

対馬暖流の力学構造

尹 宗 煥

(九州大学応用力学研究所)

1. はじめに

日本海に於ける対馬暖流の流路については観測の面からは平行型, 蛇行型そしてこれらの共存型などの諸説が唱えられてきた. これらの諸説に対して理論的研究としてはYOUN (1982 a, b, c) や KAWABE (1982 a, b, c) などの研究が行なわれてきた. YOUN (1982 b, c) は第一分枝は陸棚制御海流, 第三分枝は β 効果による西岸境界流であることを指摘した. しかし, YOUN のモデルは海底地形と成層を同時に考慮することの出来るモデルではなかったので KAWABE (1982 c) は二層モデルを使い日本沿岸の陸棚に沿って一層部分のみの領域を設けて数値実験を行なった. その結果, 第一分枝及び第三分枝についてはYOUNと同じ結論を得たが第二分枝は夏から秋にかけて発達し, それは夏期の対馬海峡における対馬暖流の流量の増加のシグナルを陸棚斜面に沿って陸棚波として伝播することによって伝える結果形成されるとした. しかし, KAWABE のモデルも非常に単純化されたモデルであり, 特に日本沿岸に沿って一層の領域を設けたことによって必然的に第一分子が存在せざるを得なくなっているとの批判を受けざるを得なかった. そこで今回の研究では海底地形及び連続的な成層を表現できる多層位モデルを用いて日本沿岸に沿っての流路選択の自由度を与えて計算を行なった.

2. モデル

現象を支配する方程式系は, ブジネスク近似のもとで静水圧平衡を考えると以下のようなになる.

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial u^2}{\partial x} + \frac{\partial uv}{\partial y} + \frac{\partial uw}{\partial z} - fv &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + Av \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + A_H \nabla^2 u \\ \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial vu}{\partial x} + \frac{\partial v^2}{\partial y} + \frac{\partial vw}{\partial z} + fu &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + Av \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} + A_H \nabla^2 v \\ 0 &= -\frac{\partial p}{\partial z} + \rho g \end{aligned}$$

そして連続の方程式は

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

ここで, u, v, w はそれぞれ x (東), y (北), z (鉛直下方) 方向の速度成分, p は圧力, ρ は密度である. また, Av, A_H は各々鉛直, 水平渦動粘性係数であり, f はコリオリ因子とする. 温度と塩分についての式は

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial uT}{\partial x} + \frac{\partial vT}{\partial y} + \frac{\partial wT}{\partial z} = K_v \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + K_H \nabla^2 T$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial uS}{\partial x} + \frac{\partial vS}{\partial y} + \frac{\partial wS}{\partial z} = K_v \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} + K_H \nabla^2 S$$

ここで、 K_v 、 K_H は各々鉛直、水平拡散係数である。側壁は粘性壁である。海面では $w=0$ とおくことにより、rigid-lid近似を得る。したがって次のように流線関数を定義する事が出来る。

$$\int (u, v) dz = \left(-\frac{\partial \psi}{\partial y}, \frac{\partial \psi}{\partial x} \right)$$

ここで、積分は海面から海底まで行なう。

A_H 、 K_H 、 A_v 、 K_v の値としてはそれぞれ $10^7 \text{cm}^2 \text{s}^{-1}$ 、 $0.5 \times 10^6 \text{cm}^2 \text{s}^{-1}$ 、 $1 \text{cm}^2 \text{s}^{-1}$ 、 $0.5 \text{cm}^2 \text{s}^{-1}$ である。モデルは米国の Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) で開発した general circulation model をつかう。鉛直に19 level で各 level の厚さは15m, 15m, 20m, 25m, 30m, 35m, 35m, 35m, 50m, 75m, 100m, 150m, 200m, 300m, 450m, 600m, 600m, 600m, 600mである。水平には $\frac{1}{3}^\circ \times \frac{1}{3}^\circ$ の格子間隔を採用した。図1にモデルで使用した海底地形を示す。対馬海峡での温度、塩分は図2に示されるような季節変動を行なう。

