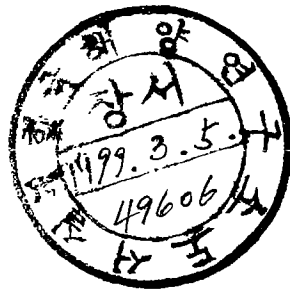


BSPE 98708-00-1141-1

동중국해 중·서부해역의 해양순환 연구 (2차년도)

Ocean Circulation in the Western and Middle
Part of East China Sea (Second Year)

한 국 해 양 연 구 소



提 出 文

韓國海洋研究所長 貴下

本 報告書를 “동중국해 중·서부해역의 해양순환 연구”의 2次年度 報告書로 提出
합니다.

1999년 2월 일

연구 책임자 : 이 홍 재 (해양물리연구단)

해류 및 순환 : 이 홍 재 · 조 철 호 황 상 철 · 이 석 변 상 경 · 전 호 경 안 유 환 · 전 동 철 김 봉 채	수괴 및 혼합 : 이 재 학 · 이 하 응 이 대 하 · 안 병 응 김 철 수 · 최 복 경 장 영 석 · 구 선 모
해수유동모델 : 김 철 호 · 방 인 권 강 석 구 · 석 문 식 장 경 일	생태계 역학 : 유 신 재 · 박 지 수 김 현 철 · 손 승 현 신 경 속

要 約 文

I. 제목

동중국해 중·서부해역의 해양순환 (2차년도)

II. 연구의 목적 및 필요성

1. 연구개발의 2단계 목표 (1997-2000)

동중국해 중서부해역의 해양순환과 주요해양과정의 규명

중점 세부연구 목표

- 동중국해 중서부해역의 해수순환
- 제주난류, 황해난류의 기원과 경로
- 양자강 하천수의 거동과 확장범위 및 물질수송
- 황해 남부와 동중국해 북서부의 해수 및 물질교환
- 해양전선과 생물, 화학물질분포와의 관련성

2. 2차년도 주요목표

- 동중국해 중·서부역에서 하계 학제적 해양관측 실시
- 제주도 주변 해수순환 관련 지역조사 및 해양과정 분석
- 양자강 담수의 하계 구조와 확장을 위한 지역 해양조사
- 동중국해 해수유동모델 (조석, 담수, 일반순환) 기반정립
- 주요 해양과정 검토 및 분석

3. 필요성

- 우리나라 동중국해의 배타적 경제수역의 관리 및 이용을 위한 해양정책자료 제공
- 동중국해의 해양환경보전, 수산 및 해양자원개발에 필요한 해류구조와 해양순환 자료획득 및 연구
- 동중국해에서 주요 해양과정의 규명 및 해양순환에 대한 종합적인 고찰

Ⅲ. 연구개발의 내용 및 범위

1. 춘계 해양조사 실시

조사해역: 제주도 남서해역

조사항목: CTD, 해류(위성추적부이, ADCP)

조사일정: 1998. 4. 24.-30.

조사선박: 한국해양연구소 연구선 온누리호 (1400톤급)

2. 하계 양자강 하천수 거동을 위한 지역해양조사

조사해역: 제주해협과 제주도 서부해역

조사항목: CTD, 해류 (위성추적부이, ADCP)

조사일정: 1998. 8. 12.-18.

조사선박: 한국해양연구소 연구선 이어도호 (350톤급)

3. 하계 광역 해양조사 실시

조사해역: 동중국해 중서부해역

조사항목: CTD, 해류(위성추적부이, ADCP), 일차생산력, 광량조사

조사일정: 1998. 9. 11.-17.

조사선박: 한국해양연구소 연구선 온누리호 (1400톤급)

4. 자료의 일차처리 및 해양과정분석

분야별로 관측자료의 질 검토

관측 자료 및 시료의 기본처리

분야별 해양과정분석

5. 주요 해양과정 연구

동중국해 중서부역의 기본 해류구조

중국연안수의 시공간 구조와 계절변동

양자강 담수의 구조와 확장 예비분석

염록소 분포와 일차생산력과의 관계

Kuroshio 수의 분리와 대륙붕으로의 유입
제주난류의 구조와 계절변동
동중국해 대륙사면에서 해류구조의 예비분석

6. 해수순환모델 구축

동중국해의 조석잔차류를 재현할 수 있는 조석 수치모델 정립과 모델 검증 실험
양자강 담수의 한국 남해역으로 확장을 고찰할 수 있는 수치모형의 개발
동중국해의 기존 해수순환 수치모델 특성 평가 및 적합한 수치모델의 개발

7. 국제공동연구 참여 및 지역국가 협력

○ 국제공동연구 참여

세계해양대순환실험 (WOCE) 표층류 프로그램 참여 및 학술활동

○ 지역국가협력

- 중국국가해양국 제2해양연구소: 1999년 집중조사 계획 확정

주제: Circulation and air-sea interaction in the East China Sea

(중국측 공동연구책임자: Y. Yuan 교수)

공동참가국: 한국, 중국, 일본, 대만

- 일본 Kagoshima 대학: 일본과 공동 해류관측실시

(연구책임자: Hiroshi Ichikawa 교수)

IV. 연구개발의 결과

1. 해류조사

연구해역에서 해류조사는 위성추적부이 실험, 조사선 장착 ADCP 관측, 해류계 계류에 의해 실시하였다.

(1) 해류관측 실험

- 1998년 4월, 춘계 제주도 남서해역과 바깥 대륙붕의 상층 해류장을 추적하기 위하여 10대의 위성추적부이 투하.

- 1998년 8월, 하계 양자강퇴와 황해남부의 해류 관측을 위해 3대의 위성추적부이 투하.

- 1998년 9월, 하계 동중국해 중·서부역의 해류 조사를 위해 8대의 위성추적

부이 투하.

- 1998년 4월과 9월, 동중국해 중·서부해역에서 CTD 관측선을 따라 연구선 온누리호에 장착된 ADCP로 유속 측정.
- 1997년 11월 - 1998년 3월, 일본 가고시마대학과 공동으로 Kyushu 서방 깊은 골 좌측 대륙사면 부근 두 곳에 RCM 계류 (계류점당 3대의 RCM 운영).

(2) 부이실험에 의한 주요결과

- 춘계 제주도 남서해역에는 평균유속 4~14 cm/s 의 북서류가 관측됨.
- 양자강 회석수는 1998년 8월에는 제주도 남쪽해역으로 동진 하였으나 9월과 10월에는 양자강퇴 상부와 양자강 하구 바깥에서 각각 서향류와 북향류가 관측되었음.
- 황해남부의 서흑산도 서쪽 동경 125°를 따라 황해내부로 북상하는 흐름이 존재하였음.
- 동중국해 남부의 수심 100 m 보다 얇은 대륙붕에 투하한 부이는 북위 30° 이남에서 북동진 혹은 동진 하였고 이후 100 m 등수심선을 따라 북상함.
- 동중국해 외곽대륙붕 수심 100-200 m 에서 한쌍의 시계방향과 반시계방향의 소용돌이가 관측되었으며, 시계방향 소용돌이가 수심이 얇은 안쪽에 위치하였음.

(3) 해류계 계류에 의한 주요결과

- Kyushu 서방 깊은 골 좌측 대륙사면역에 골을 빠져 나가는 남향 혹은 남서향의 심층류가 존재.
- 심층류는 약 15일 주기의 탁월한 시간변동성을 나타냄.
- 심층류는 골의 대륙붕단을 따라 북상하는 Kuroshio Branch Current의 반류이며 심층류의 발생은 용승현상과 깊은 관련성이 있음.

2. 해수의 물리적 특성

2차년도에는 4월에 제주도 남서해역의 전선특성을 조사하기 위한 현장관측과 여름철 양자강유출수의 거동을 파악하기 위하여 8월과 9월 두차례의 현장조사를 실시하였다. 제주도 남서해역에 강하게 형성된 열염전선은 쿠로시오에서 공급된 고염수와 양자강퇴에서 월동한 저염수의 경계를 나타낸다. 전선역에서는 10 m 두께의 관입 현상이 자주 발견되었는데 대체로 등밀도면을 따라 진행되는 것으로 판단된다. 이러한 소규모 수직구조는 두 수괴의 경계역에서 크기가 작은 규모의 현상으로서의 에너지 전이를 통한 수괴 혼합이 활발함을 의미하며, 전선역 혼합이 반복 전환가능

한 구조보다 전환불가능한 구조를 통하여 일어나는 것이 우세할 것임을 암시한다. 양자강유출수는 덩어리 형태로 동중국해상에서 이동하는 것으로 나타났으며 9월 자료의 경우 표층 저염수핵 덩어리의 크기는 약 100 km/2 psu였다. 양자강유출수는 여름에 제주도 방향으로 이동하는데 이동의 축은 제주해협 또는 제주도 남쪽으로 연변동성이 있는 것으로 보인다. 이러한 변동성은 바람의 영향과 황해 남부의 해수면 변동에 의하여 조절되는 것으로 보이며 저층의 밀도분포와는 상관관계가 낮은 것으로 나타났다.

3. 엽록소 분포 및 일차생산

장마 후 양자강수가 인근 해양생태계에 미치는 영향의 성격과 그 범위를 파악하기 위하여 엽록소 분포, 기초생산, 생물광학적 변수를 조사하였고 해상 인공위성 SeaWiFS 자료를 분석하였다. 양자강수는 위도와 평행하게 동진하여 제주도 남쪽에서 대마난류와의 전선을 따라 넓게 퍼지고 있으며 제주도 서쪽에서 한국 연안을 따라 동해로 들어 간다. 양자강수에 의한 기초생산의 증가는 영양염 증가에 의한 직접적 효과가 아니라 엽분약층 형성에 의해 혼합층이 얇아져서 생긴 효과로 해석된다. 생물광학적 특성에 의하면 조사해역의 대부분이 Case 2 해역이며 대부분에서 부유사와 용존유기물이 높게 나타났다.

4. 동중국해 순환재현을 위한 최적 수치모델 수립

(1) 동중국해 기존순환모델 결과분석

순압모델의 실험결과는 황해내부의 순환특성으로서 계절풍에 의한 역풍류와 연안류의 존재를 비교적 명료히 모사한다. 자유표면 변동이 허용되는 수치모델과 허용되지 못하는 수치모델 모두에서 다양한 실험조건에도 불구하고 동중국해의 해류 패턴은 일차적으로 등수심선을 따르는 형태를 나타냈다.

동중국해의 성층효과를 고려한 대순환모델의 경우, Lee (1996)의 모델은 2월에 동중국해 대륙붕 표층에서 비교적 등수심선을 거스르는 방향으로 황해 내부를 향한 북상류가 발달하나, 수심 40 m층에서는 등수심선에 거의 평행한 해류패턴을 나타낸다. 하계에도 표층과 40 m 층 모두에서 등수심선을 따르는 흐름형태가 지배적이다. Nam (1997)의 순환모델 결과는 대마난류가 춘·하계에 대부분 대만부근에서 기원하여 동중국해를 거쳐 동해로 유입되며 추·동계에는 대부분 규슈 서부해역에서 기원함을 제시한다.

(2) 대순환모델의 모수화 방안 및 동중국해 적용타당성 검토

미국 GFDL연구소의 MOM 3.0을 기반으로 동중국해 순환특성을 모수화하는데 유용하게 사용될 수 있는 여러 가지 모수화 방안의 특성과 적용가능성을 검토하였다.

(3) 동중국해 순환모델의 개방경계조건 제공을 위한 전지구 순환모델 실험

- 현재의 동중국해 순환모델은 컴퓨터 계산의 효율성과 입력자료의 가용성 때문에 현실적으로 모델영역을 북태평양 일부해역까지로 제한할 수 밖에 없다. 이를 위해 개방경계부의 정확한 경계조건을 필요로 하게 되는데 추후 개방경계조건 설정을 위한 전지구 순환모델 실험을 수행하였다.

- MOM 1.1을 이용하였으며, 모델의 수평 격자간격은 위·경도 각각 1도, 수직으로 21개층의 기준면으로 구성하였다. 순환장의 진단을 위하여 Levitus의 연평균 수온·염분 관측치에 접근하도록 하는 진단실험 방식 (Robust-Diagnostic Experiment)을 취하였으며, Hellerman and Rosenstein (1983)의 월별 바람자료를 사용하였다.

- 수행된 진단실험결과는 쿠로시오, 걸프스트림 등 세계해양의 순환계와 주요해류를 사실적으로 모사하였다. 모델의 해상도가 낮은 관계로 동중국해와 황해의 순환을 상세하게 고찰하기는 어렵지만, 황해의 순환은 미약하나마 계절변화 특성을 보여준다. 즉 10월~2월에는 전체적으로 시계방향의 순환을 보이며 해수 수송량도 연중 최대 (0.6 Sv)에 이른다. 그러나 하계에는 동계보다 약한 시계방향의 순환을 나타낸다.

(4) 다층모델 코드개발 및 모델안정도 테스트

- 해상풍과 유입·유출, 수심 등의 변화에 따른 순환역학을 고찰하기 위한 목적으로 비교적 단순한 코드구조를 가지는 다층모델을 개발하였다.

- 개발된 다층모델의 수치안정성과 정확도를 검토하기 위하여 밀도가 다른 2층의 사각형 모양 해양에서 초기에 해양내부 경계면에 변동이 주어질 때 발생하는 내부 켈빈파와 로스비파의 전파 모의실험을 수행하였다. 개발된 수치모델에 의한 실험결과는 이론치와 거의 일치하는 수치해를 산출하였다.

5. 양자강 하천수 plume의 확장

황해와 동중국해의 실제지형과 실제수심을 도입하였으며 바람과 유출량의 시간적 변화를 고려할 수 있는 수치모델을 수립하였다. 실제수심의 도입은 양자강 북쪽으로의 저염수의 확장을 용이하게 함을 밝혔다. 바람에 대한 Ekman 반응에 따라 남풍이 우리나라에 가장 큰 영향을 미치는 풍향임을 보였다. 양자강 희석수가 황해 전체에 퍼질 수 있음을 조석과 바람, 그리고 해류가 없는 단순한 실험을 통해 보여

주었다.

앞으로 조석과 해류를 포함하는 모델을 수립하여 보다 현실에 근접한 결과를 도출하여야 하며, 그 결과를 비교할 수 있는 관측자료의 수집을 통해 모델의 신뢰성을 높이는 데 힘써야 할 것이다.

6. 양자강 담수 유출과 이동에 대한 고찰

1997년 하계 CTD 자료와 위성추적부이 자료, 1998년 하계 CTD 자료를 분석하여 제주도 서부역에서 나타나는 저염수의 공간분포, 이동경로, 그리고 이동원인을 검토하였다. 양자강 담수기원 저염수는 양자강 하구역에서 제주도 서부역 사이 해역에서 저염수핵을 중심으로 몇 개의 담수 덩어리 형태로 존재하며, 표층에 얇게 깔리는 분포를 보인다. 이러한 담수덩어리의 이동속도는 약 7 km/day로 추정되며 양자강 하구에서 제주도 서부역에 도착하는데 1달 이상 기간이 소요된다고 계산된다. 담수덩어리는 제주해협 혹은 제주 남부역을 통과하지만 이동 경로는 변화가 매우 심하다. 담수 덩어리는 하층의 고염수 위에 위치하기 때문에 흐름은 경압적이다. 양자강 하구 외해역과 제주난류 서쪽 사이 해역에서 담수의 북동쪽 이동은 주로 바람장에 기인하는 것으로 결론 맺을 수 있다.

7. Kuroshio 수의 분리 및 대륙붕으로 유입

1989-1996년 위성추적부이를 분석하여 Kyushu 서방에서 Kuroshio수의 분리와 동중국해 대륙붕으로의 유입을 연구하였다. 1993년 12월, 1995년 4-5월, 동중국해 동부역에서 조사한 CTD 자료도 분석하였다. 172대 위성부이의 합성계적은 북동진하는 Kuroshio가 Kyushu 서방에 위치한 깊은 골 좌측 입구에서 둘로 분리되는 직접 증거를 제시하였다. Kuroshio 본류는 Tokara 해협을 향해 동으로 방향전환하며 북향하는 지류가 대륙사면을 가로질러 대륙붕으로 유입한다. CTD와 위성자료는 이 지류가 분리되기전 Kuroshio의 연안쪽에 해당하였음을 보였다. CTD 관측기간중 분리된 연안쪽 Kuroshio수가 깊은 골의 좌측 대륙붕단을 따라 혀 모양으로 관입하고 대륙사면을 비스듬히 올라와 대륙붕으로 유입하였다. 대륙붕으로 유입한 해수는 계속 대한해협쪽으로 북상하였고 북상경로는 Kuroshio의 대표적 특징인 고염으로 쉽게 추적된다. 관측 CTD 자료에 역계산 (inverse method)을 적용한 결과, Kuroshio의 분리를 확인할 수 있었으며 지류의 수송량이 약 4.0 Sv로 추정되었다. Kuroshio 연안쪽 부분이 혀 모양으로 관입하는 것은 Kuroshio 주축이 동으로 방향전환하는 것과 밀접한 관계를 가지고 발생하며 방향전환에 따른 와도보정 (vorticity

adjustment)에 기인한 것이라고 판단한다.

8. 제주난류의 계절변동

제주도 서부와 북부 연안역에는 고온·고염수가 제주도 서부역을 시계방향으로 돌아 제주해협으로 유입하는 제주난류가 존재한다. 제주난류수의 물리특성과 계절 변화, 그리고 시계방향의 순환을 확인하기 위하여 1986-91년 CTD 자료, 1996-97년 CTD 자료와 위성추적부이 자료를 분석하였다. 제주난류수는 변형된 Kuroshio 수계로 겨울과 봄에는 제주도 서부역 넓은 해역에서 나타나고 그의 서방한계는 'Γ' 형의 열염전선에 의해 제한된다. 반면에, 여름과 가을에는 난류수가 제주도 서부 연안역으로 후퇴하게 되며 하층에서 존재한다. 제주도 남서 및 서부 연안역에 투하한 위성추적부이는 제주도를 시계방향으로 돌아 제주해협으로 유입하고 대한해협에서 제주도 동부역을 통과한 KBC와 합류하여 대마난류를 형성한다. 그러나 소위 제주도에서 황해로 들어가는 황해난류로 추정되는 흐름은 관측되지 않았다. 제주난류의 축은 KBC와 마찬가지로 바람장과 연안 하천수의 계절변화에 따라 이동한다. 북풍이 탁월한 겨울, 난류축은 Ekman 수송에 의해 서쪽으로 이동하나 북풍이 약하거나 남풍이 우세한 여름과 가을에는 동쪽으로 이동하며 동으로 확장하는 중국연안수는 제주난류수를 오른쪽으로 압박하는 역할을 한다.

9. 황동중국해의 조류특성

황동중국해에서 주요 5개분조의 조석체계, 비선형 천해분조 (M_4, MS_4)의 특성 및 기조력에 의한 독립조석의 특성을 연구하기 위해 정밀격자 조석모델링을 실시하였다. 본 연구에서는 격자내 스케일 모델링 기법에 근거한 2차원 모델링 연구를 수행하였으며, 모델결과는 근래 관측된 조석과 조류자료를 이용하여 검증하였다. 계산된 조석도는 기존 관측치에 근거하여 편집된 조석도와 잘 부합되며, 일부 결과는 기존 조석도에 비해 개선된 결과를 얻었다. 일주조 분조의 경우, 경기만 해역에서의 진폭이 과다 감쇄된 특성을 보이는 데, 이는 2차식 형태의 마찰항의 사용에 기인하는 것으로 생각된다.

$M_4(MS_4)$ 분조의 전파특성을 관측자료와 모델결과를 기초로 기술한다. M_4 분조의 무조점은 아주 복잡한 특성을 보이며, 주목할만한 특징중의 하나는 한반도 서해안에서의 이 분조의 전파는 M_2 분조와 반대 방향이라는 점인데 이는 관측결과와도 부합한다. MS_4 분조의 전파특성은 M_4 와 비슷하나, 진폭은 상대적으로 작다. 운

동량 확산항과 수심의 함수로 표현된 마찰계수에 대한 M_4 분조의 반응 역시 고찰하였다.

기조력으로부터 기인하는 독립조석 (Defant, 1960)이 외해경계로부터의 공진조석이 함께 존재할 때, 조석과의 감쇄가 발생하며, 무조점은 서쪽으로 이동한다. 이는 기조력에 의한 입사 및 반사파가 공진조석에 의해 감쇄되는 과정으로 해석할 수 있다. 기조력에 의한 M_2 , S_2 분조의 진폭은 경기만에서 각각 10 cm, 4 cm에 달하나, 일조주의 경우 1 cm 이내이다.

V. 연구개발결과의 활용계획

본 보고서는 동중국해 중서부해역 해양순환 연구사업의 2차년도 연차보고서이다. 본 보고서에 1998년 1년간 수행한 해양조사와 연구결과를 수록하였다. 연구는 동중국해 중서부해역의 해류관측 및 해양학적 특성 (물리, 생물), 수치모델 (담수 plume, 조석·조류, 해수순환) 등 다분야 학제적 연구팀에 의해 수행되었다. 또한, 국제공동프로그램인 WOCE의 한국계획으로 참여하였으며 중국 국가해양국 제2해양연구소, 일본 Kagoshima 대학과 지역국가간 협력을 추진하였다. 2차년도에는 종합 해양조사를 1998년 9월에 1회 실시하였으며, 제주도 주변해역에서 전선역에서 해양구조와 하계 양자강수 확장을 위한 지역해양조사를 1998년 4월과 8월에 각각 1회씩 실시하였다.

연구는 주요 해양과정 위주로 수행하였으며, 특히 동중국해 중·서부해역의 해양순환의 근간이 되는 제주난류 및 황해난류, 해양전선, 대륙붕단 해양구조, 양자강담수구조와 확장에 초점을 맞추었다. 한편, 양자강수 확장 역학구조를 위한 수치모델실험, 황해-동중국해의 정교한 조석수치모델, 황해-동중국해 해수순환모델 정립을 위한 수치모델연구기반을 구축하였다.

사업기간중 획득한 모든 해양자료는 배타적 경제수역 선포에 따른 관할수역의 관리 뿐 아니라 해양보전과 해양자원 이용에 필요한 기초정책자료로 활용된다. 동중국해 중서부해역에서 발생하는 주요해양과정에 대한 이해는 동중국해 관련 정책결정에 필수적인 과학정보를 제공하게 된다. 해양과정 규명과 정교한 수치모델 개발을 통해 동중국해 해황예보, 해양환경보전과 해양자원의 효율적 관리, 전지구적 기후변동과 연계된 지역기후변동 예측에 큰 기여를 하게된다.

SUMMARY

I. Title

Study on the Ocean Circulation in the Western and Middle area of the East China Sea (second-year)

II. Objective and necessity of the study

1. Goal of the second phase study (1997-2000)

Study on major coastal ocean processes related to the ocean circulation in the western and middle area of the East China Sea (ECS).

Major items

- Ocean circulation of the western ECS,
- Origin and route of the Cheju Warm Current and the Yellow Sea Warm Current,
- Eastward extension of the Changjiang freshwater plume and its dynamical processes,
- Exchange of sea water and materials between the southern Yellow Sea and the northwestern ECS,
- Relation between oceanic fronts and material transports.

2. Main purpose of the second-year study

- Interdisciplinary oceanographic survey in summer in the western and middle ECS,
- Local survey in the western area of Cheju-do and preliminary analysis of related ocean processes,
- Local survey in summer for structure and eastward extension of the Changjiang freshwater plume,

- Establishment of numerical modelling for tide, plume, and circulation.

3. Necessity

- a. Providing ocean policy data for management and utilization of the exclusive economic zone (EEZ) of the East China Sea (ECS),
- b. Investigating ocean current and circulation for environmental prevention, fisheries, and exploitation of marine resources in the ECS,
- c. Clarifying major ocean processes in the western ECS and depicting the ocean circulation of the western ECS.

III. General scope of the study

1. Local survey in the western area of Cheju-do in spring

- Survey area: southwestern area of Cheju-do
- Survey items: CTD, current (drifters, ship-borne ADCP)
- Observation period: April 24 to 30, 1998
- Vessel: R/V Onnuri (1400 ton class) of KORDI

2. Local survey in summer for Changjiang plume

- Survey area: the Cheju Strait and western area of Cheju-do
- Major items: CTD, current (drifters, ship-borne ADCP)
- Observation period: August 12 to 18, 1998
- Vessel: R/V Eardo of KORDI (350 ton class)

3. Interdisciplinary survey in summer

- Survey area: the western and middle ECS
- Major items: CTD, current (drifters, ship-borne ADCP), primary production, plankton
- Observation periods: Septemebr 11 to 17, 1998
- Vessel: R/V Onnuri of KORDI (1400 ton class)

4. Processing of survey data and analysis of oceanographic processes
 - Quality-control of survey data
 - Basic processing of data collected in 1998
 - Analysis of oceanographic data for oceanographic processes

5. Study on major oceanographic processes
 - Basic current structure in the western ECS
 - Hydrographic structure of Chinese coastal water and its seasonal variation
 - Structure of the Changjiang plume and its eastward extension
 - Chlorophyll distribution and its relation with primary production
 - Separation of Kuroshio water and its penetration onto the shelf
 - Structure of the Cheju Warm Current and its seasonal variation
 - Preliminary analysis of current structure on the continental slope of ECS

6. Study on water movement by numerical models
 - Numerical modeling of tide and intercalibration between model results and observed data
 - Development of a numerical model for the eastward extension of Changjiang plume
 - Assessment of previous numerical models and development of a new numerical model for the ocean circulation of ECS

7. Participation in international programs and regional cooperation with China and Japan
 - International cooperation: participating in the World Ocean Circulation Experiment /Surface Velocity Programme (WOCE/SVP)
 - Regional cooperation with China and Japan
 - Second Institute of Oceanography, SOA, China : Planning of an intensive survey in June 1999 (Chinese P.I.: Professors Y. Yuan)
 - Kagoshima University, Japan : joint measurements of currents in the Okinawa trough (Japanese P.I.: Professor H. Ichikawa)

IV. Results of the study

1. Current measurements in the East China Sea

Current measurements were conducted by experiments of satellite-tracked drifters, ship-borne ADCP, and moorings of current meters.

(1) Current observations

- Release of 10 drifters in late April 1998 in the southwestern area of Cheju-do and in the outer shelf of the East China Sea.
- Release of 3 drifters in August 1998 on the Changiang bank and in the southern Yellow Sea.
- Release of 8 drifters in September 1998 in the western and middle East China Sea.
- Operation of a ship-borne ADCP in the western and middle East China Sea during oceanographic surveys in April and September 1998.
- Moorings of current meters at two points in the western continental slope area of the deep trough west of Kyushu during November 1997 - March 1998, jointly with Kagoshima University, Japan. Each mooring had three RCMs.

(2) major results of the drifter experiments

- A northwestward flow with a mean speed of 4~14 cm/s was observed in the southwestern area of Cheju-do in spring 1998.
- In August 1998, the Changiang diluted water moved to the east toward south of Cheju-do. In September to October 1998, a westward flowing current was observed on the Changjiang Bank and a northward current was off the Changjiang estuary.
- A northward flow was observed along the 125°E west of Soheuksan-do in summer 1998.
- Drifters, released in the middle shelf shallower than 100 m, moved to the northeast or east in the area south of 30°N and then to the north along the 100 m isobath.
- A pair of anticlockwise and clockwise eddies were observed in the outer

shelf of 100~200 m, with the clockwise eddy located on the inner, shallower side.

(3) Major results of the current moorings

- A southward or southwestward flowing deep current was observed in the western slope area of the deep trough west of Kyushu.
- The deep current had a dominant periodicity around 15 days.
- The deep current was a counter-current of the Kuroshio Branch current flowing northward along the western shelf edge of the trough and it might occur in close association with local upwelling there in the slope area.

2. Physical properties of sea waters

In the second year study, three field surveys were carried out: to investigate characteristics of the front in the region southwest of Cheju-do in April and to understand the movement of the Yangtze River (Changjiang) Diluted Water in August and in September. The sharp thermohaline front formed in the region southwest of Cheju-do is a demarcation between saline waters originated from the Kuroshio water and fresh waters remained in the shallow region east of the Yangtze River through the winter time. Cross frontal intrusive phenomena with about 10 m thickness were frequently found and it is suggested that the intrusion occurs along the isopycnal surfaces. Such a small scale vertical structure means that the mixing is strong through a cascade of energy from the large to the small scale of variability and it also indicates that the frontal mixing in the region is governed by irreversible fine structure rather than reversible fine structure. The obtained data in summer reveal that the Yangtze River Diluted Water moves in the ECS in the shape of patch and the lateral scale of the low salinity core of a patch is about 100 km/2 psu. The Yangtze River plume flows generally toward Cheju-do but it is shown that the route of the axis passes the Cheju Strait or the region south of Cheju-do. It is suggested that the annual variation in the route of the Yangtze River Dilutes Water is governed by the winds and the sea level in the southern Yellow Sea but is not correlated with the density structure in the lower layer.

3. Chlorophyll distribution and primary production

The distribution of chlorophyll-a concentration, primary production and bio-optical properties were investigated to reveal the nature and the range of the influence of the Changjiang River runoff. In addition, SeaWiFS images were analyzed. The results showed that the river runoff propagated eastward parallel to the latitude lines and extended its range to south along the front with the Tsushima Warm Current. It entered the East Sea along the Korean coast line. The enhancement effect on the primary production may be associated with the shallowing of the upper mixed layer rather than it may be with the increase of the nutrient level. The bio-optical properties indicates that the Case 2 waters appeared at most stations in the survey area, with high level of CDOM (colored dissolved organic matter) and suspended sediments.

4. Review of the previous circulation models in the ECS

(1) Barotropic models and general circulation models

Barotropic models show the characteristics of upwind flow and coastal flow for the seasonal wind forcing in the Yellow Sea. Models with free surface variation or with rigid-lid assumption commonly show that the circulation pattern follows the isobath in the ECS even under various experimental conditions. In the model of Lee (1996) which considers the density stratification, a northward flow is developed in February in the surface layer over the ECS shelf and it enters the Yellow Sea by crossing the isobath. However, flow pattern at a 40 m depth is parallel to the isobath. In summer isobath-following flow pattern is dominant at both surface layer and 40 m depth. In the model by Nam (1997) the Tsushima Current originates near Taiwan from spring to summer and flows into the East Sea after passing the ESC shelf. From autumn to winter it is branched from the Kuroshio west of Kyushu.

(2) Parameterization scheme for the general circulation model of the ECS

Various numerical parameterization schemes of the oceanic processes imbedded in MOM III were checked for the development of an ECS circulation model.

(3) Global circulation model experiment for the open boundary conditions of ECS regional models

Regional models always need the proper information at the open boundary in the model. To get the information for the open boundary conditions in the regional model, a global circulation model experiment was done diagnostically. The numerical model used here has 1 degree x 1 degree horizontal resolution and 21 vertical levels. The model simulated well the major current systems such as the Gulf Stream and the Kuroshio. Because of the coarse grid, it is difficult to look into the circulation of the east Asian marginal seas in detail. However, the model result shows the seasonal variation in the clockwise circulation of the Yellow Sea: maximum transport of 0.6 Sv in October to February and minimum in summer.

(4) Development of a multi-layer model and stability test

We developed a multi-layer numerical model with a relatively simple code structure for investigating the circulation dynamics in the ECS. To test the numerical stability and the accuracy of the model internal Kelvin wave and baroclinic Rossby wave experiments were done in a two-layer ocean context. The model shows a good agreement between the numerical and theoretical solutions.

5. Dispersion of the Yangtze River Plume

Realistic geometry and topography of the Yellow and East China Seas are introduced into the model and effects of wind and time variation of the river discharge are studied. It is shown that the realistic topography make the low salinity water to expand northward easier. It is confirmed that the low salinity water near the surface expands according to Ekman dynamics and the southerly among four main wind directions is most responsible for the eastward extension of the plume toward Cheju-do. It is also shown that the Yangtze (Changjiang) River Diluted Water can disperse to the entire Yellow Sea in the absence of tide, wind and mean current. A model that includes tide and mean current has to be established to produce more realistic results. Reliability of the model can be increased by a comparison with observation data.

6. Preliminary study on the northeastward movement of Changjiang freshwater.

We investigated spatial structure and pathway of the Changjiang freshwater in the area between the Changjiang estuary and Cheju-do, together with possible driving mechanism for the eastward movement. The Changjiang diluted water that originates from the Changjiang discharge extended to the northeast as a series of patches, distributed in the thin surface layer. The freshwater patches are estimated to move at a speed of about 7 km/day, so they may arrive at the western area of Cheju-do one month later after leaving the Changjiang estuary. The patches sometimes flew into the Cheju Strait or moved to the east by passing the area south of Cheju-do, although their pathway is very variable in time and space. The current structure is found to be dominated by baroclinicity in the area where the patches are located. The northeastward movement of the patches between the Changjiang estuary and west of Cheju-do is concluded to be caused mainly by surface wind field.

7. Separation of the Kuroshio water and its penetration onto the continental shelf west of Kyushu

The separation of Kuroshio water west of Kyushu and its penetration onto the continental shelf of the East China Sea were investigated by analyzing trajectories of satellite-tracked surface drifters deployed during 1989-1996. Conductivity, temperature, and depth (CTD) data collected in the eastern East China Sea in December 1993 and late April - early May 1995 were also analyzed. Composite trajectories of 172 drogued drifters provided direct evidence of the separation of the northeastward flowing Kuroshio into two parts at the western mouth of the deep trough southwest of Kyushu. The Kuroshio main stream turns to the east toward the Tokara Strait and a northward flowing branch current penetrates onto the shelf across the continental slope west of the trough. Analysis of the CTD data and drifter trajectories, concurrently observed, shows that the branch current was part of the inshore Kuroshio, just upstream before its separation. During the periods of CTD observations, the separated, inshore Kuroshio water intruded northward in a tongue shape along the shelf break of the trough and penetrated onto the shelf after crossing obliquely the

western continental slope of the trough. The water that penetrated onto the shelf continued to flow northward toward the Korea Strait. The main path of this water was easily traced by its high salinity, which is characteristic of the inshore Kuroshio water. Application of an inverse method to the observed CTD data also supports the separation and penetration of the Kuroshio and calculates the volume transport of the northward branch to be about $4.0 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ for the two different surveys. The tongue shaped intrusion of the inshore Kuroshio water onto the outer shelf may take place in close association with the eastward turning of the Kuroshio main stream and it might be caused by the vorticity adjustment created by the eastward turning of the Kuroshio.

8. Seasonal variation of the Cheju Warm Current

The Cheju Warm Current has been defined as a mean current that rounds clockwise Cheju-do and transports warm and saline water to the western coastal area of Cheju-do and the Cheju Strait in the northern East China Sea (Lie et al., 1998). Seasonal variation of the Cheju Warm Current and its relevant hydrographic structures were examined by analyzing CTD data and trajectories of satellite-tracked drifters. Analysis of a combined data set of CTD and drifters confirmed the year-round existence of the Cheju Warm Current west of Cheju-do and in the Cheju Strait, which flew at speeds of 5 to 40 cm/s. In winter, the Cheju Warm Current water appeared in a relatively large area west of Cheju-do, bounded by a strong thermohaline front formed in a 'Γ' shape. In summer, it retreated to the western coastal area of Cheju-do, sometimes to the eastern coastal area in autumn and appeared only in the lower layer. The Cheju Warm Current is found to flow in the western channel of the Korea/Tsushima Strait after passing through the Cheju Strait and contributes significantly to the Tsushima Warm Current.

9. Fine grid tidal modeling of the Yellow and East China Seas

A fine grid tidal modeling experiment is carried out in order to investigate the tidal regimes for major five tidal constituents, the nonlinear tidal phenomena

in terms of M_4 and MS_4 generation, and the independent tide by the tide generating force in the Yellow and East China Seas (YECS). In this study a two-dimensional numerical model based upon a subgrid-scale (SGS) stress modeling technique is used with the tide generating force included. The model was validated with recently observed tide and current data. The calculated tidal charts for tidal elevation show a generally good agreement with existing ones, with more accurate feature of the M_2 cotidal chart in comparison with both the observed data and the existing tidal charts. A careful comparison of the computed diurnal amplitude with observations suggests that the diurnal constituents seem to be overdamped especially in the Kyunggi Bay region, for the case when quadratic bottom friction law is used.

Propagation features of the M_4 (MS_4) tides are discussed in the YECS, based upon the analyses of the observed and calculated results. The amphidromic system of the M_4 is quite complicated and one noticeable characteristic is that the propagation direction of the M_4 tidal wave along the west coast of Korean peninsula is opposite to that of the M_2 tidal wave. This result coincides with observations. The propagation feature of the MS_4 is almost similar to that of the M_4 , but with lesser amplitude. The responses of the M_4 tidal features to momentum diffusion term and depth-dependent form of the friction coefficient are also discussed.

It is also shown that when the independent tide (Defant, 1960) arising from tide generating force (TGF) coexists with tidal waves (co-oscillating tide) arising from external boundary forcing, the TGF tidal waves are dissipated and their amphidromes tend to move westward. This may be interpreted as a process whereby the incident and reflected TGF tidal waves are damped by co-oscillating tide arising from external forcing at open boundaries. The TGF amplitude is found to be up to 10 cm and 4 cm in the Kyunggi Bay for the M_2 and S_2 constituents while those for all diurnal constituents are less than 1 cm over the entire model domain.

V. Conclusion and suggestions

This report is the second-year report of the project for the ocean circulation of the western East China Sea (ECS). The report includes research activities and results conducted during 1998 in the study area. The project was conducted by an interdisciplinary study group composing of various teams in ocean current, oceanographic properties (physics, biology), numerical model for freshwater plume, tide and tidal current and the general circulation of the ECS. This project has also been performed as part of the international WOCE program and Korean programs of regional cooperation with Kagoshima University in Japan and Second Institute of Oceanography in China. During the second-year study, we conducted an interdisciplinary survey in September 1998 in the western ECS and two local surveys: in April 1997 west of Cheju-do for a study on frontal structure in spring and in August in the Cheju Strait and west of Cheju-do for a study on the northeastward extension of the Changjiang fresh water toward Cheju-do.

The study was focused on understanding of major oceanic processes in the western ECS, especially for the Cheju Warm Current and the Yellow Sea Warm Current, fronts in shallow water, oceanographic structure in the shelf edge of ECS, structure in summer of the Changjiang fresh water together with its eastward extension. On the other hand, elaborate numerical modelling was performed for the Changjiang freshwater plume, tide and tidal current in the study area and a general circulation model with simple code has been developed.

All data acquired through this project can be used as basic dataset not only for the general management of the ECS under the Korean jurisdiction, but also for marine preservation and utilization of marine resources. Our better understanding on the major oceanographic processes may provide a scientific information inevitable for the policy-making regarding the ECS. Clarification of the oceanic processes and development of elaborate numerical models may contribute significantly to the prediction system of oceanic conditions in the ECS,



the efficient management system of marine resources and protection, and forecasting of the regional climate change in association with the global climate change.

목 차

요약문 (국문)	1
요약문 (영문)	11
표차례	35
그림차례	37
제 1 장 서론	49
제 1 절 연구사업의 배경	51
제 2 절 연구동기 및 필요성	52
제 3 절 연구추진과정	53
제 4 절 연구개발 목표 및 주요사업 내용	54
1. 연구방향	54
2. 연구개발 목표	54
3. 연차별 연구개발목표 및 범위	55
제 5 절 2차년도 주요 연구내용	56
1. 춘계 대기-해양 교환 pilot survey	56
2. 하계 양자강 하천수 거동을 위한 지역해양조사	56
3. 하계 동중국해 중·서부역에서 학제적 종합해양관측 실시	56
4. 자료의 일차처리 및 해양과정분석	57
5. 주요 해양과정 연구	57
6. 해수순환모델 구축	57
7. 국제공동연구 참여 및 지역국가 협력	57
제 6 절 역할분담 및 추진체계	58
제 2 장 국내외 기술개발 현황	59
제 1 절 국내 기술개발 현황	61
제 2 절 국외 기술개발 현황	62
제 3 절 주요 분야별 연구동향	62
1. 해류 및 해수순환 분야	62

2. 해수특성분야	64
3. 기초생산 및 생물광학 분야	65
4. 양자강 하천수 plume의 확장	66
5. 해수순환 수치모델 분야	66
제 3 장 연구개발수행 내용 및 결과	69
제 1 절 해류조사 성과	71
1. 위성추적부이 실험에 의한 해류조사	71
가. 조사 개요	71
나. 춘계 실험	72
다. 하계 실험	74
2. 조사선 장착 ADCP에 의한 해류조사	76
3. Kyushu 서방 깊은 골에서 심층해류의 구조	76
가. 문제제기 및 해류관측	76
나. 자료분석 및 결과	77
다. 해류구조	79
제 2 절 해수의 물리적 특성	102
1. 관측개요	102
2. 1998년 9월 관측 결과	102
가. 수온-염분도 분석	102
나. 수직분포	102
다. 수평분포	104
3. 해황분석	105
가. 제주도 서쪽해역의 전선구조	105
제 3 절 엽록소 및 일차생산 분포	132
1. 재료 및 방법	132
가. 광학적 특성	132
나. 엽록소 a	133
다. 부유물질	133
라. 일차생산력	133
2. 결과	133
가. 엽록소의 분포	134

나. 기초생산	134
다. 광학적 특성	134
라. 양자강수의 영향 범위	135
제 4 절 동중국해 해수순환 수치모델	141
1. 동중국해 최적 순환모델 수립을 위한 모델구성과 모수화 검토	141
가. 서론	141
나. 최적 순환모델 구성과 모수화 방안	141
2. 동중국해 순환모델의 개방 경계조건 제공을 위한 전지구 순환모델 실험	144
가. 모델구성과 경계조건	144
나. 모델실험 결과	145
3. 다층모델 개발	146
가. 서론	146
나. 수치모델	146
다. 수치모델의 안정성 및 정확도 실험	148
제 5 절 양자강 하천수 plume의 확장	161
1. 서론	161
2. 수치모델	162
3. 결과	163
가. Constant Discharge Experiment	163
나. Wind Experiment	166
다. Annual Variation of River Discharge Experiment	167
4. 논의 및 결론	169
제 6 절 양자강 담수 유출에 대한 고찰	208
1. 양자강 담수의 동중국해 북부 (한국남해)로의 유입경로 및 확장범위	208
가. 서론	208
나. 해양관측 및 자료	209
다. 담수이동 및 해류구조	209
라. 논의	211
2. 1998년 하계 양자강 담수 확장 특성	212
가. 서론	212

나. 양자강 담수의 분포형태	213
다. 양자강 담수의 유출방향	213
라. 저층 밀도분포와의 관련성	214
제 7 절 큐슈 서방에서 Kuroshio수의 분리와 대륙붕으로의 유입	226
1. 서론	227
2. 실험 및 자료처리	228
3. Kuroshio의 방향전환과 분리	229
4. Kuroshio 수의 분리와 대륙붕으로의 유입	230
가. 겨울조사	232
나. 봄조사	234
5. 역계산법에 의한 수송량 산정	236
6. 표층순환 모식도 및 대마난류의 주경로	238
7. 토론 및 결론	238
제 8 절 동중국해 북부역에서 제주난류의 계절변동	241
1. 서론	241
2. 자료와 지역해양조사	242
3. 제주난류수의 계절분포	243
가. 겨울구조	243
나. 봄구조	244
다. 여름구조	244
라. 가을구조	244
4. 제주난류수의 계절별 유동	245
가. 겨울 유동	245
나. 봄 유동	246
다. 여름 유동	246
라. 가을 유동	247
5. 제주난류의 연안한계 및 경로	247
6. 결론	248
제 9 절 황동중국해의 조류특성	264
1. 서론	267
2. 검증 및 분석 자료	270
3. 2차원 조석모델	272

가. 모델공식	272
나. 계산	274
다. 모델검증	275
4. 조류타원특성	277
가. M_4 and MS_4 조석 체계	284
나. 기조력 효과	288
다. 운동량확산항 및 마찰식 효과	291
5. 토론	292
6. 결론	296
제 4 장 연구개발 목표 달성도 및 대외기여도	301
제 1 절 목표 달성도	303
제 2 절 주요 분야별 목표 달성도	303
1. 해양관측	303
2. 자료분석 및 해양과정연구	304
3. 해수유동 수치모델 연구	304
4. 국제공동연구 참여 및 지역국가 협력	304
제 3 절 과학기술 발전 기여도	304
1. 제주난류의 계절변동과 Kuroshio의 분기	304
2. 중국연안수의 구조와 이동	305
3. 조석·조류 및 해수순환 모델	306
제 4 절 연구발표성과	306
1. 국내외 논문발표	306
2. 국내외 논문게제 및 투고	307
제 5 장 연구개발결과의 활용계획	309
제 1 절 활용계획	311
제 2 절 추가연구의 필요성	312
1. 주변연안국 및 국제정세	312
2. 주요 해양과학 문제점	313
제 3 절 제언	314
제 6 장 참고문헌	317

CONTENTS

Summary (Korean)	1
Summary (English)	11
List of Tables	35
List of Figures	37
Chapter I. Introduction	49
Section 1. Background of the study	51
Section 2. Motive and necessity of the study	52
Section 3. Promotion procedure of the study	53
Section 4. Objectives and major items of the study	54
1. Goal	54
2. Objectives	54
3. Annual objectives and scope	55
Section 5. Major contents of the second-year study	56
1. Pilot survey in spring for air-sea interaction in the East China Sea	56
2. Regional survey in summer for the northeastward extension of the Changjiang discharge	56
3. Interdisciplinary survey in summer in the western East China Sea	56
4. First-step data processing and analyses of oceanographic processes	57
5. Study on the major oceanographic processes	57
6. Development of a general circulation model	57
7. Regional and international cooperations	57
Section 6. Strategy and method	58
Chapter II. Research status	59

Section 1. Domestic research status	61
Section 2. International research status	62
Section 3. Research trend of major study items	62
1. Ocean currents and general circulation	62
2. Hydrographic characteristics	64
3. Primary production and bio-optical properties	65
4. Extension of the Changjiang freshwater plume	66
5. Numerical models for the general circulation	66
Chapter III. Research contents and results	69
Section 1. Current observations	71
1. Current observations by satellite-tracked drifter experiments	71
a. Outline of the survey	71
b. Spring experiment	72
c. Summer experiment	74
2. Current measurements by a vessel-mounted ADCP	76
3. Structure of deep current in the trough west of Kyushu	76
a. Purpose and current measurements	76
b. Data analysis and results	77
c. Current structure	79
Section 2. Physical Properties of Sea Waters	102
1. Field observations	102
2. Analysis of the data observed in September 1998	102
a. Analysis of T-S diagram	102
b. Vertical distributions	102
c. Horizontal distributions	104
3. Analysis of physical properties of sea waters	105
a. Structure of fronts in the region west of Chejudo	105
Section 3. Chlorophyll distribution and primary production	132
1. Materials and methodology	132
a. Optical properties	132
b. Chlorophyll a	133

c. Suspended matter	133
d. Primary production	133
2. Results	133
a. Distribution of chlorophyll a	134
b. Primary production	134
c. Optical properties	134
d. Influence range of the Changjiang River runoff	135
Section 4. Numerical ocean circulation model for the East China	141
1. Review of the previous numerical works for the development of the high-accuracy ocean circulation model on the East China Sea	141
a. Introduction	141
b. Consideration of the model parameterizations for the development of accurate ocean circulation model in the East China Sea	141
2. Global circulation model experiment for the open boundary conditions of the area model in the East China Sea	144
a. Model configuration and boundary condition	144
b. Numerical experiment	145
3. Multi-layer model development	146
a. Introduction	146
b. Numerical model	146
c. Numerical test for the model stability and accuracy	148
Section 5. Dispersion of the Yangtze River Plume	161
1. Introduction	161
2. Numerical Model	162
3. Results	163
a. Constant Discharge experiment	163
b. Wind Experiment	166
c. Annual Variation of River Discharge Experiment	167
4. Discussion and Conclusions	169
Section 6. Preliminary study on the northeastward extension of	

the Changjinag freshwater	208
1. Extension and pathway of the Changjiang freshwater plume	
toward Cheju-do	208
a. Introduction	208
b. Oceanographic surveys and data	209
c. Movement of the plume and current structure	209
d. Discussions	211
2. Characteristics of extension of the Changjiang freshwater	
in summer of 1998	212
a. Introduction	212
b. Distribution shape of the plume	213
c. Extension direction of the plume	213
d. Relationship to density structure in the lower layer	214
Section 7. Separation of the Kuroshio water and its penetration	
onto the continental shelf west of Kyushu	226
1. Introduction	227
2. Experiments and data processing	228
3. Turning and separation of the Kuroshio	229
4. Separation of Kuroshio water and penetration onto shelf	230
a. Winter survey	232
b. Spring survey	234
5. Volume transport by inverse method	236
6. Schematic surface circulation and main route of TWC	238
7. Discussions and conclusions	238
Section 8. Seasonal variation of Cheju Warm Current in the northern	
East China Sea	241
1. Introduction	241
2. Data and Measurement	242
3. Seasonal Distribution of Cheju Warm Current Water	243
a. Winter structure	243
b. Spring structure	244
c. Summer structure	244

d. Autumn structure	244
4. Seasonal Movement of Cheju Warm Current Water	245
a. Winter	245
b. Spring	246
c. Summer	246
d. Autumn	247
5. Pathway of Cheju Warm Current	247
6. Conclusions	248
Section 9. Fine grid tidal modeling of the Yellow and East China Seas	264
1. Introduction	267
2. Data for validation and analysis	270
3. A two-dimensional tidal model	272
a. Model formulation	272
b. Computation	274
c. Model Validation	275
4. Characteristics of tidal ellipses	277
a. M_4 and MS_4 tidal regimes	284
b. Effects of tide generating force	288
c. Effects of momentum diffusion term and different friction formula	291
5. Discussion	292
6. Conclusions	296
Chapter IV. Achievement of the study and contribution	301
Section 1. General achievement	303
Section 2. Achievement of major study fields	303
1. Oceanographic survey	303
2. Data analyses and study on oceanographic processes	304
3. Numerical modeling for water movement	304
4. Regional and international cooperations	304
Section 3. Scientific contribution	304

1. Seasonal variation of the Cheju Warm Current and separation of the Kuroshio	304
2. Structure of Chinese coastal water and its movement	305
3. Numerical model study on tide and general circulation	306
Section 4. Presentation and publication of scientific articles	306
1. List of presented papers	306
2. List of publications printed and submitted	307
Chapter V. Application plan of the research outputs	309
Section 1. Application	311
Section 2. Necessity of further study	312
1. Situation of the neighboring coastal states and the world	312
2. Major issues in ocean sciences	313
Section 3. Suggestions	314
Chapter VI. References	317

List of Tables

Table 1-1.	Information on the satellite-tracked drifters deployed in spring and summer 1998.	72
Table 1-2.	Information on moored data at two stations KCM and JCM for November 1997 - March 1998.	77
Table 1-3	Statistics of moored current data at stations KCM and JCM for November 1997 - March 1998.	78
Table 5-1.	Annual mean discharge and maximum discharge at Measuring Stations.	162
Table 5-2.	Depth to the center of each layer.	163
Table 9-1.	Details of tide data for model validation around the Yellow and East China Seas.	271
Table 9-2.	Details of tidal current data for model validation around the Yellow and East China Seas.	272
Table 9-3.	Love numbers and tidal potential amplitude from Foreman et al.(1993).	273
Table 9-4.	Observed (OBS) and calculated (CAL) M_2 , K_1 , M_4 and MS_4 elevation amplitudes and phases for the sites shown in Fig. 1. Phase lag are referred to 135 ° N. Amplitude (am) is in cm and phase lag (ph) in degrees.	276
Table 9-5.	RMS (amplitude, phase lag) difference at all the sites in Table 9-1 and Fig. 9-1.	277
Table 9-6a.	Comparison of the M_2 harmonic of the tidal current at the Yellow and East China Seas. Depth denotes the depth of moored current meter.	280
Table 9-6b.	Same as Table 9-6a except for the K_1 harmonic.	280
Table 9-7.	Observed (OBS) and Calculated (CAL) tidal currents in form of	

tidal ellipse for components (M_2, K_1). Symbols for tidal ellipse denote g the phase lag in degree with respect to KST; a, b the major- and minor-axis speeds of the tidal ellipses, and θ the orientation of the ellipse measured counterclockwise from the east; r ; clockwise (CW) or counterclockwise (CC) rotation.281

Table 9-8. Difference (DIF=DEP-CON) of the M_4 harmonic constants between the results with constant (CON) and depth-dependent (DEP) drag coefficients at the Kyunggi Bay (amplitude (am) in cm and phase lag (ph) in degrees).295

Table 9-9. Composition of relative contributions of the damping terms for the major 5 constituents and sum of 5 constituents (M_2, S_2, N_2, K_1, O_1) at station D of Fig. 9-1296

List of Figures

Fig. 1-1.	Release point of satellite-tracked drifters deployed in 1998. Symbols '◇', '+' and '×' denote release points in April, August and September, respectively.	81
Fig. 1-2.	Trajectories of five satellite-tracked surface drifters released in the southwestern sea of Cheju-do in April 1998.	82
Fig. 1-3.	Trajectories of five satellite-tracked surface drifters released in the continental shelf and shelf edge in April 1998.	83
Fig. 1-4.	Trajectories of three satellite-tracked surface drifters released in August 1998.	84
Fig. 1-5.	Trajectories of eight satellite-tracked surface drifters released in September 1998.	85
Fig. 1-6.	Survey lines for ADCP measurements in April 1998 (R/V Onnuri).	86
Fig. 1-7.	Survey lines for ADCP measurements in September 1998 (R/V Onnuri).	87
Fig. 1-8.	Distributions of horizontal velocities measured by a ship-borne ADCP at (a) 23 m and (b) 71 m in April 1998.	88
Fig. 1-9.	Distributions of horizontal velocities measured by a ship-borne ADCP at (a) 23 m and (b) 71 m in September 1998.	90
Fig. 1-10.	Location of two current moorings in the trough west of Kyushu during November 1997 to March 1998.	92
Fig. 1-11.	Time plots of meter depth, current speed and direction, u and v currents, temperature and salinity at 525 m of station KCM during November 27, 1997 to March 2, 1998.	93
Fig. 1-12.	Time plots of meter depth, temperature and salinity at 580 m of station KCM during November 27, 1997 to March 2, 1998.	94
Fig. 1-13.	Time plots of meter depth, temperature and salinity at 640 m of station KCM during November 27, 1997 to March 2, 1998.	

	Current data were not sensed.	95
Fig. 1-14.	Time plots of meter depth, current speed and direction, u and v currents, temperature and salinity at 740 m of station KCM during November 27, 1997 to March 2, 1998.	96
Fig. 1-15.	Time plots of meter depth, current speed and direction, u and v currents, temperature and salinity at 534 m of station JCM during November 26, 1997 to March 2, 1998.	97
Fig. 1-16.	Time plots of meter depth, current speed and direction, u and v currents, temperature and salinity at 639 m of station JCM during November 26, 1997 to March 2, 1998.	98
Fig. 1-17.	Time plots of meter depth, current speed and direction, u and v currents, temperature and salinity at 744 m of station JCM during November 26, 1997 to March 2, 1998.	99
Fig. 1-18.	Time plot of current directions at stations KCM and JCM during November 27, 1997 to March 2, 1998.	100
Fig. 1-19.	Progressive vector diagrams at stations KCM and JCM during November 27, 1997 to March 2, 1998.	101
Fig. 2-1.	Study area showing observation stations in April 1998.	107
Fig. 2-2.	Study area showing observation stations in August 1998.	108
Fig. 2-3.	Study area showing observation stations in September 1998.	109
Fig. 2-4.	T-S diagram of data observed in September 1998.	110
Fig. 2-5.	Vertical ditributions of temperature, salinity and density in the section D in September 1998.	111
Fig. 2-6.	Vertical ditributions of temperature, salinity and density in the section E in September 1998.	112
Fig. 2-7.	Vertical ditributions of temperature, salinity and density in the section F in September 1998.	113
Fig. 2-8.	Vertical ditributions of temperature, salinity and density in the section S in September 1998.	114
Fig. 2-9.	Vertical ditributions of temperature, salinity and density in the section T in September 1998.	115

Fig. 2-10.	Vertical ditributions of temperature, salinity and density in the section P in September 1998.	116
Fig. 2-11.	Vertical ditributions of temperature, salinity and density in the section Q in September 1998.	117
Fig. 2-12.	Vertical ditributions of temperature, salinity and density in the section L in September 1998.	118
Fig. 2-13.	Vertical ditributions of temperature, salinity and density in the section M in September 1998.	119
Fig. 2-14.	Horizontal ditributions of temperature, salinity and density at 5 m depth in September 1998.	120
Fig. 2-15.	Horizontal ditributions of temperature, salinity and density at 15 m depth in September 1998.	121
Fig. 2-16.	Horizontal ditributions of temperature, salinity and density at 30 m depth in September 1998.	122
Fig. 2-17.	Horizontal ditributions of temperature, salinity and density at 50 m depth in September 1998.	123
Fig. 2-18.	Horizontal ditributions of temperature, salinity and density at the bottom in September 1998.	124
Fig. 2-19.	Horizontal ditributions of temperature, salinity and density at 5 m depth in April 1998.	125
Fig. 2-20.	Horizontal ditributions of temperature, salinity and density at 30 m depth in April 1998.	126
Fig. 2-21.	Horizontal ditributions of temperature, salinity and density at 50 m depth in April 1998.	127
Fig. 2-22.	Vertical ditributions of temperature, salinity and density in the section F in April 1998.	128
Fig. 2-23.	Vertical ditributions of temperature, salinity and density in the section R in April 1998.	129
Fig. 2-24.	Vertical ditributions of temperature, salinity and density in the section S in April 1998.	130
Fig. 2-25.	Vertical ditributions of temperature, salinity and density in the section U in April 1998.	131

Fig. 3-1.	SeaWiFS standard chl-a (Sep. 2nd, 1998).	136
Fig. 3-2.	SeaWiFS standard chl-a (Sep. 15th, 1998).	136
Fig. 3-3.	The vertical profiles of chlorophyll concentration at F, S, T, M lines based on in-situ measurements.	137
Fig. 3-4.	Daily primary production in surface waters.	138
Fig. 3-5.	The radiance reflectance at some stations.	139
Fig. 3-6.	Total absorption coefficients estimated at each stations.	139
Fig. 3-7.	The relationship between the total suspended solids and the suspended sediments (n=231).	140
Fig. 4-1.	Volume transport stream function for the world ocean in August (unit: Sv).	151
Fig. 4-2.	Volume transport stream function for the East China Sea and the Yellow Sea (unit: Sv). (a) February and April. (b) June and August. (c) October and December.	152
Fig. 4-3.	(a) Schematic diagram showing the layer thickness and interface displacement in the numerical model. (b) Model grid system.	155
Fig. 4-4.	Interface displacement given for the initial condition in the model (unit in meter).	156
Fig. 4-5.	Horizontal distribution of the interface displacement at day 4 (unit in meter).	157
Fig. 4-6.	x-t diagram showing the propagation of the internal Kelvin waves and gravity waves (unit in meter).	158
Fig. 4-7.	Initial interface displacement (unit in meter).	159
Fig. 4-8.	Interface displacements at 0, 500, 1000, and 1500 days of the section along the central latitude of the model.	160
Fig. 5-1.	The Yangtze River (numbers indicate Measuring Stations. Number 1 is Datong Station)	171

Fig. 5-2.	Model domain	172
Fig. 5-3.	Grids near the Yangtze River	173
Fig. 5-4.	Time variation of discharge at the river mouth for a) Flat bottom, b) Real bottom	174
Fig. 5-5.	Salinity distributions in the 1st layer of flat bottom case at 10-day interval (thick line indicates 30 psu)	175
Fig. 5-6.	Salinity distributions in the 1st layer of real bottom case at 10-day interval (thick line indicates 30 psu)	177
Fig. 5-7.	Velocity distribution in the 1st layer of real bottom case at day 50	179
Fig. 5-8.	Velocity distribution in the 1st layer of real bottom case at day 100	180
Fig. 5-9.	Velocity distribution at the depths of 2, 5, 10, 30, 40 m of real bottom case at day 50	181
Fig. 5-10.	Velocity distribution at the depths of 2, 5, 10, 30, 40 m of real bottom case at day 100	186
Fig. 5-11.	Salinity distribution in the 1st layer of westerly case (thick line indicates 30 psu)	191
Fig. 5-12.	Salinity distribution in the 1st layer of easterly case (thick line indicates 30 psu)	192
Fig. 5-13.	Salinity distribution in the 1st layer of northerly case (thick line indicates 30 psu)	193
Fig. 5-14.	Salinity distribution in the 1st layer of southerly case (thick line indicates 30 psu)	194
Fig. 5-15.	Salinity changes in the 1st layer due to southerly wind (contour interval is 5 psu and negative values are shaded)	195
Fig. 5-16.	Time variations in the discharge according to wind direction	196
Fig. 5-17.	Salinity distribution in the zonal sections of the no wind case	197
Fig. 5-18.	Salinity distribution in the zonal sections of southerly wind case	198
Fig. 5-19.	Velocity distribution in the 1st layer of southerly	

	wind case at day 110	199
Fig. 5-20.	Time variation of discharge at the river mouth	200
Fig. 5-21.	Salinity distributions in the 1st layer at 10-day interval	201
Fig. 5-22.	Velocity distribution in the 1st layer at day 720	207
Fig. 6-1.	Trajectories of satellite-tracked drifters during June 12 to September 10, 1997. (a) June 12-20, (b) June 21-30, (c) July 1-10, (d), July 11-20, (e) July 21-31, (f) August 1-10, (g) August 11-20, (h) August 21-31. Surface salinity at 5 m during June 7 to 13, July 12 to 18, and September 8 to 13 was mapped on Fig. 6-1a, 1d, and 1h. Numerals on trajectories denote drogue depths.	215
Fig. 6-2.	Time series of moving speeds, u and v components of four satellite-tracked drifters (28719, 28721, 28713, 29820), and surface wind at 33° N, 124° E during June 1997. Drifter 28713 had a drogue at 15 m and others had surface drogues.	223
Fig. 6-3.	Time series of moving speeds, u and v components of two satellite-tracked drifters (28713, 28718) and surface wind at 33° N, 124° E during June 1997. The drifters had drogues at 15 m.	224
Fig. 6-4.	Horizontal distributions of salinity at 5 m depth in August and September 1998.	225
Fig. 7-1.	Study area indicating CTD stations (open circles) and release points of satellite-tracked surface drifters (crosses). (a) December 1993 and (b) April-May 1995. Bottom topography is in meters. KS and TS denote the Korea Strait and the Tokara Strait, respectively. The thick dashed lines indicate intensive CTD survey areas for the two surveys.	228
Plate 7-1.	A composite map of trajectories of 172 satellite-tracked	

	surface drifters conducted by the WOCE/SVP during March 1989 to March 1996 and by the KORDI during 1991-1996. Green and red lines denote trajectories of the KORDI drifters and the WOCE drifters, respectively. The WOCE drifter data were compiled and edited by Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory of NOAA.	230
Plate 7-2.	Surface current fields derived from the drifter trajectories in Plate 1 by 20 arc min by 20 arc min box averaging. Current vectors were computed using three or more drifters passing through corresponding boxes. Scales of arrow vectors and isobaths are on the upper left panel.	231
Fig. 7-2.	Number of surface drifters, deployed during 1989-1996, passing through the 20 arc min by 20 arc min boxes.	232
Fig. 7-3.	Temperature, salinity, and σ_t at 50 m depth in December 1993, with daily mean current vectors derived from drifter trajectories during the first 15 days after release. The scale of arrow vectors is shown on the upper left corner.	232
Fig. 7-4.	Vertical sections of salinity at lines KA to BA for December 1993. Stations are marked in Figure 7-1a.	233
Fig. 7-5.	Temperature, salinity, and σ_t at 50 m in late April/early May 1995, with daily mean current vectors derived from drifter trajectories during the first 10 days after release. The scale of arrow vectors is shown on the upper left corner.	234
Fig. 7-6.	Vertical sections of salinity at lines L to B for late April/early May 1995. Stations are marked in Figure 7-1b.	235
Fig. 7-7.	Contours of transport for the upper three layers estimated by an inverse calculation. (a) December 1993 and (b) April-May 1995. The solid lines indicate lateral boundaries to compute the geostrophic velocity.	237
Fig. 7-8.	A schematic surface circulation pattern in the eastern	

East China Sea and main path of the Tsushima Warm Current (TWC) during the cold season. The pattern was constructed from the drifter trajectories and the salinity distribution. The clockwise circulation around Cheju-do is denoted by CWC (Cheju Warm Current) in order to avoid confusion with part of the YSWC entering the Yellow Sea.238

- Fig. 8-1. Study area and location of CTD stations marked by crosses. CTD measurements were made four times during February 23 - March 6, 1988 (winter), May 13-23, 1991 (spring), August 16-27, 1988 (summer), and November 19 - December 3, 1986 (autumn). Numerals above the crosses indicate name of stations.250
- Fig. 8-2. Temperature and salinity diagrams plotted using CTD data collected at stations in Fig. 8-1. (a) February 23 - March 6, 1988, (b) May 13-23, 1991, (c) August 16-27, 1988, and (d) November 19 - December 3, 1986. Open circles and crosses denote, respectively, stations located east and west of $126^{\circ} 20' E$ 251
- Fig. 8-3. Temperature, salinity and sigma-t at two depths of 10 m and 50 m in the northern East China Sea during February 23 to March 6, 1988 (winter).252
- Fig. 8-4. Temperature, salinity and sigma-t at two depths of 10 m and 50 m in the northern East China Sea during May 13 to 23, 1991 (spring).253
- Fig. 8-5. Temperature, salinity and sigma-t at two depths of 10 m and 50 m in the northern East China Sea during August 16 to 27, 1988 (summer).254
- Fig. 8-6. Temperature, salinity and sigma-t at two depths of 10 m and 50 m in the northern East China Sea during November 19 to December 3, 1986 (autumn).255
- Fig. 8-7. Temperature and salinity at the 15 m depth during late February to early March, 1997 and trajectories

	of three satellite-tracked drifters having drogues at 15 m. Dots denote CTD stations. Arrows on the trajectories indicate daily mean current vectors estimated from daily positions of the drifters, with scales at the lower right corner.	256
Fig. 8-8.	Temperature and salinity at the 40 m depth in early April 1996 and trajectories of two satellite-tracked drifters. Dots denote CTD stations. The two drifters had a drogue at 15 m and 40 m, respectively. Arrows on the trajectories indicate daily mean current vectors estimated from daily positions of the drifters, with scales at the lower right corner.	257
Fig. 8-9.	Temperature and salinity at the 50 m depths in early June, 1996 and trajectories of four satellite-tracked drifters. Two drifters had a drogue at 15 m and the other two had a drogue at 50 m. Dots denote CTD stations. Arrows on the trajectories indicate daily mean current vectors estimated from daily positions of drifters, with scales at the lower right corner. The thick line from the western coast of Cheju-do toward the Changjiang estuary indicates a CTD line for vertical hydrographic sections in Fig. 8-10.	258
Fig. 8-10.	Vertical sections of temperature, salinity, and sigma-t in early June 1996 along the thick line between Cheju-do and Changjiang estuary in Fig. 8-9. Crosses denote drogue depths.	259
Fig. 8-11.	Salinity at 15 m and 50 m depths during early October, 1996 and trajectories of two satellite-tracked drifters having drogues at 15 m. Dots denote CTD stations. Arrows on the trajectories indicate daily mean current vectors, with scales at the upper left corner.	260
Fig. 8-12.	Seasonal distribution of the 34.0 psu isohaline near bottom. The Cheju Warm Current water was advanced farthest to the northwest in April 1996, but retreated farthest to the southeast in October 1996.	261

Fig. 8-13.	Seasonal temperature and salinity diagrams at four selected stations, 317 (dots), 510 (crosses), 705 (x marks), and 710 (open circles). Locations of the stations are in Fig. 8-1.	262
Fig. 8-14.	A composite map of trajectories of satellite-tracked drifters in the northern East China Sea. The drifters were released during 1991 to 1998 by KORDI. Arrows indicate daily mean velocity vectors, with scales on the upper left panel. Thin and thick lines correspond to surface drifters with drogues at the surface or 15 m and to deep drifters with drogues at depths of 30 to 50 m, respectively.	263
Fig. 9-1.	Location map for temporary (dark circle) and long-term (dark triangle) tide and tidal current stations used for model validation and extracting open boundary values. Tidal elevation are simultaneously recorded at stations B and D. See also Table 9-1 for details.	268
Fig. 9-2.	Depth contour of the modelled area (unit : meter).	269
Fig. 9-3.	Computed tidal chart of the semi-diurnal M_2 constituent. Solid and dotted lines denote the co-amplitude in cm and co-tidal hour line, respectively. Tidal hour (Phase lag) is referred to 135°E. Same notation is used in following figures.	278
Fig. 9-4.	Same as Fig. 9-3 except for the diurnal K_1 constituent.	279
Fig. 9-5a.	Contours of clockwise or counter clockwise rotations of the M_2 tidal ellipse.	282
Fig. 9-5b.	Same as Fig. 9-5a except for the diurnal K_1 tidal ellipse.	283
Fig. 9-6a.	Computed M_4 tidal chart for the coefficient of Smagorinsky formula $C_s = 0.3$ and Chezy friction coefficient $C = 64.336 m^{1/2}/s$. B and D denote the offshore tidal stations for validation of 0(1) and 1(2) hour co-tidal lines of the M_4 (MS_4) tide.	286

Fig. 9-6b.	Same as Fig. 9-6a except for MS_4 .	287
Fig. 9-7a.	Computed M_2 tidal chart by tide generating force without co-oscillating tide effect from the northwestern Pacific.	289
Fig. 9-7b.	Computed M_2 tidal chart by tide generating force similarly to Pingree and Griffiths (1987) with co-oscillating tide effect from the northwestern Pacific.	290
Fig. 9-8.	Computed M_4 tidal chart for coefficient of Smagorinsky formula $C_s = 0.3$ and Chezy friction coefficient $C = 64.336 \text{ m}^{1/2}/\text{s}$.	293
Fig. 9-9.	Computed M_2 tidal chart with Chezy friction coefficient of a depth- dependent form of $C = h^{1/6}/n \text{ m}^{1/2}/\text{s}$ with h and n being depth and 0.029.	294

제 1 장 서 론

제 2 절 연구동기 및 필요성

연구 대상해역인 동중국해는 우리나라 주변해역 중에서 부존 해양자원이 풍부하고 이용과 개발 가능성이 가장 높으며, 해양환경관리 측면에서도 특별한 관심과 국가적 대책이 필요한 해역이다. 특히, 주변 연안국인 일본이 자국의 국익보호를 위하여 1996년 7월에 배타적 경제수역을 선포하였고, 우리나라와 중국도 1997년도에 선포하였다. 1998년 하반기 동해 및 황해의 배타적 경제수역 범위에 대해 한-일, 한-중 간 쌍무적 합의가 있었으나 한-중-일 삼국이 공유하는 동중국해에 관해서는 일-중간 협정이 맺어 졌을 뿐 아직 삼국간 공식 논의가 진행되지 않고 있는 상태이다. 동중국해를 어장으로만 취급하던 고정관념을 불식시키고 해양환경보전, 해역의 이용과 개발, 해양자원의 보호라는 국익차원에서 장기적이고 종합적인 국가적 차원의 관심과 노력을 기울여야 할 시점에 와있다.

본 연구에서는 연구해역에서 기초 해양과학자료의 수집과 해양환경 구조와 변동을 결정 짓는 주요 해양과정의 이해와 규명을 체계적으로 접근하였다. 대륙붕이 잘 발달된 동중국해는 생물자원과 해저자원의 보고이며 대규모 해류의 하나인 Kuroshio가 통과할 뿐만 아니라 중국대륙 및 한반도로부터 막대한 양의 담수 유입 등 다양한 해양현상이 공존하고 있다. 그러나 이 해역에 대한 국내 해양조사와 연구활동은 일본과 중국에 비해 미미하다. 이에 이 해역에 대한 국가정책수립과 해양경제활동을 위하여 기초자료의 획득과 해양순환의 이해가 요청된다.

동중국해의 전반적인 해양구조를 간략히 살펴보면, 세계 최대 해류중 하나인 Kuroshio가 통과하는 동중국해 대륙사면역에서는 대양수와 대륙붕수, 대양물질과 연안물질의 교환이 이루어지며, Kuroshio로부터 분기되는 대마난류가 대양수인 고온 고염수를 동중국해, 황해와 동해로 수송하는 반면에 중국대륙과 한반도의 하천과 연안역을 통해 황·동중국해로 유입되는 연안수는 북서태평양 및 동해로 수송된다. 따라서 동중국해의 기본적인 해황을 이해하기 위하여, 크게는 연안수와 대양수의 시간에 따른 공간적 구조와 분포, 그리고 두 해수와의 혼합과정을 파악해야 한다. 이러한 해황의 공간적 구조와 시간에 따른 변화는 물리, 화학, 생물학적 해양과정에 의해 결정되며, 해황의 시·공간 변화를 예측하기 위해 무엇보다 주요 해양과정을 우선적으로 규명해야 한다.

동중국해 해황을 결정 짓는 주요 해양과정은 Kuroshio로부터 분리되는 대마난류수의 세력과 유동경로, 양자강 하천수의 유입과 유동, 한국 남해의 연안수와 대륙붕수의 혼합, 그리고 대륙사면에서 대양수와 대륙붕수와의 혼합과 연계되어 있다. 이러한 주요 해양과정은 독립적으로 발생되기도 하지만 여러 과정이 복합적으로 혹은 다른 과정이 더 개입되어 복잡한 해황변동을 야기시키기 때문에 단시간에 이 모든 해양과정과 이에 관련된 해양역학을 정확히 조사하고 규명하기는 대단히 어렵다.

연구개발의 필요성을 정리하면 다음과 같다.

- (1) 동중국해는 대부분 수심 200 m의 천해역으로 수산 및 해저자원의 보고이며 천해의 양식장이자 지역기후변동 조절자로서의 역할을 한다.
- (2) 동중국해의 해양보전과 이용은 물론 동중국해 해황의 영향을 직접 받는 황해와 동해남부의 해양환경관리와 보전을 위해서도 동중국해의 해양순환에 관한 자료의 축적, 주요 해양과정의 이해와 규명, 해양환경변동 예측은 국익차원에서 해결해야 할 중요한 과제이다.
- (3) 한국 남해, 황해, 동중국해 동부해역의 해수 및 물질순환은 동중국해 중·서부역에서의 주요 해양과정에 의해 결정되거나 지대한 영향을 받으나 이러한 해양과정에 대한 체계적인 조사와 연구가 이루어지지 못한 상태이다.
- (4) 황해, 남해, 동중국해의 해양환경구조와 변동에 대한 규명과 예측은 기본적으로 이들 해역간에 해수 및 물질의 교환 및 순환에 대한 정확한 정보와 관련 해양과정에 대한 이해를 필요로 한다.

제 3 절 연구추진과정

동중국해의 해양순환을 파악하기 위해서는 해황의 전반적 구조와 변동을 지배하는 주요 해양과정을 이해하고 규명하는 것이 선행되어야 하며, 어느 특정 분야만을 대상으로 중점 연구하는 것보다는 물리, 화학, 생물 등 다분야가 망라된 상호보완적인 연구가 더욱 효율적이고 좋은 성과를 얻을 수 있다. 최근 세계적인 연구동향도 단일분야 연구보다는 다분야가 참여하는 학제적 종합연구로 바뀌고 있다. 이에, 동중국해의 해양과정에 관심을 가진 한국해양연구소의 전문분야 연구자들이 1992년 10월 이후 수 차례의 모임을 통해 동중국해와 관련된 국내외 연구현황을 검토하였고 학제적 공동연구의 필요성을 공통적으로 인식하였다.

1993년 1월, 한국해양연구소 '93 기관첨단요소 후보과제로 '황·동중국해 이용과 개발을 위한 해황예측모델 개발연구'라는 연구과제를 제출하였으며, 동 계획서는 6개 세부연구분야 (해류 및 수괴, 순환모델과 대마난류, 조석과 조류, 친생물 물질순환, 일차생산력과 플랑크톤역학, 해황예보모델과 해황도 작성)로 구성되었다. 연구계획서가 여러차례 수정 보완되어 '동중국해의 이용과 개발을 위한 동중국해의 해황과 대마난류수의 기원'이라는 제목으로 1993년 10월에 협약되었으나, 연구비의 대폭 삭감으로 연구내용 및 규모가 축소되었다. 한편, 연구과제의 대형화라는 시책에 따라 상기과제의 연구기간이 1년에서 7개월로 단축되었으며 본과제의 1단계 연구사업이 1994년 4월에 새로 협약되었다.

본 연구과제는 10년에 걸쳐 3단계로 수행하는 것으로 기획하였다. 1단계는 1994년부터 1997년까지 3년간으로 대마난류 분기역인 동중국해 동부역을, 2단계 3년간

은 담수의 영향이 우세한 동중국해 서부역을, 3단계 3년간은 대륙붕수와 대양수의 혼합이 활발한 동중국해의 남부해역, 즉 대륙붕단 및 사면역을 중점해역으로 선정하였다. 최종년도인 10차년도에는 모든 자료를 종합하여 동중국해의 해류도를 포함한 종합해양도를 작성하고, 해양순환을 지배하는 주요 해양과정을 밝히며, 이를 근거로 해양예측모델을 제시하는 것으로 구성하였다. 한편, 본래의 1단계 사업 기간은 1994년 4월부터 1997년 4월까지 3차년으로 예정되었으나 기간이 단축되어 1996년 12월에 종료하게 되었다. 동중국해 중·서부해역을 대상해역으로 선정한 2단계 사업은 1997년 1월에 착수하여 1999년 12월에 종료할 계획이며 본 보고서에는 2단계 2차년도 사업성과를 중심으로 작성한 연차보고서의 성격을 갖는다.

제 4 절 연구개발 목표 및 주요사업 내용

1. 연구방향

동중국해 중·서부역의 해양순환과 주요 해양과정의 규명이라는 목적을 달성하기 위하여 구체적 세부목표를 설정하였고, 지역 및 국제협력을 강화하여 해양순환과 관련된 양질의 자료를 수집·분석하는데 초점을 맞추었다. 이를 위해 연구소내외 전문가들로 연구팀을 구성하였고, 연구비의 효율적 집행과 조사자료의 동시성을 유지하기 위해 다분야 공동해양조사를 실시하였으며, 자료 분석과 해석을 위해 학제적 연구를 하였다. 또한 관련 지역 및 국제공동연구를 적극 활성화하여 제한된 국내생산자료를 보완하였다.

2. 연구개발 목표

가. 2단계 연구목표 (1997-2000)

- 동중국해 중·서부역의 종합해양순환과 주요 해양과정 (coastal ocean processes)의 규명
- 중점 세부연구 목표
 - 동중국해 중서부해역의 해수순환
 - 제주난류, 황해난류의 기원과 경로
 - 양자강 하천수의 거동과 확장범위 및 물질수송
 - 황해 남부와 동중국해 북서부의 해수 및 물질교환
 - 해양전선과 생물, 화학물질분포와의 관련성

나. 2단계 중점 주요해양과정 연구

- 황해난류수의 세력과 계절변동, 쿠로시오 (대만난류)와의 관계
- 양자강 하천수의 거동과 확장범위, 물질수송
- 황해 남부와 동중국해 북서부의 해수 및 물질교환
- 하계 황해냉수의 남하와 황해난류와의 관계, 물질수송
- 해양전선과 생물, 화학물질분포와 관련성

다. 2차년도 주요목표

- 동중국해 중·서부역에서 하계 학제적 해양관측 실시
- 제주도 주변 해수순환 관련 지역조사 및 해양과정 분석
- 양자강 담수의 하계 구조와 확장을 위한 지역 해양조사
- 동중국해 해수유동모델 (조석, 담수, 일반순환) 기반정립
- 주요 해양과정 검토 및 분석

3. 연차별 연구개발목표 및 범위

구 분	연구개발 목표	연구개발 내용 및 범위
1차년도 (1997)	동계 해양조사 및 주요 해양과정의 분석 양자강수의 확장과 영향	1. 중·서부 해역 동계 학제적 해양 조사 및 자료분석 2. 제주도 주변해역에서 하계 양자강 수의 확장과 영향에 대한 하계 관측 및 분석 3. 황해난류의 기원과 동계경로
2차년도 (1998)	춘계, 하계 해양조사 및 주요 해양과정의 분석 해수순환모델 정립 및 시험운영	1. 중·서부 해역 하계 해양조사 및 자료분석 2. 춘계 대기-해양 교환 pilot survey (1999년도 한-중 집중조사) 3. 양자강 담수의 흐름과 남해로의 확장 조사 4. 동중국해 해수순환모델 정립
3차년도 (1999)	춘계 대기-해양 상호 작용 집중조사 해류도 작성 주요 해양과정의 분석	1. 춘계 대기-해양 상호작용 현장 집중조사 (한-중 공동) 2. 동중국해 중·서부역의 해류도 작성 3. 주요해양과정에 대한 종합 분석 4. 황해난류의 기원과 황해난류의 계절변동 5. 조석간차류, 해수유동 계산

제 5 절 2차년도 주요 연구내용

1. 춘계 대기-해양 교환 pilot survey

- 조사해역: 제주도 남서해역
- 조사항목: CTD, 해류 (위성추적부이, ADCP).
- 조사일정: 1998. 4. 24.-30.
- 조사선박: 한국해양연구소 연구선 온누리호 (1400톤급).
- 조사내용
 - 제주도 남서해역에서 지역관측
 - 해류조사 (위성추적부이, ADCP) 및 물리특성 (수온,염분) 조사
 - 황해난류, 전선역에서 해양구조 조사

2. 하계 양자강 하천수 거동을 위한 지역해양조사

- 조사해역: 제주해협과 제주도 서부해역
- 조사항목: CTD, 해류 (위성추적부이, ADCP).
- 조사일정: 1998. 8. 12.-18.
- 조사선박: 한국해양연구소 연구선 이어도호 (350톤급).
- 조사내용
 - 제주해협과 제주도 서부해역에서 지역조사
 - 황해 국책연구사업과 공동조사
 - 해류조사 (위성추적부이, ADCP) 및 물리특성 (수온,염분) 조사
 - 양자강 담수의 확장범위와 경로 조사

3. 하계 동중국해 중·서부역에서 학제적 종합해양관측 실시

- 조사해역: 동중국해 중·서부역.
- 조사항목: CTD, 해류(위성추적부이, ADCP), 일차생산력, 광량조사
- 조사일정: 1998. 9. 11.-17.
- 조사선박: 한국해양연구소 연구선 온누리호 (1400톤급).
- 조사내용
 - 해류조사 (위성추적부이, ADCP)
 - 해류계 설치 (일본 Kagoshima대와 공동조사)

- 물리특성 (수온, 염분) 조사
- 일차생산력 조사
- 생물광학적 특성 조사

4. 자료의 일차처리 및 해양과정분석

- 분야별로 관측자료의 질 검토
- 관측 자료 및 시료의 기본처리
 - 해류자료: 위성추적부이 궤적, 조사선 장착 ADCP 자료, 해류계 계류자료
 - 해수물리특성: CTD 관측자료
 - 해양생태계 및 생물광학 : 인공위성 해색자료, 생물광학적 P-I 실험자료

5. 주요 해양과정 연구

- 동중국해 중서부역의 기본 해류구조
- 중국연안수의 시공간 구조와 계절변동
- 양자강 담수의 구조와 확장 예비분석
- 엽록소 분포와 일차생산력과의 관계
- Kuroshio수의 분리와 대륙붕으로의 유입
- 제주난류의 구조와 계절변동
- 동중국해 대륙사면에서 해류구조의 예비분석

6. 해수순환모델 구축

- 동중국해의 조석잔차류를 재현할 수 있는 조석 수치모델 정립과 모델검증 실험
- 양자강 담수의 한국 남해역으로 확장을 고찰할 수 있는 수치모형의 개발
- 동중국해의 기존 해수순환 수치모델 특성 평가 및 적합한 수치모델의 개발

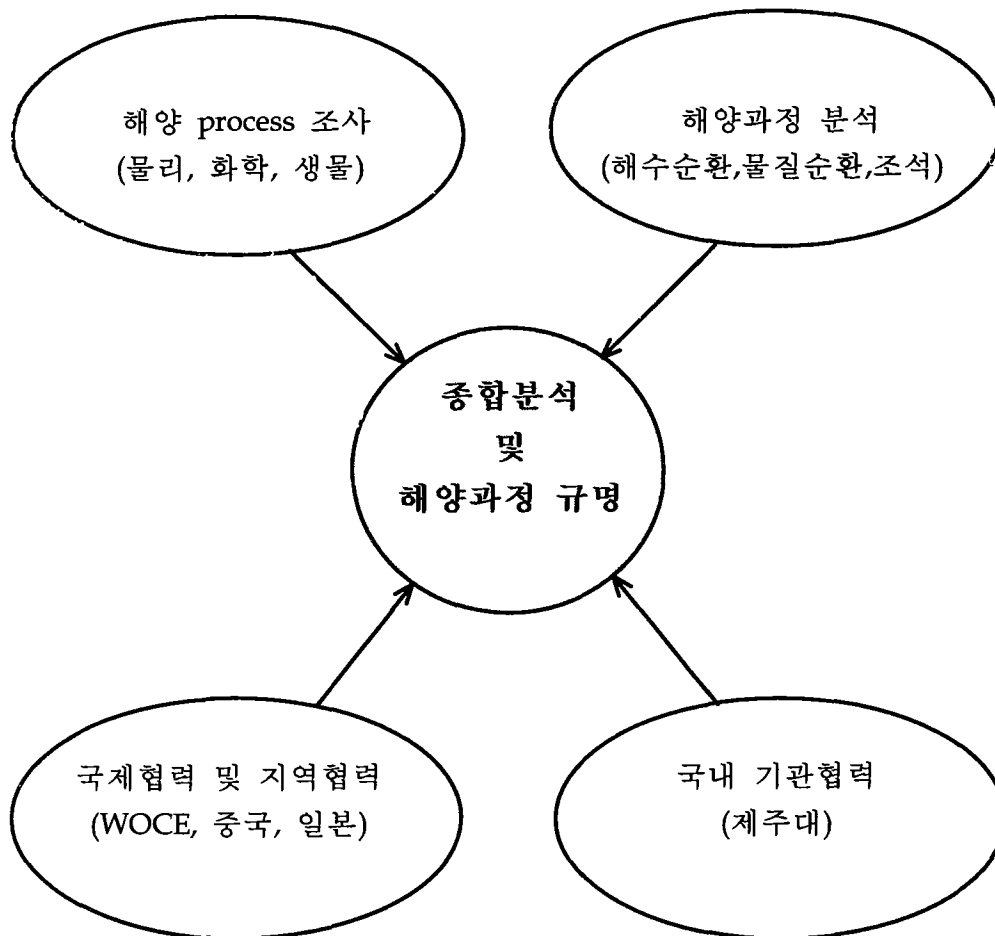
7. 국제공동연구 참여 및 지역국가 협력

- 국제공동연구 참여
 - 세계해양대순환실험 (WOCE) 표층류 프로그램 참여 및 학술활동
- 지역국가협력
 - 중국국가해양국 제2해양연구소: 1999년 집중조사 계획 확정
주제: Circulation and air-sea interaction in the East China Sea
(중국측 공동연구책임자: Y. Yuan 교수)
공동참가국: 한국, 중국, 일본, 대만

- 장소: 중국 항주 Ling Feng Hotel
- 일시: 1998. 10. 9. - 12.
- 일본 Kagoshima 대학: Kyushu 서방해역에서 공동 해류관측 실시
(연구책임자: Hiroshi Ichikawa 교수)

제 6 절 역할분담 및 추진체계

- 연구형태 : 학·연 공동연구, 국제공동연구
- 역할분담 및 추진체계



제 2 장 국내외 기술개발 현황

제 2 장 국내외 기술개발 현황

제 1 절 국내 기술개발 현황

동중국해의 대부분은 수심 200m 이하의 대륙붕역으로 구성되어 있으며 남쪽으로 수심이 깊은 Okinawa Trough를 통해 북태평양과 연결되어 있고 인접 연해 (marginal seas)인 황해, 동해와 바로 연결되어 있다. 이러한 지리적 여건으로 동중국해는 북태평양수를 받아들여 황해와 동해로 공급해 주며 또한 동중국해와 황해의 연안수를 동해와 북태평양으로 공급해 주는 양방향성 공급지 역할을 한다. 따라서 동중국해에서는 외해수와 연안수가 항상 공존하여 해양과학적으로 매우 복잡한 분포와 구조를 보이며 수산학적으로는 다양하고 풍부한 어종이 서식하여 좋은 어장이 형성된다. 기상-기후학적으로도 해양대기 교환을 통해 한반도 주변의 지역기후를 변형 조절하는 기능을 갖고 있으며, 우리나라의 수출입 해상물동량의 대부분이 동중국해를 통해 수송되는 해상교통로인 것이다.

