

혼합율 개념을 이용한 서해 중부 조석전선의 수치모델

신상익 · 승영호
인하대 해양학과

A Numerical Modelling of the Tidal Front in the Mid-Yellow Sea off Korea using a Concept of Mixing Rate

SANG-IK SHIN AND YOUNG-HO SEUNG
Dept. of Oceanography, Inha University, Incheon 402-751, Korea

연구에서는 서해 중부역(태안반도 부근)에 형성되는 조석전선을 3차원 해수유동 모델(Semtner, 1974)과 Simpson & Hunter(1974)의 혼합효율(mixing efficiency)개념을 발전시킨 혼합율 개념을 이용하여 계산하였다. 모델을 구성하는데 있어서 모델 영역의 남·북에 위치한 개방경계에는 간단한 radiation condition을 적용하였으며, 동계 외양조건을 초기조건으로 하여 표층의 지속적인 열에너지 공급 및 공간적으로 상이한 수직혼합 작용에 의해 형성되는 조석전선을 계산하였다.

The tidal front forming in the Mid-Yellow Sea off Korea, near Tae-An Peninsular, is calculated using a 3-D general circulation model(Semtner, 1974) and the concept of mixing rate, an extension of the concept of mixing efficiency proposed by Simpson & Hunter(1974). Along the north and south open boundaries, simple radiation conditions are applied. The model is run with the initial state which represents the winter condition. With imposed uniform heating by solar radiation and spatially-different vertical mixing, the model then generated the tidal front comparable to the observed one.

서 론

서해안 태안반도 주변 해역은 조석혼합에 의해 조석전선이 형성되는 곳이다(Seung et al., 1990). 이 조석전선은 겨울철의 균질한 수온·염분으로부터 하계로 가면서 유입되는 태양 복사에너지의 증가로 외양의 혼합 효과가 미흡한 곳은 성층역으로 되어 표층 수온이 증가하나, 연안 혼합역은 표층의 열이 수직혼합에 의해 전 수심에 퍼지기 때문에 표층에 전선이 형성된다.

Simpson & Hunter(1974)는 이러한 혼합역과 성층역의 위치를 결정하기 위하여 성층계수, H/U_s^3 (H는 수심, U_s 는 대조기의 조류의 진폭),를 정의하였으며, Czitrom et al.(1988)과 Yanagi & Takahashi(1988)는 담수 유입이 조석혼합에 미치는 영향에 대하여 연

구하였다. Hearn(1985)은 혼합효율을 이론적으로 계산하였으며, Huang et al.(1991)은 Irish Shelf에서 조석전선의 위치, 변동성 및 확장범위 등 조석전선의 특성을 인공위성 영상자료를 이용하여 연구하였다. 한편 James(1977, 1984, 1986, 1988)는 수치모델을 이용하여 전선의 형성에 따른 전선역 주변의 흐름을 파악 하고자 하였다.

우리나라 주변해역에서의 조석전선에 관한 연구로는 Lie(1989)와 해양연구소(1986)의 남·서 해역 흑산도 부근에서의 조석전선에 관한 연구가 있으며, 본 연구 해역인 서해중부역(태안반도 부근, Fig. 1)에서의 조석전선은 조와 승(1989), Seung et al.(1990)에 의하여 현장관측 연구가 행해진 바 있다. 또한 최(1991)는 이 해역에서 조석전선의 형성이 식물 플랑크톤 생태에 미치는 영향을 조사하였다. 본 연구

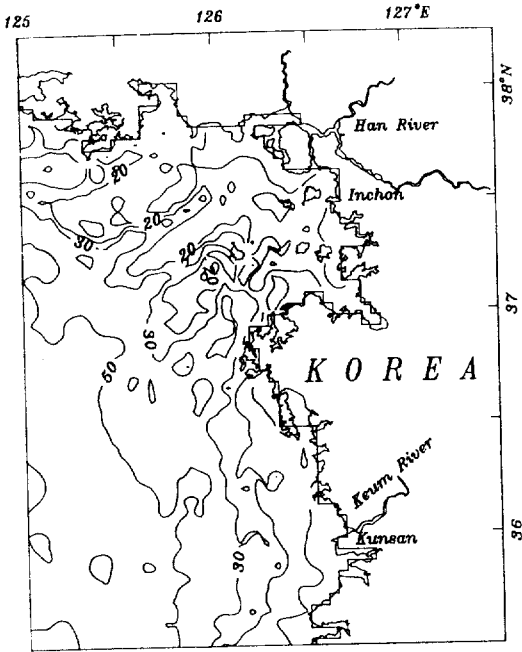


Fig. 1. Study area and bottom topography(depth in meter).

해역 내에서의 현장 조사 결과 조석혼합역은 초여름부터 서서히 형성되어 8월에 가장 뚜렷하게 나타나며(Seung et al., 1990), 조석 혼합이 가장 왕성한 태안반도 앞은 Simpson & Hunter(1974)에 의해 정의된 성층계수의 분포와 잘 일치하는 것으로 밝혀졌다(조, 1988). 그러나 이러한 조석전선의 형성을 수치모델을 이용하여 계산하고자 한 바는 아직 없었다.

따라서 본 연구에서는 3차원 해수유동 모델에 에너지보존 법칙에 근거한 Simpson & Hunter(1974)의 혼합효율 개념을 활용하여 수직혼합율을 정량적으로 계산하도록 개조하여 조석전선을 계산하고자 한다. 이러한 방법에 의하여 조석전선의 형성 기작이 완벽히 나타난다고는 할 수 없으나, 비교적 간단한 방법으로 사실에 근접한 조석전선 모델을 계산함으로써 계산 시간의 절감 및 모델 수립과정의 단순화를 꾀할 수 있다는 장점이 있다.

지배 방정식

초기상태에 운동이 없는 균질 수괴에서 표층에

태양 복사에너지가 유입되었을 때 새로운 수온분포는 좌표계에서 다음과 같이 계산된다.

$$\frac{\partial T}{\partial t} + L(T) - A_H \nabla^2 T + D \tag{1}$$

$$\begin{aligned} \text{여기서, } L(u) = & \frac{1}{a \cos \Phi} \frac{\partial}{\partial \Phi} (u \mu) \\ & + \frac{1}{a \cos \Phi} \frac{\partial}{\partial \Phi} (v \mu \cos \Phi) + \frac{\partial}{\partial z} (w \mu) \end{aligned}$$

λ, Φ, z : 경도, 위도 및 상방향을 양으로 잡는 좌표축,

t : 시간,

u, v, w : 각각 λ, Φ, z 방향의 속도성분,

T : 온도(°C),

a : 지구반경(=6370 Km),

A_H : 수평 와동확산계수,

∇^2 : 수평 Laplacian.

