

BSPE 00291-484-1

동해 해수순환 수치모델 수립연구

A study on the development of
a general circulation numerical model of the East Sea

1992. 6.

한국해양연구소

제출문

한국 해양 연구소장 귀하

본 보고서를 “동해 해수 순환 수치 모델 수립 연구” 사업의 연구 보고서로 제출합니다.

1992년 6월

연구책임자 : 방인권

연구원 : 석문식

이하용

장영석

남수용

연구조원 : 김태희

요약문

I. 제 목

동해 해수순환 수치모델 수립연구

II. 연구개발의 목적 및 중요성

동해의 해수순환 구조 규명을 위한 수치모델을 수립하여 해양학적 연구뿐 아니라 국방, 환경, 산업활동 등에 필요한 자료를 제공하는 데 사용한다.

III. 연구개발의 내용 및 범위

1. Cox 모델을 동해의 조건에 맞게 변형한다.
2. 간단한 수치실험을 수행하여 동해의 해수순환에 대한 이해를 증진한다.
3. 수치모델 실험에 대한 경험을 축적하여 앞으로의 본격적인 운용에 대비한다.

IV. 연구개발 및 활용에 대한 건의

1. 동해의 조건에 보다 근사하는 현실적인 수치모델의 수립 및 실험이 필요하다.
2. 현실적인 수치모델은 현장관측과 더불어 동해의 해수순환 연구에 활용되고 국방, 환경, 산업활동 등에 필요한 기초적인 자료를 제공할 수 있다.

SUMMARY

I. Title

A study on the development of a general circulation numerical model of the East Sea.

II. Objectives and significance of the study

Knowledge on the circulation of the East Sea is essential for the human activities in the ocean such as defense, environmental problems, industrial activities, etc. The objective of this study is to develop a general circulation model of the East Sea that can provide necessary data to those fields.

III. Contents

1. Modify the Cox model for the East Sea.
2. Perform numerical experiments to understand the East Sea circulation.
3. Accumulate experience and know-how on the numerical experiments and be prepared for the operation of a realistic numerical model.

IV. Suggestions

1. A realistic numerical model that can simulate the observed circulation of the East Sea is necessary.
1. Numerical model can be utilized for the study of the East Sea circulation and can provide necessary data to the fields such as defense, environmental problems, industrial activities in the ocean.

CONTENTS

Summary	(5)
List of Figures	(11)
List of Tables	(13)
Chapter I . Introduction	1
Chapter II . Model	3
Section 1. Governing equations	3
Section 2. Numerical experiments	6
1. Wind-driven circulation	8
2. Inflow-driven circulation	9
3. Wind- & Inflow-driven circulation	9
4. Thermohaline circulation	10
5. Diagnostic model	12
Chapter III . Results and discussion	14
References	16

目 次

요약문	(3)
영문요약문	(5)
그림 목 차	(11)
표 목 차	(13)
제 1 장 서론	1
제 2 장 Model	3
제 1 절 기본방정식	3
제 2 절 수치실험	6
1. 바람에 의한 해수순환	8
2. 해수유입에 의한 해수순환	9
3. 바람과 해수유입에 의한 해수순환	9
4. Heating에 의한 해수순환	10
5. Diagnostic 모델	12
제 3 장 결론 및 토의	14
참고문헌	16

그림 목차

(List of Figures)

Fig. 1. a) Mean kinetic energy (ergs/cm ³) and b) contour plot of stream function of Experiment I	18
Fig. 2. Vector plots of currents at the a) upper, b) middle, and c) lower layers of Experiment I	19
Fig. 3. a) Mean kinetic energy (ergs/cm ³) and b) contour plot of stream function of Experiment II	20
Fig. 4. Vector plots of currents at the a) upper, b) middle, and c) lower layers of Experiment II	21
Fig. 5. a) Mean kinetic energy (ergs/cm ³) and b) contour plot of stream function of Experiment III	22
Fig. 6. Vector plots of currents at the a) upper, b) middle, and c) lower layers of Experiment III	23
Fig. 7. a) Mean kinetic energy (ergs/cm ³) and b) contour plot of stream function of Experiment IV	24
Fig. 8. Contour plots of temperatures at the a) upper, b) middle, and c) lower layers of Experiment IV	25
Fig. 9. Vector plots of currents at the a) upper, b) middle, and c) lower layers of Experiment IV	26
Fig. 10. Mesh plots of vertical velocity at the a) first and b) second interfaces of Experiment IV	27
Fig. 11. Contour plot of stream function of Experiment V	28
Fig. 12. Vector plots of currents at the first layer of Experiment V	29

표 목차

(List of Tables)

Table 1. A summary of experiments	7
-----------------------------------	---

제 1 장 서 론

수치모델링은 현장관측과 이론적인 연구와 더불어 해양연구의 한 수단으로 보다 빠른 컴퓨터의 등장으로 인하여 그 중요성이 날로 커지고 있다. 이미 선진국에서는 수치모델링과 다각적인 관측 시스템을 함께 이용하여 수 주간의 해황을 예측할 수 있는 수준에 도달해 있다. 이러한 세계적인 추세에 발 맞추어 환경, 국방, 산업활동 등에 기초적이며 필수적인 한반도 주변해역에 대한 해수순환 연구의 한 수단으로서 이에 적합한 수치모델 선정과 수립이 절실한 형편이다. 이를 위해, 크게는 황해, 남해, 동해 및 동지나해를 포함한 하나의 해수순환 모델이, 작게는 각각의 해역별 해수순환 모델의 수립이 필요하다. 본 연구에서는 후자에 속하는 동해의 해수순환 수치모델의 수립에 그 목적을 두었다.

동해는 상당한 양의 해양관측 자료가 축적되어 있으나 해수순환의 기본적인 mechanism 조차 아직까지 자세하게 밝혀지지 않은 상태이다. 이는 동해가 지역적으로 4개국에 인접해 있어 현장관측이 공간적으로 제한되는 특수성에 기인한다. 이에 반해, 수치모델은 양질의 입력자료 및 검증자료의 확보에 어려움이 많으나 국경에 관계없이 동해 전체를 대상으로 해수순환 연구를 수행할 수 있어 현장관측에 비해 유리하다. 지금까지의 동해의 수치모델 연구로는 Suk (1986 and 1988), Kim (1991), Yoon (1982a, b and c), Kawabe (1982), Sekine (1986), Seung 과 Nam (1991, 1992a and b), Seung et al. (1990) 등이 있다. Suk (1986 and 1988) 은 변분모델을 이용하여 동해의 해수순환을 연구하였다. Kim (1991) 은 Semtner (1974) 모델을 이용하여 대마난류의 동해로의 유입량, 바람응력, 수평외동계수, 해저지형 등을 변화시켜 가며 각각에 대한 동해 해수순환의 변화를 고찰하였다. Kim (1991) 의 구성은 수평방향으로 0.5°, 수직방향으로는 12개 층으로 하였다. Yoon (1982a, b and c), Kawabe (1982), Sekine (1986) 는 대마난류의 3분지의 형성에 중점을 두어 수치실험을 하였다. 격자의 크기로 볼때 Seung 과 Nam (1992b) 이

현재까지 가장 작은 격자를 사용하였으며 (0.2°, 15층) 동해북부 해역의 thermohaline forcing 에 대한 동해의 해수순환을 연구하였다.

본 연구에서는 Cox (1984) 모델을 선정하였으며 이를 동해의 해수순환 모델로 수립하고자 한다. Cox 모델은 Semtner (1974) 모델과 거의 동일하나 북대서양 해수순환 연구에 성공적으로 이용되었으며 지속적인 수정·보완이 되고 있으므로 Semtner 모델에 비해 유리하다.

제 2 장 Model

제 1 절 기본방정식

Cox 모델은 원시방정식(primitive equation) 을 이용하는 모델로서 球座標界를 사용한다. 수평방향의 운동방정식은 다음과 같다.

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + L(u) - \frac{uv \tan \phi}{a} - fv &= - \frac{1}{\rho_0 a \sin \phi} \frac{\partial P}{\partial \lambda} + K \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \\ &+ A_M \left[\nabla^2 u + \frac{(1 - \tan^2 \phi) u}{a^2} - \frac{2 \sin \phi}{a^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} \right] \\ \frac{\partial v}{\partial t} + L(v) - \frac{u^2 \tan \phi}{a} + fu &= - \frac{1}{\rho_0 a} \frac{\partial P}{\partial \phi} + K \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \\ &+ A_M \left[\nabla^2 v + \frac{(1 - \tan^2 \phi) v}{a^2} - \frac{2 \sin \phi}{a^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} \right] \end{aligned}$$

여기서, u, v, w 는 각각 λ (경도), ϕ (위도), Z (수직) 방향의 속도 성분이며, ρ_0 는 평균 해수 밀도, a 는 지구 반경 (= 6370 Km), K 는 수직 와동 점성 계수 및 수직 와동 확산 계수, A_M 은 수평 와동 점성 계수, f 는 Coriolis parameter (= $2\Omega \sin \phi$, 여기서 Ω 는 지구 자전 각속도) 를 나타낸다.

수직방향으로는 hydrostatic balance 를 유지한다.

$$\frac{\partial P}{\partial Z} = - \rho g$$

여기서 ρ 는 해수밀도이며 g 는 중력 가속도, P 는 압력이다.

Continuity equation 은 다음과 같다.

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

수온 (T) 과 염분 (S) 은 다음의 식을 만족한다.

$$\frac{\partial T}{\partial t} + L(T) = K \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + A_H \nabla^2 T$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + L(S) = K \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} + A_H \nabla^2 S$$

여기서 A_H 는 수평 와동 확산 계수를 나타낸다.

끝으로 밀도는 수온, 염분 그리고 압력의 함수로 나타낸다.

$$\rho = \rho(T, S, P)$$

위의 식에서 advection operator 와 Laplacian operator 는 다음과 같이 정의된다.

$$L(\mu) = \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} (u\mu) + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (v\mu \cos \phi) + \frac{\partial}{\partial z} (\mu)$$

$$\nabla^2 \mu = \frac{1}{a^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial^2}{\partial \lambda^2} + \frac{1}{a^2 \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (\cos \phi \frac{\partial \mu}{\partial \phi})$$

여기서 μ 는 u, v, T, S 중 하나이다.