동중국해의 이러한 다기능적 중요성에도 불구하고 동해나 황해에 비해 동중국해에 대한 정부나 국민의 인식은 매우 낮으며 우리의 해양과학 조사활동도 남해 연안을 중심으로 이루어져 왔다. 동중국해의 북부역인 남해의 해양구조와 변동은 동중국해 전체 구조와 변동에 좌우되기 때문에 남해에서 조사한 자료만으로는 남해를 정확히 이해할 수 없다. 또한 표면적이 넓으나 수심이 얕은 동중국해는 시간변화 규모 (scale)가 짧아서 전체 해양구조는 물론 국부해역 구조의 규명은 동시관측자료를 필요로 한다.

국내 조사와 연구활동은 앞에서 언급하였듯이 남해 연안역 (제주해협)을 중심으로 이루어졌다. 국립수산진흥원이 1960년대부터 실시하고 있는 정선해양관측을 통해 많은 자료를 축적하였고 교통부수로국 (현, 국립해양조사원)은 주요 연안정점에 검조소를 설치하여 시간별 해면자료를 생산하고 있다. 한국해양연구소가 1986년부터 1992년에 걸쳐 환경도 (혹은 자원도) 사업을 통해 물리, 화학, 생물, 지질분야의 기초자료를 획득하여 해양도를 발간한 바 있다. 한편, 한국해양연구소는 1991년부터 남해 연안역을 벗어나 동중국해 해양순환을 학술적으로 접근하고 있으며, 1990년부터 세계해양대순환실험 (WOCE)에 적극 참여하고 있고, 1997년부터는 제주해협의 연안연구를 별도 연구사업으로 수행하고 있다. 한국해양연구소와 미국 Scripps 연구소는 1995년부터 1998년까지 3년간 동중국해 대륙붕단역의 해수순환을 공동으로 조사한 바 있다. 한편, 대학간 연합체인 해양과학공동연구소 (부경대 소재) 중심으로 1997년부터 3년간 남해에 대한 일반 해양조사와 연구를 실시하고 있는 중이다.

동중국해의 해양순환은 연구관점에 따라 접근방법과 내용이 다를 수는 있으나 적어도 전문분야의 학제적 연구가 있어야 한다고 판단한다. 기본적인 전문분야로는 해수순

환, 해수의 물리특성, 조석과 조류, 해상기상, 해수의 화학적 특성 (영양염), 해수의 생물학적 특성(일차생산력)을 들 수 있다.

제 2 절 국외 기술개발 현황

Kuroshio와 동중국해의 중요성을 일찍부터 인식한 일본과 중국은 오랜 기간 단독 혹은 국제공동조사를 꾸준히 실시하고 있으며 관련연구도 매우 심층적이고 양국이 보유하고 있는 해양자료도 그 규모면에서 방대하다.

일본 해상보안청, 기상청, 수산청, 그리고 중국 국가해양국은 Kuroshio 수역을 포함한 동중국해상에 기본관측선을 설정하여 수십년간 정기적으로 해양조사를 실시하고 있으며 장기간 축적된 자료를 이용하여 기후변동, 어황변동에 이르기 까지 동중국해의 이용과 개발에 적극 활용하고 있다. 특히, 일본은 1970년대 중반에 Kuroshio 이용과 개발이라는 국책사업을 추진하여 10 여년에 걸쳐 체계적인 과학조사를 실시하였다. 한편, 일본과 중국은 1986년부터 1993년까지 7년에 걸쳐 동중국해 전역에 대한 대규모 공동조사를 계절별로 실시하여 연도별 해양수문도집을 발간하였다. 이후 일-중 해양공동조사는 지속되고 있으며 현재 Okinawa 해구를 포함한 북서태평양에서 계속 진행되고 있다. 중국과학원 산하 해양연구소도 독자적 혹은 타국의 연구기관과 공동으로 해양조사와 연구를 실시하고 있으며, 일본 Kyushu대, Nagasaki대, Kagoshima대 연구팀들도 조사규모는 작지만 연구주제에 맞는 짜임새 있는 해양조사와 연구를 통해 훌륭한 연구성과를 생산하고 있다.

미국은 중-미 해양과학협정에 근거하여 1980년대초에 양자강 하구역에서 다분야 학제적 해양조사를 대규모로 공동으로 실시하였으며, 미국 주도하에 한-미-중 3국 공동해양조사가 1986년 1월과 7월에 황해 및 동중국해에서 실시된 바 있다. 한편, 미 해군연구소는 1994년부터 독자적으로 황해 및 동중국해상에서 해류조사와 XBT 조사를 실시하고 있으며 1999년부터 보다 정밀관측을 계획하고 있는 실정이다.

한편, 대만은 대만 북동역인 동중국해 남서부역을 대상으로 KEEP (Kuroshio Edge Exchange Processes) 연구사업을 1989년에 착수하여 물리와 화학분야 중심의 정밀관측을 계속 실시하고 있으며, 미국 연구기관과 공동으로 해류조사를 실시하고 있다.

제 3 절 주요 분야별 연구동향

1. 해류 및 해수순환 분야

동중국해의 해수순환은 크게는 동중국해 대륙사면을 따라 북동진하는 Kuroshio에

의해 좌우된다. Kuroshio는 남동대륙사면에서 Tokara 해협을 향해 계속 동진하는 본류와 우리나라 남해쪽으로 북상하는 Kuroshio Branch Current (KBC 혹은 대마난류)로 분리된다 (Lie and Cho, 1994). 그러나 동중국해의 해수순환과 Kuroshio에 대한 국내 조사와 연구는 1990년대 들어 착수되었으나, Kuroshio 본류와 대륙붕단역에서 해류에 대한 조사연구는 아직도 대단히 미미한 수준이다.

동중국해와 Kuroshio 연변에서의 해수순환 분야에서는 한국해양연구소가 처음으로 1990-1993년에 걸쳐 'Kuroshio 해역에서 해황변동연구'라는 소규모 기관고유사업을 수행하였다. 동 연구사업에서 동중국해에 대한 전반적인 정보와 자료를 수집하였고, 대규모 국제공동조사 사업인 세계해양대순환실험의 한국프로그램으로 참가하였다. 이 연구사업을 통해 국내 처음으로 인공위성추적부이에 의한 해류관측기법을 도입하고 본 연구과제의 미국측 공동연구기관인 Scripps 해양연구소로부터 부이제작 기술을 이전 받았다. 1993년부터 1996년까지 3년에 걸쳐서 '동중국해 동부역의 해양순환'이라는 기관고유사업을 수행하였다. 이 사업에서는 동중국해 동부역에서 연 1회씩 체계적인 해양관측과 위성추적부이 실험을 실시하였고, 세계해양대순환 실험에 계속 참여하여 외국의 위성부이 자료도 꾸준히 수집하였다. 이 자료를 바탕으로 동중국해 동부역의 해양순환과 Kuroshio의 분기과정을 규명할 수 있었으며 우리의 동중국해 연구활동이 세계적인 수준에 접근할 수 있는 계기가 되었다. 한편, 1997년부터 동중국해 서부역 해수순환에 대한 연구를 계속하고 있으나 연구비의 제약과 연안국의 배타적 경제수역 선포로 동중국해 대륙붕단역에서 체계적인 조사활동을 거의 못하고 있는 실정이다.

동중국해 대륙붕단역은 Kuroshio 수계와 대륙붕 수계가 서로 만나서 해수와 물질을 상호교환하고, 혼합에 의한 새로운 수계가 형성된다. 일부 학설은 이러한 혼합수가 Kuroshio Branch Current에 의해 우리 남해로 수송된다고 주장하고 있다 (Huh, 1982). 이러한 학설의 진위는 향후 정밀관측과 분석이 요구되지만 최근 한국해양연구소의 연구결과에 의하면 (이홍재 등, 1997; Lie et al., 1998) 황해남부와 제주도 서부해역에서 나타나는 난류수가 이 혼합수에 기원하고 있을 가능성이 높은 것으로 나타나고 있다. 대륙붕단역에서는 소위 Kuroshio 전선이 형성되며, 오키나와 골의 대륙사면역을 통과하는 쿠로시오의 흐름 가장자리에 놓여 있기 때문에 강한 수평 shear로 인하여 복잡한 해양물리적 과정이 발생된다 (이 등, 1997). 대륙붕단의 수심 100-200 m에서의 흐름은 쿠로시오와 평행하게 북동진 한다고 알려져 왔으나, 때에 따라서는 반대방향의 흐름이 관측되기도 한다 (이 등, 1995).

동중국해에서의 Kuroshio는 대륙사면을 따라 북동진하는 흐름으로 그 주축이 대륙사면에 위치한다. KBC의 분리와 대륙붕으로의 유입은 대륙붕수와 Kuroshio수계 사이의 교환과정과 더 나아가 동중국해는 물론 황해와 동해의 순환의 이해를 위해서도 대단히 중요하다. KBC 분기역에서 해수순환의 기본 구조는 Lie 등 (1998)에 의해 자세히 기술되었으나 분기역에서 직접 관측한 해류자료의 부족과 조밀하게 구성된 정점에서 집중 조사된 해수특성자료가 없어서 해류구조는 아직도 잘 알려지지 않았다. 분기역 상층에서는 divergence가, 저층에서는 convergence가 발생하며, 대

륙사면을 따라 남향류가 형성될 것으로 예상된다.

동중국해 대륙사면역과 대륙붕단역에서는 Kuroshio의 사행운동 (meander motion)과 전선소용돌이 혹은 와동류 (frontal eddy)가 발생하며, 봄철에 자주되고 있다 (예, Qiu 등, 1990; Miyaji, 1991). 전선사행은 길이가 200-300 km, 주기가 10-20일의 특성을 가지며, 운동이 하류쪽으로 0.2-0.3 m/s의 위상속도로 전파된다. Ito (1994)는 중앙대륙사면에서 반시계방향의 와동류가 전선사행이 통과할 때 종종 발생한다고 주장한 바 있다. 그러나 Kuroshio 상류 해역에서 해류의 자세한 구조와 전선과 와동류의 관계가 정리되지 못하였다.

동중국해 서부와 북서부의 지역순환은 양자강 담수 거동과 황해-동중국해 해수 교환에 대한 정확한 과정을 바탕으로 규명하여야 하며 본 연구사업의 목표이기도 하다. 지금까지는 KBC로부터 분리된 황해난류가 황해로 유입하고 (Nitani, 1972) 강수량이 증가하는 여름에 양자강 담수의 일부가 제주도 쪽으로 확장하는 것으로 알려지고 있다 (Beardsley, 1985). 황해난류의 존재는 아직도 직접 해류관측에 의해 입증되지는 않았다. Lie (1985) 등이 이미 지적하였듯이 황해난류와 같은 평균해류가 황해로 유입하기는 어렵다. Hsueh (1988)는 겨울철 해류관측을 통해 간헐적 흐름의 발생을 보고한 바 있다. 본 보고서 3장 8절에서 논의하였듯이 황해난류 대신 제주도 서부역을 시계방향으로 돌아 제주해협으로 유입하는 제주난류가 연중 존재하고 있다. 이 제주난류는 기존의 황해난류와는 다른 해류이다. 아직 제주난류 기원에 대해 심층 연구가 수행되어야 하겠지만 동중국해 외곽대륙붕 (outer shelf)로 관입한 Kuroshio 수의 연안쪽 부분이 제주난류수의 근원일 것이라고 추정한다. 제주난류는 대한해협에서 KBC 주류와 만나 대마난류를 형성하나 제주난류수의 수송량은 정확히 조사되지 않았다.

양자강 하구역으로 유입된 담수는 상당부분 중국 연안을 따라 남하하며 유출량이 증가하는 여름에는 일부분이 북동쪽으로 확장하여 제주도 서부역에 큰 영향을 미치나 그 이동경로는 매우 불안정한 것으로 보고 있다. 몇몇 자료를 검토해 보면, 양자강 희석수는 대체로 제주해협으로 유입하거나 혹은 제주도 남부를 거쳐 동중국해 북동부로 흘러 들어간다. 동중국해 북동부로 이동한 희석수의 대부분은 KBC에 의해 대한해협을 통해 동해로 유입할 수 밖에 없다. 그러나 양자강 담수의 구조와 흐름에 관한 조사는 양자강 하구역 중심으로 이루어졌기 때문에 제주도 주변에서 출현하는 저염화된 표층수가 어떤 경로와 과정을 통해 형성되는지 그리고 동중국해 북동부로 계속 확장하는지에 대해서는 면밀한 연구가 수행되어야 할 것이다.

2. 해수특성분야

동중국해 중서부 해역 전체의 해수특성 연구를 위한 국내 해양조사는 드물었고 주로 중국측에 의하여 해양조사가 실시되어 왔다 (Zhou et al., 1994). 국내의 경우에 국립수산진흥원의 정선관측에 제주도 남서해역이 포함되어있지만 우리 나라 관

할 수역에 국한되어 있다. 제주대학교의 연구팀은 위치상 특성 때문에 제주도 주변 해역에 대한 해양조사의 빈도가 높은 편이지만 중국 관할 수역의 조사는 실시하지 않았다. 1980년대 들어 활발해지기 시작한 국제공동연구를 통하여 보다 종관적인 해양조사가 실시된 바 있다. 한국해양연구소에서는 '해양도집 발간을 위한 자원도 사업'에서 1993년 동중국해 북부해역이 포함된 남해환경도집을 발간한 바 있고(한국해양연구소, 1993) '동중국해 (이 등, 1997)'에서 제주도와 양자강 사이의 해역을 포함하여 해수 특성 자료를 수집하였다. 한국과 중국의 황해 공동조사 (이 등, 1982; 이 등, 1998)에서 황해남부와 동중국해의 경계수역이 포함된 해역에서 조사를 실시한 바 있다. 양자강유출수와 관련된 해수특성 조사는 주로 퇴적작용 연구의 일환으로 실시된바 있는데 1980년대 초 중국의 조사 (Su, 1986), 미국-중국의 공동 조사 (Beardsley, 1985) 등이 있다. 그러나 모든 조사들이 양자강 입구의 주변해역만을 대상으로 하였거나 조사회수가 적어 동중국해 전역에서의 양자강 유출수의 거동과 계절변동성을 파악하기에는 미흡한 점이 있다.

3. 기초생산 및 생물광학 분야

기초생산의 광역적 분포를 조사하기 위해서는 인공위성 자료의 사용이 필수적이다. 기초생산의 추산에 있어 기본이 되는 자료는 표층의 엽록소 농도, 일광량, 소광계수 (K_{PAR}) 등이며 이들 모두 위성관측이 가능하다 (Behrenfeld and Falkowski, 1998). 위성자료에서 엽록소 농도를 산출하기 위한 알고리즘은 case 1 해역 (Morel and Prieur, 1977)에 대해 경험적 알고리즘이 개발되어 있을 뿐이다. 예컨대 ADEOS/OCTS의 표준 엽록소 알고리즘은 case 1 해역용 3 채널 경험적 알고리즘이다 (NASDA, 1996). SeaWiFS의 경우 1997년 NASA 주관으로 SeaBAM (SeaWiFS Bio-optical Algorithm Mini-Workshop)을 개최하여 17개의 알고리즘을 평가한 바 있다 (O'Reilly *et al.*, 1998). 황해나 동중국해와 같은 case 2 해역에 대해서는 이러한 경험적 접근은 어려울 것이다 (Yoo and Park, 1998).

최근의 해양학의 추세는 여러 가지 측면에서 연안역으로 관심의 초점이 옮겨가고 있으나 대개의 연안역이 속한 case 2 해역에 대한 알고리즘은 일상적으로 사용될 수 있는 것이 없다. 반사도 모델의 inversion (Hoge and Lyon, 1995)의 방법이 가장 널리 연구되고 있으나 모델의 부분적인 항목은 (예컨대 부유사의 흡광함수) 경험적 함수를 사용할 수 밖에 없으므로 경험적인 parameterization을 필요로 한다. 경험적 parameterization은 지역적인 성격을 띠므로 지역 적용에 대한 검토가 필요하다.

지역적 parameterization을 위하여 생물광학 자료의 데이터 베이스화가 선행되어야 한다. 동중국해에서는 국내외를 막론하여 생물광학 측정이 거의 이루어지지 않았으나 본 연구에서는 1997년 1차년도에 이어 생물광학 조사를 계속하고 있다. 이들 자료가 충분히 누적되면 동중국해에 적용할 지역적 알고리즘의 개발이 가능할

것이다.

4. 양자강 하천수 plume의 확장

여름철 양자강 하천수의 북동으로의 방향전환은 지구자전의 효과가 무시된 것으로서 이를 설명하고자 많은 시도가 중국학자들에 의해 이루어져 왔다. Hu (1994)는 바람과 해류가 (Kuroshio 지류) 주 요인이라 하였다. 즉, 여름철에는 남풍계열의 바람이 우세하고 해류는 북향 내지 북동향하며 겨울철에는 연안에서는 해류가 남향내지 남서향하나 외해역에서는 여름철과 마찬가지로 북향 내지 북동향한다. 바람이 바뀌거나 멈추게 되면 이에 따라 양자강 plume의 진행방향도 바뀌게 된다고 설명하였다. Guan (1994)은 양자강 유출량의 시간적 변화가 양자강 plume의 범위와 방향을 결정하는 주 요인의 하나라 하였으며 하구로부터 외해로의 수심의 깊어짐, 대만 난류의 boundary effect, 남풍계열 바람, 경압효과 등이 북동향으로의 방향전환에 영향을 미친다 하였다. 수평혼합의 중요성도 많은 사람에 의해 지적되었다 (Mao et al. 1963, Cao 1980, Le 1984, Yuan et al. 1982).

양자강 하천수 유입을 포함하여 Yuan and Su (1984)는 1° 간격의 정상상태 (steady state) 순압모델과 time-dependent 2층 모델로 황해와 동중국해의 해수순환을 살펴보았다. 양자강의 담수 유출량은 34,000 m³/s로 주어졌으며, 북향하는 대만 난류에 의해 하천수 plume은 같이 북향하게 되며 황해냉수는 그 북상을 저지하는 역할을 하는 것으로 보고하였다. Lee (1996)와 Zhu and Shen (1996)은 역시 양자강 하천수 유입을 포함하여 3차원 원시방정식 모델로 황해와 동중국해 전체를 대상으로 하여 여름과 겨울철 순환의 재현을 시도하였다.

5. 해수순환 수치모델 분야

동중국해는 황해와 함께 조석현상이 탁월한 해역이므로 1970년대 후반부터 조석·조류 수치모델 연구가 우선적으로 수행되었다 (An, 1977; Choi, 1980). 최 (1990)와 Kang et al. (1998) 등이 산출한 조류모델에 의한 조석항류 분포를 보면 경기만과 한국 서남해안, 요동반도 부근 등에서 비교적 강한 항류성분이 나타나며, 제주도 주변과 양자강 하구역을 따라서 최대 4~5 cm/s의 비교적 큰 유속이 나타나고 있다. 그러나 황해 내부와 동중국해 대부분의 해역에서는 1 cm/s 이하이며 제주도 남서방 해역에서 1cm/s 정도 크기의 남동항류가 전반적으로 나타난다. 이 정도 세기의 미약한 조석항류는 해류계로 검증하기도 어려우며 또한 비교적 강하게 나타나는 연안측의 항류분포도 공간적으로 매우 복잡한 형태를 띄고 있기 때문에 조석항류만에 의한 동중국해의 순환형태는 아직도 불명료한 상황이다.

Choi (1982)와 An (1987)은 2차원 모델을 이용하여, 그리고 Choi (1984)는 밀도가 일정한 조건의 3차원 모델을 이용하여 이상적인 풍계 하에서의 황해와 동중국해

순환을 고찰하였다. 이러한 일련의 실험결과들은 대체로 한국측 연안과 중국측 연안에서 바람방향을 따르는 흐름이 형성되고, 수심이 상대적으로 깊은 황해 중앙부에서는 바람방향에 역행하는 흐름 (역풍류)이 형성되는 결과를 보였다. Choi and Suh (1992)는 이전보다 더 세밀한 격자망의 3차원 모델을 이용하여 계절풍에 의한 순환을 살펴 보았는데 실험결과는 연안류가 표층과 중층 수심에서 상대적으로 강하게 나타나며, 역풍류는 중, 저층 수심에서 강해지는 것으로 나타났다. Fang et al. (1997)은 2차원 수치모델에서 Hellerman and Rosenstein (1983)의 바람응력과 함께 쿠로시오의 유입도 고려하였다. Fang et al. (1997)의 결과는 동·하계 모두 대만해협을 통과한 대만난류가 동중국해 육봉상을 지나 제주도 서방으로 진출하는 형태를 보였다. 이 대만난류는 제주해협을 지나 대한해협으로 이어지며, 쿠로시오의 일부가 큐슈 남서방에서 분지되어 대한해협을 통과하는 흐름에 합류하는 것으로 나타난다. 황해난류는 동계에 중국과 한국 연안측에 형성되는 연안류의 보상류 형태로 대만난류의 일부가 황해 중앙부 해곡사면을 따라 황해 중북부로 진입함으로 형성되는 것으로 밝히고 있다. Pang et al. (1992, 1993) 및 방과 오 (1995)의 일련의 순압모델 실험들은 해수면 변화가 허용된 경우이건, 허용되지 못한 경우이건 모두 동중국해 해류패턴이 일차적으로 모델의 등수심선에 평행한 형태를 나타냈다. 이러한 실험결과들로부터 동중국해의 순환을 사실적으로 모사하기 위해서는 해양의 밀도성층 효과를 고려해야 함은 물론, 입력자료로서 채용되는 수심의 정확도와 모델의 정밀도를 현재의 수준보다 더욱 향상시키는 것이 중요한 요인임을 파악할 수 있다.

한편 Lee (1996)는 대순환모델에서 쿠로시오의 유입·유출조건을 지정하고 Hirose (1996)에 의한 열속자료와 Na 바람자료 (1992)를 사용하여 황·동중국해의 열염순환을 모사하였다. Lee (1996)의 모델결과는 2월에 동중국해 대륙붕 표층에서 비교적 등수심선을 거스르는 방향으로 황해 내부를 향해 북상류가 발달하며, 수심 40 m층에서는 등수심에 거의 평행한 방향의 해류패턴을 나타냈다. 하계에는 장강 하구역에서 중국연안을 따라 남하하는 흐름을 보이며, 그 외의 동중국해 해역에서는 표층과 40 m 층 모두에서 등수심선을 따르는 흐름형태가 지배적으로 나타나 모델결과는 순압적 특성을 강하게 나타냈다. 이 모델은 대한해협을 통해 강제적으로 유출유량을 지정해 줌으로써 대한해협 부근의 흐름에는 인위적 요인이 작용하는 반면, 자유표면 변동효과를 고려하고 있다.

한편 남 (1997)은 고체표면 가정을 취하고 있는 Cox (1984) 모델에서 모델영역을 북서태평양 일부 해역에까지 확장함으로써 모델의 개방경계조건을 지정하는 데에서 야기될 수 있는 문제점을 극복하고, 해표면 경계조건으로서 Hellerman and Rosenstein (1983)의 월별 바람응력과 Levitus (1994)의 수온·염분에 수렴하는 완화 경계조건을 사용하였다. 남 (1997)의 실험에서 모사된 수온과 염분장은 관측에 의한 평균분포와 대체로 일치하는 형태를 보이는데, 속도장과 해수 특성치 분포, 가상부표 실험 등의 분석으로부터 쿠로시오 수송량이 강한 봄과 여름에 대만난류는 대부분 대만부근에서 유래되어 동중국해를 거쳐 동해로 유입되고, 쿠로시오 수송량이

적은 가을과 겨울에는 대부분 큐슈 서부해역에서 유래됨을 제시하고 있다. 남 (1997)과 Lee (1996)의 모델은 공통적으로 산둥반도 이남의 황해 중부해역에서 연중 시계방향 순환을 제시하고 있으나 동중국해의 순환은 남 (1997)의 경우 동계에 대만 해협을 통과해 중국연안을 따라 북상하는 흐름과 쿠로시오와의 중간의 육봉해역에 시계방향의 순환이 나타나 Lee (1996)에 비해 시·공간적으로 더 큰 변동을 나타내고 있다.

제 3 장 연구개발수행 내용 및 결과

Table 1-1. Information on the satellite-tracked drifters deployed in spring and summer 1998.

I.D. number of floats	Date deployed	Releasing point		Water depth (m)	Center of Drogue (m)
		Lat.(N)	Long.(E)		
12784	Apr. 24, 1998	32-33.14'	125-39.18'	84	15
21223	Apr. 24, 1998	32-33.14'	125-39.18'	84	45
21219	Apr. 25, 1998	32-12.53'	126-22.49'	102	15
21221	Apr. 25, 1998	32-10.09'	126-15.05'	99	30
21218	Apr. 26, 1998	31-59.87'	125-45.18'	71	15
12789	Apr. 27, 1998	28-53.04'	126-57.67'	200	50
15370	Apr. 28, 1998	29-31.40'	126-07.80'	106	15
12787	Apr. 28, 1998	29-40.90'	125-55.19'	89	50
15369	Apr. 28, 1998	29-53.80'	125-38.17'	64	15
15368	Apr. 28, 1998	29-59.59'	125-29.85'	64	15
08896	Aug. 14, 1988	32-47.50'	123-45.00'	36	0
27253	Aug. 14, 1988	32-47.50'	123-45.00'	36	15
27517	Aug. 15, 1988	34-14.10'	124-52.10'	95	50
08140	Sept. 11, 1998	32-34.93'	124- .28'	40	10
08141	Sept. 12, 1998	32- 5.55'	124-29.70'	43	10
27256	Sept. 12, 1998	32-40.65'	126-14.47'	104	10
08142	Sept. 12, 1998	32-40.78'	126-14.41'	104	50
08172	Sept. 14, 1998	29- 2.56'	123-39.97'	69	50
27513	Sept. 14, 1998	28-54.82'	124- 9.59'	77	15
27514	Sept. 14, 1998	28-44.89'	124-50.39'	93	15
27271	Sept. 14, 1998	28-37.58'	125-19.64'	108	50

나. 춘계실험

춘계 위성추적부이 실험은 1998년 4월 24~28일 '저기압 통과에 따른 동중국해의 반응연구' 예비조사시 양자강퇴 북동쪽 제주도 남서해역과 동중국해 중앙 대륙붕-대륙붕단역에 각각 5대의 부이를 투하하여 실시하였다.

그림 1-2는 1998년 4월 제주도 남서해역에 투하한 위성추적부이 5대의 이동궤적이다. 제주도 남서쪽 약 100 km 떨어진 수심 84 m 해역에는 15 m 층 (부이 12784)

과 45 m 층 (부이 21223)에 부이 두 대를 동시에 투하하였다. 부이 12784는 처음에는 서쪽으로 진행한 후 시계방향으로 선회하여 북상하다가 5월 4일 조업선박에 포획되었다. 자료 송신 기간중의 일평균 북향유속은 6 cm/s 이하였다. 부이 21223은 처음 2일간 북쪽으로 진행한 후 북서쪽으로 이동하여 제주도 서쪽 약 100 km 해역에서 송신을 중단하였다. 투하 후 처음 북향유속은 6~8 cm/s 이었고 북서쪽으로 진행하면서 점차 증가하여 20 cm/s 이상에 달하였다. 관측기간동안 두 층의 평균 유속은 각각 3.5 cm/s 와 14.1 cm/s 로 45 m 층의 흐름이 15 m 층보다 강하였다. 제주도 남쪽 수심 99 m와 102 m에 투하한 부이 21221 (끝개수심 30 m)와 21219 (끝개수심 15 m)는 100 m 등수심선 주변을 따라 북서진하여 제주도 서쪽해역으로 이동하였다. 두 부이의 관측기간동안 평균유속은 각각 5.6 cm/s 와 11.8 cm/s 이었다. 한편 양자강퇴 동쪽 수심 71 m에 투하한 부이 21218 (끝개수심 15 m)은 5월 15일 까지 투하위치 주변에서 복잡한 궤적을 그리며 정체하다가 반시계방향으로 선회하면서 북상하여 5월 30일 제주도 남서쪽 32.45°N, 125.65°E 에 도달하여 약 10 km정도의 작은 시계방향 소용돌이 궤적을 그린 후 6월 3일 송신을 중단하였다.

투하당시 제주도 남서해역에는 전층에 걸쳐 북서-남동 방향의 강한 열·염 전선이 형성되어 있었다 (그림 2-19, 20, 21 참조). 제주도 남서해역의 수심 84~102 m에 투하한 4대의 부이가 모두 북향 또는 북서진 한 것은 전선을 따라 북서쪽으로 진행하는 흐름이 존재함을 보여주며 전체 관측기간 동안 평균 유속은 4~14 cm/s 이었다. 제주도 남서쪽에 투하한 부이는 전부 제주도 서쪽해역 이남에서 조업선박에 포획되어 이후의 흐름에 대한 자료를 획득할 수 없었다.

동중국해 대륙붕-대륙붕단역의 수심 64~200 m를 가로질러 투하한 위성추적부이 5대의 이동궤적은 그림 1-3과 같다. 동중국해 중부 대륙붕의 수심 64 m에 투하한 부이 15368 (끝개수심 15 m)은 투하후 5~20 cm/s 속도로 동쪽으로 진행하여 5월 7일 100 m 등수심선 부근에 도달하였다. 이후 부이는 북쪽으로 방향을 바꾸어 100 m 등수심선을 따라 북상하여 5월 15일 북위 31°를 통과하였다. 수심 73m에 투하한 부이 15369 (끝개수심 15 m)는 처음 6일간 동진하다가 5월 3일부터 북동쪽으로 방향을 전환하여 북위 31°의 수심 100 m 해역을 통과하였다. 또한 수심 89 m에 투하한 부이 12787 (끝개수심 50 m)은 처음 5일간 동진 혹은 북동진하여 100 m 등수심선쪽으로 접근한 후 왼쪽에 투하한 두 대의 부이 15368과 15369와 비슷한 경로를 따라 북상하여 5월 12일 31°N 을 통과하였다. 연안쪽의 수심 64~89 m 투하한 부이 세대의 이동경로는 30°N 이남의 동중국해 중부 해역에는 100 m 등수심선 쪽으로 향하는 동향류가 존재함을 보여준다. 이러한 관측 결과는 1997년도 춘계 관측 (이 등, 1998)에서도 보인 바 있어 대만난류가 동중국해 중부해역을 가로질러 북동진 한다는 기존의 제안 (Beardsley et al., 1985; Fang et al., 1991)과는 차이가 있다. 북위 30° - 31° 사이의 100 m 등수심선 주변을 따라 북상한 평균 북향유속은 부이 15368과 15369는 각각 17.4 cm/s와 18.6 cm/s 이었고 부이 12787은 14.3 cm/s로 50 m 층의 유속이 15 m 층보다 약하였다. 수심 106 m에 투하한 부이 15370 (끝개수심 15 m)은 처음에는 동진, 북동진하다가 점차 오른쪽으로 선회하여 시계방

향의 소용돌이 궤적을 그리면서 5월 8일 29.3°N, 126.5°E에 도달하였다. 이후 부이는 반시계방향의 소용돌이 궤적을 두 번 그리면서 북동쪽으로 진행하여 5월 19일에 29.6°N, 127.0°E에 도달하였다. 이러한 이동궤적은 바깥대륙붕 수심 100~200 m 사이에서 연안쪽에는 시계방향 소용돌이가, 외해쪽에는 반시계방향 소용돌이가 동시에 존재함을 잘 보여준다. 이후 부이는 북동진하여 5월 26일 북위 30°를 통과하였고 5월 27~30일에는 북서쪽으로 진행하여 100 m 등수심선 근처에 도달한 후 100 m 등수심선 근처를 따라 북상하여 6월 5일 31°N을 통과하였다. 대륙붕상 수심 64~106 m에 투하한 부이 4대의 이동경로는 31°N, 127°E의 수심 100 m 부근해역에서 수렴하는 흐름구조를 보여준다. 북위 31°를 통과한 날짜는 연안쪽 부이 세대는 5월 중순경, 부이 15370은 6월 상순으로 다소 차이가 있으나 31°N을 통과한 부이는 모두 127° - 127.5° E 사이를 따라 북상하였다. 부이 15369와 12787은 북상도중 조업선박에 포획되었고 15368과 15370은 계속 북진하여 제주도 서쪽해역을 통과하였다.

대륙붕단 수심 200 m에 투하한 부이 12789 (끝개수심 50 m)는 200 m 등수심선 왼쪽을 따라 북동북진하여 5월 6일 북위 30°를 지나서 5월 11일 30.1°N, 127.5°E 해역에서 조업선박에 포획되었다. 북위 30°이남에서의 처음 8일간 평균 북향유속은 약 17.8 cm/s 이었다.

다. 하계실험

하계조사는 1998년 8월 제주도 주변해역조사 ('황해 해수특성 조사' 연구과제와 공동)와 9월 동중국해 중·서부역 현장조사시 각각 위성추적부이 3대와 8대를 투하하여 흐름을 관측하였다. 부이 투하는 8월에는 이어도호로, 9월에는 온누리호로 하였다.

그림 1-4는 8월 11~14일에 투하한 부이 3대의 이동궤적이다. 여름철 양자강수의 확장 및 이동 경로를 조사하기 위해 제주도와 양장강입구 중간의 양자강퇴 상에 두 대의 부이 (8896, 표층; 27253, 15 m 층)를 동시에 투하하였고 황해 남부의 흐름을 조사하기 위해 소흑산도 북서쪽에 부이 한 대를 투하하였다. 양자강퇴 상부의 수심 36 m에 투하한 두 대의 부이는 20 cm/s 이상의 빠른 속도로 동쪽으로 진행하여 제주도 남서쪽 약 100 km 해역에 도달하였다. 처음 일주일간 표층과 15 m 층의 평균 동향유속은 각각 27.5 cm/s와 21.7 cm/s 이었다. 표층부이 8896은 9월 8일 제주도 남쪽 32.3°N, 126°E 부근에 도달한 후 북쪽으로 진행하여 9월 22일경 제주도 남동연안역에서 송신을 중단하였다. 한편 부이 27253은 부이 8896과 비슷한 경로를 거쳐 9월 2일 제주도 남부 연안의 33.9°N, 126.6°E 부근에 도달한 후 제주도 서쪽연안을 따라 시계방향으로 돌아서 제주해협을 통과하여 남해로 진입하였다. 부이 투하 당시의 표층에는 제주도 서쪽해역과 제주해협 남부에 걸쳐 32.0 psu 이하의 저염수가 폭넓게 분포하였고 특히 제주도 남서해역에는 30.0 psu 이하의 양자강 희석수가 제주해협 쪽으로 향하는 혀모양의 분포를 보인다 (그림 6-4 참조). 부이 두 대의 이동궤적과 염분분포는 1998년 8월에는 양자강 희석수의 주경로가 제주도 남쪽을 향하였음을 보여주는 것으로, 하계 양자

강 희석수가 제주해협쪽으로 향하거나 혹은 황해동부로 유입하였던 기존의 보고(김 등, 1991; Lie, 1987)와는 다른 경로로 이동하였음을 보여준다. 소흑산도 북서쪽 수심 95 m에 투하한 부이 27517 (끝개수심 50 m)은 처음 7일 동안 평균 북향유속 5.7 cm/s로 북상하다가 8월 21일~9월 9일에는 북서진한 후 서쪽으로 이동하다가 9월 14일 송신을 중단하였다. 관측기간 동안 평균 북향유속은 3.1 cm/s 였다.

그림 1-5는 1998년 9월 동중국해 중·서부역 조사시 투하한 부이 8대의 이동경로이다. 제주도 남쪽 해역과 양자강퇴 상부에 각각 2대, 북위 29° 아래의 대륙붕상 수심 69~108 m에 4대, 총 8대의 부이를 투하하였다.

제주도 남쪽 수심 104 m 에는 상층과 저층의 흐름을 조사하기 위해 두 대의 부이 (27256, 끝개수심 10 m; 8142, 끝개수심 50 m)를 동시에 투하하였다. 부이 27256은 처음 8일간 일평균 북향유속 5~15 cm/s로 북진하여 9월 20일 제주해협 서쪽 입구역에 도달하였다. 저층 50 m 수층에 투하한 부이 8142는 복잡한 이동궤적을 그렸으나 대체적으로 부이 27256이 북상한 경로를 따라 북진하여 10월 26일 제주해협 서쪽입구역에서 송신을 중단하였다. 부이 8142의 5일간 평균 북향유속은 1.6~7.5 cm/s로 10 m층에 비해 매우 약한 흐름을 보였다. 부이 투하 당시 투하 정점을 포함한 제주도 남서해역에는 29.0 psu이하의 양자강 희석수가 분포하였고 50 m 층에서도 33.0 psu이하의 저염수가 존재하였다 (그림 2-14b, 2-18b 참조). 따라서 제주도 남쪽해역에 투하한 부이 두 대의 이동궤적은 1998년 하계에 제주도 남쪽해역으로 이동한 양자강 희석수가 제주도 서쪽을 지나 제주해협 서쪽 입구역으로 이동하고 있음을 보여준다.

부이 27256은 제주해협 서쪽 입구역의 33.8°N, 125.8°E 주변해역에서 일주일간 정체하다가 9월 27일부터는 서쪽으로 진행하여 10월 1일 소흑산도 남쪽 33.9°N, 129.9°E 에 도달하였다. 이후 부이는 북쪽으로 방향을 바꾸어 소흑산도 서쪽 동경 125° 를 따라 일평균 북향유속 15~36 cm/s로 북상하여 10월 7일 35°N, 125°E에 도달한 후 북서진하여 황해내부로 진입하였다. 8월 조사시 소흑산도 북서쪽에 투하한 부이 27517도 비슷한 경로로 북상한 바 있어 8월과 10월에 소흑산도 서쪽 125°E부근을 따라 황해내부로 유입하는 북향류가 존재하였음을 보여주는데 이 북향류가 하계에 지속적으로 존재하는지를 파악하기 위해서는 추후 계류에 의한 장기 해류관측이 필요하다.

양자강퇴 상부의 수심 43 m에 투하한 부이 8141 (끝개수심 10 m)은 투하후 약 20일 동안 서진하여 10월 1일경 양자강 입구 서쪽에 도달한 후 북쪽으로 방향을 바꾸어 북상하다가 11월 21일 32.6°N, 123.2°E 부근에서 송신을 중단하였다. 양자강 하구역에서 북상한 흐름은 일평균 북향유속의 최대치가 6.0 cm/s 정도로 약하였다. 부이 8141의 이동궤적은 1998년 8월에 제주도 남쪽을 향하여 진행하였던 양자강 희석수의 흐름이 9~10월이 되면서 바뀌었음을 보여준다. 양자강퇴 상부 수심 40 m 에 투하한 부이 8140은 투하 다음날 조업선박에 포획되어 흐름을 관측할 수 없었다.

동중국해 남부의 대륙붕상 흐름을 관측하기 위해 북위 28.5° - 29° 사이의 수심 69~108 m를 가로질러 4대의 부이를 투하하였다. 수심 69 m 와 108 m 해역에는 끝개수심

50 m인 부이를 투하하였고 수심 77 m 와 93 m에 투하한 부이의 끌개수심은 15 m 이다. 연안쪽 가장자리 수심 69 m 에 투하한 부이 8172는 투하위치 주변해역에서 한달 가량 정체하다가 조업선박에 포획되어 뚜렷한 흐름을 보여주지 않았다. 수심 77 m에 투하한 부이 27513 (끌개수심 15m)은 투하 후 처음 6일간 동진 하여 9월 20일 수심 100 m 해역으로 이동한 후 북동쪽으로 방향을 바꾸어 진행하다가 10월 7일 30.5°N, 126.8°E에서 조업선박에 포획되었다. 처음 6일간 평균 동향유속은 15.2 cm/s 이었고 북동진한 17일 동안의 평균 유속은 18.8 cm/s 이었다. 수심 93 m에 투하한 부이 27514 (끌개수심 15 m)는 처음 2일간은 북동북진하다가 점차 오른쪽으로 방향을 바꾸어 북동진, 동진하여 9월 27일 수심 100~200 m 사이의 29.5°N, 126.8°E에 도달하였다. 이후 부이는 등수심선과 나란히 북동진하여 북위 30°를 통과한 후 동경 127.4°를 따라서 계속 북쪽으로 진행, 10월 18일 제주도 동쪽 33.3°N, 127.5°E 해역을 통과한 후 북동쪽으로 방향을 전환하여 대마도 남쪽 연안을 거쳐 동해로 진입하였다. 북위 29.5°에서 제주도 동쪽해역까지의 평균 북향유속은 23.3 cm/s이었다. 수심 108 m에 투하한 부이 27271은 투하 후 2일간 북진하다가 송신을 중단하였는데 2 일 동안의 평균 북향유속은 14.0 cm/s였다.

2. 조사선 장착 ADCP에 의한 해류조사

1998년 춘계 (4월 23~30일)와 하계 (9월 11~17일) 조사시 연구선 온누리호에 장착된 ADCP를 이용하여 CTD 관측선을 따라 층별 흐름을 연속적으로 조사하였다. 조사선이 관측선을 따라 통과한 시각을 그림 2-6과 2-7에 표시하였다. 관측해역의 수심이 대부분 350 m 보다 얕은 천해역이어 bottom tracking mode (BT mode)로 관측하였다.

ADCP로부터 측정된 유속자료는 각층에서 30초 평균치이며 이상치의 보정을 위해서 5분 간격으로 이동평균 하였으며 평균시 평균간격내의 자료중 최대치와 최소치는 제외하였다.

동중국해 대륙붕해역은 시간에 따른 조류성분의 변화가 우세한 해역으로 조사선 장착 ADCP로 측정된 유속자료로부터 해류를 파악하기 위해서는 조류성분을 제거해야 한다. 기존에 발표된 조류성분 제거방법 (Foreman and Freeland, 1991; Candela et al., 1992)으로는 해류구조를 파악할 수 있는 정도로 조류성분이 충분히 제거되지 못하여 (이 등, 1998) 여기서는 25 m 층과 65 m 층에서 관측한 유속의 수평분포만을 제시하였다 (그림 2-8과 그림 2-9).

3. Kyushu 서방 깊은 골에서 심층해류의 구조

가. 문제제기 및 해류관측

Kuroshio 본류로부터 분기된 KBC (Kuroshio Branch Current)는 Kyushu 서방

깊은 골의 왼쪽 대륙붕단을 따라 북상하며 Kuroshio 본류는 Tokara 해협을 향해 동진한다. 따라서 분기역의 대륙사면역은 상층해류장이 발산 (divergent)하는 해역에 해당한다. 상층에서 유속이 발산한다면 연속조건 (continuity)을 만족시키기 위하여 하층해류장은 수렴 (convergent)하게 된다. 이러한 특이해역에서 심층류가 과연 이러한 특징을 보이는지 확인하기 위하여 일본 Kagoshima 대학과 공동으로 1997년 11월 하순에 해류계를 골 내의 두 지점에 계류하여 해류자료를 획득하였다.

해류계 설치는 Kagoshima 대학의 실습선 T/V Keiten maru 선상에서 진행되었으며, Kagoshima 대학팀은 Kuroshio 분기점에서 가까운 관측점 JCM (위치: 29° 36.62'N, 127° 49.65'E)에 해류계 (Aanderaa사) 3대가 장착된 계류선을 11월 26일에 설치하였고, 본 연구팀은 계류점 JCM에서 북동쪽으로 약 109 km 떨어진 KCM (위치: 30° 29.27'N, 128° 20.17'E)에 RCM-7 3대, Seacat 1대가 장착된 계류선을 11월 27일에 설치하였다. 두 계류선은 1998년 3월 2일, Kagoshima 대학 실습선 T/V Keiten maru에 의해 무사히 회수되었다. 계류점의 위치는 그림 2-10에 표시하였다. 계류자료의 일반 정보는 표 1-2와 같다.

Table 1-2. Information on moored data at two stations KCM and JCM for November 1997 - March 1998.

ids	St.	Meter/water depths (m)	Observation period (d/m/y)	data lengths (days)	Remarks
RCM9168	KCM	525/768	27/11/97 to 02/03/98	95	
Seacat2289	KCM	580/768	" "	95	
RCM9692	KCM	640/768	" "	95	no current data
RCM11796	KCM	740/768	" "	95	
RCM 211	JCM	534/816	26/11/97 to 02/03/98	96	
RCM 212	JCM	639/816	" "	96	
RCM 213	JCM	744/816	" "	96	

나. 자료분석 및 결과

두 계류점 KCM와 JCM에서 관측한 모든 해류자료와 수온, 염분자료의 시간변화 곡선은 그림 1-10에서 1-17과 같다. 그림은 또한 일주조 조석보다 짧은 주파수대의 변화가 제거된, 즉, 장주기변화 (low-frequency fluctuations)도 보여준다.

본 연구에서는 Kuroshio 분기역에서 해류구조에 초점을 맞추고 있기 때문에 수온과 염분을 분석하지 않았다. 표 1-3은 5대의 해류계에서 측정된 장주기 해류의 평균해류와 RMS 유속을 나타낸다. 계류점 KCM에서는 평균해류가 남향류로 평균유속이 4~7 cm/s 정도이다. RMS 값은 평균유속의 약 2배 정도로 심층해류임에도 시간변화가 상당히 우세하였다. 계류점 JCM에서는 평균유향이 남서방향이며 유속은 534 m와 639 m 층에서는 5~7 cm/s였으나 가장 깊은 층인 744 m 층에서는 1.17 cm/s로 534 m와 639 m 층에 비해 유속이 1/3 이하로 급격히 감소하였다. 534 m와 639 m 층에서 평균유속에 대한 RMS 유속의 비가 KCM에서와 비슷한 값을 가지나 744 m 층에서는 RMS 유속이 상대적으로 훨씬 크다. 두 계류점에서 공통적으로 나타나는 사실은 평균유향이 수심이 깊어짐에 따라 반시계 방향으로 회전하고 있다는 것이다. KCM에서는 두 관측수심간 (215 m 차이) 유향의 차이가 19도이고, JCM의 534 m와 639 m층에서는 유향의 차이가 8도이나 639 m와 744 m 층에서는 29도나 큰 차이가 발생하였다. JCM의 저층에서 큰 유향 차이는 평균유속이 수심증가에 따라 급격히 감소하고 상대적으로 RMS 유속이 커지는 것에 기인한 것으로 판단한다.

Table 1-3 Statistics of moored current data at stations KCM and JCM for November 1997 - March 1998.

St.	Meter/water depths (m)	Mean current				RMS (cm/s)	
		u (cm/s)	v(cm/s)	speed(cm/s)	dir(deg.)	u	v
KCM	525/768	-0.79	-4.56	4.63	190	2.52	7.60
KCM	740/768	1.06	-6.58	6.66	171	2.66	11.32
JCM	534/816	-6.18	-1.84	6.45	253	12.85	5.86
JCM	639/816	-4.79	-2.26	5.30	245	15.05	5.05
JCM	744/816	-1.01	-1.41	1.73	216	12.09	3.38

해류의 시간변화 형태를 살펴보면 (그림 1-17), 계류점 KCM에서는 u 해류가 v 해류보다 단주기성 변화를 많이 포함하고 있는 반면에 남쪽에 위치한 계류점 JCM에서는 반대로 v 해류가 u 해류보다 단주기 변화가 심하다. 유향의 시간변화를 살펴보면 (그림 1-18), KCM의 745 m 층 해류가 525 m 층 해류보다 전 관측기간에 걸쳐 위상이 수일 빠르게 나타나는 것을 확실히 인지할 수 있으나 JCM에서는 위상

차이가 거의 없다. KCM에서 두 층의 유향간 상관분석은 최대상관계수는 0.32로 유의수준 이상이며 740 m 층의 유향이 525 m 층에서 보다 약 4.5일 빠른 것으로 나타나고 있다. JCM에서 534 m와 639 m 사이의 유속과 유향, u 와 v 해류 모두가 0.70 이상의 상관계수를 가지고 있으며 또한 위상차가 없었다. 따라서 KCM과 JCM의 거리가 109 km 밖에 떨어져 있지 않지만 심층에서 해류의 수직구조가 서로 다름을 알 수 있다. 한편, KCM과 JCM 사이의 해류를 비교하였다. JCM의 534 m 층 해류와 KCM의 525 m 층 해류와의 상관성이 유의수준 이상이나 JCM 534 m와 KCM 740 m 층에서 해류는 유의수준 이하의 상관성을 보였다. 유의수준 이하로 상관성이 낮은 것은 KCM 740 m 층 해류계가 해저에서 25 m 위에 있기 때문에 해저에 의해 해류가 상당히 영향을 받은 것이라고 생각한다.

해류의 회전특성 (rotary characteristics)은 유향의 시간변화곡선과 그림 1-19의 누적위치곡선 (progressive vector diagram)에 의해 잘 표현된다. 시간변화곡선은 유향의 각도가 시간에 따라 감소하는 경향을 보이는 즉, 반시계방향의 회전특성이 우세함을 보여준다. 계류점 KCM에서는 남향류가 탁월하지만 남향류가 약화될 때 반시계방향 회전이 일어난다. 반시계방향의 회전은 특히 740 m 층에서 뚜렷하며 해류 타원의 장축이 평균유향에 평행하다. 스펙트럼분석은 740 m 층의 반시계방향 해류가 15일 주기성을 갖고 있으며 이 주기에서 회전계수 (rotary coefficient)가 0.18로 직선에 가까운 타원임을 보인다. 그러나 520 m 층과 740 m 층 사이에 상관성이 매우 낮았다. 평균해류가 남서인 계류점 JCM에서도 반시계방향 해류타원의 장축은 평균해류에 평행하다. 3층에서 모두 반시계방향 해류가 약 15일 주기성을 가지고 있으며 층간의 상관성이 0.9 이상이며 위상차가 10도 이하로 534 m와 744 m 층에서 동시변화성을 보인다. 즉 적어도 하층에서 변화양상은 순압적 (barotropic)이다. 물론, RMS 유속에서 나타났듯이 744 m 층에서 에너지는 534 m와 639 m에 비해 1/2 이하로 작았다. 3층에서 회전계수는 0.3 정도로 KCM의 740 m 층에서 해류타원에 비해 장축대 단축의 비가 커졌다.

다. 해류구조

KCM에서는 남향하는 심층류, JCM에서는 서남서향하는 심층류가 관측되었으며 종종 반시계방향으로 회전하는 교란 (disturbance)이 발생하였다. 평균해류의 방향은 수심에 따라 약간 변화하지만 대체로 계류지점의 해저지형에 평행하였다. Kyushu 서방 골의 심층에서 골 입구로 빠져나가는 해류의 존재가 Miyaji (1991)의 해류관측 자료에서도 잘 나타나고 있으며, Lie 등 (1998)도 조사선 ADCP 관측과 CTD 자료에서 확인한 바 있다. Lie 등은 Kuroshio의 분기로 상층유속장이 발산하며 대륙사면역 상층을 빠져나가는 해수를 보충하기 위하여 저층에서 심층수가 대륙사면역으로 용승하게 된다고 해석하였다. 용승역에서는 대륙사면을 따라 골 밖으로 나가는 심층류가 발생하게 된다. Miyaji는 평균해류가 Kuroshio 상류에서 발생하여 하류로 전파되는 전선사행에 의해 교란된다고 보고한 바 있다. 본 겨울철 관측에서 주

기 15일을 갖는 교란이 관측되었으나 이 교란이 전선사행에 의해 발생되었는지 여부는 현재로서 판단할 수 있는 근거는 없다. 정확한 원인을 알기 위해서 적어도 전선사행이 전 물기둥 (water column)에 직접 영향을 미치는가에 대한 정밀분석이 필요하다.

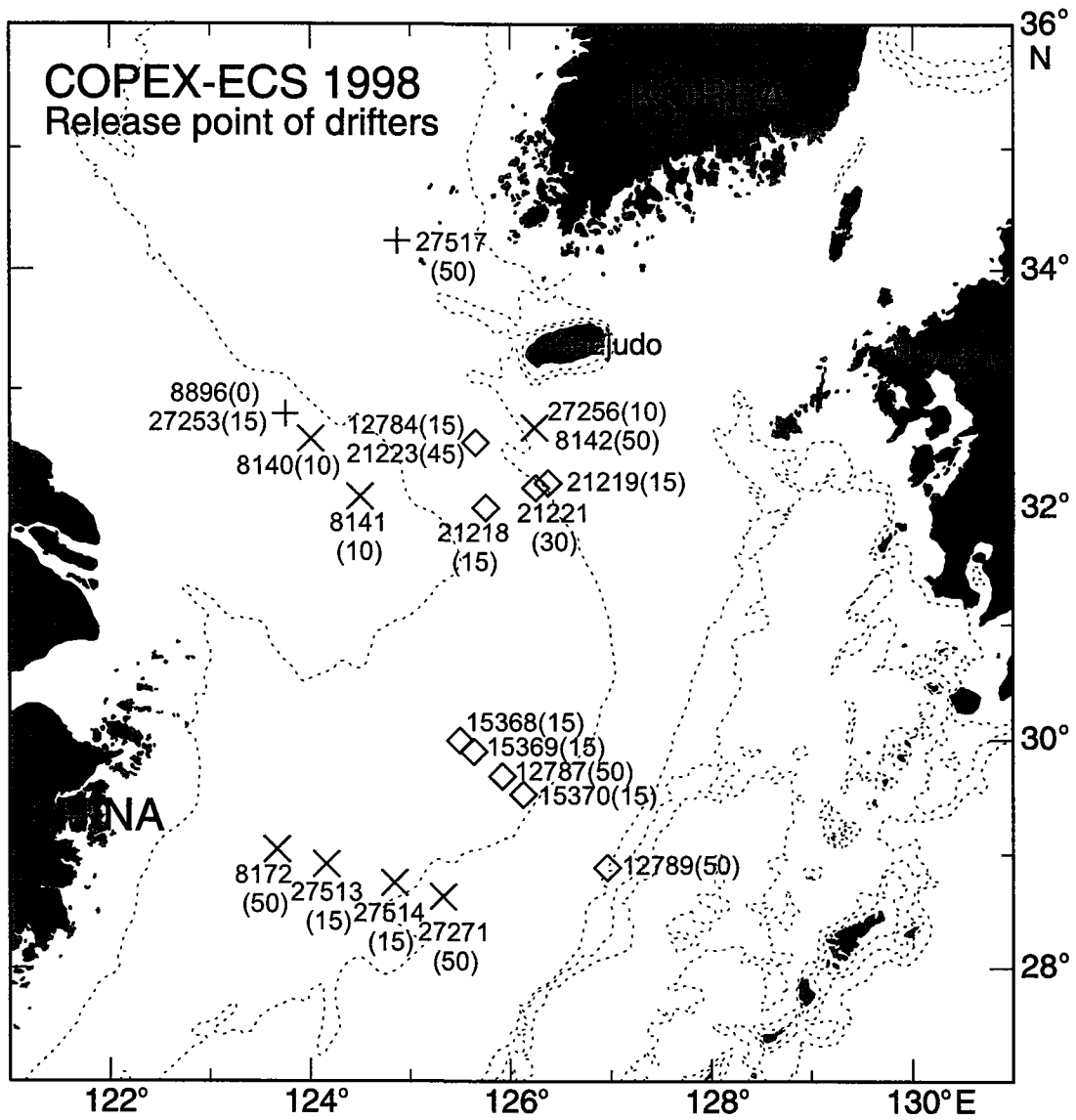


Fig. 1-1. Release point of satellite-tracked drifters deployed in 1998. Symbols '◇', '+' and '×' denote release points in April, August and September, respectively.

COPEX-ECS 9804

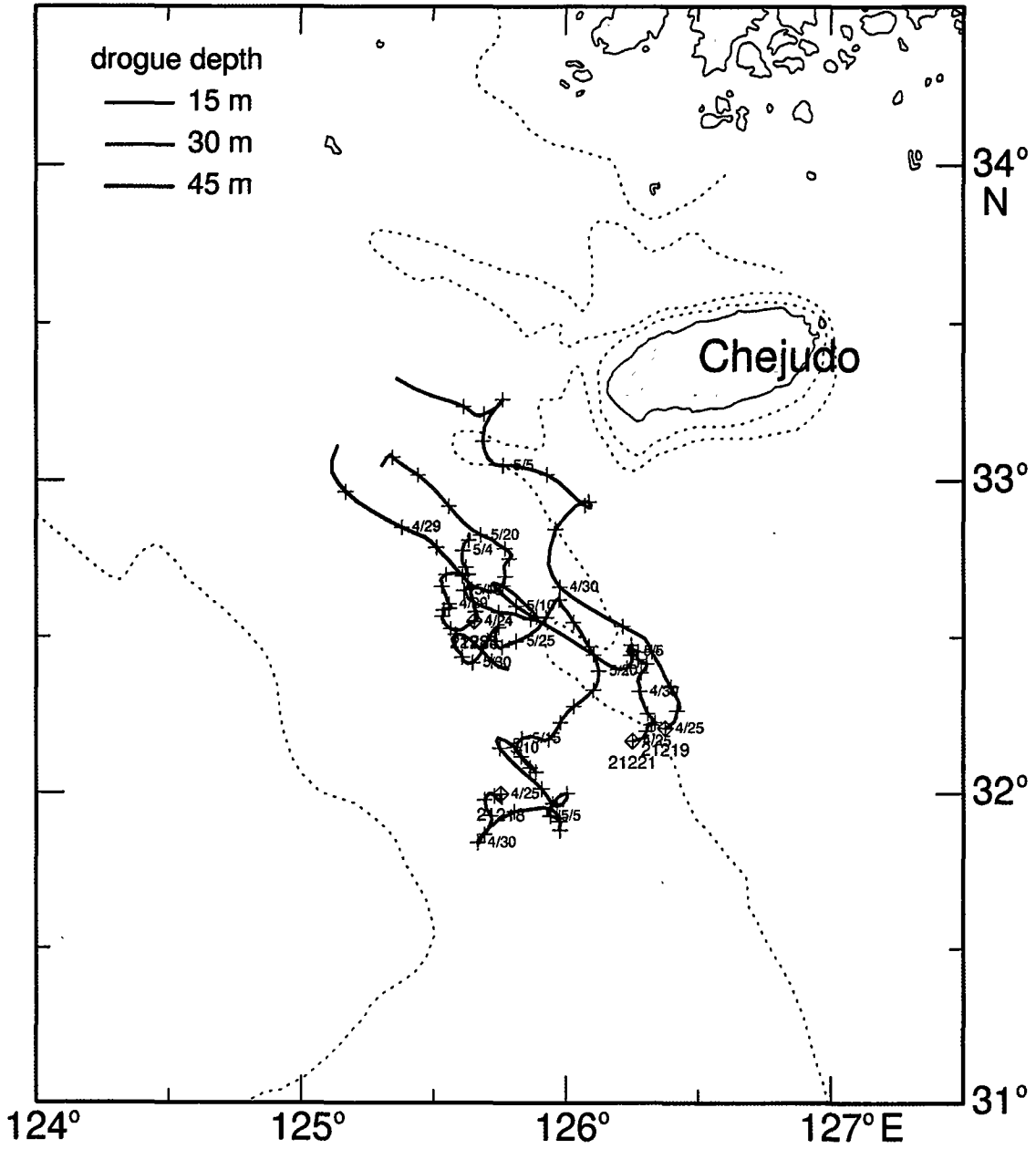


Fig. 1-2. Trajectories of five satellite-tracked surface drifters released in the southwestern sea of Cheju-do in April 1998.

COPEX-ECS 9804

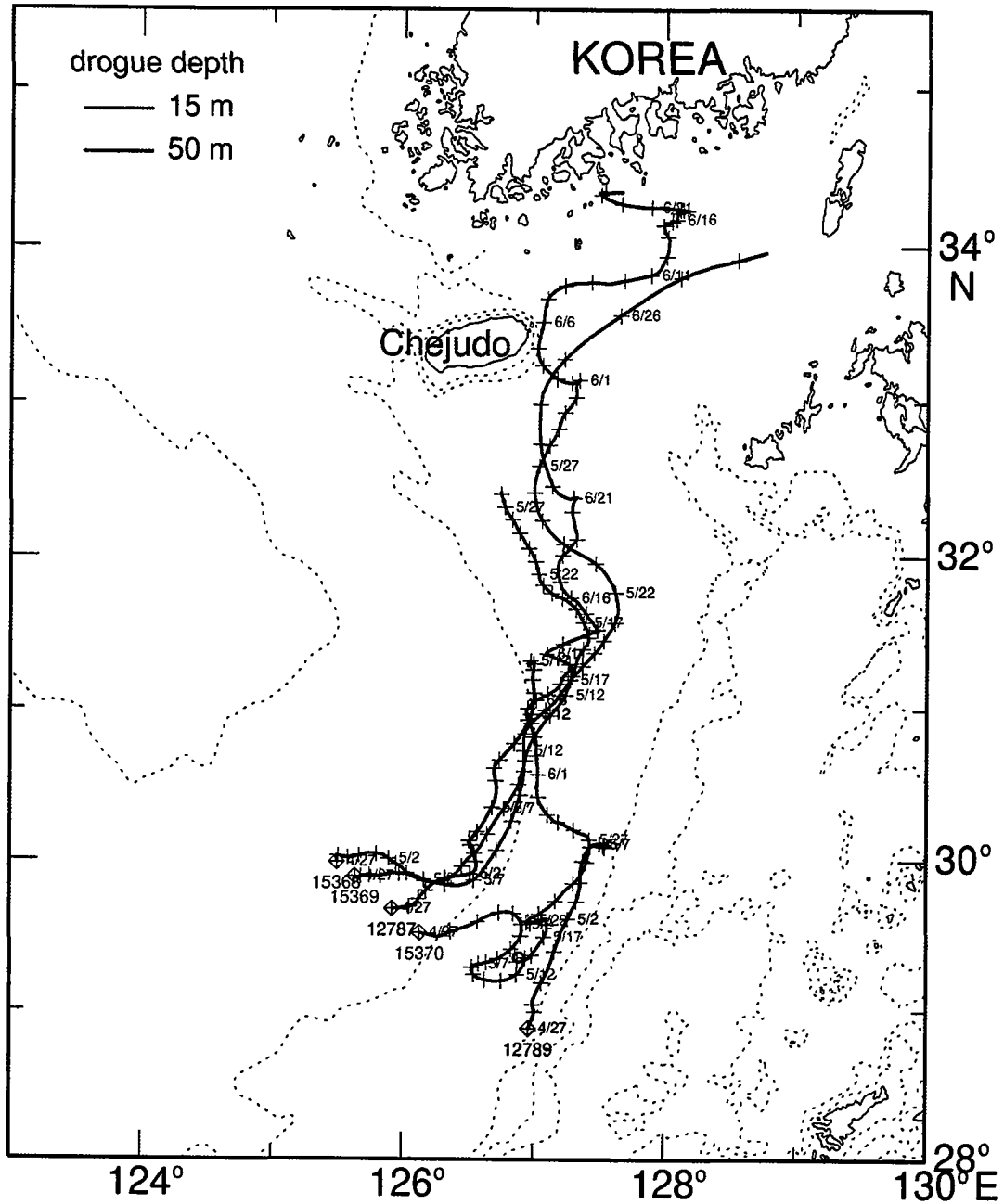


Fig. 1-3. Trajectories of five satellite-tracked surface drifters released in the continental shelf and shelf edge in April 1998.

COPEX-ECS 9808

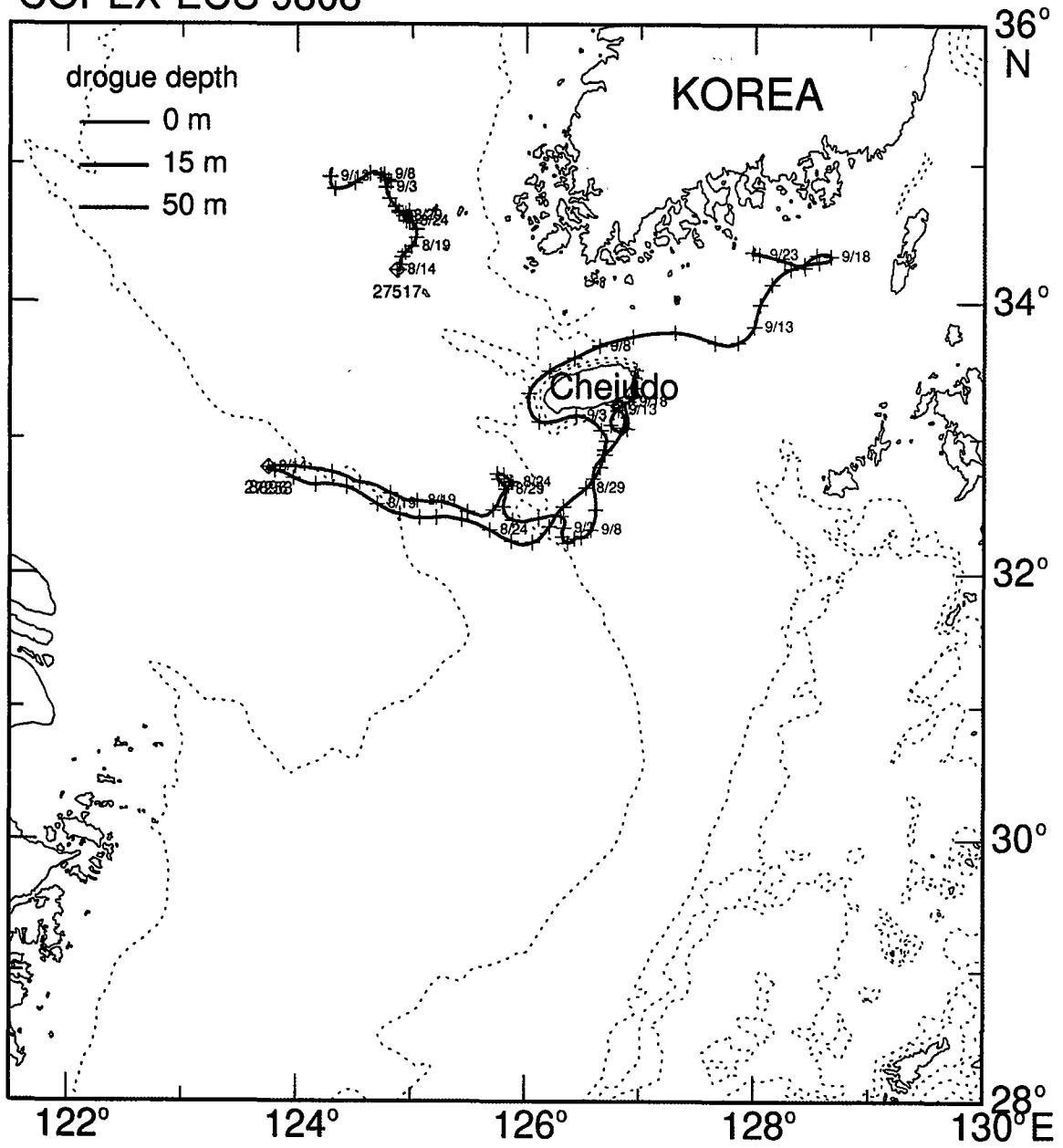


Fig. 1-4. Trajectories of three satellite-tracked surface drifters released in August 1998.

COPEX-ECS 9809

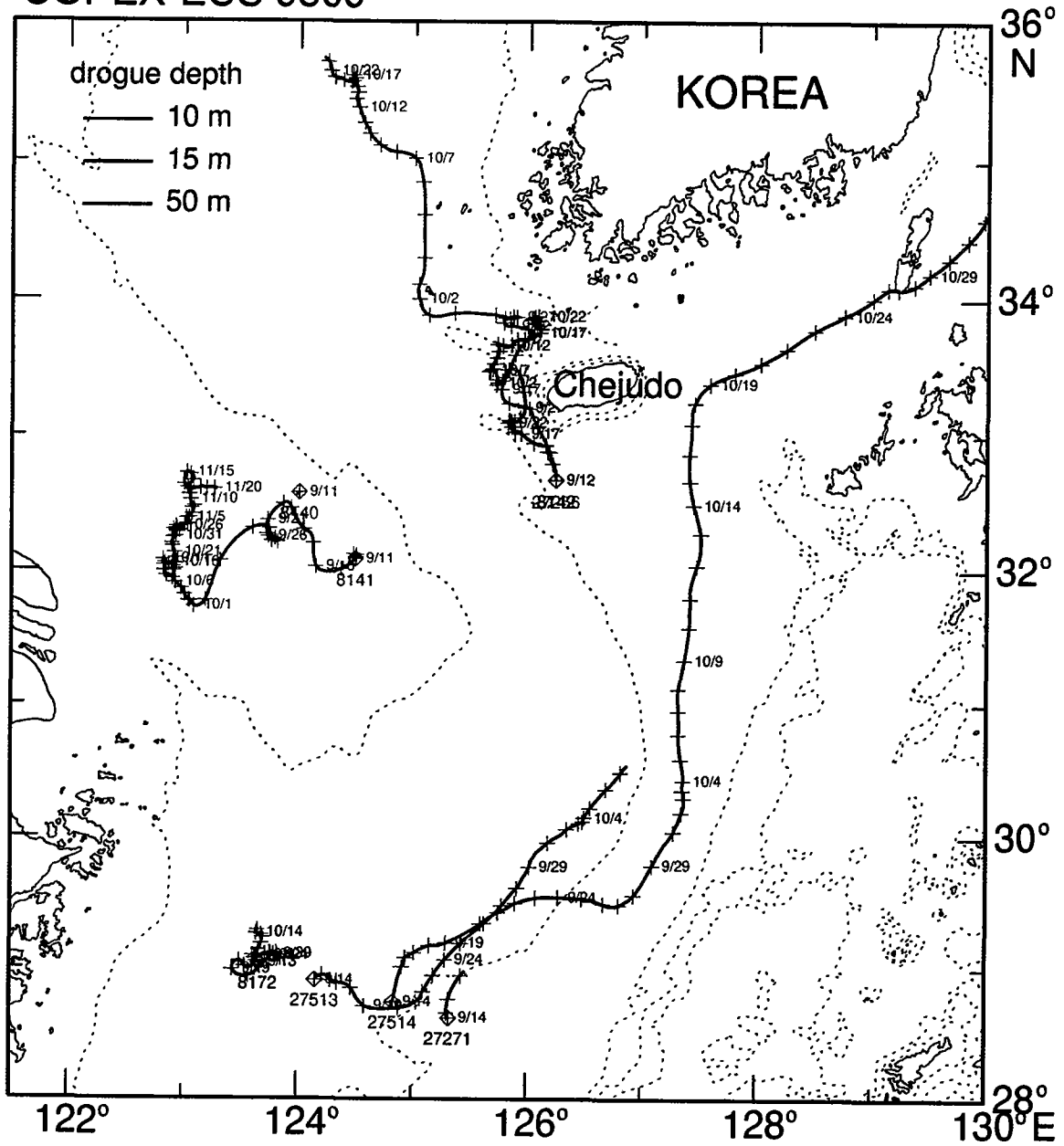


Fig. 1-5. Trajectories of eight satellite-tracked surface drifters released in September 1998.

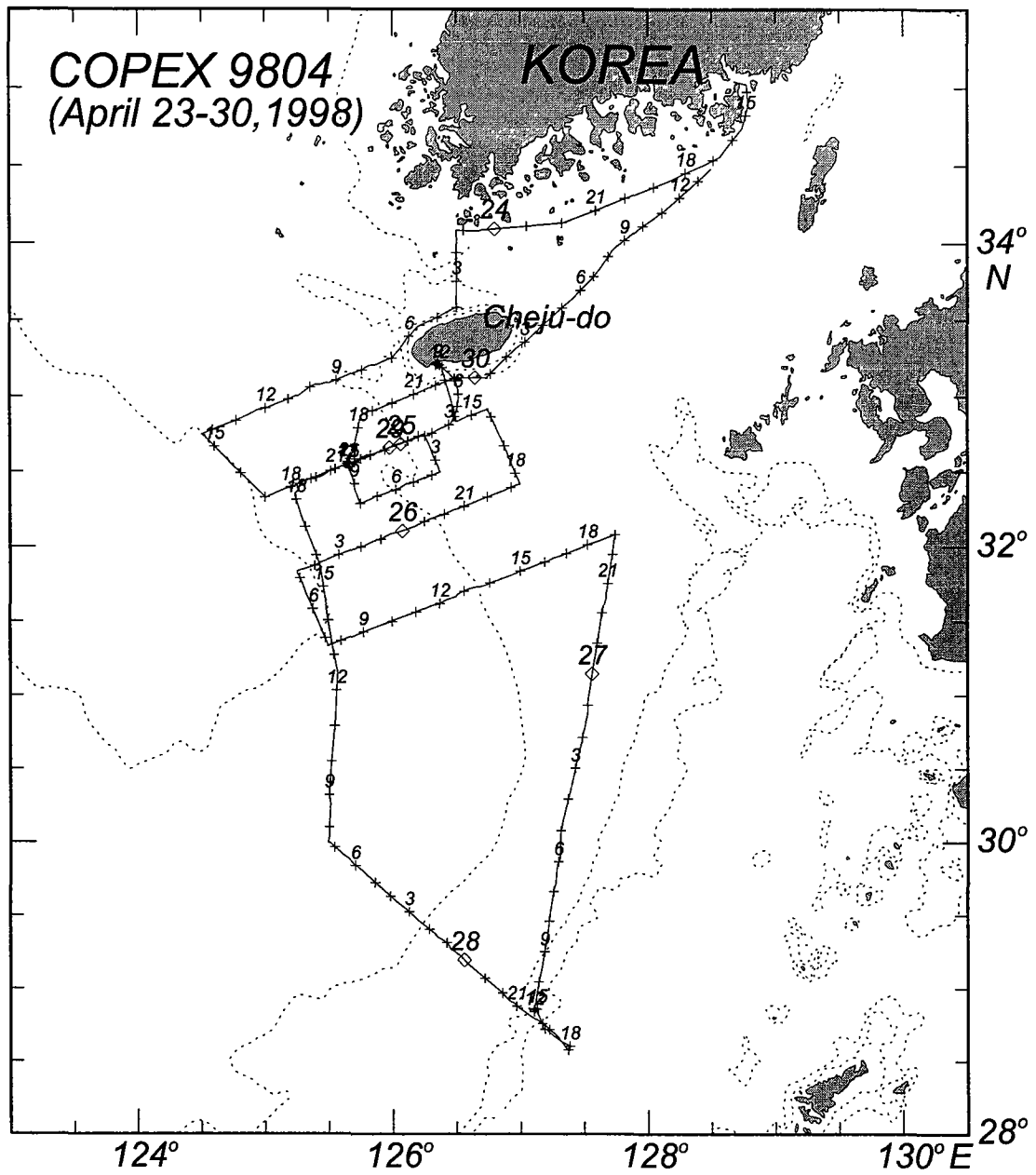


Fig. 1-6. Survey lines for ADCP measurements in April 1998 (R/V Onnuri).

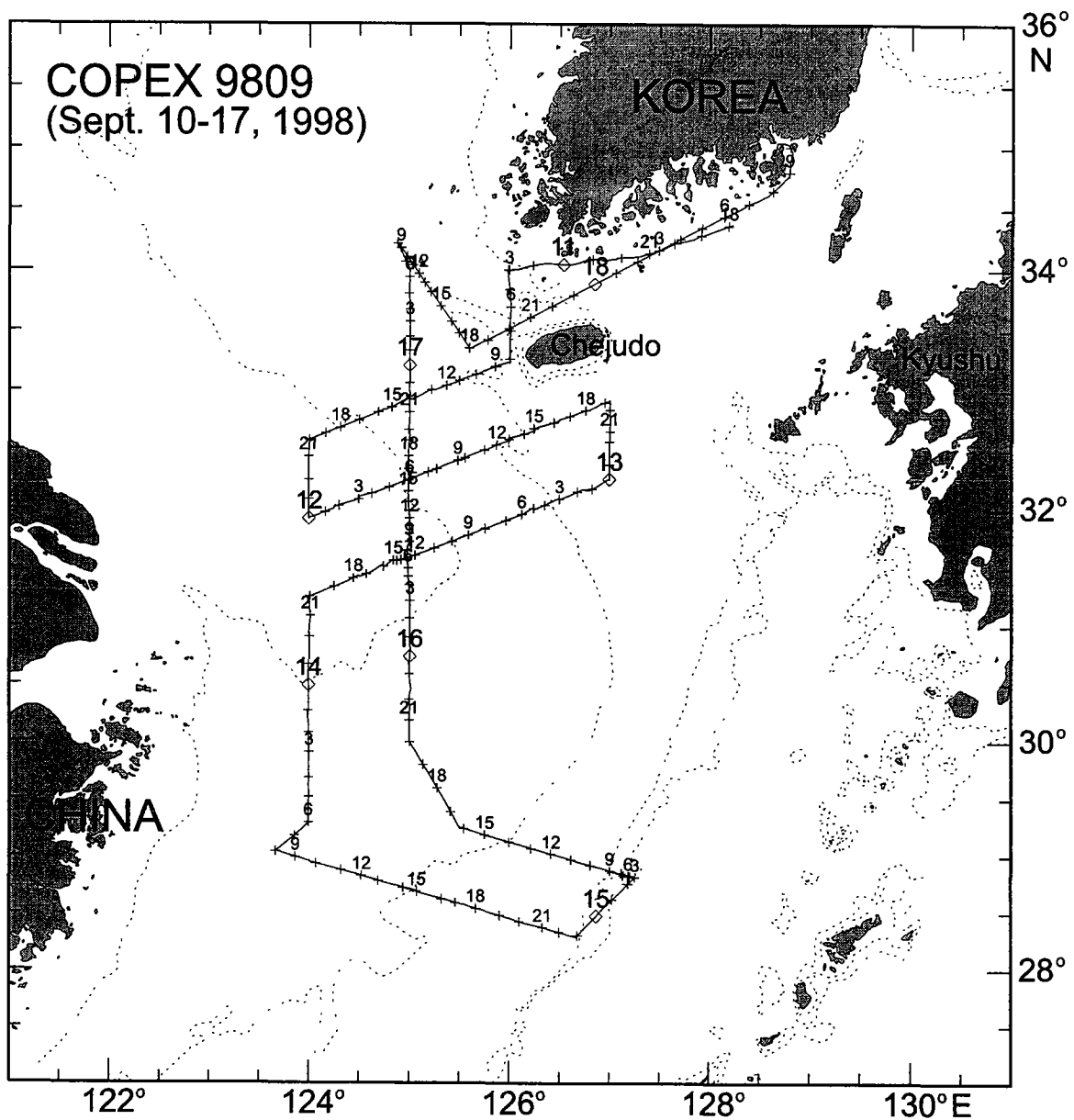


Fig. 1-7. Survey lines for ADCP measurements in September 1998 (R/V Onnuri).