표면 경계조건은 다음과 같다.

$$A_V \frac{\partial T}{\partial Z} = \frac{Q}{\rho C_p} \quad \text{at } Z=0 \tag{2}$$

여기서,

A_V : 수직 확산계수,

Q : 열유입율,

ρ : 해수밀도,

C_p : 정압비열.

식 (1)에서 D 는 조석 및 바람에 의한 수직혼합 효과를 나타낸 것으로 이를 구하는 방법은 다음 절에서 자세히 설명하고자 한다. 만약 염분의 변화를 고려하지 않는다면 해수의 밀도는 위에서 구해진 수온분포로부터 결정할 수 있다.

$$\rho = \rho(T, P) \tag{3}$$

여기서 P 는 압력을 나타낸다. 식 (3)의 상태방정식의 계산에서 염분은 이와 김(1989)에 의해서 사용된 바있는 황해 평균염분(32.5‰)으로 고정하였고 비압축성 해수라 가정한 후 국제표준식(UNESCO, 1981)을 이용하여 해수밀도를 구하였다.

식 (1)에서 수온을 변화시키는 주 요인은 조석과 바람에 의한 수직혼합 D 이나, 이류 효과 $L(T)$ 도

고려하여야 한다. 이류 효과를 고려하기 위하여는 유속(u, v, w)을 알아야 한다. 해수유동은 여러가지 요인으로 형성되지만, 본 연구에서는 조석 및 바람에 의한 혼합과 연관된 것만을 고려하고자 한다. 조석 및 바람에 의해 혼합이 일어나면 새로운 밀도장이 형성되고 따라서 압력장이 바뀌므로써 해수운동이 일어나게 된다. 밀도장의 교란 상태가 지구 중력 및 자전의 영향하에서 다시 평형상태로 가는 과정은 Rossby adjustment(Hsieh & Gill, 1984)라 하여 잘 알려져 있다. 간단한 구조의 조석혼합으로 유발된 Rossby adjustment 과정에서 생성되는 황해 서부에서의 해수유동은 Seung(1987)에 의해서 해석적으로 구해진 바도 있다. 따라서 본 모델에서는 조류나 바람의 역할이 혼합효과를 일으키는 데에만 국한된다고 가정하였다. 혼합에 의한 밀도장의 교란으로 형성되는 해수유동은 다음의 식으로부터 얻는다.

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + L(u) - \frac{uv \tan \Phi}{a} - f v \\ = - \frac{1}{\rho_0 a \cos \Phi} \frac{\partial P}{\partial \lambda} + K \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \\ + A_M \left(\nabla^2 u + \frac{(1 - \tan^2 \Phi) u}{a^2} - \frac{2 \sin \Phi}{a^2 \cos^2 \Phi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} \right) \end{aligned} \quad (4)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + L(v) + \frac{u^2 \tan \Phi}{a} + f u \\ = - \frac{1}{\rho_0 a} \frac{\partial P}{\partial \Phi} + K \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \\ + A_M \left(\nabla^2 v + \frac{(1 - \tan^2 \Phi) v}{a^2} + \frac{2 \sin \Phi}{a^2 \cos^2 \Phi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} \right) \end{aligned} \quad (5)$$

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g \quad (6)$$

$$\frac{1}{a \cos \Phi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{1}{a \cos \Phi} \frac{\partial}{\partial \Phi} (v \cos \Phi) + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (7)$$

여기서,

ρ_0 : 평균 해수밀도,

K : 수직 와동점성계수,

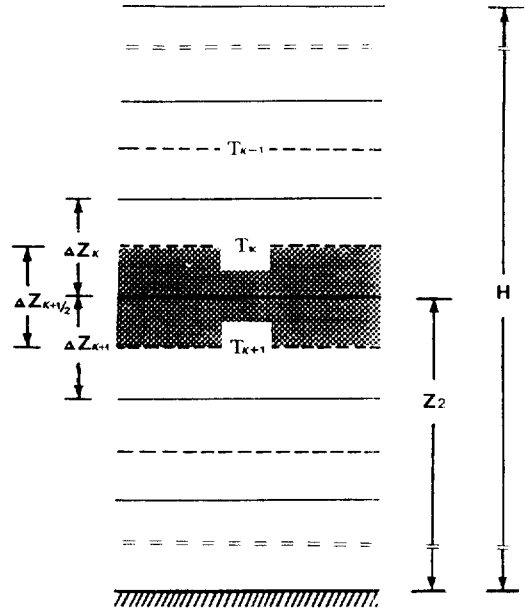


Fig. 2. Definition sketch showing the vertical configuration of the model.

A_M : 수평 와동점성계수,

g : 중력가속도,

f : 코리올리 계수($=2\Omega \sin \Phi$, Ω : 지구자전 각속도).

윗식의 수치해를 구하는 방법은 Semtner(1974)에 자세히 기술되어 있다.

수직혼합

식(1)에서 수직혼합에 따른 온도의 증가율 D 는 K 번째 층(Fig. 2)에서 다음과 같이 표현된다.

$$D_k = M_{k-1/2}(T_{k-1} - T_k) + M_{k+1/2}(T_k - T_{k+1})$$

여기서,

$M_{K-1/2}$: $K-1$ 번째층과 K 번째층 사이의 혼합율,

$M_{K+1/2}$: K 번째층과 $K+1$ 번째층 사이의 혼합율,

T_k : K 번째층의 온도.