유속 (u 와 v)은 internal mode 와 external mode 로 나누어 계산하며 external mode 는 다음의 유선함수 (ϕ) 식으로 쓸 수 있다.

$$\begin{aligned}
& \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{1}{H \cos \phi} \frac{\partial^2 \phi}{\partial \lambda \partial t} \right) + \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\frac{\cos \phi}{H} \frac{\partial^2 \phi}{\partial \phi \partial t} \right) \right] - \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{f}{H} \frac{\partial \phi}{\partial \phi} \right) \right. \\
& \quad \left. - \frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{f}{H} \frac{\partial \phi}{\partial \lambda} \right) \right] = \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{g}{\rho_0 H} \int_{-H}^0 \int_z^0 \frac{\partial \rho}{\partial \phi} dz' dz \right) \right. \\
& \quad \left. - \left[\frac{\partial}{\partial \phi} \left(\frac{g}{\rho_0 H} \int_{-H}^0 \int_z^0 \frac{\partial \rho}{\partial \lambda} dz' dz \right) \right] \right] \\
& \quad + \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{a}{H} \int_{-H}^0 dz \right) - \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\frac{a \cos \phi}{H} \int_{-H}^0 dz \right) \right]
\end{aligned}$$

여기서 H 는 수심이며 G 와 F 는 마찰항과 이류항의 합으로 다음과 같다.

$$\begin{aligned}
G = & -L(u) + \frac{uv \tan \phi}{a} + K \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \\
& + A_M \left(\nabla^2 u + \frac{(1 - \tan^2 \phi) u}{a^2} - \frac{2 \sin \phi}{a^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} \right)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
F = & -L(v) + \frac{v^2 \tan \phi}{a} + K \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \\
& + A_M \left(\nabla^2 v + \frac{(1 - \tan^2 \phi) v}{a^2} - \frac{2 \sin \phi}{a^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} \right)
\end{aligned}$$

자세한 계산방법은 Cox (1984) 를 참조하기 바란다.

제 2 절 수치실험

동해는 황해와 달리 조석의 영향을 무시할 수 있으나 그 나름대로 복잡성을 지니고 있다. 대양의 亞熱帶.亞寒帶 表層 海水循環은 바람應力에 의하여 주로 형성되나 동해는 이러한 大洋의 표층순환과는 달리 바람에 의한 영향이 작은 것으로 여겨지고 있다. 동해의 해수순환 연구에 있어서 먼저 주목해야 할 점은 동해가 지형적으로 폐쇄해역이라는 것이다. 동해는 아시아 대륙과 일본 열도에 의해 둘러 싸여있으며 4개의 해협 (대한, 쓰가루, 소야, 타타르해협) 을 통하여 외부해와 연결되어 있다. 동해의 해수순환을 결정하는 하나의 큰 요인은 이들 해협을 통한 해수의 유출입으로 여겨지고 있다. 동해로 부터의 유출은 쓰가루 해협과 소야해협을 통하여 대부분 이루어지며 동해로의 유입은 해협중 폭이 가장 큰 대한해협을 통하여 이루어진다. 대한해협을 통한 대마난류의 유입량은 계절적인 변화를 보여 지금까지의 관측에 의하면 여름철에 가장 크고 겨울철에 가장 작다. 동해의 해수순환을 결정하는 또 하나의 중요한 요인은 아직 많은 것이 알려져 있지는 않으나 동해북부해역에서 일어나고 있으리라 여겨지는 냉각작용에 의한 표층수의 침강이다. Seung 과 Kim (1989) 은 위도에 따른 열교환의 차가 동해북부의 반시계방향의 gyre 를 생성 및 강화시킴을 보여주었다.

동해의 해저지형을 보면 동해북부에 일본분지가 폭넓게 존재하고 그 남쪽에는 한반도쪽의 울릉분지와 일본쪽의 야마토분지가 야마토해령에 의해 나누어져 있다. 동해는 동해중부를 가로지르는 열전선에 의하여 북부의 한수역과 남부의 온수역으로 구분되며 온수역의 수직적인 수괴의 분포를 보면 약 200 m 까지의 대마난류수와 그 이십의 동해중층수, 저층의 동해고유수로 나눌 수 있다 (Kim 1991).

본 연구에서는 우선 동해에 맞게 Cox 모델을 수립하는 데 역점을 두었으며 또

한, 모델 결과의 효과적인 도시화를 위한 graphic system 을 본 연구소의 현실내에서 SUN workstation 에 수립하는 데도 역점을 두었다. 그러므로, 수치모델 실험은 가장 간단한 형태의 경우 만을 고려하였으며 이것은 보다 복잡하고 시간이 많이 소요되는 실험으로 쉽게 변형될 수 있을 것이다.

수치실험은 모두 5종류로 나누어 실시하였으며 모델의 격자간격은 경·위도 모두 1° 로, 수직적으로는 실험 I- IV 에서는 3개의 층을 두었다. 실험 I- IV 의 상층 (첫번째 층) 의 두께는 100 m 이며 그 아래 두 층 (중층과 하층) 의 두께는 각각 1000 m 이다. 초기수온과 염분은 각각 4°C 와 34.9 psu 로 하였다. 모든 실험에서 수평 와동 점성계수는 $2 \times 10^9 \text{ cm}^2/\text{sec}$ 이며 수직 와동 점성계수는 $1 \text{ cm}^2/\text{sec}$ 이다. 시간간격은 1 시간으로 하였다. 실험 I- IV 는 forcing 을 각각 달리 하였으며 표 1에 요약하였다.

Table 1. A summary of experiments.

Experiment	Forcing	Remarks
I	Wind	Closed
II	In- & Outflow	Inflow = 0.15 Sv
III	Wind and In- & Outflow	I + II
IV	Heating From South	Diffusion Only
V	Diagnostic Computation	

실험 I- IV 는 간단한 실험으로 동해의 해저면이 평탄하다 가정하고 바람과 대한해협을 통한 해수유입 그리고 모델의 남부경계면으로 부터의 열확산에 의한 해수 순환을 살펴보았다. 실험 V 에서는 북태평양을 대상으로 모델의 기법 중 빠른 시간 내에 steady state 에 도달하는 diagnostic computation 기법을 이용하여 기존의

밀도 (T 와 S) 자료에 상응하는 해수순환 구조를 구하였다.

1. 바람에 의한 해수순환 (실험 I)

바람에 의한 해수순환을 알아보기 위해 먼저 동해를 폐쇄해로 가정하고 실험을 하였다. 바람은 Hellerman and Rosenstein (1983)의 년평균자료를 격자점에 interpolation 하여 이용하였다. 바람은 처음부터 최대값으로 불게 하였으며 180일 후의 결과를 분석하였다. 초기의 모델반응은 inertial motion 으로서 약 20일 후에는 Ekman 평형상태에 도달하였다 (그림 1). 180일 후의 유선함수를 보면 반시계방향의 cyclonic gyre 가 형성되었음을 알 수 있다. 이것은 양 (+) 의 wind stress curl에 대한 반응이며 cyclonic circulation 의 크기는 최대 약 0.03 Sv 정도이다. Cyclonic gyre 외에 44° N 이북에 작고 미약한 anticyclonic gyre 가 보인다. 각 층별 유속분포를 보면 상층에서는 바람에 의한 Ekman Transport를 보여주며 중층과 하층에서는 Ekman Pumping 에 의한 interior 순환을 잘 보여주고 있다 (그림 2). 본 실험에서는 격자의 크기가 커 서안경계류 (western boundary current) 가 나타나지 않으나 격자를 작게 한다면 러시아와 한반도를 따라 남향하는 서안경계류가 나타날 것이다.

본 실험은 동해의 순압반응 (barotropic response) 만을 고려하였고 경압반응 (baroclinic response) 은 포함하지 않았다. 평균에너지의 시간적 변화에 의하면 순압반응은 약 20일의 time scale 로 동해전체에 전파 완료되어 평형상태에 도달한다. 그러나, 경압반응은 Rossby 파의 전파 속도를 약 1 cm/sec 로 본다면 동해동부에서 동해서부 (약 1000 km) 로 전파하는데 약 3년이 걸릴 것이다. 그러므로 바람의 계절적인 변화에 따른 해수순환의 변화를 보고자 하면 경압반응은 전파속도가 느리므로 주로 순압반응을 살펴 보아야 하며 본 실험에 해저지형을 도입하고 격자의 크기를 작게한다면 가능할 것이다.

2. 해수유입에 의한 해수순환 (실험 II)

대한해협을 통한 대마난류의 동해로의 유입은 동해의 해수순환을 결정하는 하나의 큰 요인이다. 그러므로, 대마난류의 유입에 따른 해수순환 형태를 살펴볼 필요가 있다. 대한해협에서의 대마난류의 수송량은 대체로 1 ~ 2 Sv 이나 본 실험에서는 0.15 Sv 의 유입량에 대한 동해의 반응을 살펴보았다. 유입량을 2 Sv 으로 하더라도 해수순환의 크기만 달라질 뿐 그 형태는 같다.

해수의 유입은 2개의 격자점을 통해 균등하게 이루어 지도록 하였으며 유속은 각 층에서 같게 하였다. 유입된 해수는 쓰가루 해협을 통하여 유출된다고 가정하여 (소야 및 타타르해협은 막혀있다고 가정) 일본 본주의 유선함수 값을 0.15 Sv 으로 하고 그 외의 육지경계면에서는 零의 유선함수 값을 주었다. 쓰가루 해협 (유출구) 의 가장 동쪽격자점의 유속은 바로 서쪽격자점의 값으로 대치하였다.

모델은 앞의 바람의 경우와 마찬가지로 180 일간 적분하였으며 약 10일 후에 평형상태에 도달하였다 (그림 3). 180일 후의 유선함수분포를 보면 대한해협으로 유입된 해수가 동해중부를 거쳐 쓰가루해협을 통하여 유출되고 있으며 유선함수 등치선들이 동해중부에서 거의 같은 간격으로 분포되어 있음을 볼 수 있다. 한반도를 따라 북상하는 동한난류는 보이지 않으며 이것은 넓은 격자간격으로 인한 큰 수평 와동 점성계수의 사용에 따른 당연한 결과로 여겨진다. 본 실험은 순압모델 실험으로서 각층별 유속분포는 동일하며 유선함수 분포에 따른 유속 형태를 보여준다 (그림 4).

