E. and K. BRYAN (1976): Topographically generated eddies. *Deep-Sea Res.*, **23**, 655-679.
- ISHII, H., Y. SEKINE and Y. TOBA (1983): Hydrographic structure of the Kuroshio large meander-cold water mass region to the deeper layers of the ocean. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **39**, 240-250.
- JOHNSON, E.R. (1977): Stratified Taylor columns on a beta-plane. *Geophys. Astrophys. Fluid Dynamics*, **9**, 159-177.
- LEGECKIS, R. (1978): A survey of worldwide sea surface temperature fronts detected by environmental satellites. *J. Geophys. Res.*, **83**, 4501-4522.
- NISHIDA, H. (1982): Description of the Kuroshio meander in 1975-1980. *Rep. Hydrogr. Res.*, **17**, 181-207.
- PEDLOSKY, J. (1979): *Geophysical Fluid Dynamics*. Springer-Verlag, New York, Heidelberg and Berlin. 617 pp.
- 関根義彦 (1981): 黒潮大蛇行の力学的研究について. *海洋科学*, **13**, 317-332.
- 関根義彦 (1984): 四国沖の土佐渚が海流に及ぼす影響に関する考察. *防衛大学校理工学 研究報告*, **22**, 71-84.
- 関根義彦, 松田 靖 (1987): 1985年11月の四国沖の海底地形「土佐渚」上およびその周辺の海洋混合層の観測. *海と空*, **63**, 1-14.
- SINGER, J.J., L.P. ATKINSON, J.O. BLANTON and J.A. YODER (1983): Cape Romain and the Charleston Bump: historical and recent hydrographic observations. *J. Geophys. Res.*, **4685-4697**.
- STOMMEL, H. and K. YOSHIDA, eds. (1972): *Kuroshio—Its Physical Aspects*. Univ. of Tokyo Press, Tokyo. 517 pp.
- TAKANO, I., S. IMAWAKI and H. KUNISHI (1981): T-S dynamic height calculation in the Kuroshio region. *La mer*, **19**, 75-84.

- VASTANO, A.C. and B. WARREN (1976): Perturbations to the Gulf Stream by Atlantis II Seamount. *Deep-Sea Res.*, **23**, 681-695.
- WUNSCH, C. (1978): The North Atlantic general circulation west of 50°W determined by inverse methods. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **16**, 583-620.
- 山形俊男 (1978): 準地衡流の力学. 号外海洋科学, **2**, 29-45.
- 吉岡 洋, 杉本隆成, 関根義彦, 芹沢重厚, 國司秀明 (1986): 紀伊水道沖の堆「土佐塔」周辺の水溫構造と地衡流分布. 海と空, **61**, 101-109.