혼합을 M 은 인접하는 두층의 해수가 서로 혼합되는 비율을 나타낸다. Fig. 2에서 K 번째층과 $K+1$ 번째층의 혼합율이 $M_{K-1/2}$ 이라함은 K 번째층의 해수와 $K+1$ 번째층의 해수가 $(1-M):M$ 의 비율로 혼합됨을 의미 한다. $M=1/2$ 인 경우는 두층간에 완전혼

합이 일어났음을 의미하며, 따라서 혼합을 M 은 항상 $1/2$ 보다 작거나 같다. 조류와 바람에 의해 생성된 난류 운동에너지(ΔK)가 수직혼합을 일으켜 같은양 만큼의 위치에너지를 증가(ΔP)시켰다고 가정하면 두에너지가 같다는 관계로부터 혼합을 M 을 구할 수 있다. 먼저 위치에너지 증가량(ΔP)을 구해보면 다음과 같다. K 번째층의 하반부와 $K+1$ 번째층의 상반부로 구성된 구간(Fig. 2에서 점으로 표시된 부분)에서의 혼합 전의 위치에너지 $P_{K+1/2}^0$ 은 다음과 같다.

$$P_{K+1/2}^0 = \rho_K g \frac{\Delta Z_K}{2} \left(Z_2 + \frac{\Delta Z_K}{4} \right) + \rho_{K+1} g \frac{\Delta Z_{K+1}}{2} \left(Z_2 + \frac{\Delta Z_{K+1}}{4} \right) = \bar{\rho} g \Delta Z_{K+1/2} Z_2 - \frac{g}{8} (\rho_{K+1} \Delta Z_{K+1}^2 - \rho_K \Delta Z_K^2) \quad (8)$$

여기서,

- ρ_K : K 번째 층의 밀도,
- ΔZ_K : K 번째 층의 두께,
- $\bar{\rho}$: $K, K+1$ 층의 평균밀도,
- Z_2 : 저층에서 두층의 경계면까지의 거리,
- $\Delta Z_{K+1/2}$: K 번째 층의 하반부와 $K+1$ 번째 층의 상반부로 구성된 두께.

또한 두층이 혼합을 $M_{K+1/2}$ 로 혼합 되었을 때 위치에너지 $P_{K+1/2}^1$ 은 다음과 같다.

$$P_{K+1/2}^1 = \bar{\rho} g \Delta Z_{K+1/2} Z_2 - (1 - 2M_{K+1/2}) \Delta \rho \frac{g \Delta Z_{K+1/2}^2}{8} \quad (9)$$

여기서, $\Delta \rho = \rho_{K-1} - \rho_K$ 는 혼합되기전 상하층간의 밀도차이를 나타낸다. 따라서 식 (8)과 식 (9)로부터 혼합에 의한 위치에너지 증가량 $\Delta P_{K+1/2}$ 은 $\Delta Z_K = \Delta Z_{K+1} = \Delta Z_{K+1/2}$ 일 경우 다음과 같다.

$$\Delta P_{K+1/2} = \frac{g}{4} M_{K+1/2} \Delta \rho \Delta Z_{K+1/2}^2 \quad (10)$$

한편, 같은 구간에서 같은 시간동안 바람응력과 조류마찰에 의해 생성되는 난류 운동에너지 $\Delta K_{K+1/2}$ 은 Hearn(1985)에 의하면 다음과 같다.

$$\Delta K_{K+1/2} = \frac{U_*^2}{H} \left(\epsilon_T U_*^2 \frac{1-y}{y} - \epsilon_W \frac{\tau_s}{\rho_0} \frac{y}{1-y} \right) \Delta Z_{K+1/2} \Delta t \quad (11)$$

여기서,

- ϵ_T, ϵ_W : 각각 조류 및 바람에 의한 혼합효율 계수,
- τ_s : 바람에 의한 응력,
- U_* : 조류에 의한 마찰속도,
- H : 총수심,
- y : $= Z_2/H$
- Δt : 수치모델 상의 시간간격.

식 (9)에서 $\Delta P_{K+1/2} = \Delta K_{K+1/2}$ 이라 하면,

$$M_{K+1/2} = \frac{4 \Delta K_{K+1/2}}{g \Delta \rho \Delta Z_{K+1/2}^2} \quad (0 \leq M_{K+1/2} \leq 1/2) \quad (12)$$

를 얻는데, 이때 $\Delta K_{K+1/2}$ 은 식 (11)에서 구한 값이다. 식 (12)에서, 난류 운동에너지가 커서 혼합율이 $1/2$ 을 넘게될 경우는 $M = 1/2$ 을 취하게 되는데 이는 Kraus & Turner(1967)의 thermocline model에서와 같이 초과 난류 에너지가 마찰에 의해 소멸됨을 가정한 것이다. 식 (11)에서, 난류 운동에너지 생성량을 구하는데 있어서 마찰속도(U_*)는 M_2 와 S_2 분조를 포함하는 2차원 조류모델의 결과(신, 1993)를 사용하여 다음과 같이 산정하였다.

$$U_* = C_d \cdot U^2$$

여기서,

- C_d : Bottom Drag Coefficient ($= 2 \times 10^{-3}$),
- U^2 : 모델에서 얻은 조석 1주기동안의 조류의 진폭.

산정된 마찰속도의 분포는 Fig. 3와 같으며, 이는 Choi(1980)가 구한 조류 운동에너지 소모율과 유사한 형태를 보여준다.

모 델

모델영역(Fig. 1)은 북위 $35^\circ 30' - 38^\circ$, 동경 $125^\circ - 127^\circ$ 사이의 천해역이다. 계산 편의상 위도·경도 0.25° 의 폭을 갖는 인위적인 구간을 서·남·북측 경계에 포함시켰다. 서측경계는 폐쇄경계로 하였으며 남·북측경계는 개방경계로 하였다. 실제로는 서측경계도 개방경계로 처리하는 것이 타당하나,

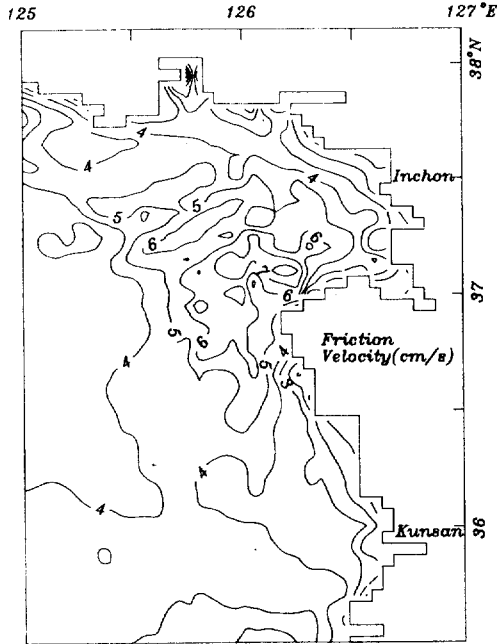


Fig. 3. Spatial distribution of computed friction velocity.