3. 바람과 해수유입에 의한 해수순환 (실험 III)

본 실험에서는 위의 두 실험에서 사용한 forcing을 동시에 사용하였다. 즉, 바람과 대한해협을 통한 0.15 Sv 의 해수 유입을 주었다. 결과는 위 두 실험의 선형적 합 형태의 해수순환을 보여주고 있다 (그림 5와 6). 본 실험은 앞의 두 실험과 같

이 순압모델이므로 바람과 해수의 유입에 따른 각각의 해수순환의 상호작용도 순압 상호작용만이 가능하다. 경압반응을 통한 상호작용은 불가능한 점은 본 실험의 한계로서 본 실험에서 강조하고자 하는 것은 단지 바람에 의한 해수순환이 해수의 유입에 의한 것보다 상당히 작다는 점이다. 주어진 해수유입량은 일본열도를 따라 경계조건으로 주어져 동해내부의 최대유선값도 유입량과 같은 order 가 되어 바람에 의한 해수순환의 크기 (0.03 Sv) 는 해수유입에 의한 것 (0.15 Sv) 의 20% 에 지나지 않는다. 물론, 이 비교는 본 연구에 쓰인 바람과 유입량에 크게 좌우되는 단순한 비교로서 계절에 따른 바람과 유입량의 변화에 의한 해수순환 변화는 별개 문제로 이해하여야 할 것이다.

4. Heating에 의한 해수순환 (실험 IV)

대만난류의 동해로의 유입은 운동량 (momentum) 외에 열 (heat)도 함께 동해로 유입시키게 된다. 본 실험에서는 해수의 유입은 고려하지 않고 남쪽 경계에 10°C의 열을 유지했을 때에 단순한 확산만에 의해 어떠한 해수순환이 일어날 수 있는가를 살펴보았다. 열의 이류 (advection) 는 고려하지 않고 확산만을 취급한 첫번째 동기는 실험 II 에서 momentum 의 이류도입을 성공적으로 수행하였으므로 본 실험에서는 확산 경계조건의 성공적인 도입을 점검하기 위함이었다. 두번째 동기는 단순한 thermohaline forcing 에 대한 동해의 반응을 보고자 함이었다. 대한해협에서의 수직층은 1개로 하여 외부로부터의 heating 은 첫번째 층만을 통하여 이루어지게 하였다. 초기의 동해전체의 수온은 4°C 로 가정하였다.

평균 운동 에너지는 약 100일 간은 급격히 증가하나 이후 그 증가율이 떨어져 약 400 일 경에 최대 에너지 상태에 도달하며 이후 서서히 감소하는 경향을 보인다 (그림 7). 상층의 온도분포는 등온선이 위도에 평행한 형태를 보여주어 720 일 후에는 5°C 등온선이 약 40° N 위도선에 걸쳐있다 (그림 8). 중층에서는 heating 의 직접적 영향을 받는 상층과는 달리 동서방향으로의 온도 분포가 이루어져 서쪽

해역은 (한반도 동해안 해역) 초기수온 4°C 보다 높고 동쪽해역은 4°C 보다 낮다. 하층의 수온분포는 중층과 비슷하나 4°C 의 등온선이 중층에 비해 훨씬 더 동쪽으로 이동되어 있다. 이러한 현상은 상층의 수온분포가 남북방향인 것에 비추어볼 때 상층으로부터의 열의 확산보다는 열의 이류 (heat advection) 효과가 더 큰 것으로 여겨진다. 수직방향으로의 열의 이류를 먼저 살펴보면 (그림 10) 첫번째 경계면 (상층과 중층사이) 에서는 upwelling 이 한반도 동해안 해역에서 강하고 일본열도를 따라 연안역에서는 downwelling 이 나타난다. 두번째 경계면 (중층과 하층사이) 에서는 한반도 동해안 해역과 일본열도 연안역중 모델의 동부 해역에서 downwelling 이 보이며 모델의 남부 해역에서는 강한 upwelling 이 보인다. 먼저, 이러한 수직방향의 유속분포에 의한 하층으로의 열 이동을 살펴보면, 하층은 남부역의 upwelling 에 의해 열을 빼앗기고 그 외의 downwelling 해역을 통해서 열을 공급받을 것이다. 그러나, 이러한 수직방향 이류에 의한 열의 이동과 온도의 분포 형태와는 잘 맞지않는다. 즉, 열을 공급받는 모델동부 해역의 수온이 초기온도보다 낮다. 또한, 중층에서도 한반도 동해안 해역은 첫번째 경계면의 강한 upwelling 에 의해 열을 빼앗겨야 함에도 불구하고 수온이 초기온도보다 높은 점은 수직방향의 열의 이류만으로는 설명이 안되는 점이다.

수평방향 유속의 분포를 살펴보면 상층에서는 한반도 부근에서는 북동향류가 강하나 그 외의 해역에서는 동향류가 주를 이루고 있다 (그림 9). 중층의 유속형태는 상층과 달라 동해 남부의 일본부근 해역에 마치 source가 있는 듯이 보이며, 유향은 source 해역부근의 북서향의 유향이 한반도 부근으로 갈수록 점차 서향화하는 형태를 보여준다. 하층에서는 중층과는 반대로 일본부근 동해 남부해역의 sink 를 향하여 해류가 흐르는 형태를 보인다. 이러한 중·하층의 흐름 형태는 두번째 경계면에서 나타나는 모델 남부해역의 강한 upwelling 과 일치한다 (그림 10). 결국 상층의 해수순환은 남부경계면으로부터의 열 확산에 의한 동서방향의 등온선 분포에 의해 형성되며 중층과 하층은 모델 남부해역에서 나타나는 강한 upwelling 에 의한

중·하층 상호 맞물린 해수순환 형태를 보인다.

이러한 중·하층의 수평적 해수순환과 온도 분포를 살펴보면 먼저 하층에서는 동해 남부해역의

5. Diagnostic 모델 (실험 V)

본 실험은 위의 4개의 실험과는 달리 동해를 포함한 북태평양 (북위 20° - 50° N) 해역을 대상으로 기존의 수온·염분 자료를 이용하여 diagnostic 계산을 하였다. diagnostic 계산방법은 Holland and Hirschman (1972) 을 따라 수온·염분은 고정시키고 유속과 유선함수만을 계산하였다. 수온·염분 자료로는 Levitus (1982)의 연평균 값을 사용하였다. 이 자료는 1° 간격으로 정리되어 있어 모델의 격자간격도 이에 맞추어 1° 로 하였다. 수직적으로는 표준수심을 각 층의 바닥면으로 하여 32 개 층으로 하여 Levitus 자료에 의해 수심을 결정하였다. 수평 와동 점성계수는 $2 \times 10^9 \text{ cm}^2/\text{sec}$, 수직 와동 점성계수는 $1 \text{ cm}^2/\text{sec}$ 이다. 시간간격은 1 시간이며 약 한달 후에 평형상태에 도달하였다.

유선함수의 분포형태 (그림 11) 를 보면 북태평양 전역에 걸친 basin scale 의 순환은 보이지 않는다. 대신 작은 scale 의 순환이 이곳 저곳에 나타나고 있다. Kuroshio 의 경우 일본 남동쪽에 약 15 Sv 가량의 유선함수값이 나타나며 Kuroshio 의 태평양 중앙으로의 진행보다는 recirculation 형태를 보인다. Diagnostic 모델의 경우 잘 알려져 있는 표층 해수순환을 제대로 재현을 못 하는 것은 북 대서양에서의 실험 (Holland and Hirshman 1972) 에서도 보여진 바 diagnostic 계산의 한 한계라 하겠다.

그러나, 유속의 분포를 보면 (그림 12) Kuroshio 가 잘 나타나 있고 또한 California 해류도 미대륙 부근에 나타나고 있다. 더구나, 유선함수에서 암시되었던

Kuroshio 의 recirculation 도 잘 보이고 있다. 단지, 유속의 크기가 실제 관측치에 비해 상당히 작게 나타나나 이것은 Levitus 의 자료가 장기간 관측자료의 평균치이며 또한 공간적으로도 smoothing 을 하였기 때문인 것으로 보인다.

동해의 해수순환은 본 실험의 경우 1° 간격의 격자로는 자세한 해류의 구조가 밝혀질 수 없어 동해 중부에 동향류가 보인다는 것 이외에는 신뢰할 수가 없다. 앞으로 작은 격자와 양질의 자료를 사용한다면 좋은 결과가 나오리라 여겨진다.

제 3 장 결론 및 토의

간단하고 기본적인 형태의 실험을 하였으나 이러한 실험들은 쉽게 복잡한 실험으로 변형되어질 수 있을 것이다. 가령, 우선적으로 격자간격을 작게 하는 것은 단지 computer 의 memory 와 cpu 시간상의 문제로 FPS 나 Convex 를 이용할 경우 수평적으로 0.2°, 수직적으로 15개 층 정도는 충분할 것이다. 또한, 동해의 해수순환 결정의 중요한 요소인 대만난류의 동해로의 유입은 momentum 과 열, 그리고 염분의 유입으로 나누어 이해한다면, 이것은 실험 II 와 실험 IV (열의 확산 만을 고려하였으나 열의 advection 도 수치모델 기법상으론 momentum 의 advection 과 같은 mechanism 으로 이해하면 된다) 을 합치면 충분히 가능할 것이다.