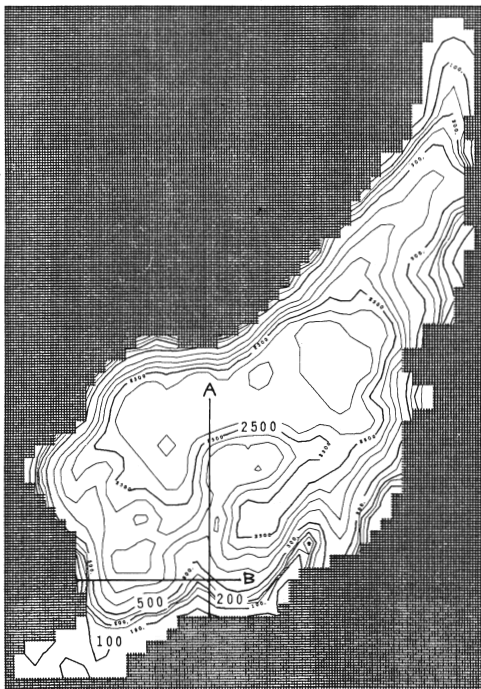


図1 モデルの海底地形図 等深線の数字はメートル単位

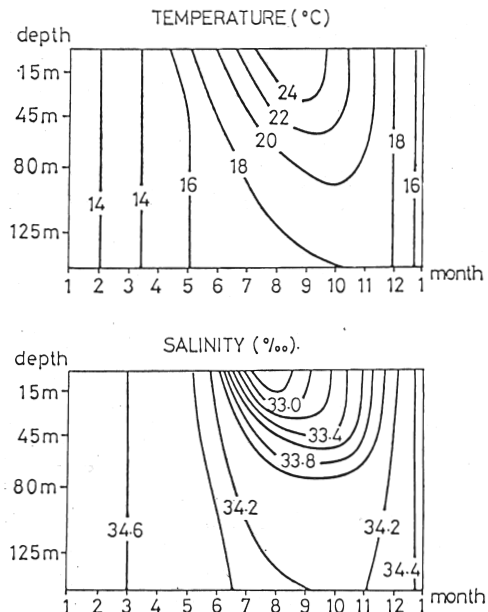


図2 上：対馬海峡での基準水温 T_R の月変化
下：対馬海峡での塩分の月変化

温度は海峡を横切って東西方向に線形に変化し図2で示される温度を $T_R(z)$ とすれば

$$T(x, z) = T_R(z) + a(x-b)$$

$$a = (1/100)^\circ\text{Ckm}^{-1}, \quad b = 5.5 \times \nabla x (\nabla x = \frac{1}{3}^\circ)$$

塩分 S は水平方向には変化しない。対馬海峡での流速の順圧成分は海峡を横断する方向には一様で傾圧成分については密度断面と温度風平衡するように決められる。

対馬海峡を通じて流入する流量は S_V 単位で

$$2 + A \sin 2\pi \frac{M-5.5}{12}$$

(M は月, $A=0.5S_V$)

のように月変化するものとする。2月15日に流量最小(1.5 S_V)、8月15日に流量最大(2.5 S_V)である。海表面での熱的条件は

$$K_V \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0} = \frac{Q}{\rho_0 C}$$

ここで $Q = Q_2 (T_A - T_0)$

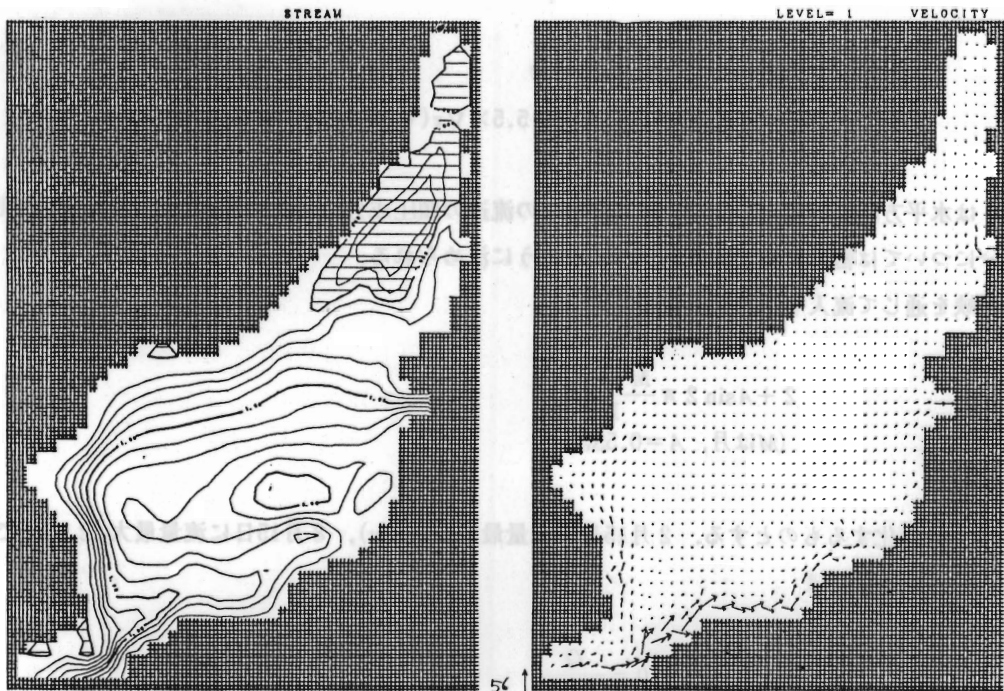
で与えられる。ここで C は海水の定圧比熱、 T_A は海上10mの気温、 T_0 は海表面水温である。 Q_2 は一様で80ly/dayとした。 T_A はGFDLのデータセットからの月別平均値を次に述べるような方法で修正を行なって求めた。GFDLのデータは特に冬には日本海北部で高めにでる傾向があるなど信頼性の欠如と言う問題がある。これは冬の季節風の吹き出し時などのデータが殆ど反映されていないためである。冬季の日本海北部でのデータは穏やかな日中の時のものようである。

またソ連沿岸のデータの欠如も一つの原因である。そこで次式

$$\nabla^2 T_A = \alpha (T_A - T_0)$$

$$\alpha = \gamma / K_H$$

γ はニュートニアン damping 係数、 K_H は水平渦動拡散係数、 T_0 は海上気温の観測値である、と境界条件として日本海沿岸の地上観測点での気温を用いて T_A を推定した。 $\alpha \rightarrow \infty$ とすると $T_A \rightarrow T_0$ となり T_A は観測値に近づき $\alpha \rightarrow 0$ とすると $\nabla^2 T_A \rightarrow 0$ となり沿岸での気温に大きく依存するようになる。ここでは $\alpha = 10^{-14}$ として T_A を推定した。今回は風の応力は考慮していない。時間積分は127年行い殆ど定常状態に達している。以後は最後の一年間の解析結果である。



(a)

(b)