폐쇄경계로 할 경우라도 모델결과에 큰 영향은 없으리라 사료되는 반면, 개방경계로 했을때 요구되는 복잡한 계산과정을 피할 수 있다고 사료되어 이를 택하였다. 모델의 격자간격은 λ , Φ (경도, 위도축) 방향으로 각각 0.05° 씩 45×59 의 격자망을, z축 방향으로는 10 m씩 8개의 격자를 구성하였으며, 수평 와동점성 및 와동확산 계수는 여러가지 경우의 실험을 수행하여 계산결과가 실측치와 비교적 잘 부합되는 $1 \times 10^7 \text{ cm}^2/\text{s}$, $4 \times 10^6 \text{ cm}^2/\text{s}$ 으로 고정하였다. 조류에 의한 혼합효율 계수 ϵ_T 는 조석전선이 갖는 고유의 값으로 $O(10^{-3})$ 정도의 크기로 알려져 있으며(Hearn, 1984), 본 연구에서 조(1988)에 의해 구해진 바 있는 2×10^{-3} 을 사용하였다. 또한, 바람에 의한 혼합효율 계수 ϵ_w 는 Bowden(1983)에 의해 5×10^{-2} 으로 계산된 바 있으나, 본 모델에서는 조(1988)가 산정한 1.1×10^{-2} 을 이용하였다. 본 연구 해역에서 바람의 영향은 조석에 의한 영향보다 훨씬 작게 나타나기 때문에 모델 결과는 ϵ_w 의 대소에 크게 좌우되지 않는다. 표면에 적용되는 바람의 응력은 인천과 군산의 30년간(1961~1990) 평균치(Central Meteorological Office, 1991)인 0.35 dyne/cm^2 을 적용하였다(Fig. 4a).

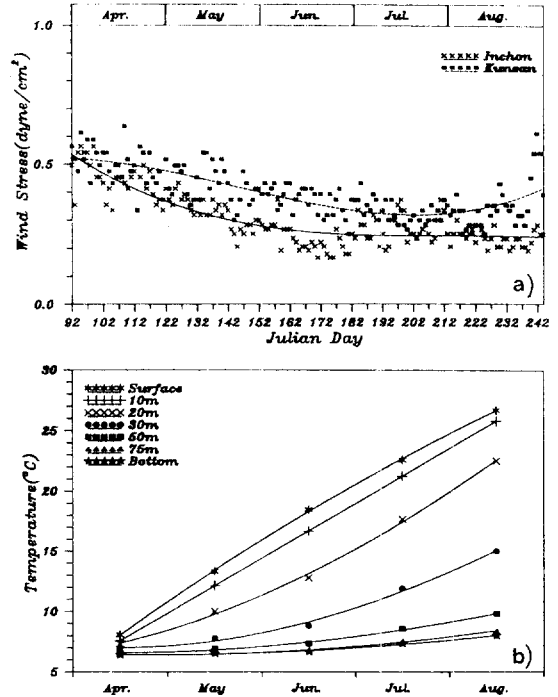


Fig. 4. a) Time variation of wind stress at Incheon(.....) and Kunsan(—) averaged over the period 1961~1990(from Central Meteorological Office, 1991). b) Time variation of temperature at each depth averaged over 20-year measurements by FRDA (1969-1988) at station 309-10.

모델에 적용된 초기조건은 동계 외양조건인 7°C 의 수온을 갖는 균질 수괴로 하였으며, 경계조건으로는 해저면을 통한 열유동이 없으며 해저면에서는 quadratic bottom friction이 적용된다고 하였다. 해표면에서 공급되는 운동에너지는 불규칙한 바람에 의한 난류에너지로서 평균 해수유동에는 영향을 미치지 않는다고 가정하였다. 외양역에서는 혼합효과가 거의 없으며 표층에 유입된 열은 표층에 머물러 표층온도를 상승시킨다. 따라서 4개월 후 외양의 실측수온은 26°C 로부터 시간당 열량 유입량을 계산할 수 있다. 이 열량 유입에 의하여 모델의 첫번째층의 수온은 약 $1.83 \times 10^{-6} \text{ }^\circ\text{C}/\text{sec}$ 만큼씩 증가한다. 즉,

$$\text{식 (2)에서 } \frac{Q}{\rho C_p \Delta Z_1} = 1.83 \times 10^{-6} \text{ }^\circ\text{C}/\text{sec가 된다}$$

(여기서 ΔZ_1 은 첫번째 층의 두께). 또한, 모델영역으로 유입되는 한강과 금강의 담수유입을 무시하였다.

모델의 남·북에 위치한 개방경계면에서, 경압속도는 운동방정식으로 구하였으며, 유선함수(Ψ)와 수온(T)은 해수가 모델영역 밖으로 유출할 경우에 각각 다음의 radiation condition을 적용하였다(Stevens, 1990, 1991).

$$\frac{\partial \Psi}{\partial t} = -\frac{C_{\Psi}}{a} \frac{\partial \Psi}{\partial \Phi}$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{v+C_T}{a} \frac{\partial T}{\partial \Phi} = A_H \nabla^2 T + D$$

여기서,

C_{Ψ}, C_T : 모델 내부에서 계산되는 유선함수와 수온의 위상 전파속도,

a : 지구반경(=6370 Km),

v : 경계면에 수직이며 모델영역 밖으로 향하는 유속성분.