CO9804 ADCP(s) Currents (23 m)

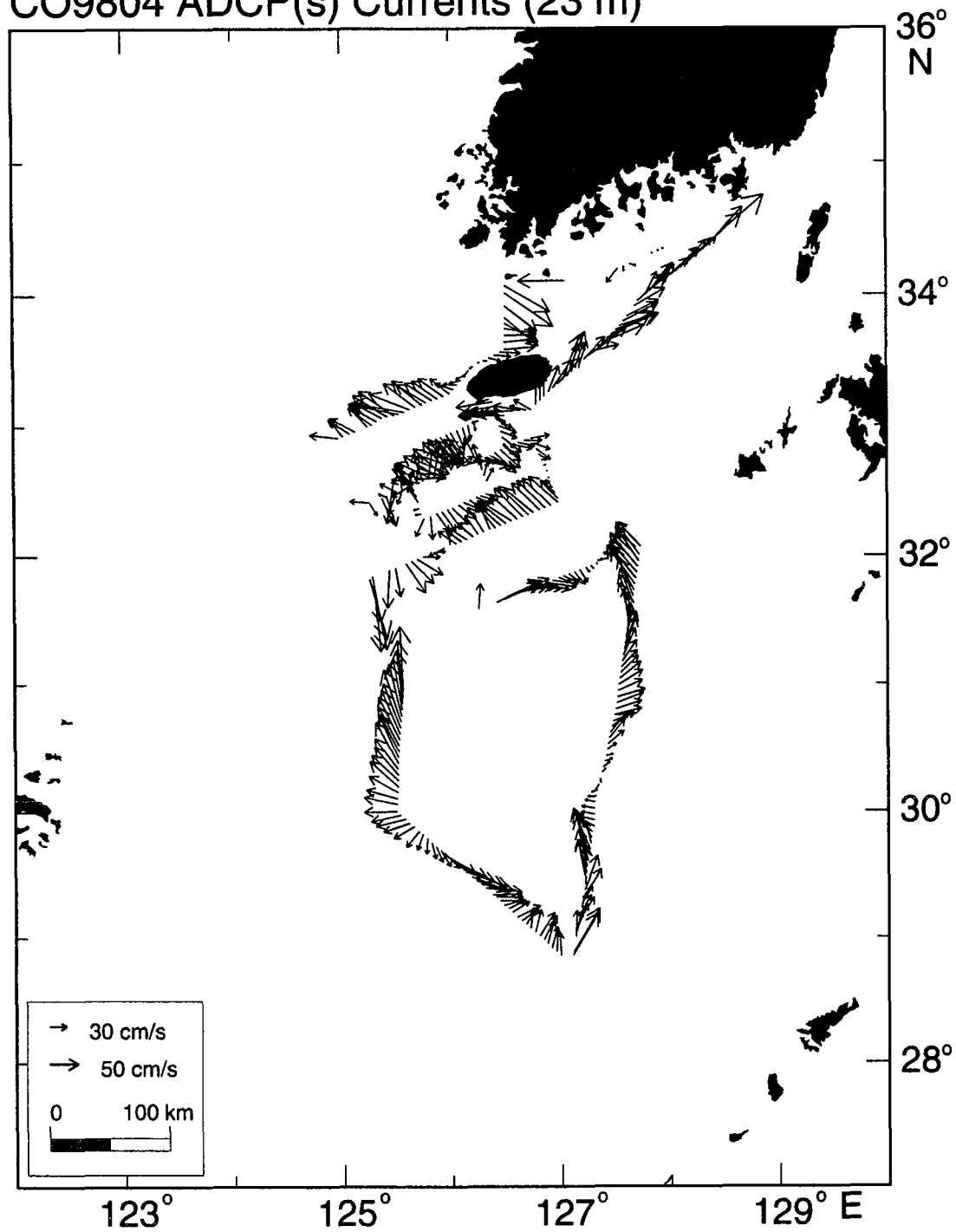


Fig. 1-8. Distributions of horizontal velocities measured by a ship-borne ADCP at (a) 23 m and (b) 71 m in April 1998.

CO9804 ADCP(s) Currents (71 m)

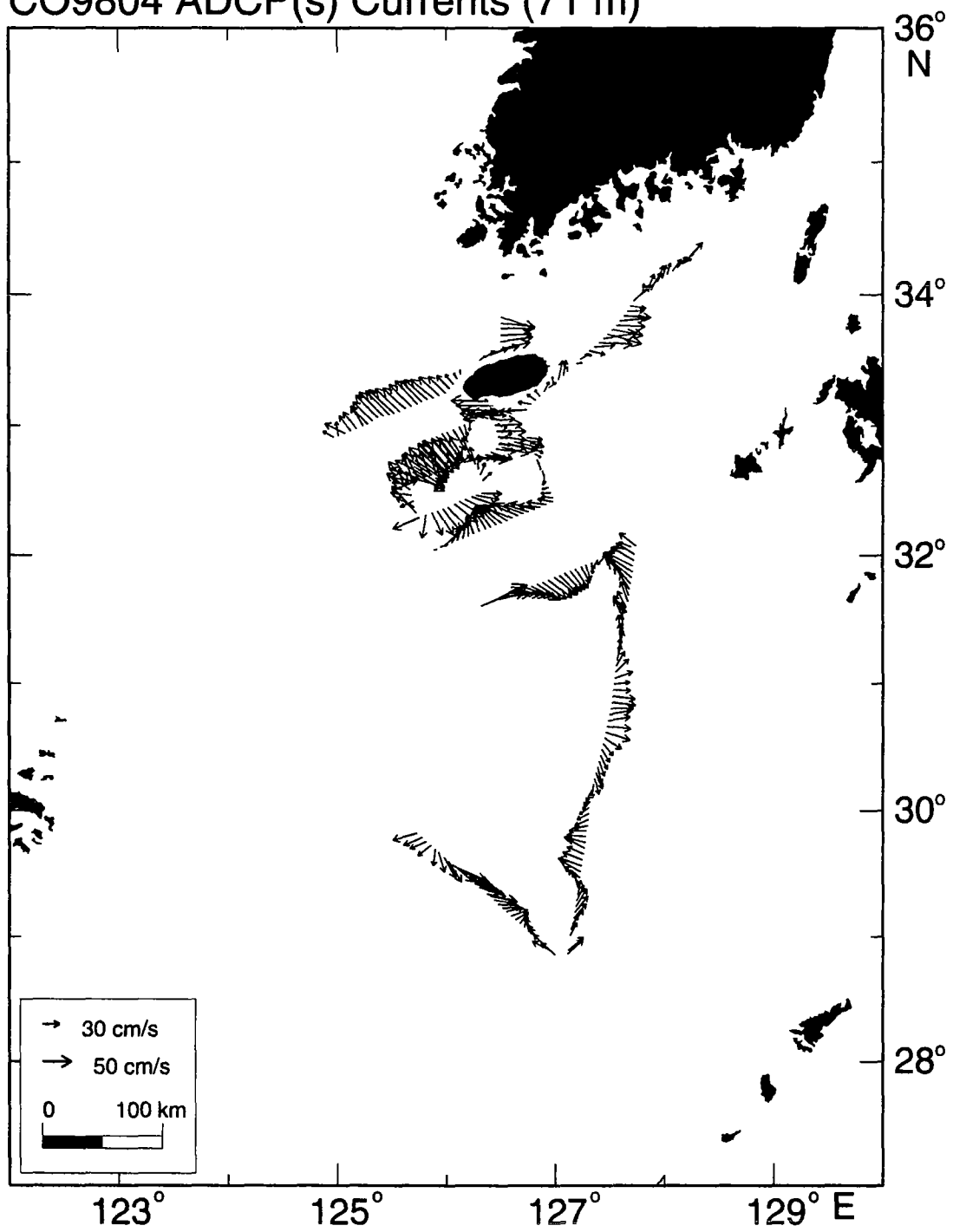


Fig. 1-8. (Continued)

CO9809 ADCP(s) Currents (23 m)

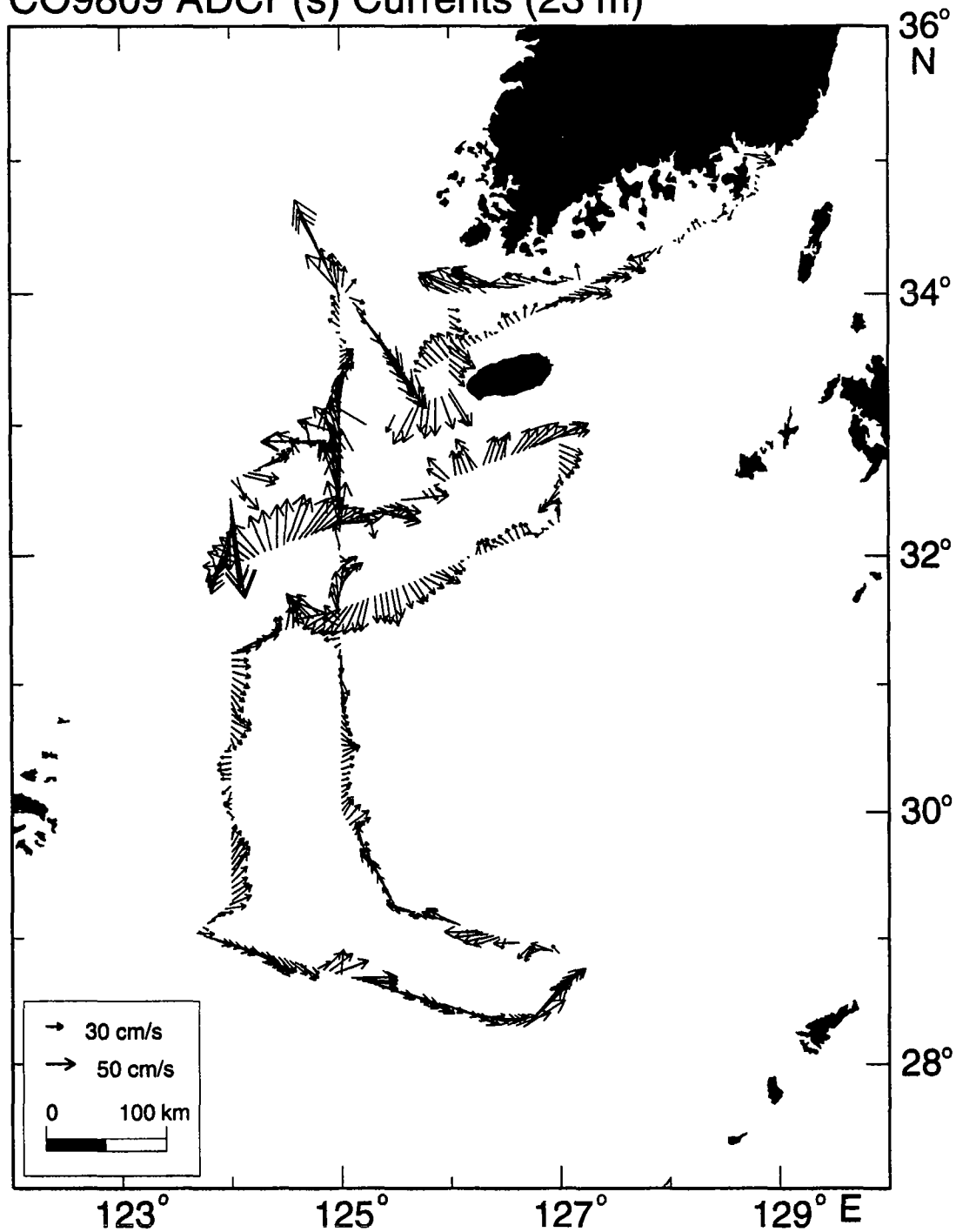


Fig. 1-9. Distributions of horizontal velocities measured by a ship-borne ADCP at (a) 23 m and (b) 71 m in September 1998.

CO9809 ADCP(s) Currents (71 m)

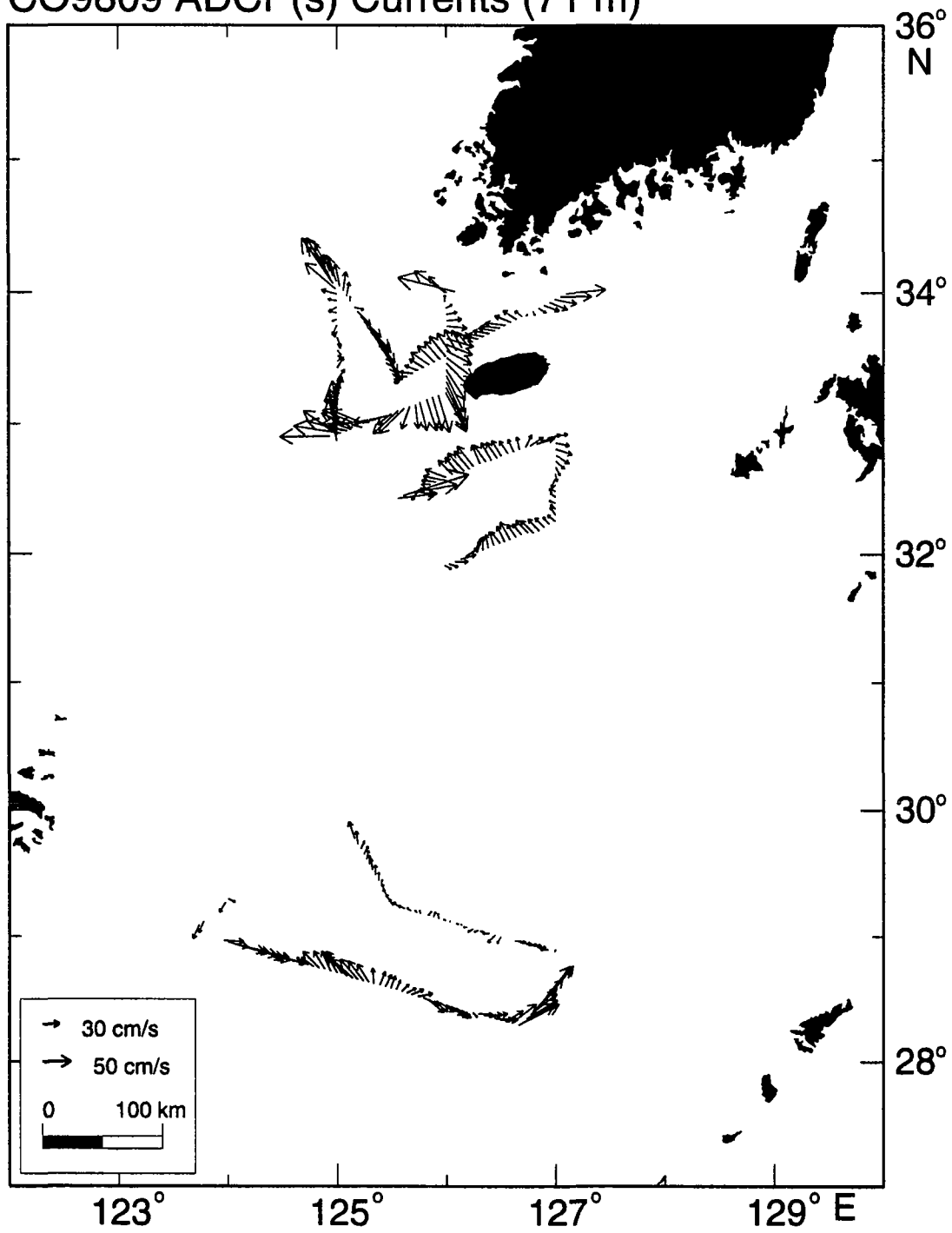


Fig. 1-9. (Continued)

Current meter mooring stations

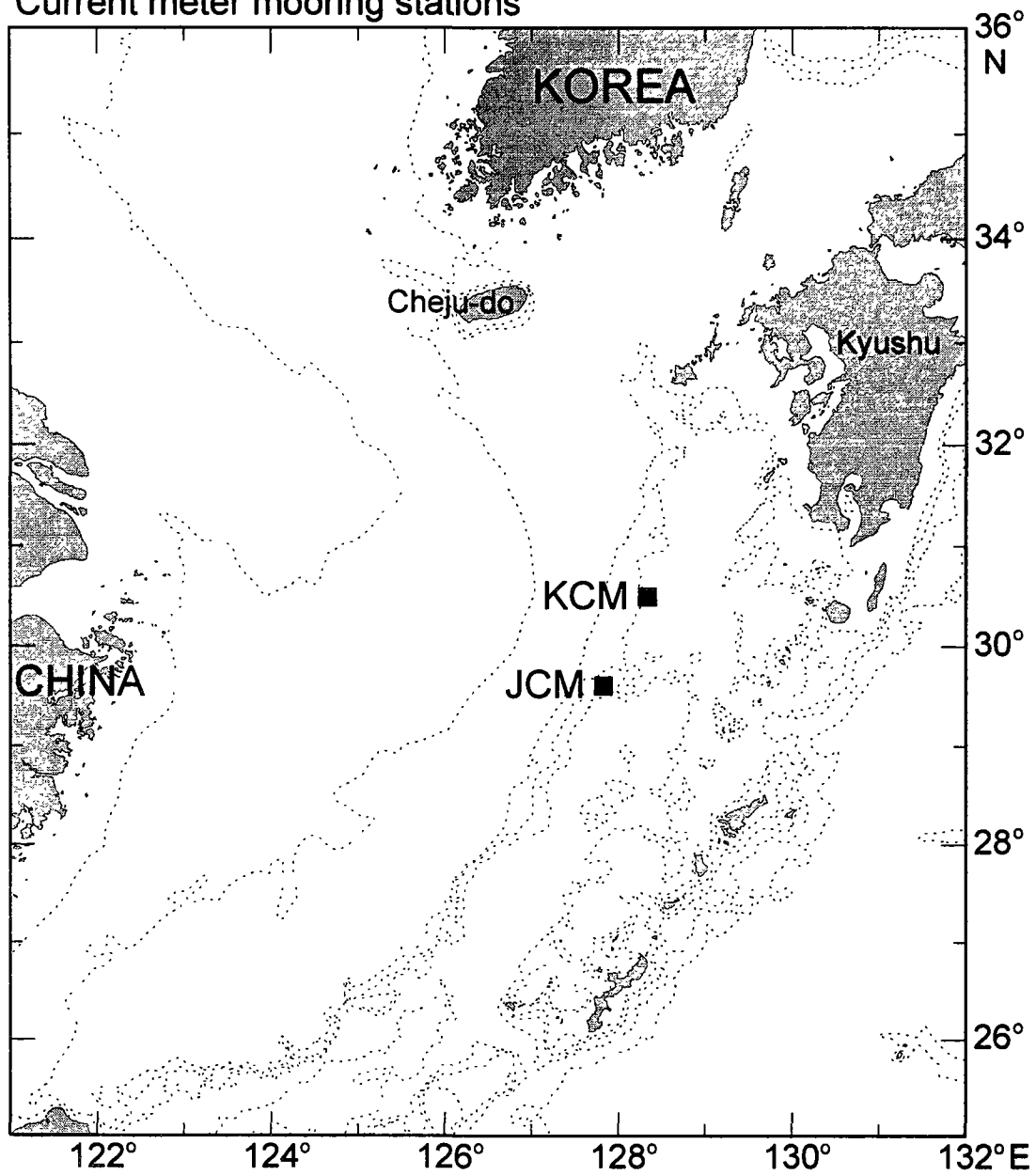


Fig. 1-10. Location of two current moorings in the trough west of Kyushu during November 1997 to March 1998.

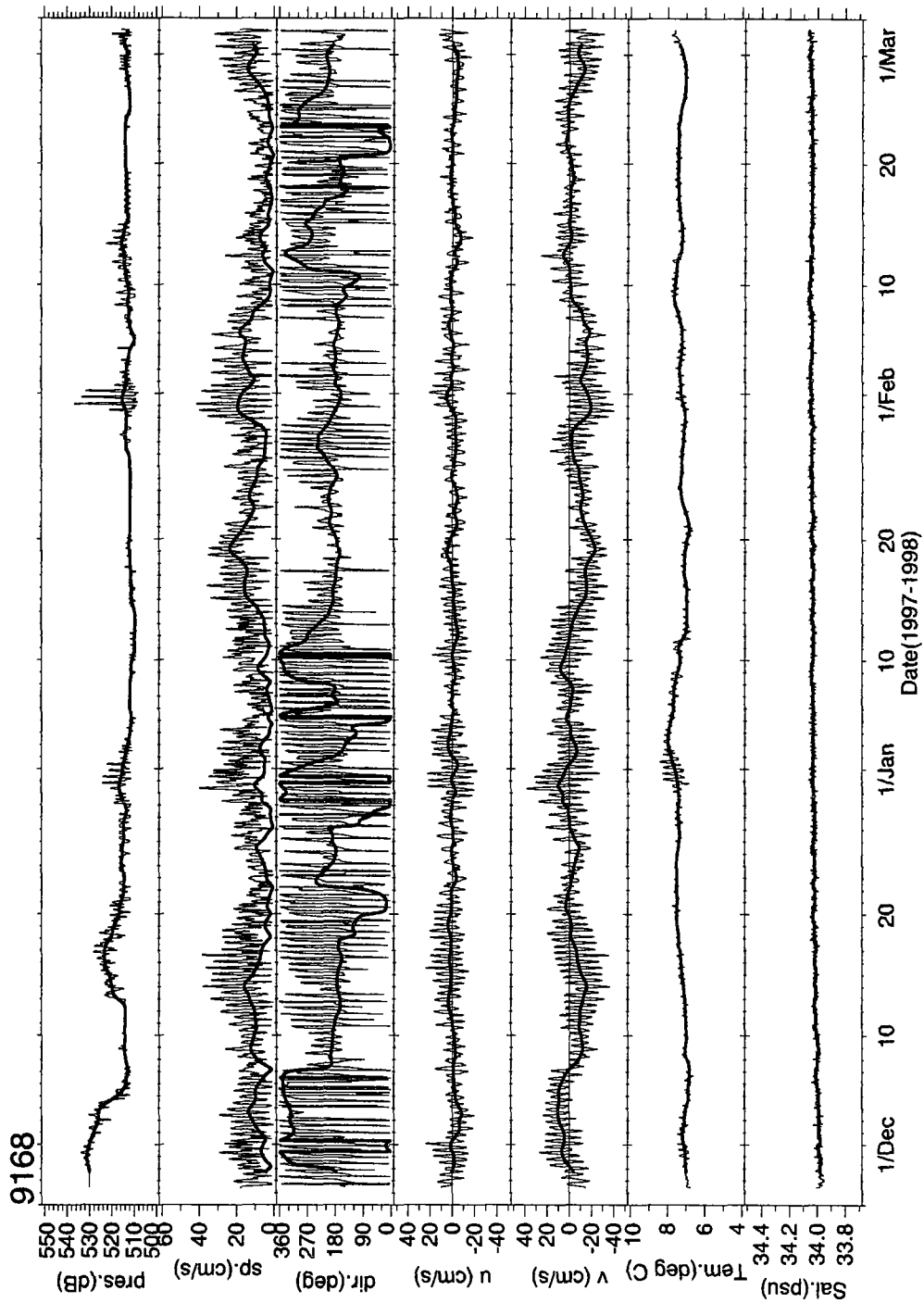


Fig. 1-11. Time plots of meter depth, current speed and direction, u and v currents, temperature and salinity at 525 m of station KCM during November 27, 1997 to March 2, 1998.

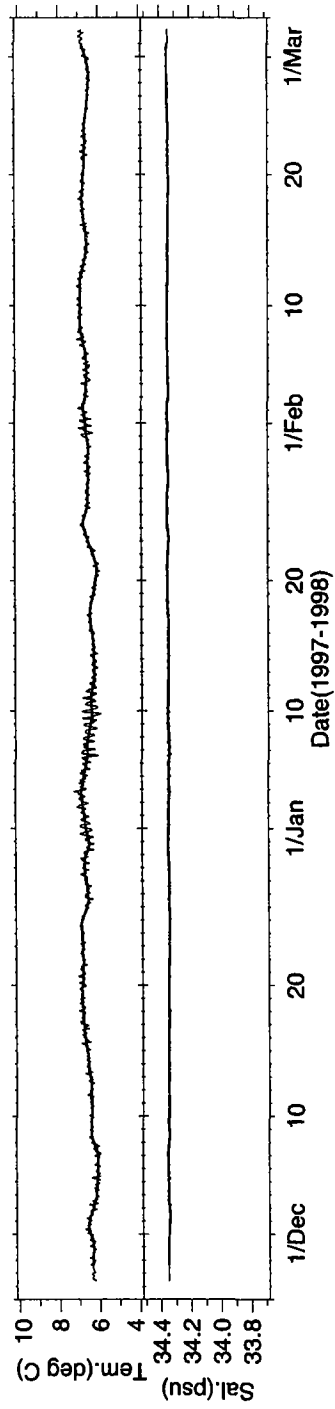
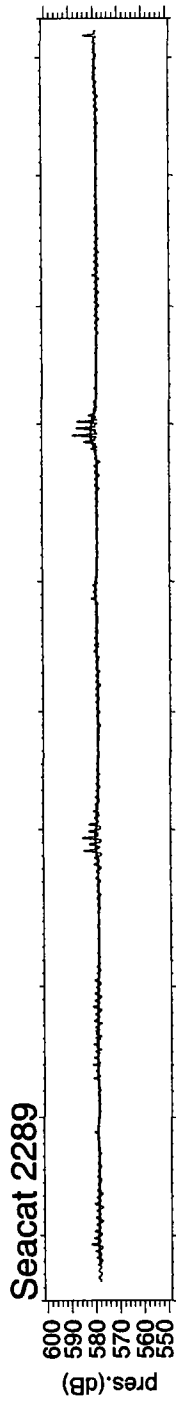


Fig. 1-12. Time plots of meter depth, temperature and salinity at 580 m of station KCM during November 27, 1997 to March 2, 1998.

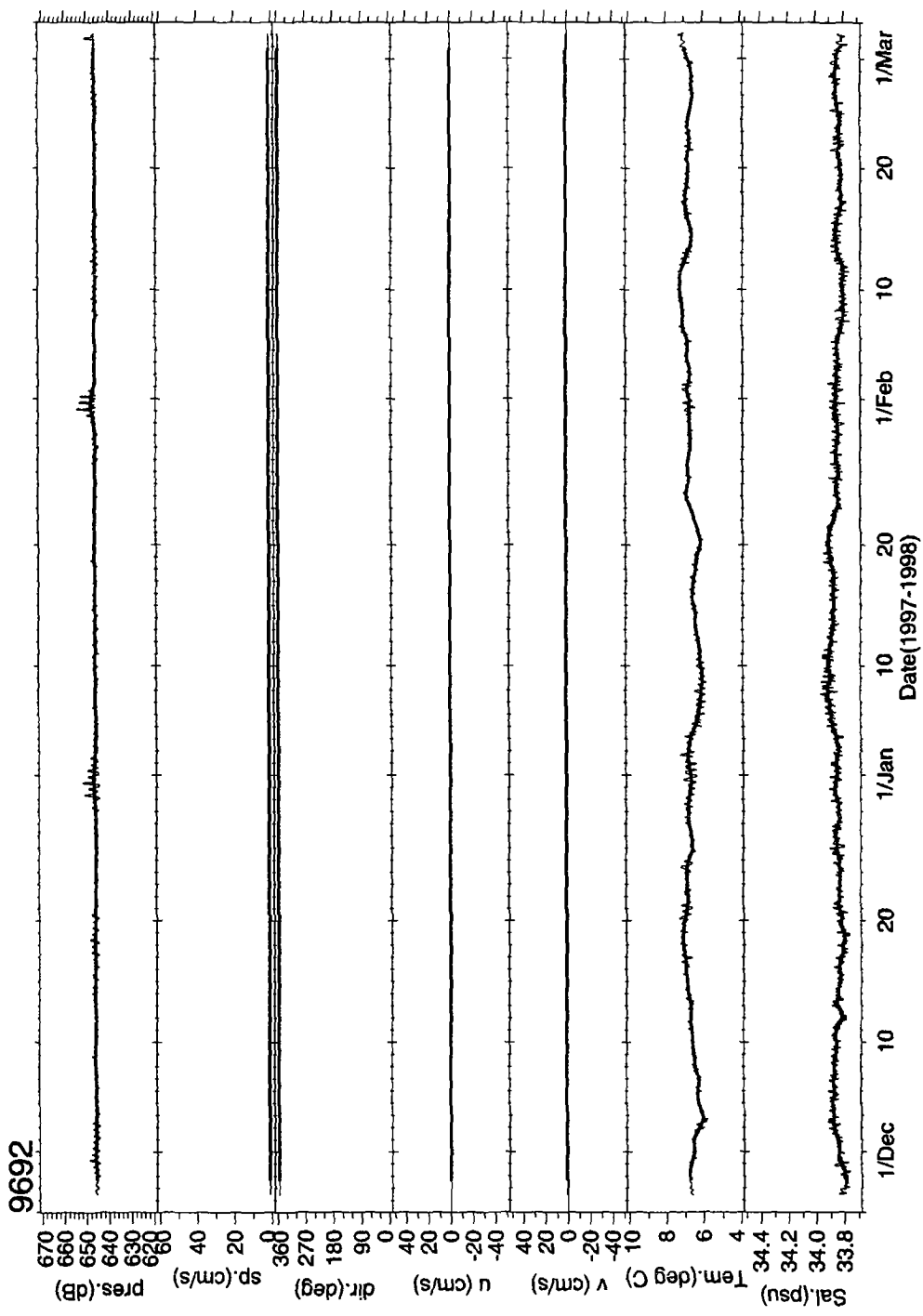


Fig. 1-13. Time plots of meter depth, temperature and salinity at 640 m of station KCM during November 27, 1997 to March 2, 1998. Current data were not sensed.

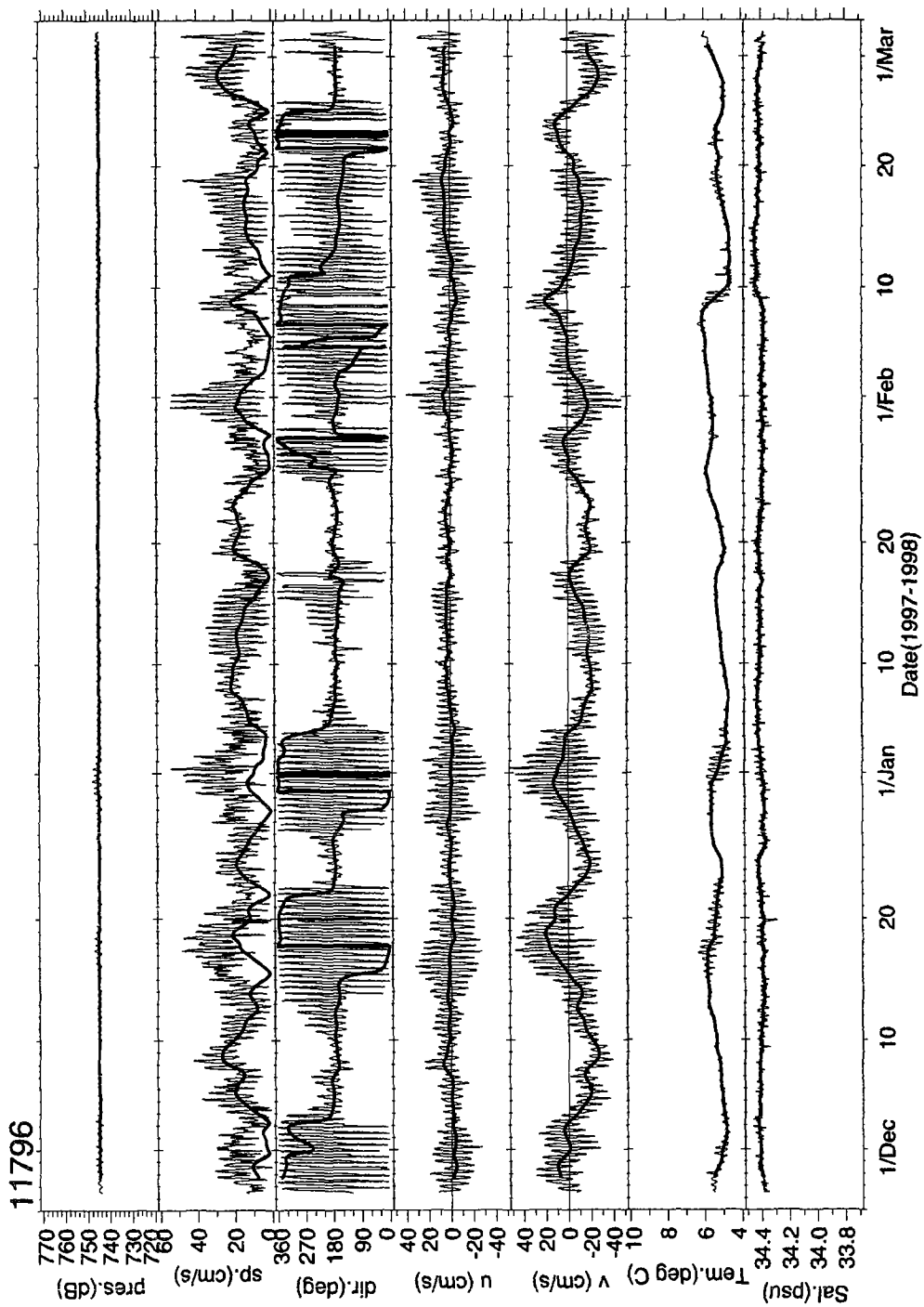


Fig. 1-14. Time plots of meter depth, current speed and direction, u and v currents, temperature and salinity at 740 m of station KCM during November 27, 1997 to March 2, 1998.

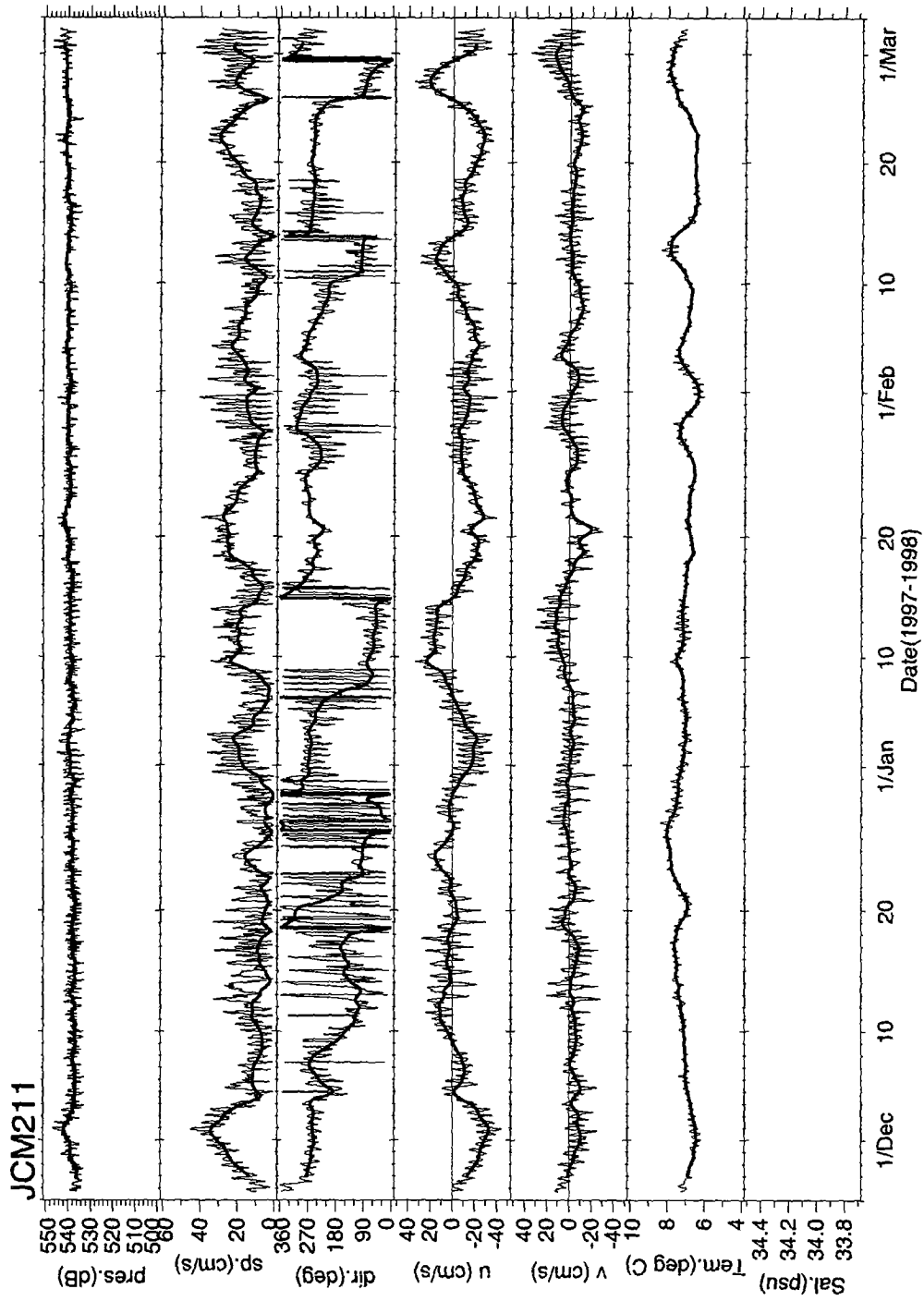


Fig. 1-15. Time plots of meter depth, current speed and direction, u and v currents, temperature and salinity at 534 m of station JCM during November 26, 1997 to March 2, 1998.

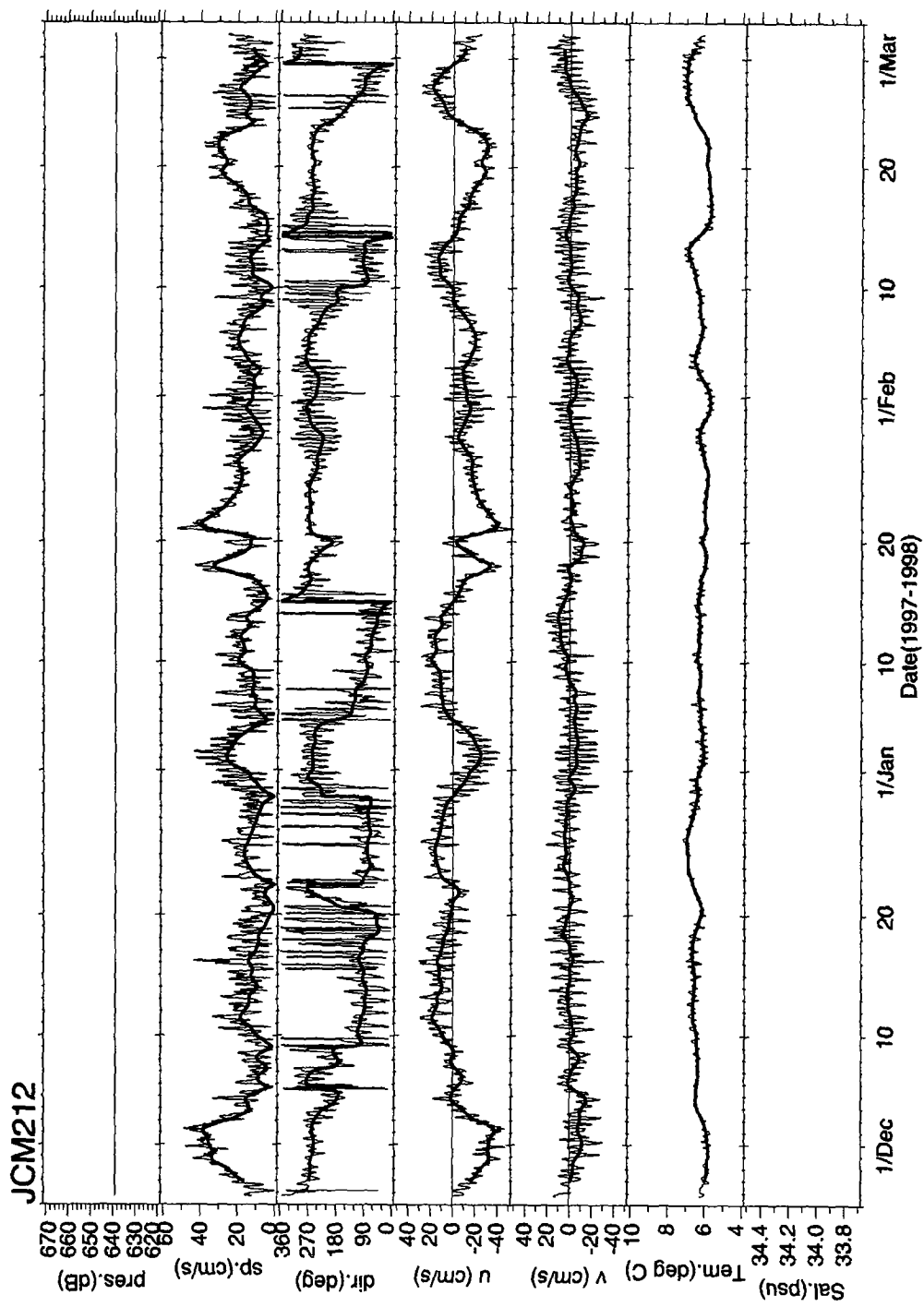


Fig. 1-16. Time plots of meter depth, current speed and direction, u and v currents, temperature and salinity at 639 m of station JCM during November 26, 1997 to March 2, 1998.

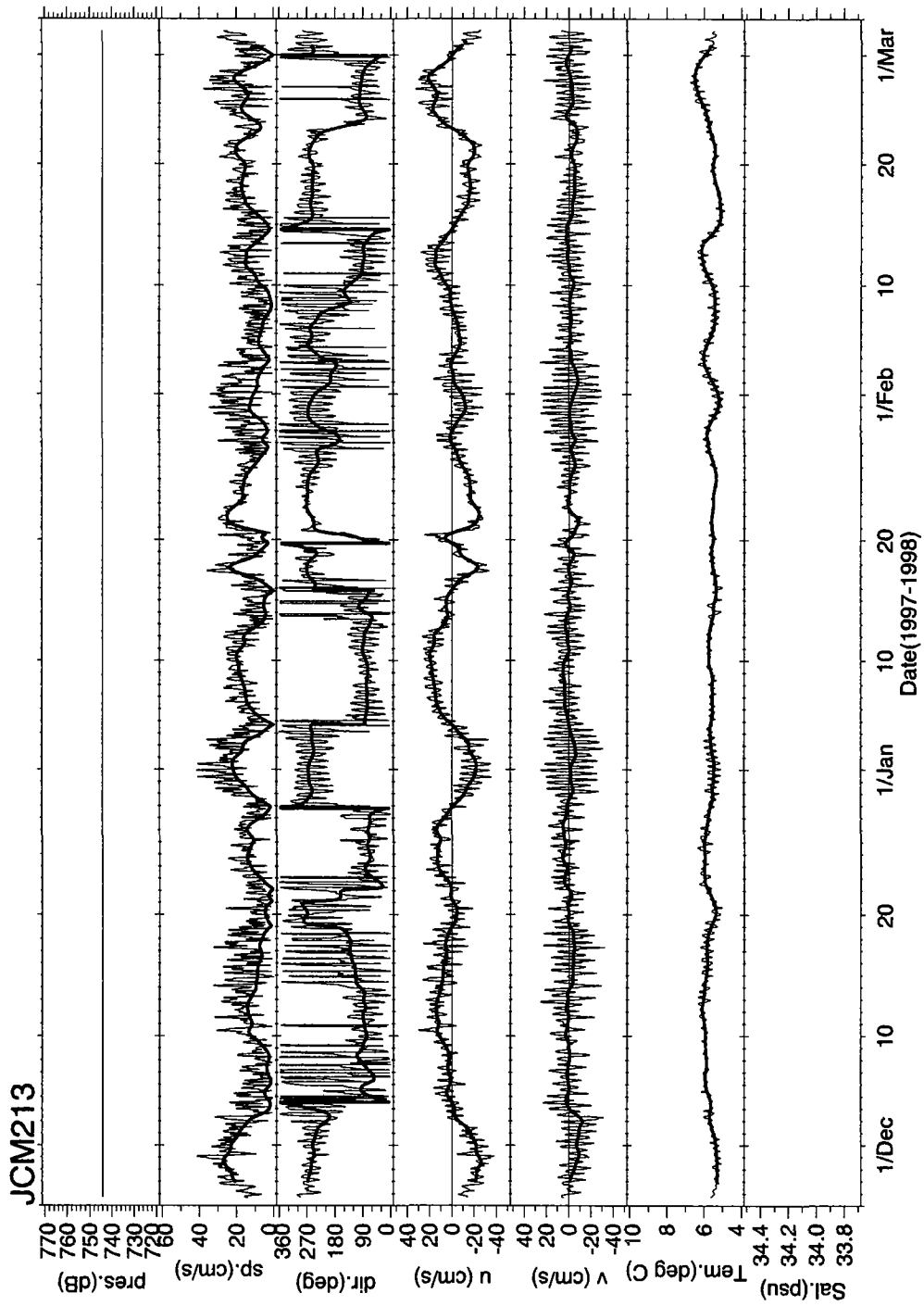


Fig. 1-17. Time plots of meter depth, current speed and direction, u and v currents, temperature and salinity at 744 m of station JCM during November 26, 1997 to March 2, 1998.

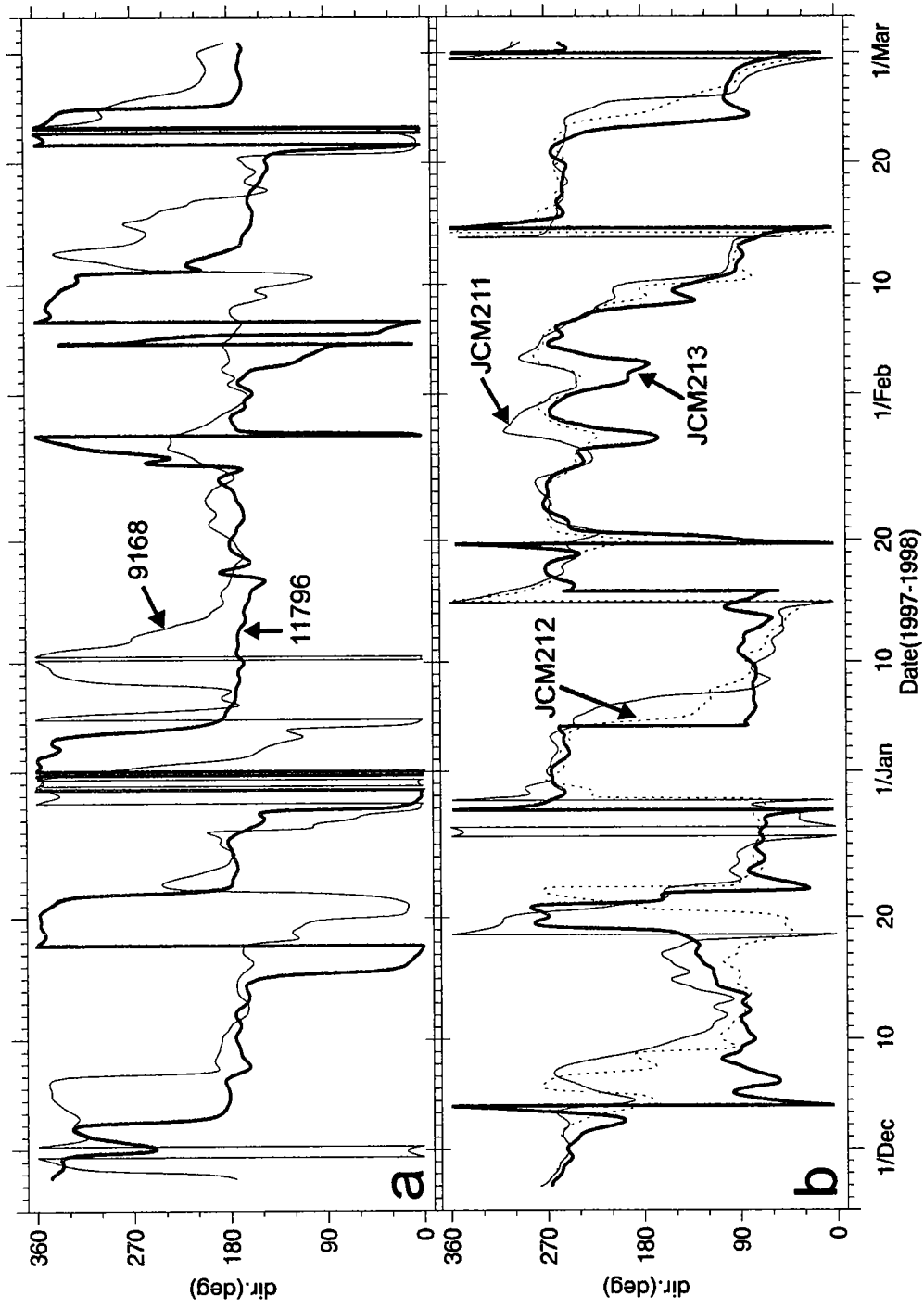


Fig. 1-18. Time plot of current directions at stations KCM and JCM during November 27, 1997 to March 2, 1998.

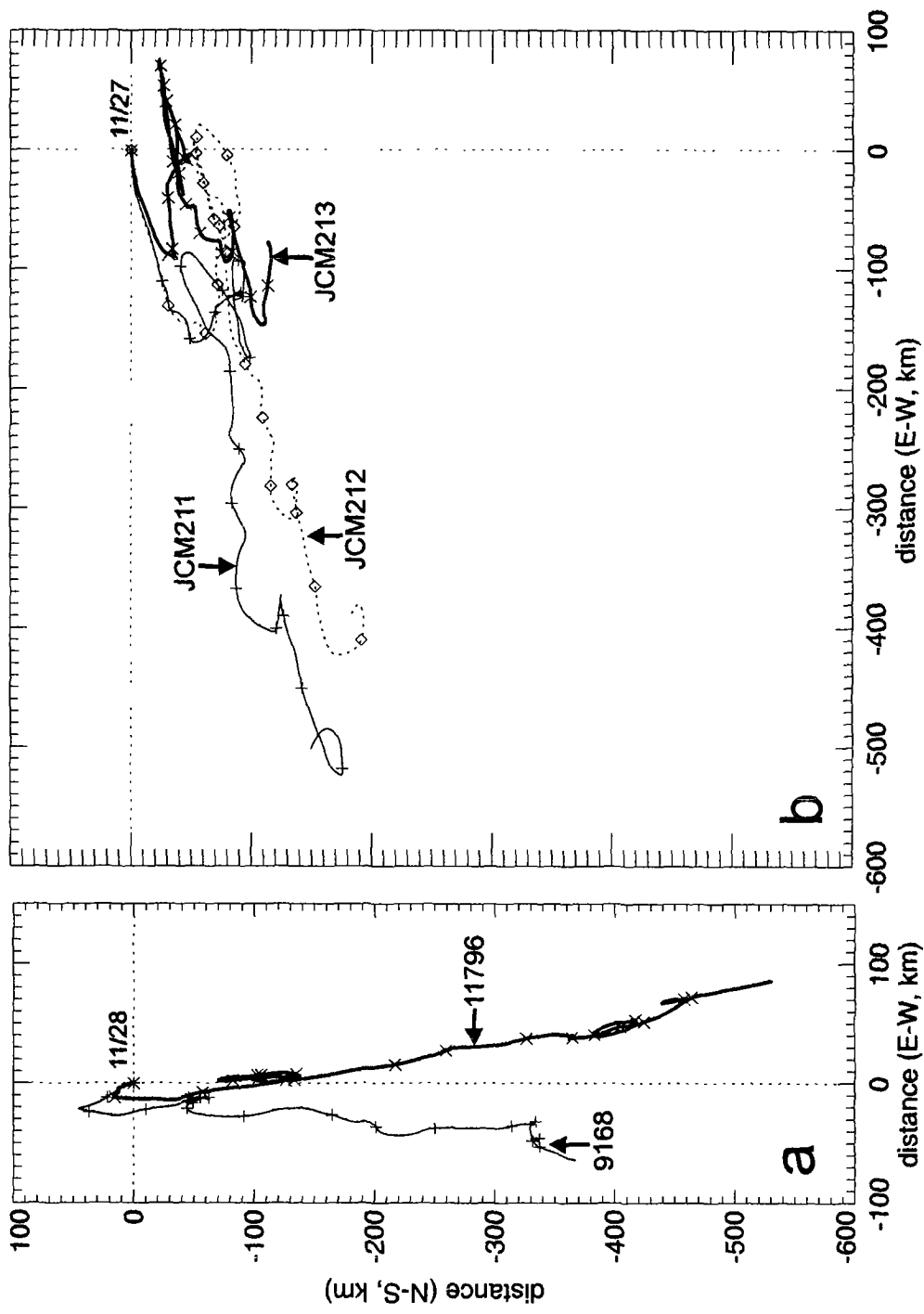


Fig. 1-19. Progressive vector diagrams at stations KCM and JCM during November 27, 1997 to March 2, 1998.

제 2 절 해수의 물리적 특성

1. 관측개요

2차년도에는 봄과 여름의 해양물리 특성 파악을 위하여 3차례 관측을 실시하였다. 제1차조사는 1998년 4월 24 - 30일에 연구선 온누리호를 이용하여 제주도 남서해역을 중심으로 64개 정점에서 실시하였으며 봄철 전선역 특성조사를 주 목적으로 하였다(그림 2-1). 제2차조사는 양자강유출 저염수를 추적하기 위하여 8월 12 - 18일에 연구선 이어도호를 이용하여 제주해협과 제주도 서쪽해역의 50개 정점에서 실시하였다(그림 2-2). 제3차조사는 종합관측으로서 양자강유출수의 확장특성을 파악하고자 하였으며, 9월 11 - 17일에 연구선 온누리호를 이용하여 양자강 하구 동쪽의 동중국해 서부해역, 제주도의 서쪽 및 남쪽해역 및 동중국해 남동쪽 대륙붕단까지 계속되는 해역의 81개 정점에서 실시하였다(그림 2-3). 수온 및 염분 측정에는 세 관측 모두 SBE 911 CTD를 사용하였다. 9월 자료의 경우 해수를 채수하여 염분계(Autosal)로 염분 측정을 하여 CTD 자료와 비교하였으나 두 자료 사이에 일관성 있는 오류 형태가 나타나지 않아 CTD로 관측한 염분자료를 보정을 하기에 무리가 있었다. 4월과 8월 관측은 과학기술부 국책연구사업인 '황해 해수순환과 물질플럭스 연구'와 함께 수행하였다. 본 절에서는 9월의 광역관측의 자료분석 및 물리적 현상을 설명하였고, 4월과 8월의 조사자료는 각각 전선역의 물리적 특성 및 양자강 유출수의 확장특성과 함께 설명하였다.

2. 1998년 9월 관측 결과

가. 수온-염분도(T-S diagram)분석

그림 2-4는 관측자료를 T-S도상에 표시한 것이다. 수온과 염분은 각각 4.5 - 29.5 °C 및 26.0 - 34.7 psu의 변화폭을 보이고 있다. 대체로 대륙사면해역의 자료인 수온변화가 큰 고염분의 해수와 염분변화폭이 큰 대륙붕상의 해수로 구분이 된다. 대표적인 수괴로 대체로 26 °C 이상의 고온값에서 높은 염분변화폭을 보이는 양자강 유출수, 10 °C 및 33 psu 분근의 값을 갖는 황해저층냉수, 34 psu 이상 고염분대의 쿠로시오수계통의 해수들과 이들 사이의 혼합수들을 들 수 있다.

나. 수직분포

(1) 단면 D, E (제주해협 서쪽 남북방향 관측선) (그림 2-5, 2-6)

제주해협 서쪽입구를 지나는 관측선 D에서의 수온은 26 °C 이상의 표층혼합층, 15 - 26 °C 변화를 갖는 약층 및 13 °C 이하까지 나타나는 저층의 3층 구조를 보여 준다. 혼합층의 두께는 제주해협 북쪽에서는 5 m, 동중국해 중심쪽에서 15 m로 남

쪽으로 향할수록 두꺼워지지만 약층의 두께는 대체로 20 - 25 m로 변화가 작다. 염분은 관측점 D03 표층에서 28.2 psu 이하의 저염핵이 분포하고 관측점 S09와 T09 사이 표층에 28.4 psu 이하의 저염수가 폭넓게 분포한다. 이러한 저염수핵들은 수온 혼합층내에 분포하는데 수온은 26 - 27 °C로 비교적 균질한 반면 염분은 상대적인 저염수핵 분포의 모양을 유지하고 있어 양자강으로부터 유출된 담수가 고염화되는 과정에 있음을 나타낸다. 염분약층은 대체로 40 m 정도로 수온약층보다 두껍게 형성되어 나타나고 있다. 관측점 D04-D05의 50 m 이심에 33.8 psu 이상의 고염수핵이 분포하는데 이는 제주해협으로 연결되는 제주해류수의 일부로 판단된다.

관측선 E에서는 표층혼합층이 매우 뚜렷하게 나타나고 있는바 이는 조사 직전 태풍의 영향으로 강한 바람에 의한 혼합 때문이다. 관측점 E03-E05의 40 m 이심에서는 11 - 14 °C와 33.2 - 33.8 psu의 변화를 보이는 전선이 형성되어 있는데 이는 제주도 남서쪽에서 공급되는 고염수가 황해 중심부쪽으로 확장하지 못하고 있음을 나타내는 것이다.

(2) 단면 F, S, T (제주도서쪽, 남쪽 동서방향 관측선) (그림 2-7, 2-8, 2-9)

양자강입구에서 제주도를 잇는 단면인 관측선 F에서의 수온구조는 26 °C 이상의 혼합층, 22 - 26°C에서 14 - 26°C의 변화를 보이는 약층과 저층인 3층구조를 나타내고 염분은 관측점 F03, F07 및 D05에서 저염수핵 분포를 나타낸다. 13 °C 이하의 저온수핵이 관측점 F07의 20 m 이심에 출현하고 있으며 33.8psu 이상의 고염수는 관측점 F09에서 제주도쪽 저층에 분포한다. 표층의 저염수핵들은 양자강유출수가 덩어리 형태로 동중국해상에서 이동하고 있음을 보여준다. 관측점 F08의 열염 수직 분포의 모양은 약층의 중심에서 상하 방향으로 열염변화정도가 완만한 특성을 보이는 바 이러한 형태가 저염수핵 가장자리에서 자주 발견되기 때문에 어떠한 물리적 의미가 있을 가능성이 높다.

관측선 S의 수직분포는 매우 복잡한 모양을 보여준다. 관측점 S05와 S11의 표층에 저염수핵이 있으며 14 °C 이하의 저온수핵이 관측점 S08-S11의 저층에 나타나고 있다. 특히 이 저온수핵은 동중국해 동쪽을 향하여 늘어진 모양을 보여 이 해역의 해수 유동이 역동적임을 시사해준다. 관측점 S10-S13의 해저면 부근에 34.4 psu 이상의 고염수가 분포하여 쿠로시오수 계통의 고염수의 영향을 받고 있음을 알 수 있다. 관측점 S09-S13의 해역은 양자강유출 저염수괴와 쿠로시오로부터 공급된 고염수괴의 경계해역으로 판단되며 많은 소규모 핵구조들은 수괴간의 혼합과정이 매우 활발함을 보여준다.

관측단면 T에서의 열염분포는 관측단면 S와 유사하다. 관측점 T11-T13해역의 내부에 분포한 소규모 구조들은 S 단면에서와 마찬가지로 수괴 경계역의 활발한 혼합 과정을 보여주고 있다.

(3) 단면 P, Q (동중국해 서쪽 남북 관측선) (그림 2-10, 2-11)

수온의 표층혼합층의 두께가 관측점 P02 북쪽에서는 5 - 10 m이지만 그 이남에서는 30 - 40 m로 매우 두껍게 나타난다. 관측점 P01의 저층에 21 °C 이하의 저온수핵이 분포하고 이는 34.2 psu이상의 고염수 분포와 유사하여 동중국해 남서해역에서 공급되는 고염수(대만난류수)의 확장 경계해역임을 암시해준다. 표층에서는 관측점 F03와 P01 표층에서 저염수핵이 분포하는데 관측점 P01의 저층에는 고온·고염수핵이 분포하고 있는 것이 특이하다. 관측점 P06을 중심으로 나타나는 33.6 psu 이하의 저염수 핵은 장마시기에 나온 양자강유출수가 아니고 그 이전에 형성되거나 변질된 혼합수로 판단된다. 관측단면 Q상에서는 조사시기에 강한 바람으로 표층혼합층이 10 - 20 m 두께로 뚜렷하게 형성되었으며, 관측단면 P에서와 마찬가지로 남쪽에서 더 두꺼운 혼합층을 보인다. 저염수핵은 관측점 S05 표층을 중심으로 보이는데 관측점 P01에서와는 달리 저층에서 저염수핵이 분포한다. 이는 표층 저염수의 수괴가 저층의 밀도장과는 일관성있는 상관관계를 보이지 않음을 뜻하는 것으로 양자강유출수의 흐름의 과정에 대하여 의미있는 것으로 생각된다 (제6절 참조).

(4) 단면 L, M (대륙붕단 관측선) (그림 2-12, 2-13)

대륙붕단에 이를수록 약층의 깊이가 깊어지고 대륙사면해역에서 대륙붕해저면상으로 파고드는 모양의 분포(20°C 등온선 및 34.4 psu 등염분선)를 나타내 전형적인 여름 특성을 보이고 있다.

다. 수평분포

(1) 5 m층 (그림 2-14)

수온은 대륙붕단쪽으로 28 °C 이상의 고온수가 분포하고 양자강 입구와 황해쪽으로 25 °C 이하의 저온수가 나타난다. 27 °C 등온선은 제주도에서 남서방향으로 이어지는데 대체로 양자강 유출수의 확장경계와 일치한다. 염분은 동중국해 남쪽에서 33.8 psu 이상으로 변화가 작은 반면 그외 해역에서는 여러군데 저염수핵이 분포한다. 이는 양자강유출수가 더 멀리 형태로 동중국해에 공급되고 있음을 잘 보여주는 사항이다.

(2) 15 m, 30 m층 (그림 2-15, 2-16)

15 m에서의 수온분포는 제주해협 서쪽에서 황해 남부로 연결되는 동서방향 전선과 제주도 남쪽에서 남서방향으로 폭넓은 전선이 형성되어 있음을 보인다. 이러한 수온전선은 저염수핵들 사이 또는 저염수와 고염수괴간의 경계에 해당된다. 30 m에서의 수온분포는 다소 단순해져 제주도 북서해역에서 저온수핵, 양자강퇴에 고온수핵, 그리고 제주도 남동해역의 고온수와 동중국해 남쪽의 고온수 분포의 특성을 보인다. 염분은 표층에서 분리되어 나타났던 저염수핵이 제주도 남서해역에서 32. psu 이하인 하나의 저염수핵으로 분포하고 있다. 이 저염수는 동쪽으로 쿠로시오수 계통의 고염수, 나머쪽으로 대륙붕혼합수 및 북쪽으로 황해쪽의 혼합수에 둘러싸여 있음을 보인다.

(3) 50 m, 해저면층 (그림 2-17, 2-18)

50 m 수심에서는 수온은 황해쪽에서 확장하는 저층냉수의 혀모양 분포의 특징을 보이고 염분은 제주도 남서해역의 저염수핵이 30 m 에서와 마찬가지로 나타나고 있다. 밀도분포는 수온분포와 유사한 형태를 보인다. 해저면층의 수온분포는 양자강퇴에 23 °C 이상의 고온수핵이 분포하고 황해골쪽에 강한 수온전선이 나타난다. 염분은 수온전선의 위치에서 33.0 psu 이하의 저염수핵이 분포하고 동쪽과 남쪽에 염분전선이 보인다.

3. 해황 분석

양자강 담수 유출과 관련된 부분은 제3장 6절에서 분리하여 기술하였고 여기에서는 제주도 서쪽 해역의 전선구조에 대하여 설명하였다.

가. 제주도 서쪽 해역의 전선구조

동중국해 북부해역의 열염전선은 쿠로시오수 계통의 고온·고염수와 연안수 및 양자강유출수 계통의 저온·저염수 사이의 경계에서 연중 형성되고 위치와 전선강도는 계절변화를 보인다. Lee et al. (1997)은 열염전선이 겨울에는 제주해협에서 황해남부 및 양자강과 제주도 사이해역으로 황해쪽으로 다소 볼록한 형태로 이어지면서 강하게 발달하고 여름에는 상층과 저층에서 각각 염분전선과 수온전선이 뚜렷하게 형성되어 동중국해 남쪽을 향하여 볼록한 모양으로 지속된다고 지적한 바 있다. 이러한 전선은 대한해협 중앙부와 양자강퇴 (50 m 수심 해역) 남쪽 해역을 양끝 고정점으로 하고 그 사이에서 북서-남동방향으로 진동하는 형태의 계절변동을 보인다고 할 수 있다. 또한 겨울에서 여름으로 변하는 봄철에는 'Γ' 모양의 전선 전체가 남동방향으로 후퇴하는 과정으로 나타나는 반면 가을에는 남쪽을 향해 볼록한 모양에서 대한해협에서 양자강퇴 남쪽까지 직선형태의 전선을 형성하는 특징을 보인다. 동중국해상의 전선은 대체로 밀도에 대하여 수온과 염분이 상쇄적인 형태가 많으며 다른 수괴 사이의 혼합과정으로 볼수 있는 관입 등과 같은 소규모 현상들이 자주 관측된다.

1998년 4월 관측은 전선역의 미세구조를 관측하기 위하여 제주도 남서해역에서 조사가 실시되었다. 그림 2-19는 5 m 수심의 수온, 염분 및 밀도의 수평분포도이다. 수온은 비교적 일정한 수평변화 정도를 유지하면서 제주도 남서해역과 제주해협에 전선을 형성하고 있다. 그러나 염분의 경우 32 - 34 psu 범위의 강한 전선이 동중국해에서 황해골쪽으로 발달되어 있음을 보인다. 34.0 psu 이상의 고염수는 제주도를 감싸고 분포하여 겨울에 관측되는 분포특성을 나타내고 있다. 밀도는 제주도 주변에서는 변화가 작게 나타나며 양자강퇴의 수심 50 m대를 따라 전선이 나타나고 있다. 이러한 구조는 수온과 염분의 경우 전층에 걸쳐 유사하게 나타나는데(그림

2-20, 2-21) 표층에 비하여 수심이 깊어질수록 수온은 감소하고 염분은 증가하여 수직적으로 성층이 되었음을 의미한다. 반면 30 m 이심에서 밀도분포는 표층과 다른 모양을 보여주며 수심이 깊어질수록 밀도전선은 형성되지 않는다. 제주도 남서해역에 강하게 형성된 염분전선은 쿠로시오에서 공급된 34.0 psu 이상의 고염수와 양자강퇴에서 월동한 33.0 psu 이하의 저염수의 경계를 나타내며 이 전선역에서 두 수괴의 해수 사이에 혼합이 활발히 일어날 것으로 판단된다. 전선역에서 발견되는 소규모 수직구조는 이를 뒷받침해준다. 그림 2-22은 제주도 서단에서 양자강쪽으로 연결되는 관측단면 F에서의 수온, 염분 및 밀도의 수직분포도이다. 관측점 F2-F3의 30 m 수심을 중심으로 5 - 15 m 두께의 수온역전층이 형성되어 있으며 관측점 F4-F5의 30 - 40 m 수심에서 염분분포에 소규모 굴곡 구조가 나타나고 있다. 이러한 구조들은 밀도 값으로 보아 25.3 - 25.5 σ_θ 면을 따라 형성됨을 보여준다. 이러한 구조들은 다른 관측단면에서도 보이는데 관측선 R (그림 2-23)에서는 규모가 큰 것으로 관측점 R1-R4의 10 - 40 m 수심에서 양자강방향에 분포한 저온·저염수와 동쪽의 고온·고염수가 서로 관입하는 형태의 구조가 나타나고 있다. 이러한 소규모 구조의 수심이 관측점 R1에서 R4에 이를수록 얕아지고 있는데 25.0 - 25.3 σ_θ 밀도면의 경사와 대체로 유사함을 보여 소규모 관입이 등밀도면을 따라 일어났을 가능성을 보여준다. 이는 관측단면 S, U (그림 2-24, 2-25)에서도 마찬가지로 이지만 관입(수온역전층)이 일어나는 수심이 밀도약층대임을 고려할 때 성층을 가로지르는 (연직방향)운동 (또는 혼합)보다는 등밀도면을 따라 일어나는 것이 물리적으로 가장 힘이 덜 들기때문일 것이다. 전선역에서의 혼합은 두 수괴가 만나는 경계에서 공간적 크기가 작은 규모의 현상으로 전이되는 과정을 거치면서 일어나게 되며, 내부파 같은 반복 전환가능한 구조 (reversible structure)보다 관입 등의 전환불가능한 구조 (irreversible structure)를 통하는 것이 우세한 것으로 보인다. 이는 1차년도에 관측의 결과와 유사한 것으로 앞으로 전선역에서 정량적인 혼합 과정의 연구를 위해서는 관측단면에서의 반복관측과 함께 연속적인 유속의 측정이 필수적임을 뜻한다.

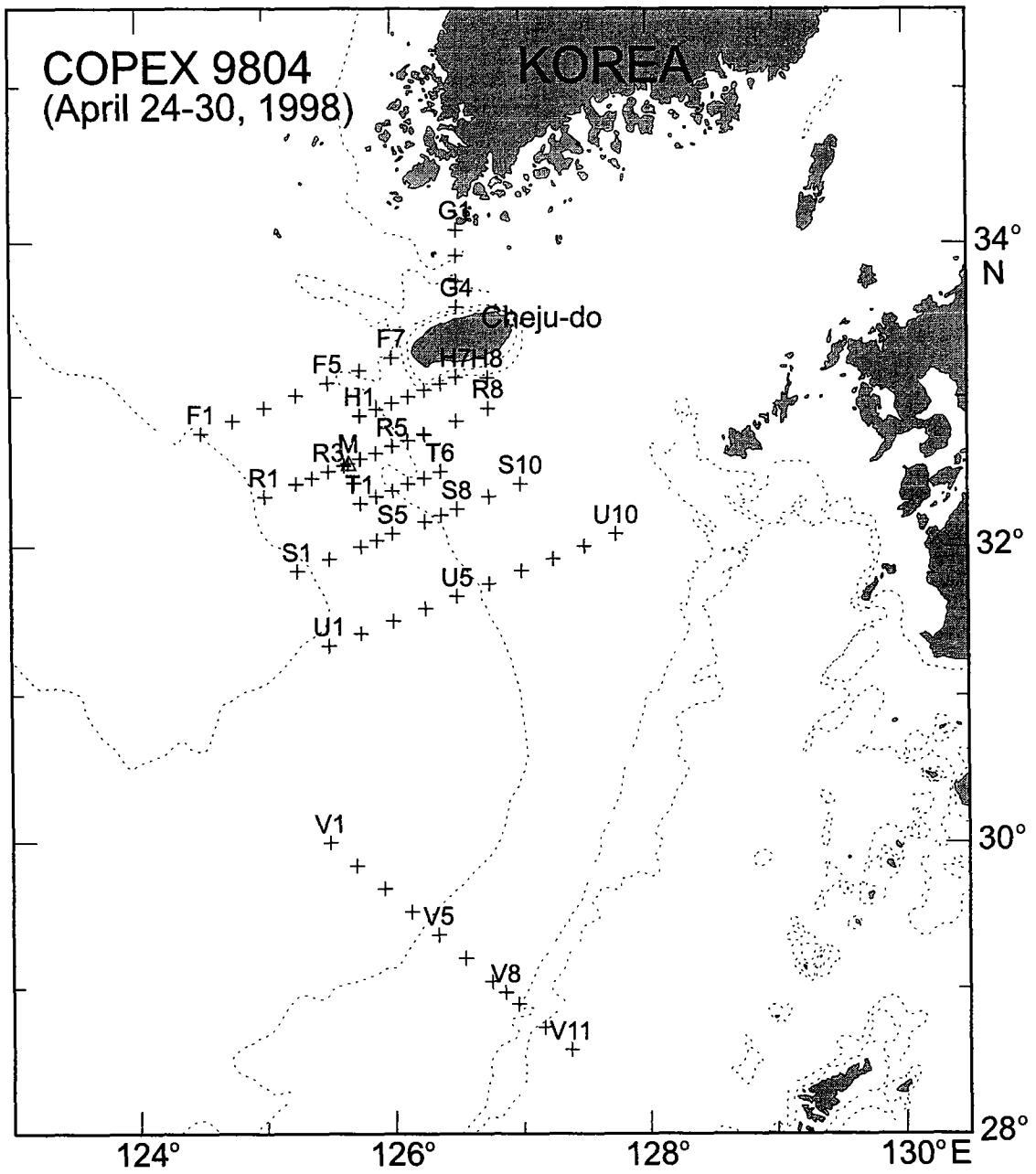


Fig. 2-1. Study area showing observation stations in April 1998.

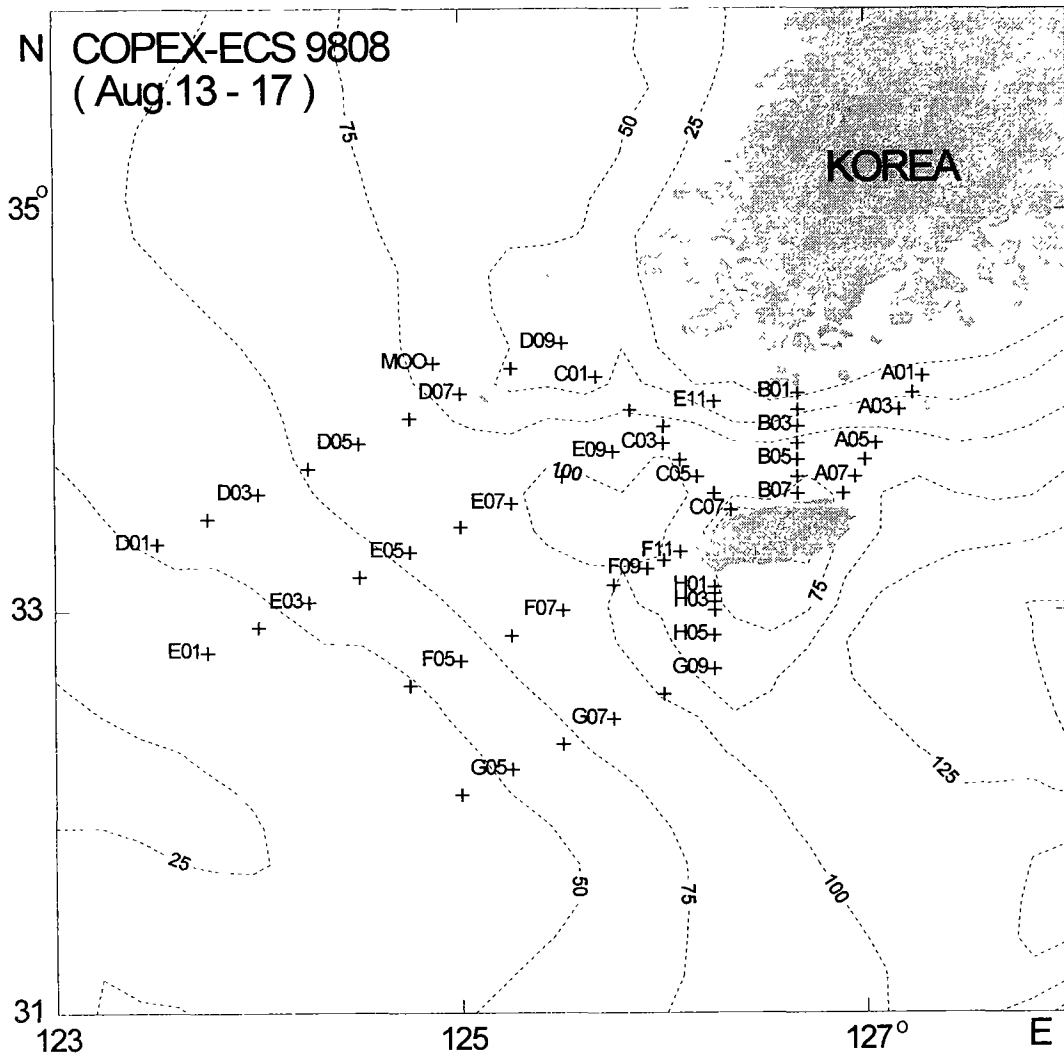


Fig. 2-2. Study area showing observation stations in August 1998.

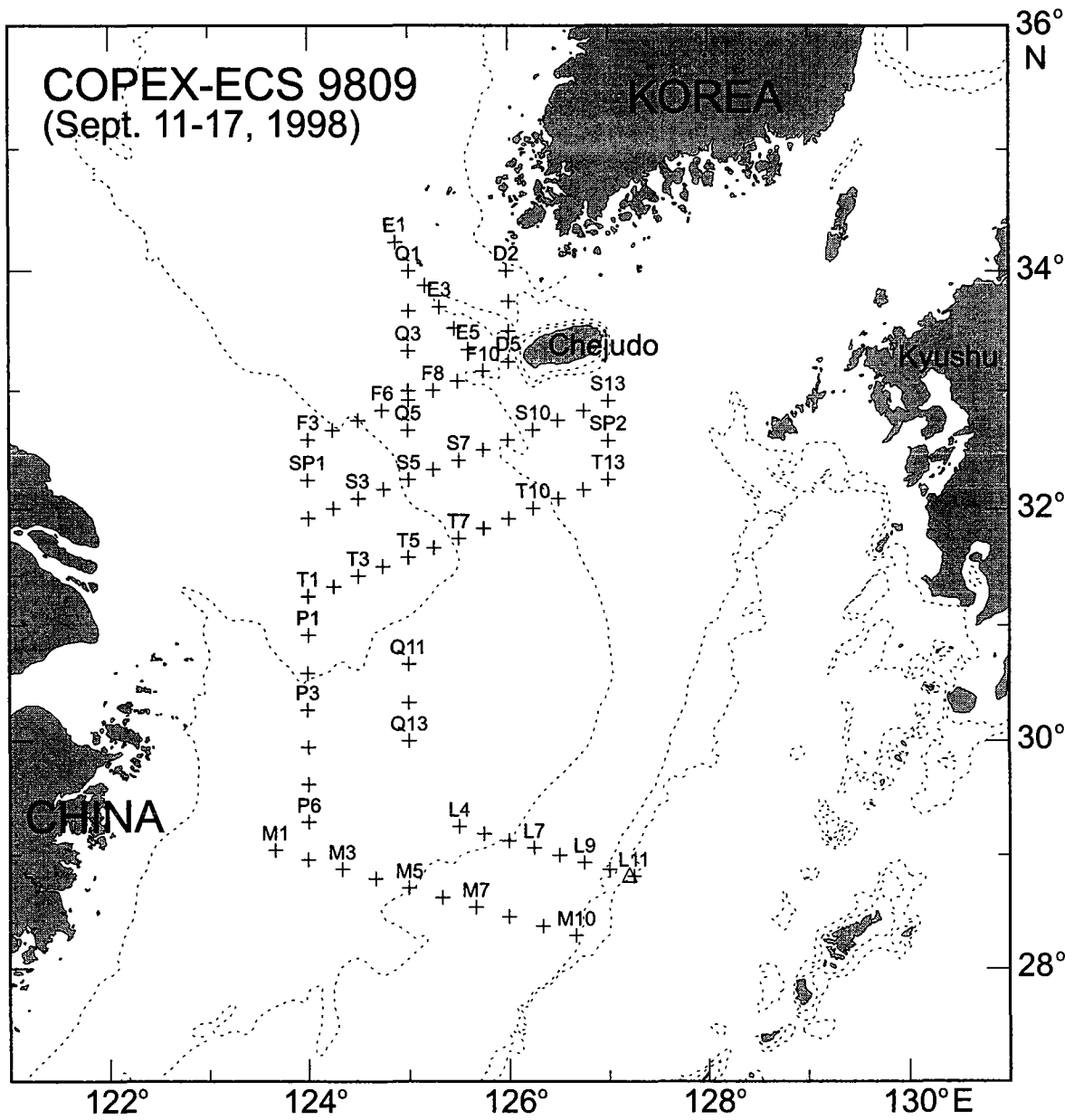


Fig. 2-3. Study area showing observation stations in September 1998.

COPEX-ECS 9809

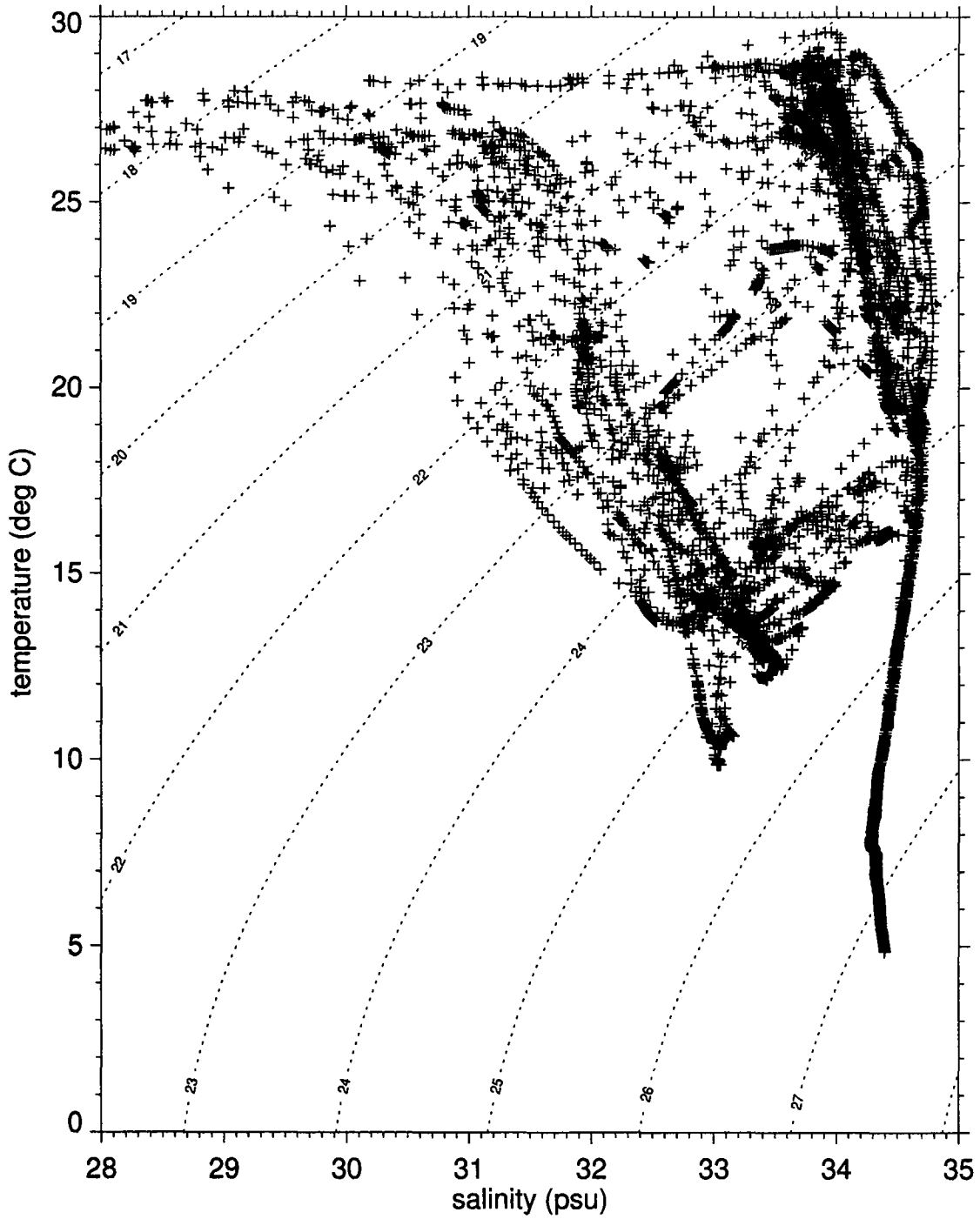


Fig. 2-4. T-S diagram of data observed in September 1998.