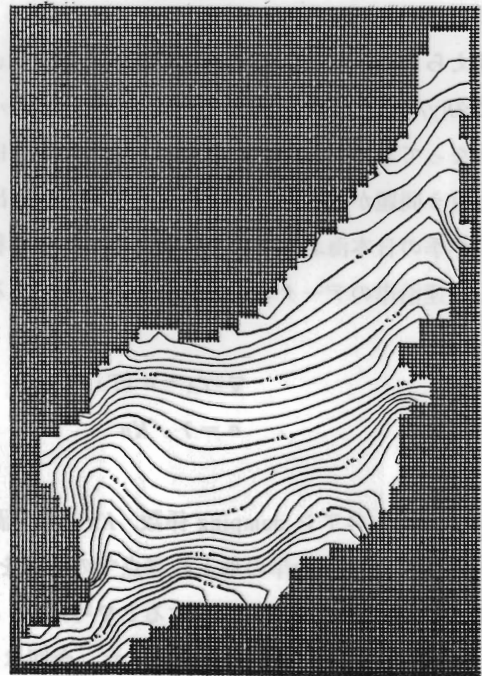


図3 流線 (a), 7.5m水深での水平流速ベクトル (b) 及び7.5m水深での水温 (c)

3. 結 果

図3は年平均の流線関数 (a), 7.5m水深での流速ベクトル (b), 水温 (c) である. 対馬海峡から流入した流れは日本沿岸の陸棚上を流れるものと韓国東岸を北上するものとに分かれる (2分枝化) のが明瞭にみられる. 能登半島の東側で流速ベクトルは急激に日本沿岸沿いの成分が弱まり, 流線関数も西へ反転しているがこれは海底地形図を見れば判るように能登半島東側で急激に水深が深くなり陸棚が消失していることによる. 即ち, f/h の等値線がこの海域で不連続になる結果である. 水温図からも二分枝の存在を推測することが出来る. 日本沿岸沿いには水温の水平勾配の小さい部分が存在する. これは日本沿岸沿いの分枝 (第一分枝) が順圧性の流れであることを示唆している. 韓国東岸に沿っては水温の水平勾配の大きいところがあって傾圧性の強い流れの存在を推測させる. 図4は7.5m水深での塩分の2カ月毎の水平分布である. 斜面の部分は34.0‰以下を示すが, 冬に流入し始める高塩分水は日本沿岸と韓国東岸沿いに各々の分枝によって運ばれるのが判る. 夏に流入する低塩分水も同様に運ばれる. 図5は横軸に対馬海峡からの日本沿岸に沿っての道のり, 右端は宗谷海峡を表す. 縦軸は時間を表し7.5m水深での塩分の等値線を求めた. 図中の矢印で示した実線の傾きから約15cm/s程度の進行速度で対馬海峡から日本沿岸に沿って高塩分水が移動するのが判る. 図6aは図6bに数字で示されている点での塩分値の季節変化から塩分極大値の日本沿岸に沿っての進行速度を求めようとするものであるが, 春に対馬海峡に現われた塩分極大値は約15cm/sで計算で求められた値と良く一致する.

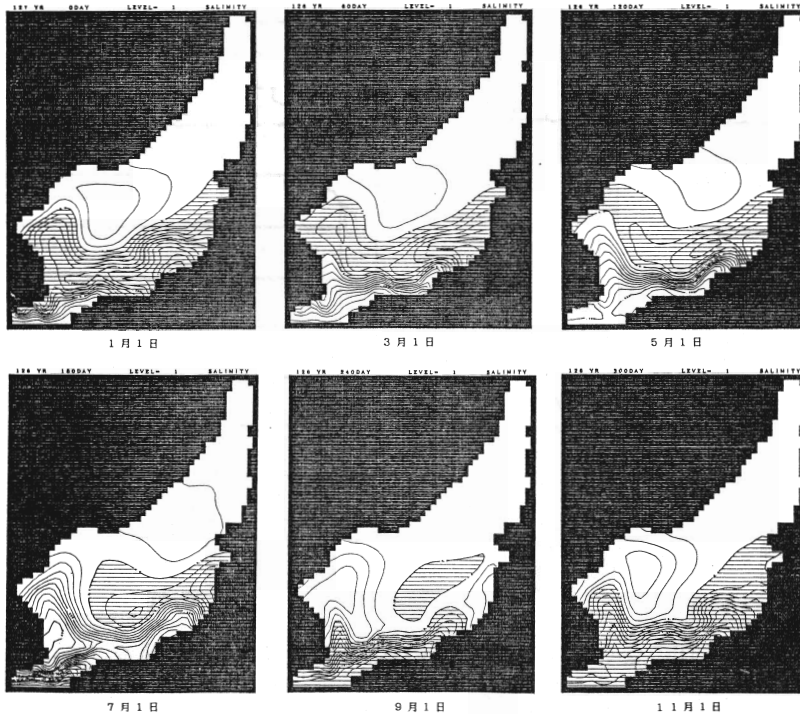
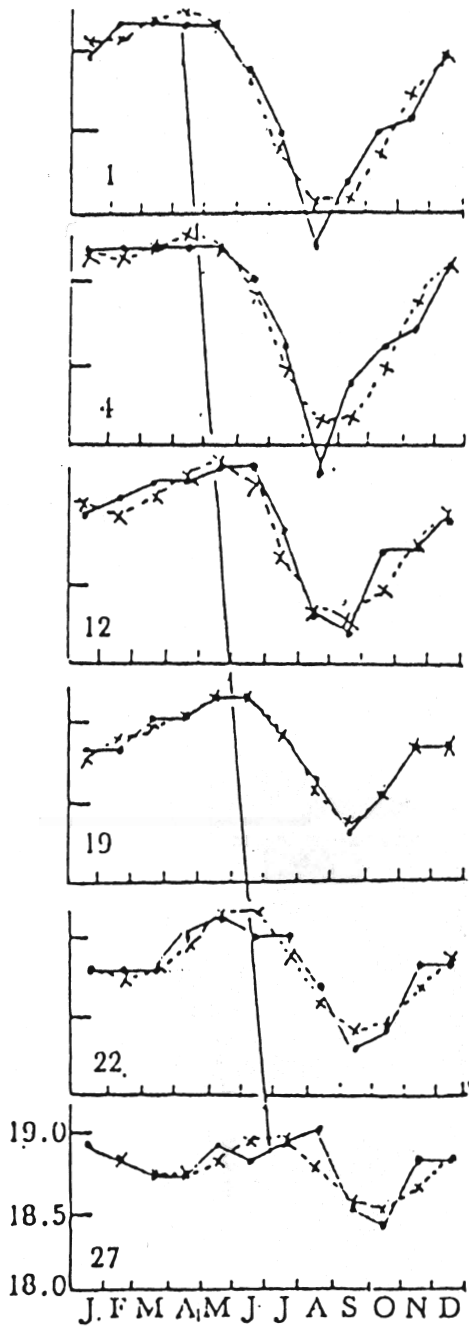