본 연구의 실험들은 간단하였으나 동해의 해수순환을 이해하는데 기본적인 idea 를 제공하였다. 먼저, 바람응력에 의한 해수순환의 크기는 대만난류의 유입량을 약 2 Sv 으로 상정할 때 유입에 의한 해수순환 크기에 비해 약 100 배 가량 작다. 물론, 이러한 비교는 본 연구에서 사용한 Hellerman and Rosenstein (1983) 자료의 정확성에 좌우되며 또한, 대만난류의 유입이 작은 시기에는 바람의 영향이 상대적으로 커질 수 있는 점을 염두에 두어야 할 것이다. 실험 IV 는 thermohaline forcing 이 어떠한 형태의 해수순환을 형성하는 가를 이해하는 데 간단한 실험으로 보여주었다. 남부경계면에서의 heating 은 동해의 표층 수온분포를 간단하나마 잘 재현하고 있으며 이러한 수온 분포에서 어떠한 해수순환이 일어나고 있는 가를 보여주었다. 또한, 실험 IV 는 동해북부의 표층수 냉각에 의한 심층수 형성에 따른 해수순환은 재현 못하나 표층수 냉각에 의한 남북방향의 온도구배 형성효과는 재현한다 할 수 있다.

앞으로 더 추가해야 할 점은 격자점을 작게 하는 것 이외에 첫째, 표층의 열과

염분 경계조건, 둘째, 실제 수심의 도입, 셋째, 안정된 유출구의 경계조건 등이다. 표층의 열과 염분 경계조건은 열과 염분의 flux 를 알아야 하나 관측 자료의 부정확성 및 미비로 어려움이 많다. 가령, Kim (1991)은 염분 경계조건으로 관측된 표층 염분자료를 사용하였다. 실제 수심의 도입은 topography 의 영향을 보기 위해서는 필수적이며 모델의 안정성을 해치지 않는 범위내에서 smoothing 한 후에 도입하여야 한다. 유출구의 경계조건은 Kim (1991) 은 내부 격자점의 값을 사용하였으며 Seung et al. (1992b)은 이류에 결정된 값을 사용하였다. 이들의 실험결과 모델의 안정성에 큰 영향은 보이지 않으나 좀 더 자세한 연구가 필요하리라 여겨진다.

참고문헌

- 승 영호, 남 수용, 김 균 1992b. 동해순환의 수치실험. 한국해양학회 1992년 춘계 연구발표회.
- Cox, M.D. 1984. A primitive equation, 3-dimensional model of the ocean. GFDL Ocean Group Technical Report No. 1, GFDL/NOAA, Princeton University.
- Hellerman, S. and M. Rosenstein 1983. Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates. *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 13, 1093-1104.
- Holland, W.R. and A.D. Hirschman 1972. A numerical calculation of the circulation in the North Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.* Vol. 2, 336-354.
- Kawabe, M. 1982. Branching of the Tsushima Current in the Japan Sea, Part II: numerical experiment. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 38, 183-192.
- Kim, Y.E., 1991. A numerical study on the circulation of the East Sea (Japan Sea). Ph. D. thesis, Seoul National University, 211 pp.
- Levitus, S. 1982. Climatological atlas of the world ocean. NOAA Prof. Paper 13, 173 pp.
- Sekine, Y. 1986. Wind-driven circulation in the Japan Sea and its influence on the branching of the Tsushima Current. *Progress in Oceanography*, 17, 297-312.
- Semtner, A.J. 1974. An oceanic general circulation model with bottom topography. Numerical Simulation of Weather and Climate, Technical Report No. 9, Department of Meteorology, UCLA, 99 pp.
- Seung, Y.H. and K. Kim 1989. On the possible role of local thermal forcing on the Japan Sea circulation. *J. Oceanol. Soc. Korea*, Vol. 24, 29-38.
- Seung, Y.H., S.Y. Nam and S.Y. Lee 1990. A combined effect of differential cooling and topography on the formation of Ulleung Warm Eddy. *Bull.*

Korean Fish. Soc., Vol. 22, No. 6, 375-384.

Seung, Y.H. and S.Y. Nam 1991. Effects of winter cooling on subsurface hydrographic condition off Korean coast in the East (Japan) Sea. In: Oceanography of asian marginal seas. K. Takano, editor, Elsevier Science Publishers, Amsterdam, 163-178.

Seung, Y.H. and S.Y. Nam 1992a. A two-layer model for the effect of cold water formation on the East Korean Warm Current. Bull. Korean Fish. Soc., Vol. 25, No. 1, 65-72.

Suk, M.-S. 1986. On the ocean circulation in the South-East Sea of Korea (southern Japan Sea) by a variational inverse model. KORDI Report No. BSPE 00080-111-1, 56 pp.

Suk, M.-S. 1987. On the dynamical processes of the ocean circulation in the South-East Sea of Korea (southern Japan Sea). KORDI Report No. BSPE 00083-147-1, 67 pp.

Suk, M.-S. 1988. Numerical experiments and characteristics of the oceanographical conditions in the East Sea (Japan Sea). KORDI Report No. BSPE 00112-186-1, 148 pp.

Yoon, J.H. 1982a. 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. 1982b. Numerical experiment on the circulation in the Japan Sea. Part II: Influence of seasonal variations in atmospheric conditions on the Tsushima Current. J. Oceanogr. Soc. Japan, 38, 81-94.

Yoon, J.H. 1982c. Numerical experiment on the circulation in the Japan Sea. Part III: Formation of the nearshore branch of the Tsushima Current. J. Oceanogr. Soc. Japan, 38, 119-124.

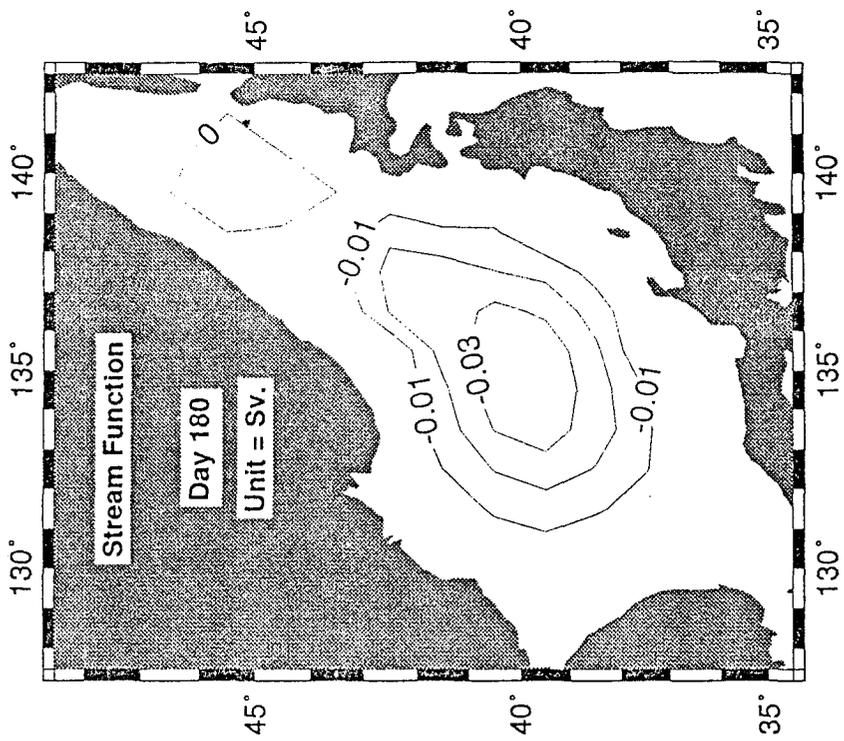
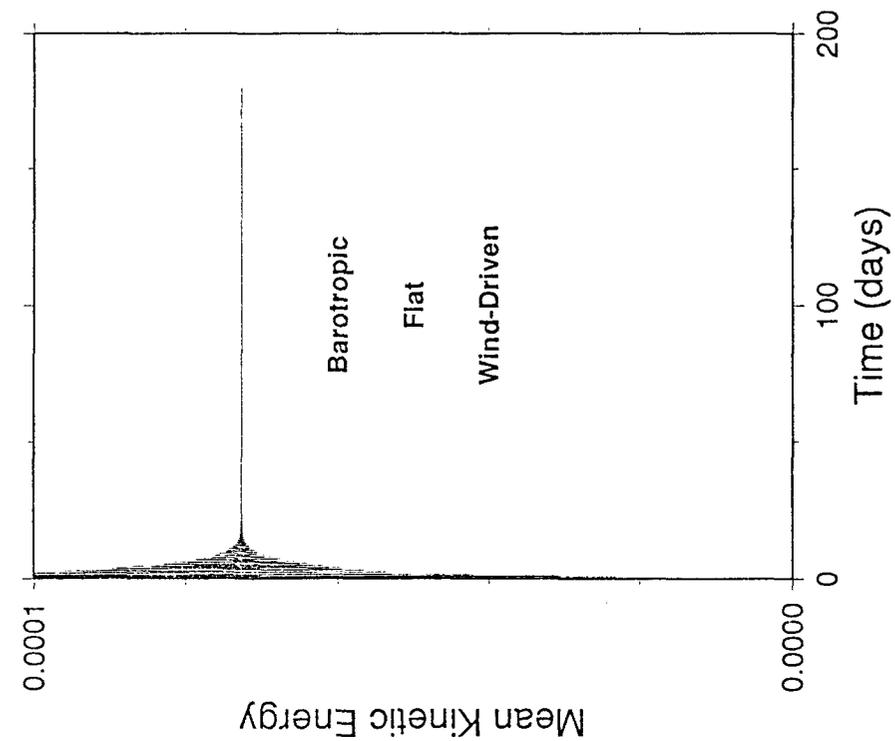


Fig. 1. a) Mean kinetic energy (ergs/cm³) and b) contour plot of stream function of Experiment I