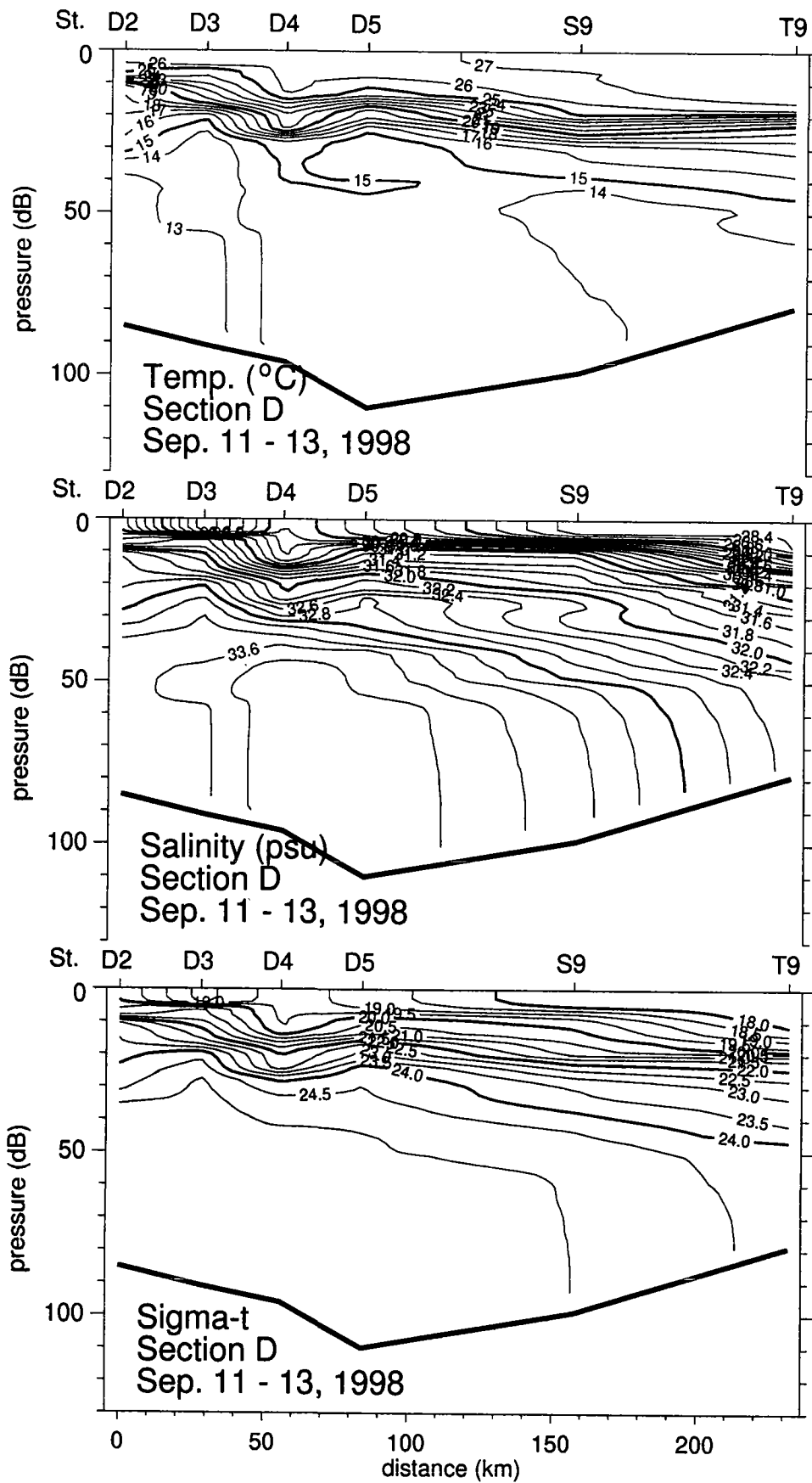


Fig. 2-5. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section D in September 1998.

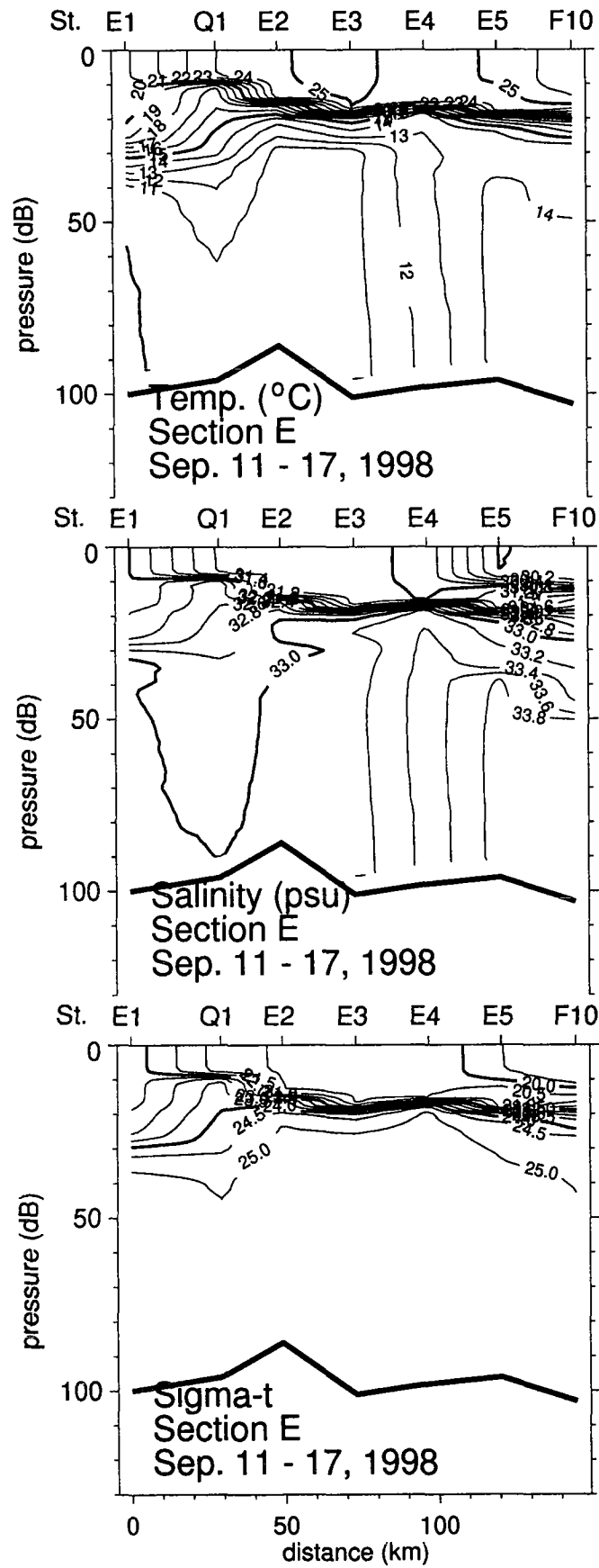


Fig. 2-6. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section E in September 1998.

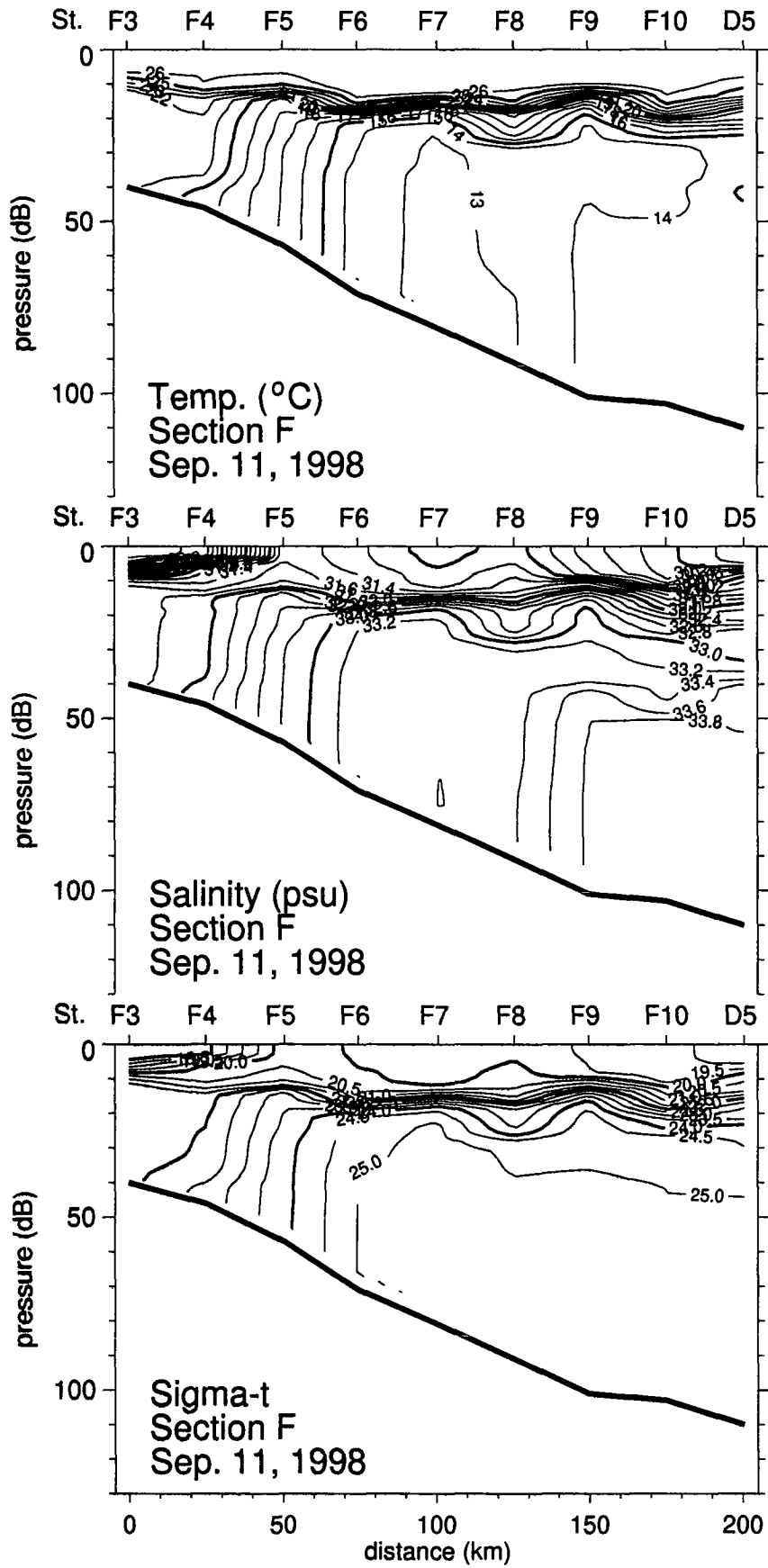


Fig. 2-7. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section F in September 1998.

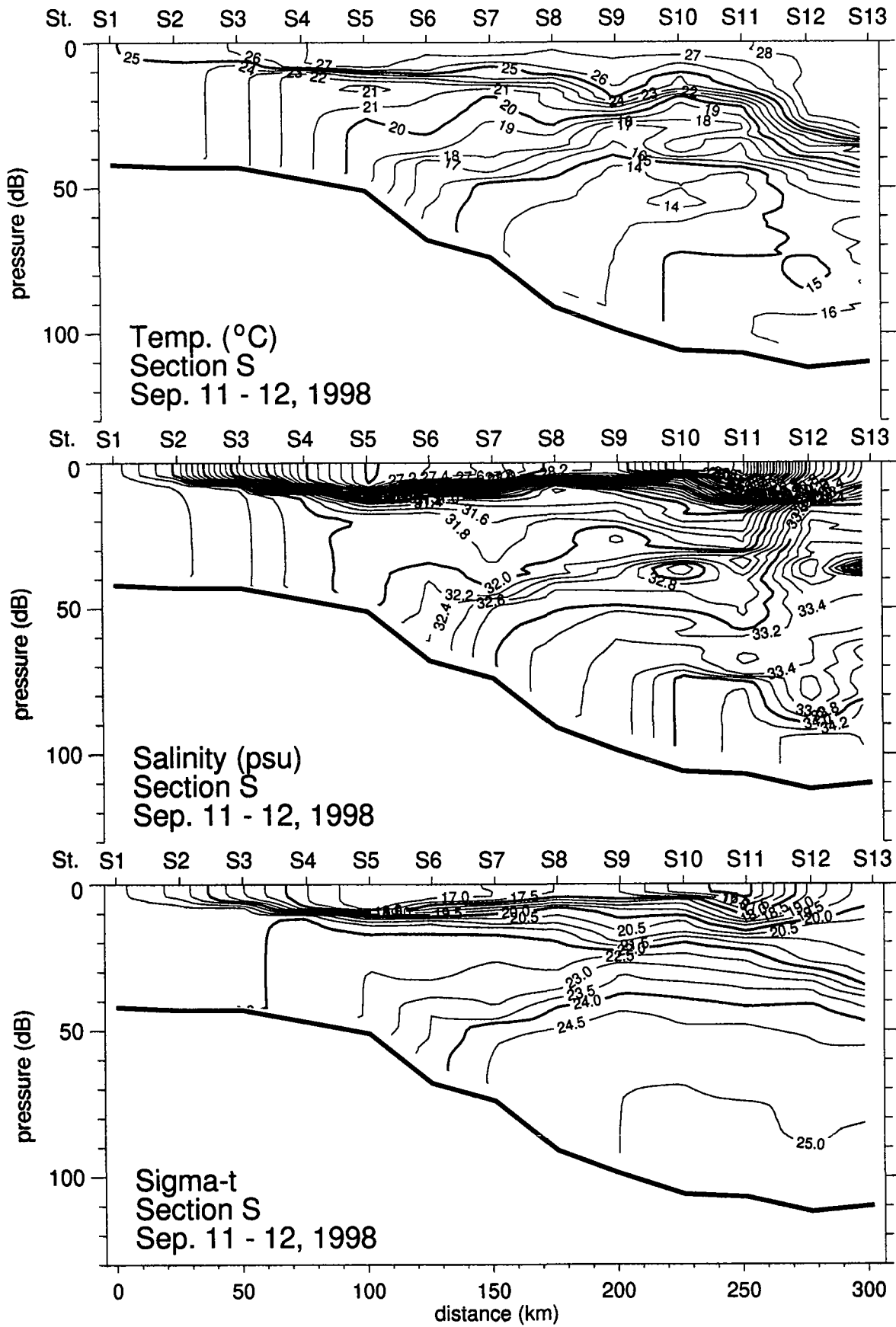


Fig. 2-8. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section S in September 1998.

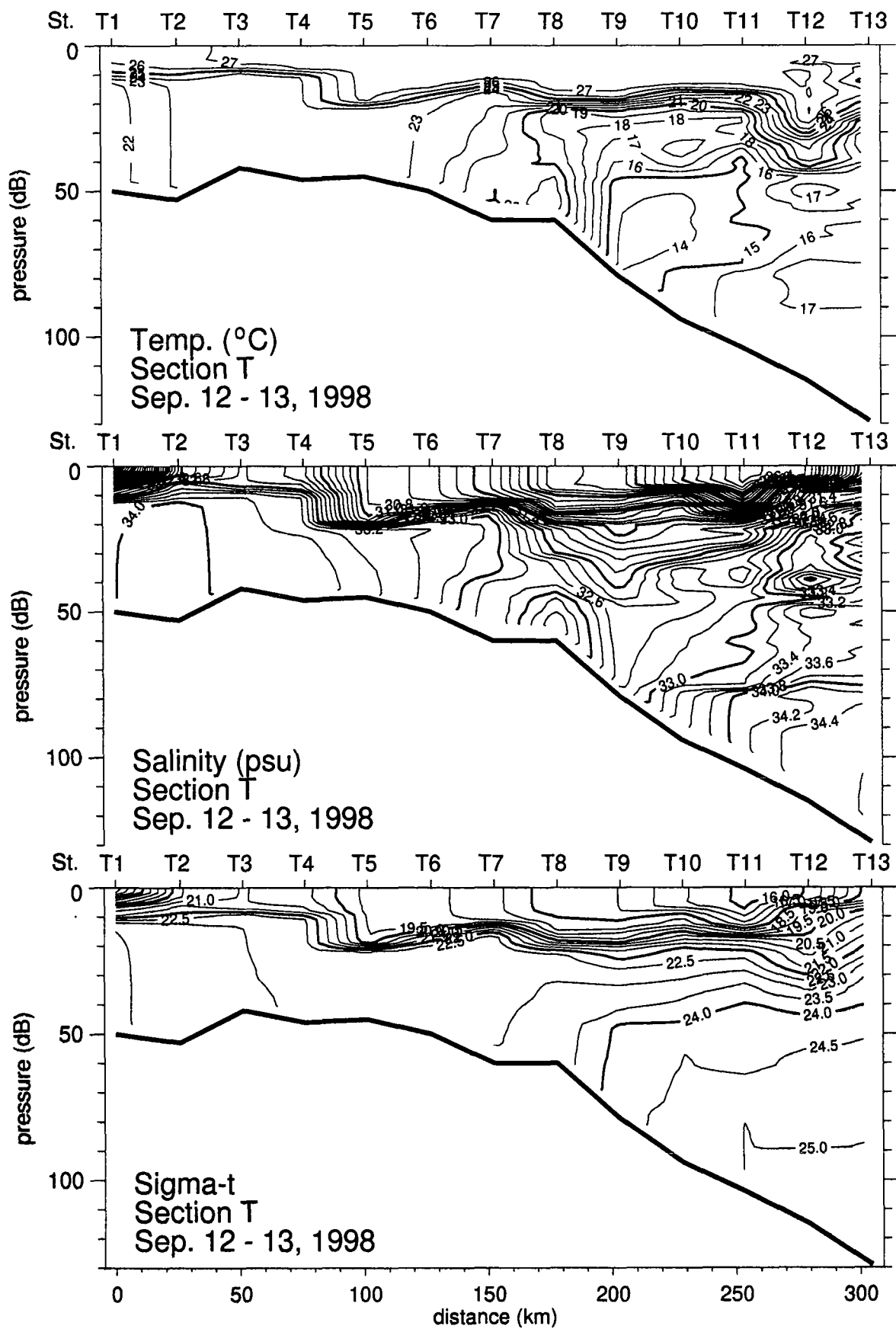


Fig. 2-9. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section T in September 1998.

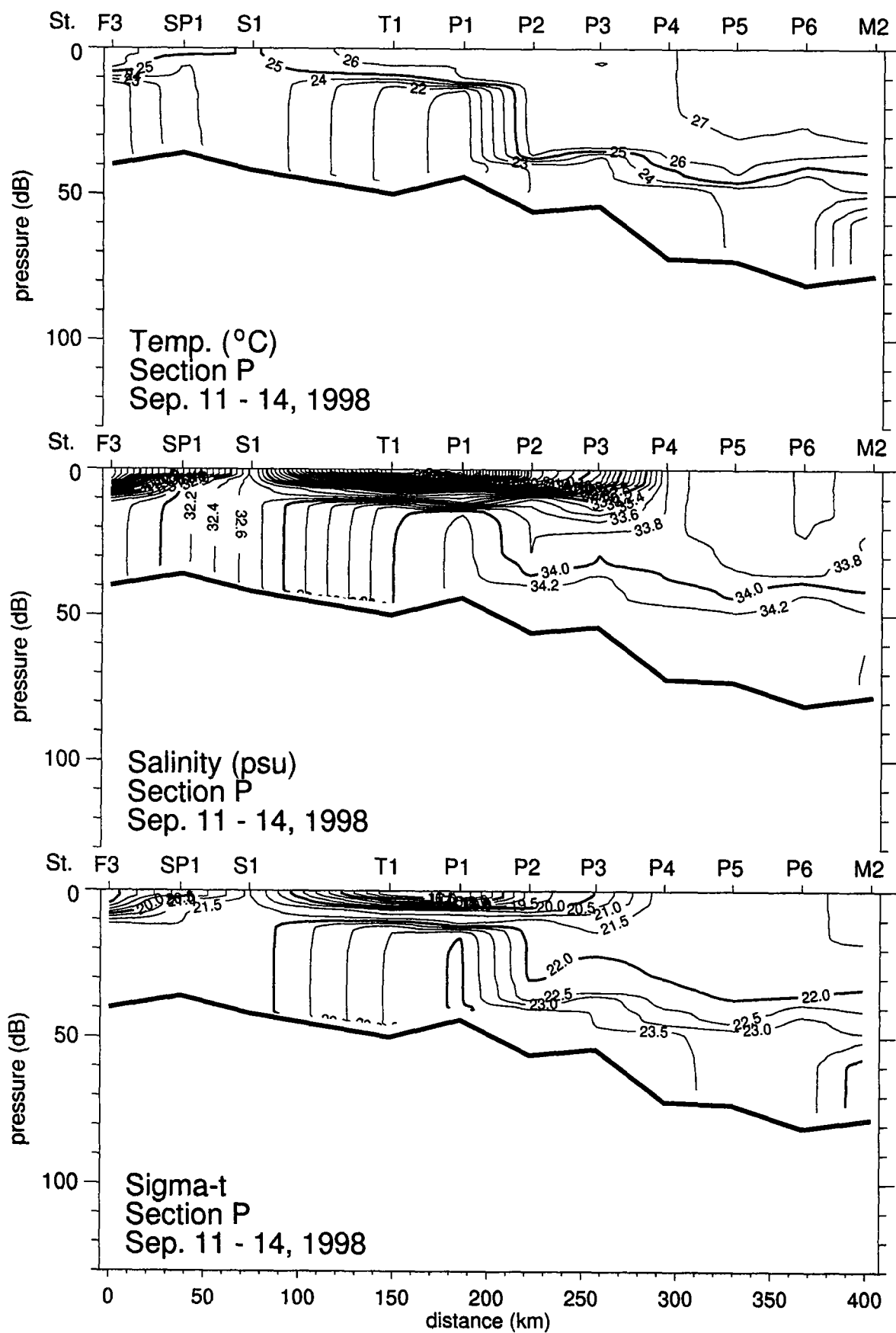


Fig. 2-10. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section P in September 1998.

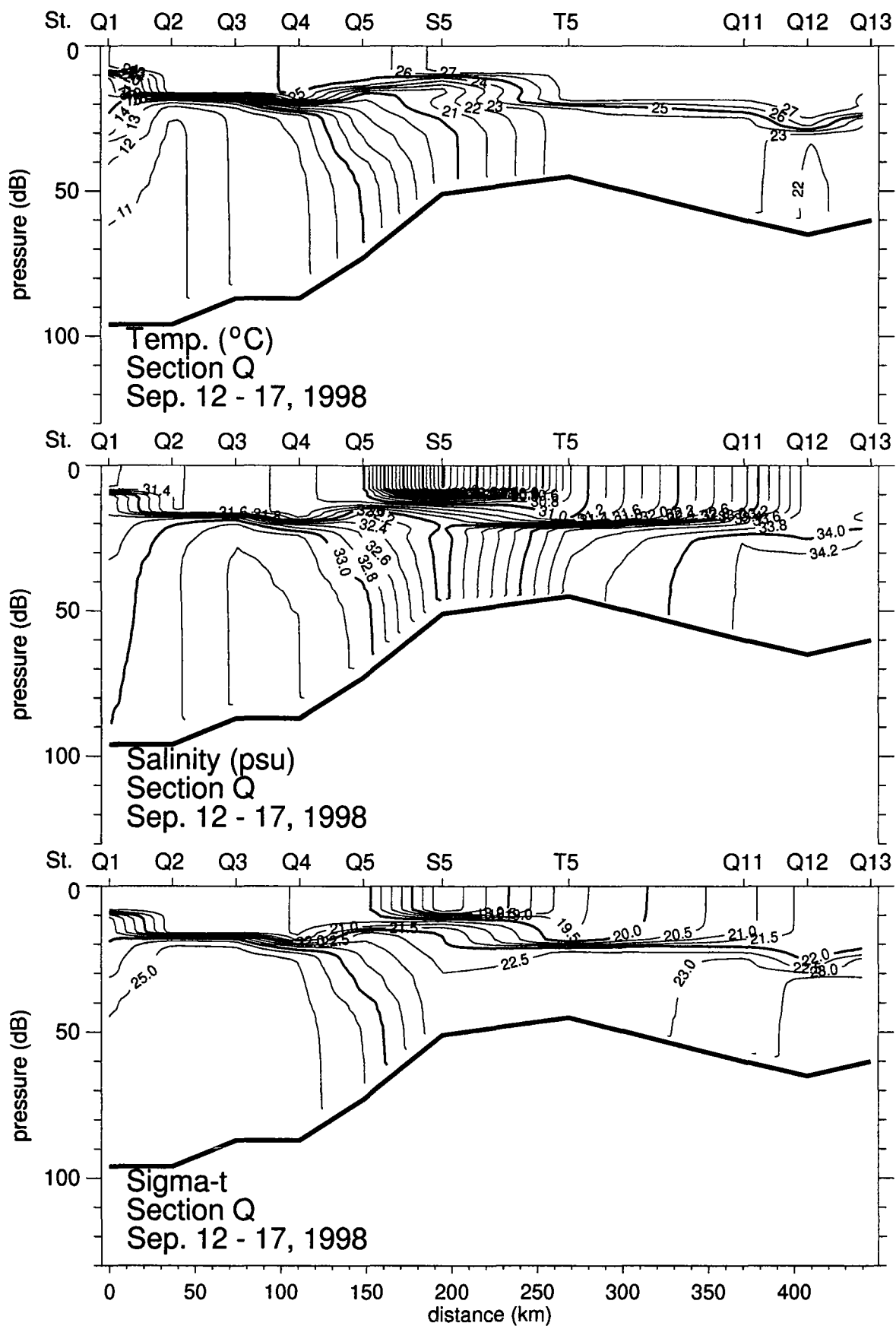


Fig. 2-11. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section Q in September 1998.

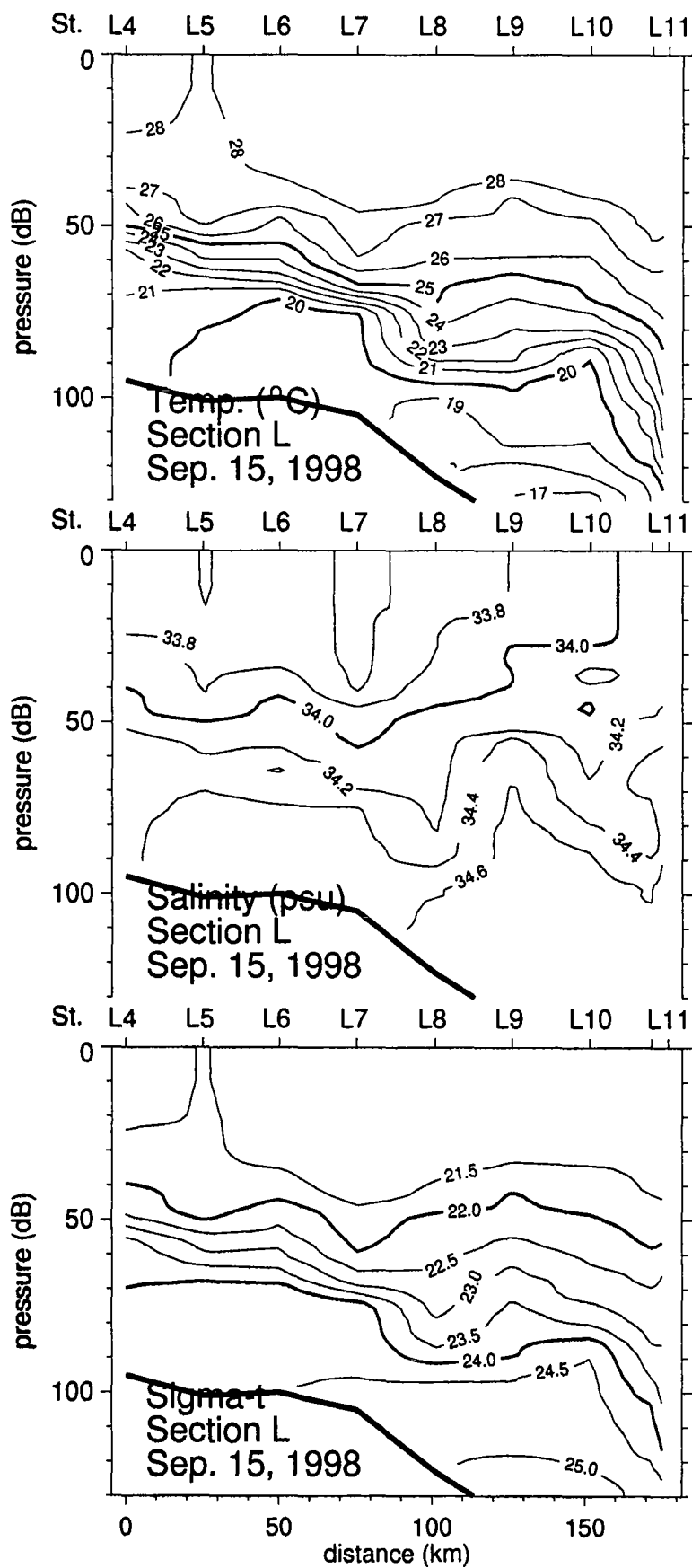


Fig.2-12. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section L in September 1998.

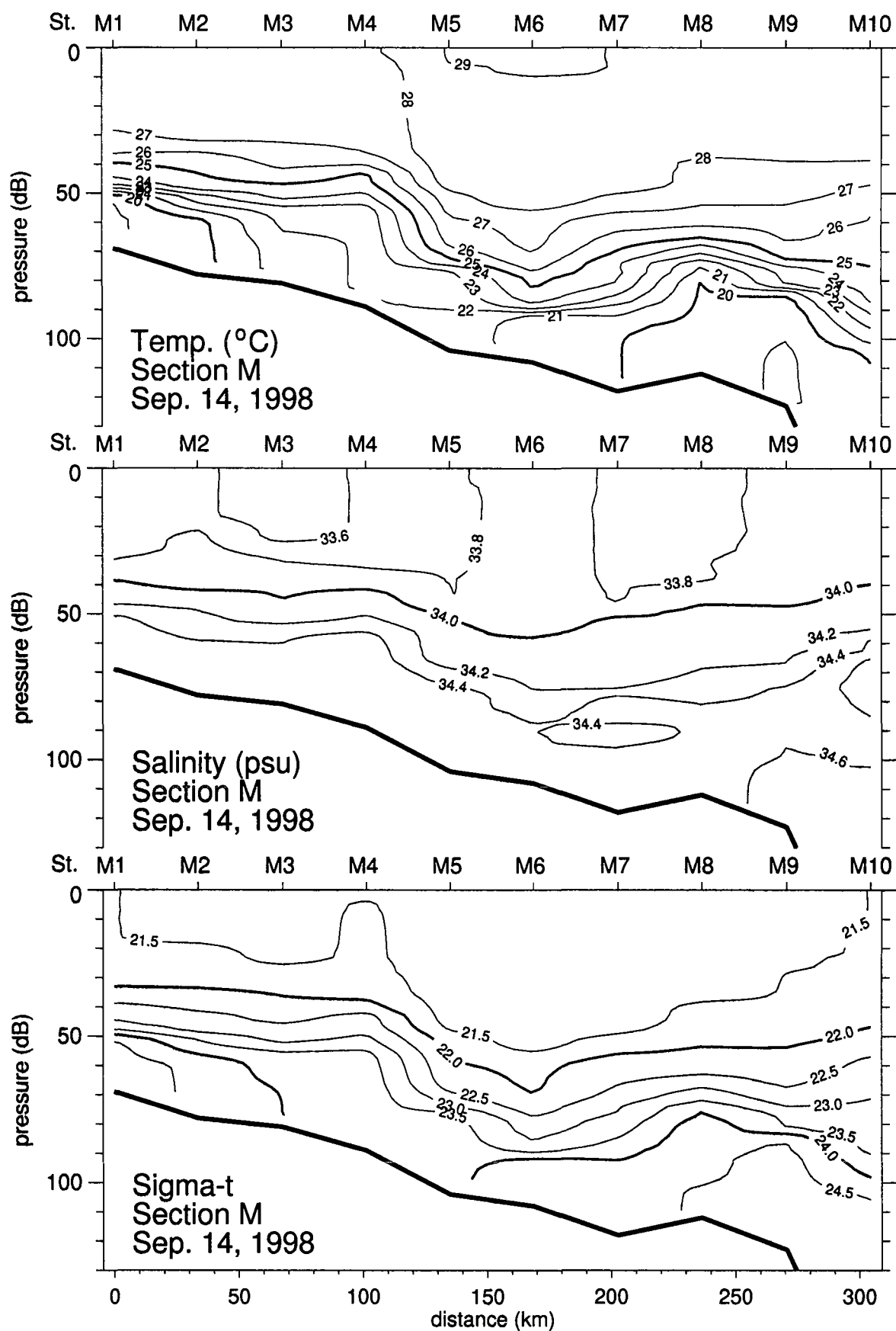


Fig. 2-13. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section M in September 1998.

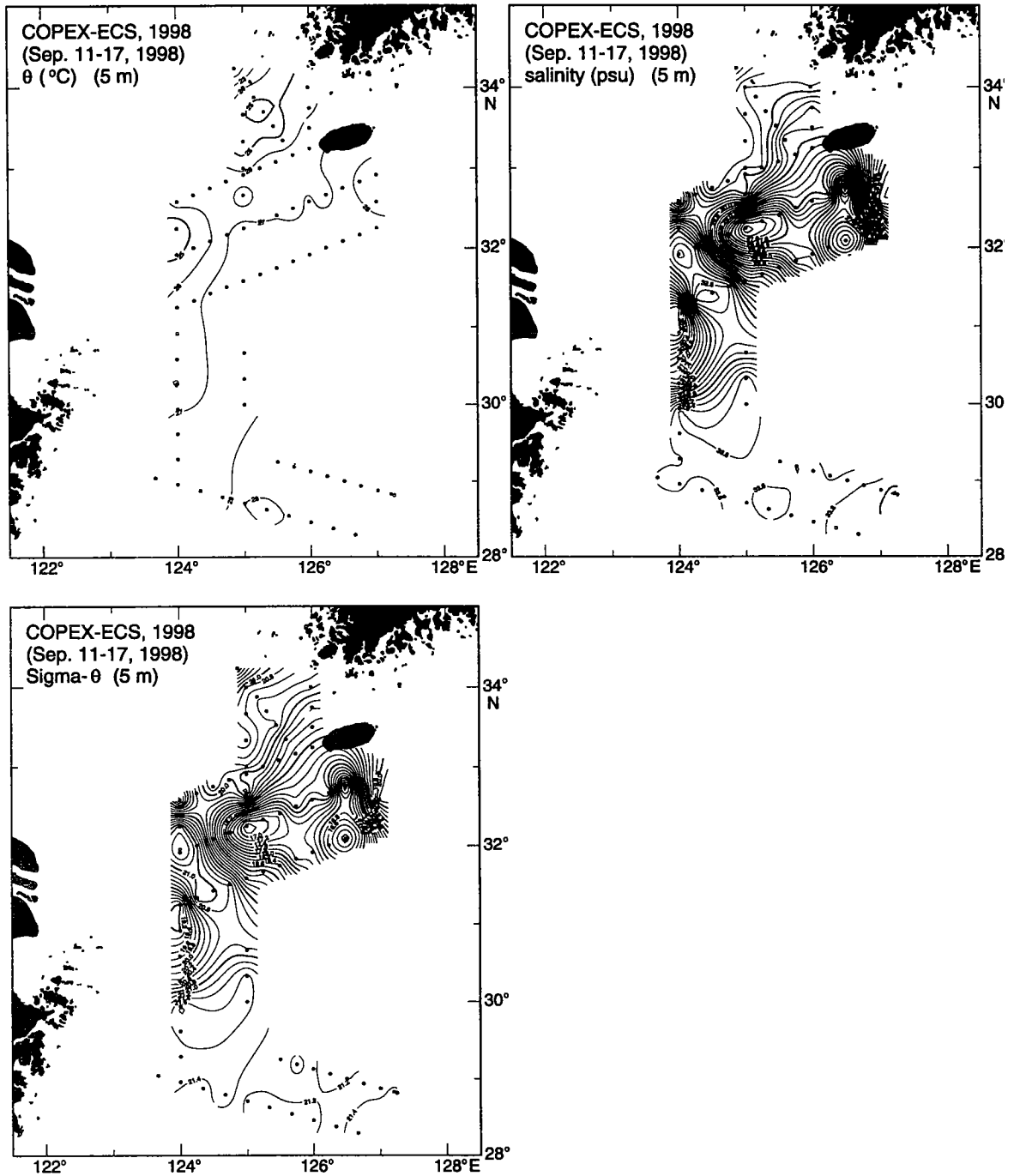


Fig. 2-14. Horizontal distributions of temperature, salinity and density at 5 m depth in September 1998.

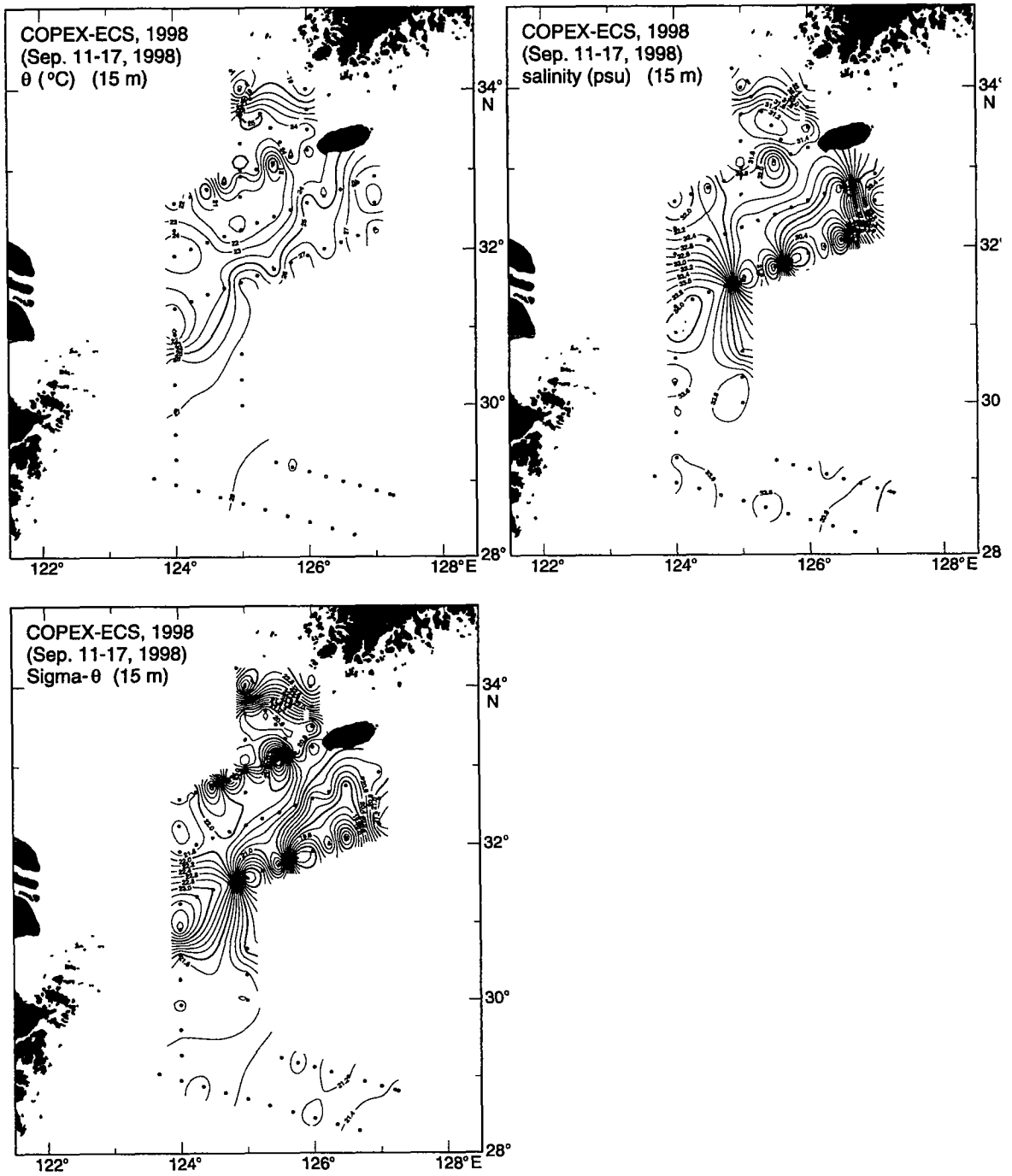


Fig. 2-15. Horizontal distributions of temperature, salinity and density at 15 m depth in September 1998.

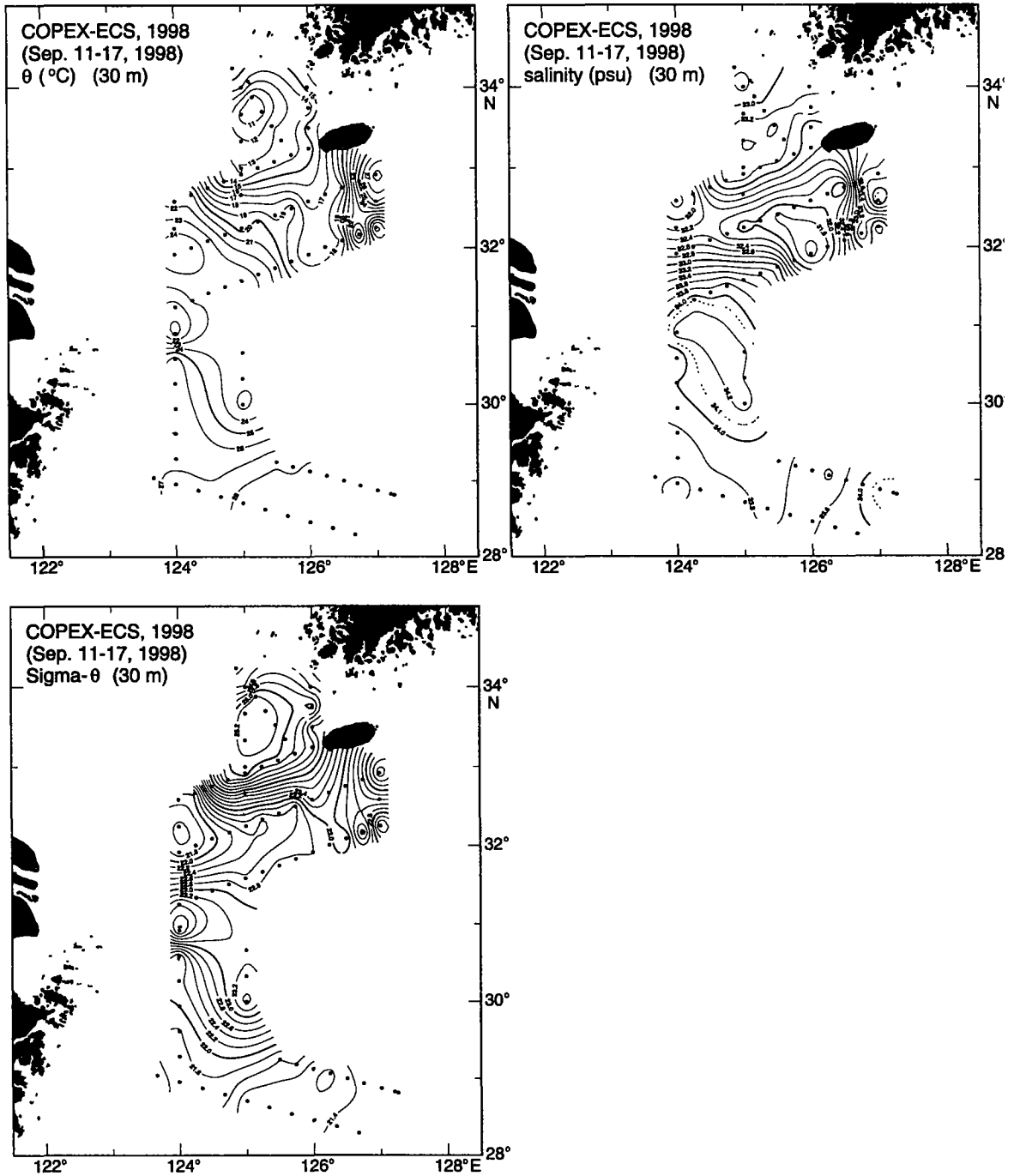


Fig. 2-16. Horizontal distributions of temperature, salinity and density at 30 m depth in September 1998.

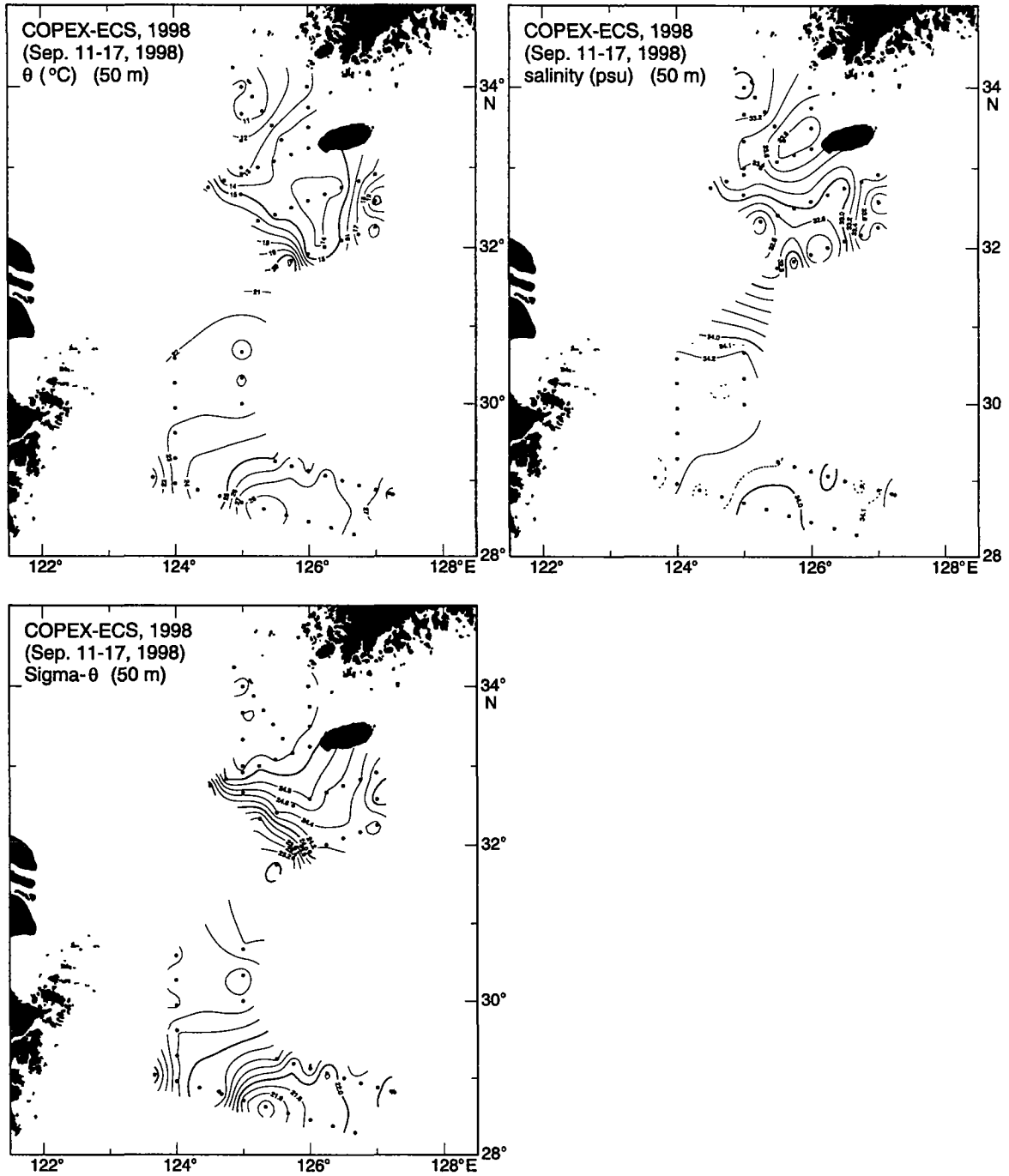


Fig. 2-17. Horizontal distributions of temperature, salinity and density at 50 m depth in September 1998.

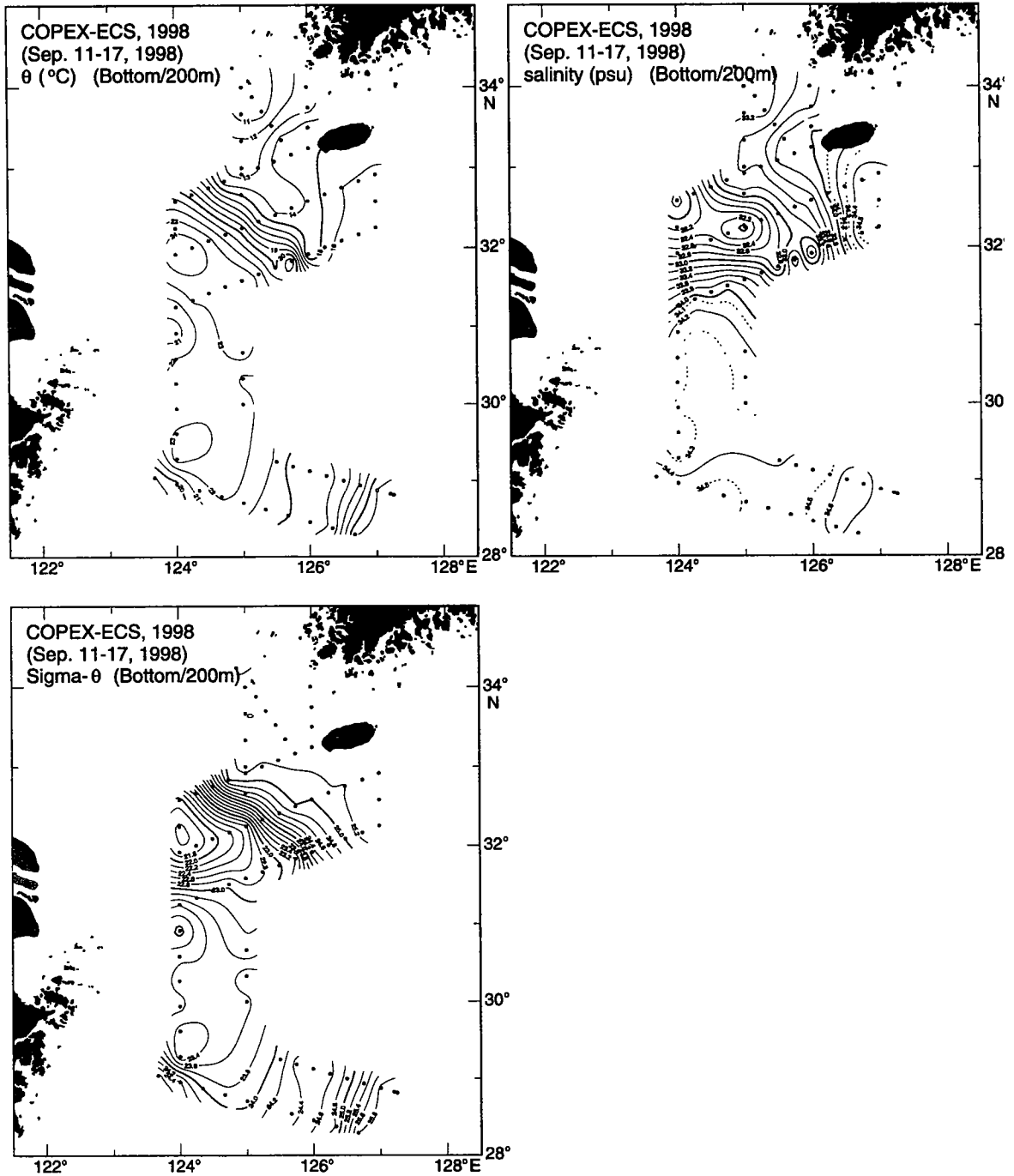


Fig. 2-18. Horizontal distributions of temperature, salinity and density at the bottom in September 1998.

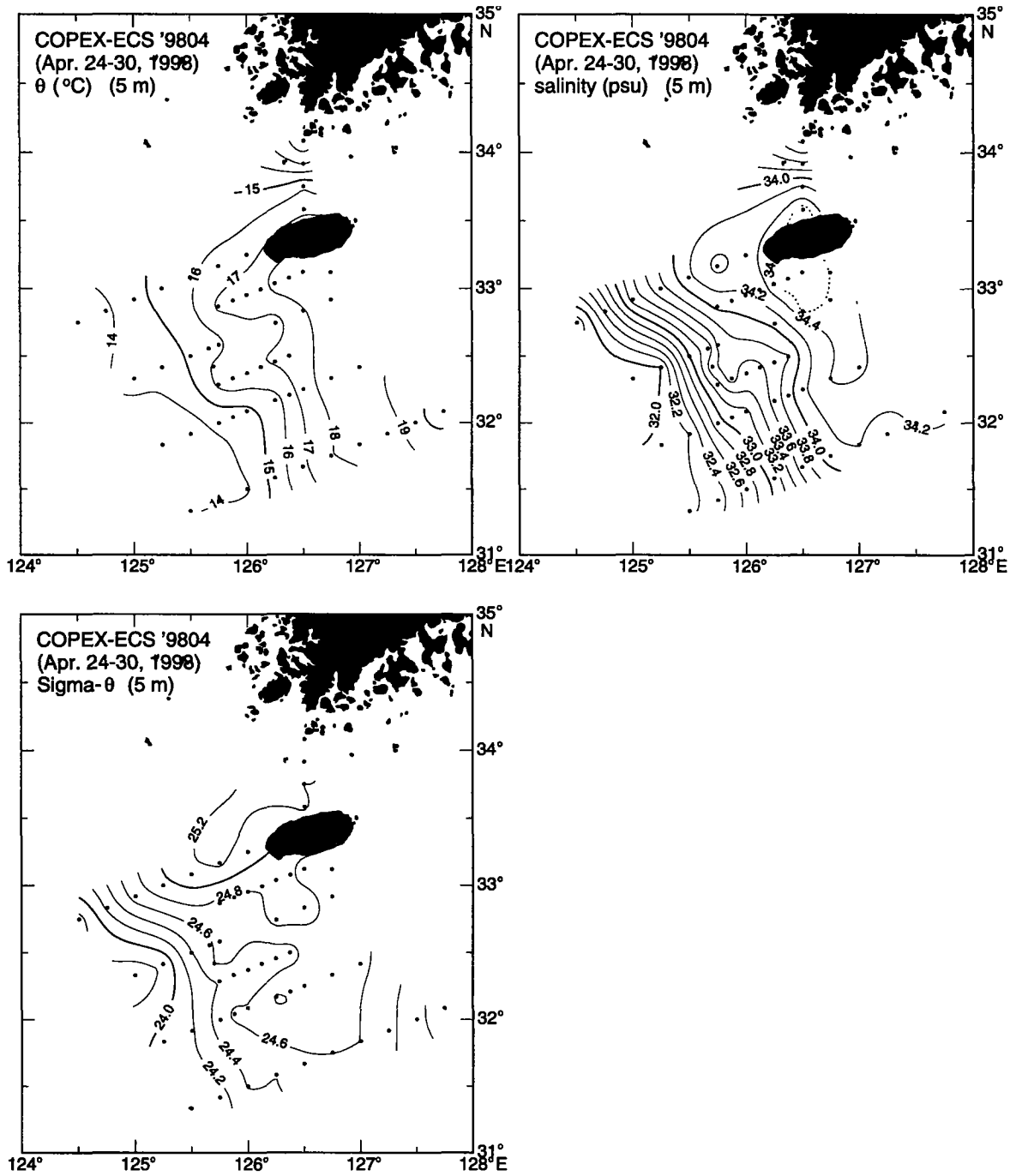


Fig. 2-19. Horizontal distributions of temperature, salinity and density at 5 m depth in April 1998.

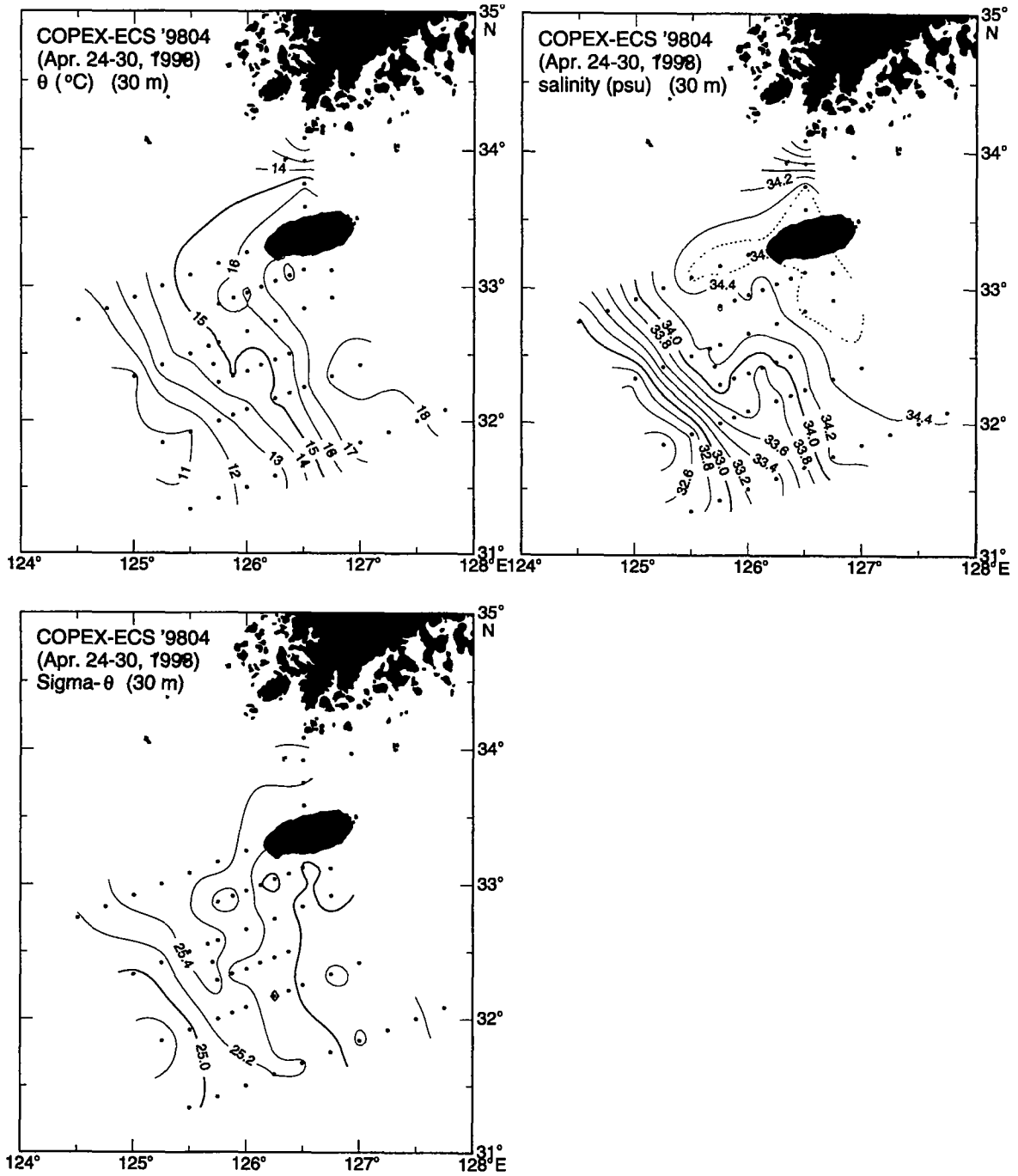


Fig. 2-20. Horizontal distributions of temperature, salinity and density at 30 m depth in April 1998.

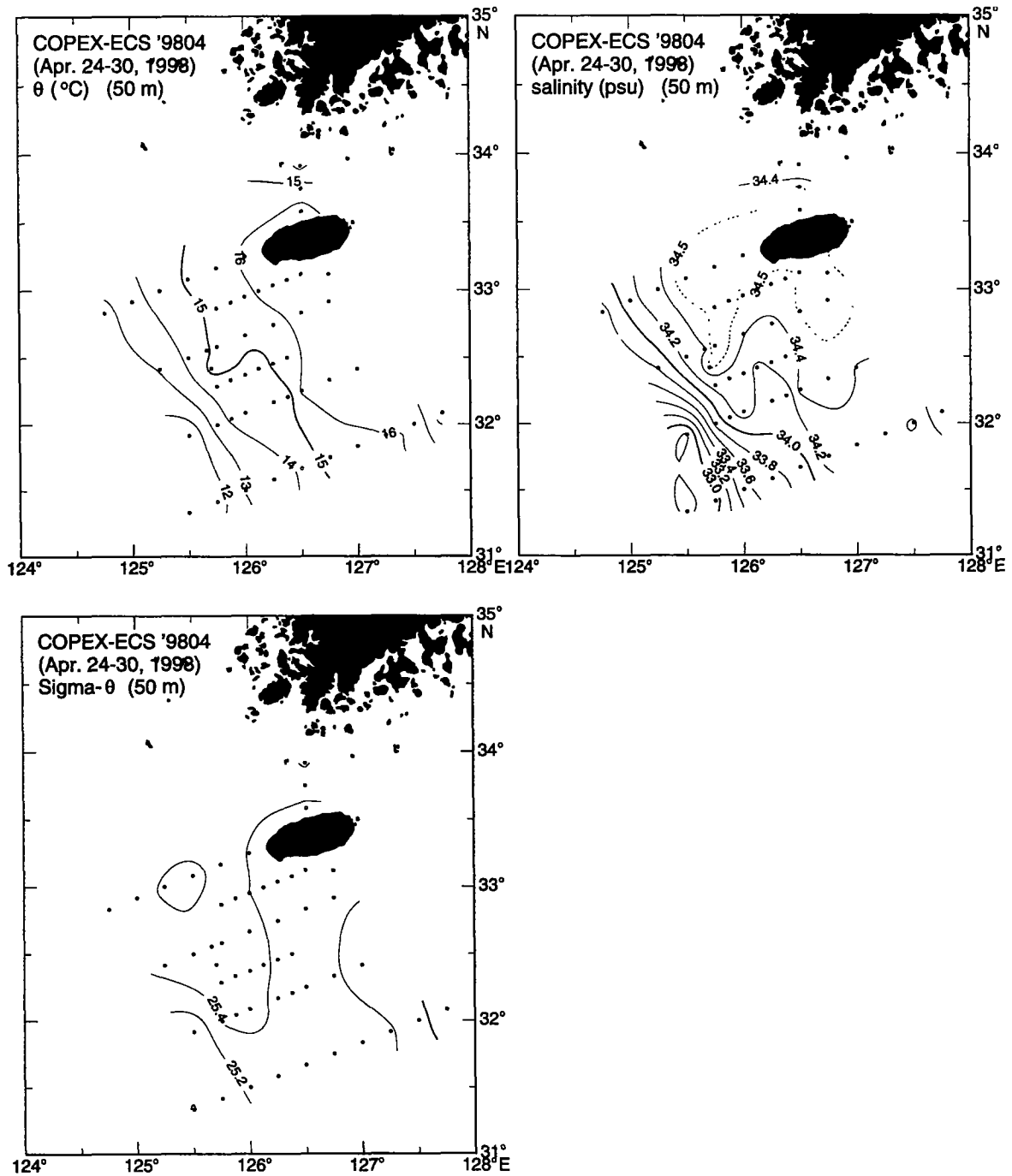


Fig. 2-21. Horizontal distributions of temperature, salinity and density at 50 m depth in April 1998.

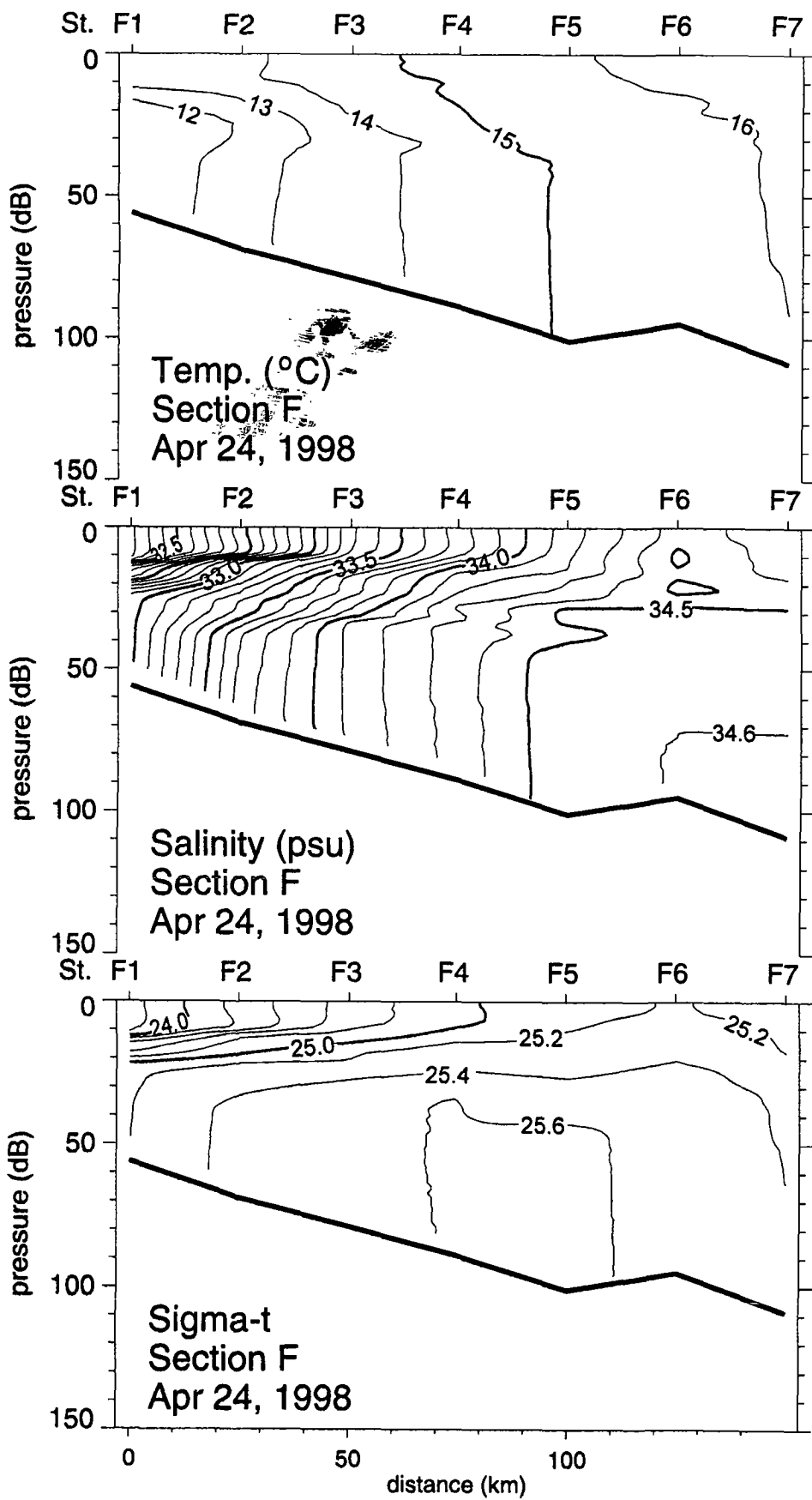


Fig. 2-22. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section F in April 1998.

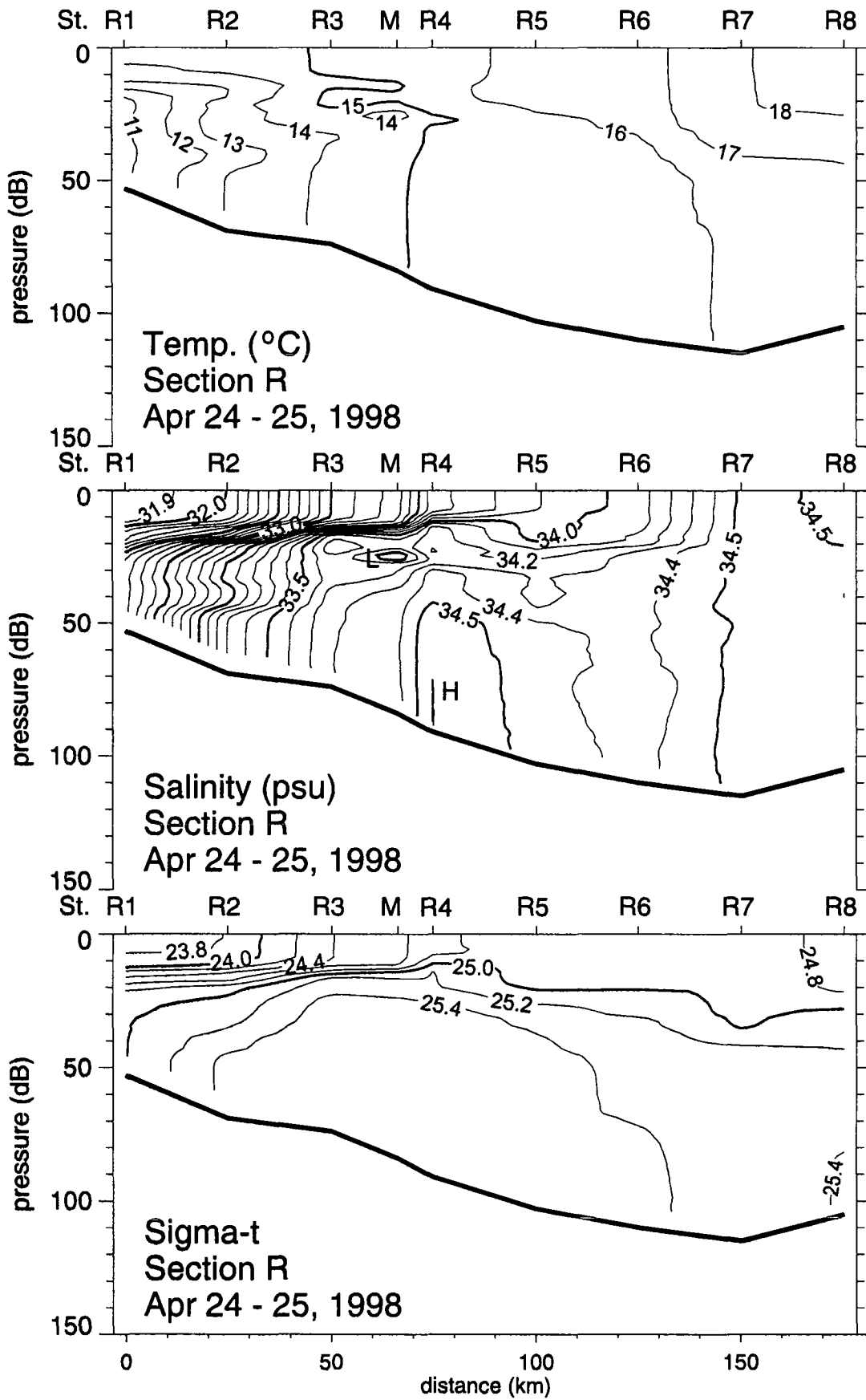


Fig. 2-23. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section R in April 1998.

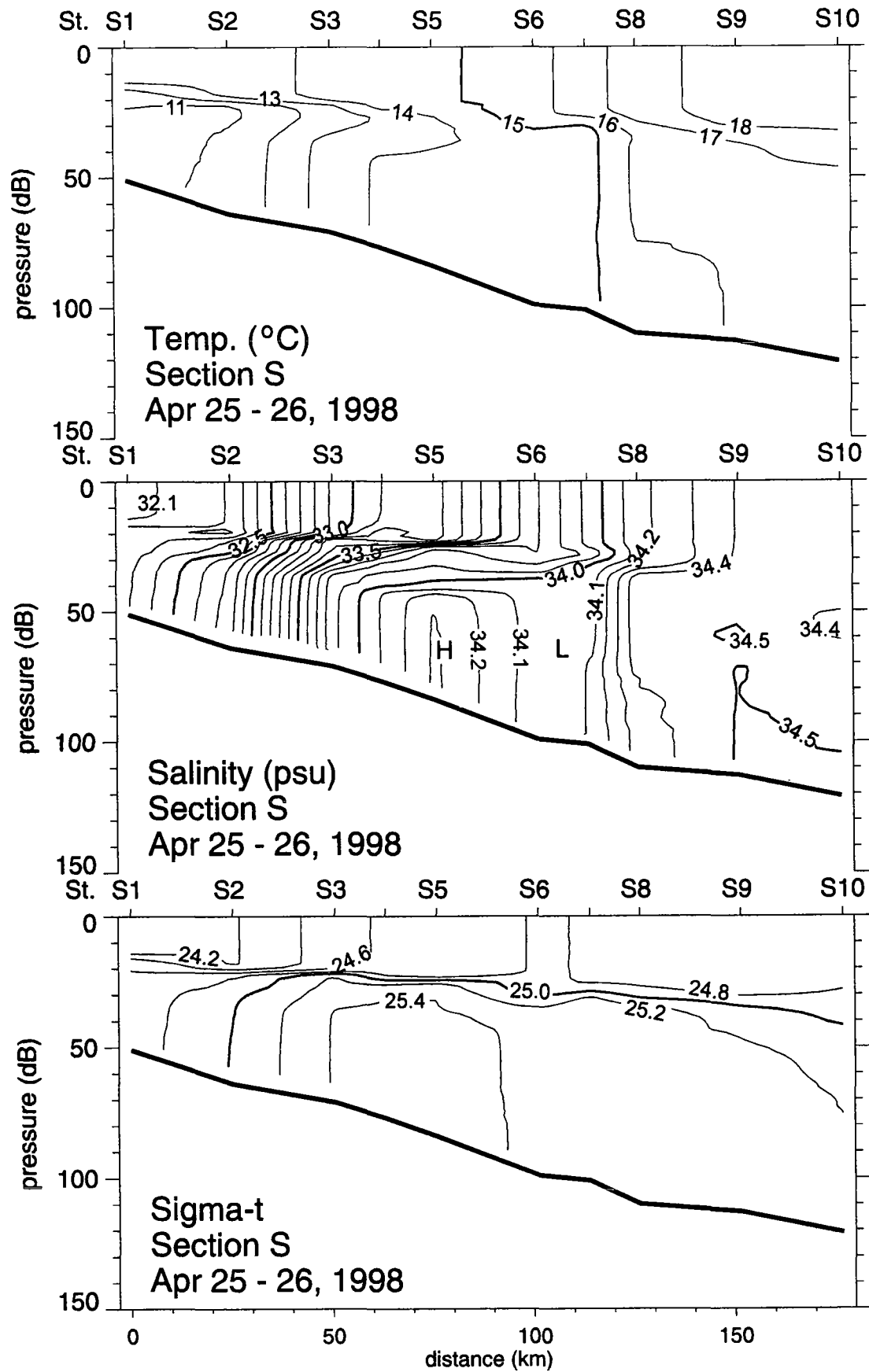


Fig. 2-24. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section S in April 1998.

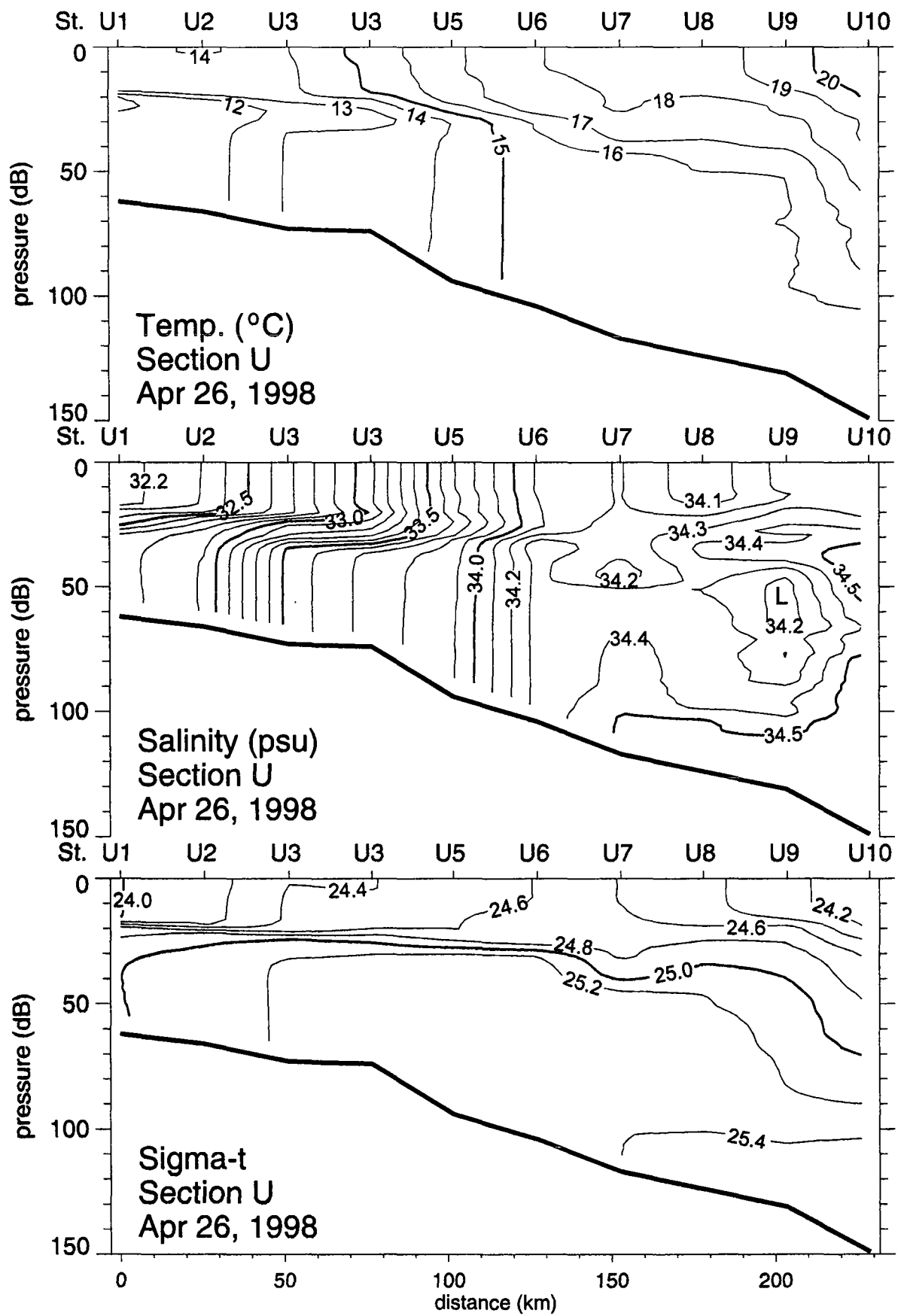


Fig. 2-25. Vertical distributions of temperature, salinity and density in the section U in April 1998.

제 3 절 엽록소 및 일차생산 분포

1. 재료 및 방법

1998년 9월, 동중국해 중서부역의 총 78개 정점에서 SBE 911 CTD를 이용한 정선조사가 이루어져 연구해역의 수온, 염분 분포 및 수직 광 투과도에 대한 자료를 얻었으며, 39개 정점에서는 표준 수심에서 채수를 하여 엽록소 *a*, TSS, SS 분석을 하였다. 엽록소 *a*의 수직분포 및 수직적 광 분포의 프로파일을 얻기 위하여 20개 정점에서 MER 204X system을 사용하였다. 또한, 7개 정점의 총 12개 수심에서 채수한 해수를 이용하여 일차생산력 배양실험을 수행하였다.

가. 광학적 특성

SBE 911 CTD나 MER 204X system을 사용하여 조사지역의 수온, 염분, 밀도, fluorescence, beam attenuation coefficient, PAR (photosynthetically available radiation)의 수직적 변화를 측정하였다. 수중의 광학특성을 알아보기 위해서는 MER 2040을 사용하여 파장별로 (340, 380, 412, 443, 490, 510, 532, 555, 589, 620, 665, and 683nm) downwelling irradiance 와 upwelling rdiance를 측정하였다. 또, 투명도 측정을 위해서는 Secchi disk를 사용하여 값을 얻었다. 측정된 광학자료에서 다음과 같이 광학적 성질을 추산하였다.

(1) 분산 소광 계수 (K_d)와 반사도 (R)

복사도 반사도 (radiance reflectance)는 $K_d(\lambda)$, $K_u(\lambda)$ 값의 외삽에 의한 표층 바로 아래에서의 하향 피복사도 (下向 被輻射度 : downwelling irradiance, $E_{d(0)}$)와 상향 복사도 (upwelling radiance, $L_{u(0)}$)의 측정값으로부터 계산되었다 (Gordon et al., 1975). 이 값들은 Beer-Lambert 식에 가장 잘 맞는 수심에서 산출되었다. 표층 바로 아래에서의 상향 피복사도는 Monte Carlo simulation에 기초해 b/a 값의 범위가 1.0 부터 5.0 사이를 보이는 물에서 얻은 계수 5.0 (Kirk, 1981)을 곱한 상향 복사도 (上向 輻射度 : upwelling radiance)값으로부터 변환되었다.

(2) 흡광계수 (absorption coefficients)의 추산

Morel and Prieur (1975)는 수중 광학 측정으로부터 얻어지는 흡광계수의 추산을 위한 다음의 식을 유도하였다.

$$a(\lambda) = \frac{K_d(\lambda)[1 - R(\lambda)] \cos j}{0.6 + [0.47 + 2.5R(\lambda)] \cos j}$$

$K_d(\lambda)$ 는 하향 분산 소광계수이며 $R(\lambda)$ 은 반사도이다. j 는 천정과 태양 사이의 각도를 나타내는 정점각이다. 계산은 태양고도가 45° 이상인 정점들에서 얻어진 자료만을 이용하였다.

나. 엽록소 a

식물플랑크톤의 엽록소 a 측정에는 현장에서 채수한 500ml의 해수를 47mm GF/F 여과지에 걸러낸 뒤 여과지를 20ml polyethylene vial에 담아 13ml의 90% acetone을 넣어 24시간동안 추출하였다. 추출한 시료는 syringe filter set를 이용하여 GF/C 여과지에 걸러 입자를 제거한 뒤 Turner fluorometer (Turner designs model 10)로 측정하여 fluorometric 방법 (Parsons *et al.*, 1984)으로 정량적인 엽록소 a 값을 구하였다.

다. 부유물질

부유물질을 측정하기 위해서는 엽록소 a 측정과 마찬가지로 채수한 500ml의 해수를 미리 450°C 이상의 온도에서 태워 불순물을 완전히 제거하여 무게를 잰 47mm GF/F 여과지에 걸러낸 뒤 염기를 제거하기 위해 증류수로 두 차례 씻어준 뒤, 여과지를 petri dish에 넣어 바로 냉동 보관하여 실험실로 운반하였다. 운반된 시료는 실험실에서 oven의 온도를 60°C 로 유지하며 24시간 건조시켜 무게를 재서 TSS를 측정한 뒤, 450°C 로 3시간 이상 태워 유기물을 제거한 뒤 무게를 재서 SS를 측정하였다.

라. 일차생산력

식물플랑크톤의 일차생산력 측정은 C-14 method를 사용하였다. P-I parameter 값을 얻기 위하여 각 정점에서 채수한 물에 pH 9.5 정도로 맞춘 $\text{NaH}^{14}\text{CO}_3$ 일정량을 첨가한 뒤 dispenser를 이용하여 12개의 Falcon flask에 60ml씩 분배하여, 인공광을 광원으로 하여 광구배 (100, 80, 60, 50, 40, 30, 20, 10, 5, 1% 정도)가 이루어진 특수 제작한 box에 넣고, 항온수조를 사용하여 box내의 온도를 현장의 수온에 맞춰 주며 2시간 가량 배양실험을 하였다. 배양실험을 거친 시료는 25mm (0.45 μm pore size) 막 여과지로 걸러내어 여과지를 20ml LSC vial에 담은 뒤 3N HCl을 1ml 넣어 24시간 훈증 (fuming)하여 무기탄소를 제거하였다.