図4 7.5m水深での塩分の季節変化 影の部分は34.0‰以下



(a)

図6 a図はb図の・印の点での1954-1957年の表面塩素量の年変化を示す (TANIOKA, 1962).
点線は1年及び半年周期の成分の和を示す

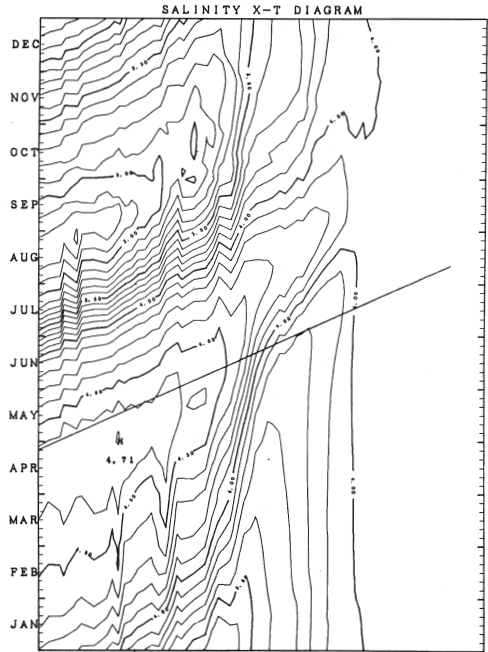
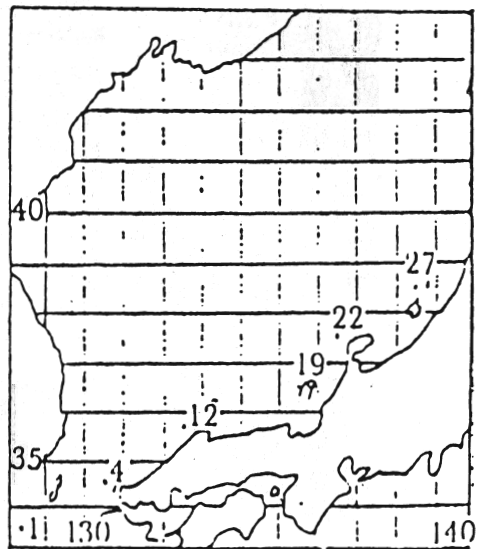


図5 塩分の日本沿岸に沿ってのspace-time diagram



(b)

図7は図1の実線Aに沿っての塩分の二ヶ月毎の鉛直断面である。冬に対馬海峡から流入する高塩分水は冬から初夏にかけて陸棚及び陸棚斜面上を占める夏以降は対馬海峡から低塩分水が流入し日本沿岸に沿って進行するため高塩分水を押し退けて陸棚上を占めることになる。この結果、図でも現われているが塩分の subsurface maximum が作られる。夏に現われた低塩分水の占める領域は秋から冬にかけて次第に広がる。これまで見たように塩分の水平及び鉛直断面から日本沿岸沿いには強い流れの存在を示すことは出来るがその流れの構造の詳細を論ずるには少々無理がある。そこで流速の場をもう少し詳しく見てみよう。図8は4月1日と10月1日の7.5m水深での流速ベクトルの水平分布である。4月1日には日本沿岸沿いの流れは単一の分枝（第一分枝）を形成しているが10月1日の日本沿岸沿いの流れについては第一分枝の沖側にやや弱いながらも一つの分枝が認められる。