또한, 해수가 모델영역 안으로 유입할 경우에 유선함수는 전 time step의 값을 그대로 사용하였으며, 수온은 다음과 같이 계산치가 관측치에 점근해 가는 방법을 이용하였다(Sarmiento & Bryan, 1982).

$$\frac{\partial T}{\partial t} \alpha(T_b - T) + A_H \nabla^2 T + D$$

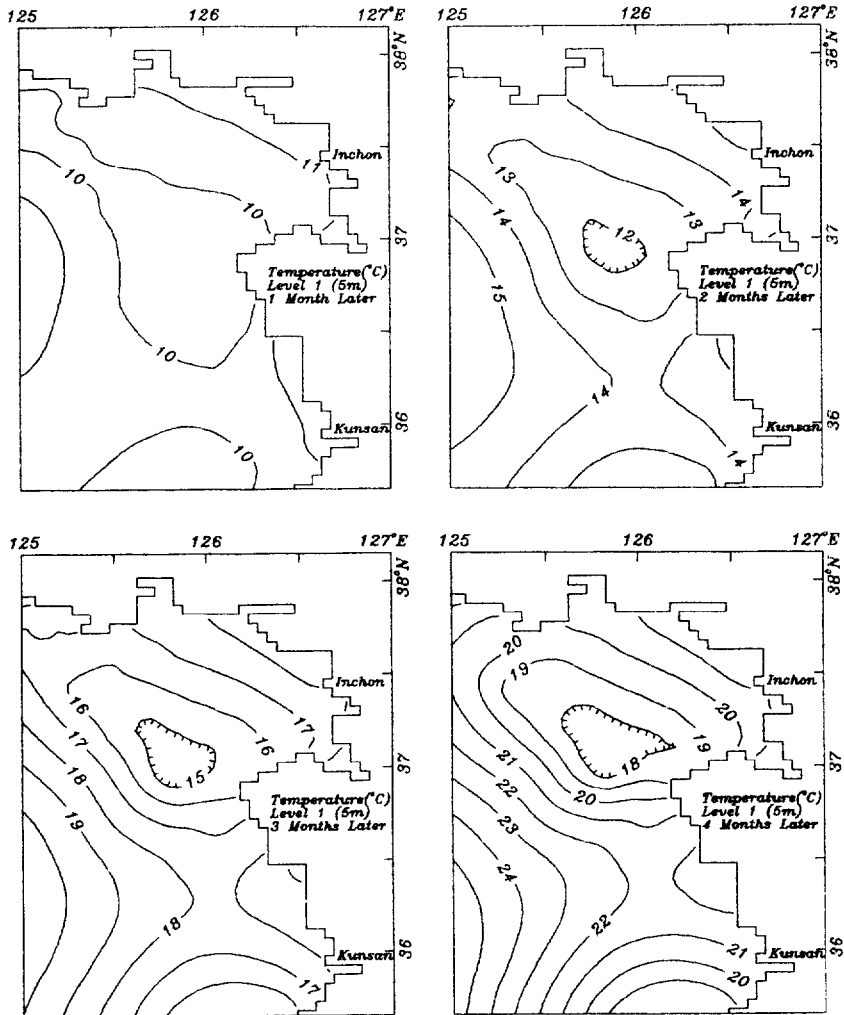


Fig. 5. Successive horizontal distribution of temperature at 5 m depth obtained by numerical model.

여기서,

T_b : 경계면에서 수온의 관측치,

α : 응답상수.

본 연구에 사용된 관측치(T_b)는 국립수산진흥원(FRDA) 측정 309 line의 10번 정점의 20년간(1969-1988) 평균 수온자료의 월별 수직분포(Fig. 4b)를 사용하였으며, 응답상수(α)는 1/(50 days)을 적용하였다. 또한 유선함수의 계산에서 발생하는 수치불안정은 Robert time filter(Asselin, 1972)를 이용하여 제거하였다.

본 모델에서는 표층 가열이 일어나는 4개월 동안의 전선의 발달과정을 살펴 보았다. 4개월 이후의 계산에서는 전선의 쇠퇴과정이 나타날 것으로 예상되나, 본 연구에서는 이를 고려하지 않았다.

모델결과

표층(5m 수심)의 수평 수온분포(Fig. 5)에서는 태안반도 부근의 냉수역이 계산 시작 후 1개월뒤 미약하게 형성되기 시작하여 시간이 흐름에 따라 그 크기가 점차 증가하여 나타났다. 4개월 후의 표층 수온분포는 하계(8월)의 인공위성 영상자료에 의한 실측 수온분포(Fig. 6a)와 비교적 잘 부합됨을 보여 준다. 한편, 해저면에서의 분포(Fig. 7)는 표층 수온 분포(Fig. 5)와는 반대로, 점차적으로 연안이 외양보다 고온의 분포를 보임으로써 조와 승(1989)에서 보인 바와 같은 조석혼합역의 특성을 잘 나타내고 있다. 유속의 수평성분(Fig. 8)은 4개월 경과 후 최대 약 2 cm/s로서 표층에서는 연안을 따라 북향하고 있으며 저층에서는 외양으로부터, 혹은 북쪽 연안을 따라서 혼합역으로 수렴하는 형태로 나타난다.

조석전선의 수직구조 및 전선역 주변의 수직유동을 파악하기 위하여 국립수산진흥원(FRDA) 정기관측선 307 line과 같은 위도상(37° N)에서 수온과 유속의 수직단면을 도시하였다(Fig. 9). 단면상의 속도분포를 도시하는데 있어서 동·서 방향과 수직성분은 화살표로 표시 하였는데, 이때 후자를 전자의 10³배 확대하여 도시하였다. 한편, 남·북 방향 유속은 등가선(contour)으로 표시하였다. 수온단면에서는 조석전선 주변의 수온구조의 발달과정이 잘 나타나 있다. 즉, 외양에서는 시간에 따라 성층이 강화되어 수심 10-20 m 사이에 수온약층을 형성하는

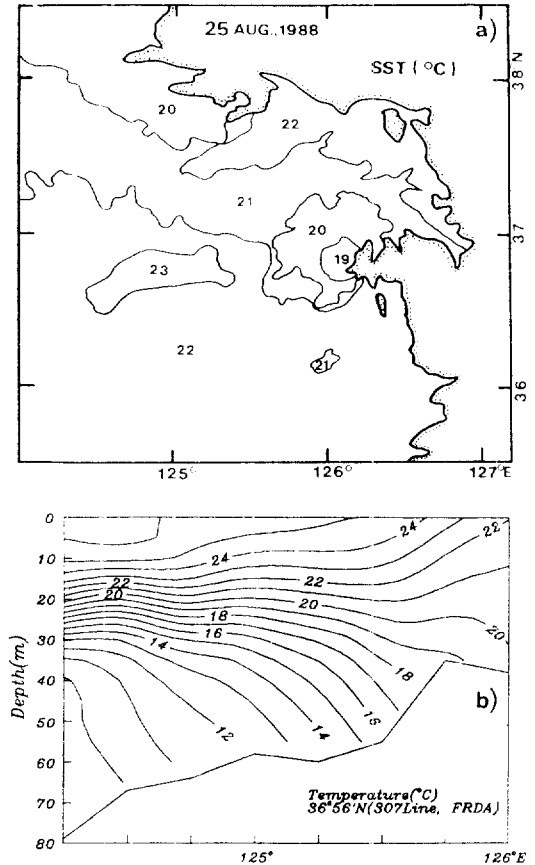


Fig. 6. a) Satellite measurements of SST in Aug(after Seung et al., 1990).
b) Vertical section of temperature along 36° 56'N, averaged over 20-year measurements by FRDA (1969-1988).