훈증이 끝난 시료는 바로 섬광액 (scintillation cocktail)으로 Instagell-XF를 10ml 넣어 냉암소에서 2~3일 보관한 뒤 실험실에서 섬광계수기 (RackBeta II Scintillation Counter)로 분당붕괴수 (dpm)를 측정하였다. Total alkalinity를 추정하기 위해서는 Parsons *et al.* (1984)의 방법에 따라 채수한 시료의 pH를 측정하고 시료 100ml에 0.01N HCl 25ml를 첨가하여 acid pH를 측정하였다.

2. 결과

가. 엽록소의 분포

98년 9월 2일 인공위성 영상 (그림 3-1)을 보면 양자강수로 판단되는 수괴가 비교적 높은 엽록소 값에 의해 드러난다. 이 수괴는 위도와 평행하여 서쪽으로 뻗어 나가고 있고 대마난류와의 전선을 따라 남북으로 400 km 정도 길게 퍼져 있으며 남해연안을 따라 동해로 진입하는 것을 볼 수 있다. 이러한 형태는 9월 15일 (그림 3-2) 영상에서도 전체적인 양상은 유사하게 나타난다.

이 때, 계산된 엽록소 농도와 실측치를 비교하면 계산치가 실측치보다 최고 약 2-4 배까지 높게 나타난다. 이는 SeaWiFS 표준 알고리즘이 외양역 (Case 1) 알고리즘이어서 유기물이나 부유사가 없는 해역에만 정확한 결과를 내기 때문이다. 실제의 엽록소 농도는 0.11 (정점 D2)~ 1.44 (정점 S3) mg m^{-3} 이다. 양자강 하구에서 가까운 S 정점부근에서만 약간 높고 나머지 해역에서는 낮다.

엽록소 분포의 수직단면을 보면 양자강수의 영향을 받는 F, S, T 라인에서 염분 약층 부근인 수심 10m 상하로 엽록소 최대층이 나타나며 엽록소 값도 전반적으로 낮다 (그림 3-3). 저염수에 의해 표층 혼합층이 매우 얇음에도 불구하고 혼합층 내의 엽록소 농도가 낮은 것은 영양염 농도가 성장의 제한요인임을 의미한다.

나. 기초생산

6개의 정점의 표층에서 측정된 기초생산은 $2.01 \sim 65.31 \text{ mgC m}^{-3} \text{ day}$ 로 S 정점들은 비교적 높고 M 정점들은 낮다 (그림 3-4). P_m^B 값은 $2.07 \sim 15.116$ 로 비교적 높은 값을 보이고 있다. α 값의 범위는 $0.0005 \sim 0.0196 \text{ mgC mg}^{-1} \text{ Chl-a } (\mu\text{E m}^{-2} \text{ s}^{-1}) \text{ h}^{-1}$ 였고 P_m^B 은 $0.05 \sim 14.86 \text{ mgC mg}^{-1} \text{ Chl-a h}^{-1}$ 의 범위를 보였다. I_k 값의 범위는 $71.0 \sim 417.6 \mu\text{E m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 로 광합성 변수 들은 대체적으로 과거 동중국해 조사와 유사한 범위에 속한다. 현존량은 크게 높지는 않으나 기초생산값이나 광합성 매개변수는 식물 플랑크톤의 비교적 활발한 성장이 일어나고 있음을 시사한다.

다. 광학적 특성

측정된 반사도 특성은 2 개의 뚜렷이 다른 유형으로 나누어 진다 (그림 3-5). 청색대에서 높고 적색대로 갈수록 감소하는 유형 (정점 m5)과 녹색대에서 청색대로 점차적인 감소를 보이는 유형을 볼 수 있다 (나머지 정점). 첫 번째 유형은 case 1 유형에 가까우나 (Morel and Prieur, 1977), SeaWiFS 엽록소 농도와 실측치의 차이는 이 정점의 특성이 case 1이 아니라는 것을 의미한다. 청색대의 반사도가 높은 것은 엽록소나 용존 유기물 보다 부유사의 영향이 큰 것을 의미한다. 부유사는 분광대 전반에 걸쳐 반사도를 증가시키는 작용을 하기 때문이다 (Morel, 1980; Sathyendranath et al., 1989). 실제로 이 정점의 엽록소 농도는 매우 낮으나 반면에 부유사 농도는 비교적 높다 (8 mg l^{-1} 이상). CDOM의 a_{440} 또한 가장 낮아 0.03 m^{-1} 이다.

두 번째 유형은 용존유기물의 영향이 뚜렷하며 전체적인 유형은 엽록소 보다 용존유기물의 영향이 더 크게 나타난다 (Sathyendranath et al., 1989). 이러한 양상은 흡광계수 (그림 3-6)에서도 동일하게 나타나며 여기서 용존유기물이 분광 signature 에 더 큰 영향을 주고 있음을 볼 수 있다. 또한 입자의 대부분은 부유사이다 (그림 3-7).

라. 양자강수의 영향 범위

SeaWiFS 엽록소 영상은 Case 1 알고리즘으로 처리된 값이며 이는 해수의 광학적 성질을 좌우하는 것이 물 자체를 제외하면 식물 플랑크톤 뿐 이라고 가정한 경우이다. 광학조사에서 보여준 것처럼 이 가정은 거의 대부분의 조사정점에서 맞지 않는다. 결과적으로 SeaWiFS 엽록소 농도는 (그림 3-1, 그림 3-2) 실제의 엽록소 농도 보다 높게 나타난다. 이러한 정량적 오차에도 불구하고 이 영상들은 양자강수의 영향 범위를 정밀하게 보여준다. SeaWiFS 영상에서는 양자강수의 부유사나 용존유기물에 의해 주변 보다 높은 엽록소 농도로 나타난다.

1980년대 초반의 CZCS자료에서는 하기 양자강수의 방향은 제주 해협을 통과하여 동진하는 것으로 나타났다. 1998년의 경우 양자강수는 위도와 평행하게 동진하여 제주도 남쪽에서 대마난류와의 전선을 따라 넓게 퍼지고 있으며 제주도 서쪽에서 한국 연안을 따라 동해로 들어간다. 서경 124도를 지나서는 양자강수의 영양염은 고갈되어 영양염이 식물 플랑크톤의 성장을 직접적으로 촉진시키는 것은 아니다. 양자강수에 의해 얇은 염분약층이 형성되고 이것이 광범위한 식물 플랑크톤의 성장을 일으키는 것으로 보인다.

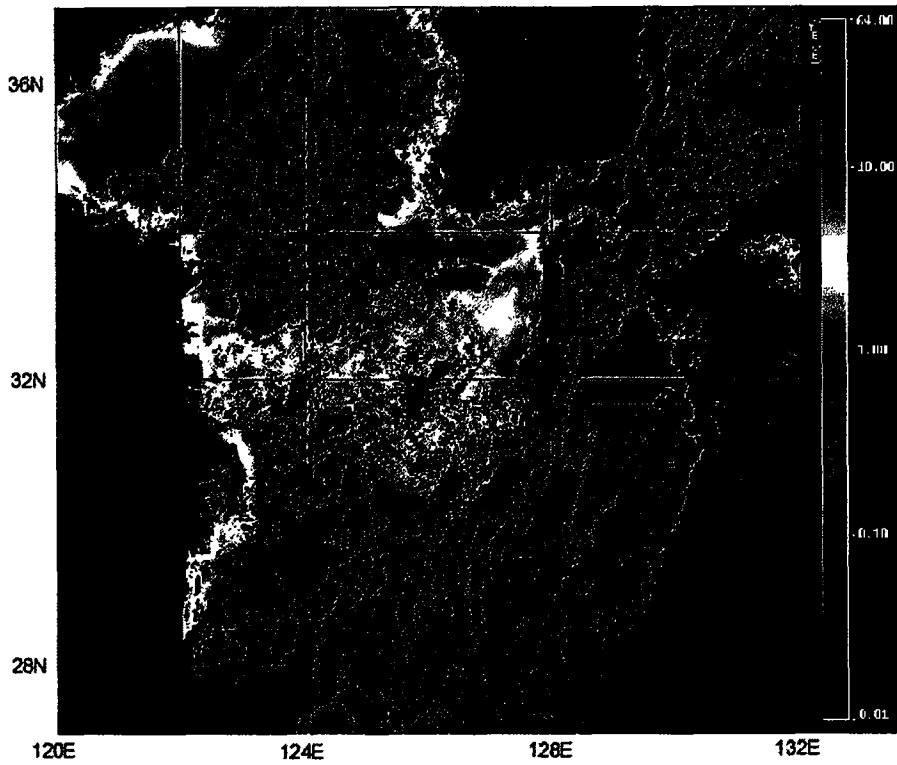


Fig. 3-1. SeaWiFS standard chl-a (Sep. 2nd, 1998).

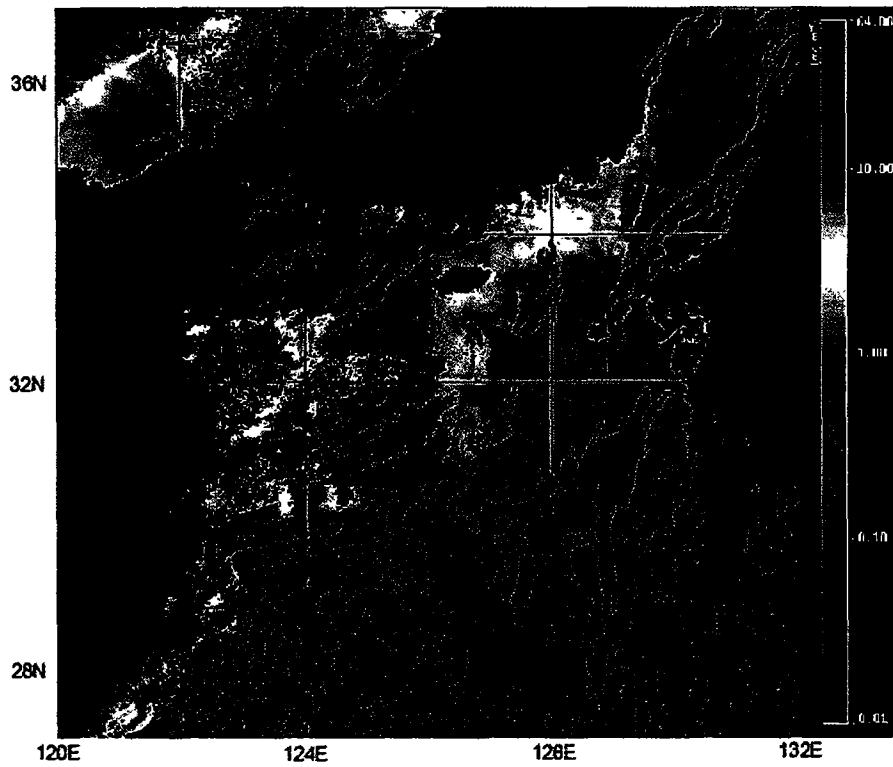


Fig. 3-2. SeaWiFS standard chl-a (Sep. 15th, 1998).

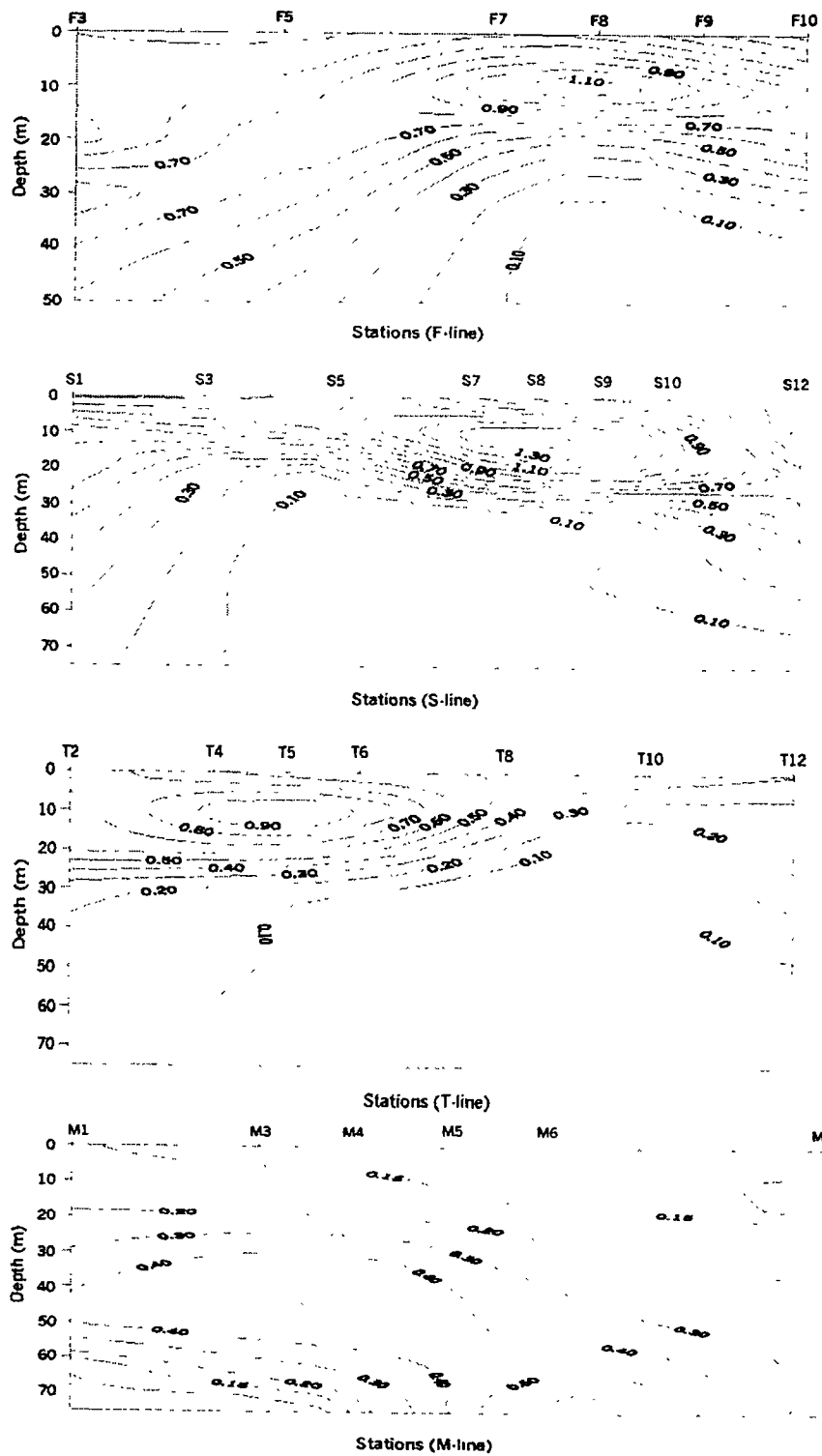


Fig. 3-3. The vertical profiles of chlorophyll concentration at F, S, T, M lines based on in-situ measurements.

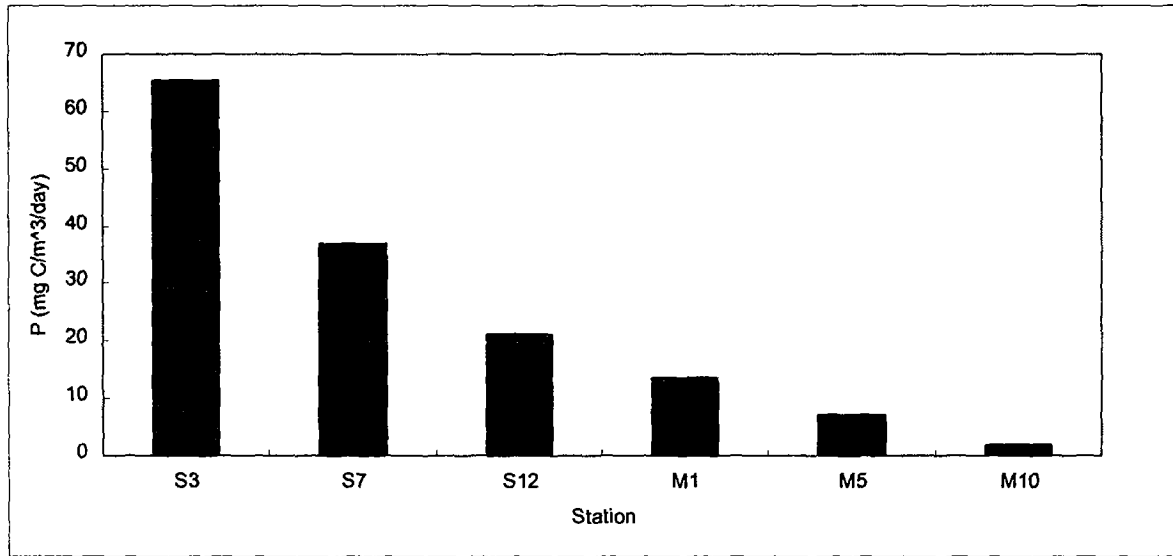


Fig. 3-4. Daily primary production in surface waters.

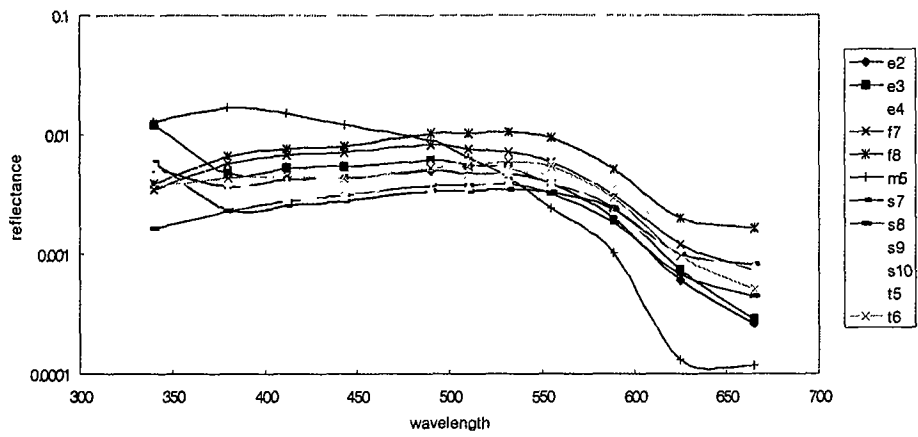


Fig. 3-5. The radiance reflectance at some stations.

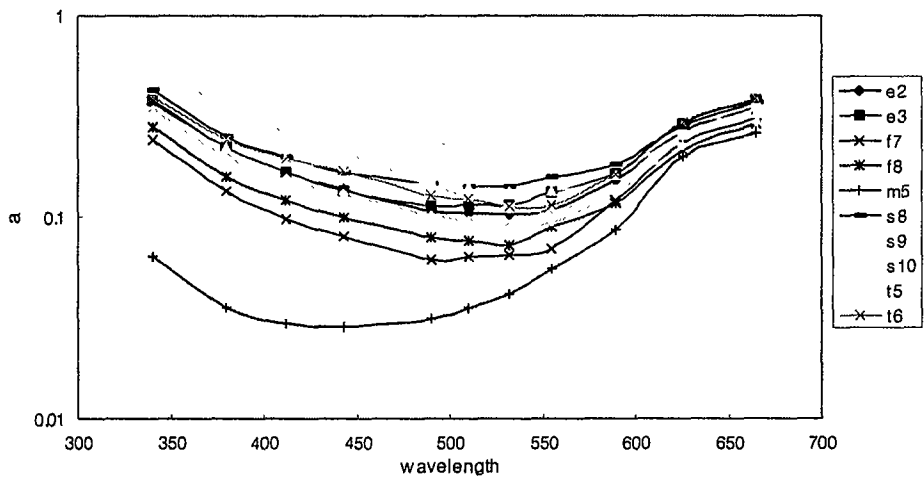


Fig. 3-6. Total absorption coefficients estimated at each stations.

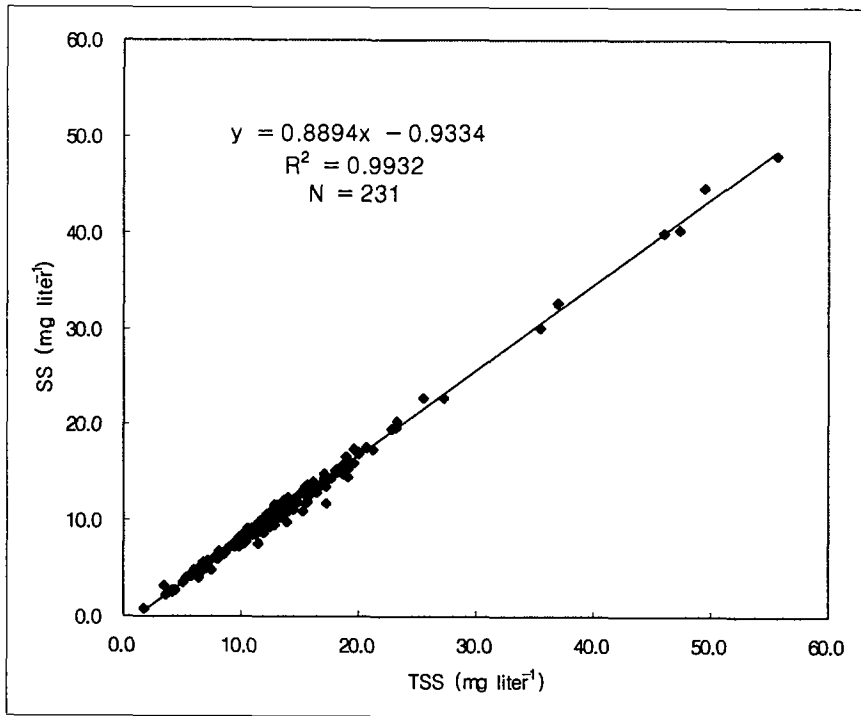


Fig. 3-7. The relationship between the total suspended solids and the suspended sediments (n=231).

제 4 절 동중국해 해수순환 수치모델

1. 동중국해 최적 순환모델 수립을 위한 모델구성과 모수화 검토

가. 서론

우리나라 주변해양은 평균수심이 44 m 정도인 반폐쇄성의 황해와 3500 m에 이르는 동해, 그리고 약 100~200 m 정도의 수심을 가지는 넓은 대륙붕 해역으로 이루어진 동중국해로 구성된다. 더 나아가 동중국해는 가파른 대륙사면을 지나 북서태평양과 접하며 동해는 좁고 얇은 해협을 통해 동중국해 및 북서태평양과 연결된다. 우리나라 주변해양이 가지는 이와 같이 독특한 지리적 및 해저지형적 특성으로 인하여 각 해양의 주된 해양물리 현상도 서로 현저히 다른 양상을 보인다. 즉 황해와 동중국해는 동해에 비해 조석현상이 탁월하게 나타나며, 동중국해는 황해와 달리 대마난류와 쿠로시오의 유입이 해수순환에 있어 중요한 요인으로 작용한다. 양자강과 기타 하천수의 유입은 동중국해와 황해에서 모두 중요한 요소이며, 동아시아 몬순에 의한 계절풍, 저기압 등의 통과에 따른 종관규모의 해상풍, 해면을 통한 가열·냉각 등은 황해, 동중국해, 동해 각 해양 모두에서 순환을 구동하는데 직접적으로 영향을 미치는 중요한 인자들이다.

이와 같이 다양한 해양특성으로 인해 수치모델을 이용한 우리나라 주변해양의 순환에 대한 연구는 지금까지 대체로 각 해양을 독립적인 영역으로 취급해 왔었다. 또한 컴퓨터 연산능력의 한계 때문에 전 해양을 하나의 모델영역으로 설정하는 것이 상당히 방대하고도 비경제적인 과업이었던 점은 사실이다. 그러나 국지 해양모델을 수립함에 있어서 개방경계조건을 사실적으로 부여하는 데에는 항상 어려움이 있게 되며, 부적절한 개방경계조건의 설정은 곧바로 모델영역 내부의 수치해에 오류를 가져오게 한다. 따라서 개방경계부를 통한 열과 염 및 수송량의 입력조건 설정 등과 같은 문제들을 원만히 해결하기 위해서는 궁극적으로 황·동중국해와 동해 및 북태평양을 한 시스템으로 하는 광역 해양모델을 수립해야 할 것이다. 이때 한반도 주변해양의 상이한 지형적 특성과 주요 순환요인들은 수치모델 실험에 많은 어려운 문제점들을 제공하게 될 것으로 사료된다. 본 절에서는 이전에 수행된 동중국해 순환모델 결과들의 장·단점을 바탕으로 하여 추후 동중국해 순환모델을 정확도 높게 구축하는 데에 필요한 모델 구성요소와 모수화 방안들을 고찰하였다.

나. 최적 순환모델 구성과 모수화 방안

(1) 모델해양의 광역성

모델영역은 현실적으로 가능한 범위 내에서 황·동중국해와 동해를 한 도메인내에 포함시키는 것이 바람직하다. 지금까지 대부분의 동중국해 순환모델들은 대한해협과 동중국해 대륙사면을 개방경계로 설정하고 있다. 개방경계를 통해 유출조건을

부여할 때 흐름의 연속성으로 해서 개방경계 인접부 뿐만 아니라 모델영역의 내부에까지 불확실한 개방경계조건이 순환에 영향을 미칠 수 있다.

(2) 자유수면의 계산

종래의 해양대순환 모델에서는 수치계산의 부담을 덜기 위해서 고체표면 가정을 취해 왔다. 그러나 자유수면 변동이 허용되지 못하는 모델은 황·동중국해의 연안역에서 종관규모 바람장의 변동에 의해 유발되는 해수면 상승/하강과 그에 따른 압력구배, 흐름의 시공간적인 변화 및 강우, 증발, 하천수 유입 등에 따른 해수면 변위를 정확히 산정할 수 없다.

(3) 난류종결방안의 도입과 조석과의 상호작용의 중요성

Lee and Choi (1997)가 Mellor and Yamada (1982)의 난류마감방안을 채용한 Blumberg and Mellor (1987) 모델을 이용하여 행한 조석항류 실험에서는 태안반도 부근에서 10cm/s 정도의 비교적 강한 조석 잔차류 성분이 얻어졌으며 해양의 성층을 고려했을 경우에는 조석혼합으로 인하여 조석잔차류가 더 강화되는 것으로 나타났다. 이 (1995)는 난류모형을 적용한 2차원 및 3차원 동중국해 수치모델 실험에서 바람응력만에 의한 취송류 분포와 바람과 조석을 동시에 고려한 경우의 취송류 분포형태가 서로 크게 차이를 보였다. 즉, 바람과 조석을 동시에 계산한 경우에는 해면변위의 공간적인 변화율이 상대적으로 더 작아졌고 유속도 전체적으로 감소되었으며, 역풍류의 특징도 약화되었다. 이러한 차이는 순환모델에서 난류모형을 도입하여 운동량의 연직 와동확산계수를 계산하게 될 때 조석에 의해 배경난류가 발생하게 되고 이와 관련하여 해저마찰응력과 연직 와동점성계수가 증대되는 때문으로 추측된다. 따라서 연직 와동확산계수와 연직 와동점성계수의 산출이 가능한 적절한 난류모델의 도입과, 필요에 따라서는 중국과 한국 연안역에서 난류확산을 실질적으로 증대시키는 조석효과 모수화 방안이 필요하다.

(4) 해저지형특성의 근사화

동중국해의 초기의 수치모델실험들을 보면 모델에 입력된 대상해역의 해저지형이 대단히 성긴 점을 찾아 볼 수 있다. 해저지형을 얼마나 정확하고 정밀하게 모델에서 고려하느냐는 해류계의 사실적인 재현에 매우 중요한 요소이다. 정확한 해저지형의 처리는 모델격자간격의 3차원상 정밀도와 수심을 처리하는 수치방안에 관계된다.

(5) 모수화 방안 (Parameterization scheme)의 선택성

해양순환의 사실적인 재현과 예보를 위해서는 하나의 수치모형으로부터 여러 순환특성들을 적절히 모사할 수 있는 모형이 이상적인 해양순환 모형이라 할 수 있다. 그 중 대표적인 수치모형 중의 하나가 Bryan-Cox Model이다. 이 모델은 많은

연구자들에 의해 사용되어져 왔으며, 1990년대 들어서 각종의 모델방안을 사용자가 선택하여 모델을 구성할 수 있도록 모델이 전체적으로 재편집되어 Modular Ocean Model (MOM)이라는 이름으로 공개되고 있다. MOM의 최신판인 MOM 3.0에서 선택 가능한 모수화 방안 모듈을 살펴보면 다음과 같다.

(가) Dukowicz and Smith (1993,1994)에 의한 예보적 표면압력 계산과 자유수면 음해법 계산방안 및 Killworth 등 (1991)에 의한 자유수면 양해법 계산방안의 삽입

- 종래의 Bryan-Cox 모델과 MOM version I에서는 고체표면 가정에 의해서 유선함수를 풀어서 순압성분을 계산하도록 되어 있었고, 자유수면은 계산할 수 없었으나, MOM 3.0에서는 일정한 진폭 이내의 자유수면 변동을 계산할 수 있게 되었다.

(나) 타원형 방정식 계산방안

- 공액구배법
- 9점 유선함수
- 5점 유선함수

(다) 추적자(Tracer) 이류방안

- 2차 이류방안
- 4차 이류방안
- quicker
- fct

(라) 연직대류방안

- Cox 1984 표준방안
- Marotzke의 방안

(마) 연직 격자규모규모 혼합방안

- 종래의 일정한 연직혼합계수 방안
- kpp 연직혼합 ; Large, McWilliams, and Doney (1994)에 의한 KPP 경계층 혼합방안
- ppv 혼합 ; Pacanowski and Philander (1981) 방안
- tcv 혼합 ; Mellor and Yamada의 level 2.5의 난류종결방안

(바) 수평 격자규모이하 혼합방안

- 종래의 일정한 수평혼합계수 방안
- 중조화함수 혼합방안
- Smagorinsky 비선형 혼합방안

(사) 격자규모이하 와동-해저지형 상호작용

- neptune 효과

(아) 등밀도면 혼합방안

- Redi-diffusion / small_tensor, full_tensor
- gm_skew ; Gent and McWilliams skew-flux
- gm_advect ; GM90 advective flux (Danabasoglu and McWilliams, 1996)
- biharmonic_rm ; Roberts and Marshall (1998) adiabatic, biharmonic skew flux

(자) 최저층 부분격자 처리방안

- 온 격자방식(full bottom cell) ;
- 부분격자방식(partial bottom cell) ; Pacanowski and Gnanadesikan (1998)

2. 동중국해 순환모델의 개방 경계조건 제공을 위한 전지구 순환모델 실험

가. 모델구성과 경계조건

본 절에서는 앞서 언급한 바와 같이 동중국해 협역수치모델에서 접하게 되는 개방경계부의 처리방안을 모색하기 위하여 전지구 해양순환모델 실험을 수행하였다. 이러한 전지구 순환모델의 수립은 추후에 동중국해를 포함하는 광역모델을 개발하는 과정에서 모델의 경계조건을 부여하는데 유용하게 사용되어 질 수 있다. 본 실험에 사용한 모형은 GFDL의 MOM 1.1로서 구면좌표계를 사용하고, 고체표면 가정을 취하고 있다. 전지구 해양순환모델 실험은 아직도 수치모델 실험분야에 있어서 방대한 계산량을 요하며 난이도가 높은 실험이다. 따라서 본 연구에서는 계산상의 부담을 줄이기 위하여 위·경도 각각 1도의 격자간격을 취하였고 진단실험 방법을 택하였다. 모형의 영역은 80° S-80° N이며, ETOPO5 수심자료를 사용하였다. 연직방향으로는 21개 층을 설정하였는데 각 층의 격자간격은 표층부터 20, 20, 40, 40, 60, 70, 100, 100, 100, 150, 200, 200, 300, 350, 500, 500, 500, 500, 500, 1000 m로 하였다. 운동량과 열, 염의 혼합방식은 Laplacian 혼합방식으로 하였다. 수평 및 수직 와동점성계수는 각각 $10^8 \text{ cm}^2/\text{s}$ 와 $1.0 \text{ cm}^2/\text{s}$, 수평 및 수직 와동확산계수는 각각 $10^7 \text{ cm}^2/\text{s}$ 와 $0.2 \text{ cm}^2/\text{s}$ 의 일정한 값을 취하였다. 모형의 적분 시간간격은 속도장과 수온·염분 모두 1800초로 하였다.

해표면 경계조건으로서 Hellerman and Rosenstein (1983)의 월별 바람응력을 사용하였다. 진단모델 실험은 계산된 수온과 염분의 예보치가 모델의 입력자료로 부여한 관측치에 다시 일정한 시간규모에서 수렴하도록 하는 방법이다. 따라서 진단 실험 방법은 예측실험 방법에 비해 훨씬 더 짧은 적분시간에서 해의 수렴을 얻을 수 있다. 본 실험에서는 순환장의 진단을 위하여 모델의 예측치가 전 수심층에서 Levitus의 연평균 수온·염분 관측치에 100일의 시간상수를 가지고 접근하도록 하였다. 본 실험에서 속도장은 3년 정도의 시간적분에서 거의 정상상태에 가까운 변동폭을 보였지만 그 보다 긴 7년의 기간 동안 수치적분을 수행하였다. 일반적으로 진단모델 실험은 지형류 계산방법에 비해 관측된 밀도장과 역학적으로 더 고정도로 합치되는 속도장을 산출할 수 있다.

나. 모델실험 결과

진단형 순환모델을 이용하여 월평균 바람과 연평균 밀도장에 의해 구동된 전 세계 해양의 순환을 8월의 수평 수송함수 분포로서 그림 4-1에 나타냈다. 각 대양의 서안경계류와 남극 순환류가 사실적으로 묘사되고 있음을 볼 수 있는데, 남극 순환류의 최대 유량은 200 Sv 이상에 달하고 있다. 기존의 예측모델 실험들에서는 서안경계류가 대륙의 동안에서 이안하는 위치가 실제보다 더 고위도에서 형성되는 결함이 나타나는 반면, 진단형 모델은 관측된 밀도장의 구속조건 때문에 계산된 속도장은 현실적인 이안위치를 양호하게 재현하고 있다. 쿠로시오의 유량은 8월에 40 Sv에 달하는 것으로 나타난다. 일본의 시코쿠 외해를 횡단하는 관측선상에서 해류계계류를 이용한 직접해류관측과 인공위성 관측 고도자료를 이용하여 구한 최근의 연구결과에 의하면 쿠로시오의 연평균 유량은 약 60 Sv 정도로서 해에 따른 유량 변동은 최대 90 Sv에 달하는 것으로 보고되었다 (Imawaki et al., 1996). 쿠로시오나 걸프 스트림의 이와 같은 유량 변동은 바람에 의한 Sverdrup 수송량만으로는 설명되지 못하며, 수치모델을 이용하여 해저압력 토크 혹은 재순환 에디에 의한 유량 증가의 가능성 등에 대해 연구되어지고 있다.

그림 4-2는 동중국해와 황해의 수평 수송함수 분포를 격월로 나타낸 것이다. 쿠로시오 역으로부터 동중국해로 유입되는 수송량은 동중국해 대륙 사면부를 경계로 급격히 감소하여 약 2.0 Sv 정도에 이른다. 쿠로시오역의 수송량이 동계에 증가하고 하계에 감소하는 계절특성을 비교적 명료히 보임과 대조적으로 동중국해의 수송량은 뚜렷한 계절변화 특성을 보이지 않는 듯하며 유선의 수평분포도 연중 대체로 등수심선에 평행한 형태를 나타낸다. 그러나 황해 내부의 수송함수 분포는 미약하나마 계절변화의 특성을 보인다. 즉 10월~2월 기간에 보다 순환이 강해지며 수송량은 12월과 2월에 최대 0.6 Sv에 이르고 순환형태도 동중국해 북부의 수송함수로부터 분리되어 독립된 시계방향 순환을 나타낸다. 하계에는 보다 약한 시계방향 순환을 나타낸다. 동중국해 북부해역에서 황해 내부로 향하는 이와 같은 유입량의 증가는 동아시아 해역에 북서계절풍이 강하게 작용하는 동계에 이루어지기 때문에 동중국해와 황해의 기후학적인 순환패턴에 있어서 바람이나 해저지형특성 등과 같은 국지적인 요인이 쿠로시오의 변동 등과 같은 대규모 해황의 요인보다 좀더 중요하게 작용하지 않을까 사료된다.

본 수치실험은 격자간격이 위·경도 1도인 순환모델을 기초로 하여 수행되었다. 따라서 중위도에서 100~200 km 이하의 거리규모를 가지는 변동을 고찰하기는 어렵다. 또한 순환진단을 위한 현장밀도도 연평균 기후치이다. 따라서 동중국해 해류의 공간적 분포특성과 계절변동을 좀 더 면밀히 진단하기 위해서는 보다 더 세밀한 격자간격을 가지는 모델의 수립과 수온, 염분, 해저지형 및 바람 등에 관한 입력자료의 개선이 이루어져야 할 것이다. 이와 같은 전지구 해양순환 진단모델은 추후 예보형의 광역 및 협역 모델구축에 유용한 정보를 제공할 수 있다.

3. 다층모델 개발

가. 서론

일반적으로 현실적인 해양순환을 모사 혹은 재현하기 위한 해양대순환모델 실험은 정밀한 수심자료와 해수특성치 자료 및 기상자료의 작성을 필요로 하며 장시간의 모델적분과 함께 모델의 모수화 방안도 정교한 조정과정이 요구된다. 또한 모델 결과에는 여러 해양과정이 혼합되어 나타나기 때문에 모사된 순환장으로부터 해양의 역학과정을 분석하는 일은 용이하지 않다. 따라서 단일조건에 의한 해양의 반응등을 반복적으로 연구하기 위한 목적으로는 좀더 손쉽고 경제적으로 실험할 수 있는 수치모델의 개발이 요구된다. 이 절의 연구에서는 해양과 기상조건에 따른 해양의 반응을 비교적 용이하게 실험하기 위한 목적으로 몇 개의 서로 다른 등밀도층을 연직방향 좌표로 하는 다층모델을 개발하고 모델의 안정도를 시험하는 실험을 수행하였다.

나. 수치모델

해양의 밀도변화를 고려하는 수치모델에 있어서 기준면모델 (Level Model)은 연직방향으로 고정된 각 격자점에서 시간에 따른 밀도변화를 계산하는 반면, 층모델 (Layer Model)은 연직방향으로 서로 다른 밀도를 가지는 층들의 두께변화로 밀도변화를 기술한다. 층모델은 어떤 변수를 연직방향의 좌표로 사용하느냐에 따라 다시 몇 가지로 구분되는데, z 좌표계에서 밀도가 일정한 층의 두께변화를 기술하는 z 좌표계 모델과 밀도를 연직좌표로 사용하여 운동방정식을 기술하는 등밀도면 좌표계 모델 (isopycnic coordinate model; Bleck and Boudra, 1986; Bleck and Smith, 1990), 압력을 연직좌표로 사용하는 등압면 좌표계 모델 (isobaric coordinate model; Bleck and Boudra, 1986) 등을 들 수 있다. 이때 각각의 층모델간의 주된 차이는 운동방정식에서 연직방향의 변화를 나타내는 항들과 정수압 평형 관계식, 밀도방정식 (열역학방정식) 등의 수학적 기술에서 생겨난다. 본 연구에서 취급하는 층모델은 z 좌표계에서 기술되는 운동방정식에 기초하며 각층의 지배방정식은 천해방정식 (shallow water equations)으로 기술될 수 있다고 가정한다. 그에 따라 모델에서 취급하는 각각의 가정과 근사는 다음과 같다.

- 정수압 근사를 취한다.
- 각 층내에서 운동은 수심에 무관한 것으로 가정한다. 즉 각 층의 운동은 수심평균된 운동으로 기술한다.
- 격자규모이하 운동의 모수화방안은 일정한 확산계수를 가지는 통상의 조화함수 형태에 의한 난류와동확산으로 표시한다.
- 자유수면 변화를 허용한다.
- 바람응력에 의한 마찰과 해저면 마찰, 각 층 사이의 마찰을 고려한다.

- 각 층에서 연직방향으로 해수의 교환은 없는 것으로 한다 (층간의 운동량의 전달은 기본적으로 층 두께의 변화, 즉 압력경사에 의한다).

이상을 기초로 하여 모델 운동방정식을 구면좌표계상에서 기술하면 다음과 같다.

$$\begin{aligned} \frac{\partial(uh)_k}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial(u \cdot uh)_k}{\partial \lambda} + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial(u \cdot vh)_k \cos \phi}{\partial \phi} - \frac{(uvh)_k}{a} \tan \phi - f(vh)_k = \\ - \frac{h_k}{\rho_k a \cos \phi} \frac{\partial p_k}{\partial \lambda} + A_h h_k (\nabla_h^2 u_k + \frac{u_k(1 - \tan^2 \phi)}{a^2} - \frac{2 \sin \phi}{a^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial v_k}{\partial \lambda}) + \frac{\tau_{k-1}^\lambda - \tau_k^\lambda}{\rho_k} \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial(vh)_k}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial(v \cdot uh)_k}{\partial \lambda} + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial(v \cdot vh)_k \cos \phi}{\partial \phi} + \frac{(uvh)_k}{a} \tan \phi + f(uh)_k = \\ - \frac{h_k}{\rho_k a} \frac{\partial p_k}{\partial \phi} + A_h h_k (\nabla_h^2 v_k + \frac{v_k(1 - \tan^2 \phi)}{a^2} + \frac{2 \sin \phi}{a^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial u_k}{\partial \lambda}) + \frac{\tau_{k-1}^\phi - \tau_k^\phi}{\rho_k} \end{aligned} \quad (2)$$

$$\frac{\partial h_k}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial(uh)_k}{\partial \lambda} + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial(vh)_k \cos \phi}{\partial \phi} = 0 \quad (3)$$

여기서 (1)식과 (2)식은 수송방정식 (transport equation)의 형태로 나타낸 운동량 방정식이며 (3)식은 연속방정식이다. 정수압 방정식과 각층의 변위를 나타내는 관계식은 다음과 같이 주어진다.

$$\nabla_h p_k = \nabla_h p_{k-1} + (\rho_k - \rho_{k-1}) g \nabla_h \eta_k \quad (4)$$

$$\eta_k = h_k + \eta_{k+1} - H_{o_k} \quad (5)$$

이상의 방정식계에서 좌표계의 x축과 y축은 각각 동쪽과 북쪽을, z축은 해표면을 원점으로 하여 윗쪽을 양의 방향으로 정한다. 각 식에서 u, v 는 속도벡터의 동서 성분과 남북성분, f 는 코리올리 변수, p 는 압력, ρ 는 밀도, A_h 는 수평난류확산계수를 나타내며, 아래 첨자 k 는 k 번째 층을 나타낸다. T^{λ}_k 와 T^{ϕ}_k 는 각각 k 번째 층과 $k+1$ 번째 층 사이의 마찰응력의 동서성분과 남북성분을 나타내는데, k 가 0일 때에는 바람응력에 해당되고, k 가 최저층일 때에는 해저마찰응력에 해당된다. h 는 운동하는 층의 두께, H_{o_k} 는 운동이 없는 초기상태의 층두께를 표시한다. η_k 는 $k-1$ 번째 층과 k 번째 층 사이의 경계면 변위를 나타내는데, 기준면에서 수직 상방으로의 변위를 양의 방향으로 택한다 (그림 4-3a).

방정식 (1) - (3)의 차분방식은 그림 4-3b와 같은 Arakawa c 격자체계에서 Holland and Lin (1975)의 차분방식을 따랐다. 이 차분방식은 마찰항을 고려하지 않을 때 계의 전체에너지를 보존하는 특징이 있다. 시간에 대해서는 중앙차분방식을 사용하는데 이 차분방식 (leap-frog scheme)은 적분과정에서 수치해의 시간분리

가 생겨날 수 있다. 여기서는 이러한 시간분리를 제거하기 위해 적분도중 주기적으로 오일러 후방차분방식을 실시하도록 했다. 마찰항에 대해서는 수치불안정을 피하기 위해 n 시간단계의 값을 사용하지 않고 $n-1$ 시간단계의 값을 사용한다.

층모델은 일반적으로 내부의 경계면이 해표면에 노출되거나 해저층과 만나게 되는 곳에서 더 이상 수치적분을 실행할 수 없는 난점을 가지고 있다. Bleck and Boudra (1986)는 층의 사라짐으로 인해 생기는 이러한 수치모델상의 문제점을 해결하기 위해 FCT 방안 (Flux Corrected Transport scheme; Zalesak, 1979)을 채용하고 있는데, 본 수치모델에서는 FCT 방안과 같은 적절한 방안을 아직 채택하고 있지 않기 때문에 실험의 조건설정에 따라 층의 해표면 노출에 따르는 수치적분상의 문제점이 내포되어 있다. 또한 본 수치모델에서는 외부중력파를 제거하기 위해 고체표면 가정을 쓰거나 더 긴 수치적분 시간간격 (time step)을 취할 수 있도록 순압운동과 경압운동을 분리하는 모드분리 방안을 채용하고 있지 않다. 따라서 단순한 수치방안에 의해 자유수면의 계산이 가능한 장점이 있는 반면, 외부 중력파의 존재 때문에 상대적으로 매우 짧은 적분 시간간격을 사용해야만 하는 단점을 가지고 있다.

다. 수치모델의 안정성 및 정확도 실험

개발된 다층모델을 실제적인 해양에 적용하기에 앞서 수치모델의 안정성과 정확도를 검토하기 위한 실험을 수행하였다. 모델해양은 폐쇄된 사각형 모양의 2층해양으로서 각 실험의 조건과 결과는 다음과 같다.

(1) 내부 켈빈파 실험

- 모델특성 및 입력상수

상층 밀도 (ρ_1) : 1.024 gr/cm³

하층 밀도 (ρ_2) : 1.027 gr/cm³

초기 상층수심 (H_{01}) : 200 m

초기 하층수심 (H_{02}) : 800 m

reduced gravity ($g' = (\frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2}) g$) : 2.8627 cm/s²

수평 외동점성계수 : 0

해저면 마찰계수 : 0

층간 마찰계수 : 0

모델영역 최남단 위도 : 북위 30 도

수평방향 격자간격 : 경도, 위도 각각 0.3 도

격자수 : 61x31

모델 영역 : 동서방향 - 약 1563 km, 남북방향 - 957 km

- 초기조건 : 모델 북측경계의 동쪽 끝부분에서 일층과 이층 사이의 경계면에

그림 4-4와 같이 gaussian 형태의 기복을 주었다. 경계면의 최대변위는 초기에 양의 방향으로 30 m이다.

- 경계조건 : 해양의 측면 경계조건은 벽면에서 slip 조건을 주었다. 해양의 상층에는 아무런 외력도 가하지 않고 층간 마찰력과 저층마찰 모두 0으로 하였다.

- 실험결과

그림 4-5는 4일째의 내부 경계면 변위의 공간분포로서 초기의 교란으로부터 내부 켈빈파가 발생하여 북쪽 벽을 따라 서쪽으로 진행하고 있는 모습을 보여준다. 모델 북측경계 동단의 경계면 변위는 초기보다 약간 감소된 크기 (25 m)를 유지하며 거의 처음 위치에 머물러 있어 지형류 조절과정에 있음을 알 수 있다. 그림 4-6은 모델 북단을 따라 서쪽 경계에 도달하는 경로상의 격자점들에서 내부 경계면 변위의 시간에 따른 변화를 보여주는데 x 축은 서쪽 경계로부터의 격자점 위치를, y 축은 시간을 나타낸다. 이 거리-시간 도표에서 내부 켈빈파의 전파속도를 계산해 보면 약 2.08 m/s가 된다.

선형이론에 의한 2층해양의 내부켈빈파 위상속도는 $c_1 = \sqrt{\frac{g' h h'}{h + h'}}$ (여기서 $h=H_01$, $h'=H_02$)에서 2.14 m/s가 되어, 수치모델의 경우 구면좌표계상의 비선형모델임을 감안할 때 이론치에 상당히 근접한 해를 산출하고 있다고 사료된다.

(2) 로스비 파 실험

- 모델특성 및 입력상수 : 다음의 마찰계수 이외에는 내부켈빈파 실험과 동일하다.

수평 와동점성계수 : $2.0 \times 10^7 \text{ cm}^2/\text{s}$

해저면 마찰계수 : 0.0025

층간 마찰계수 : 0

- 초기조건 : 모델 동쪽경계의 중앙위치에서 일층과 이층 사이의 경계면에 그림 4-7과 같이 gaussian 형태의 기복을 주었다. 경계면의 최대변위는 초기에 양의 방향으로 50 m이다.

- 경계조건 : 해양의 측면 경계조건은 벽면에서 점착 (non-slip) 조건을 주었다. 해양의 상층에는 아무런 외력도 가하지 않았다.

- 실험결과

모델해양에서 초기교란의 중심위도에 평행한 격자점 위치를 따라 내부 경계면 변위가 해양의 서쪽으로 전파되는 양상을 그림 4-8에 보였다. t_0 는 초기의 변위이고, t_1 은 500 일째, t_2 는 1000 일째, t_3 는 1500 일째의 분포인데, 1500 일경에는 이미 내부 로스비파가 모델해양의 서안 근방에 도달했음을 알 수

있다. 해양의 양측 경계부근에서 벗어나 있는 t_1 과 t_2 기간 사이에서 전파속도를 구해보면 내부 로스비파의 위상속도는 약 1.15 cm/s 로 나타난다.

이론치와의 비교를 위해 이층해양에서 경압 로스비파의 위상속도(c_r)를 구해보

면 $c_r = \frac{\beta}{k^2 + 1/\lambda_1^2}$ 로 주어지는데, 이때 내부 변형반경 $r_1 = c_1/f$ ($c_1=2.14$ m/s,

$\phi = 35^\circ$ 에서 $f = 8.365 \times 10^{-5}/s$)이 약 25.6 km 정도가 되어, 파장 L (~1000 km)에 비해 충분히 작으므로 장파의 로스비파 위상속도 $c_r = \beta \lambda_1^2$ 로 근사가 가능하다. 이에 의한 장파의 위상속도는 약 1.31 cm/s로 나온다. 수치모델에서 비교적 큰 수평 와동점성계수와 해저면 마찰계수를 도입하고 있음을 고려할 때 수치모델의 실험치의 정확도는 양호하다고 보여진다.

이상의 간단한 실험을 통하여 개발된 다층모델의 안정성과 정확도를 1차적으로 검토하여 보았다. 그러나 정밀한 정확도 시험은 고차의 성층구조를 가지는 해양에서 해저지형과의 상호작용까지 고려된 좀더 복잡한 경우의 예가 바람직한데 이에 대해서는 수치모델의 지형처리 방안에 대한 개선과 더불어 계속적인 검토가 요망된다. 밀도가 일정한 회전유체는 마찰력을 고려하지 않을 경우 계의 전체 에너지와 잠재와도가 보존되므로 이로부터 포텐셜 엔스트로피 (η^2/h ; η =절대와도)의 보존특성이 뒤따른다. 위에서 실험한 수치모델은 계의 전체 에너지는 보존되지만 포텐셜 엔스트로피의 보존이 보장되지 못한다. 따라서 모델의 비선형역학을 잘 표현하고 활발한 와동활동 특성이 장기적분과정에서 소멸되지 않도록 하기 위해서는 포텐셜 엔스트로피의 보존이 보장되어야 한다. 이를 위하여 Arakawa and Lamb (1981)의 포텐셜 엔스트로피 보존방안을 본 수치모델에 선택적으로 사용토록 도입하였다. 추후 적절한 장기적분 실험과정을 통하여 이 새로운 방안의 도입에 따른 모델 안정성의 비교와 검토가 요망된다.

Stream Function (August)

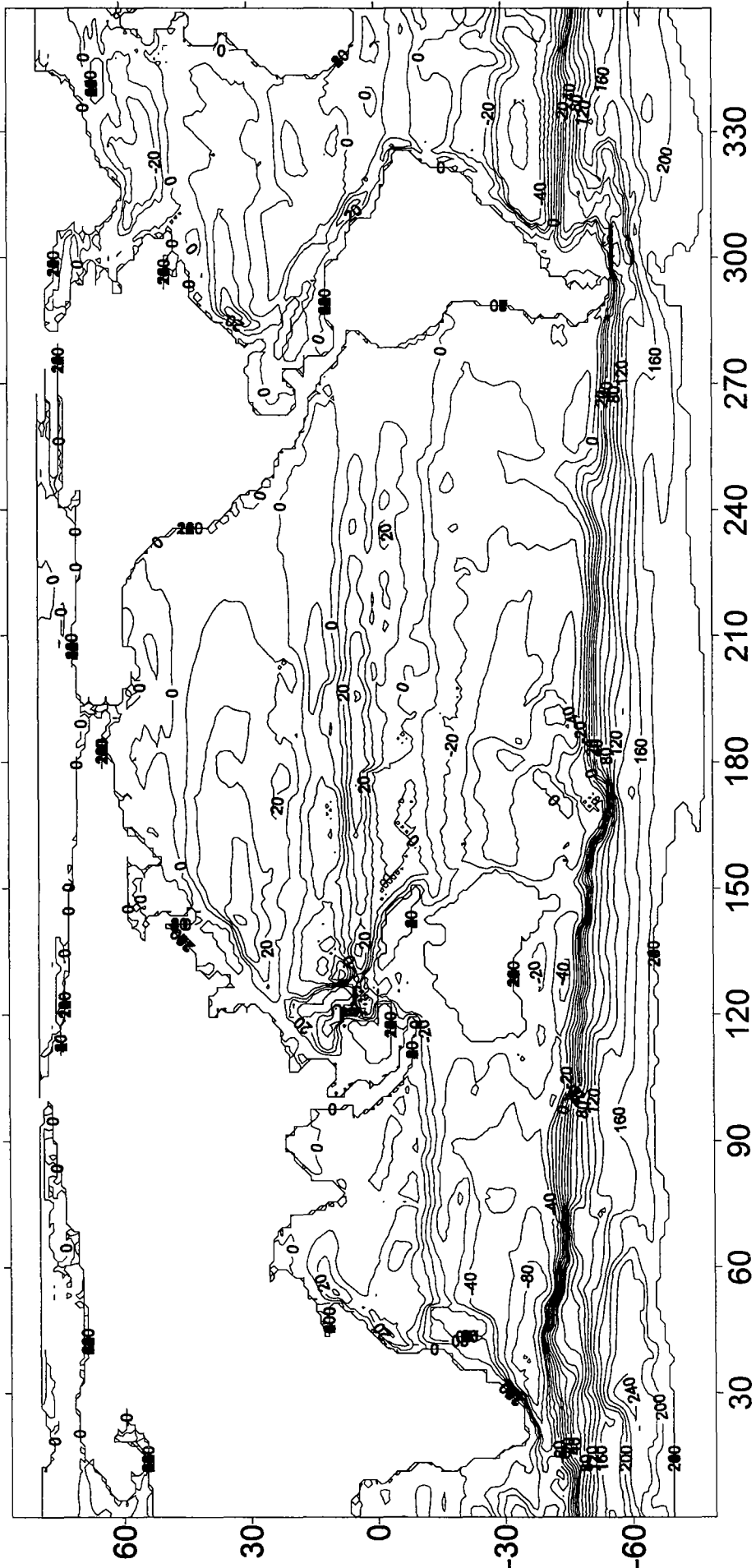
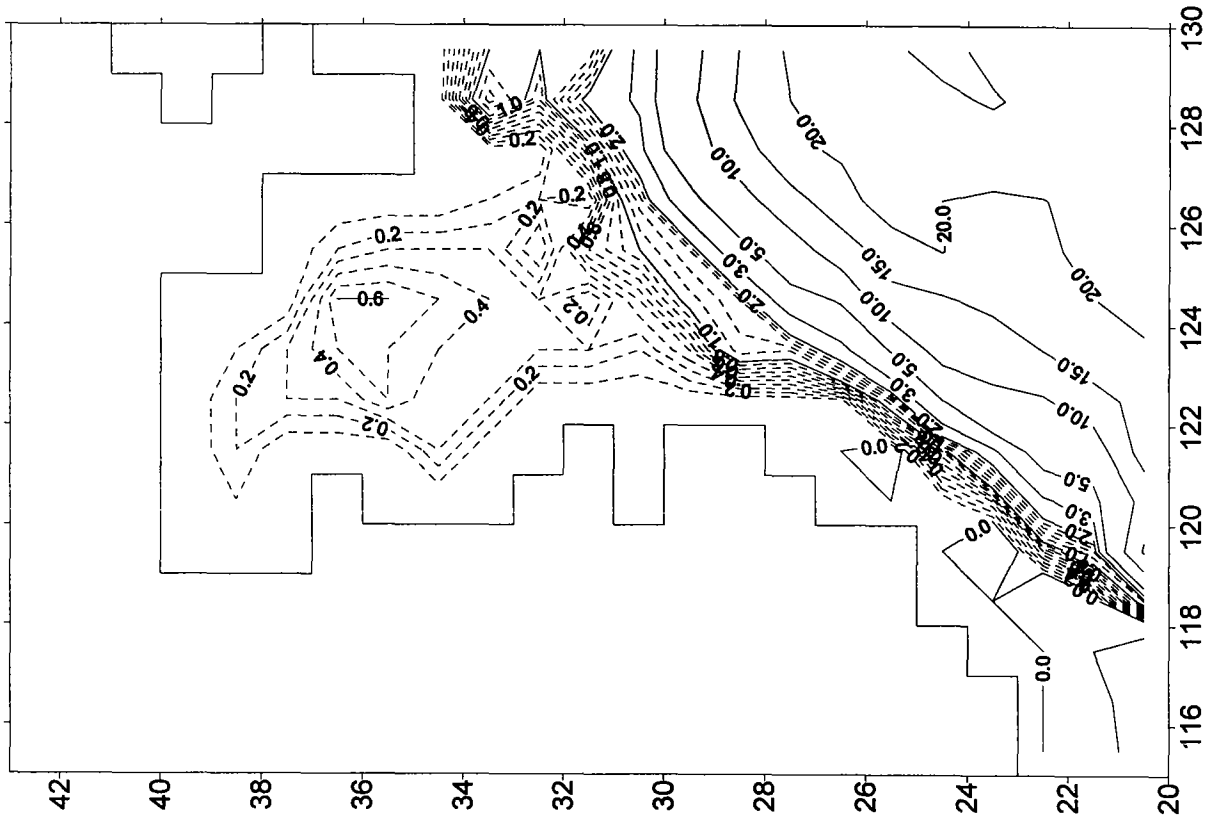


Fig. 4-1. Volume transport stream function for the world ocean in August (unit: Sv).

Stream Function (February)



Stream Function (April)

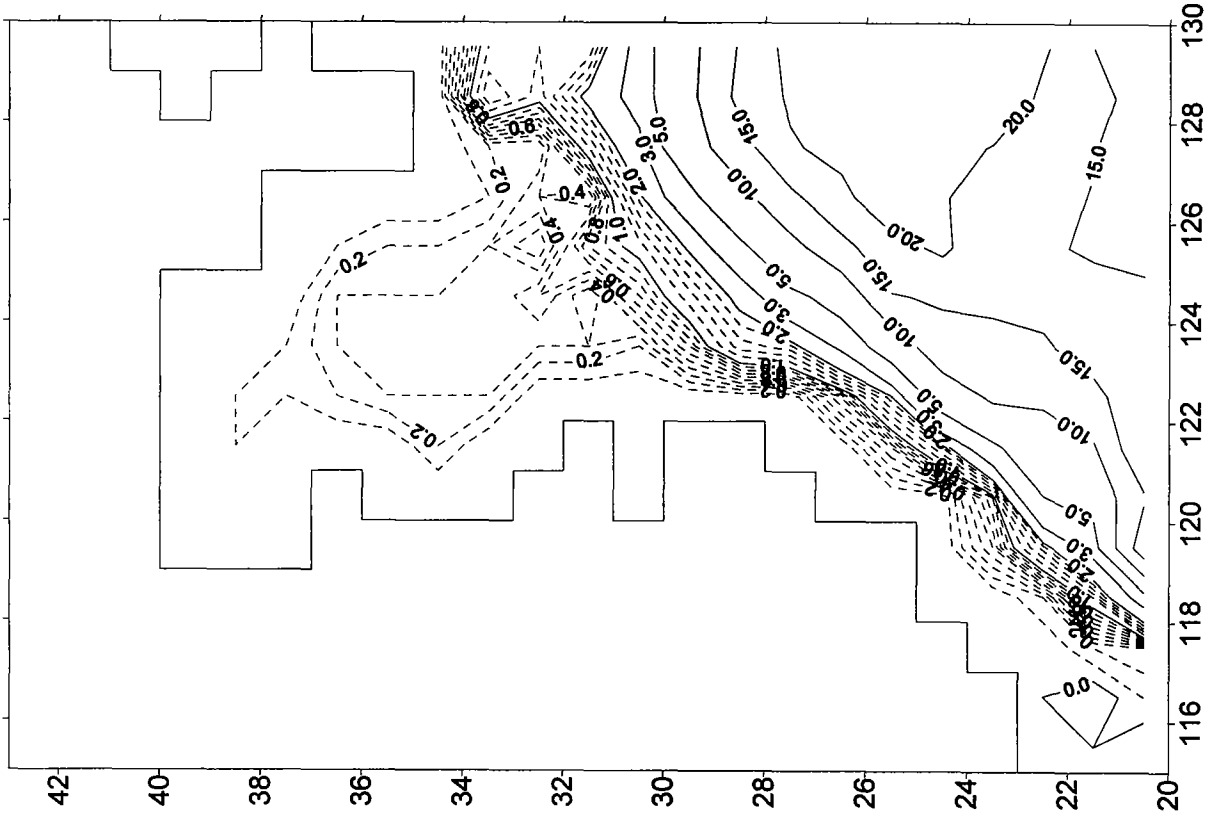
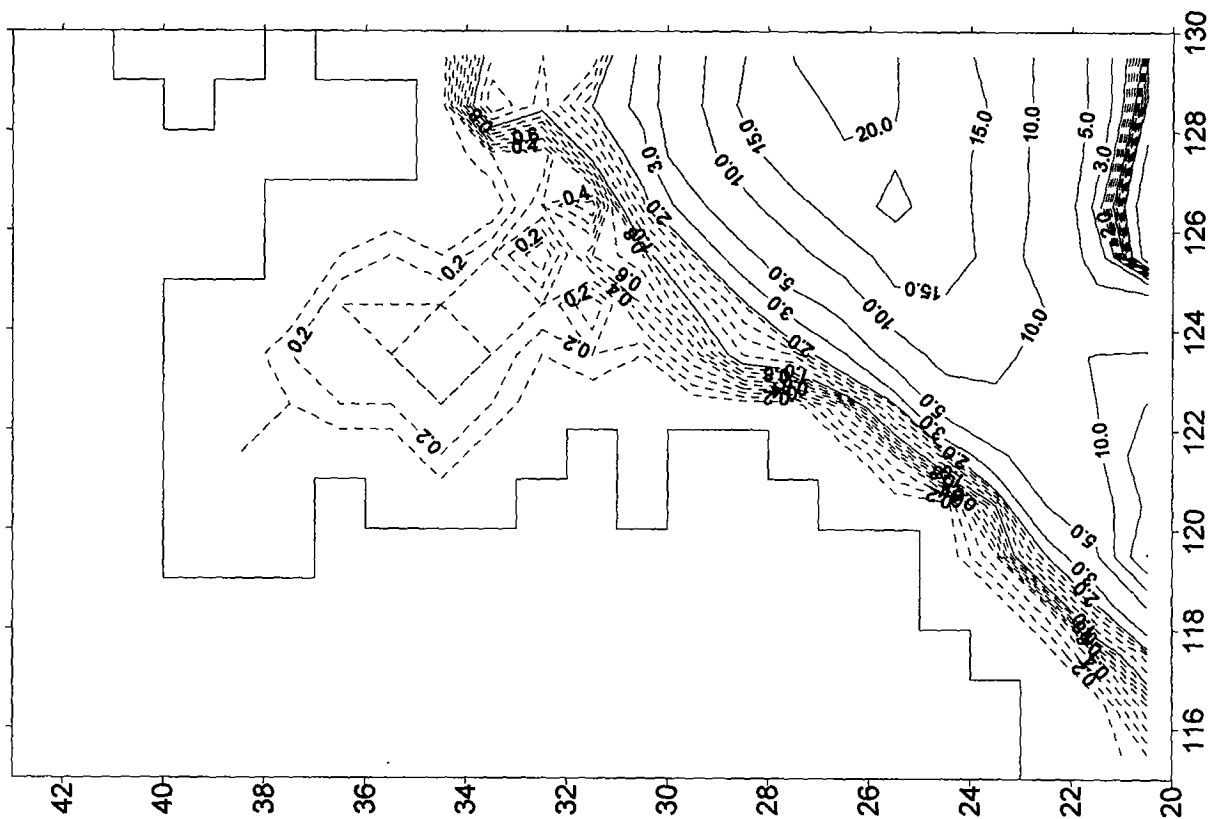


Fig. 4-2. Volume transport stream function for the East China Sea and the Yellow Sea (unit: Sv). (a) February and April. (b) June and August. (c) October and December.

Stream Function (August)



Stream Function (June)

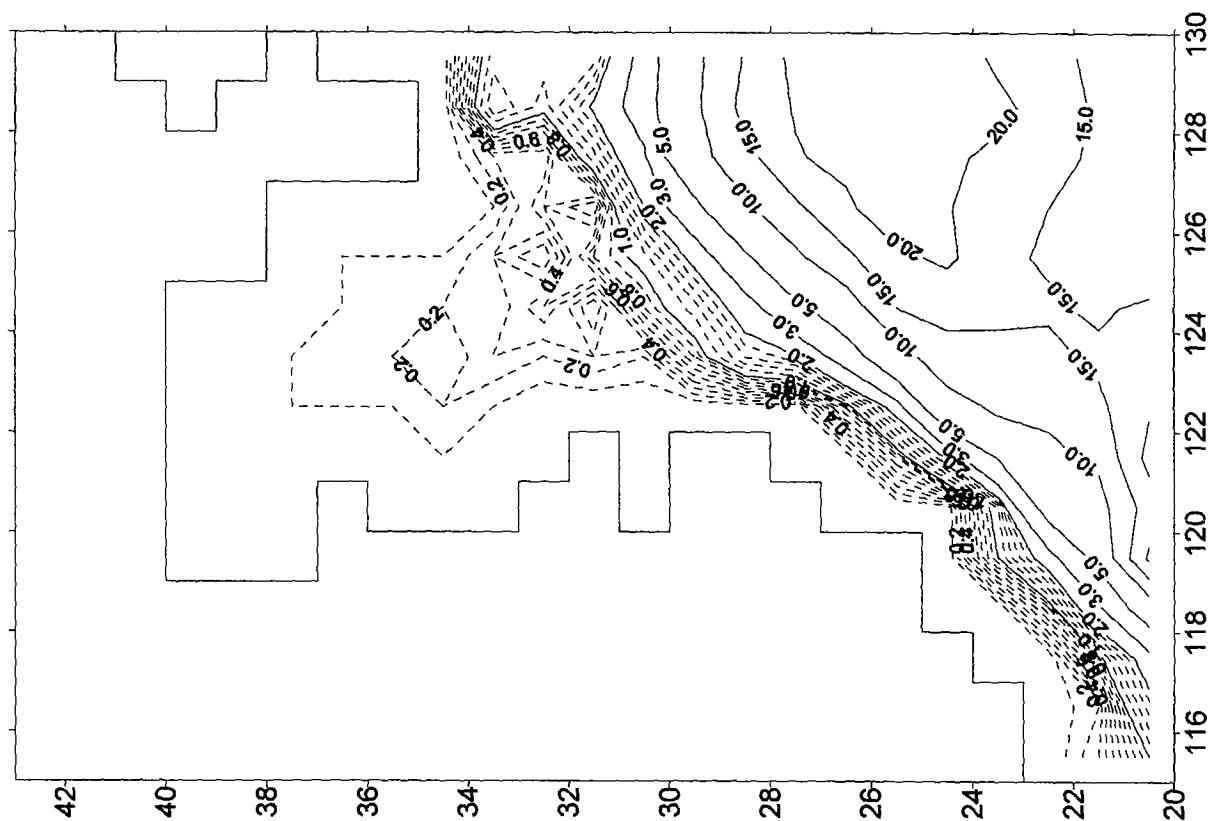
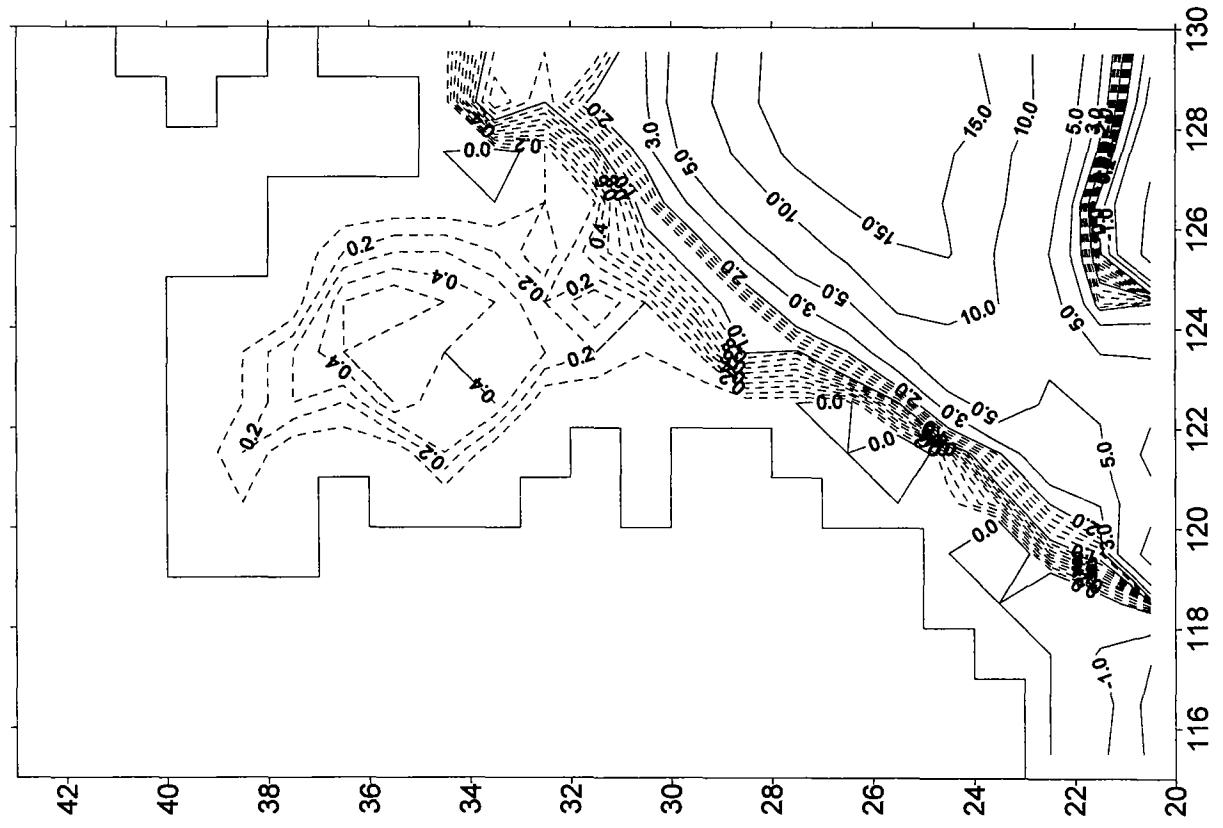


Fig. 4-2. (Continued)

Stream Function (October)



Stream Function (December)

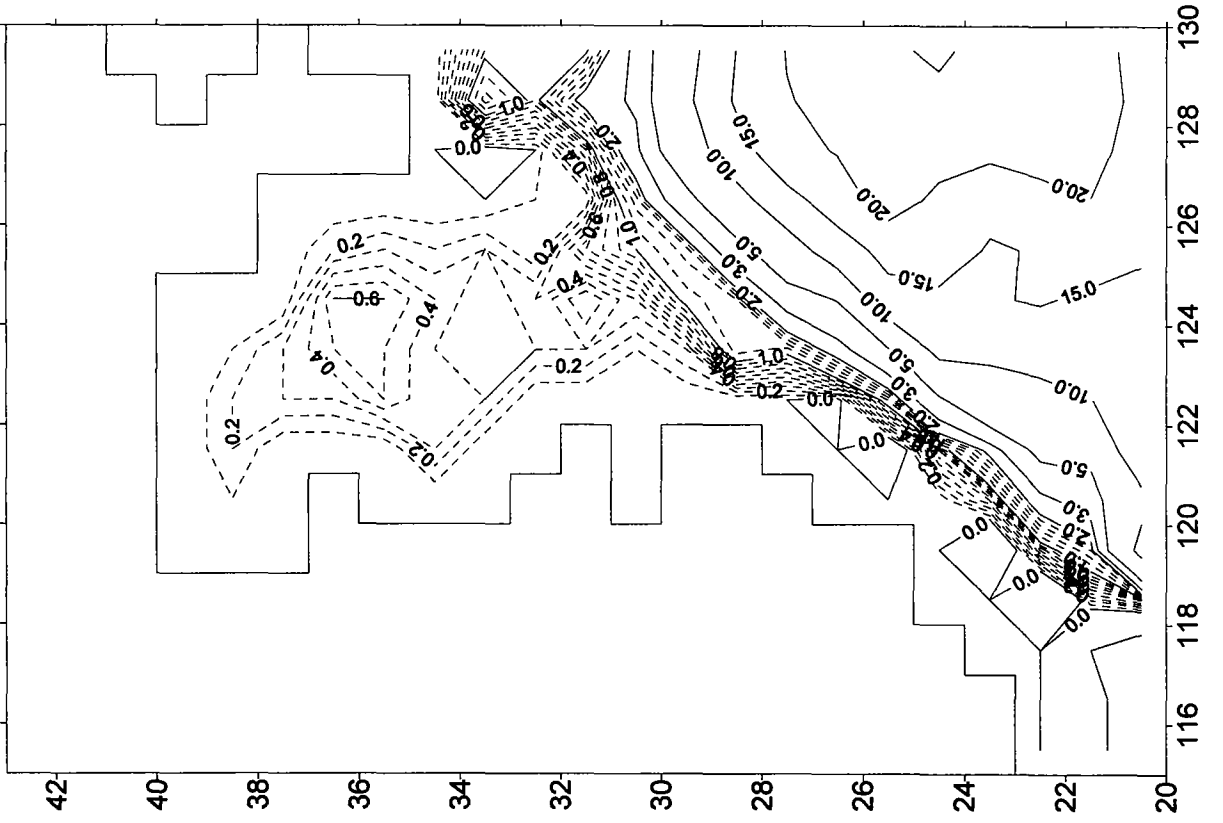


Fig. 4-2. (Continued)

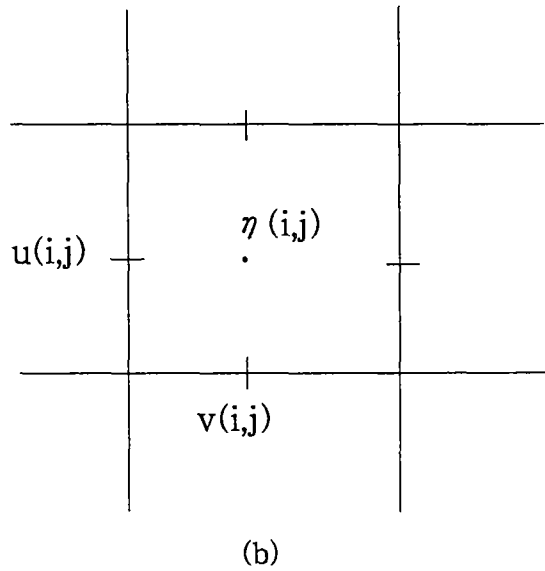
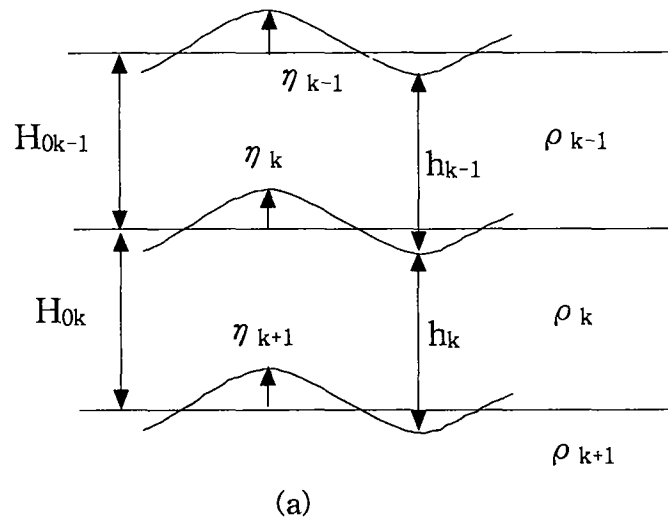


Fig. 4-3. (a) Schematic diagram showing the layer thickness and interface displacement in the numerical model. (b) Model grid system.

Interface displacement (m) day = 0

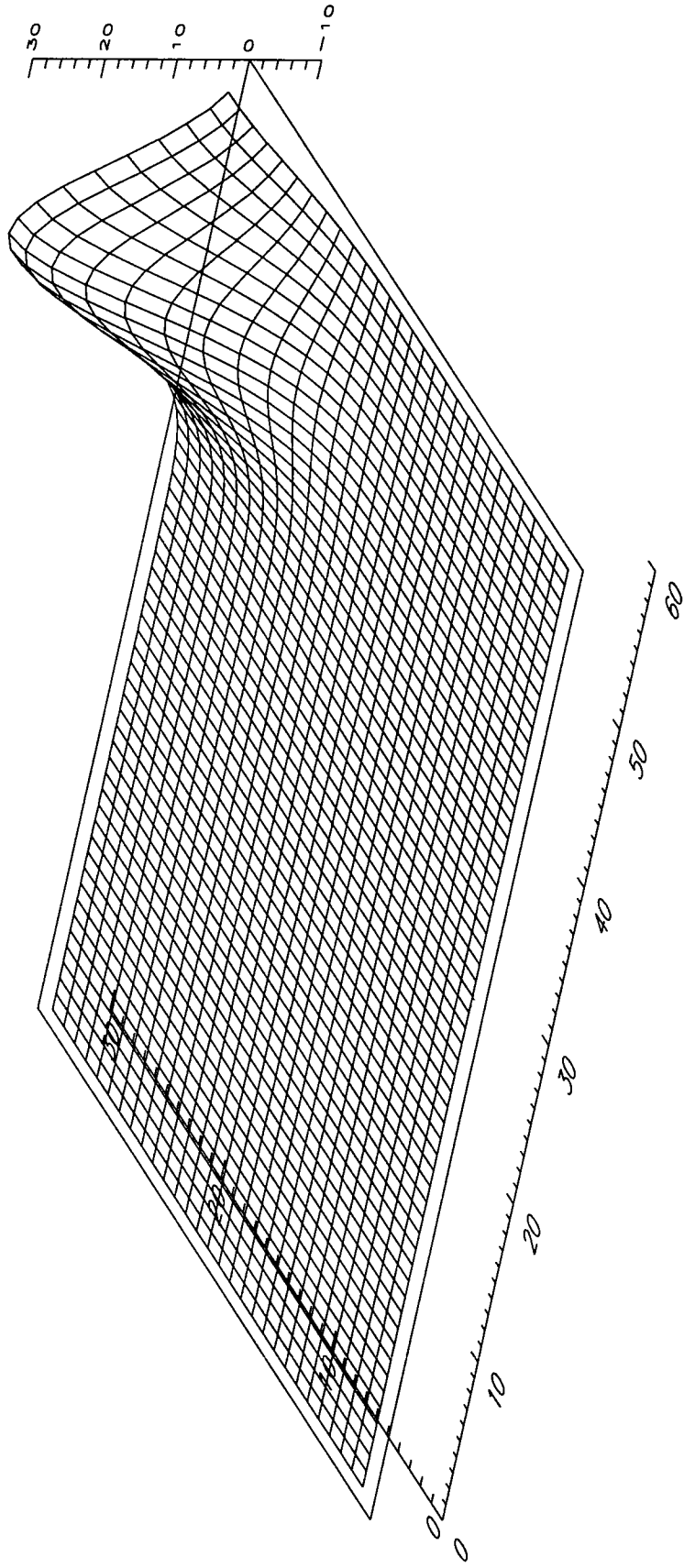


Fig. 4-4. Interface displacement given for the initial condition in the model (unit in meter).

Interface displacement (m) day = 4

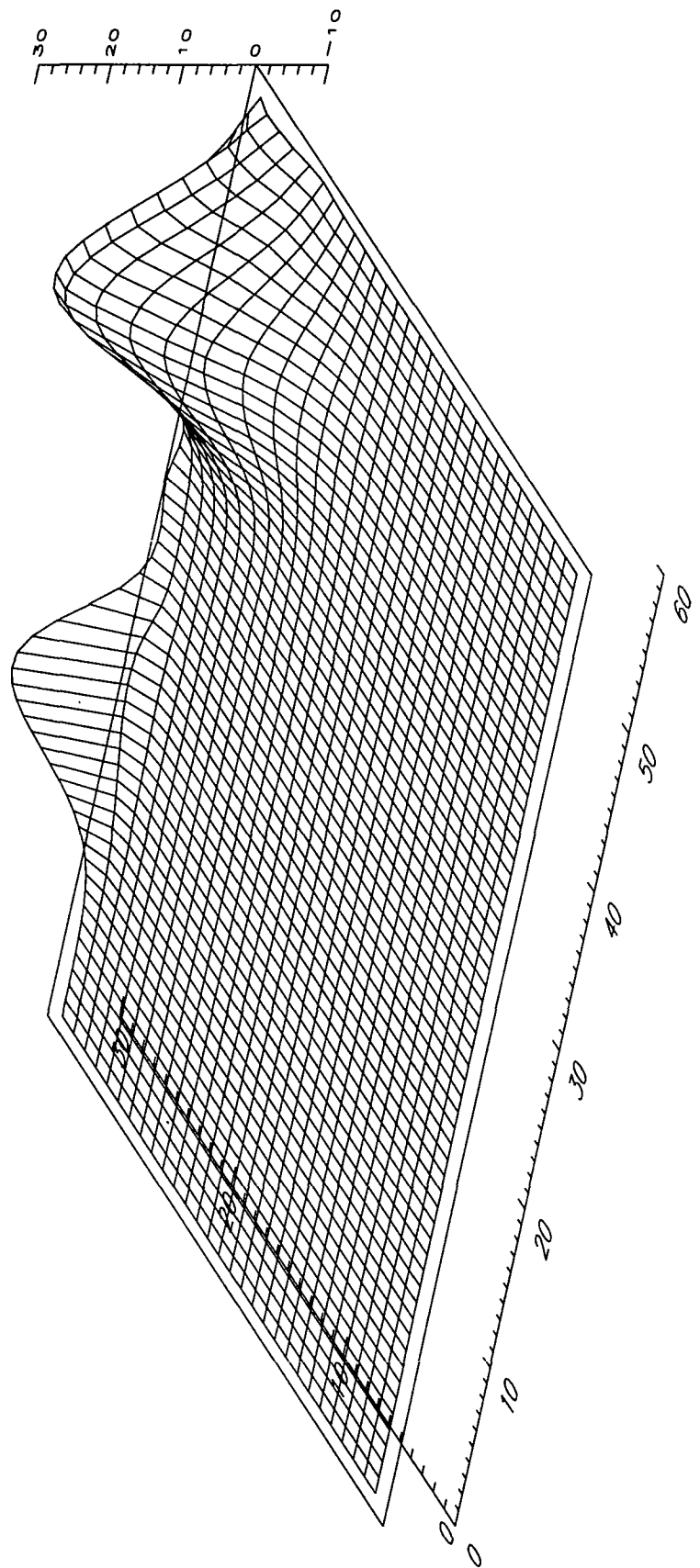


Fig. 4-5. Horizontal distribution of the interface displacement at day 4(unit in meter).