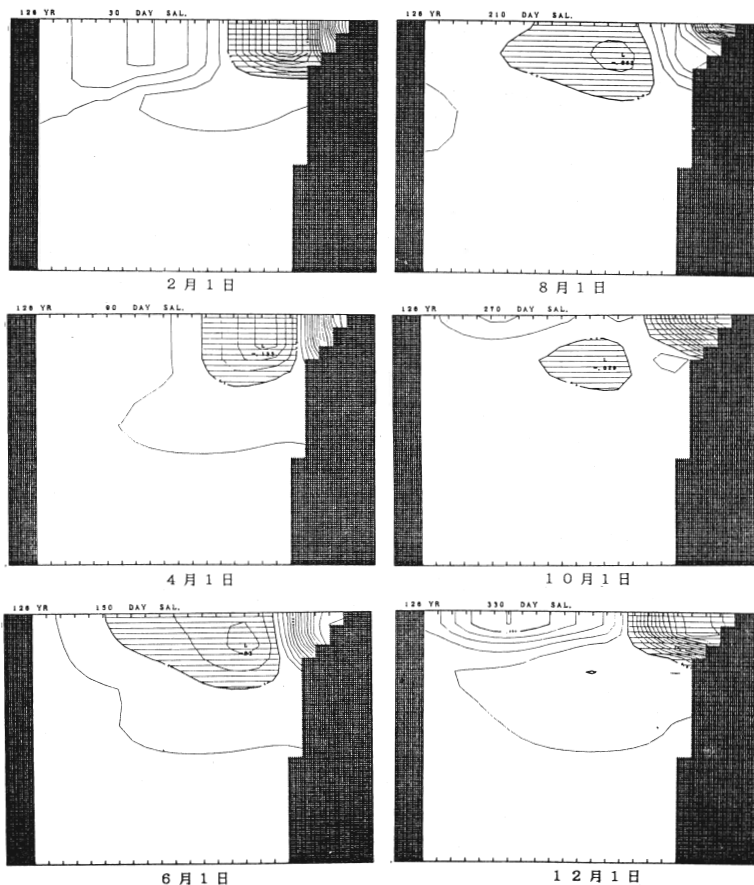


図7 図1の実線Aに沿っての塩分の鉛直断面図。
影の部分は34.0‰以下

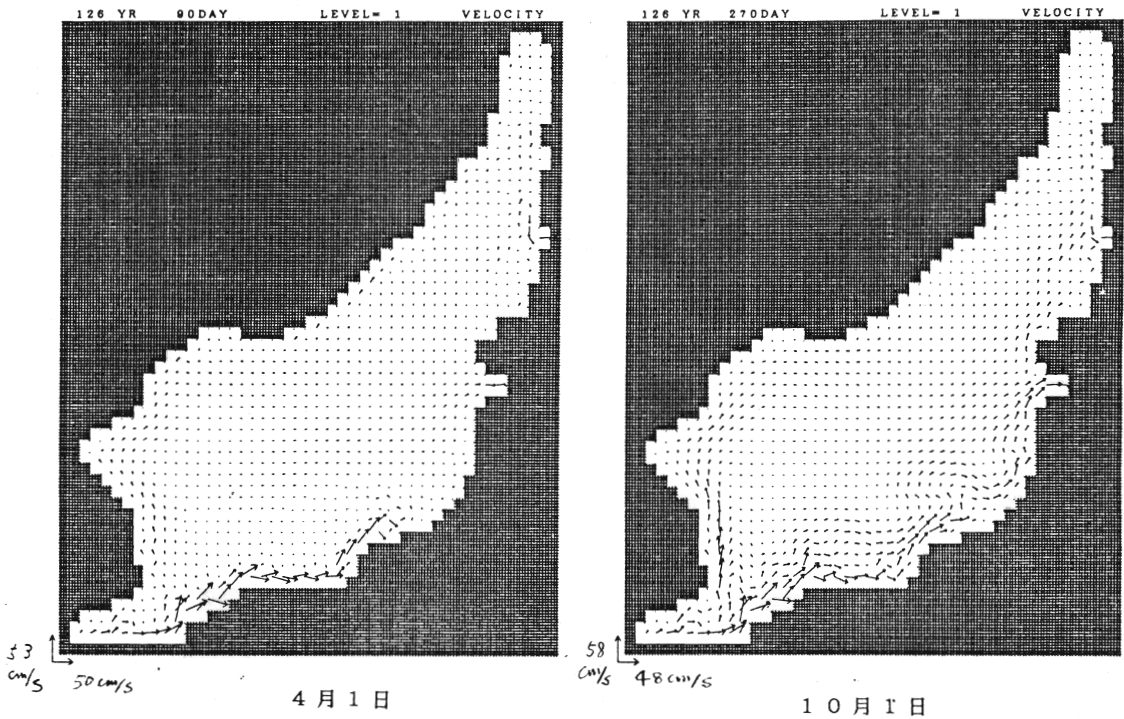
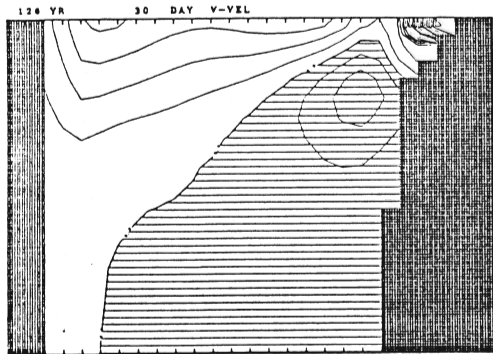


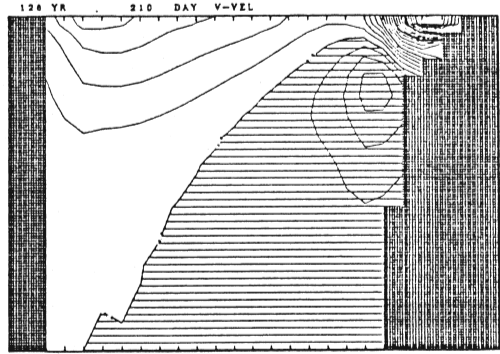
図8 7.5m水深での水平流速ベクトル
影の部分は負の値を示す

もう少しこの流れの構造を見るために図1の実線Aに沿っての鉛直断面での断面に直角方向の流速成分（東向きが正）の2カ月毎の変化を図9に示した。斜線を施した部分は西向き成分である。2月1日、4月1日、6月1日には概ね日本沿岸の陸棚上にコアを持つ東向きの流れが卓越している。この東向流は順圧的で単一の構造を持つが、8月1日、10月1日、12月1日では東向流は二つの流れのコアを持つようになる。しかも、沖側のコアの発達とともにその subsurface では西向き反流が発達するのが認められる。この沖側に発達するコアの力学的特性を理解するために流速の傾圧成分だけを取り出して図9と同じ様な図を作ったのが図10である。陸棚上にコアを持つ第一分枝は順圧性のためこの図にはほとんど現われない。