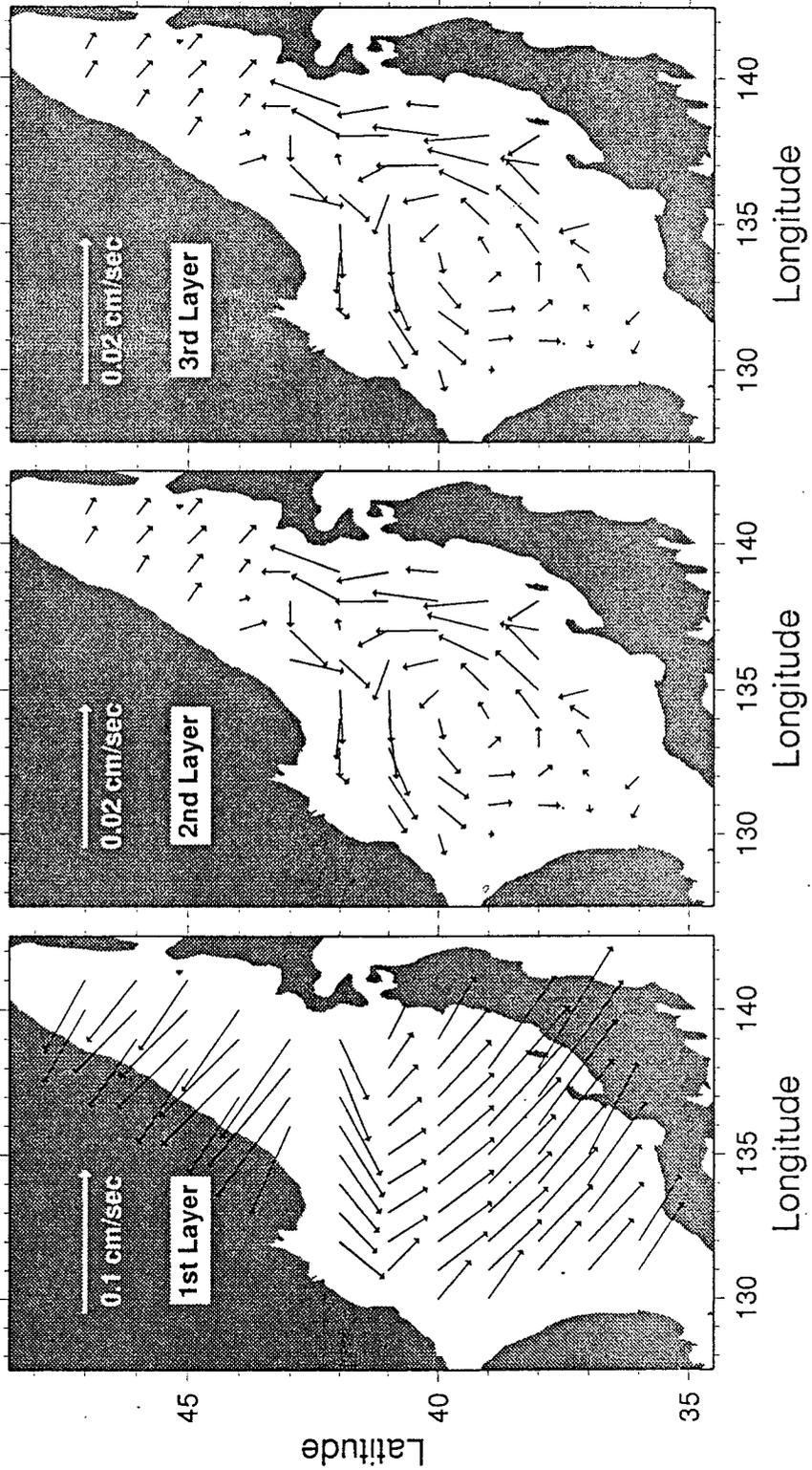


Fig. 2. Vector plots of currents at the a) upper, b) middle, and c) lower layers of Experiment I

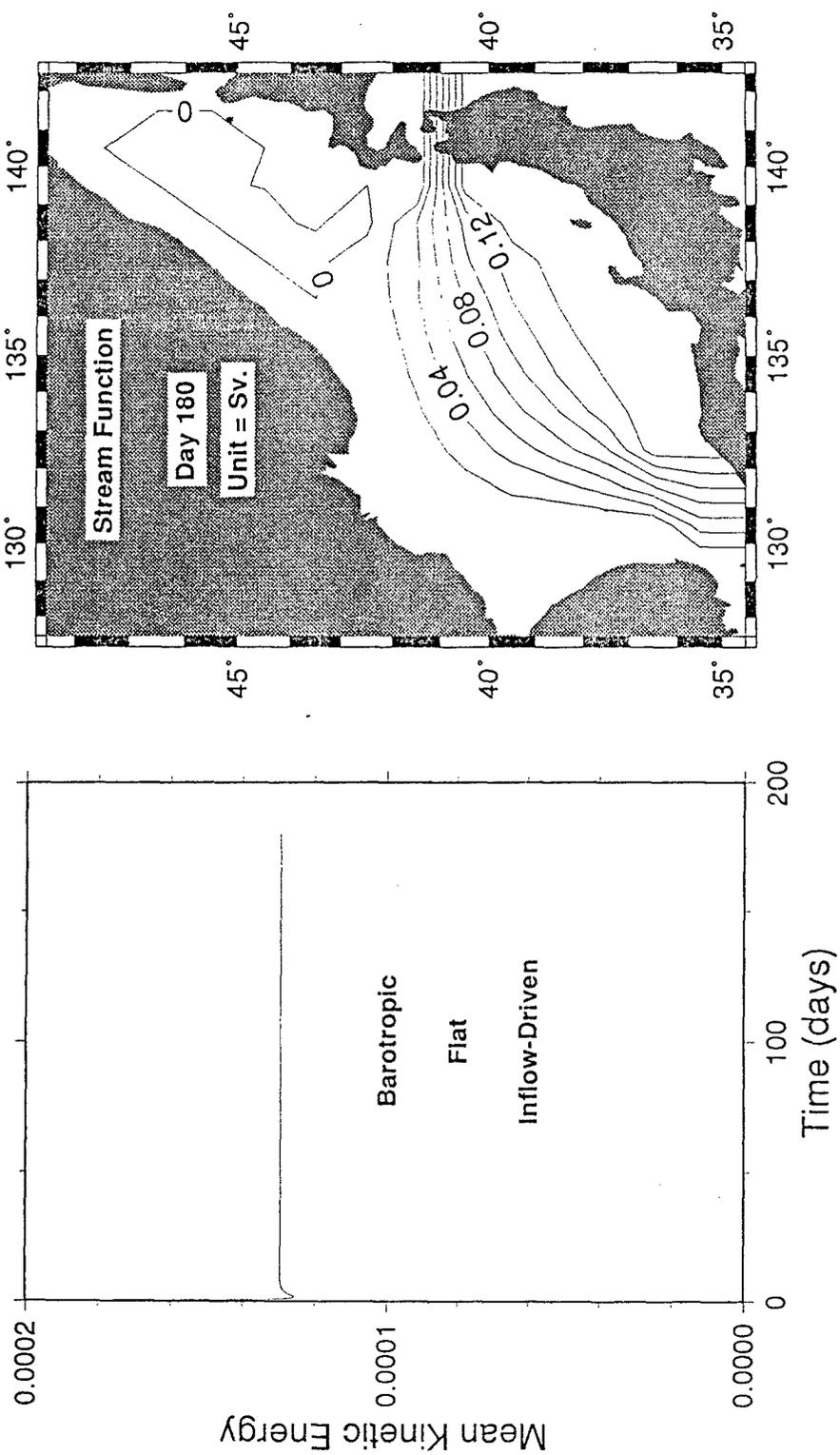


Fig. 3. a) Mean kinetic energy (ergs/cm³) and b) contour plot of stream function of Experiment II

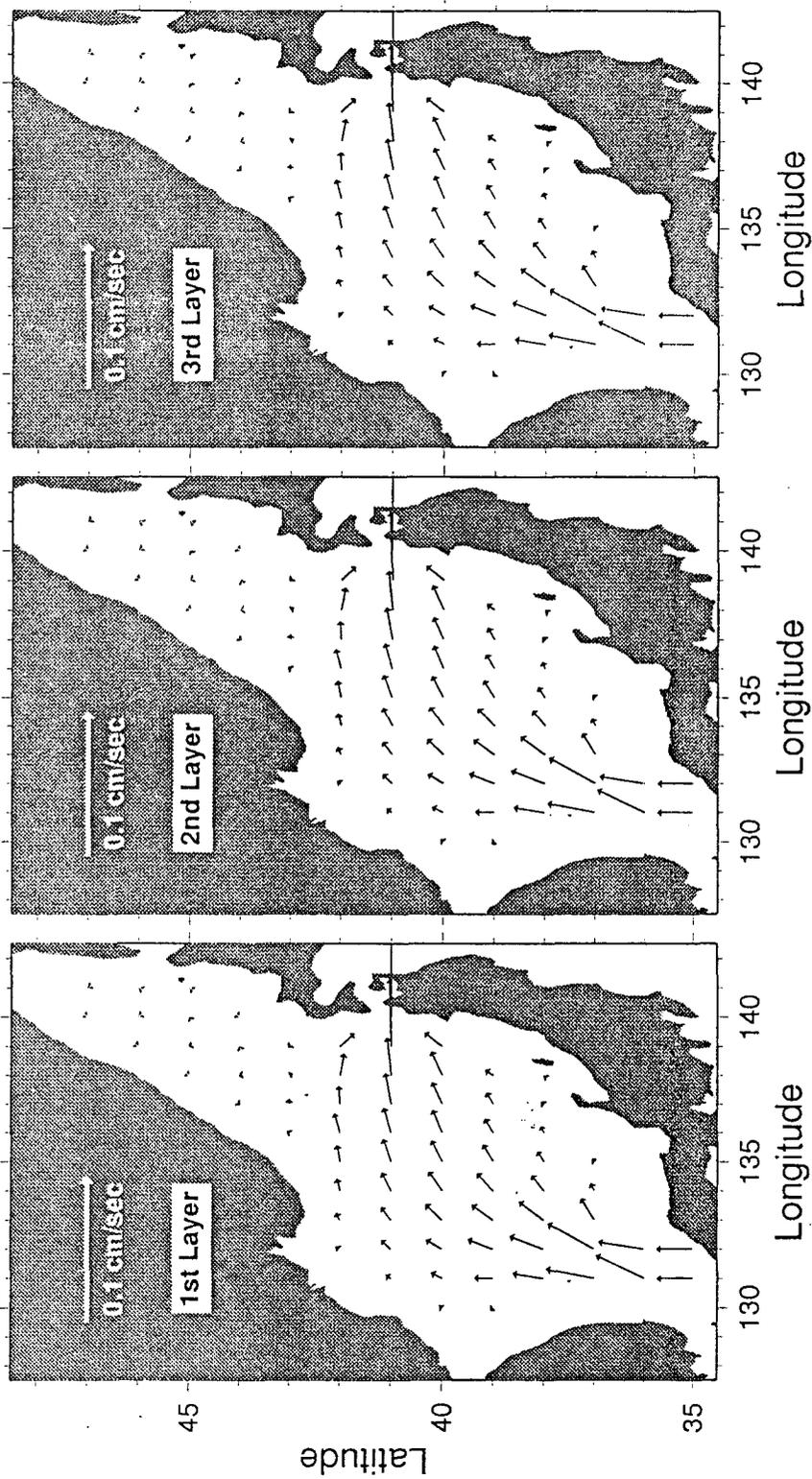


Fig. 4. Vector plots of currents at the a) upper, b) middle, and c) lower layers of Experiment II