Interface displacement (m)

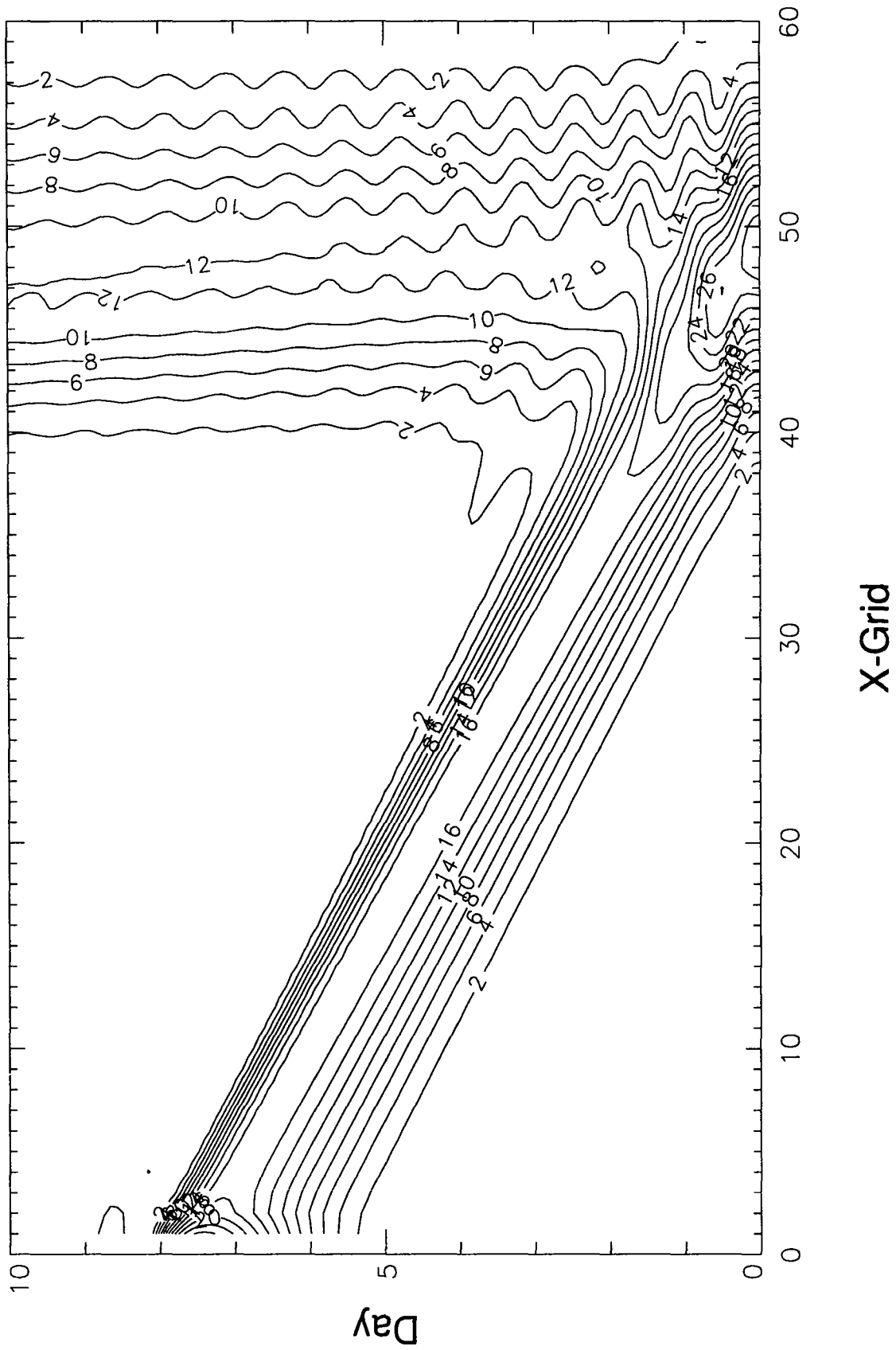


Fig. 4-6. x-t diagram showing the propagation of the internal Kelvin waves and gravity waves (unit in meter).

Initial interface displacement (m)

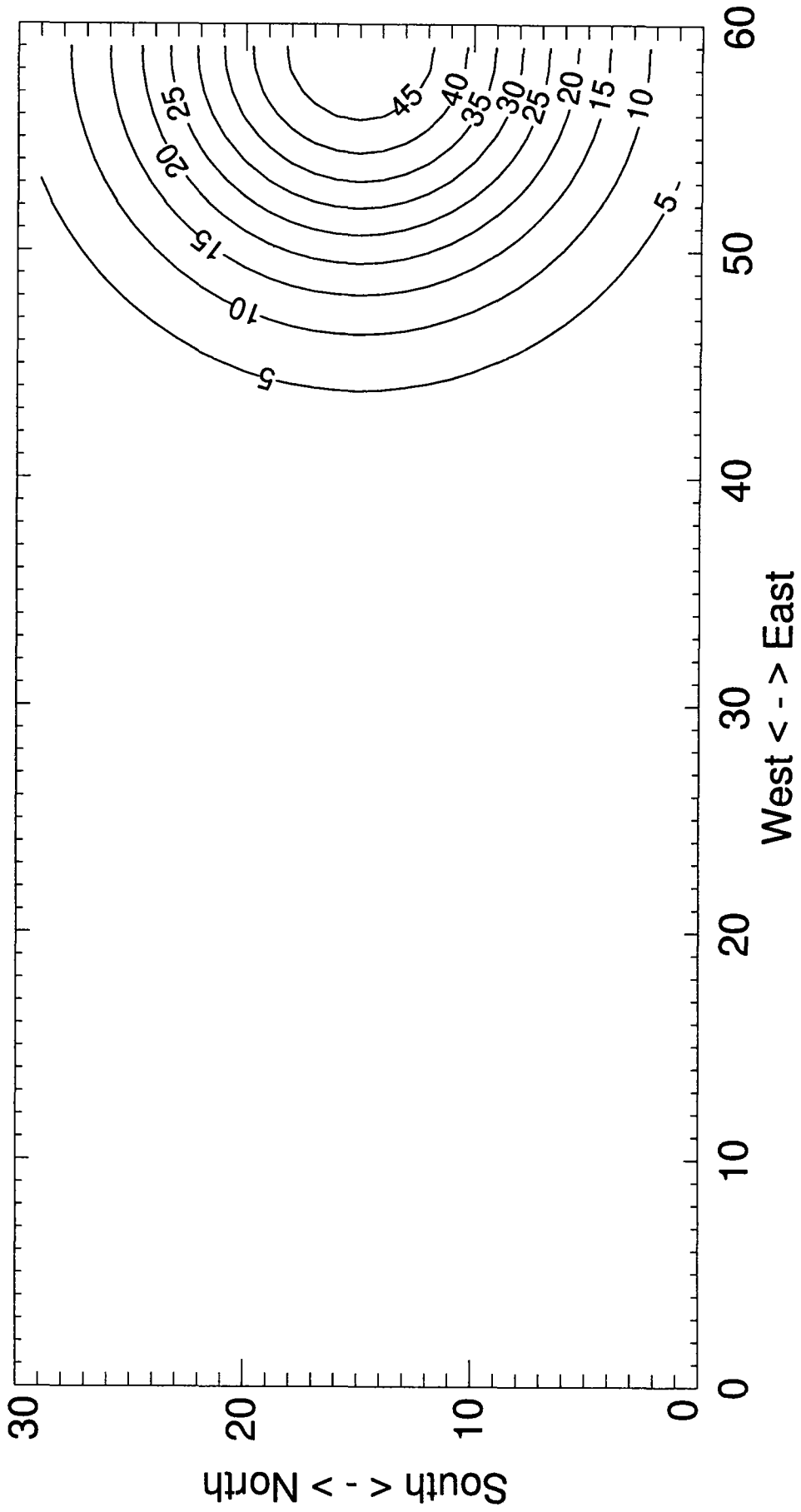


Fig. 4-7. Initial interface displacement (unit in meter).

Propagation of interface displacement

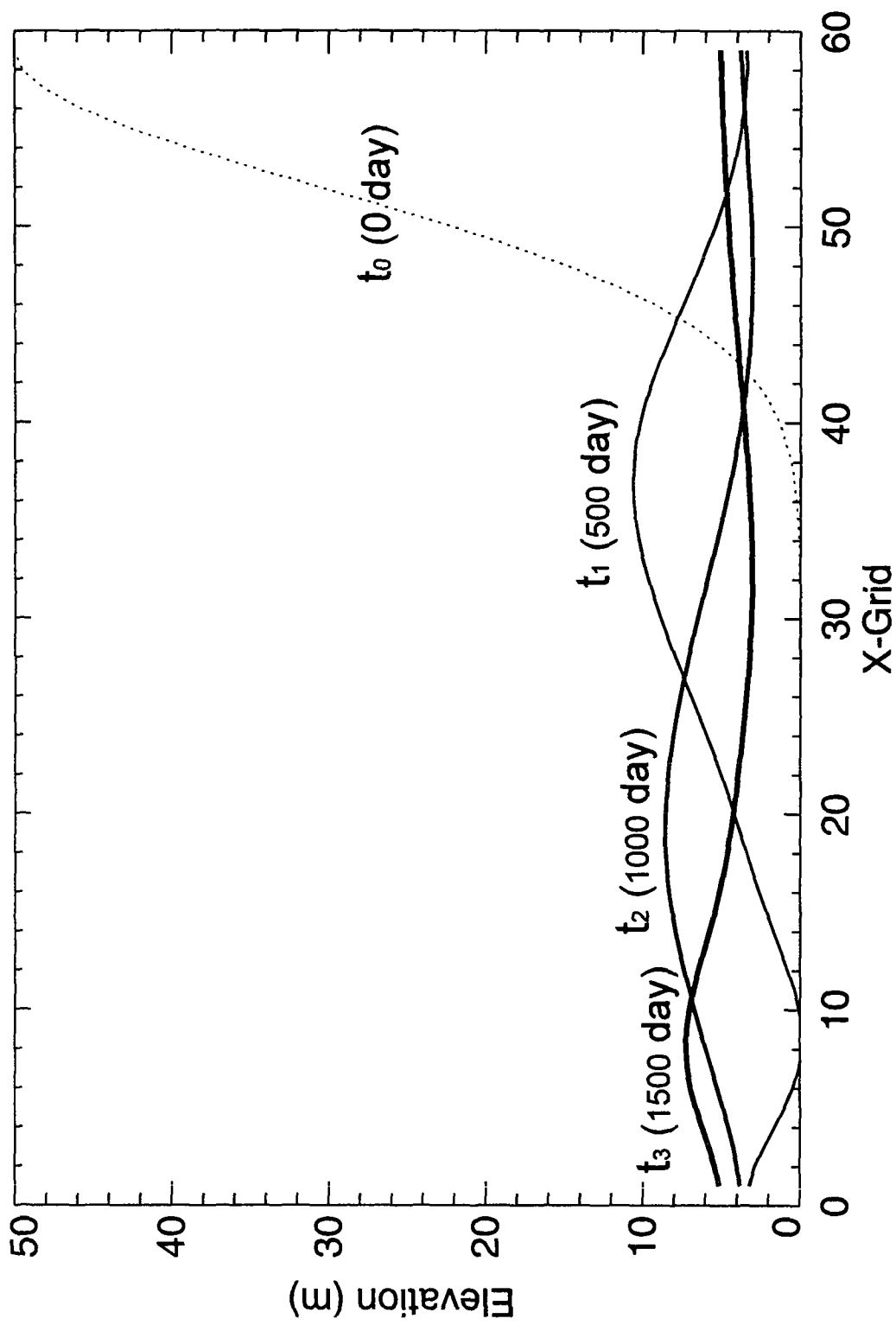


Fig. 4-8. Interface displacements at 0, 500, 1000, and 1500 days of the section along the central latitude of the model.

제 5 절 양자강 하천수 plume의 확장

1. 서론

양자강은 아마존강과 콩고강에 이어 세계에서 세 번째로 담수의 유출량이 많은 강으로 티베트고원에서 발원하여 중국내륙을 가로질러 동중국해로 흘러가며 길이가 6,300 km에 이른다. 양자강을 중국인은 長江이라 불렀으며 현재 중국은 홍수조절 및 전력생산을 위해 양자강 중류에 삼협댐을 건설 중으로 2009년에 완공될 예정이다. 양자강의 년 유출량은 900 km^3 로 이는 우리나라에서 가장 큰 강인 압록강에 비하면 32배에 달하며 황해로 유입되는 강 중에서 가장 큰 유출량을 가진 황하의 18배 가량이 된다 (Hong et al. 1995). 이러한 많은 양의 담수 유출은 동중국해와 황해에 많은 영향을 미칠 것으로 예상되나 그 영향의 정도와 범위 등에 대한 자세한 연구는 거의 없는 현실이다. 더구나, 삼협댐의 건설 후 유출량의 인위적인 조절로 인해 동중국해와 황해의 해양환경에 많은 변화를 야기할 것으로 예상되는 바, 변화의 정도를 예측할 필요성이 대두되며 그러기 위해서는 변화된 해양환경과 비교할 수 있는 변화되기 전의 자료의 확보가 시급하다 하겠다.

금년 7월과 8월에 중국에서는 홍수로 인해 양자강이 범람하여 많은 인명과 재산의 피해가 있었다. 언론에 따르면 양자강의 수위가 여러 관측지점에서 관측사상 최고치를 경신하였다는 보도가 있었다. 관측이 시작된 이래 양자강의 유출량이 가장 많았을 때는 1954년 8월로 월평균 유출량이 $84,000 \text{ m}^3/\text{sec}$ 에 달하였다 (Shen et al. 1998). 올해와 1954년 사이의 여건변화를 고려하지 않고 단순히 수위만으로 올해의 유출량을 1954년 8월과 같은 정도라고 추정하는 것은 무리이겠지만, 잠정적으로 같은 정도의 유출량을 가정할 수 있을 것이다. 유출량 $84,000 \text{ m}^3/\text{sec}$ 은 세계에서 가장 큰 강인 아마존 강의 월평균 최소유출량인 $80,000 \text{ m}^3/\text{sec}$ 와 같은 수준이며 (Geyer and Kineke 1995) 양자강의 월평균 최대유출량의 약 2배에 이른다 (Shen et al. 1998).

Shen et al. (1998)에서 인용된 자료는 양자강 하구로부터 640 km 상류에 위치한 Datong (大通) 관측소에서의 자료이며 이 외에도 상류 쪽으로 세 군데 더 관측소가 있다 (그림 5-1과 표 5-1). Datong은 건기에 조석의 효과가 미치지 않는 끝에 위치해 있으며 Shen et al. (1998)에 의하면 36년 (1950-1985) 동안의 년평균 유출량은 $28,400 \text{ m}^3/\text{sec}$ 이다. 中國科學院 (1989)에 의하면 양자강의 유역면적은 $1,807,199 \text{ km}^2$ 이며 Datong에서의 년평균 유출량은 Shen et al. (1998)보다 약간 많은 $28,900 \text{ m}^3/\text{sec}$ 이며 관측 최대유출량은 $92,600 \text{ m}^3/\text{sec}$ 이다. 가장 상류인 Chongqing 관측소에서의 년평균 유출량은 $11,100 \text{ m}^3/\text{sec}$ 으로 Datong의 반에도 못 미친다. Datong보다 상류인 Wuhan 관측소의 년평균 유출량은 Datong에 비해 $5,500 \text{ m}^3/\text{sec}$ 작으며 양자강 하구의 유출량은 Datong보다 $2,160 \text{ m}^3/\text{sec}$ 큰 $31,060 \text{ m}^3/\text{sec}$ 이다.

Table 5-1. Annual mean discharge and maximum discharge at Measuring Stations

Stations m ³ /s	1	2	3	4
Mean discharge	28,900	23,400	14,300	11,100
Maximum discharge	92,600	76,100	71,100	85,700

양자강 하천수는 계절에 따라 그 진행방향이 달라지는 것이 많이 관측되어왔다. 겨울철에는 양자강에서 나온 하천수가 해수와의 혼합으로 희석되며 연안을 따라 남향하고 여름철에는 이와는 달리 하구를 벗어나자마자 북동향하여 우리나라 제주도 방향으로 흘러가는 것으로 알려져 왔다. 여름철 제주도 연안에 출현하는 비정상적인 저염수는 양자강에 기원을 둔 것으로 판단되고 있으며 이로 인해 어패류가 폐사하여 어민들이 많은 피해를 입고 있다. 또한, 여름철 동해에 나타나는 저염수의 기원이 양자강 하천수로부터 유래했다는 연구결과도 있다 (이 등 1996). 겨울철에 연안을 따라 남향하는 것은 역학적으로 지구자전에 의한 것으로 다른 강에서도 많이 관측되었다. 그러나, 여름철의 북동향으로의 방향전환은 지구자전의 효과가 무시된 것으로서 이를 설명하고자 많은 시도가 중국학자들에 의해 이루어져 왔다.

Hu (1994)는 바람과 해류가 (쿠로시오의 지류) 주 요인이라 하였다. 즉, 여름철에는 남풍계열의 바람이 우세하고 해류는 북향내지는 북동향하며 겨울철에는 연안 가까이에서는 해류가 남향내지 남서향하나 그 외해역에서는 여름철과 마찬가지로 북향내지 북동향한다. 바람이 바뀌거나 멈추게 되면 이에 따라 양자강 plume의 진행 방향도 바뀌게 된다고 설명하였다. Guan (1994)은 양자강 유출량의 시간적 변화가 양자강 plume의 범위와 방향을 결정하는 주 요인의 하나라 하였으며 하구로부터 외해로의 수심의 깊어짐, 대만난류의 boundary effect, 남풍계열 바람, 경압효과 등이 북동향으로의 방향전환에 영향을 미친다 하였다. 수평혼합의 중요성도 많은 사람에 의해 지적되었다 (Mao et al. 1963, Cao 1980, Le 1984, Yuan et al. 1982).

양자강 하천수 유입을 포함하여 Yuan and Su (1984)는 1° 간격의 정상상태 (steady state) 순압모델과 time-dependent 2층 모델로 황해와 동중국해의 해수순환을 살펴보았다. 양자강의 담수 유출량은 34,000 m³/s로 주어졌으며, 북향하는 대만난류에 의해 하천수 plume은 같이 북향하게 되며 황해냉수는 그 북상을 저지하는 역할을 하는 것으로 보고하였다. Lee (1996)와 Zhu and Shen (1996)은 역시 양자강 하천수 유입을 포함하여 3차원 원시방정식 모델로 황해와 동중국해 전체를 대상으로 하여 여름과 겨울철 순환의 재현을 시도하였다.

2. 수치모델

해양연구소 (1997)에 이어 POM (Princeton Ocean Model) 1996년도 version을 이용하였다. 수심은 500 m 이상인 곳은 500 m로 설정하였으며 각 위도별로 서쪽부터 수심을 검사하여 첫 번째로 수심이 500 m 이상이 되는 곳부터 시작하여 그 동쪽의 수심은 모두 500 m로 하였다. 남쪽의 50개 격자에는 50번째에서와 수심에 같게 하였으며 이 곳을 sponge layer로 하기 위하여 기본 수평 와도계수 값을 내부의 2배로 하였다 (그림 5-2). 격자간격은 동서방향은 5분이며 남북방향은 3.75분이다. 시간간격은 external mode는 20초, internal mode는 10분으로 하였다. 수직방향은 해양연구소 (1997)와 같이 10개의 층을 설정하였으며 각 층의 중심의 수심은 표 5-2와 같다. 해양연구소 (1997)와 달리 Coriolis parameter는 위도의 함수로 하였다. 동쪽과 남쪽은 방사조건을 사용하였다.

실험은 139×249 개의 격자를 가진 영역에서 실시하였다. 양자강 입구는 162-165 번째 격자에 위치하며 그 폭은 4개의 격자간격으로 약 28 km로 하였다. 동서방향으로 2번째 격자에 남북으로 24개의 격자에 수직평균 유속을 주어 유출량을 조절하였으며 서쪽 벽에서 30번째 격자까지의 전 층에서 염분을 0으로 하였다. 그림 5-3은 하구로부터 서쪽 벽 부근의 freshwater reservoir까지의 격자점을 보여준다.

Table 5-2. Depth to the center of each layer

Layer	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Depth(m)	0.18	0.50	1.02	2.02	4.28	7.14	10.00	12.86	15.72	18.58

3. 결과

가. Constant Discharge Experiment

본 실험은 유출량을 일정하게 하여 실험하였으며, 유출량은 약 80,000 m³/sec로 하여 금년 여름의 경우에 맞춰보았다. 수심의 효과를 보기 위해 해저면이 평탄한 경우와 실제 수심을 준 경우로 나누어 100일까지 수행하였다. 평탄한 경우는 전 영역의 수심을 20 m로 하였으며 서쪽 벽에 준 유속은 5 cm/sec로 하였다. 실제 수심의 경우는 강 하구의 수심이 7 m임을 고려하여 서쪽 벽의 유속을 10 cm/sec로 하였으며 실험 중 monitoring한 강 하구에서의 유출량을 그림 5-4에 도시하였다. 평탄한 경우 유출량은 하루 이내에 80,000 m³/sec 이상의 값을 보이며 이후 80,000~100,000 m³/sec의 사이에서 거의 일정한 주기와 진폭을 가지고 진동을 한다.

이 진동의 주기는 30~40 시간이며 해양연구소 (1997)의 남북 channel에서는 나타나지 않았다. 양자강의 위도가 약 31.5도로 이 위도에서의 inertial 주기는 23시간이며, sponge layer를 제외한 가장 남쪽의 격자점에서의 (약 24도) 주기가 약 30시간으로 inertial motion으로 보기에 무리가 있다. 또 다른 가능성은 barotropic

Kelvin 파로 모델영역의 경계를 따라 전파되는 경우이다. 수심 20 m에서 이 파의 속도는 14 m/sec이며 주위경계의 길이를 직사각형으로 가정하면 남북방향길이 1700 km, 동서방향길이 1900 km로 전체길이는 3600 km로 한 바퀴 도는데 걸리는 시간은 약 70시간으로 유출량 진동의 주기보다 2배 가량 크다. 그 밖의 가능성으로는 강 하구로부터 상류까지의 고유진동과 담수의 유출로 인해 형성된 연안 해수순환 자체의 진동이 있을 수 있으나 전자는 estuary의 주위 둘레길이가 작아 진동주기가 아주 작을 것으로 예상된다.

그림 5-5는 평탄한 경우의 첫째 층의 염분분포를 10일 간격으로 보여주며 여기서 34 psu의 등염분선을 plume의 경계로 보았다. 해양연구소 (1997)의 남북 channel 경우와 마찬가지로 하구 부근에 anticyclonic gyre와 오른쪽에 연안류가 발생하고 있다. 실험 개시 후 40일 만에 대만해협 (북위 25도)에 연안류의 앞부분이 도달하였다. 이로부터 연안류의 전파속도를 살펴보면 위도로 약 6도의 거리를 40일 동안이 이동하였으므로 하루에 9분의 속도에 해당하며 이는 초속 19 cm/sec에 해당한다. 이 값은 남북 channel 경우의 (해양연구소 1997) 값인 23 cm/sec와 같은 order이나 약간 작아졌는데 이는 해안선의 굴곡을 고려하면 이해할 수 있다고 사료된다.

연안류의 외해쪽 경계면을 살펴보면 20일까지는 안정되어있음을 알 수 있으나 30일에는 불안정해져 파도형태로 바뀌었다. 이는 시간이 갈수록 더욱 심해지고 있으며 이에 따라 연안류의 폭도 증가하고 있다. 80일 쯤에 연안류의 경계가 대만에 까지 도달하며 100일 에는 대만 전체가 연안류의 범위 안에 속하게 된다. 결과적으로 연안류의 폭도 하구의 bulge보다 더 커진 것을 볼 수 있다. 대만 남쪽의 sponge layer에서는 연안류가 크게 약해지고 그 폭도 상당히 감소하였음을 볼 수 있어 sponge layer가 제 역할을 해주고 있는 것으로 판단된다.

실제 수심을 준 경우의 첫째 층의 염분을 그림 5-6에 도시하였다. 유출량은 평탄한 경우에 비해 느리게 증가하여 10일이 지나서야 70,000 m³/sec 이상의 값을 보이며 평탄한 경우에 보였던 진동은 없다 (그림 5-3b). 염분분포에서는 평탄한 경우와 비슷하나 차이점이 발견되고 있다. 우선 plume이 보다 북쪽으로 많이 올라가고 있으며, 외해쪽에서의 확장이 작으며, 연안류가 많이 안정되었음을 볼 수 있다. 평탄한 경우와 다른 이러한 반응은 모두 수심의 도입에 따른 것인데 특히, 동서방향으로의 수심변화에 의한 효과로 사료된다. 동쪽으로 감에 따라 수심이 깊어지므로 남북방향으로의 등수심선은 potential vorticity 등치선이 되며 그에 따라 동서방향으로의 운동이 어려워지게 된다. 이에 따라 연안류가 안정화되며, 외해쪽에서의 확장이 작아지게 되는 것으로 여겨진다. 북쪽으로 보다 멀리 plume이 전파된 것은 강으로부터 유출된 water column에 수심이 깊어짐에 따라 양의 relative vorticity가 유도된 결과일 수도 있으며 혹은, McCreary et al. (1997)의 연안에 포획된 해의 경우같이 남북방향으로 형성되어 있는 외해의 전선을 따라 흐르는 남향류의 보상류로서 북쪽에서의 흐름이 야기된 것으로 설명할 수 있을 것이다.

평탄한 경우와 달리 100일에야 연안류가 대만에 겨우 도달하였으며 연안류의 폭은 시간에 따라 약간씩 증가하나 약 100 km로 큰 변화가 없다. 북쪽으로는 100일에 34.5도까지 이르렀으며 plume이 연안으로부터 외해쪽으로 가장 많이 확장된 곳은 하구가 아닌 더 북쪽의 지점으로 육지로부터 수직거리로 300 km에 육박한다. 50일과 100일에서의 첫째 층의 유속분포를 그림 5-7과 5-8에 도시하였다. 강 상류의 담수 pool에서 발생한 흐름은 강을 따라 유출되며 강 하구로부터 유출되는 하천수는 약간의 북쪽으로의 excursion을 보이거나 이내 모두 남쪽으로 향한다. 이와는 달리 강과 직접 연결되지 않은 하구의 북쪽 격자점에서는 남쪽으로의 흐름은 보이지 않고 모두 북향내지 북동향하고 있다. 50일의 경우를 보면 강 남쪽의 두 개의 격자점에서는 강을 벗어나자마자 이내 남향하나 북쪽의 두 격자점을 통한 유출수는 북동향하여 외해로 어느 정도 진행하며 시계방향으로 유향이 바뀌어 남향하는 흐름에 합류하고 있다.

이러한 하구의 소규모의 흐름의 외해 쪽에는 염분분포도에서 나타난 대규모의 anticyclonic gyre가 형성되어 있다. 하구의 북쪽 격자점에서부터 시작하는 북향류는 연안을 따라 북상한 후 시계방향으로 유향이 바뀌어 동향하고 이내 남향한다. 남향하는 흐름은 하구에 해당하는 위도에 이르러 남서향하여 연안류를 형성하게 된다. 100일에는 강의 남쪽 두 격자점을 통해 유출되는 하천수는 50일의 경우와 마찬가지로 바로 남향하게 되나 북쪽의 두 격자점을 통한 유출수는 외해의 대규모 gyre의 남향류에 합류하고 있다. 강 하구의 북쪽에서 시작된 북향류는 연안을 따라 흐르다 32.5도에 이르러 육지로부터 떨어져 나와 계속 북향한다. 34도 부근의 육지 근처에는 100일 이전의 연안을 따라 흐르던 북향류의 잔재가 남아있다. 육지에서 떨어진 북향류는 50일의 경우와 마찬가지로 gyre를 형성하는데 그 위치는 50일에 비해 북쪽으로 이동되었다. 즉, 50일에는 하구를 중심으로 anticyclonic gyre가 형성되었으나 100일에는 북쪽으로 이동됨에 따라 하구의 북쪽으로 gyre가 떨어져 나가고 또 하나의 gyre가 하구를 중심으로 형성되기 시작하려 하고 있는 듯하다. 그러나 실제로 실험 초기에 형성되었던 것과 같은 완벽한 모양의 gyre는 형성되지 않을 것이다. 왜냐 하면 초기에는 아무런 흐름도 없었고 밀도차도 없이 균질하였기 때문에 완벽한 형태의 gyre 형성이 가능하였으나 이제는 이미 유출된 저염수의 분포에 의해 복잡한 흐름이 생겨나 완벽한 형태의 gyre 형성을 방해할 것이기 때문이다.

그림 5-7과 5-8은 σ 좌표상에서의 흐름 분포도로 수심이 격자점마다 다르기 때문에 같은 깊이의 연속적으로 이어진 흐름으로 보기가 어렵다. 왜냐 하면, 물 입자가 한 격자에서 다른 격자로 이동할 때 수평속도와 수직속도의 비는 제 각각으로 같은 σ 표면상을 따라 움직인다고 보기는 어렵기 때문이다. 그림 5-9에 spline interpolation을 이용하여 수심 2, 5, 10, 30, 그리고 40 m에서의 흐름의 분포도를 도시하였다. 여기서, 해수면 변동에 의한 깊이 변화는 해수면의 변화가 수심에 비해 아주 작으므로 무시하였다.

수심 2 m에서의 흐름분포는 σ 좌표상의 첫째 층에서의 흐름과 거의 같다. 단

지, 강 입구에서 σ 좌표에서보다 더 많은 부분이 북쪽으로 향하고 있다. 5 m에서는 강 입구에서 남쪽으로 향하는 흐름은 없어지고 강으로부터 유출된 물은 모두 북쪽으로 향하여 시계방향의 gyre를 형성하고 있다. 외해쪽에서 남향하는 흐름은 계속적으로 연안류에 연결되며 일부는 북향하는 유출수에 합류하고 있다. 10 m에서는 직접적으로 강과 연결되어 있지 않으며 (강 입구의 수심은 7 m) 상층과 마찬가지로 시계방향의 gyre와 연안류가 형성되어 있다. 30 m에서는 gyre와 남쪽으로 향하던 연안류가 사라지고 연안류가 있던 곳에 북향류가 발달되어 있으며 강 입구 부근의 흐름은 강쪽을 향하고 있다. 40 m에서도 30 m와 같은 양상을 보인다.

100일의 수심 2 m에서의 흐름분포도 50일과 마찬가지로 σ 좌표상의 첫째 층에서의 흐름과 거의 같으나 단지, 강 입구에서 σ 좌표에서보다 더 많은 부분이 북쪽으로 향하고 있다 (그림 5-10). 5 m에서 강 입구의 남쪽으로 향하는 흐름이 없어지는 것도 50일 경우와 같다. 강 입구와 연결되지 않은 10 m에서는 시계방향의 gyre가 하구의 북쪽에 형성되어 있으며 연안류가 잘 발달되어 있다. 30 m에서는 역시 남향의 연안류가 있던 곳에 북향류가 발달되어 있으며 강 입구 부근의 흐름은 강쪽을 향하고 있다.

나. Wind Experiment

두 번째 실험에서는 바람방향에 따른 저염수의 확장범위의 변화를 알아보기 위해 0.5 dyne/cm^2 의 바람을 10일간 전 영역에 주었다. 앞 실험의 100일째를 출발점으로 하였으며, 첫 1일 동안은 갑작스런 바람 도입에 따른 충격을 줄이기 위하여 바람의 세기를 선형적으로 증가시켰다. 동서남북 네 방향으로부터의 바람에 대해 각각 실험하여 매 2일마다 첫째 층에서의 염분분포를 도시하였다. 먼저, 그림 5-11은 서풍일 경우를 보여주는데 시간이 지남에 따라 저염수의 영역이 남쪽으로 밀려남을 볼 수 있다. 즉, Ekman 반응에 따라 바람방향에 수직되는 방향으로 물의 수송이 이루어지고 있음을 잘 보여주고 있다. 다른 방향의 바람을 주었을 때도 이러한 Ekman 반응을 잘 보여주고 있다. 동풍의 경우에는 북쪽으로 이동되며 (그림 5-12), 북풍의 경우에는 서쪽으로 이동되어 중국 대륙쪽으로 밀착됨을 볼 수 있다 (그림 5-13).

여름철에 우세한 성분인 남풍의 경우에는 서쪽방향, 즉 외해쪽으로 확장되어 우리나라 제주도까지 영향을 미침을 볼 수 있다 (그림 5-14). 이는 여름철에 제주도 부근에 나타나는 저염수가 남풍에 의해 확장된 양자강 희석수일 수 있음을 잘 보여주고 있다. 물론, 또 다른 중요한 요소인 해류와 조석이 본 실험에서는 포함되어 있지 않아 단정적으로 결론을 내릴 수는 없으나, 바람에 의해 양자강 희석수가 얼마나 민감하게 반응하는 가를 잘 보여준다 할 수 있겠다.

그림 5-15는 남풍과 바람이 없었을 경우의 표층염분의 차이로, 남풍에 의한 표층염분의 변화를 보여주고 있다. 남풍에 의해 저염수가 확장되어온 외해역의 염분은 감소하였고, 반대로 연안쪽은 염분이 증가하였음을 보여준다. 즉, 연안의 저염수가

외해쪽으로 이동됨에 따라 상대적으로 연안의 염분이 높아진 효과를 보인 결과이다. 그러나, 바람의 영향이 저염수의 공간적인 재배치에 그치지 않고 유출량에도 영향을 미치고 있음을 그림 5-16이 잘 보여주고 있다. 그림 5-16는 각 바람 방향에 따른 유출량의 시간에 따른 변화로 남풍과 서풍의 경우는 바람이 없는 경우에 비해 증가하였고 동풍과 북풍의 경우에는 감소하였음을 나타낸다. 풍속을 선형적으로 증가시킨 초기 1일에는 유출량 역시 선형적으로 증가 혹은 감소하고 있으며 이후 점차로 유출량이 바람이 없는 경우의 값으로 복귀함을 볼 수 있다. 남풍과 서풍의 경우 유출량도 증가하였으므로 담수의 양이 많아져 총 염분의 값이 북풍과 동풍에 비해 작을 것이다.

양자강 하구를 포함한 양자강 북쪽의 다섯 개 동서방향 단면에서의 수직염분분포를 바람이 없었을 경우와 (그림 5-17) 남풍을 주었을 경우를 (그림 5-18) 도시하였다. 수평적으로 저염수가 동쪽으로 확장됨에 따라 수직 염분구조도 많이 달라졌음을 보여주고 있다. 제주도 부근에서 1996년 관측한 염분의 수직분포와 (김 등 1998) 형태적으로 유사함을 잘 보여주고 있다.

그림 5-19은 남풍의 경우 110일의 표층 흐름의 분포로 저염수의 확장에 따라 야기된 흐름을 보여주고 있다. 남풍에 대한 직접적인 반응으로 표층의 흐름이 동향내지 북향하고 있음을 볼 수 있다. 연안의 남향하던 연안류는 북쪽으로 흐르고 있으며 외해의 저염수가 확장된 해역에서는 동향의 흐름이 우세하게 나타나고 있다. 하구의 유형은 모두 북동향하고 있으며 시계방향의 gyre도 파괴되었음을 보여주고 있다. 저염수의 확장에 따른 흐름은 34 psu의 등염분선이 위치한 곳까지에만 어느 정도의 크기를 가진 흐름을 발생시키고 있다.

다. Annual Variation of River Discharge Experiment

이 실험에서는 양자강의 유출량을 시간에 따라 변하게 하기 위하여 서쪽 벽의 유속을 다음의 식에 따라 주었다.

$$U = A \sin\left(\frac{2\pi}{360} t + \phi\right) + U_0$$

여기서

$$A = 3 \text{ cm/sec}, \phi = 255 \text{ days}, U_0 = 4.5 \text{ cm/sec}$$

로, 이 값들은 Shen et al. (1998)의 월평균 유출량을 비슷하게 재현하도록 조절된 것으로 본 실험의 강 하구에서 monitoring한 유출량은 그림 5-20와 같다. 위의 값은 실제수심의 경우이며 평탄한 경우의 실험에서는 강 하구의 수심을 고려하여 다음의 값을 사용하였다.

$$A = 1 \text{ cm/sec}, U_0 = 1.5 \text{ cm/sec}$$

저염수가 앞의 실험보다 더 많이 확장할 것에 대비하여 북쪽으로 모델영역을 확장하여 Bohai Sea를 포함시켰으며 남북방향의 격자수는 311개로 하였다. 평탄한 경우와 실제 수심의 경우를 각각 720일까지 실험하였으며, 그림 5-21에 실제수심의 경

우의 첫째 층 염분분포를 10일 간격으로 도시하였다. 초기의 확장은 앞의 실험의 경우와 크게 다르지 않으나 단지 유출량이 작으므로 확장영역이 작음을 보여준다. 시간이 지남에 따라 확장영역은 점차로 확대되어 120일에 이르러 남쪽으로는 대만 해협에 도달하였으며 북쪽으로는 34도까지 확장되었다. 남쪽의 연안류는 160일에 남쪽경계에 도달하였으며 200일에 35도까지 진출하였다.

1년 cycle이 지난 360일의 분포를 보면 남쪽의 저염수는 대만의 동쪽까지 진출하였고 산동반도 남쪽연안을 따라 북상하던 북쪽의 저염수는 거의 산동반도 동쪽 끝까지 확장되었다. 외해방향으로는 125도까지 진출하였다. 연안류역은 계속 외해쪽으로 확장되어 360일에는 그 폭이 250 km에 달한다. 두 번째 해에는 북쪽으로 확장된 저염수는 산동반도의 남쪽연안을 따라 계속 북상하여 420일에 산동반도의 동쪽 끝에 도달하여 480일에는 북쪽연안을 따라 약간 서진하였으나 이 후 더 이상 진행하지 못하고 오히려 후퇴하고 있음을 볼 수 있다. 남쪽의 저염수도 남쪽 경계를 따라 동진하지 못하고 122도 서쪽에 머물고 있다.

남쪽과 북쪽으로의 진행이 원만하지 못함에 반해 30-35도 사이의 중앙 해역에서는 외해쪽으로 확장이 계속되고 있다. 저염수의 주 확장역은 제주도 남쪽으로 440일에는 126도까지 진출하였으며 500일에는 제주도를 지나쳐 127도까지 확장되었다. 제주도 남쪽에 머물러있던 저염수는 이후 북쪽방향으로 확장되어 600일에는 제주도 남쪽연안에 도달하였다. 북쪽으로의 확장은 계속되어 640일에는 제주도를 완전 포위하였으며 우리나라 남해안과 서해안에까지 도달하였다. 남해안과 서해안의 저염수는 점차로 동진과 북진을 하여 720일에는 남해안에서는 129도 까지 서해안에서는 37도까지 이르렀다.

본 실험은 다른 외력없이 단순히 양자강의 유출량을 시간적으로 변화시켜 저염수의 확장을 살펴본 실험으로 실제 해양과는 다를 것이다. 조석의 없음으로 해서 조석혼합 효과가 빠져있으며, 바람과 평균해류의 도입은 또한 많은 변형을 줄 것으로 사료된다. 그러나, 이런 제약점에도 불구하고 양자강으로부터 유출된 담수가 동중국해뿐만 아니라 우리나라 남해안을 포함하여 황해에 큰 영향을 미칠 수 있음을 잘 보여주고 있다. 양자강 남쪽으로는 연안 부근에만 영향을 미치며 외해쪽으로는 범위가 대만까지로 제한되어 있으나 양자강의 북쪽에서는 외해쪽으로 확장이 크게 일어나 저염수가 제주도는 물론 우리나라 남해안과 서해안까지 도달하고 있다. 저염수의 이동과 확장은 그에 동반하는 밀도류의 형성으로 인해 전체적인 해수순환에 변화를 주게되어 상황을 더욱 복잡하게 만든다. 해수순환의 변화는 해류에 의해 이동되는 화학, 생물적 요소들의 분포에 큰 영향을 미치게 되며 그 결과 전반적인 해양생태계의 변화를 야기할 수도 있을 것이다.

그림 5-22은 720일에서의 첫째 층의 유속분포로 상당히 복잡한 양상을 보인다. 남쪽의 연안류는 연안 가까이에 존재하지 않고 위도에 따라 위치를 달리하여 외해쪽에서 남향하고 있다. 불안정성에 의해 형성된 파도 모양의 와동류에 의한 흐름이 이어져있는 형태로 대만부근에서는 주 흐름이 대만의 동쪽연안을 따라 남하하고 있

다. 산동반도 남쪽연안을 따라 북상하는 흐름이 있으며 산동반도 끄트머리에서 시계방향으로 방향을 바꿔 남향을 시작하고 있다. 남향류는 강 입구의 외해역을 거쳐 남쪽의 연안류에 연결되며 산동반도에서 남향하는 흐름의 일부는 남동향하여 황해 중앙부를 거쳐 우리나라 서남단 부근에서 방향을 바꿔 북향하는 흐름을 형성하고 있다. 그러나, 이러한 흐름은 저염수의 분포에 따라 달라지는 밀도류로 시간에 따라 큰 변화를 보인다.

4. 논의 및 결론

본 실험은 해양연구소 (1997)의 연장으로, 간단한 남북 channel이 아닌 실제 지형과 수심을 사용하여 보다 실제와 가까운 환경 하에서 실험하였다. 그러나, 주어진 외력은 여전히 제한되어 있어 각 요소들에 대한 해양의 반응을 살펴보기에 적합하도록 수행하였다. 먼저 실제 지형을 도입한 첫 번째 실험에서는 유출량을 금년 여름의 경우를 상정하여 약 $80,000 \text{ m}^3/\text{s}$ 의 값을 유지하도록 설정하였으며 해저지형이 평탄한 경우와 실제 수심의 경우로 나누어 수행하였다. 실제 수심을 도입한 경우 평탄한 경우에 비해 등수심선을 거스르는 방향인 동서방향으로의 확장거리가 작아졌으며 또한, 북쪽으로도 많은 양이 흘러감이 밝혀졌다.

두 번째 실험에서는 외력인 바람을 도입하였으며 네 방향의 바람방향에 따라 저염수의 확장범위가 어떻게 달라지는가를 살펴보았다. 그 결과 Ekman 역학에 따라 저염수의 확장범위가 결정됨을 확인할 수 있었고 여름철에 우세한 남풍의 경우 저염역이 동쪽으로 확장되어 바람의 세기와 지속기간에 따라 충분히 우리나라에 영향을 미칠 수 있음을 알 수 있었다.

세 번째 실험에서는 바람을 다시 제외시키고 유출량의 시간적 변화만을 도입하여 장기간에 (2년) 걸쳐 수행하였다. 유출량은 관측 월평균값을 취하도록 조절하였으며 초기의 조건은 homogeneous하고 no motion인 상태로 하였다. 수행한 후 2년 이내에 제주도는 물론 우리나라 서해안과 남해안에 저염수가 도달하여 큰 영향을 미칠 수 있음을 잘 보여주고 있다. 산동반도 이남의 황해전역에 저염수가 분포하게 되며 그에 따라 밀도류가 형성되어 황해의 해수순환에 큰 변화를 야기할 수 있는 가능성을 보여주었다.

해양연구소 (1997)에서도 재현되었던 반시계방향의 gyre와 연안류라는 담수 유출에 따른 기본적인 연안의 반응은 본 실험의 경우에도 역시 잘 나타나고 있다. 그러나, 장기간 수행한 세 번째 실험에서는 시간이 지남에 따라 이러한 기본적인 구조가 파괴되고 혼란스러운 양상을 보이고 있다. 즉, gyre와 연안류의 기본구조 하에서는 강으로부터 유출되는 저염수가 반시계방향의 gyre를 돌아 남쪽의 연안류로 연결되나 일단 gyre가 불안정성 등에 의해 파괴되면 이러한 단순한 경로는 사라지게 된다. 유출수의 진행방향은 하구의 지역적 해수순환에 따라 바뀌게 되며 이는 다시 하구역의 염분분포에 변화를 주고 결과적으로 해수순환에 변화를 주어 더욱 예측하

기 힘든 양상을 보이게 된다. 다시 말하면, gyre가 존재하는 한 우리는 담수의 경로에 대해 어느 정도 예측을 할 수 있으나 일단 그것이 파괴되면 걸잡을 수 없는 혼돈의 양상을 띄게 되어 더 이상 예측을 할 수 없게 된다.

실제수심의 경우 평탄한 경우에 비해 북쪽으로 많은 양의 저염수가 운반된다. 이는 McCreary et al. (1997)의 연안에 포획된 해의 경우와 흡사한 경우로 사료된다. 외해에 해안선과 평행하게 전선이 형성되어 있으면 그 전선을 따라 남향류가 발생하면 이 남향하는 흐름의 보상류로 강으로부터 나오는 담수가 북쪽으로 흘러가게 되는 것이다. 북향하는 흐름을 수심이 깊어짐에 따른 양의 상대와도의 발생에 의한 결과로 볼 수도 있으나 수심변화가 그리 크지 않음을 고려하면 McCreary et al. (1997)의 보상류로서 설명하는 것이 더 타당하다고 사료된다.

본 실험에서는 제한된 외력 만으로 실험하였으므로 실제 해양에 직접적으로 적용하기에는 무리가 있다. 그러나, 각 요소들의 효과를 잘 보여주었고 단순한 담수 유출량만 가지고도 양자강이 황해에 얼마나 큰 영향을 미칠 수 있는 가를 잘 보여주었다. 즉, 양자강이 상상 이상으로 큰 영향을 황해와 동중국해 나아가서는 동해에 까지 미칠 수 있는 가능성을 잘 나타내고 있다. 앞으로, 조석과 Kuroshio에 의해 유도되는 순환, 그리고 바람을 추가하여 보다 실제에 가까운 상황을 재현해야 할 것이다.

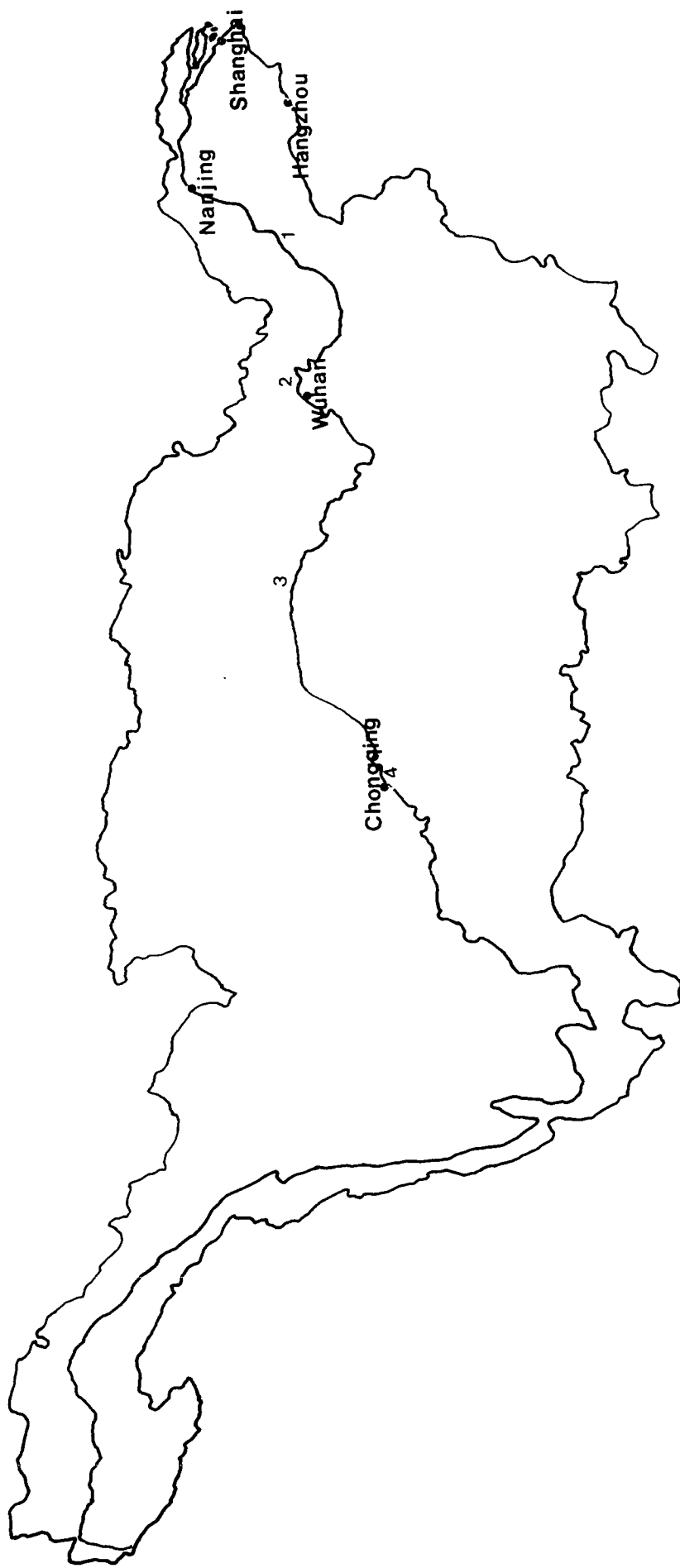


Fig. 5-1. The Yangtze River (numbers indicate Measuring Stations. Number 1 is Datong Station)

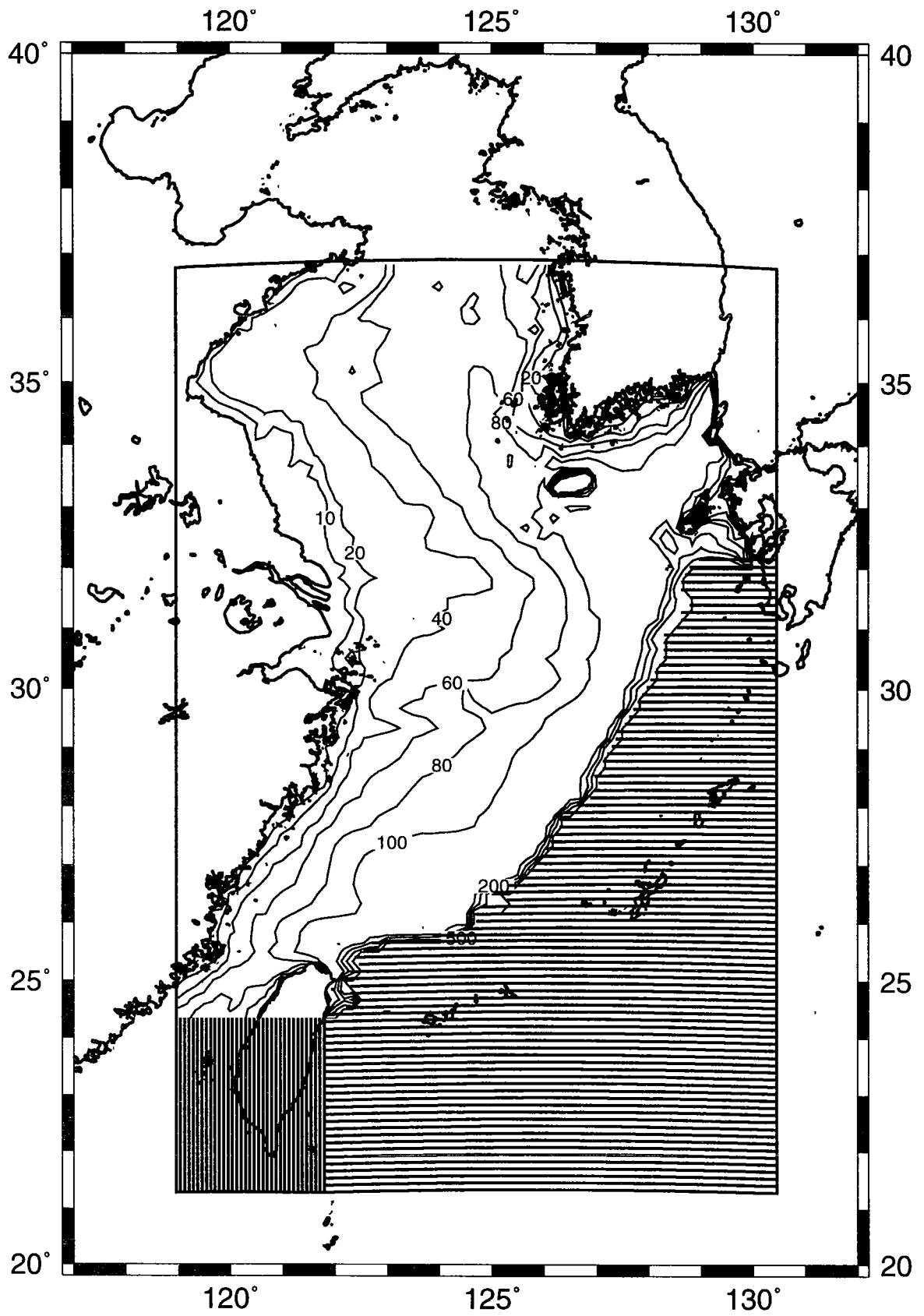


Fig. 5-2. Model domain

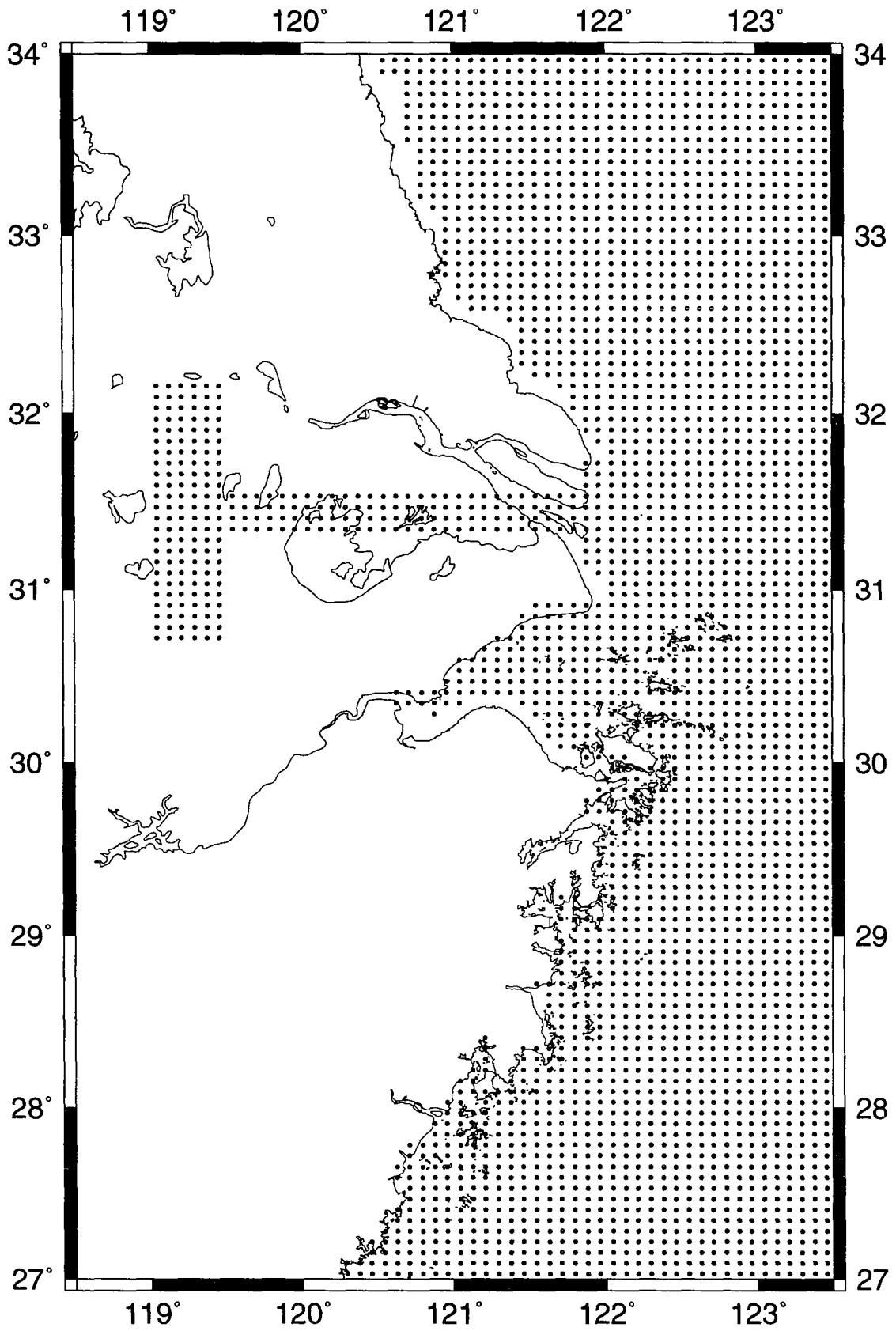


Fig. 5-3. Grids near the Yangtzer River

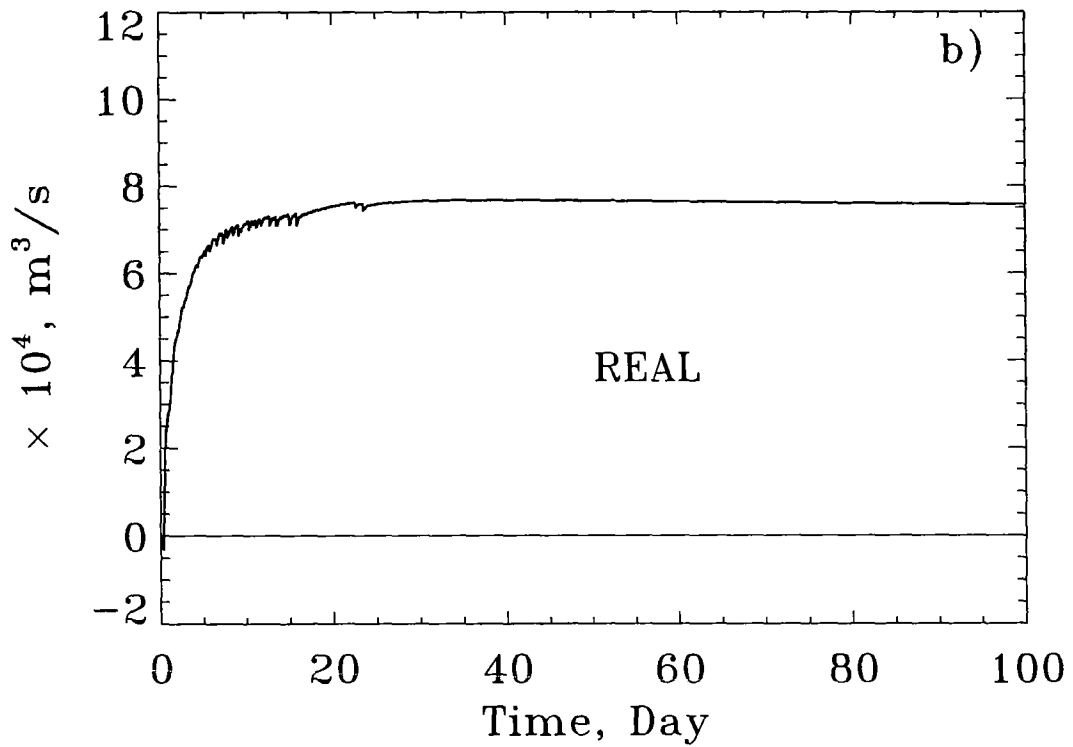
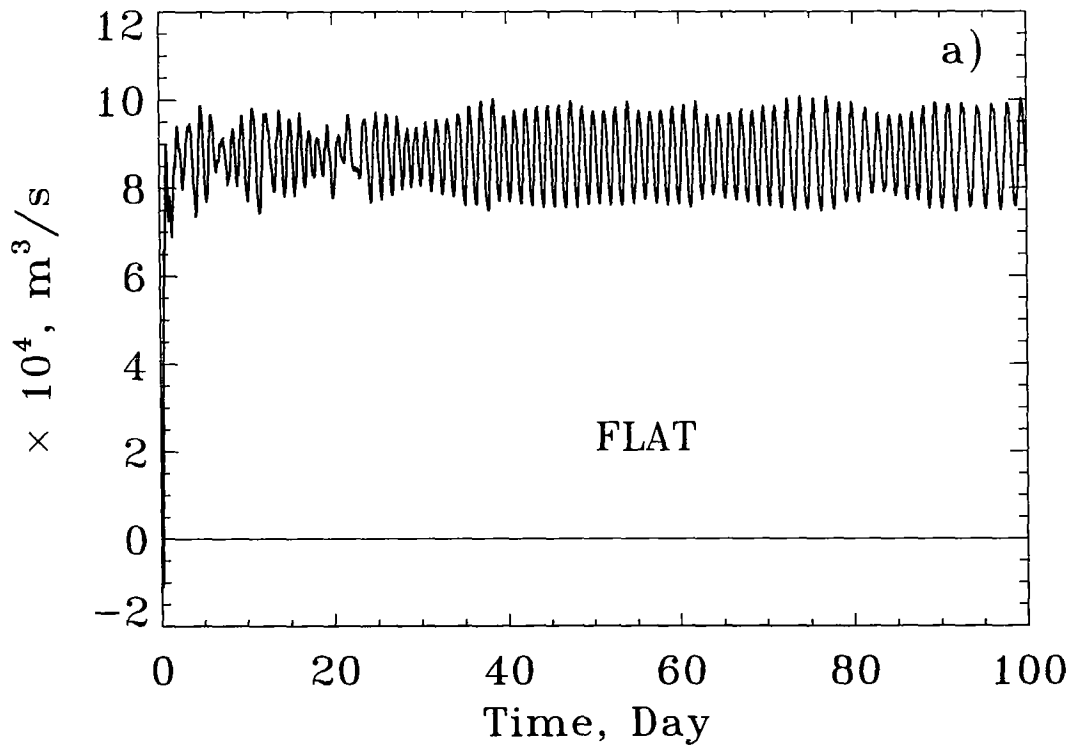


Fig. 5-4. Time variation of discharge at the river mouth for a) Flat bottom, b) Real bottom

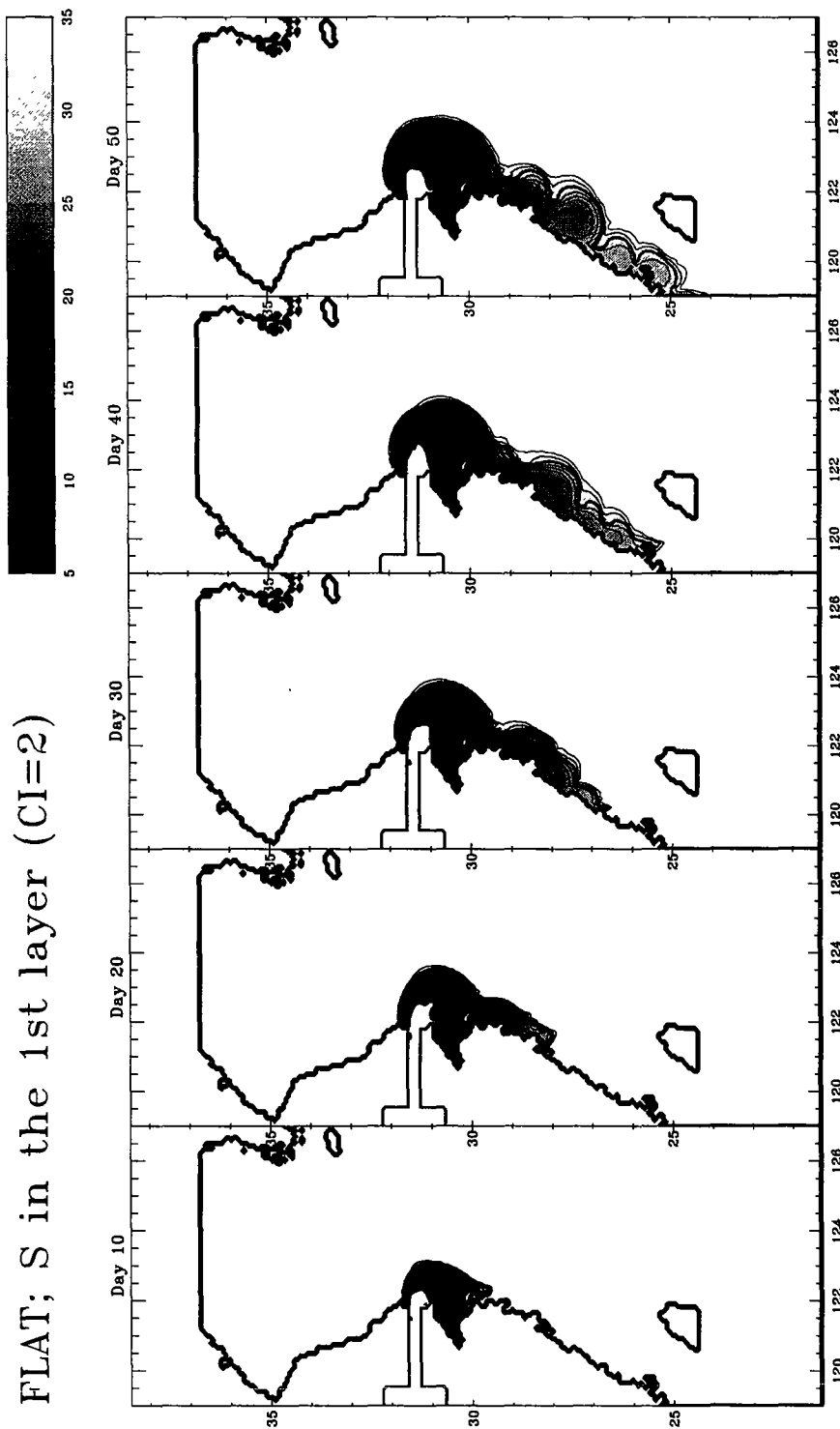


Fig. 5-5. Salinity distributions in the 1st layer of flat bottom case at 10-day interval (thick line indicates 30 psu)

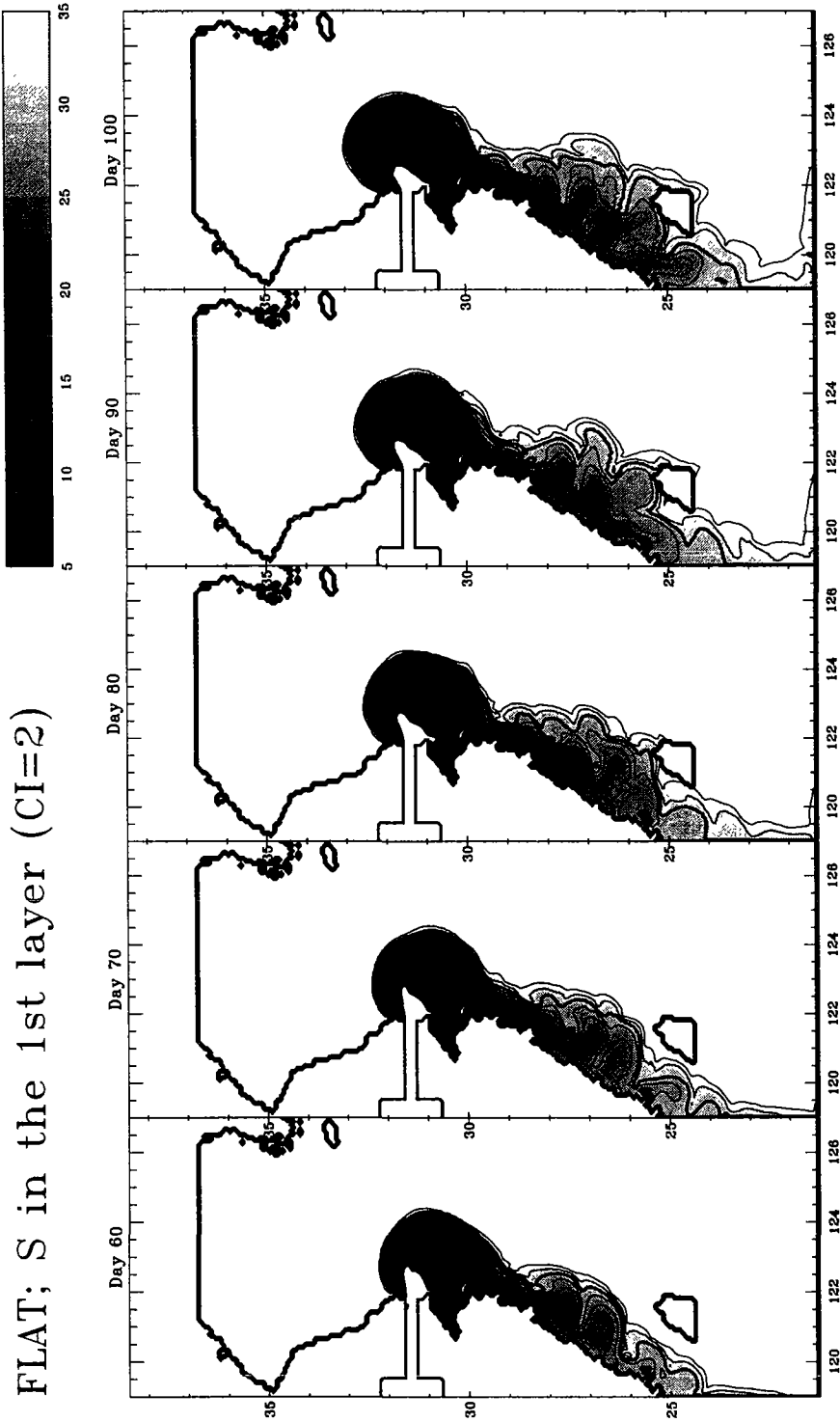


Fig. 5-5. (Continued)

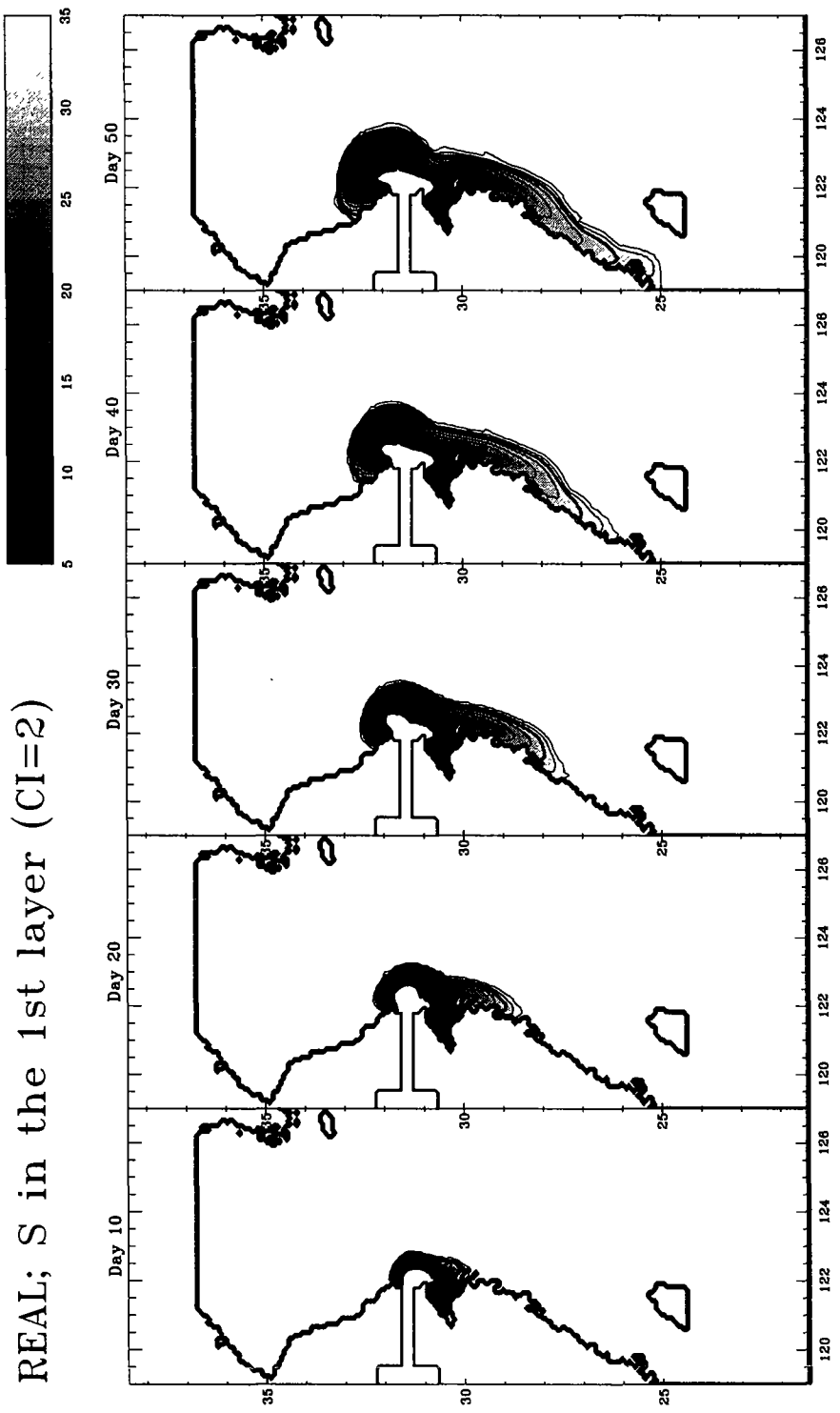


Fig. 5-6. Salinity distributions in the 1st layer of real bottom case at 10-day interval (thick line indicates 30 psu)

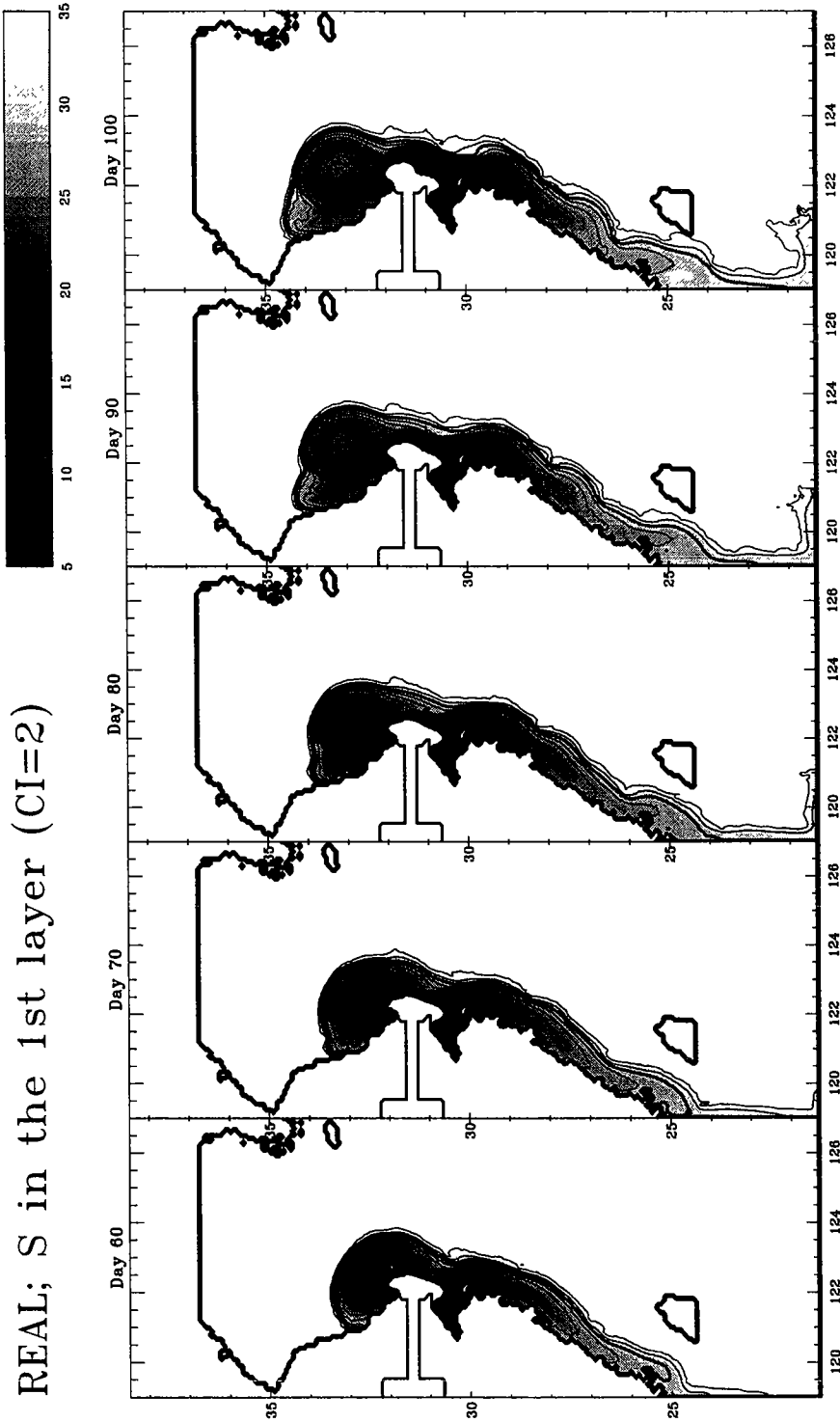


Fig. 5-6. (Continued)

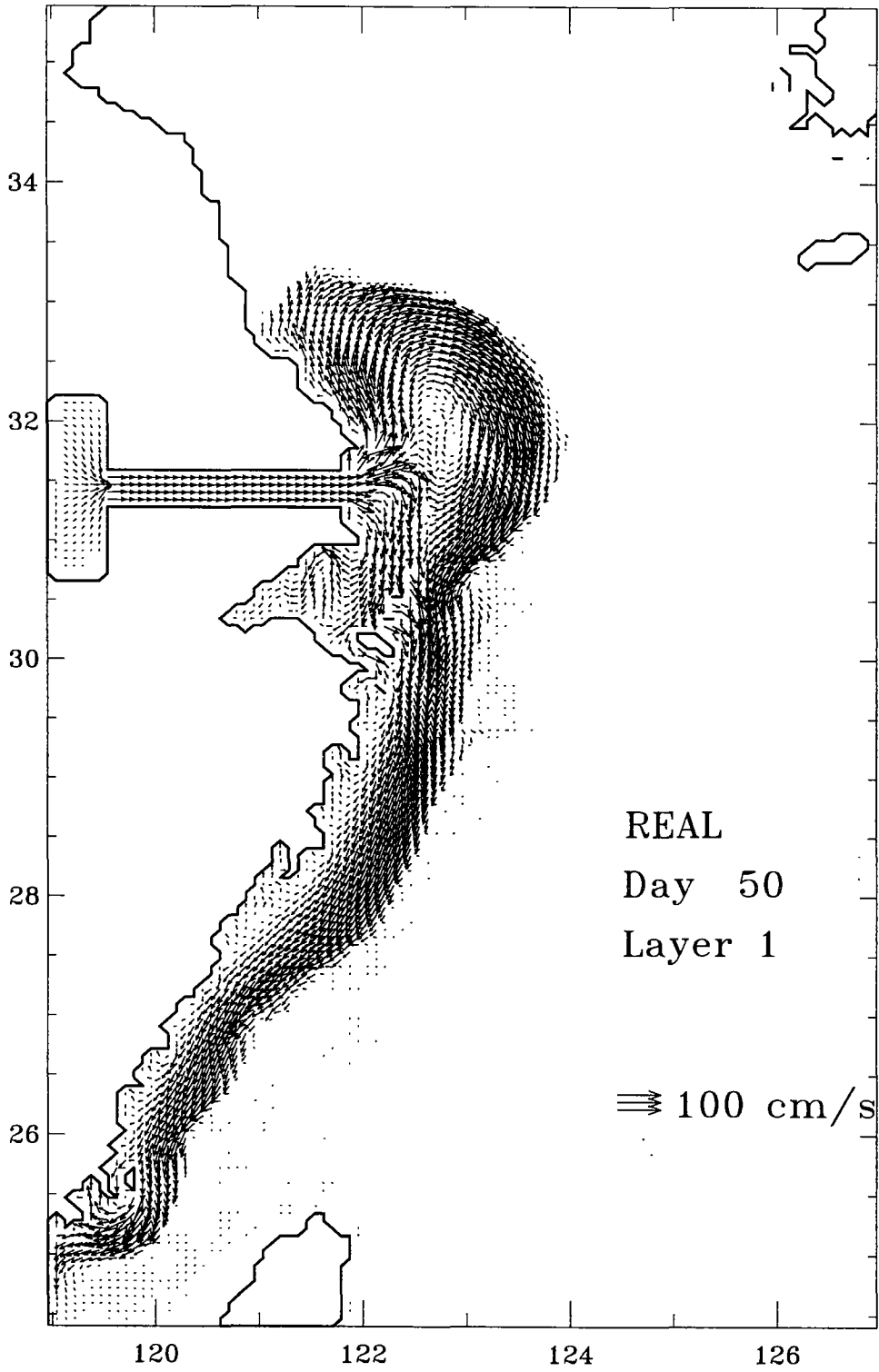


Fig. 5-7. Velocity distribution in the 1st layer of real bottom case at day 50

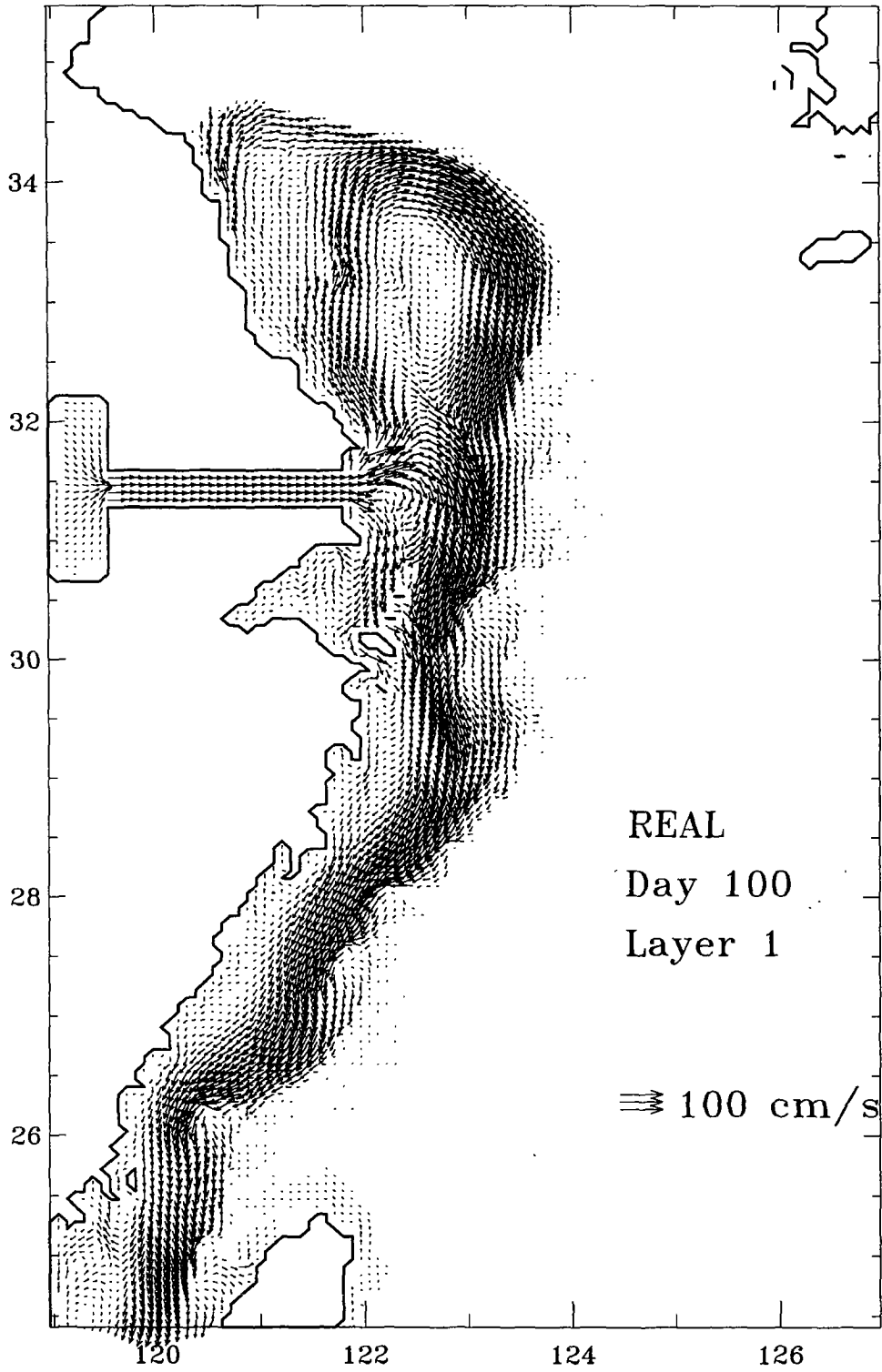


Fig. 5-8. Velocity distribution in the 1st layer of real bottom case at day 100

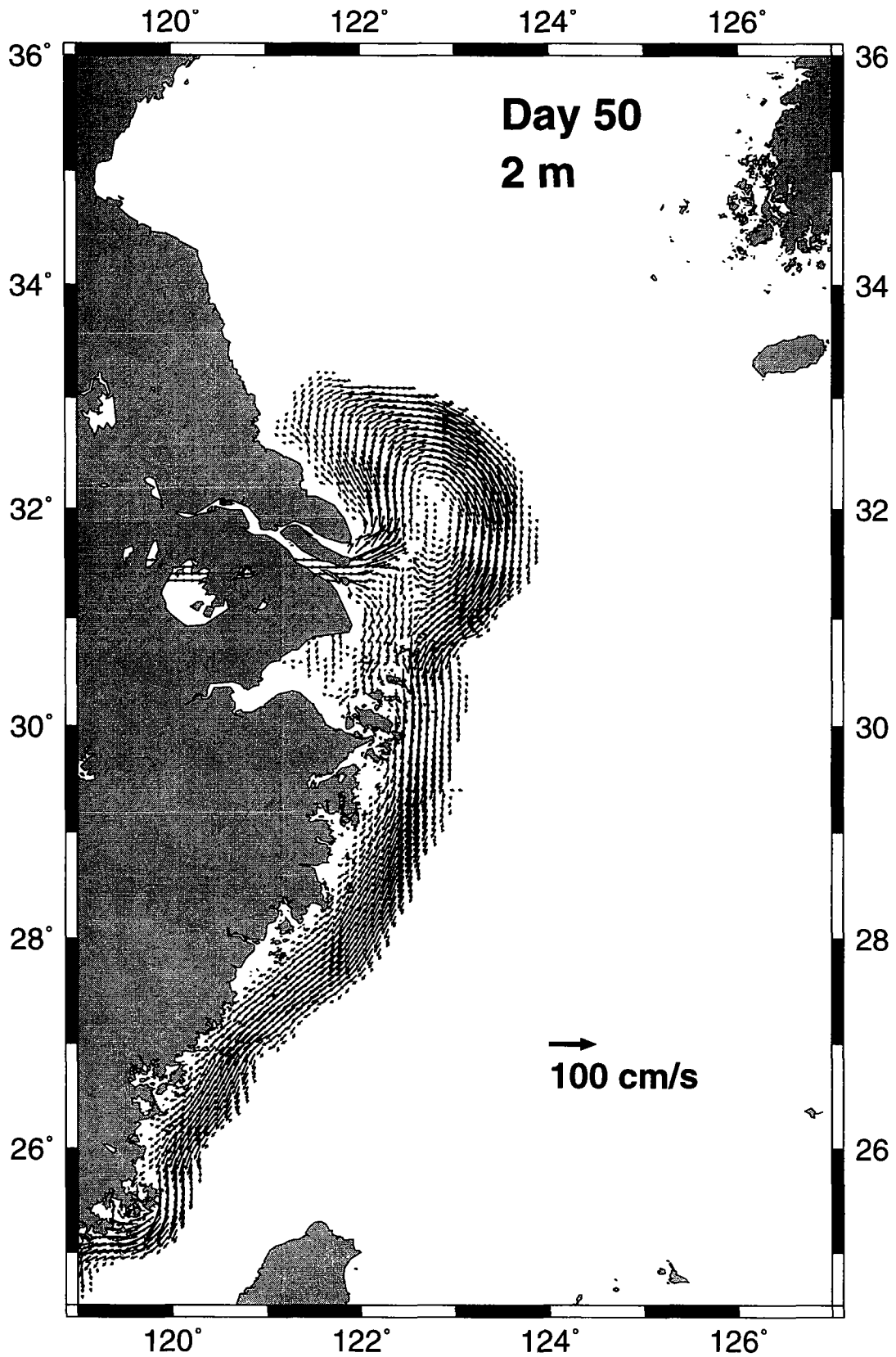


Fig. 5-9. Velocity distribution at the depths of 2, 5, 10, 30, 40 m of real bottom case at day 50