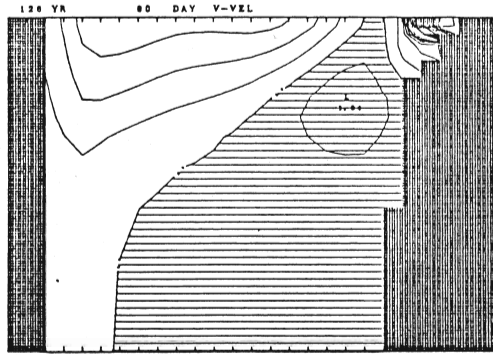
沖側にコアを持つ流れは図から判るように強い傾圧成分を持ちその傾圧成分は7月位から陸棚斜面上に現れ夏から秋にかけて勢力を強めながら沖側に移動して行く。この岸から離れていく様子は流速ベクトルの傾圧成分水平分布を見れば良く分かる。図11にそれが示される。5月1日には既に対馬海峡から島根県沿岸にかけて陸棚斜面上に第二分枝が現われておりそれが日本沿岸に沿って発達しながら進行し、秋から冬にかけて大きな蛇行を伴いながら西方にロスビー波として移動していく。しかし冬季の強い冷却のためこの流れは次第に弱まっていく。この対馬暖流の第二分枝と見られる流れは対馬海峡での夏期の流入量の増加および傾圧性の強化と密接に関連していると見られ、恐らく KAWABE (1982c) によって指摘されている陸棚波の第1と第3モードがその形成に大きな役割を担っている筈である。以上から日本沿岸沿いの対馬暖流像をまとめるならば第一分枝は日本沿岸の陸棚



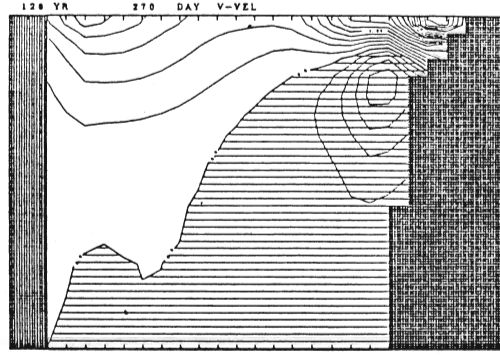
2月1日



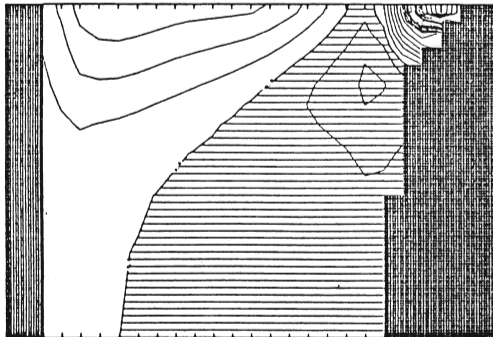
8月1日



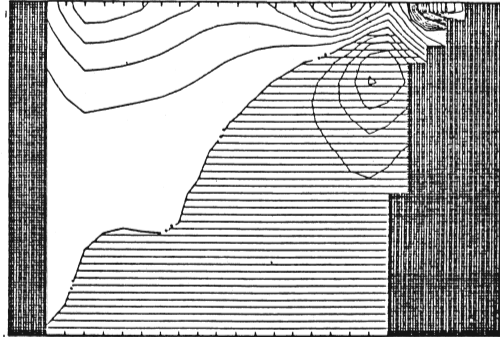
4月1日



10月1日

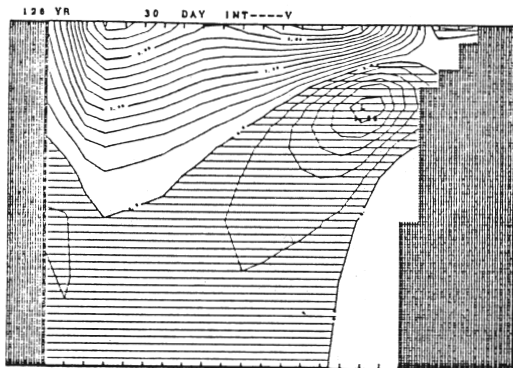


6月1日

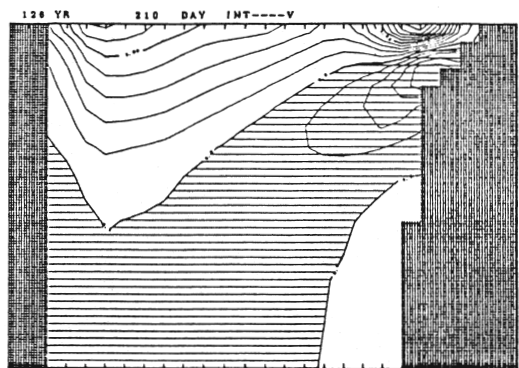


12月1日

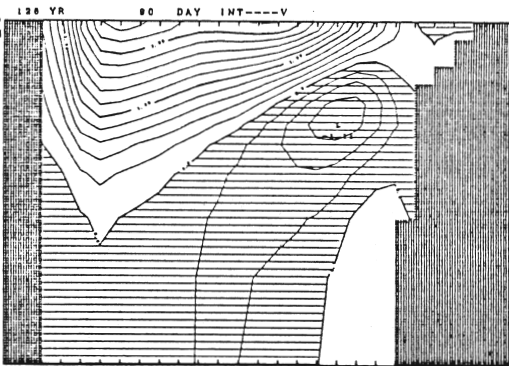
図9 図1の実線Aに沿っての東向流の鉛直断面.