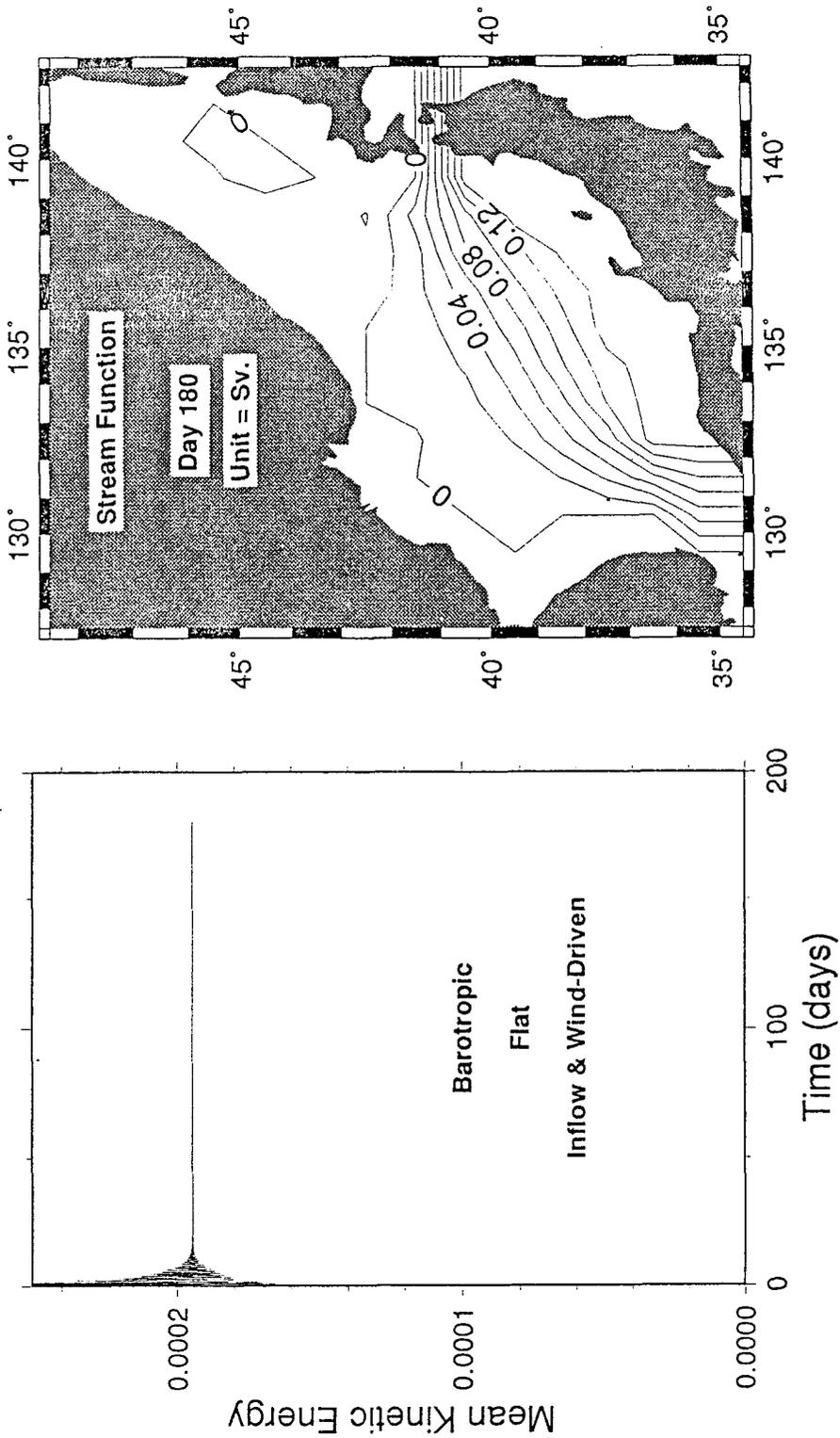


Fig. 5. a) Mean kinetic energy (ergs/cm³) and b) contour plot of stream function of Experiment III

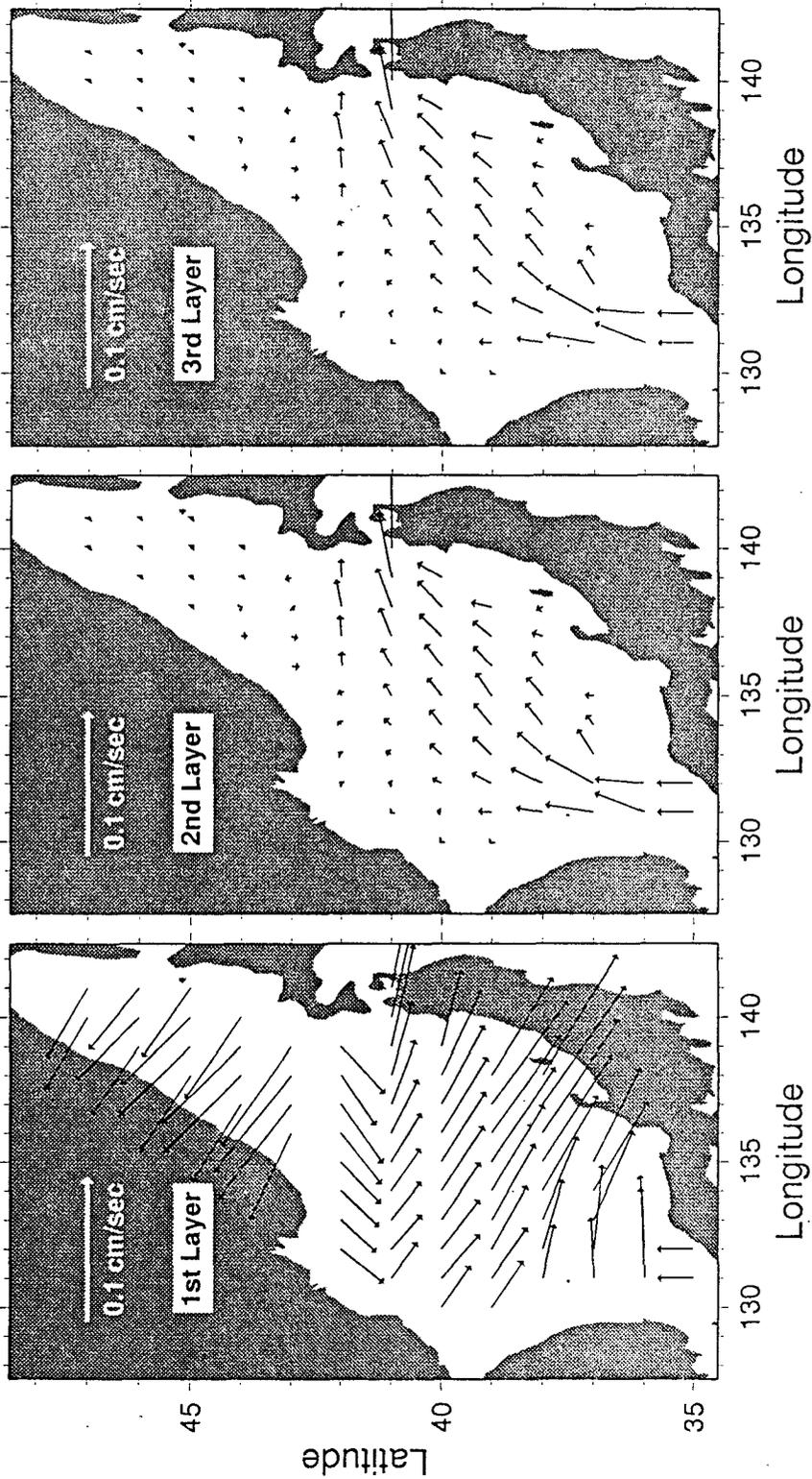


Fig. 6. Vector plots of currents at the a) upper, b) middle, and c) lower layers of Experiment III