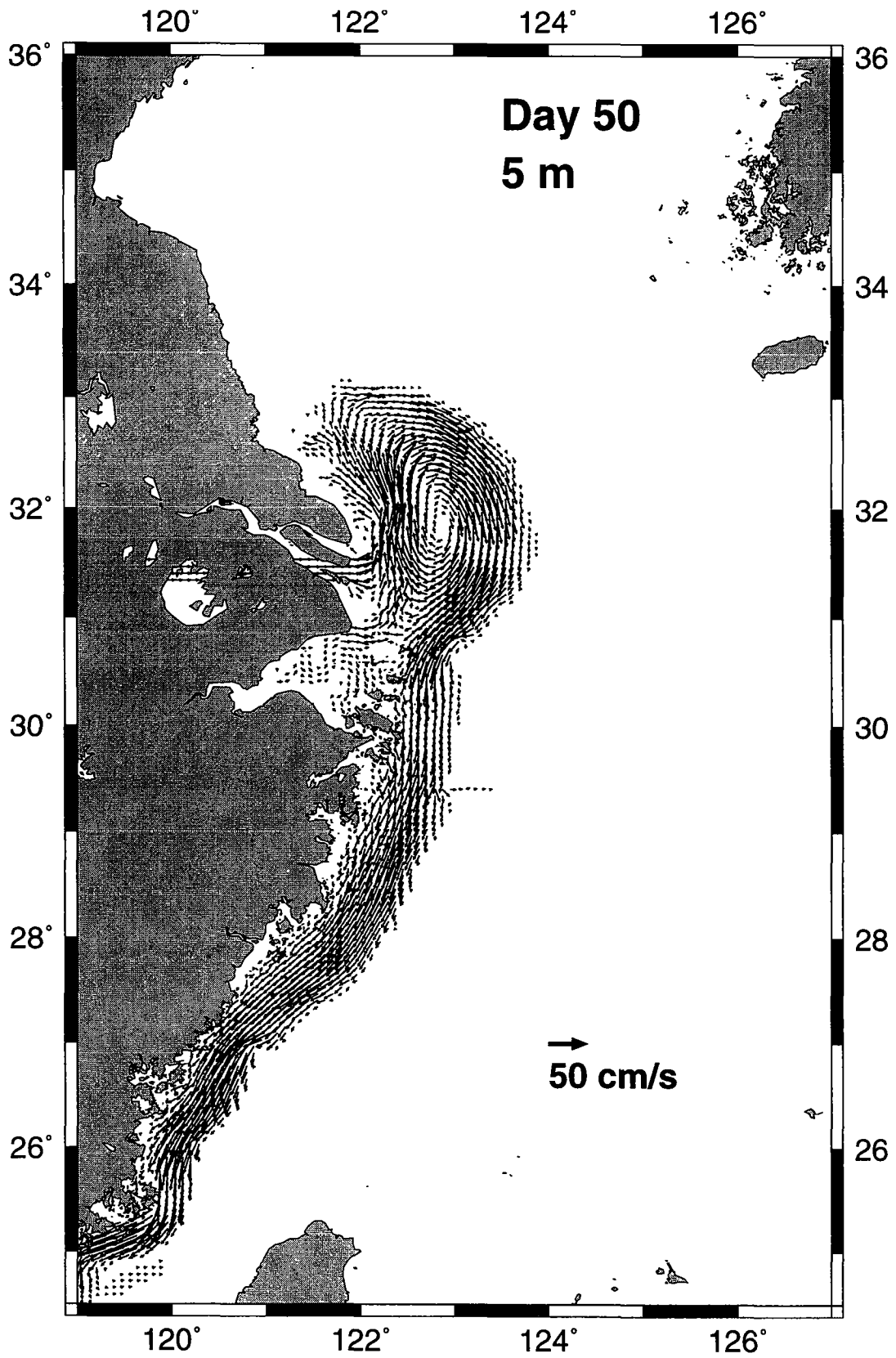


Fig. 5-9. (Continued)

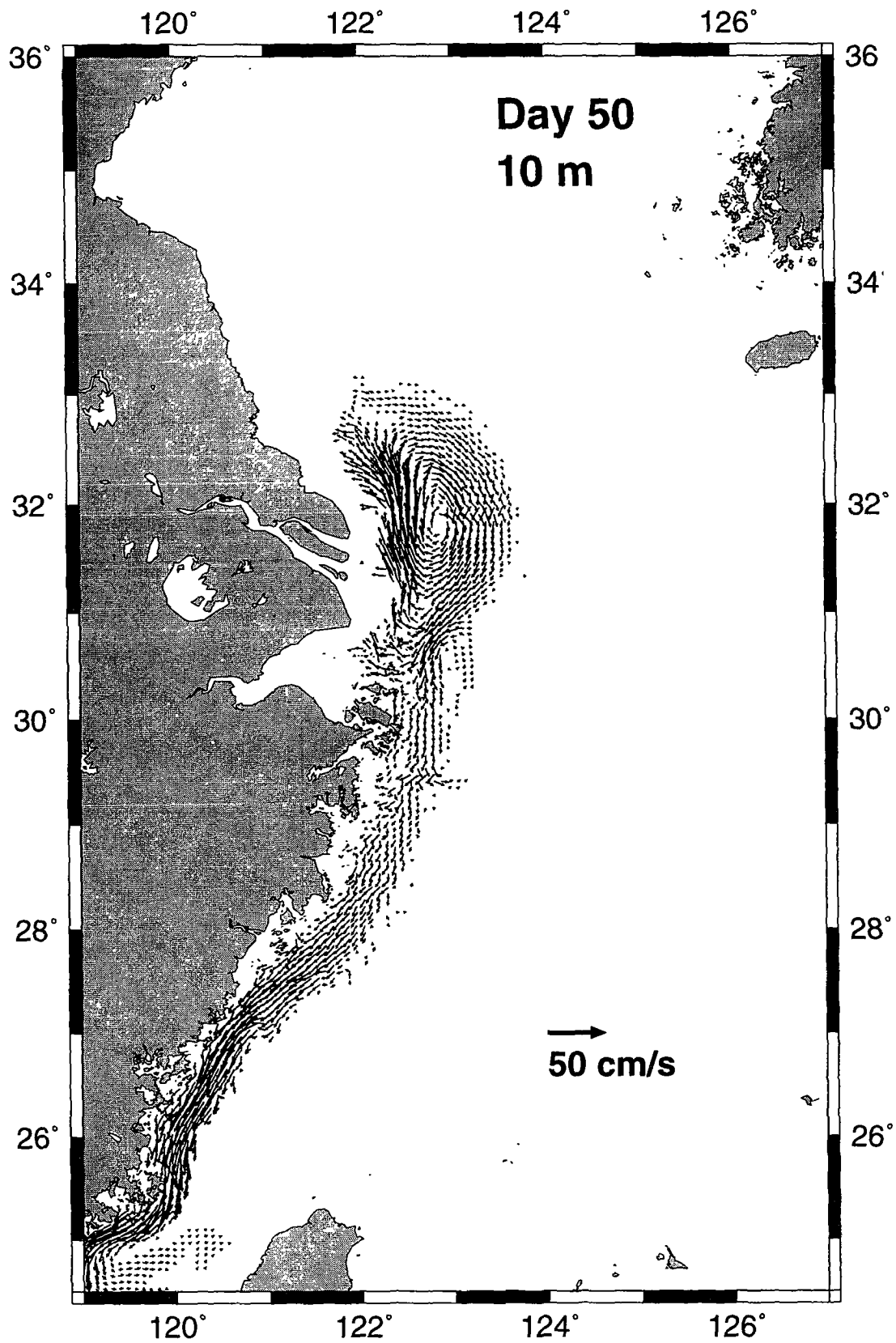


Fig. 5-9. (Continued)

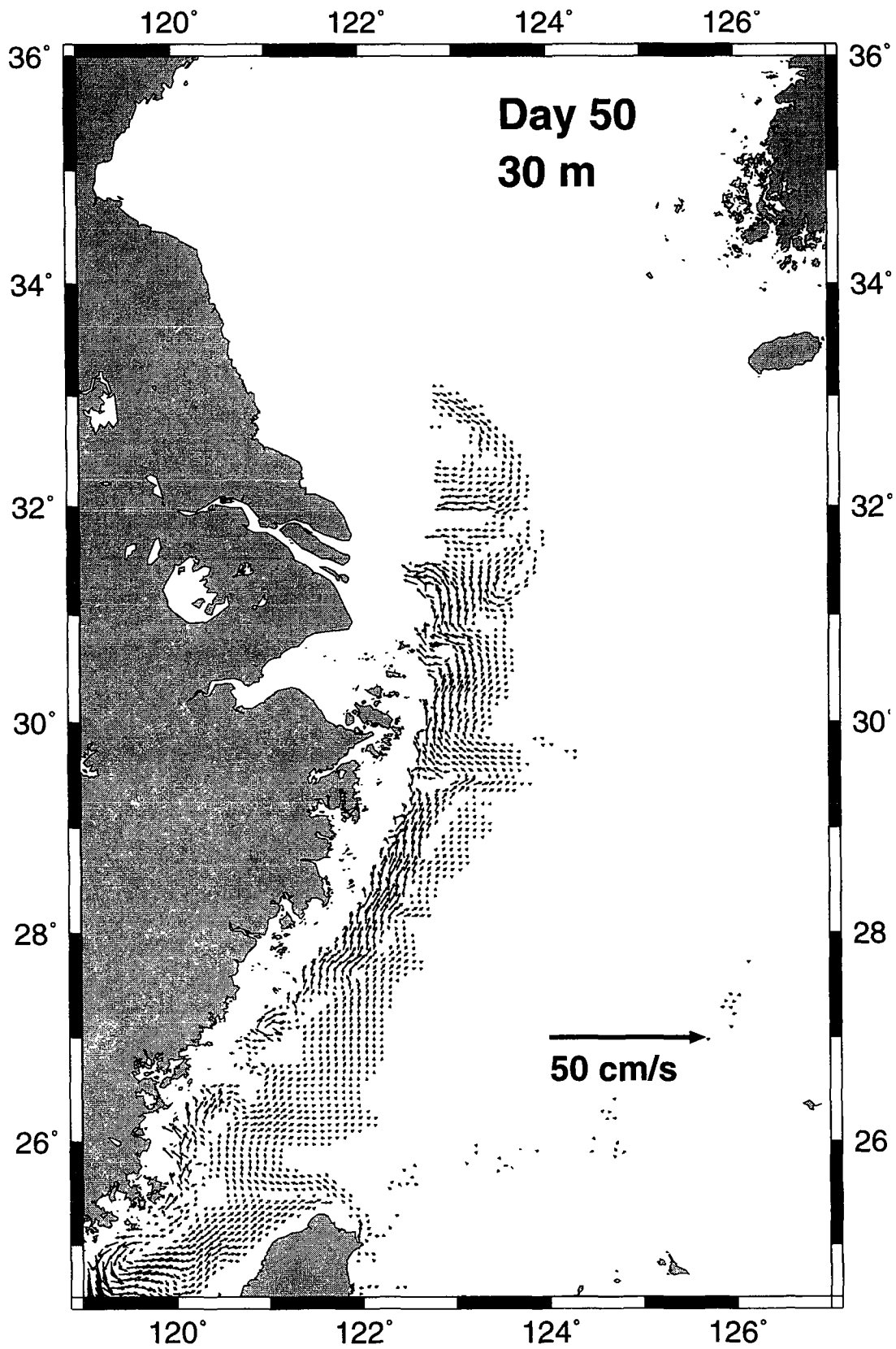


Fig. 5-9. (Continued)

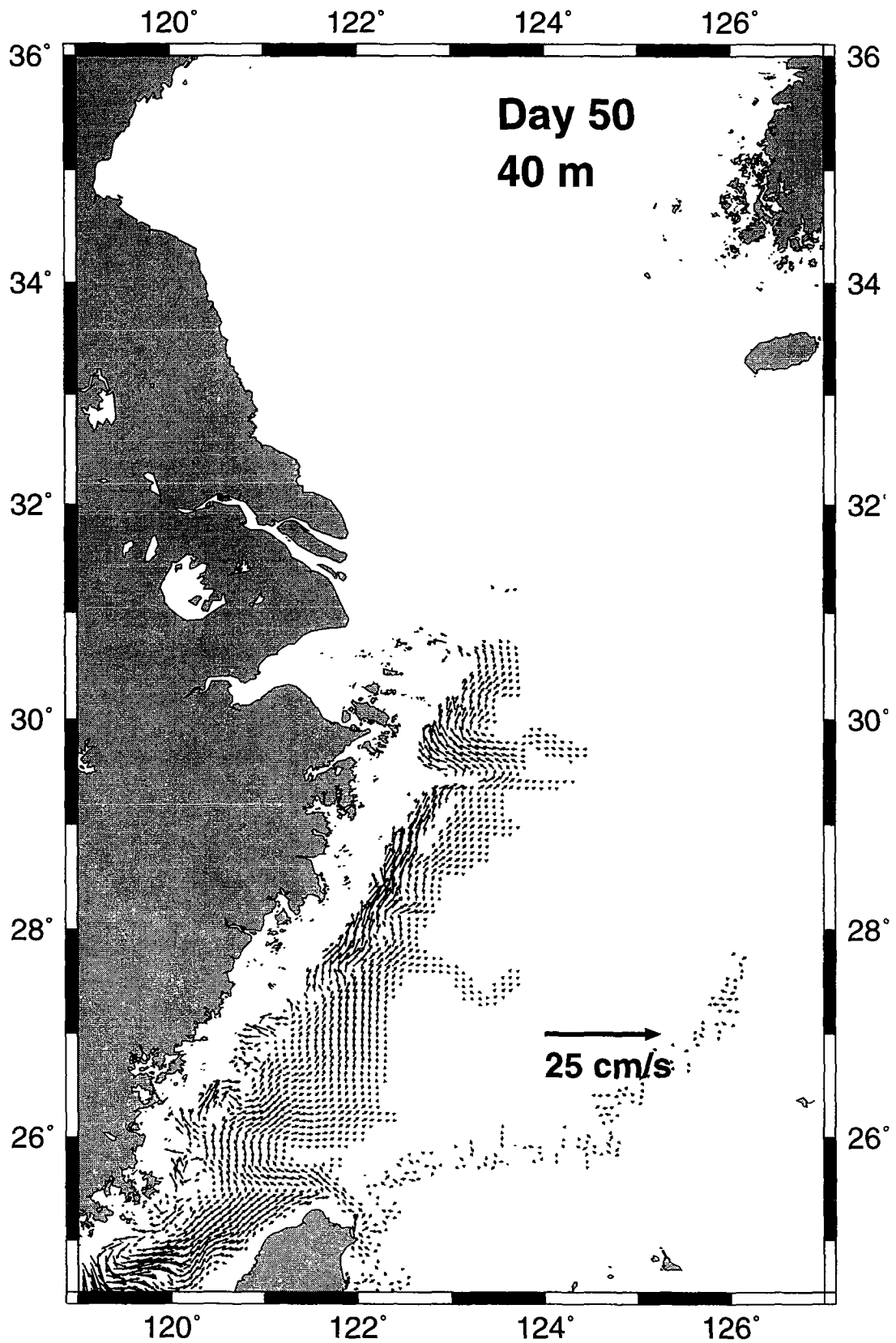


Fig. 5-9. (Continued)

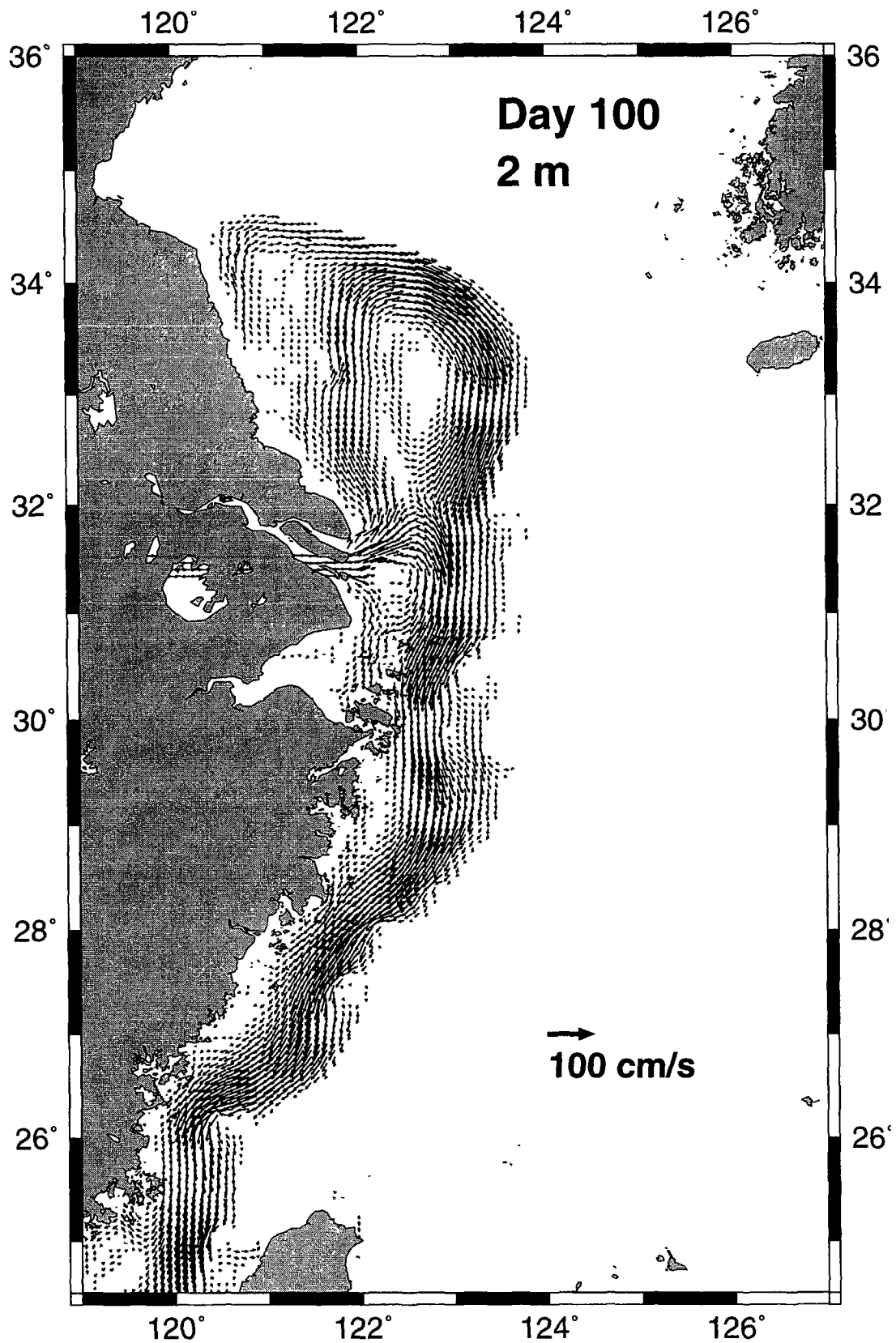


Fig. 5-10. Velocity distribution at the depths of 2, 5, 10, 30, 40 m of real bottom case at day 100

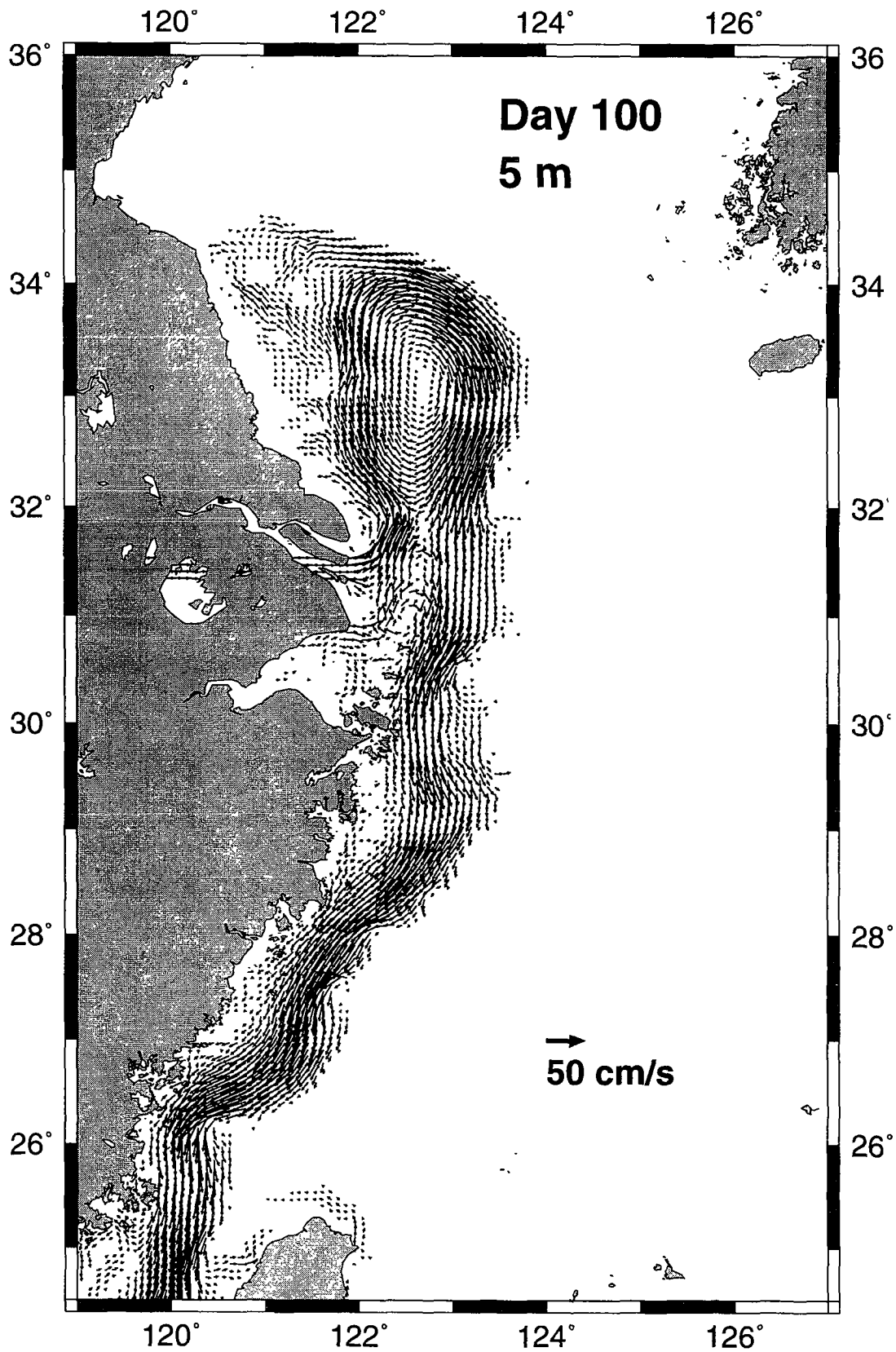


Fig. 5-10. (Continued)

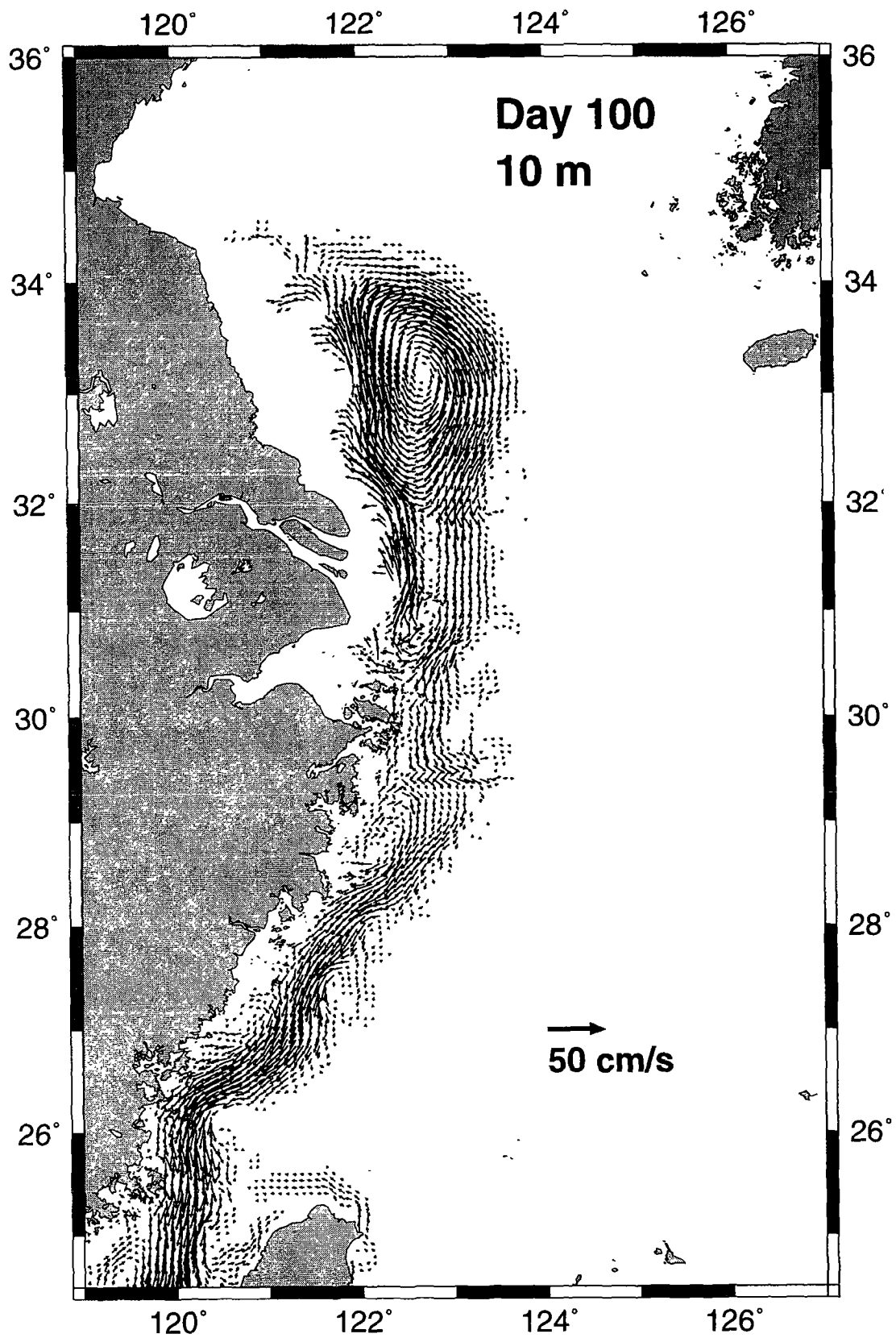


Fig. 5-10. (Continued)

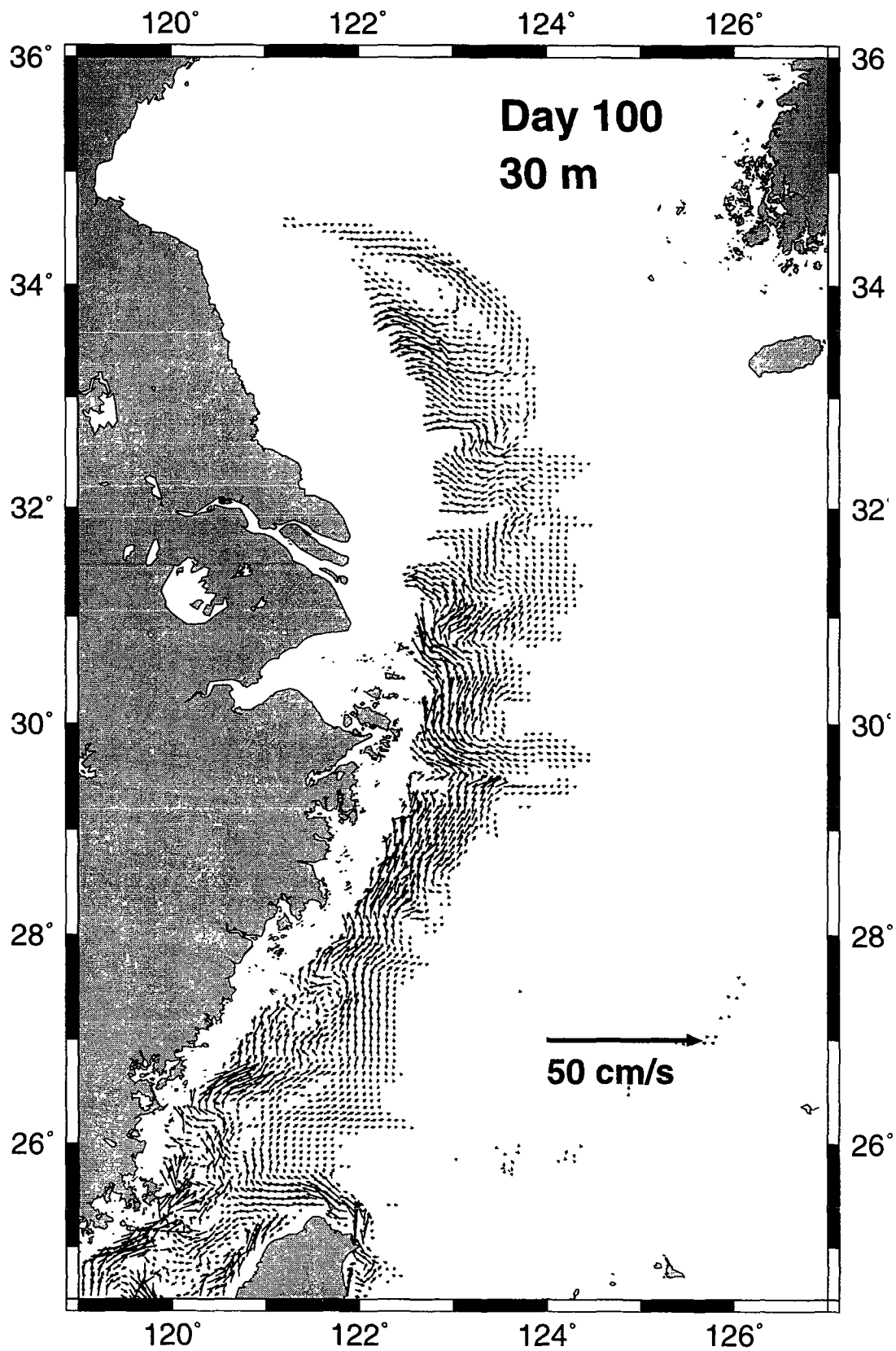


Fig. 5-10. (Continued)

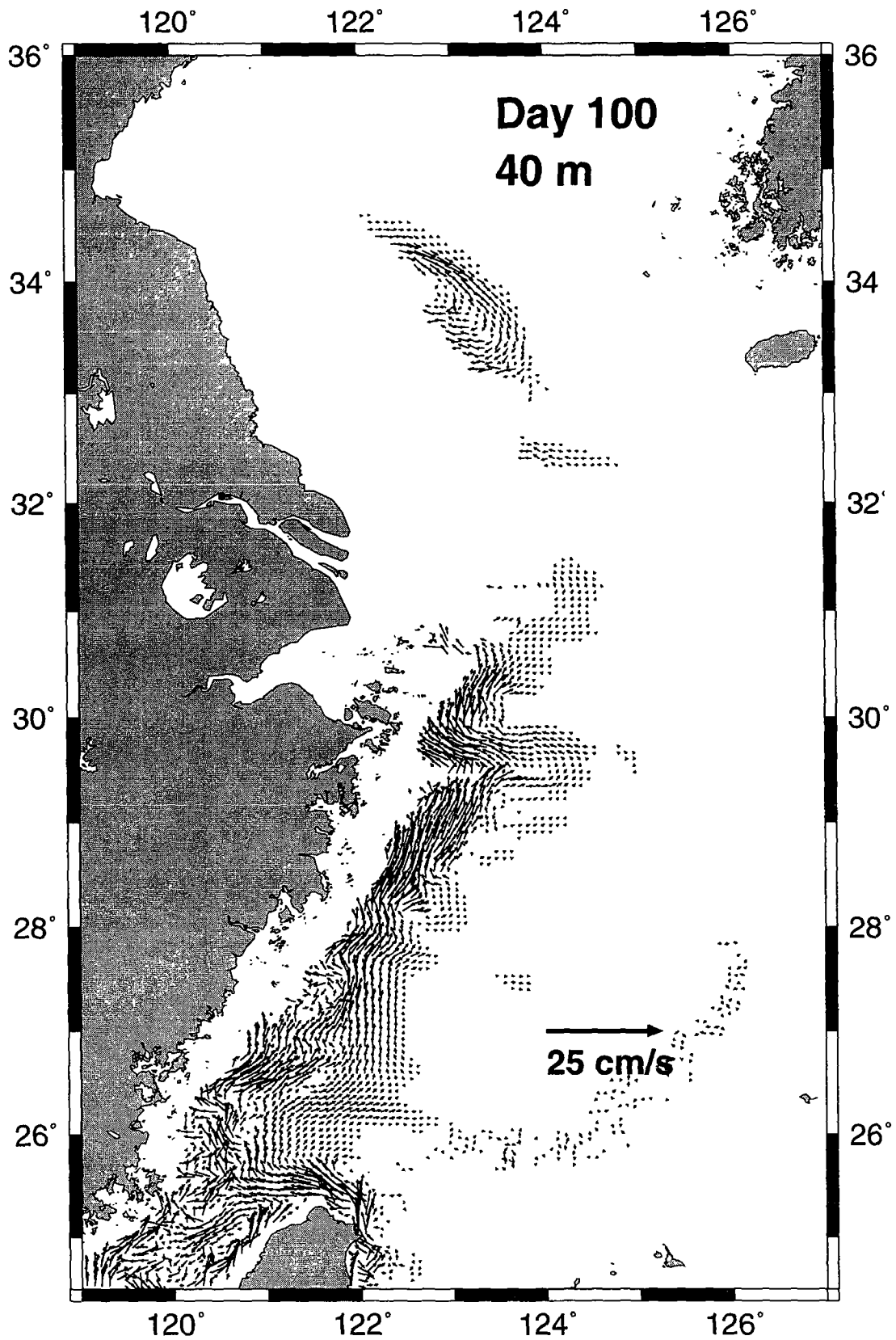


Fig. 5-10. (Continued)

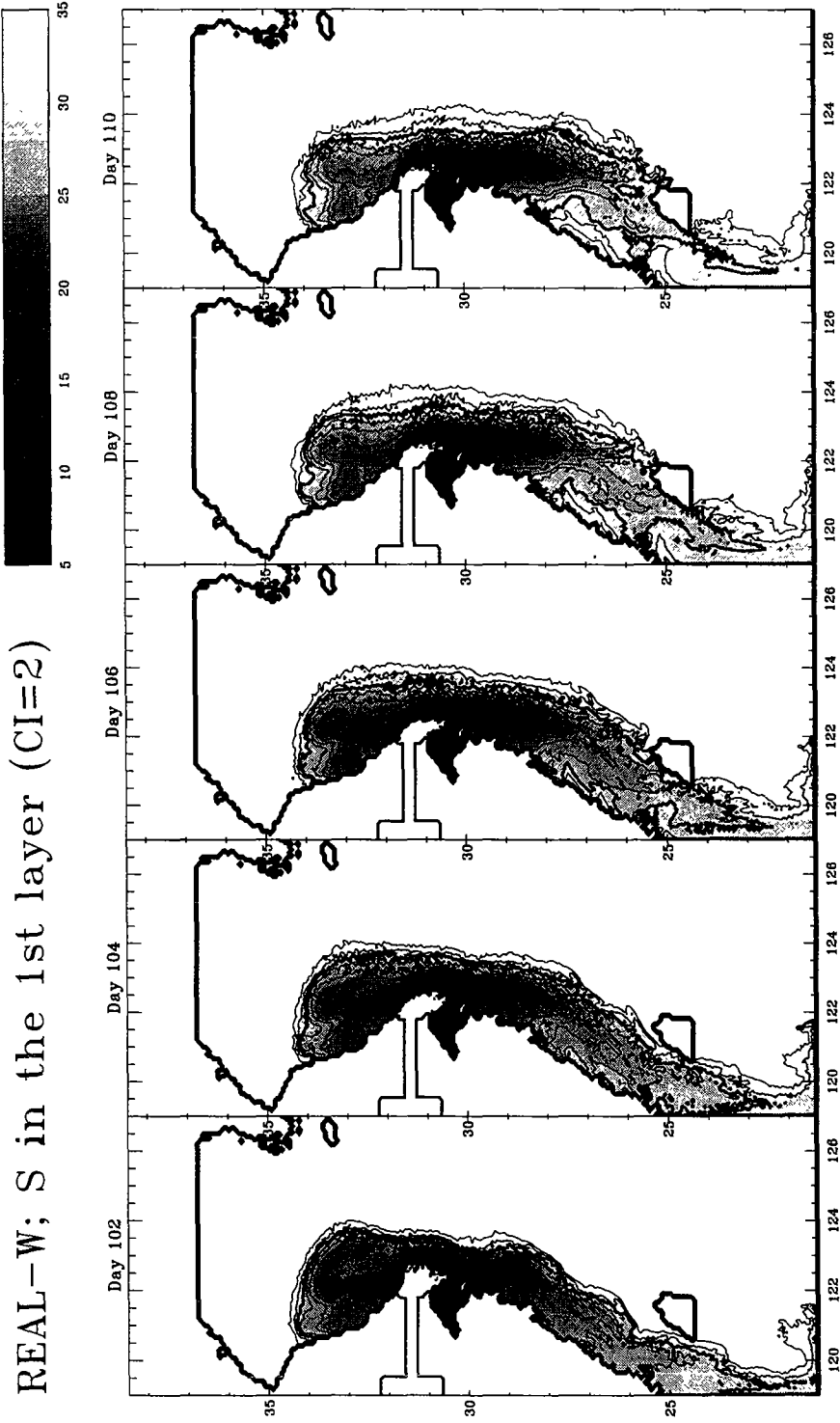


Fig. 5-11. Salinity distribution in the 1st layer of westerly case(thick line indicates 30 psu)

REAL-E; S in the 1st layer (CI=2)

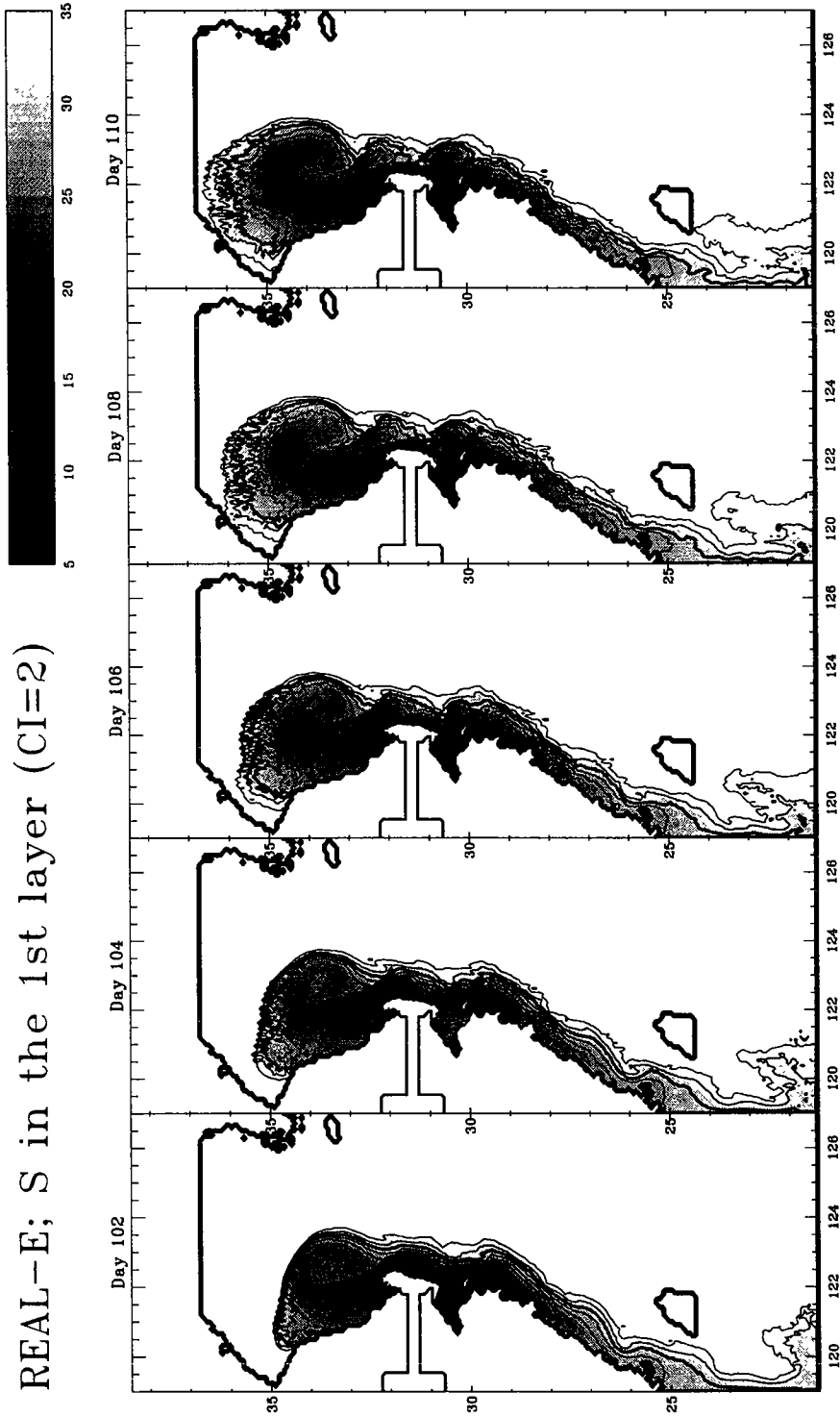


Fig. 5-12. Salinity distribution in the 1st layer of easterly case(thick line indicates 30 psu)

REAL-N; S in the 1st layer (CI=2)

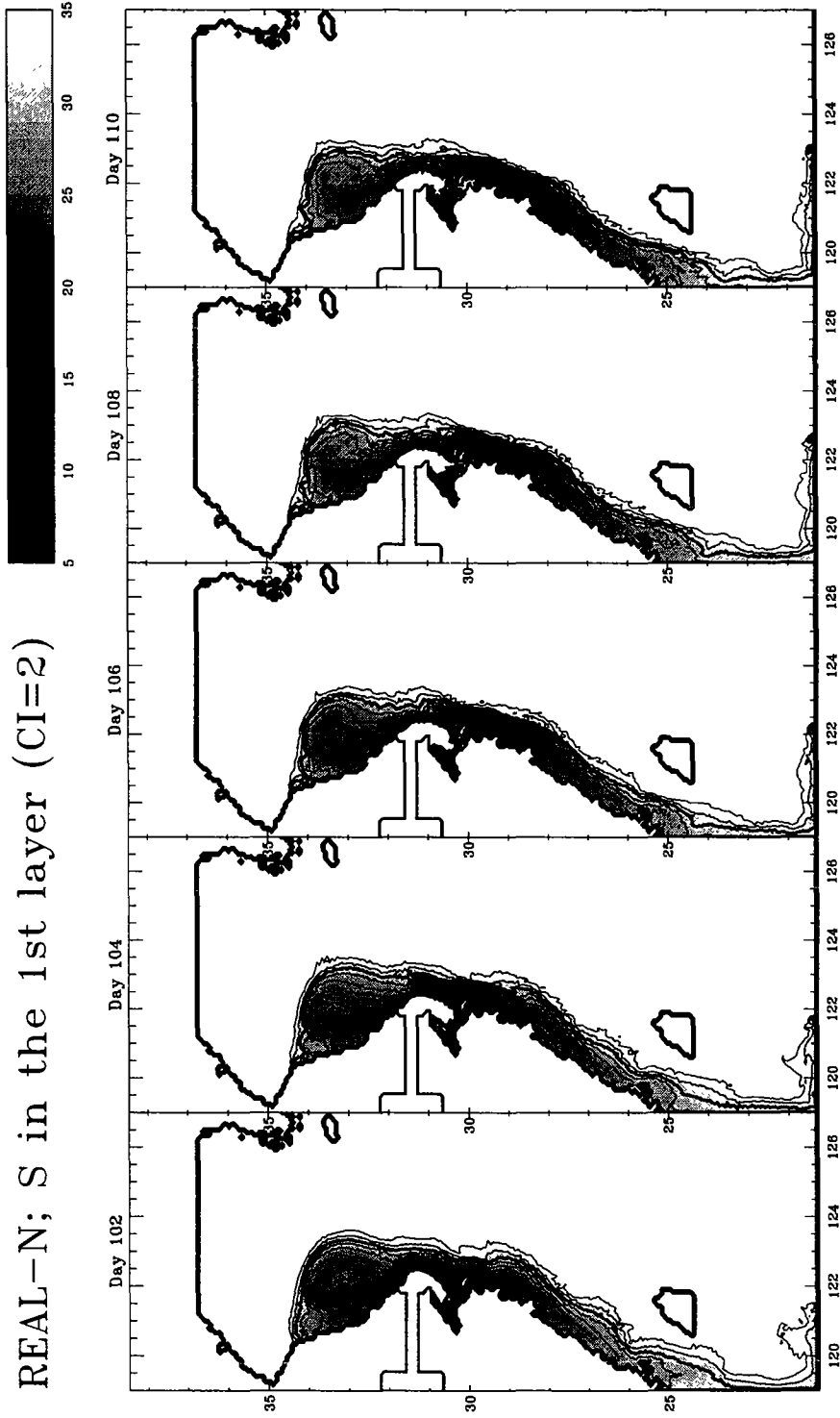


Fig. 5-13. Salinity distribution in the 1st layer of northerly case(thick line indicates 30 psu)

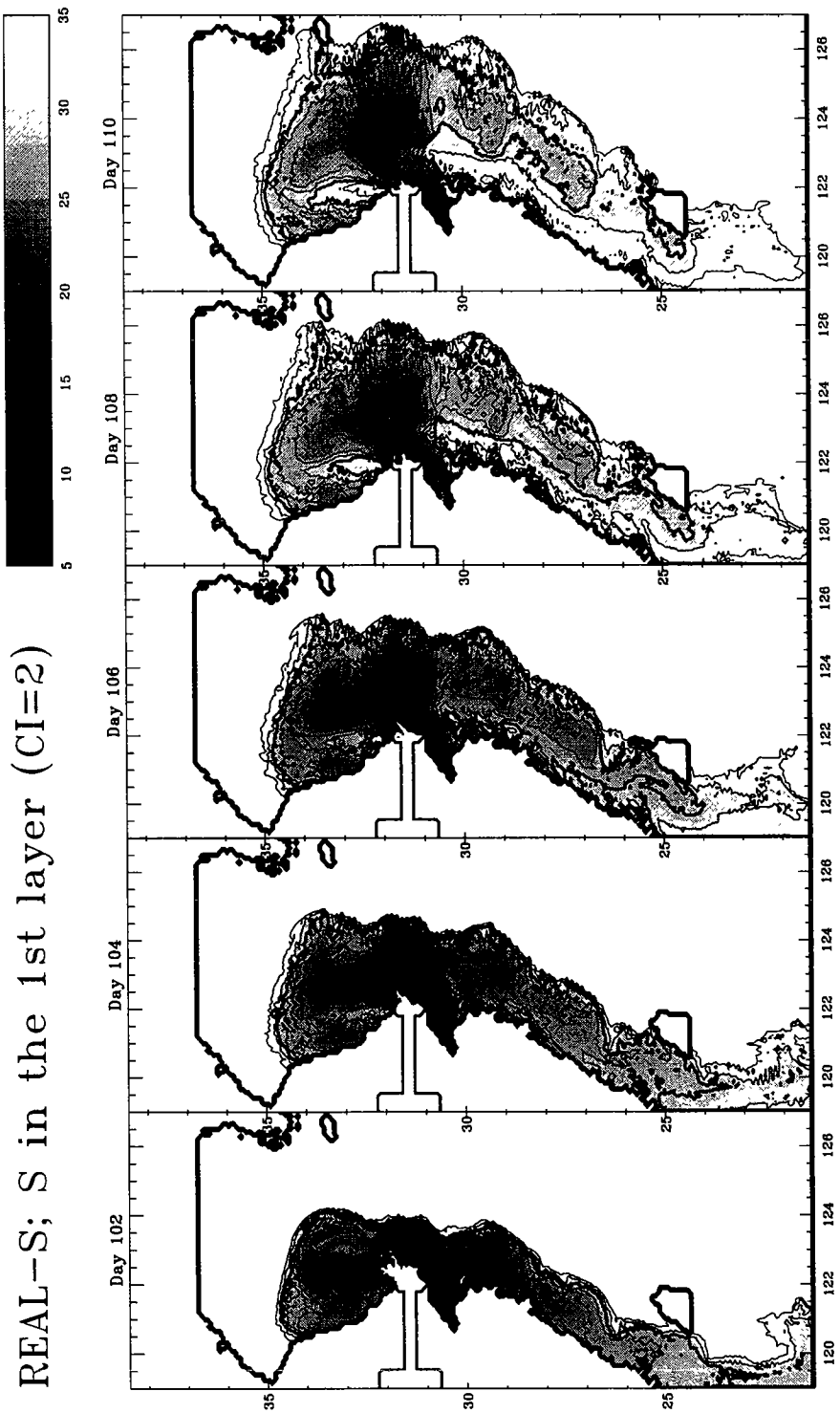


Fig. 5-14. Salinity distribution in the 1st layer of southerly case(thick line indicates 30 psu)

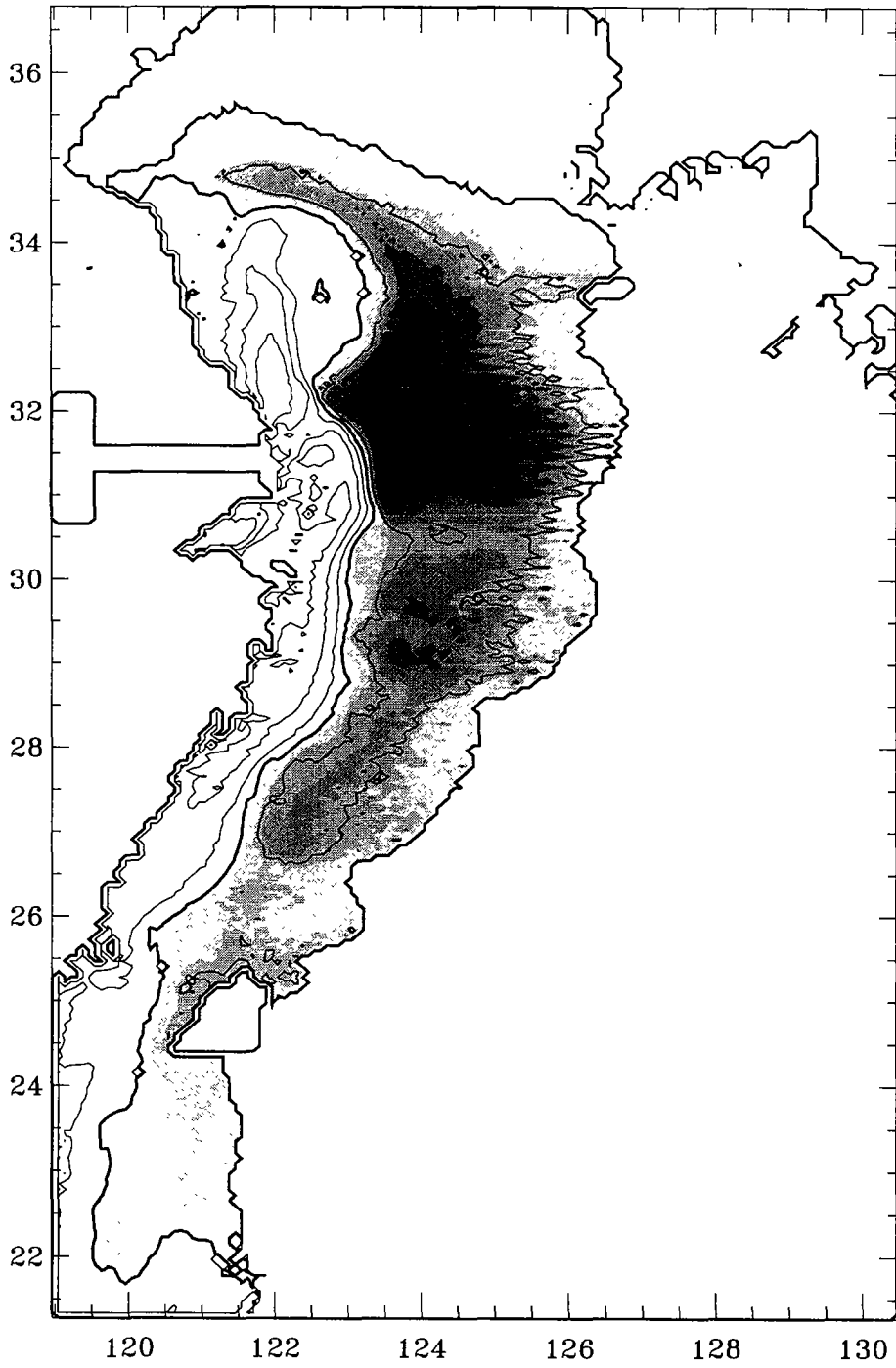


Fig. 5-15. Salinity changes in the 1st layer due to southerly wind(contour interval is 5 psu and negative values are shaded)

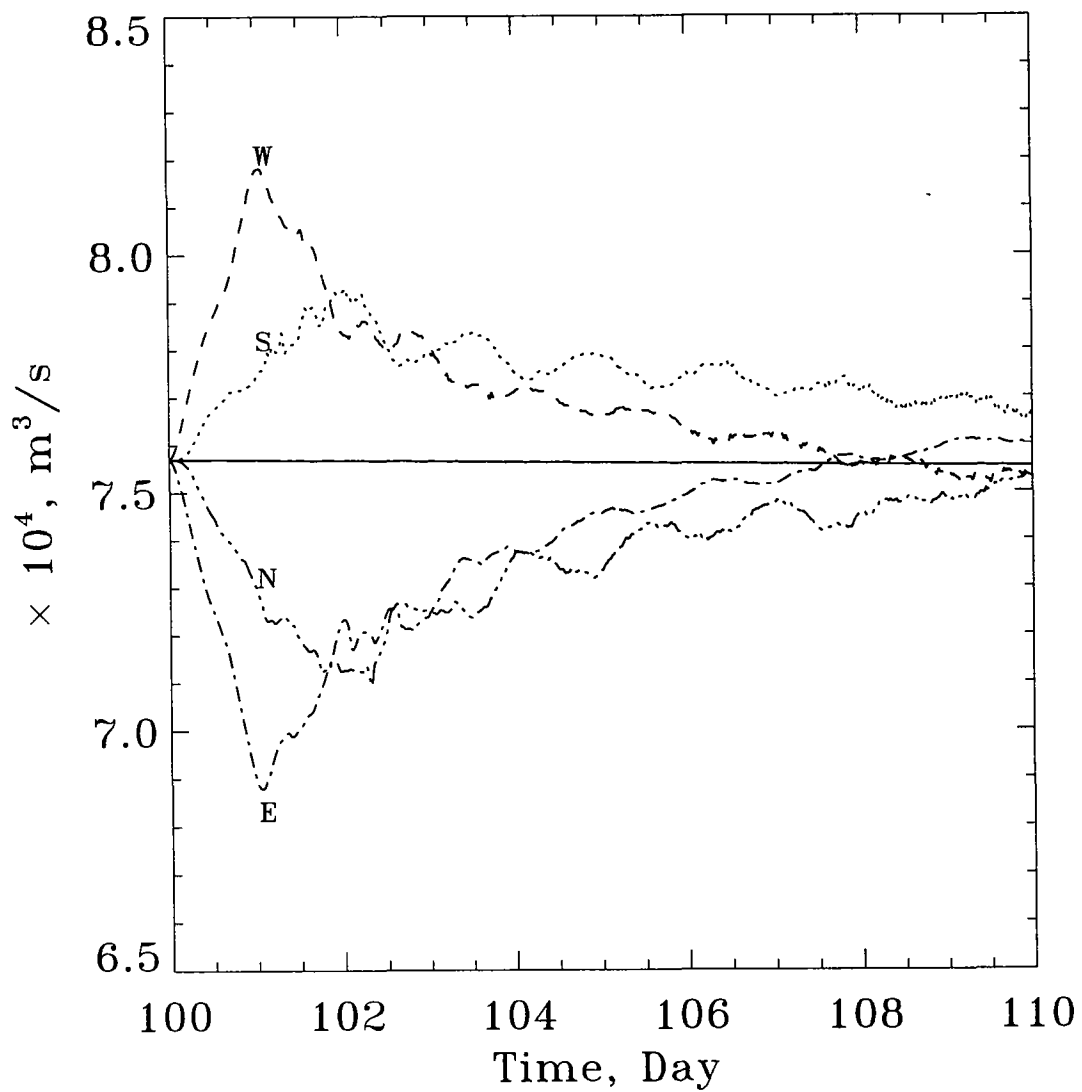


Fig. 5-16. Time variations in the discharge according to wind direction

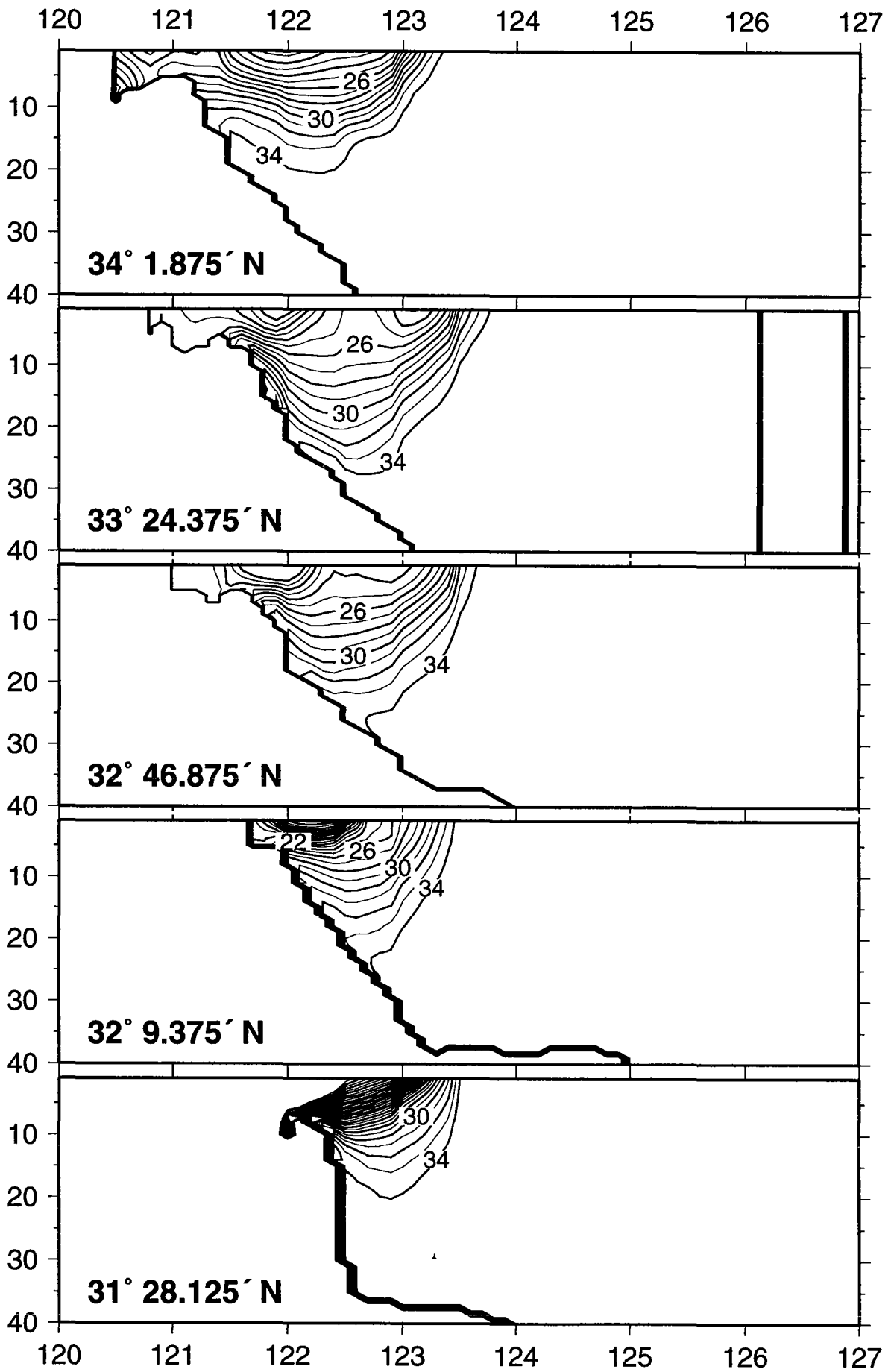


Fig. 5-17. Salinity distribution in the zonal sections of the no wind case

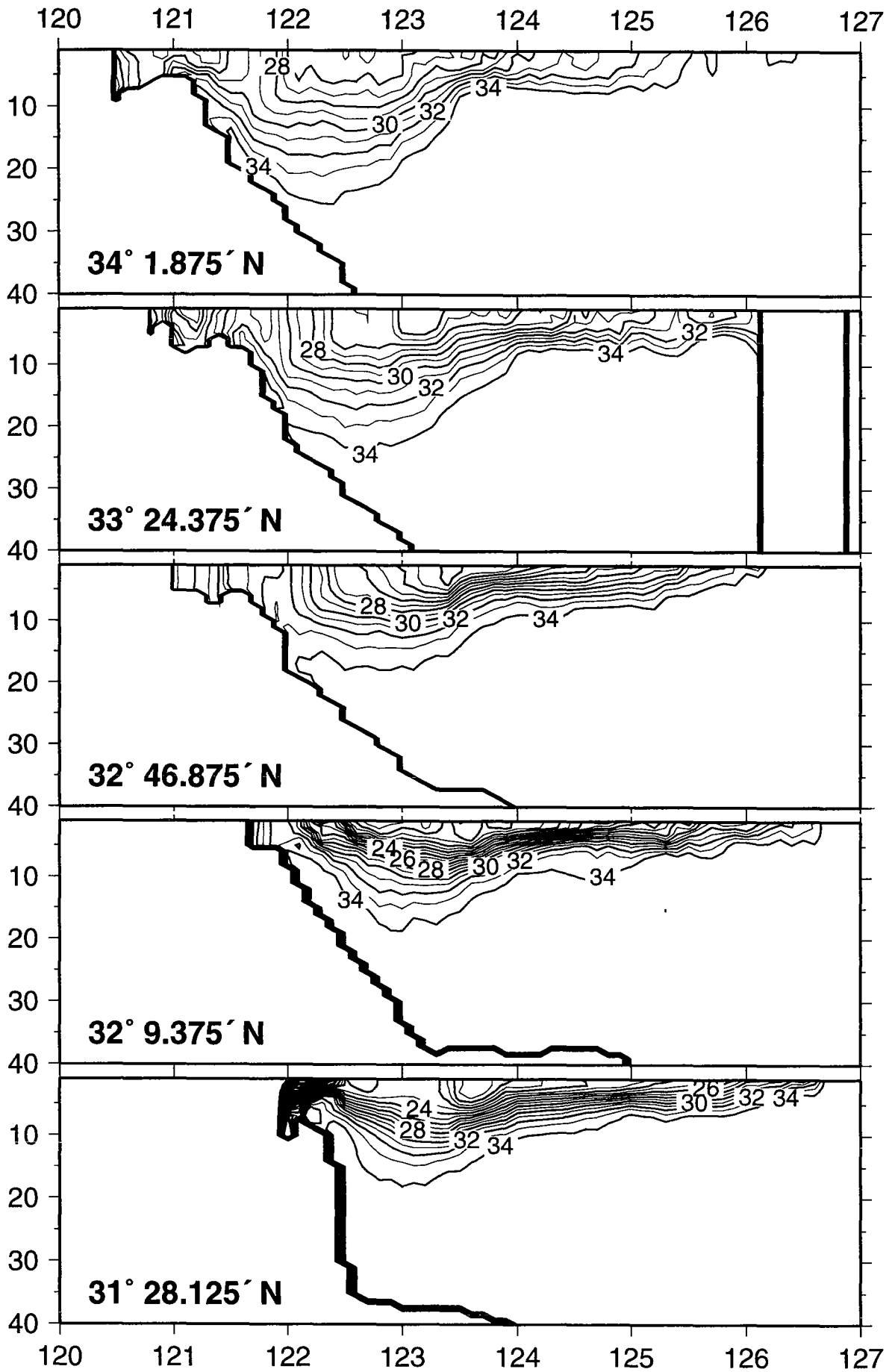


Fig. 5-18. Salinity distribution in the zonal sections of southerly wind case

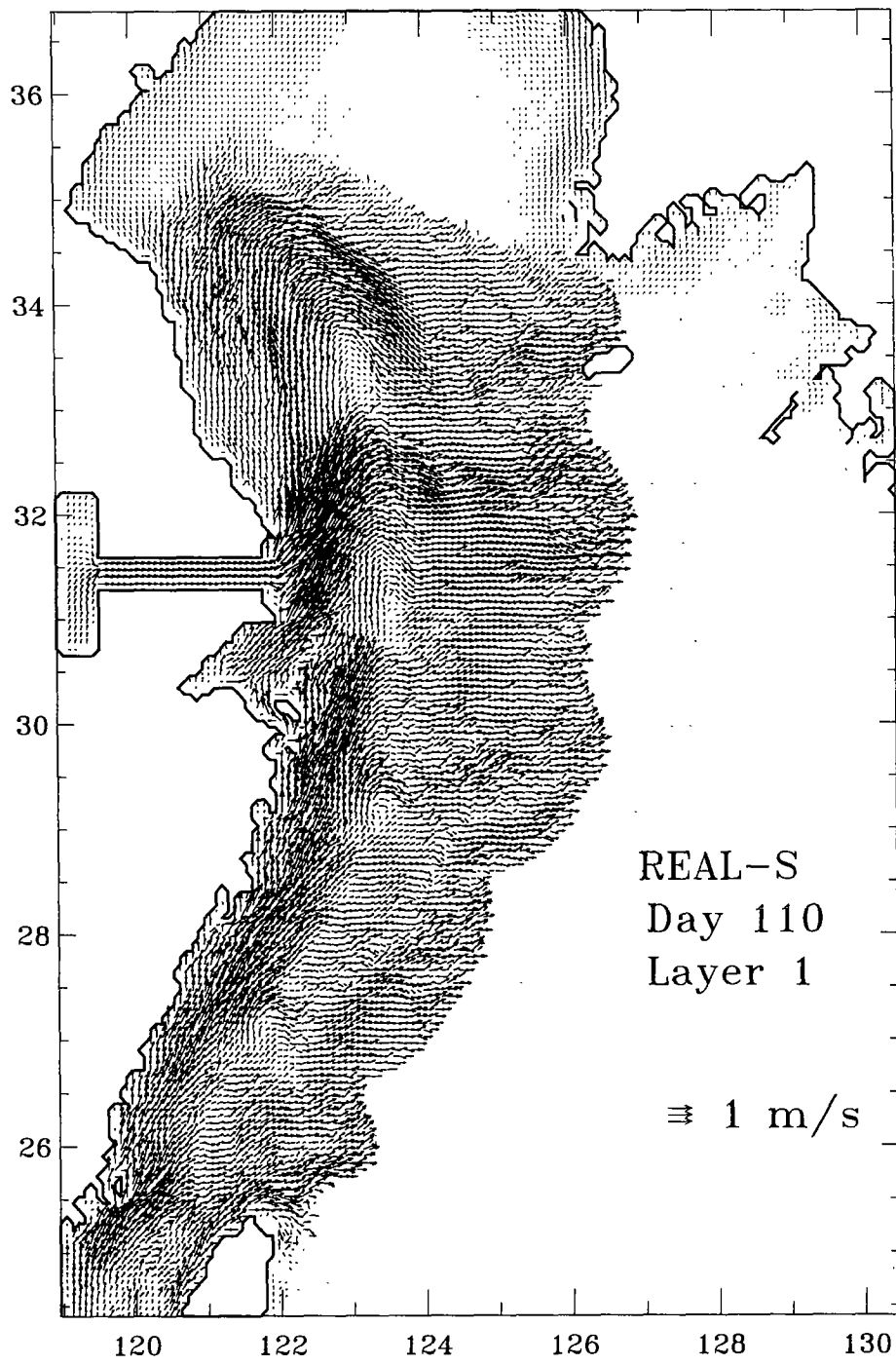


Fig. 5-19. Velocity distribution in the 1st layer of southerly wind case at day 110

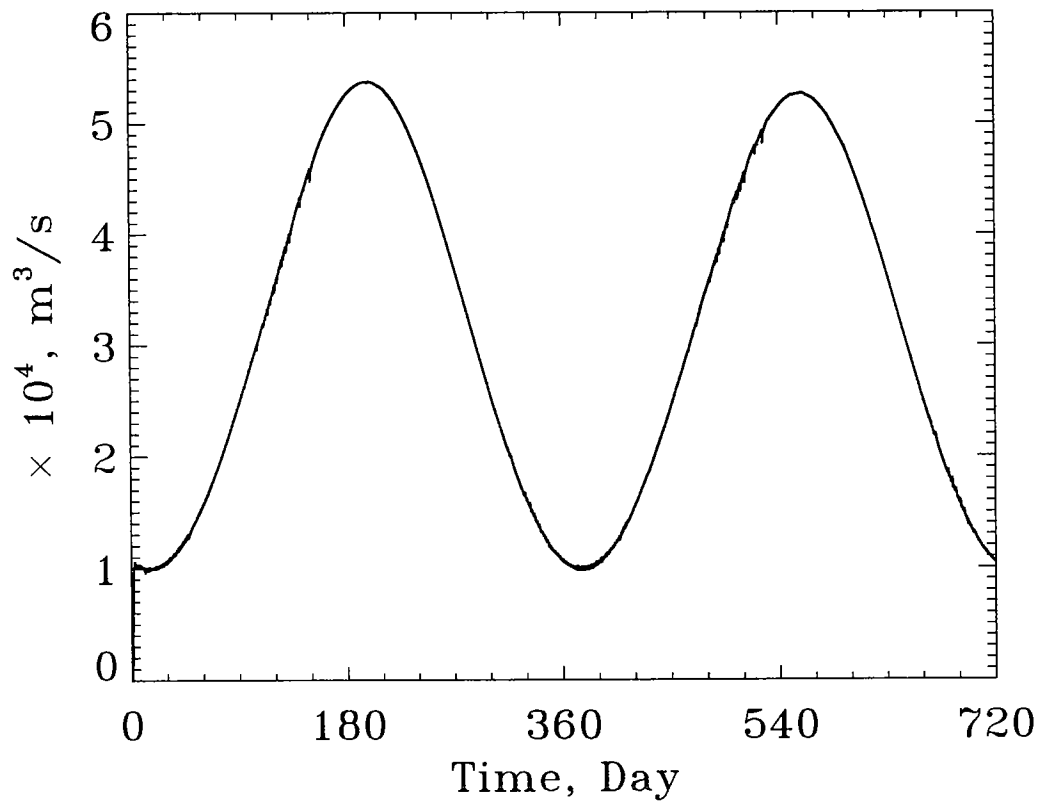


Fig. 5-20. Time variation of discharge at the river mouth

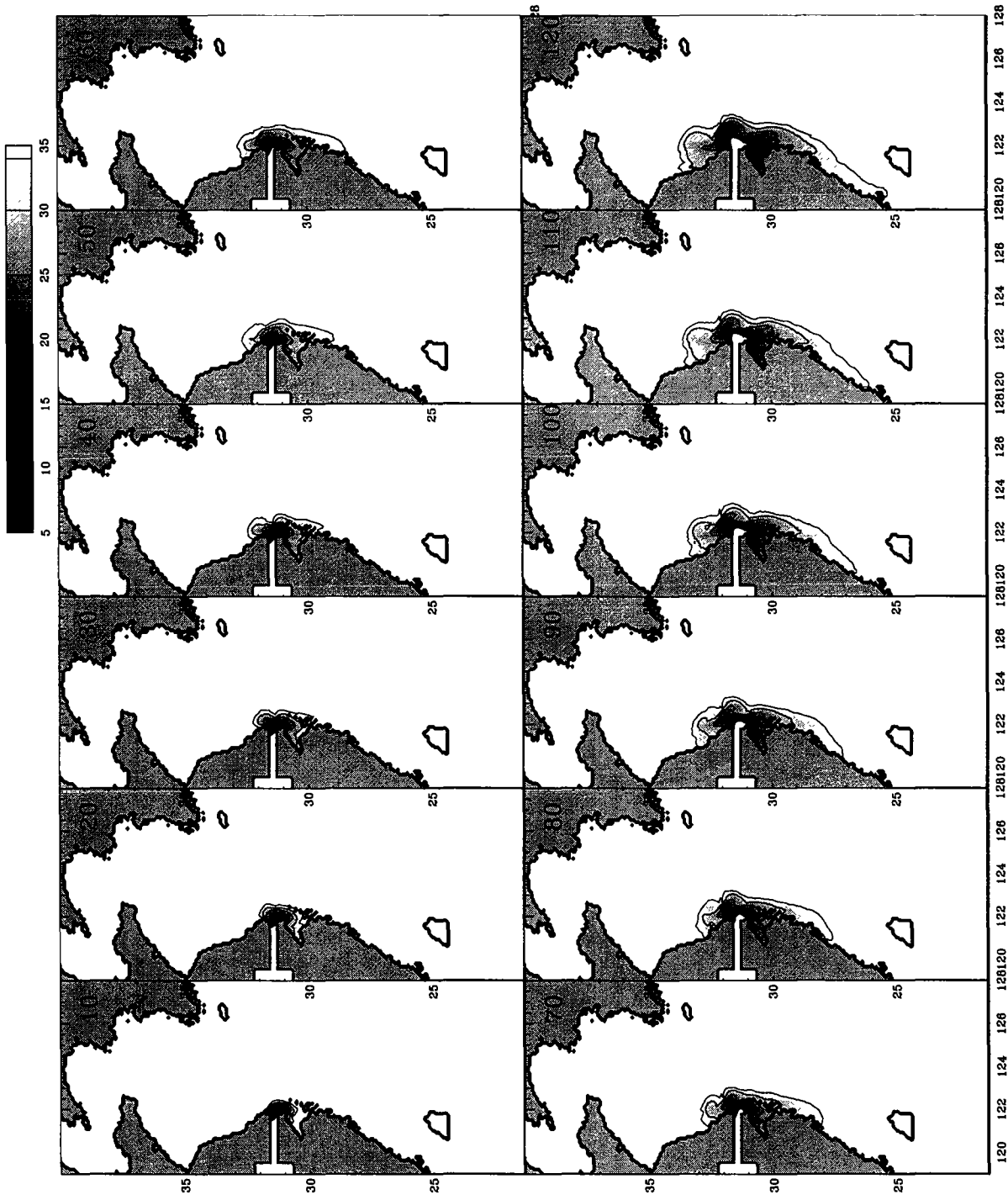


Fig. 5-21. Salinity distributions in the 1st layer at 10-day interval

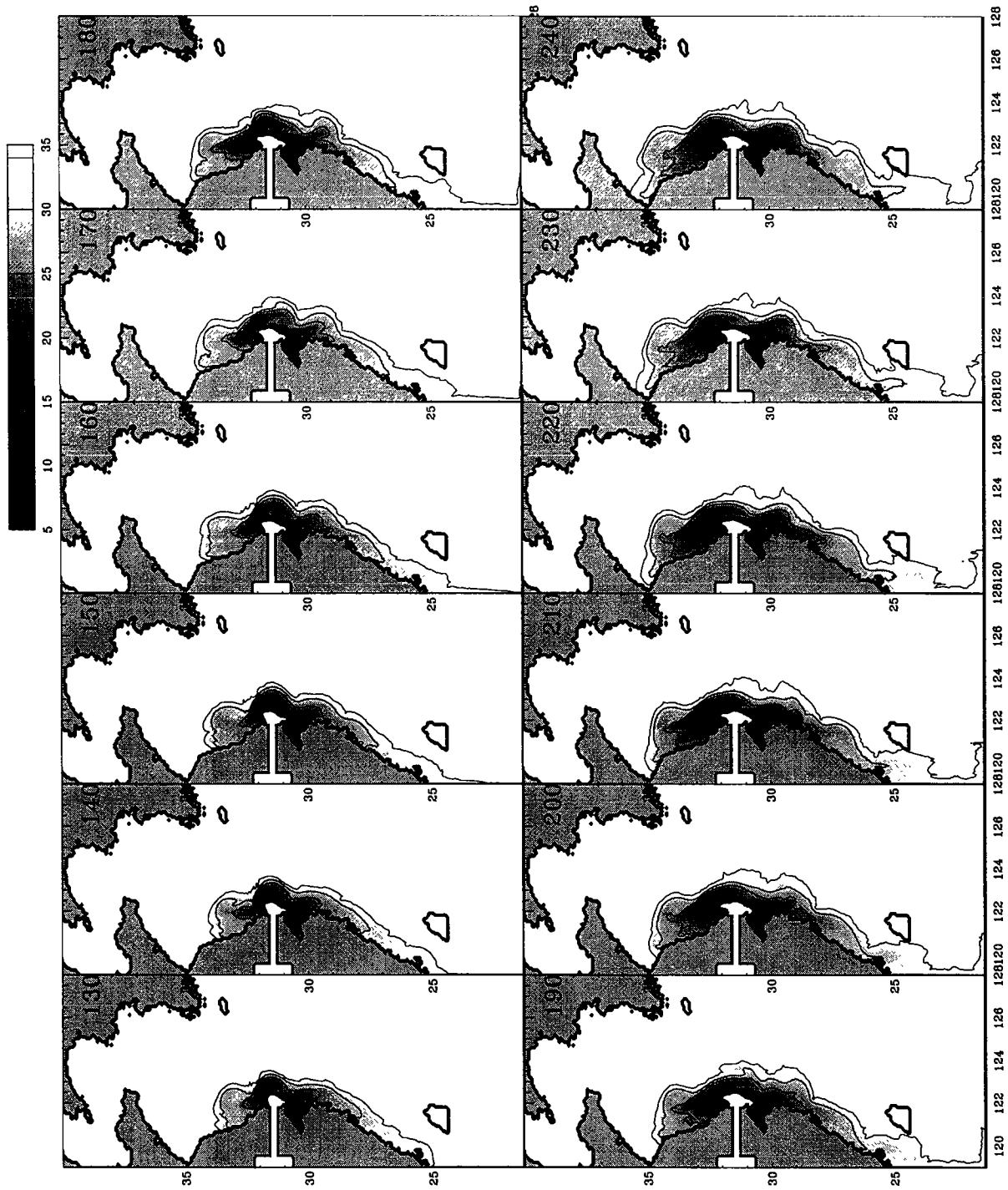


Fig. 5-21. (Continued)