반면, 동경 125° 30'-126° 사이의 천해역에서는 수직혼합에 의해 혼합역이 형성됨을 보여준다. 수직혼합이 가장 왕성한 곳은 연안의 수심이 낮은 곳이며, 연안역이라도 수심이 깊은 곳에서는 약한 성층역이 형성되고 있다. 국립수산진흥원(FRDA)의 정선관측(Fig. 6b)에서는 관측점간의 간격이 커서 이와 같은 구조가 잘 나타나고 있지는 않으나 계산치와 관측치가 유사한 분포 양상을 보이고 있다. 4개월 후에는 혼합역에서도 표층에 지속적으로 공급되는 열에너지를 충분히 혼합시키지 못하여 성층이 형성되었다. 4개월 이후에는 해표면 냉각으로 외해의 성층이 크게 약화되어 조석전선이 크게 쇠퇴하기 시작하리라고 사료되나 본 연구에서는 전선

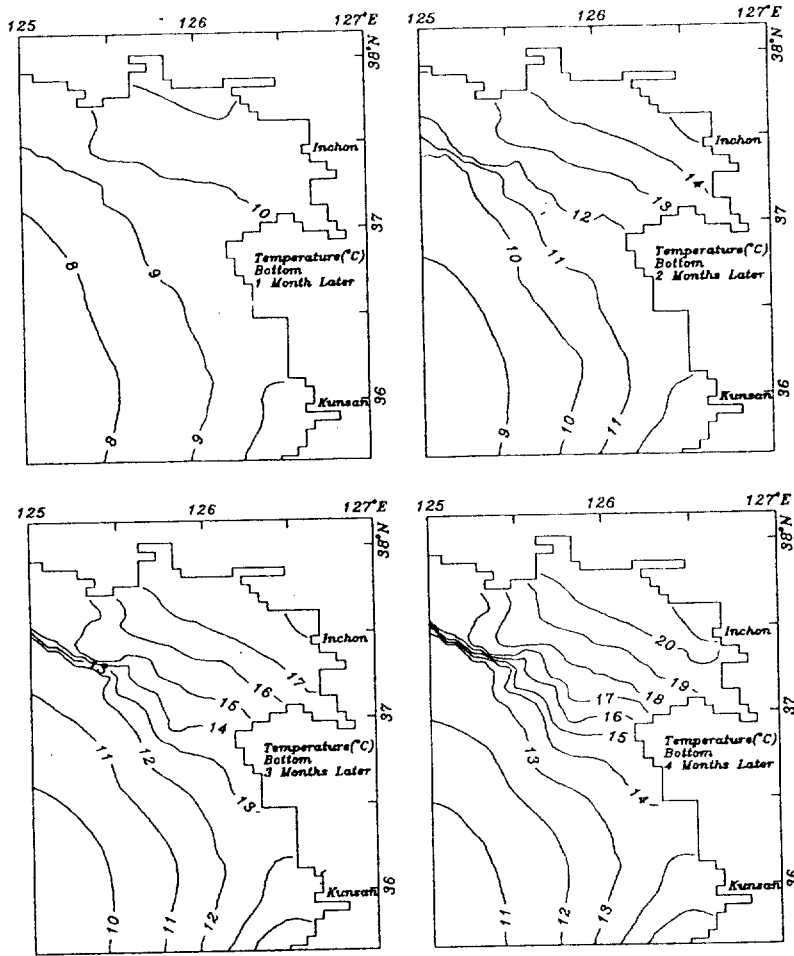


Fig. 7. Successive distribution of bottom temperature obtained by numerical model.

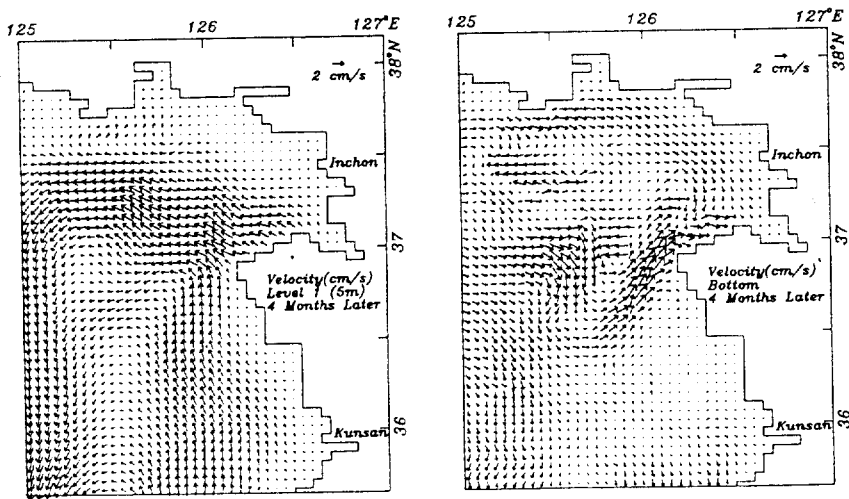


Fig. 8. Distribution of horizontal component of velocity at the 5m depth and the bottom 4 months after the model run.