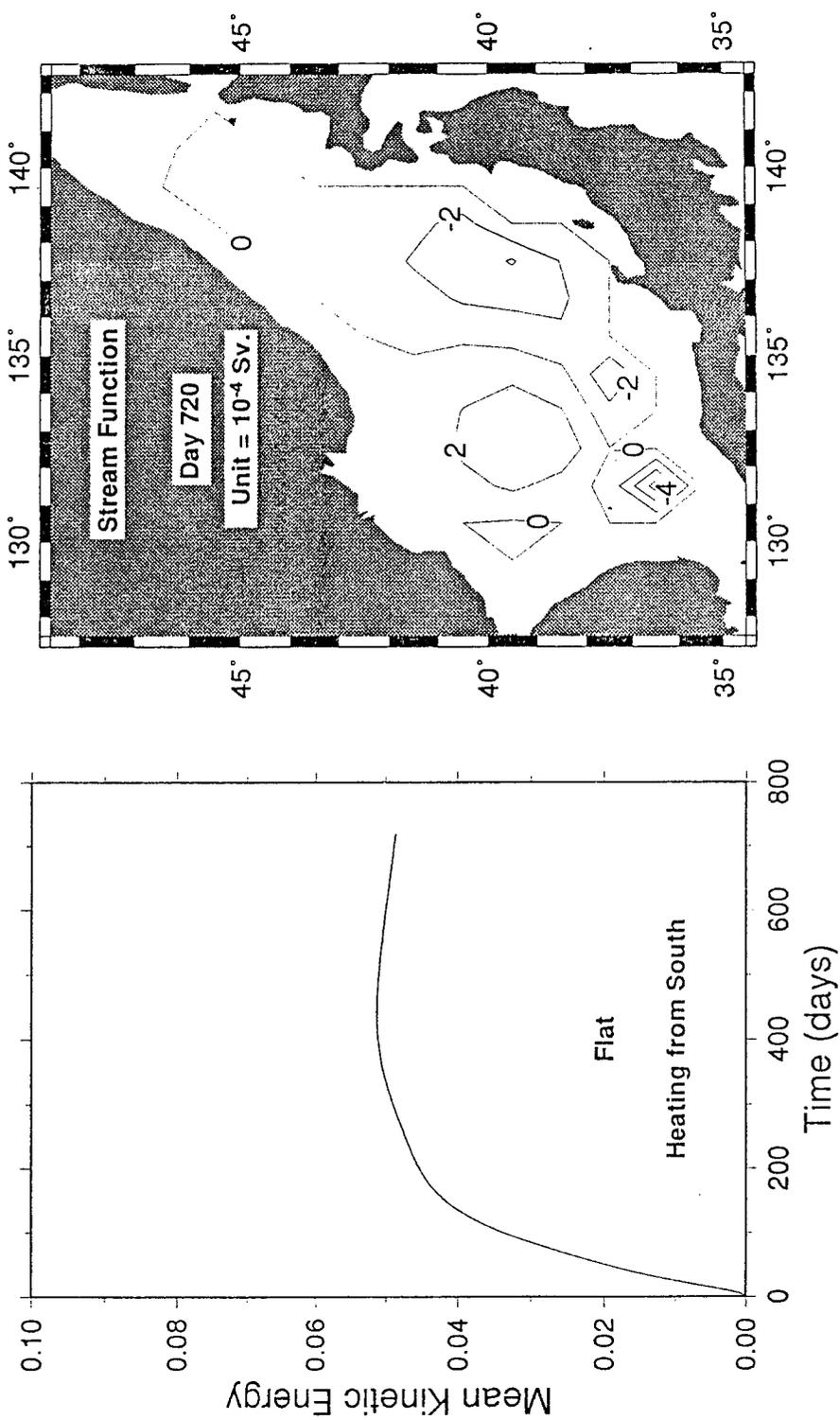


Fig. 7. a) Mean kinetic energy (ergs/cm³) and b) contour plot of stream function of Experiment IV

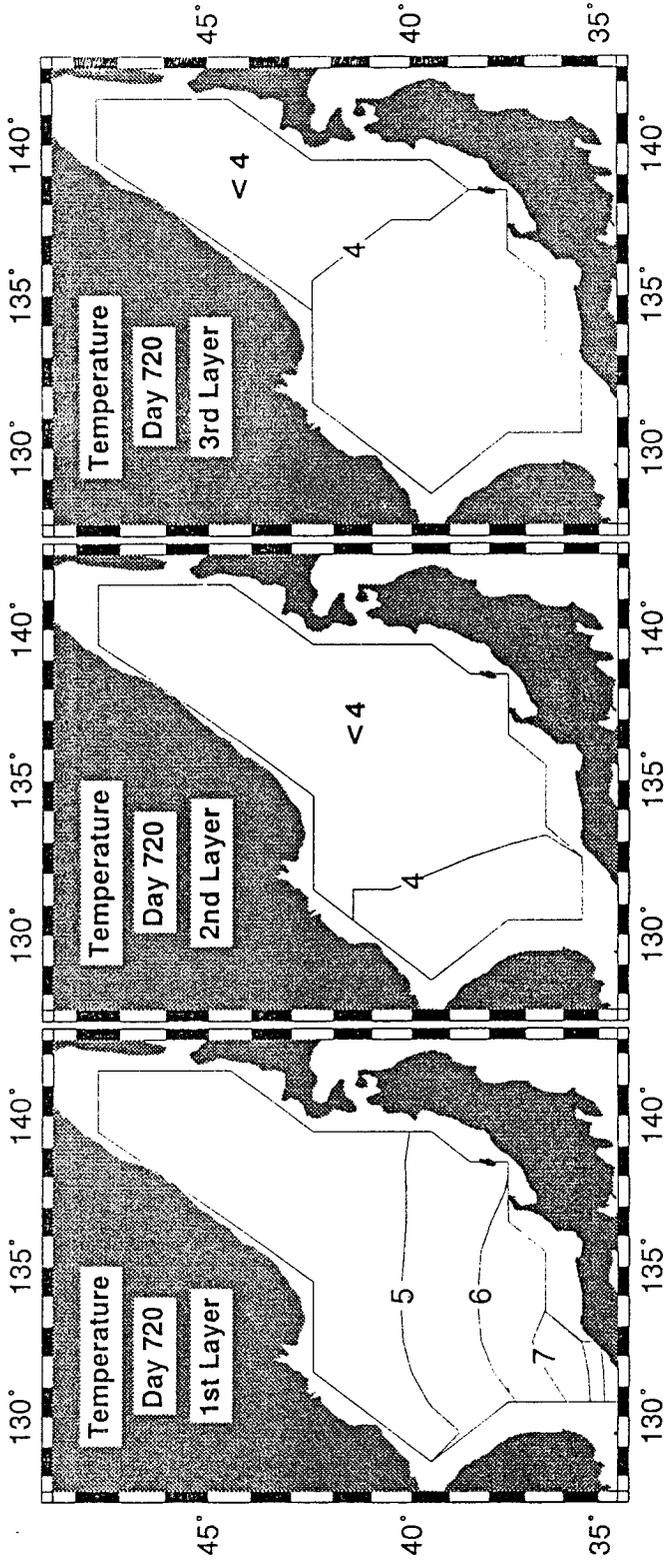


Fig. 8. Contour plots of temperatures at the a) upper, b) middle, and c) lower layers of Experiment IV

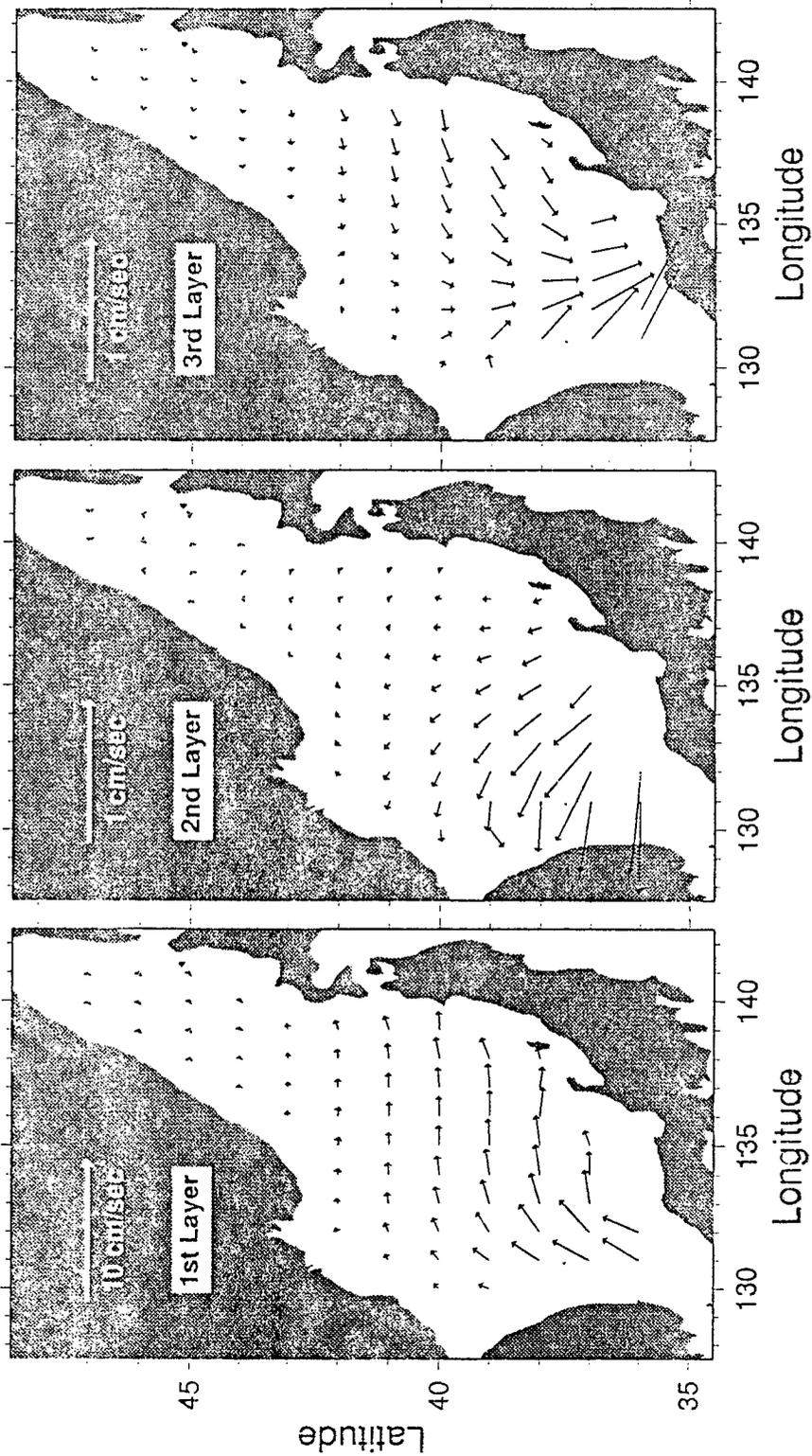
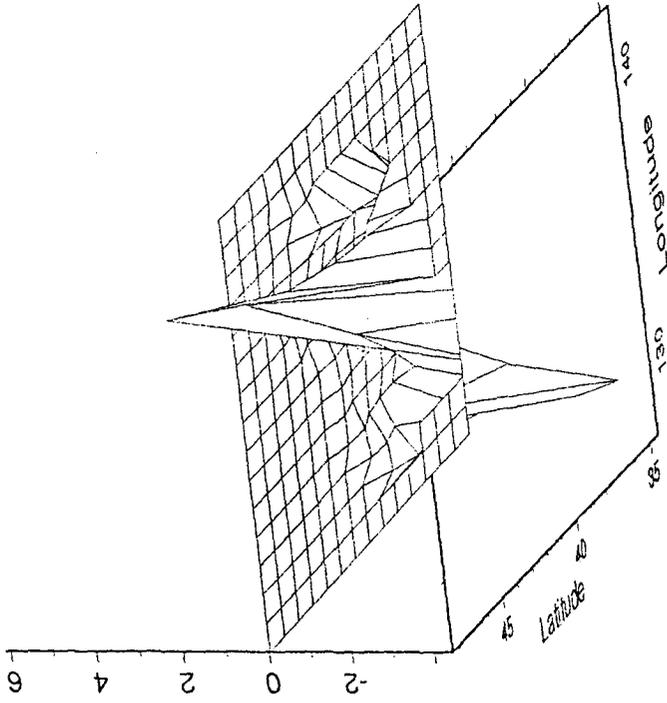