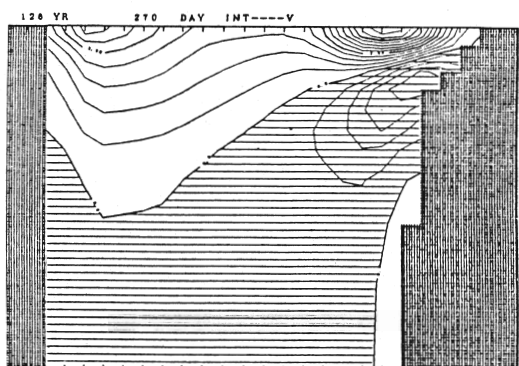
2月1日



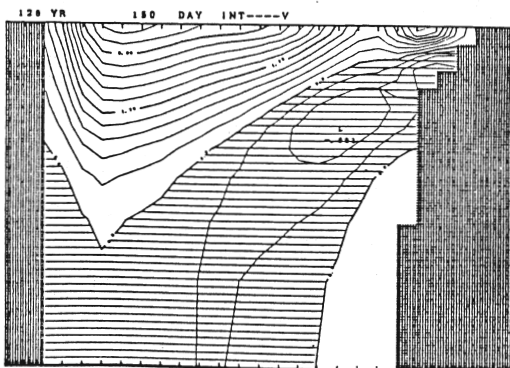
8月1日



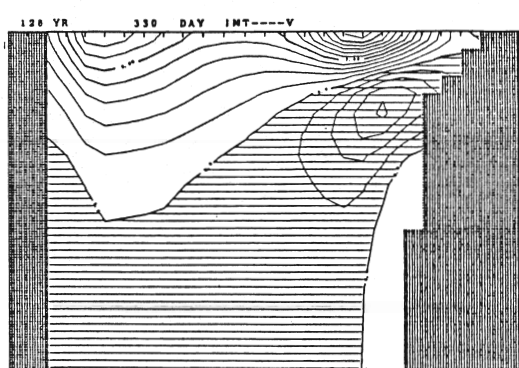
4月1日



10月1日



6月1日



12月1日

図10 図1の実線Aに沿っての東向流の傾圧成分の鉛直断面。
影の部分は負の値を示す

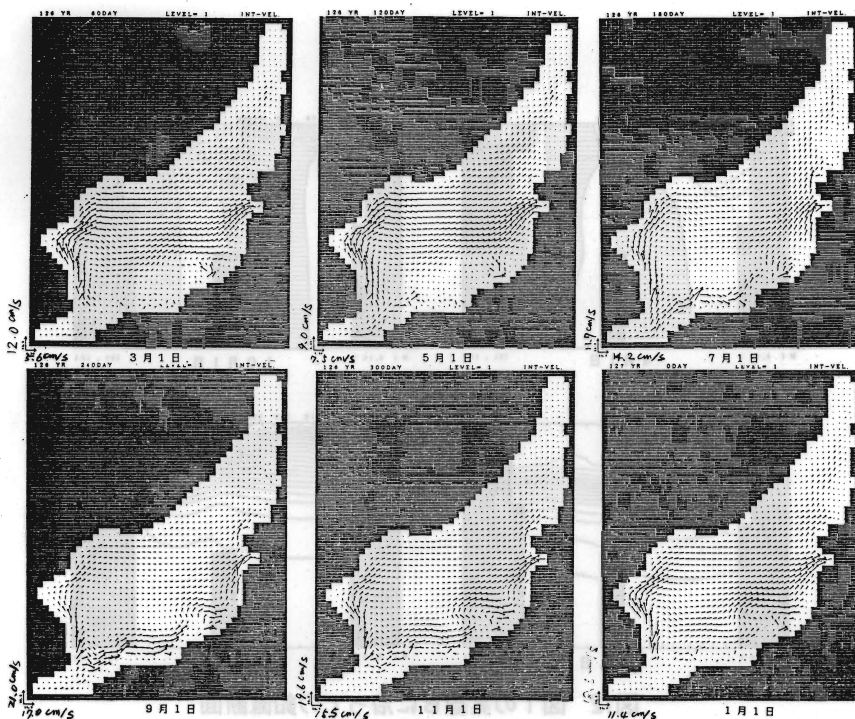


図11 7.5m水深での水平流速の傾圧成分の季節変化

に拘束される陸棚制御海流で順圧性でかつ一年中存在する。第二分枝は第一分枝より沖側の陸棚傾斜に沿う傾圧性の強い流れであるが、対馬暖流の流量の増加する夏から秋にかけて現れる。この流れは傾圧性が強いので時間の経過とともに海底地形の束縛から解放されて傾圧ロスビー波として西に伝播して行く。

次に第三分枝について述べることにする。図12は図1の実線Bに沿っての鉛直断面である。a), b) はそれぞれ4月1日と10月1日の流速の北向き成分の鉛直断面図である。図では左端が韓国東岸に相当するが韓国東岸の陸棚斜面上の東鮮暖流は4月に比べて10月には成層の発達とともに流速は大きくなるが、幅は狭まっている。この東鮮暖流はこのモデルでは北緯40度を越えてウラジオストックまで到達しているが現実と比較して少々オーバーラン気味であると思われる。