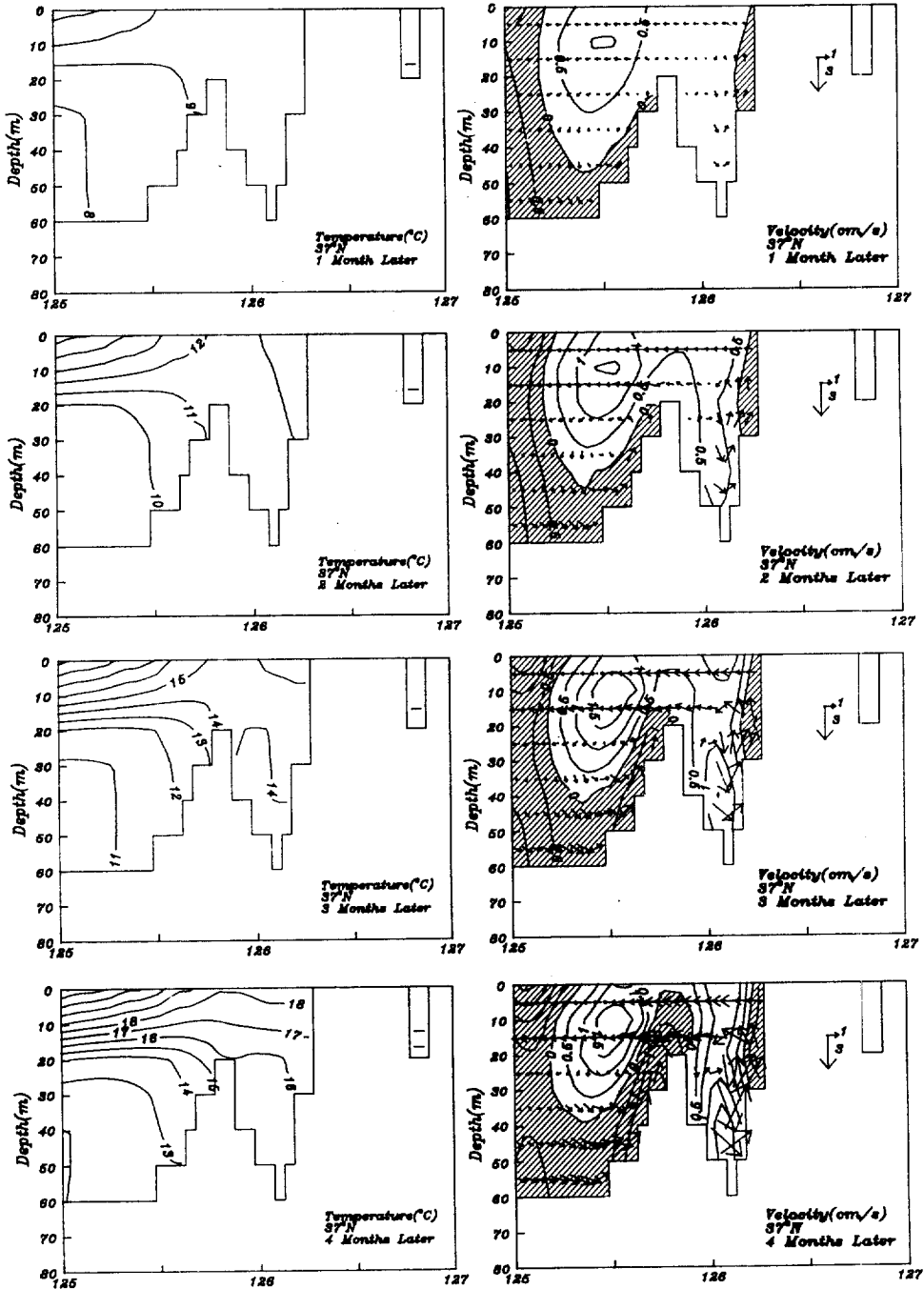


Fig. 9. Successive vertical sections of temperature(left) and velocity (right) along the latitude 37°N. East-west and vertical components of velocity are shown by arrows with vertical scale exaggerated by 10³ times. North-south component of velocity is presented by contours. The shaded area has southward flow.

의 발달 과정만을 고려하였다. Seung(1987)에 의하면 이층해수의 일부(Fig. 9의 연안쪽)가 조석에 의해

완전 혼합된 경우 혼합수가 성층수의 중간으로 침투된 곳에 가장 강한 북향류가 형성된다. 이와 같은

간단한 경우의 결과를 본 모델 결과와 직접 비교하기는 다소 무리이나 Fig. 9에서도 이러한 경향은 나타나는 듯 하다. 즉, 혼합이 가장 왕성한(수심이 낮은) 곳의 외해쪽 수온약층과 비슷한 깊이에 북향류의 핵이 나타난다. 초기에는 혼합이 왕성한 곳을 중심으로한 대부분의 영역에 북향류가 나타나나 점차적으로 남향류를 갖는 부분이 확장되는데 특히 해저면으로 부터의 확장이 주목된다. 4개월 후에는 혼합이 가장 왕성한 천해역도 비교적 강한 남향류를 갖게되어 북향류 지역은 이곳을 중심으로 양분되는 듯이 나타난다. 단면상의 유속분포는 대체적으로 반시계 방향의 순환을 보인다. 즉 표층 부근에서는 연안에서 외양으로, 저층에서는 외양에서 연안으로의 흐름을 보이며 연안 부근에서 해저 지형의 영향으로 사료되는 상승류가 강하게 나타난다.

결론 및 논의

조석전선을 수치모델화함에 있어서 조석혼합 효과는 열방정식에서 고려하였으며, 혼합에 의한 밀도장의 교란이 Rossby adjustment 과정을 거칠때 생성되는 해수유동을 고려하였다. 조석혼합 효과는 Simpson & Hunter(1974)의 혼합효율 개념과 에너지보존 법칙에 근거하여 혼합율을 구함으로써 모델에 입력되었다. 모델 결과 얻은 수온의 표층 분포와 수직단면 상의 분포는 실측치와 비교적 잘 부합되는 것으로 나타났다. 따라서 본 모델에서 보인 바와 같은 비교적 간단한 계산으로도 조석전선의 대략적인 모델링이 가능함을 보였다.