Fig. 9. Vector plots of currents at the a) upper, b) middle, and c) lower layers of Experiment IV

2nd Interface



1st Interface

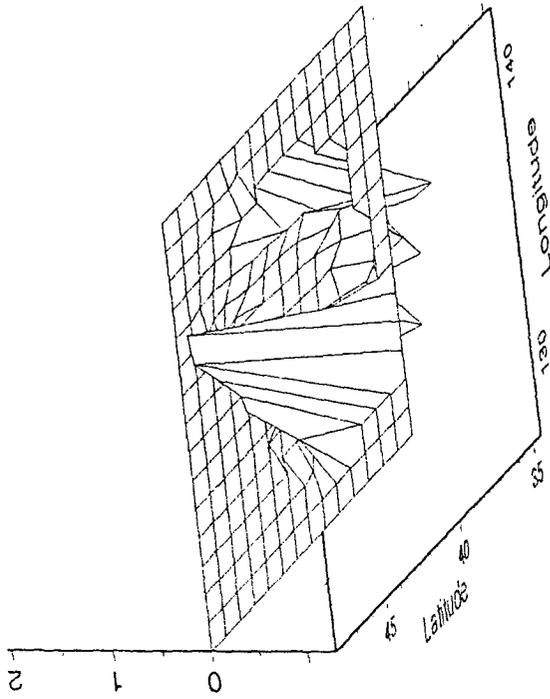


Fig. 10. Mesh plots of vertical velocity at the a) first and b) second interfaces of Experiment IV

Stream Function

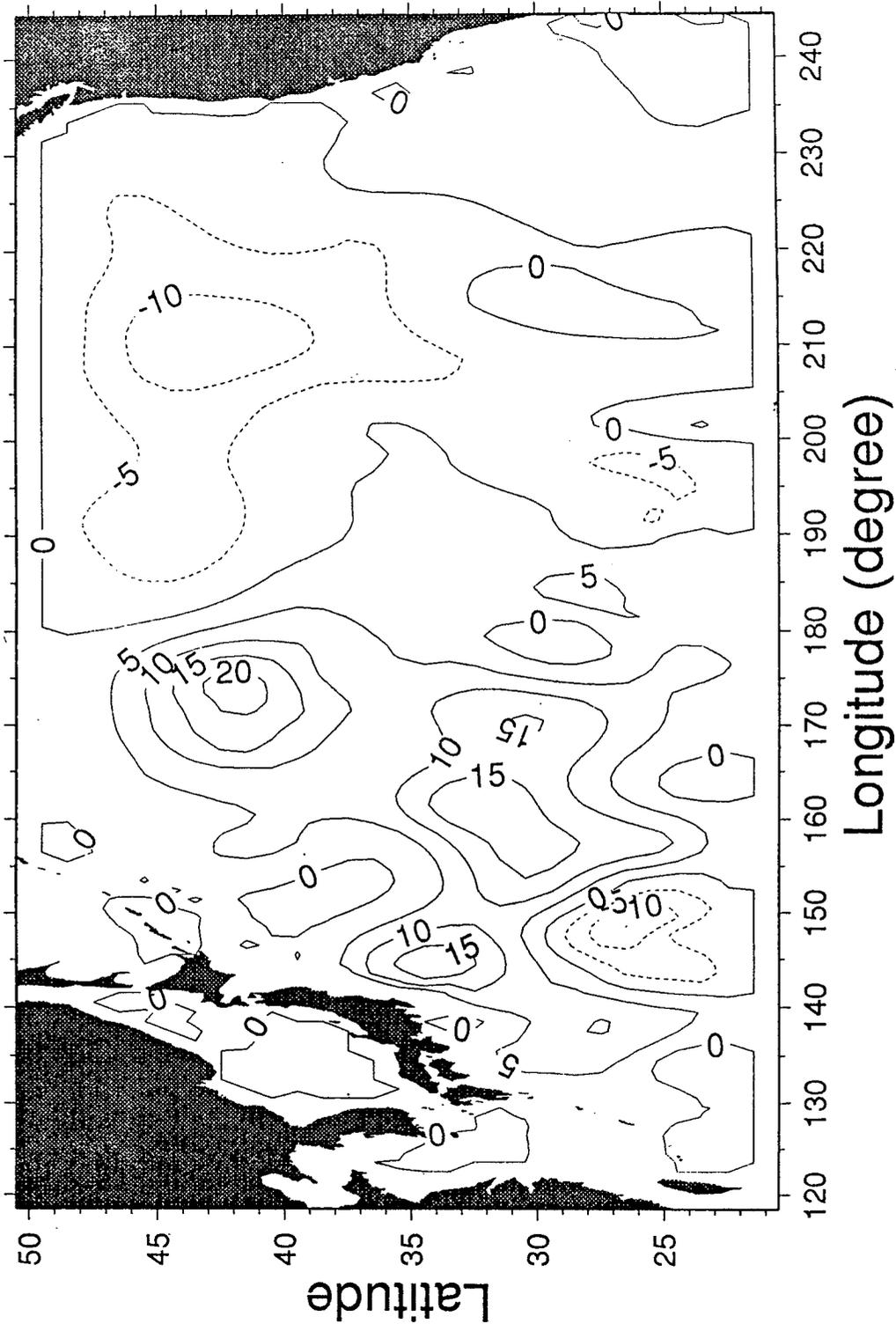


Fig. 11. Contour plot of stream function of Experiment V

Vector Plot

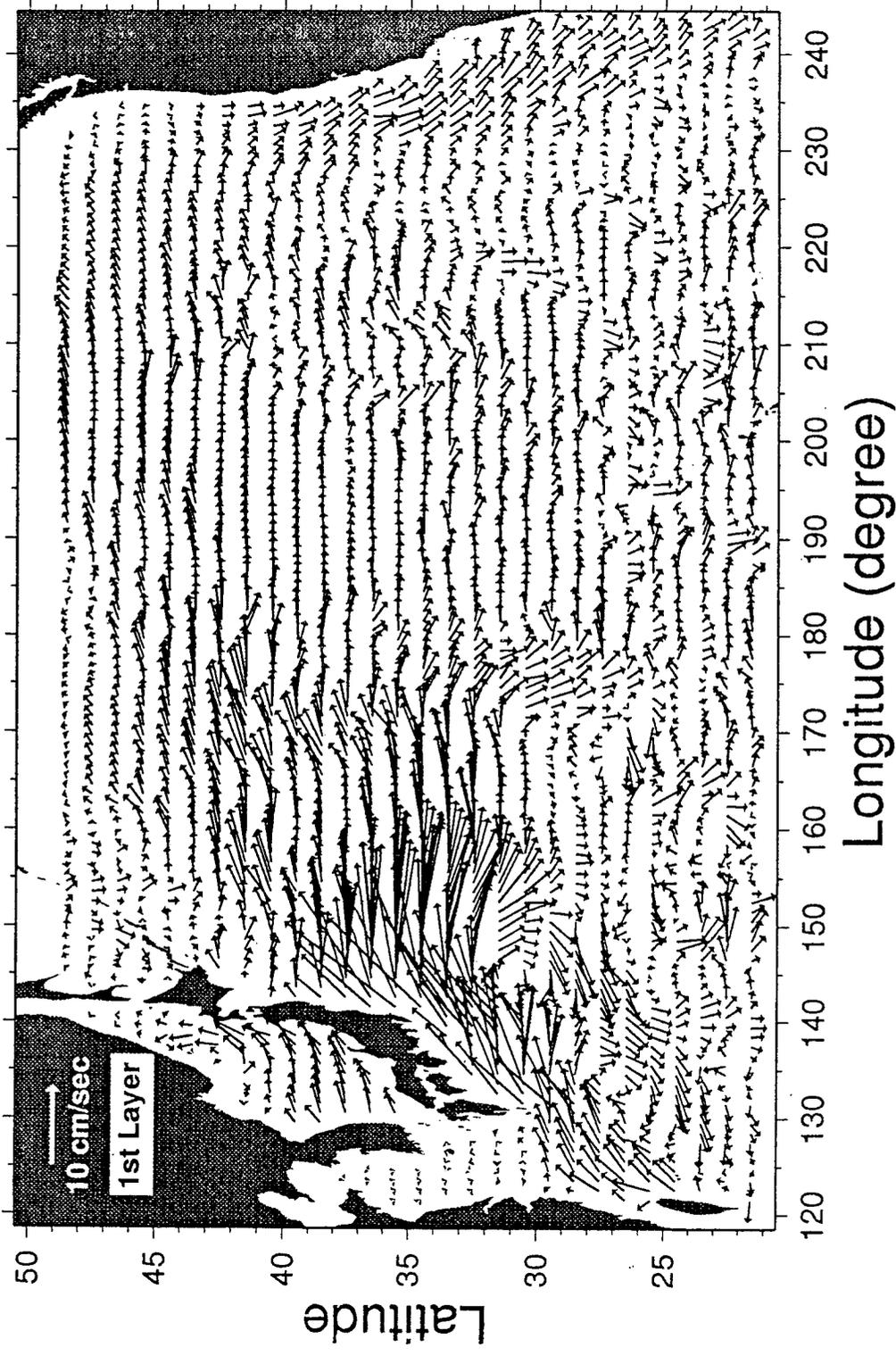


Fig. 12. Vector plots of currents at the first layer of Experiment V