図12 東鮮暖流の夏の鉛直断面図

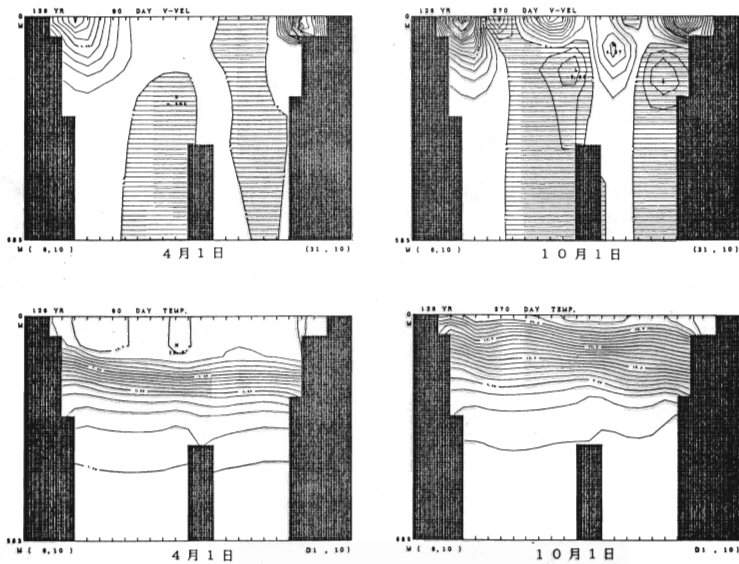


図12 図1の実線Bに沿っての鉛直断面

4. おわりに

今回の海底地形の変化を考慮にいたした3次元のレベルモデル実験を通じてYoon (1982 a, b, c), Kawabe (1982 a, c) によって唱えられている対馬暖流の分枝機構についての主張の妥当性が確認されたのではないと思われる。即ち、第一分枝は定常的な陸棚地形制御流で春期の高塩分水を日本沿岸に沿って運ぶ。順圧的なため地衡流計算からは求めにくい。第二分枝は陸棚斜面制御流で夏期及び秋期に出現する。この分枝は subsurface に反流を持つなど強い傾圧性を示す。このため、 β 効果によって地形の束縛から解き放たれて沖合いに移動する。これらの日本沿岸に沿っての対馬暖流の分枝状況は少なくとも夏期については長沼による日本海の夏の表層循環の概念図(図13)で見られる日本沿岸の対馬暖流の分枝状況と渦をのぞけばよく一致する。

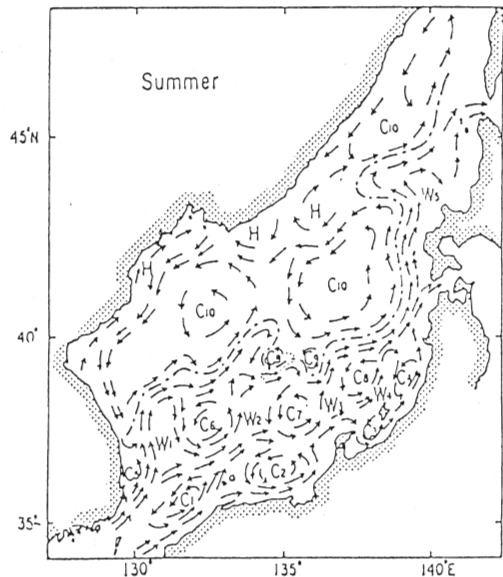


図13 日本海の夏の表層循環図

第三分枝は β 効果が基本的に重要な西岸境界流である。モデルではこの分枝は北緯40度を越えてソ連沿岸まで達しているが、図13の概念図にもある通り現実には第三分枝は北緯40度より南で韓国東岸を離岸して極前線へとつながっている。

このオーバーシュートの原因はまだ定かではないが次のような理由が考えられる。

1) 冬季の冷却の程度がまだ足りない、即ち、気象条件の精度が足りない。2) このモデルでは風の応力を考慮していないが冬季の季節風が力学的な意味で循環を引き起こしそれが何等かの形でより低緯度での離岸を促す。3) 極前線がこのモデルでは適切に形成されていないが、適切な位置に形成されれば適当な位置の離岸が可能かも知れない。もちろんこの極前線の形成と1)及び2)は密接に関連している可能性は強い。今後は、中規模渦を表現できるよりfineなモデルをつかっただけの計算も行なう予定であるが、今回の $\frac{1}{2}$ の解像度で考察しうる現象が数多く残っている。例えば、気象条件や対馬海峡での流量などに対するsensitivity study等であるが、当面これらの問題を通じて日本海の循環について力学、熱力学的両面から理解して行く。

文 献

- YOON, J.-H. (1982 a) Numerical experiment on the circulation in the Japan Sea. Part I. Formation of the East Korean Warm Current. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 38, 43-51.
- YOON, J.-H. (1982 b) Numerical experiment on the circulation in the Japan sea. Part II. In-fluence of seasonal variations in atmospheric conditions on the Tsushima current. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 38, 81-94.
- YOON, J.-H. (1982 c) Numerical experiment on the circulation in the Japan Sea. Part III. Mechanism of the nearshore branch of the Tsushima Current. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 38, 125-130.
- KAWABE, M. (1982 a) Branching of the Tsushima Current in the Japan Sea. Part I. Data analysis. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 38, 95-107.
- KAWABE, M. (1982 b) Coastal Trapped waves in a two-layer ocean: wave properties when the density interface intersects a sloping bottom. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 38, 115-124.
- KAWABE, M. (1982 c) Branching of the Tsushima Current in the Japan Sea. Part II. Numerical experiment. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 38, 183-192.
- TANIOKA, K. (1962) The oceanographical conditions of the Japan Sea (I) (in Japanese). *Umi to Sora*, 38(3), 90-100.