본 모델에서 고려된 해수운동에는 조류, 취송류 및 기타 난류적 성질을 띠는 단주기 운동 성분이 포함되어 있지 않다. 따라서 보다 완벽한 결과를 얻기 위하여는 이러한 성분들이 고려되어야 한다. 조류를 포함한 단주기 성분이 고려될 경우 계산시간 간격이 훨씬 짧아져야 하며 따라서 많은 계산시간이 소요된다. 특히 난류성분이 포함될 경우는 turbulence closure 문제에 부딪쳐서 모델의 복잡화 내지는 불확실성이 더욱 커지게 된다. 본 모델에서는 이러한 작은 규모의 운동이 계절적인 시간 규모를 갖는 장주기 현상을 크게 변화시키지 못한다고 가정하였으나 차후, 보다 완벽한 모델을 통하여 이를 입증하여야 하겠다. 또한, 본 모델에서는 급강이나 한강

으로 부터의 담수유입 효과가 고려되지 않았는데 담수유입에 의하여 혼합효과가 다소 약화되리라 사료된다. 본 모델의 결과에는 개방경계 및 인위적인 폐쇄경계의 영향이 있으리라 보는데 이를 줄이기 위하여는 보다 많은 격자망을 갖는 더 넓은 영역을 잡거나 더 진보적인 수치모델 기법이 고려되어야 하겠다. 본 모델의 가장 큰 취약점은 혼합율의 산정에 작용하는 성층효과, 즉, Richardson number를 고려하지 않은 것이다. 이상의 여러가지 문제점들은 다음 단계의 연구에서 더욱 개선되어 지리라고 희망한다.

감사의 글

본 연구를 지원해준 한국과학재단(과제번호: KOSEF 901-0505-015-2)에 감사 드립니다. 또한, 본 논문에 유익한 제언을 하여 주신 노영재 교수님 및 익명의 심사자에게도 감사 드립니다.

참고문헌

- 신상익, 1993. 서해 중부 조석전선의 수치실험 연구. 인하대학교 대학원 석사 논문, 57pp.
- 이경택, 김 구, 1989. 난류적 확산에 의한 황해 하층의 염분 변화. 황해 연구, 2: 21-29.
- 조철호, 1988. 한국 서해 중부 연안역에서 조석전선과 수온, 염분 변동 조사. 인하대학교 대학원 석사논문, 50 pp.
- 조철호, 송영호, 1989. 경기만 일대의 조석전선 조사 연구. 황해연구, 2: 51-61.
- 최중기, 1991. 황해 중·동부 연안수역의 조석전선이 식물 플랑크톤 생산력과 분포에 미치는 영향. 한국해양학회지, 26(3): 223-241.
- 해양연구소, 1986. 한국 남서 해역에서 조석전선. KORDI Report BSPE00058-93-1, 106pp.
- Asselin, R., 1972. Frequency filter for time integrations. *Mth. Wea. Rev.*, 100(6): 487-490.
- Bowden, K. F., 1983. Physical oceanography of coastal waters. John Wiley & Sons, 302pp.
- Central Meteorological Office, 1991. Climatic tables of Korea(1961-1990). Vol. I. Seoul, Korea.
- Choi, B. H., 1980. A numerical model investigation of tides in the Yellow and the Eastern China Sea. Thesis of Ph.D. Dept. of Civil Engineering, University of Salford.
- Czitrom, S. P. R., G. Budeus and G. Krause, 1988. A tidal mixing front in an area influenced by land runoff. *Continental Shelf Research*, 8(3): 225 -237.
- Fisheries Research and Development Agency, 1969-1988. Annual report of oceanographic observations. Vol. 18-37.

- Hearn, C.J., 1985. On the value of the mixing efficiency in the Simpson- Hunter h/u^3 criterion. *Dt. hydrogr. Z.*, **38**: 133-145.
- Hsieh, W.W. and A.E. Gill, 1984. The Rossby adjustment problem in a rotating, stratified channel, with and without topography. *J. Phys. Oceanogr.*, **14**: 424-437.
- Huang, W.G., A.P. Cracknell, R.A. Vaughan and P.A. Davies, 1991. A satellite and field view of the Irish Shelf front. *Continental Shelf Research*, **11**(6): 543-562.
- James, I.D., 1977. A model of the annual cycle of temperature in a frontal region of the Celtic Sea. *Est. Coast. Mar. Sci.*, **5**: 339-353.
- James, I.D., 1984. A three-dimensional numerical shelf-sea front model with variable eddy viscosity and diffusivity. *Continental Shelf Research*, **3**(1): 69-98.
- James, I.D., 1986. A front-resolving sigma coordinate sea model with a simple hybrid advection scheme. *Appl. Math. Modelling*, **10**: 87-92.
- James, I.D., 1988. Experiments with a numerical model of coastal currents and tidal mixing fronts. *Continental Shelf Research*, **8**(12): 1275-1297.
- Kraus, E.B. and J.S. Turner, 1967. A one-dimensional model of the seasonal thermocline. *Tellus*, **19**: 89-105.
- Lie, H.J., 1989. Tidal front in the southern Hwanghae (Yellow Sea). *Continental Shelf Research*, **9**: 527-546.
- Sarmiento, J.L. and K. Bryan, 1982. An ocean transport model for the North Atlantic. *J. Geophys. Res.*, **87**(C1): 394-408.
- Semtner, A.J., 1974. An oceanic general circulation model with bottom topography. UCLA Dept. of Meteorology Tech. Rep. No. 9.
- Seung, Y.H., 1987. A summer circulation inferred from the density(temperature) distribution in the Eastern Yellow Sea. *J. Oceanol. Soc. Korea*, **22**(2): 63-70.
- Seung, Y.H., J.H. Chung and Y.C. Park, 1990. Oceanographic studies related to the tidal front in the Mid-Yellow Sea off Korea: Physical Aspect. *J. Oceanol. Soc. Korea*, **25**(2): 84-95.
- Simpson, J.H. and J.R. Hunter, 1974. Front in the Irish Sea. *Nature*, **250**: 404-406.
- Stevens, P.D., 1990. On open boundary conditions for three dimensional primitive equation ocean circulation model. *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.*, **51**: 103-133.
- Stevens, P.D., 1991. The open boundary condition in the United Kingdom Fine-Resolution Antarctic Model. *J. Phys. Oceanogr.*, **21**: 1494-1499.
- UNESCO, 1981. Tenth report of the joint panel on oceanographic tables and standards. UNESCO Technical Papers in Marine Sci. No. 36. UNESCO, Paris.
- Yanagi, T. and S. Takahashi, 1988. A tidal front influenced by river discharge. *Dyn. Atmos. and Oceans*, **12**: 191-206.

Accepted April 29, 1993