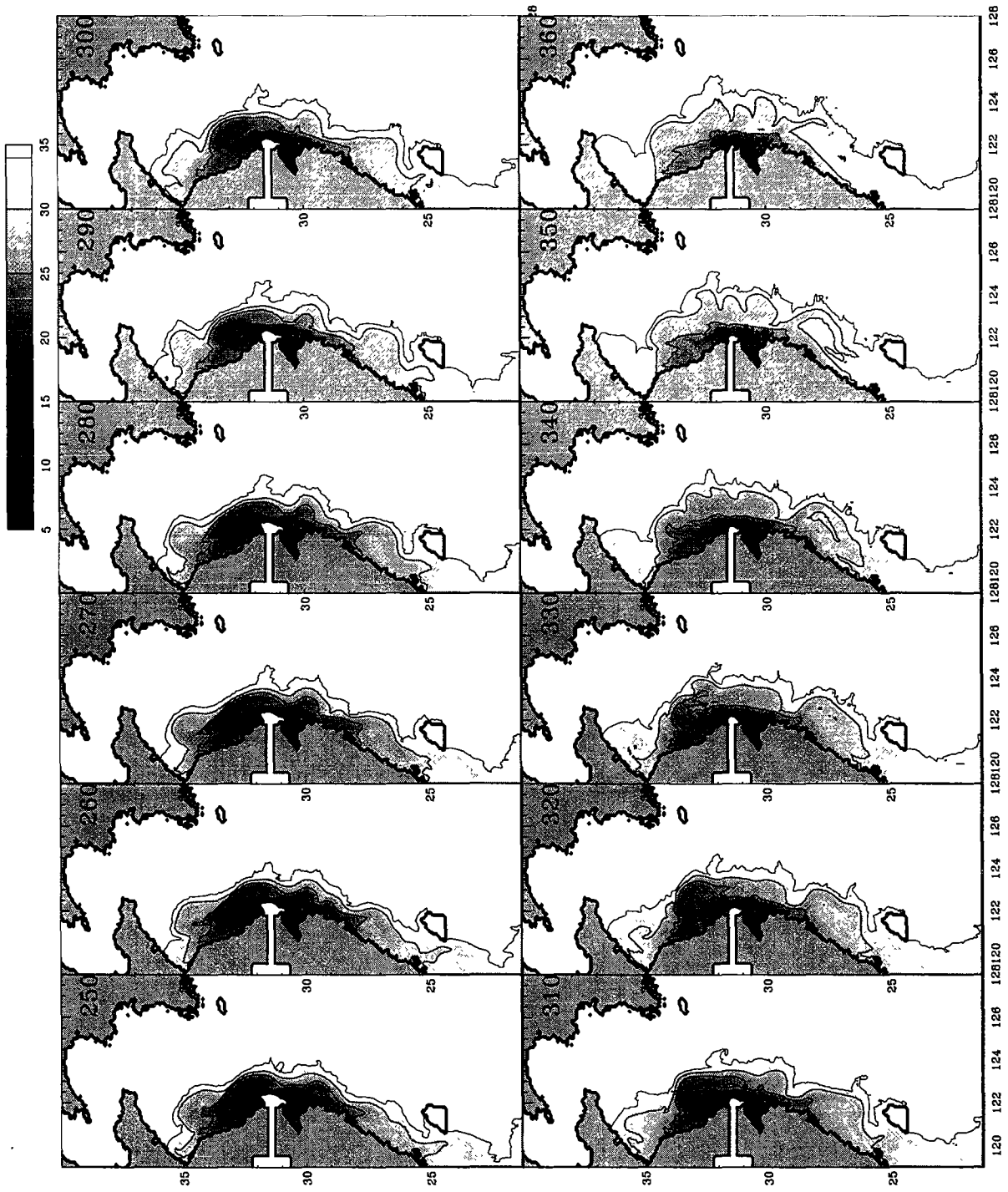


Fig. 5-21. (Continued)

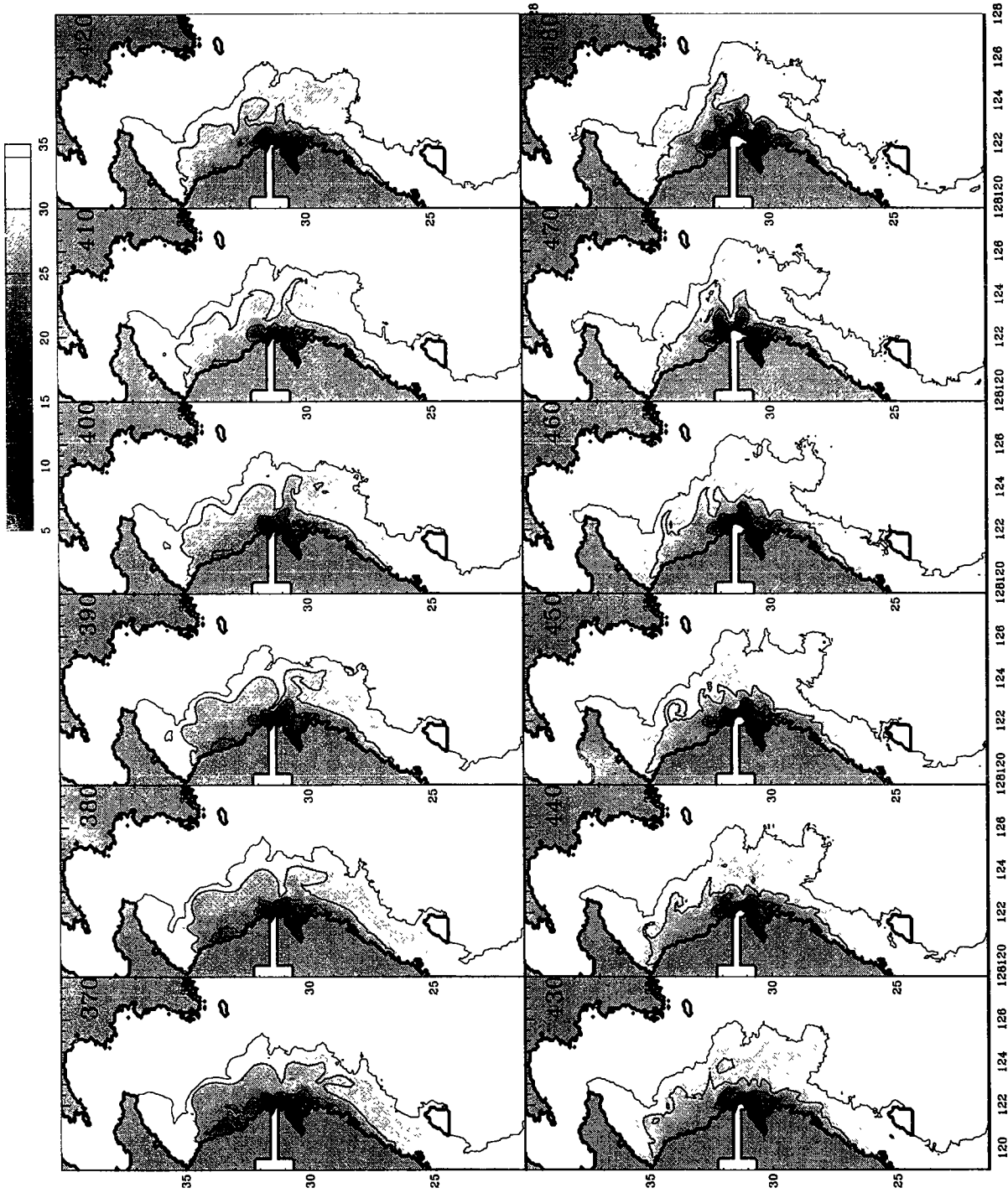


Fig. 5-21. (Continued)

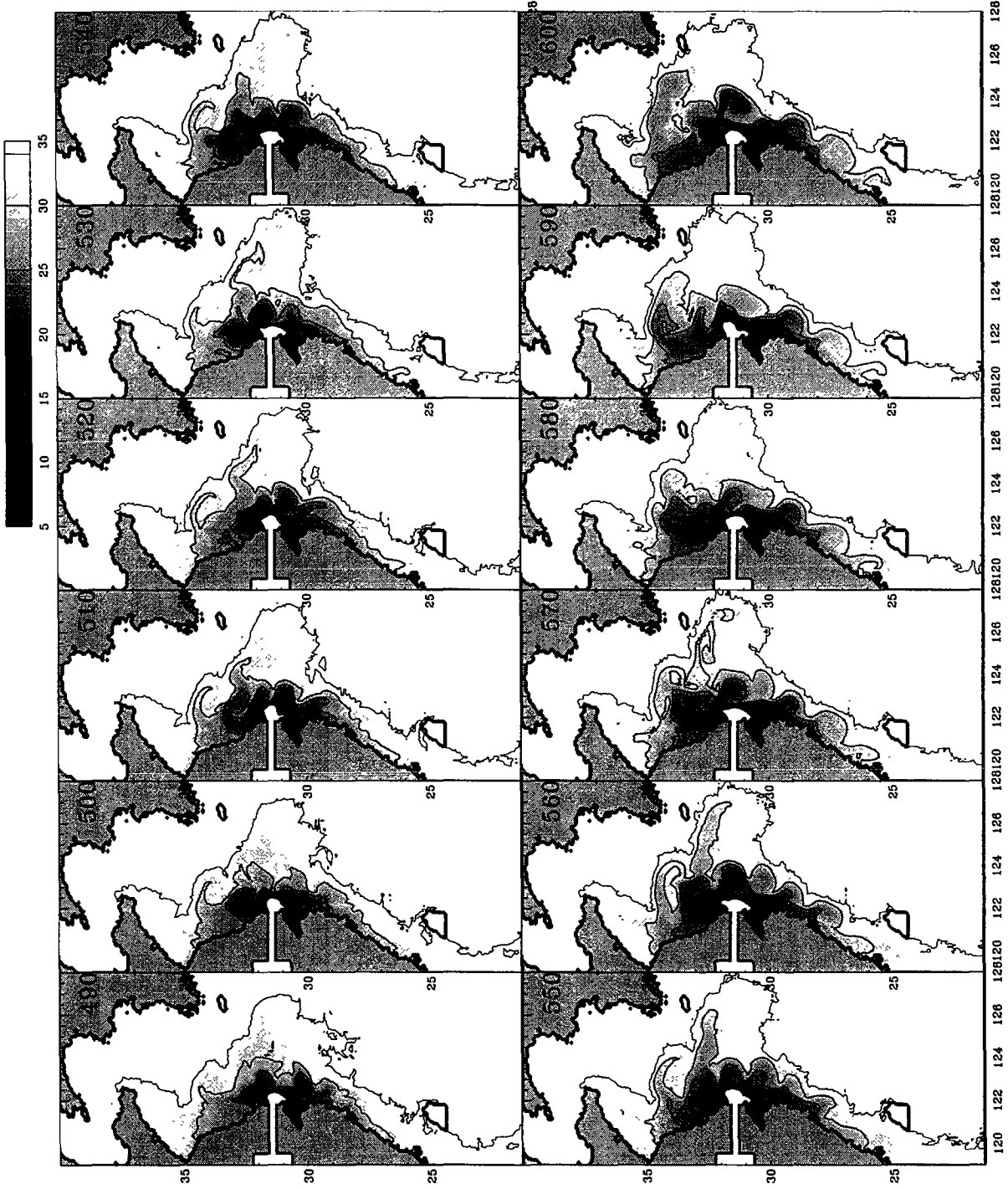


Fig. 5-21. (Continued)

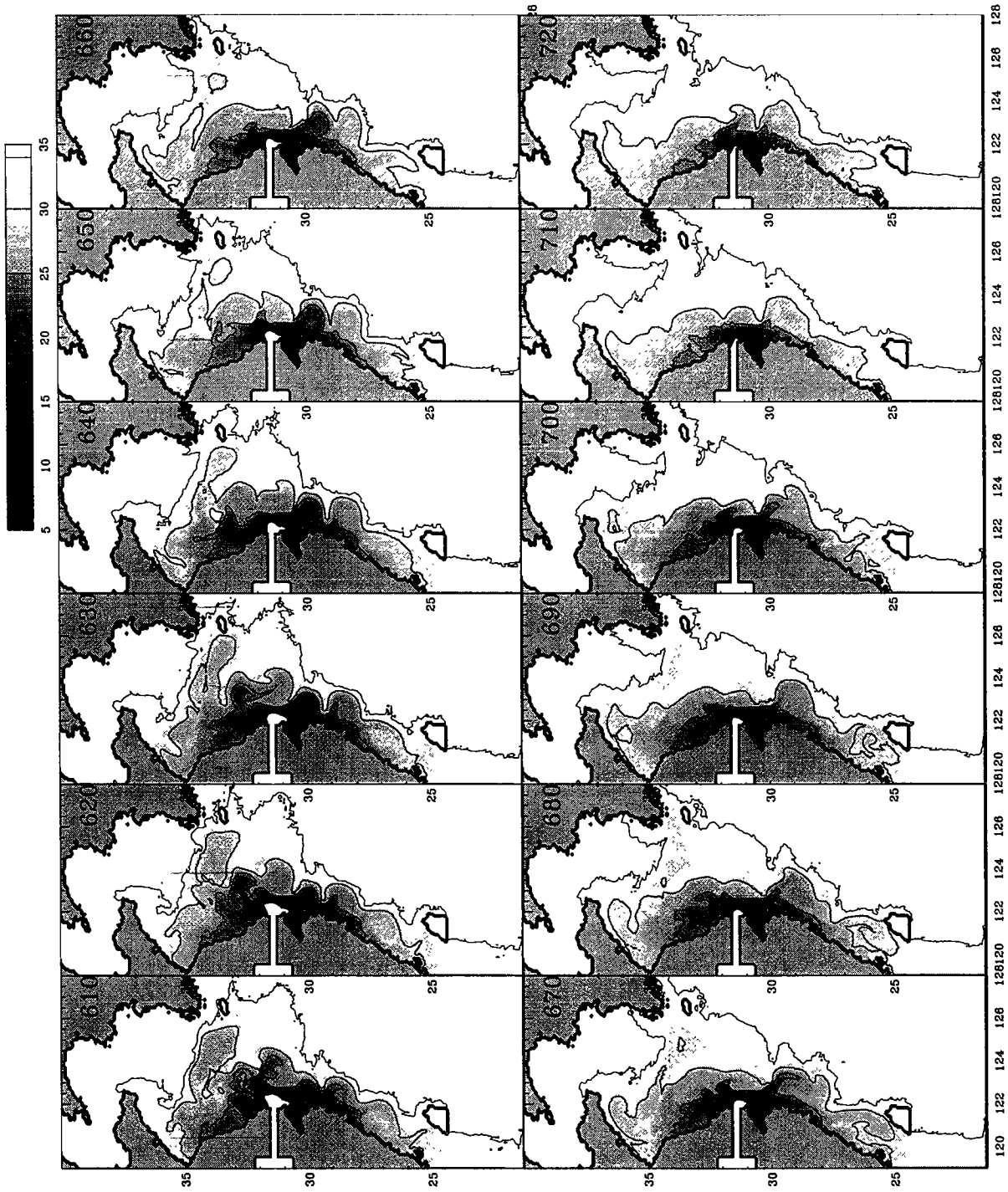


Fig. 5-21. (Continued)

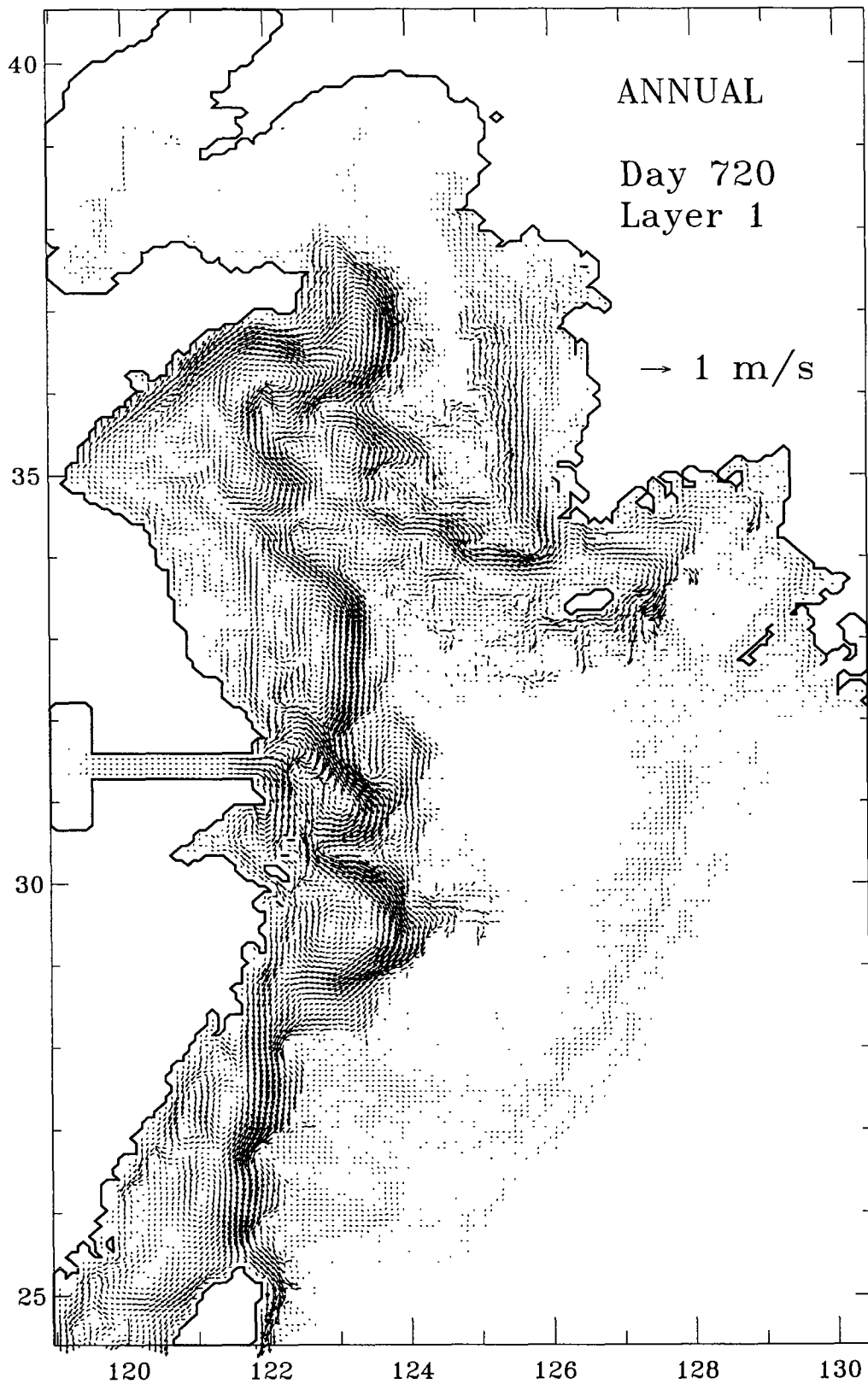


Fig. 5-22. Velocity distribution in the 1st layer at day 720

제 6 절 양자강 담수 유출에 대한 고찰

1. 양자강 담수의 동중국해 북부 (한국남해)로의 유입경로 및 확장범위

가. 서론

매년 여름, 제주도 서부역에서 표층수의 염분이 30.0 psu 이하로 저염화되는 현상이 자주 관측되고 있다 (Lie, 1986, Kim et al., 1991). 1996년 여름에는 제주도 연안역에서 25.0 psu 이하의 이상저염수가 확인되었으며 (김 등, 1998), 1998년 9월에도 제주도 남부 연안역에서 저염수가 확인되었다 (본 보고서 참조). 많은 학자들은 이 저염수가 중국의 하천을 통해 연안으로 유입된 하천수가 제주도쪽으로 확장한 것이며, 특히 양자강 담수에 기원을 둔 것으로 추정하고 있다 (예. Hu, 1994). 그러나 양자강 북쪽에 위치한 여러 강으로부터 담수도 양자강 하구 북쪽에서 동쪽으로 이동하기 때문에 제주도에서 발견되는 저염수가 양자강 하구 북쪽의 중국연안수인지 양자강 담수인지는 정확히 결론이 나지 않았다 (Beardsley et al., 1985).

양자강 담수의 연평균 시간당 방출량은 $30 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ 이며, 6월과 8월 사이에 최대인 $45 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$, 1월과 2월에는 최소로인 $10 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ 로 연변화가 대단히 심하다 (Yang et al., 1983). 담수의 유출량이 작은 겨울에는 담수가 해안을 따라 남류하며 해안에 좁은 담수띠를 형성한다. 유출량이 큰 여름에는 양자강 하구역에서 담수는 2가지 특징적 구조를 갖는데 그 하나는 해안에 좁은 담수띠를 형성하며 남류하는 것, 다른 하나는 두께가 얇은 저염의 plume이 북동으로 확장하는 구조를 보이는 것이다 (예. Beardsley 등, 1985). 황하 등을 통해 발해만으로 유입하는 담수의 총량은 양자강 담수의 약 1/15로 (Zhang et al., 1994) 황해 남부 및 동중국해에 미치는 영향이 훨씬 작다고 판단된다. 따라서 제주도쪽에서 출현하는 표층저염수의 대부분이 양자강 담수의 특징적 구조중 북동쪽 plume이 제주도쪽으로 확장된 것이라고 추정한다. 본 연구에서는 제주도 주변해역에서 담수구조를 관측자료를 중심으로 분석하여 제주도 서부역에서 저염수는 3차원적으로 어떤 분포구조를 보이는가? 양자강 담수는 어떤 경로로 북동쪽으로 확장하는가? 그리고 담수 확장에 관하여 일차 검토하였다.

담수가 양자강 하구를 통해 하구역으로 유입하면 다른 하천의 경우와는 달리 두 가지 경로를 따라 이동한다. 북반구에 위치한 대부분의 강 하구에서와 같이 담수가 하구역으로 유입하자마자 오른쪽으로 방향을 전환하여 해안을 오른쪽에 두고 해안에 평행하게 흐르는 것이다. 즉, 양자강 담수는 연중 중국해안을 따라 남하하는 경로를 갖는다. 다른 특징적 경로는 하구역에서 동으로 이동하는 것이다. 주로 여름철에 동쪽에서의 확장이 자주 관측되지만 다른 계절에도 가끔씩 발생한다. 그러나 동쪽에서의 경로는 매우 유동적으로 시공간 변화가 심하다. 양자강 하구역에서 제주

도로의 담수확장이 자주 보고되고 있지만 담수의 이동경로는 물론 이동속도에 대한 해류관측이 거의 전무한 실정이다.

나. 해양관측 및 자료

양자강 담수의 이동경로와 확장을 일반해양조사와 해류관측으로 밝힌다는 것은 대단히 어려운 일이다. 확장된 담수는 보통 10 m 이내의 두께를 가지고 있으며 바다 표면에 얇게 깔려 있다. 이 담수는 시간 공간적으로 변화가 심하기 때문에 조사선으로 담수의 위치와 담수의 분포구조를 관측하기에는 많은 제약이 따른다. 또한, 담수의 이동경로와 확장속도를 측정하기 위해서 Eulerian 해류계를 많은 곳에 계류할 수도 없다. 이에, 단기간내 CTD 조사를 실시하여 특정 시점에서 담수의 순간 분포위치와 구조를 파악하고, 해수유동을 비교적 잘 따라가는 Lagrangian drifter를 적정 지점에 투하하여 해류장을 파악하는 것이 담수의 이동경로와 확장속도를 추정할 수 있는 경제적이고 효과적인 방법이다.

보통, 중국 연안 담수는 6월부터 동으로 확장하기 시작한다. 확장 초기인 6월에 담수의 3차원적 공간분포와 유동을 파악하기 위하여 본 연구 1차년도인 1997년 6월 7-13일, 양자강 하구에서 제주도 사이 직사각형 해역에서 집중 CTD 조사를 실시하였으며 CTD 조사기간중 흐름구조를 파악하기 위하여 drogue의 중심수심이 0.5 m, 15 m, 50 m인 위성추적부이 8대를 투하하였다. 동년 7월 12-18일, 한-중 황해공동조사를 통해 CTD 자료를 획득하였으며 7월 14일 양자강 하구 외해역에 표층부이 한대를 투하하였다. 국립수산진흥원이 동년 8월 하순경 제주도 주변해역에서 조사한 CTD 자료와 황해사업기간중 7월과 8월에 황해 남부역에서 투하한 부이 자료가 이용가능하다. 이렇게 매달 관측한 CTD 자료와 부이자료를 사용하여 담수의 분포와 이동을 분석하였다. 한편, 양자강수의 제주도 쪽으로의 확장과 바람과의 관계를 검토하기 위하여 Cardone 모델로 계산한 해상풍자료를 일차분석하였다.

다. 담수이동 및 해류구조

1997년 6월 7-13일, 5 m 층 염분분포에 의하면 30.0 psu 이하의 담수가 양자강 연안역 H03-G03-G05-H05의 표층에서 이미 나타났고 두께가 10 m 이내였다. 표층 부이는 정점 H03 (28719), G03 (28721), E03 (28720)에, drogue가 15 m인 부이는 정점 F03 (28713), C03 (28714), BC3 (28718)에, drogue가 50 m인 부이는 정점 CD3 (28716)와 C03 (28715)에 각각 투하하였다. 그림 6-1은 6월부터 8월 하순까지 10일간격으로 작성된 모든 부이의 이동궤적을 나타낸다.

그림 6-1a에는 수심 5 m 층에서 염분과 6월 11-20일 사이 부이 8대의 이동궤적을 중첩시켰다. 6월 11일, 수심 29 m인 정점 H03에 표층부이 (28719)를 투하하였으며 6월 15일까지 자료를 획득하였다. 투하시 정점 H03의 5 m 층 염분은 30.6 psu였으며, 부이의 생존기간중 평균이동속도는 13.5 cm/s, 유향은 -30도(북쪽기준)로 해안에 평행하게 북서쪽으로 이동하였다. 6월 12일, 표층부이 28721를 수심 35 m인

정점 G03에 투하하였다. 15일까지는 평균유속 11.8 cm/s로 시계방향의 반타원 궤적을 그린 후 동쪽으로 이동하였으며, 수심 53 m인 정점 E03에 투하한 표층부이 28720은 8.7 cm/s의 속도로 동쪽으로 이동하였다. 한편, 수심 39 m인 정점 F03에 투하한 15 m 부이는 G03에 투하한 표층부이와 유사한 궤적을 그렸으나 제주도 서쪽 수심 85 m와 104 m인 C03와 BC3에 투하한 부이는 북쪽으로 이동하였다. 정점 CD3와 C03에 투하한 50 m 부이 두 대 모두가 북쪽으로 이동하였다. 모든 부이가 등염분선 (혹은 등밀도선) 에 평행한 방향으로 이동할 것으로 기대하였으나 양자강 하구에서 가까운 천해역 H03와 G03에 투하한 표층부이 두 대는 등치선을 가로질러 이동하였다.

6월 21-30일 사이에는, 4대의 부이만이 자료를 전송하였다 (그림 6-1b). 제주도 양자강 하구 중간해역에서 두 대의 부이가 비슷한 궤적을 그리며 동으로 이동하였으며 제주도 서부 연안역에 있던 부이 두대는 제주해협쪽으로 북동진하였다. 7월 1-10일에는 제주도-양자강 중간해역에 있던 부이는 계속 동으로 이동하다 7월 6일경 제주도 남서방에서 정체하였다. 7월 11-20일에는 염분 29.0 psu 이하의 저염수 핵이 제주도-양자강 중간해역에서 부분적으로 나타났다. 이 저염수 핵은 독립된 것으로 양자강 하구 쪽에 연결되어 있지 않아 저염수가 덩어리 형태로 동으로 이동한 것으로 추정할 수 있다. 한편, 7월 12일 저염수 덩어리 왼쪽에 투하한 표층부이는 북쪽으로 이동하였고 (그림 6-1d), 7월 20-31일 사이에는 북쪽으로 계속 이동하다 동쪽으로 방향을 전환하였다 (그림 6-1e).

양자강 하구 외해역에 투하하였던 표층부이는 8월 7일까지 계속 동진하다 방향을 급격히 전환하여 북상하다 8월 14일부터 20일까지 북서진하였다 (그림 6-1f와 6-1g). 한편, 태풍 Tina가 8월 8-10일 제주도 해역을 통과하였다. 따라서 표층부이가 북진한 것은 태풍이 동반하는 바람에 의해 큰 영향을 받은 것으로 판단한다. 태풍 통과 직후인 8월 11일에 0, 15, 45 m인 부이 3대를 제주도 서부에, 그리고 8월 12일에 30 m 부이를 북서역에 투하하였다. 이 표층부이도 북서로 이동하였으며 8월 19일경 방향을 전환하여 제주해협쪽으로 이동하였다. 15 m 부이도 북동으로 이동하다 8월 18일경 남서로 방향을 바꾸었다. 국립수산진흥원은 8월 13-16일 사이 제주도 주변 일부해역 (그림 6-1h에서 음영부분)에서 정선관측을 실시하였으며 이 염분자료에 의하면 30.0 psu 이하의 저염수가 제주도 서부 외해역에서 나타났다. 저염수의 북상은 태풍 Tina의 영향을 받은 것으로 판단한다. 태풍 Winie가 8월 18일 중국연안에 상륙한 후 중국연안을 따라 북상하였다. 이 태풍으로 한국 서해안 지역이 침수되는 재해가 발생하였다. 8월 18-19일, 부이의 방향전환은 태풍 Winie에 영향으로 판단한다. 태풍으로 중단되었던 정선관측이 8월 22-25일 사이에 남쪽 2개선과 북쪽 2개선에서 (그림 6-1h) 실시되었다. 관측자료에 의하면, 30.0 psu 이하의 저염수가 제주도 남서방에서 나타났고 북서-남북방향으로 분포하였다.

그림 6-2는 정점 H03, G03, F03와 E03에서 투하한 4대 부이 (양자강 쪽에서부터 부이 고유번호: 28719, 28721, 28713, 28720)의 이동속도, u 와 v , 그리고 북위 33도,

동경 124도에서 해상풍의 1997년 6월중 시간변화를 나타낸다. 정점 F03에 투하한 부이만이 drogue가 15 m였으며 다른 세대는 표층부이였다. 부이 투하후 6월 15일까지는 이동속도가 서로 달랐다. 그러나 6월 15일에서 30일 사이, drogue의 수심이 다르기는 하나 부이 28713과 28721의 유속의 시간변화와 크기가 서로 비슷하였다. 유속은 6월 15일경 약 5 cm/s에서 6월 25일경 22 cm/s로 증가하였다. 한편, 투하후 15일까지 v가 양에서 음으로 감소하는 비슷한 형태를 보였으나 u는 다른 변화형태를 보였다. 양자강 하구에서 가장 가까운 표층부이 28719가 연안쪽으로 이동하였으나 다른 세대는 동으로 이동하였다. 부이 28713 (15 m 부이)과 28721 (표층부이)는 6월 15일부터 30일까지 u의 변화가 비슷하였으나 v는 반대방향으로 변화하였다. 즉, 동서 방향으로서는 같은 방향으로 이동하였지만 28713이 북으로 이동하면 28721은 남으로 이동하였다. 6월 24일부터 28일까지 5 m/s 이상의 비교적 강한 바람이 불었는데 남풍에서 북풍으로 바람 방향이 바뀌었다. 남풍이 강할 때 u가 증가하였으나 북풍이 강할 때는 u가 감소하였다.

정점 F03 (수심 39 m)의 15 m 층에서 흐름 (부이 28713)과 제주도 서안 정점 BC3 (수심 104 m)의 15 m 층에서 흐름 (부이 28718)을 비교하였다 (그림 6-3). 정점 C03 (수심 85 m)에 50 m 부이를 투하하였으나 그림 6-3에는 제시하지는 않았다. 수직성층이 강한 2층 해양의 하층에서 부이의 이동속도는 10 cm/s 이하로 시간에 따른 변화가 상대적으로 매우 작았으나 15 m 층에서는 유속이 6월 15-16일경 약 5 cm/s 정도였으나 이후 계속 증가하여 6월 24일 경에는 약 20 cm/s와 40 cm/s로 대폭 증가하였다. 흥미로운 사실은 6월 14-20일, u의 크기와 변화는 서로 같았으나 v는 완전히 다른 모습을 보였다. 또한, 부이 28718의 v는 선형적으로 증가하였다. 즉, 부이 28713이 제주도 쪽으로 접근할수록 u가 증가하였으나 부이 28718은 u, v가 같은 추세로 증가하였다. 이 결과는 제주도 서부 연안역에서는 제주해협 쪽으로 갈수록 속도가 증가한 것을 뜻한다. 6월 14-20일 사이에 바람은 매우 약하였고 u, v의 변화에 큰 영향을 주지 못하였다.

라. 논의

등밀도선을 가로지르는 흐름은 무엇을 뜻하는가? 압력구배 ($\partial P / \partial r$)와 Coriolis 힘 (fU)이 평형을 이룰 때에는 소위 등밀도선에 평행한 흐름인 지형류가 형성되지만 두 힘이 평형을 유지하지 않으면 등밀도선을 가로지르는 흐름이 형성된다. 담수는 상대적으로 낮은 밀도를 갖고 있어 바다 표층에 위치하기 때문에 바람장에 민감하게 반응한다. 한편, 담수가 속도 U 로 강하구로 방출될 때 ρU^2 의 운동량을 가진 담수 덩어리는 운동량이 소멸될 때 까지 초기방향을 어느정도 유지한다. 양자강 하구역 외해에서 조류방향은 북서-남동 방향이며 유속이 50-200 cm/s이며 (Cannon et al., 1983) 하계 담수의 방출속도는 50 cm/s 정도로 추정 된다. 따라서 강한 조류가 담수의 동쪽으로의 확장을 방해하고 남북으로 확산시키는 역할을 한다고 볼 수 있다. 그럼에도 담수가 양자강 연안역을 통과하여 제주도 해역까지 먼거리를 이동

하면서 담수의 특성을 유지한다는 사실은 주목할만한 현상인 것이다.

1997년 6월 12일 정점 G03에 투하한 표층부이가 7월 12일까지 제주도 쪽으로 약 220 km 이동하여 평균이동속도가 하루에 약 7 km 정도이다, 한편 6월 12일 양자강 하구 외해 정점 H04에서 나타났던 저염수와 7월 12일 제주도-양자강 중간해역에 나타난 저염수 사이의 거리가 약 200 km이다. 그러나 7월 12일 저염수의 염분이 6월 12일 H04에서 염분보다 더 낮은 것으로 미루어 보아 이동거리가 200 km 이상인 것으로 추정된다. 표층부이의 이동방향과 거리가 두 저염수의 출현위치, 거리와 잘 일치하는 것으로 보아 7월 12일 제주도-양자강 사이에서 나타난 저염수는 6월 12일 양자강 외해역 정점 H04 부근에서 관측된 저염수가 이동한 것으로 판단한다.

바람이 담수를 제주도 쪽으로 이동시킨다고 오래전에 제안되었다 (예. Zhao, 1992; Hu, 1994). 해표면에서 바람에 의해 발생하는 Ekman류는 북반구에서 바람방향으로부터 오른쪽으로 45도 편향된다. 따라서 담수가 바람에 의해 북동으로 확장하기 위해서는 남풍계열의 바람이 지속적으로 불어야 한다. 바람장의 공간규모는 중규모 해양현상에 비해 몇배 이상 크다. 제주도와 양자강 하구 사이의 거리가 약 450 km 이다. 작은 규모의 이동성기압이 통과할 때를 제외하고는 기압계의 공간규모는 1000 km 정도이기 때문에 제주도와 양자강 사이에서 바람장은 균일하다고 볼 수 있다. 이 해역에서 여름철 바람은 평균적으로 남풍계열이 우세하다 (Han et al., 1995). 만약 표층수의 흐름이 주로 바람에 의해 지배된다면 제주도와 양자강 사이 중간수역에서 위성부이의 이동형태는 서로 같아야 할 것이다. 그러나 위성추적부이로부터 계산한 속도장은 공간변화가 대단히 심하였기에 부이 이동이 공간적으로 균질한 바람장에 의해서만 영향을 받았다고 볼 수는 없다. Cardone 모델에 의한 해상풍과 부이의 이동을 정성적으로 비교하면, 바람이 강하게 불 때는 Ekman 이론이 어느정도 잘 적용되었으나, 바람이 강하지 않거나 약할 때는 Ekman 이론이 잘 맞지 않았다. 보다 정량적인 분석과 면밀한 검토가 수행되어야 하지만 관측결과를 종합하면, 평균해류가 항상 존재하는 제주도 연안역과, 수심이 얕으며 담수의 직접 영향을 받는 양자강 하구에서 흐름은 단순 Ekman 이론으로 충분히 설명되지 않지만 양자강 하구와 제주도 사이 평균해류가 약한 중간수역에서 덩어리의 제주도 쪽으로의 확장은 여름철 남풍과 밀접한 관계를 갖고 있다고 볼 수 있다.

2. 1998년 하계 양자강 담수 확장 특성

가. 서론

동중국해 서쪽해역과 황해 남부해역 상층해황 변동과정의 이해는 양자강 담수의 거동을 정확하게 파악하지 않고서는 어려움이 많다. 이 등 (1998a) 및 본 연구의 1차년도보고서 (이 등, 1998b)에서는 황해 남부해역의 표층 저염수분포 연변화에 대한 하나의 시나리오를 제시한 바 있다. 이 시나리오에 의하면 여름철에 황해서쪽 연안을 따라 남하하는 연안수가 북동쪽으로 향해 이동하는 양자강 담수에 막혀 더

남하하지 못하고 부분적으로 양자강 유출수와 혼합이 되면서 황해남부에 쌓이게 된다고 설명하였다. 이러한 상황은 황해상층 순환형태와도 밀접한 관련이 있기 때문에 양자강 담수의 이동방향에 대한 정확한 기술이 필요하게 된다. 본 절에서는 양자강 담수의 거동과 관련하여 세가지 물음을 설정하고 1998년 여름철에 관측된 자료를 바탕으로 설명하였다.

나. 양자강 담수의 분포 형태

양자강 담수유출은 연속적이긴 하지만 유출량은 양자강 유역에서의 강우현상과 관련이 있다. 양자강 유역에서 집중강우로 인한 하천수의 이동은 급격한 수위변화로 인한 소위 물마루의 이동이 동중국해로 연결될 때 의미가 클 것으로 판단된다. 담수가 바다로 유출될 경우 표층에 퍼지기 때문에 소량의 담수 (또는 혼합수) 자체만으로는 외력에 대하여 물리적으로 대응할 힘을 갖지 못할 것이기 때문에 해수 전체의 운동을 따라가는 형태의 유동을 유지할 것으로 보인다. 그러나 어느 정도 이상의 많은 양의 담수가 순간적으로 유출될 때에는 담수덩어리 자체가 외력에 대하여 반응하는 유동형태를 유지하리라 본다. 이때 양자강 입구에서 담수가 해수면상에서 퍼지면서 유출시 가졌던 관성력은 급격히 소멸될 것이기 때문에 유출수는 직선적인 분포 형태보다는 원형의 분포형태를 나타낼 것이다. 원형의 분포 형태를 갖는 담수 덩어리는 빠른 속도로 주위해수와 혼합되면서 중심부에 최저염수핵을 형성하게 되고 원형분포의 형태를 계속 유지할 수 있을 만큼 원형분포의 형태가 커져 새로운 밀도관성력을 갖게될 때 동중국해 외해역으로 유동하리라 판단된다. 양자강에서의 하나의 물마루가 유출될 때마다 저염수 덩어리가 형성되기보다는 몇 개의 물마루의 유출이 합해져 하나의 저염수 덩어리를 형성할 가능성이 많다. 9월 관측 자료에서는 뚜렷한 표층저염수핵이 4개정도 나타났지만 7 - 8월초 양자강 중류에서의 물마루는 10회 이상 형성되었음이 보도된 것이 이를 뒷받침해준다. 9월 자료에서 저염수 덩어리의 크기는 직경 약 100 km/2 psu 로 나타났다.

다. 양자강 담수의 유출 방향

중국의 문헌에 의하면 (예. Hu, 1994) 유량이 급감하는 겨울에 양자강 유출수는 중국 연안을 따라 남하하고 유량이 증가하는 여름에는 대체로 제주도쪽을 향한다고 되어 있다. 여름철에 양자강유출수가 제주도쪽을 향하여 이동된다는 것은 국내학자들에 의해서도 제시된바 있다 (예. 김 등, 1991). 특히, 여름철 제주해협에서 관측되는 동쪽으로 흐르는 표층저염수는 그 근원이 양자강유출수일 것으로 받아들이고 있다. 이러한 주장이 타당성이 있어 보이지만 양자강 가까이에서 동시에 관측된 자료를 근거로 하고 있지 못하기 때문에 매우 제한적인 주장일 수도 있다. 제주해협과 제주도 남쪽을 통과하는 표층수의 염분값을 비교하여 양자강유출수의 주축을 추정해보면 주축의 통과 경로가 항상 일정하지 않음을 알 수 있다. 1998년 8월과 9월의 자료는 양자강유출수의 저염수핵이 제주도 남쪽을 통과한 것을 보여준다. 그림 6-4

는 8월의 5 m 수심에서의 염분분포로 저염수핵이 제주도 남서해역 (이어도 부근)에 분포하고 이는 9월에 제주도 남쪽의 저염수핵으로 연결되어 양자강유출수가 제주도 남쪽을 지나갔음을 알 수 있다. 이렇게 제주도 남쪽을 지난 경우는 1995년에도 있었기 때문에 주축의 경로가 제주해협이 아닌 경우도 자주 나타나는 것으로 판단된다. 그렇다면 무엇이 저염수핵의 이동경로를 결정할까? 우선 남풍계열의 바람을 들 수 있다. 저염수핵은 무거운 해수위에 떠있는 덩어리로 간주할 수 있으므로 바람에 의하여 보다 쉽게 반응을 나타내리라 생각되며 취송방향과 일치하는 직접적이 유동과 표층경계층에서의 지구자전효과를 받는 에크만 유동이 복합적으로 작용할 것으로 판단된다. 양자강 유출수 방향을 조절하는 다른 변수로 황해남부의 표층수위를 제시할 수 있다. 즉, 집중적인 강우나 다른 기상학적 원인으로 인하여 황해 남부해역의 수위가 상승하는 경우 황해남부와 동중국해 북부해역의 압력장의 조절에 의하여 양자강유출수가 보다 북쪽으로 진입하지 못할 가능성도 있다. 1998년 8월에 황해와 한반도에 국지성 집중호우가 지속되었기 때문에 (동중국해북부에서는 집중강우가 없었음) 이러한 해석의 가능성을 뒷받침해준다. 요약하면 여름철 양자강유출수는 바람에 의하여 북동방향으로 흐르며 바람의 강약과 황해 남부의 해수면 변동에 의하여 제주해협을 통과하거나 제주도 남쪽으로 빠져나간다고 볼 수 있다.

라. 저층 밀도분포와의 관련성

여름에는 성층이 매우 강하기 때문에 저염수 덩어리는 염분약층(수온약층과 일치하지 않음)에 의하여 저층과는 뚜렷하게 구분된다. 본 연구의 양자강 유출수 수치모델의 결과는 저염수핵이 분포하는 해역에서 수직순환이 있음을 보여주고 있다. 그러나 9월의 관측자료는 표층의 저염수핵 분포와 저층의 밀도분포와 일관성있는 상관관계를 나타내지 못하고 있다. 즉, 관측점 P01의 표층에 저염수핵이 분포하고 저층에는 고밀도핵이 분포하고 있지만 다른 저염수핵이 분포한 관측점 S05에서는 저층에서 밀도값이 주위보다 낮게 나타나고 있다. 만일 저염수핵분포가 저층의 순환(또는 그 반대의 경우에도)을 야기시킨다면 고밀도핵 아니면 저밀도핵 한가지가 나타나야 할 것이다. 저염수핵분포와 관련된 수직순환이 있다하더라도 그 크기가 매우 작아 저층의 밀도분포에 영향을 주지 못했을 가능성도 있지만 9월 관측자료만을 가지고 판단할 때 저층의 밀도 분포가 저염수덩어리 이동에 어떠한 변수로 작용하지는 않는 것으로 판단되며 양자강 유출수의 이동이 순압성이라기보다 경압성이 강한 것으로 볼 수 있다.

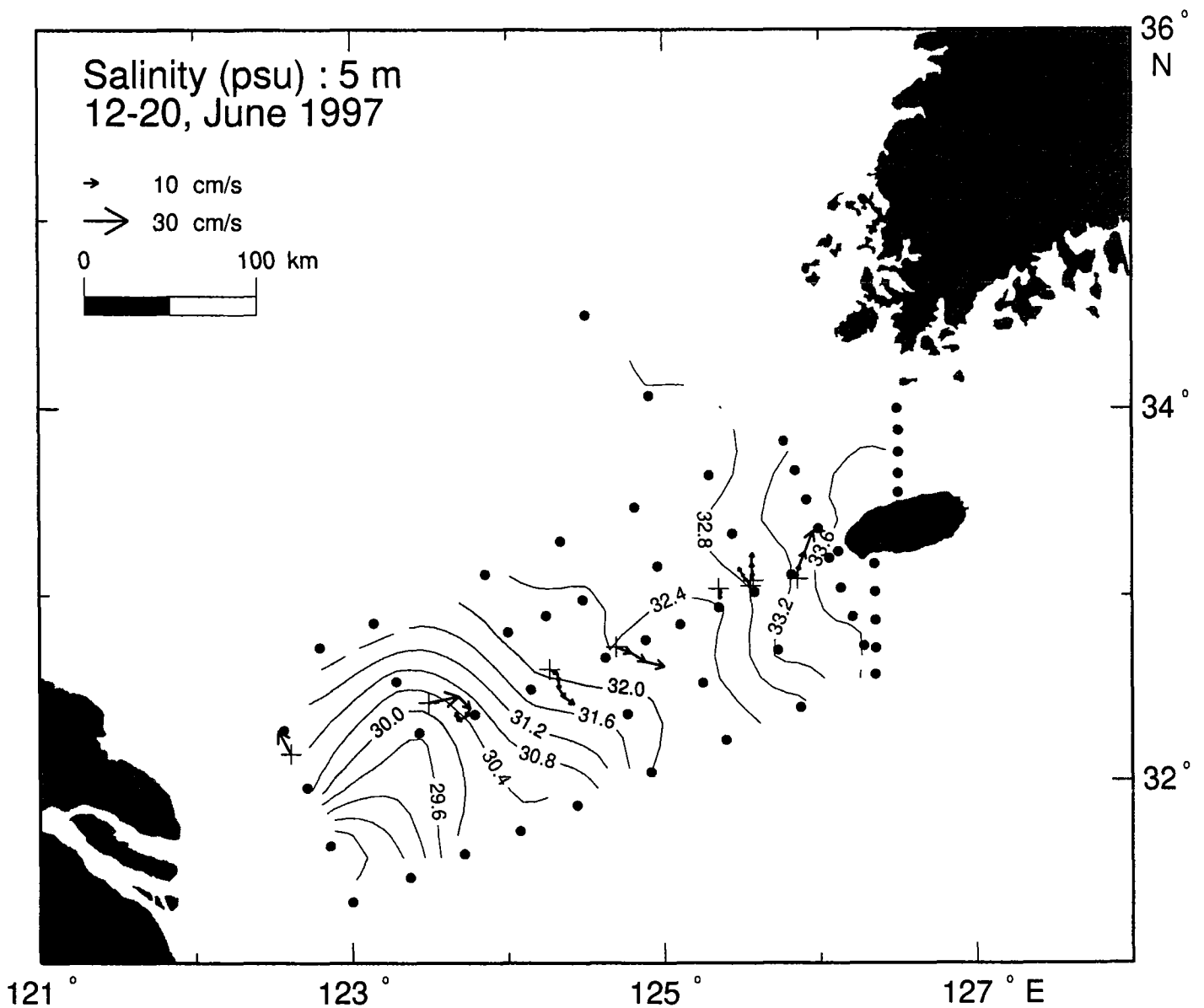


Fig. 6-1a. Trajectories of satellite-tracked drifters during June 12 to September 10, 1997. (a) June 12-20, (b) June 21-30, (c) July 1-10, (d), July 11-20, (e) July 21-31, (f) August 1-10, (g) August 11-20, (h) August 21-31. Surface salinity at 5 m during June 7 to 13, July 12 to 18, and September 8 to 13 was mapped on Fig. 6-1a, 1d, and 1h. Numerals on trajectories denote drogue depths.

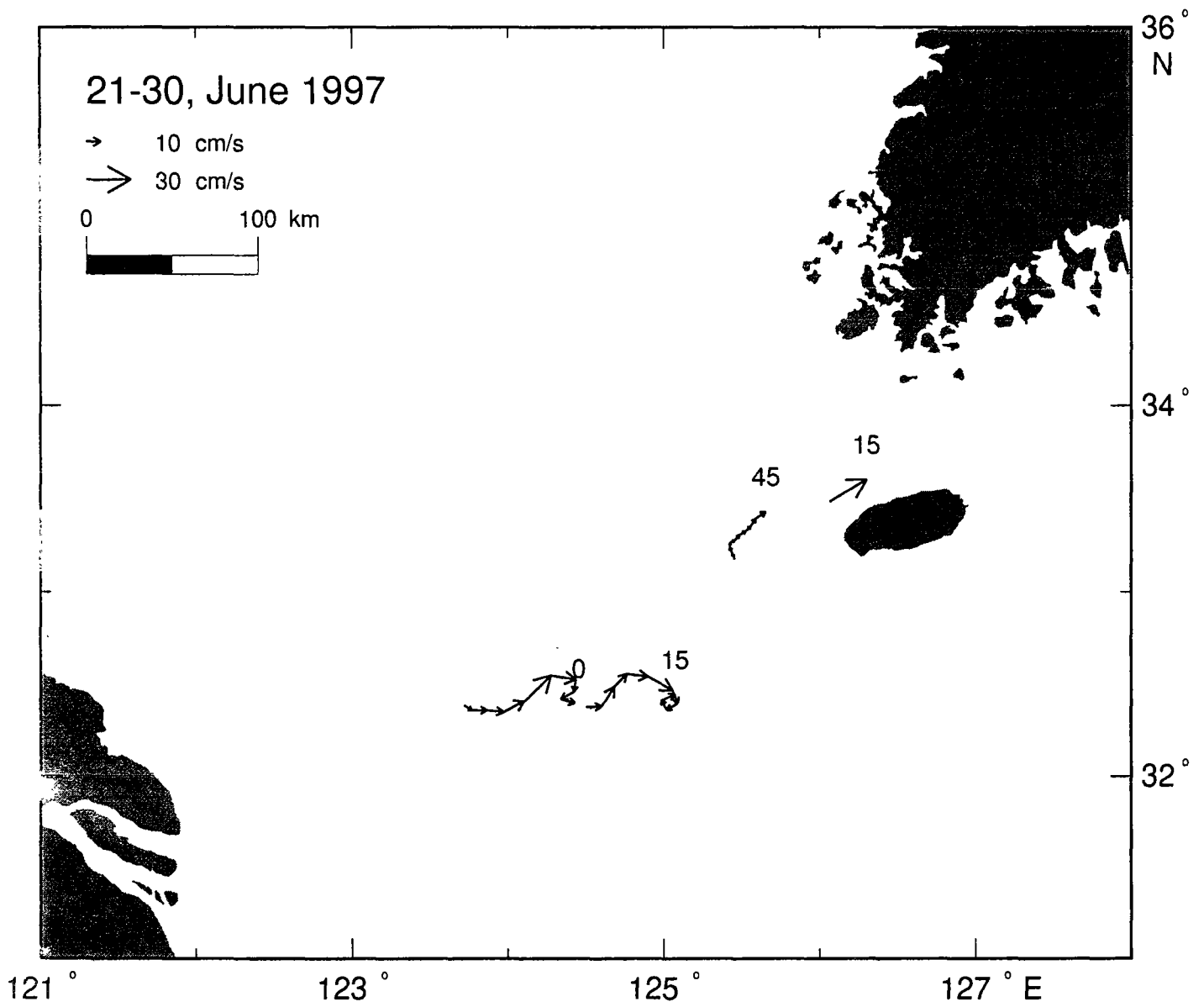


Fig. 6-1b. (Continued)

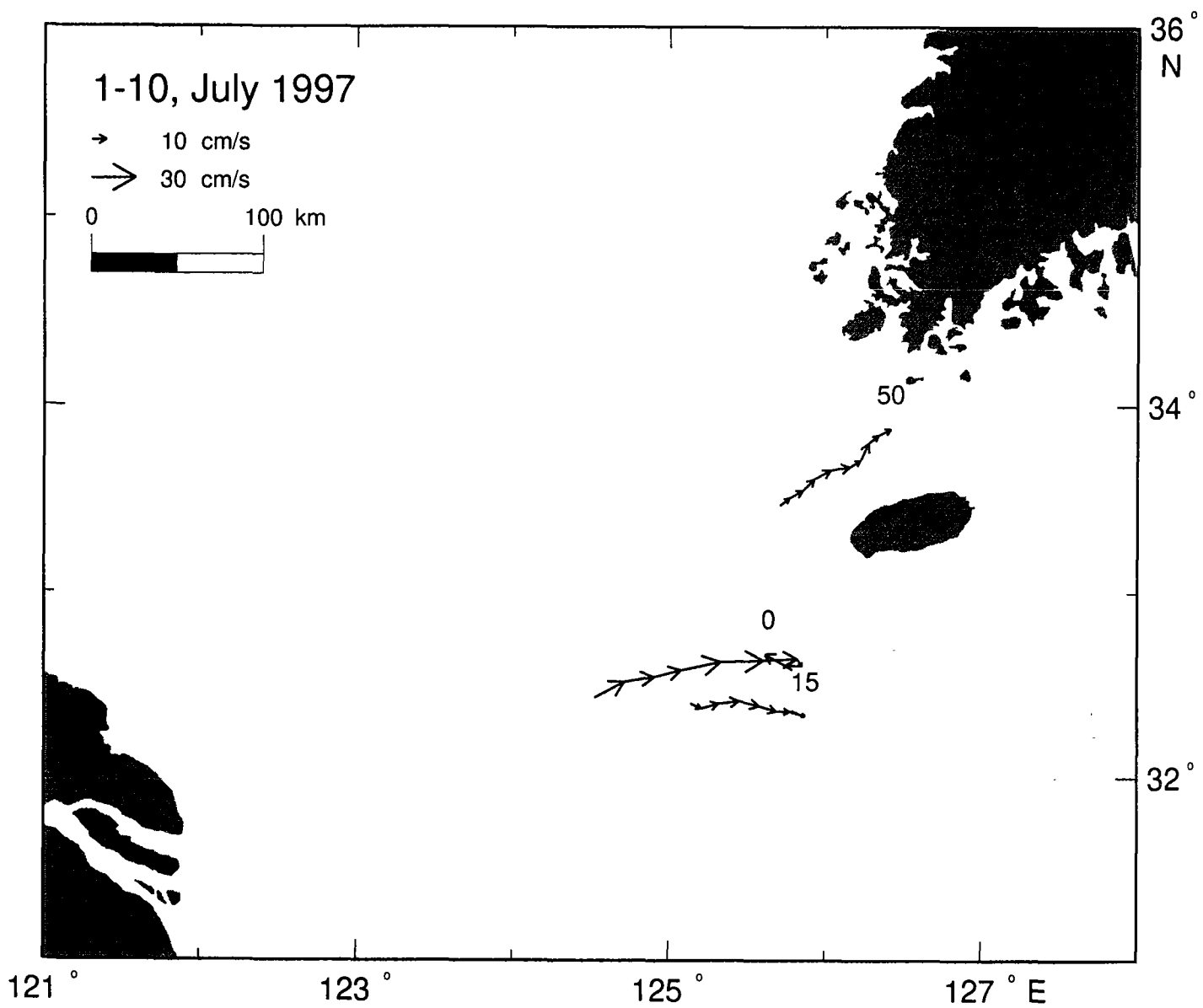


Fig. 6-1c. (Continued)

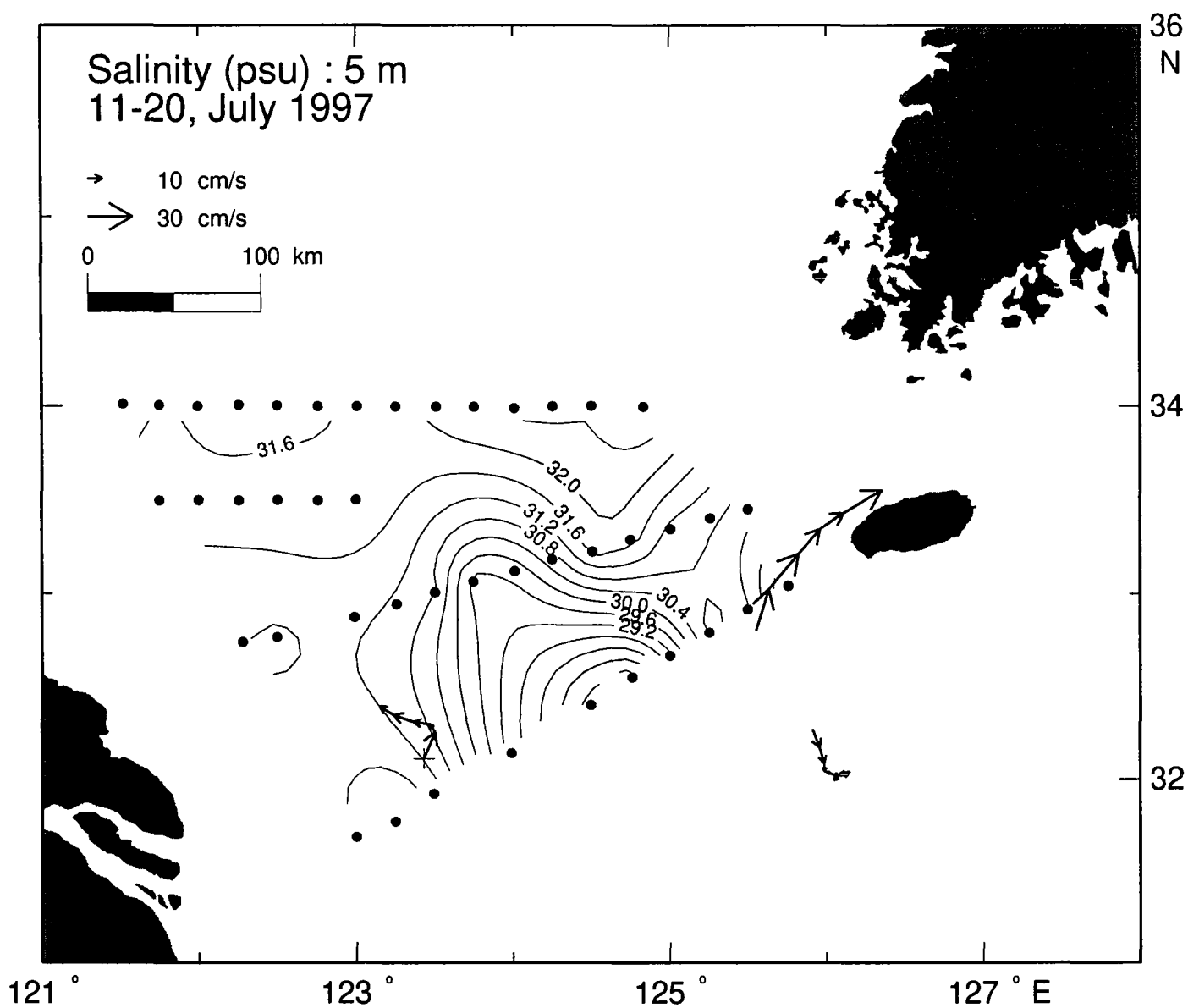


Fig. 6-1d. (Continued)

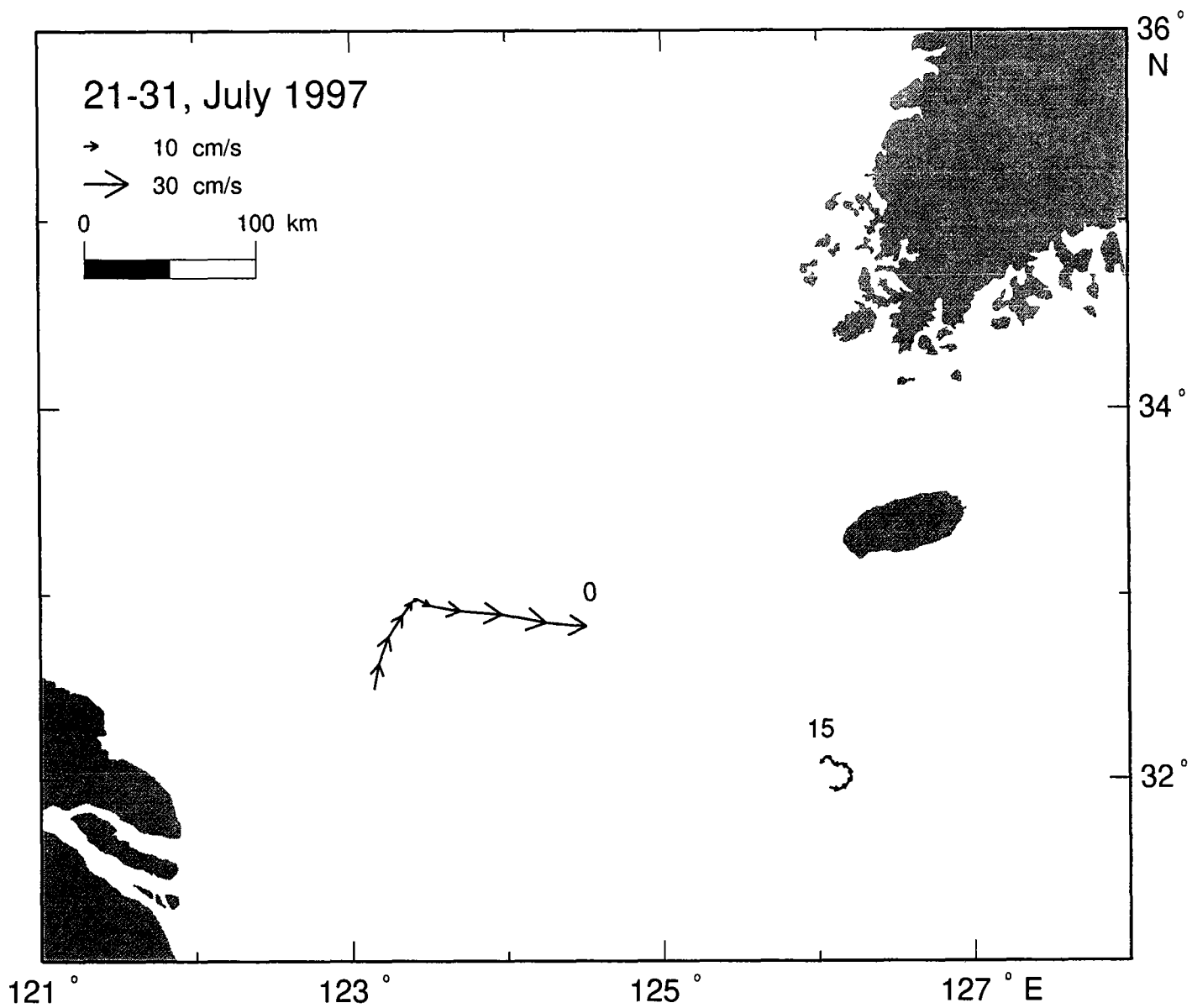


Fig. 6-1e. (Continued)

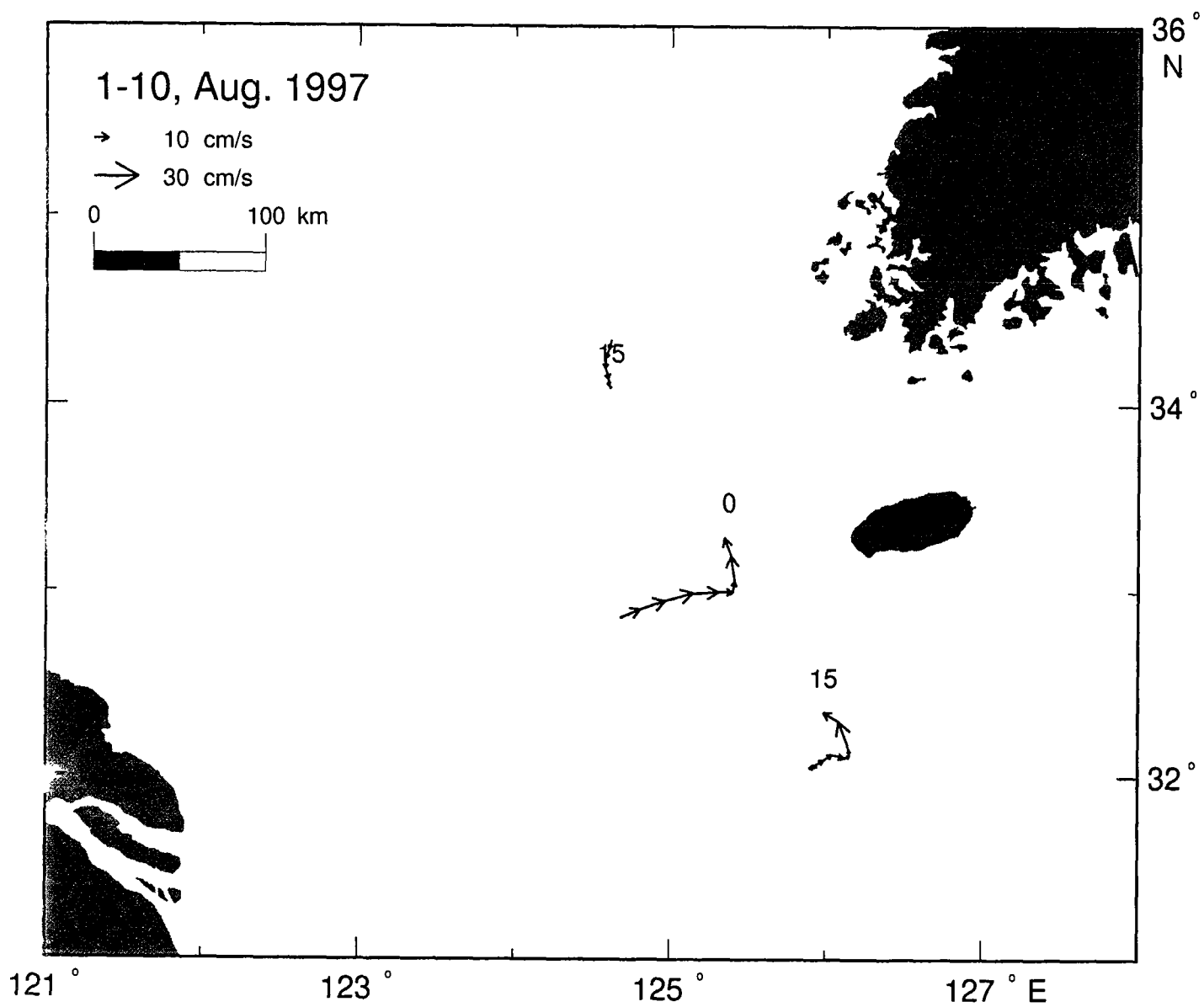


Fig. 6-1f. (Continued)

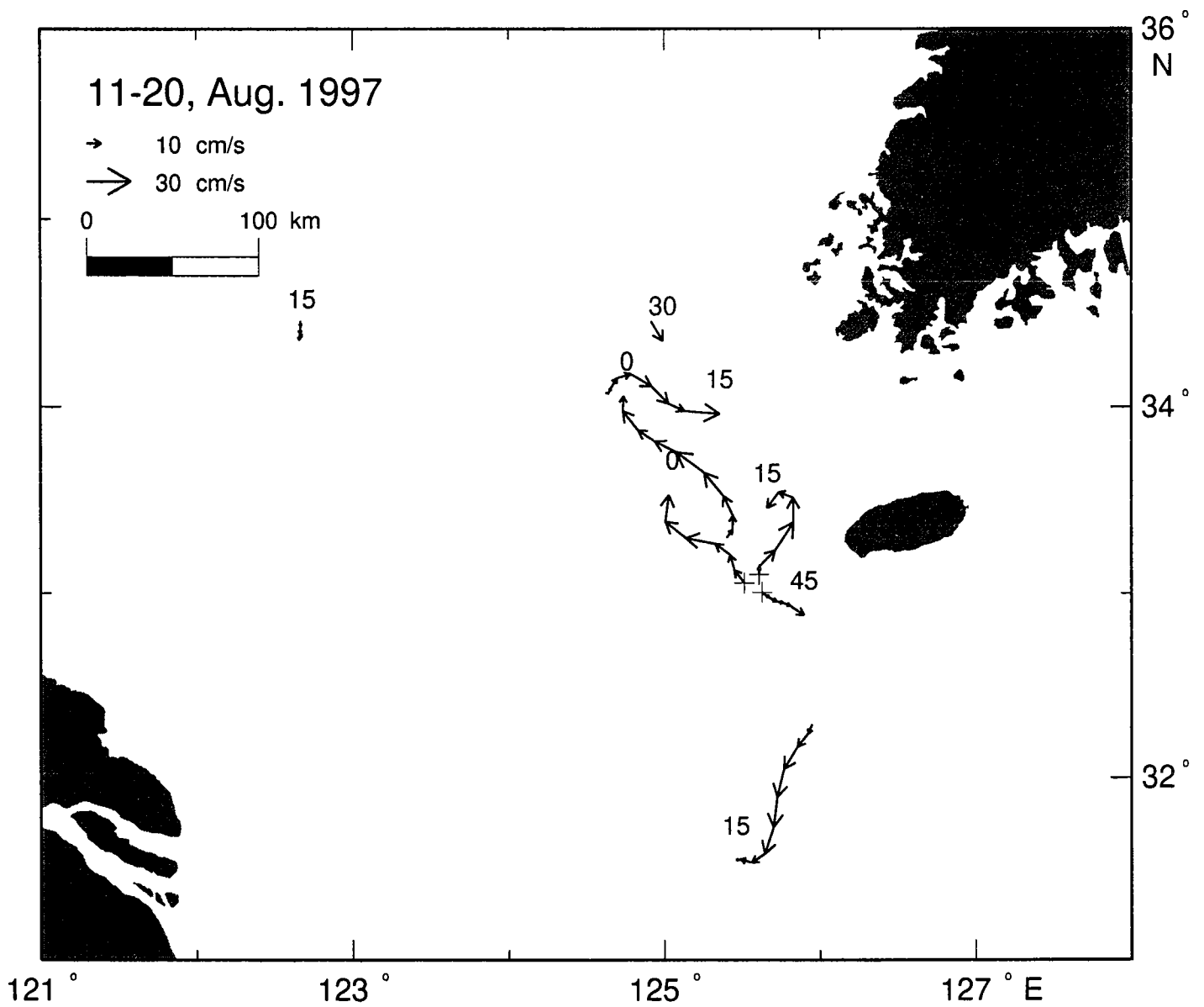


Fig. 6-1g. (Continued)

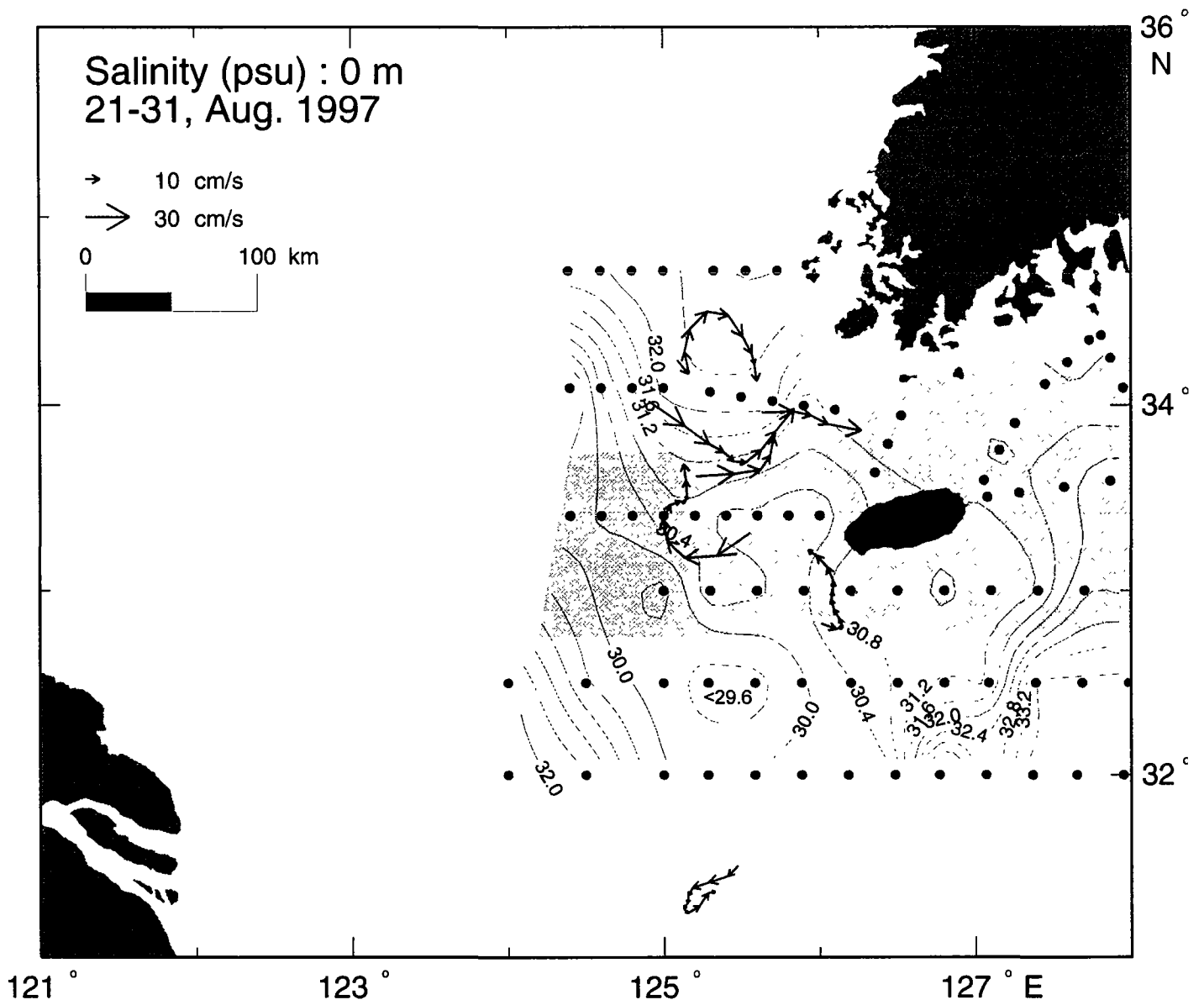


Fig. 6-1h. (Continued)

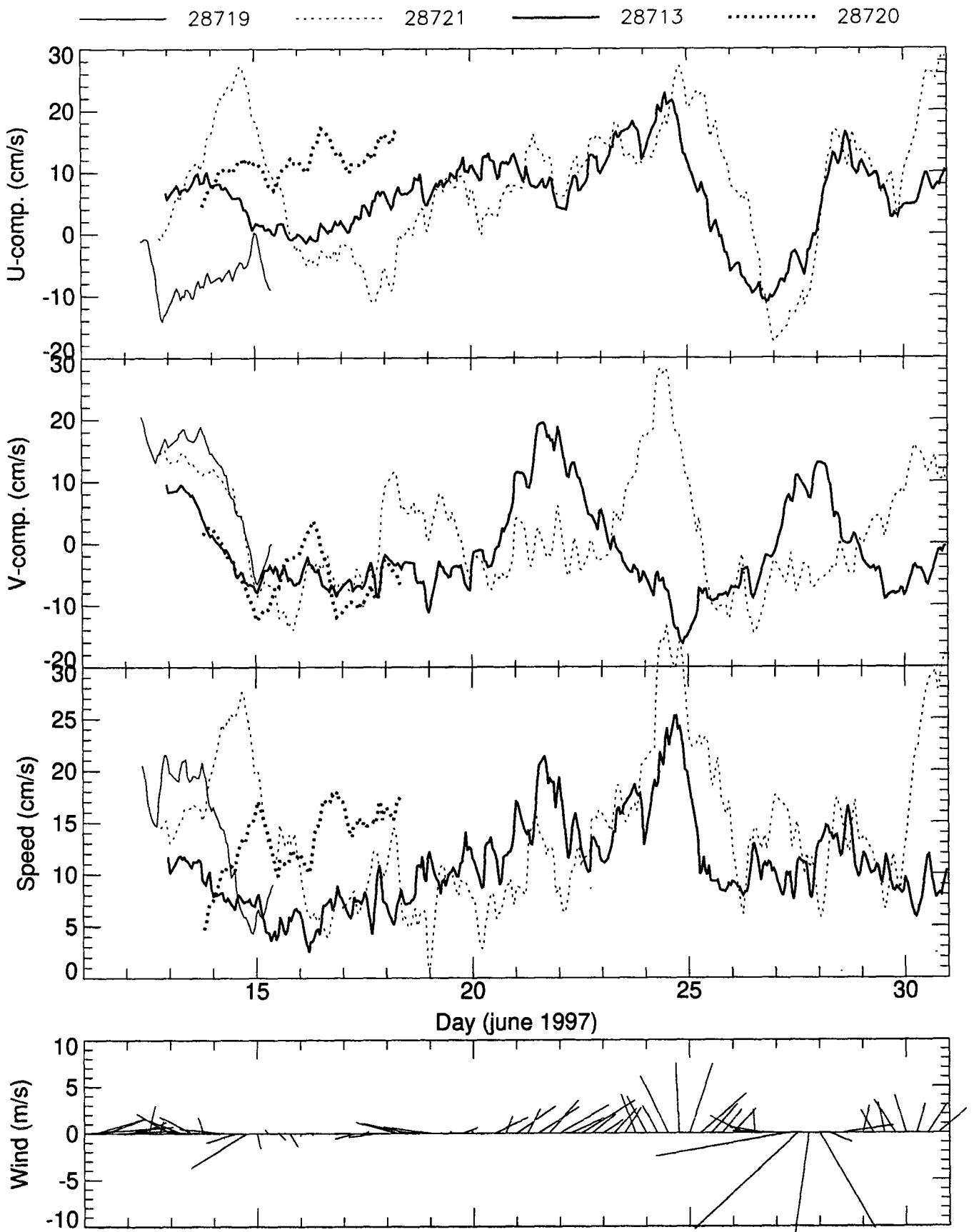


Fig. 6-2. Time series of moving speeds, u and v components of four satellite-tracked drifters (28719, 28721, 28713, 28720), and surface wind at 33° N, 124° E during June 1997. Drifter 28713 had a drogoue at 15 m and others had surface drogoues.

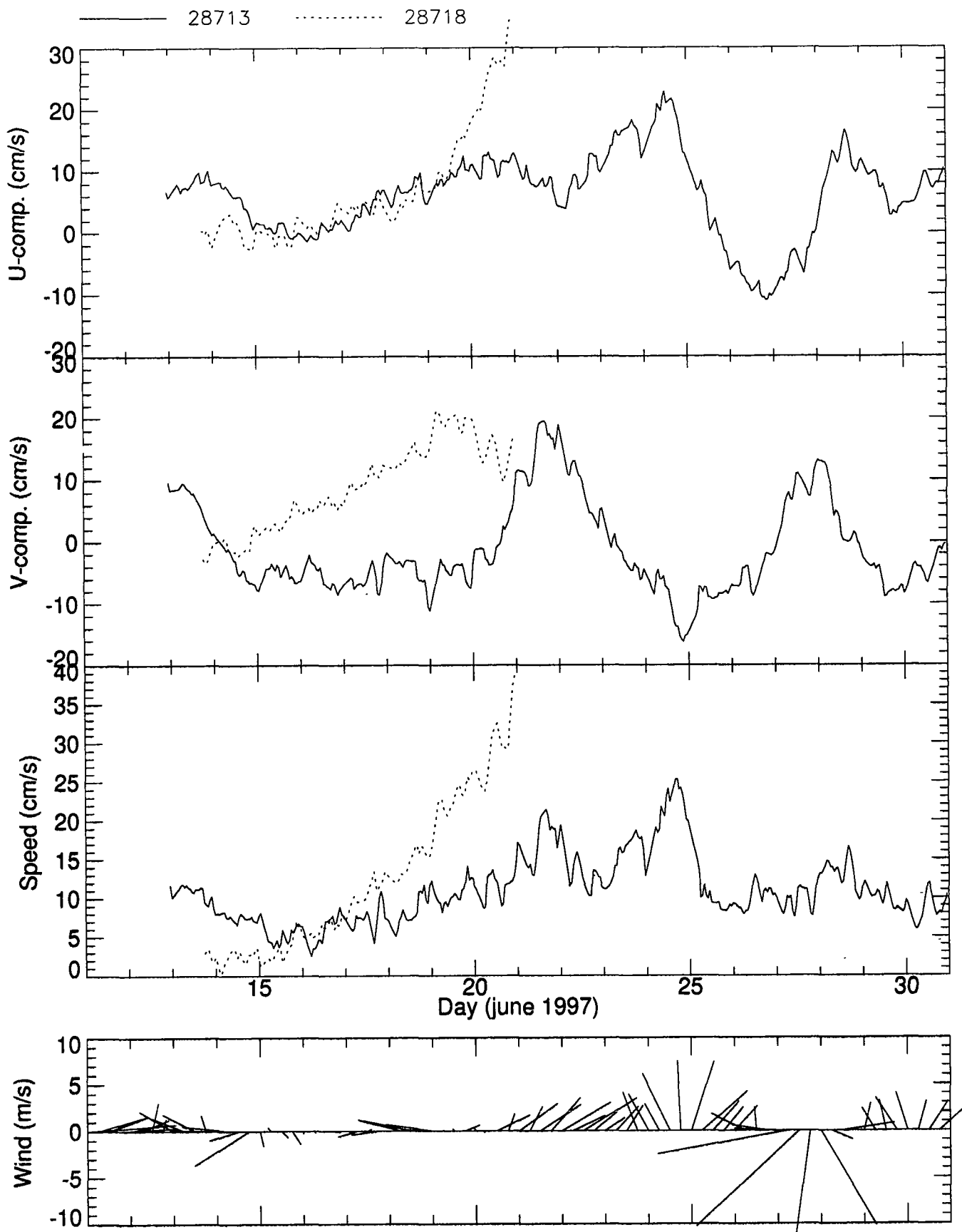


Fig. 6-3. Time series of moving speeds, u and v components of two satellite-tracked drifters (28713, 28718) and surface wind at 33° N, 124° E during June 1997. The drifters had drogues at 15 m.

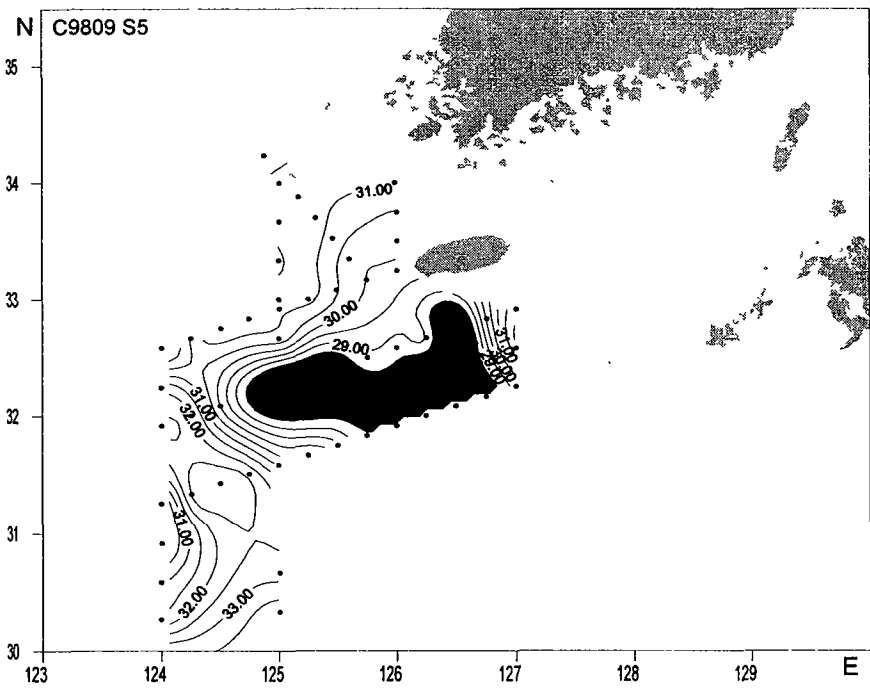
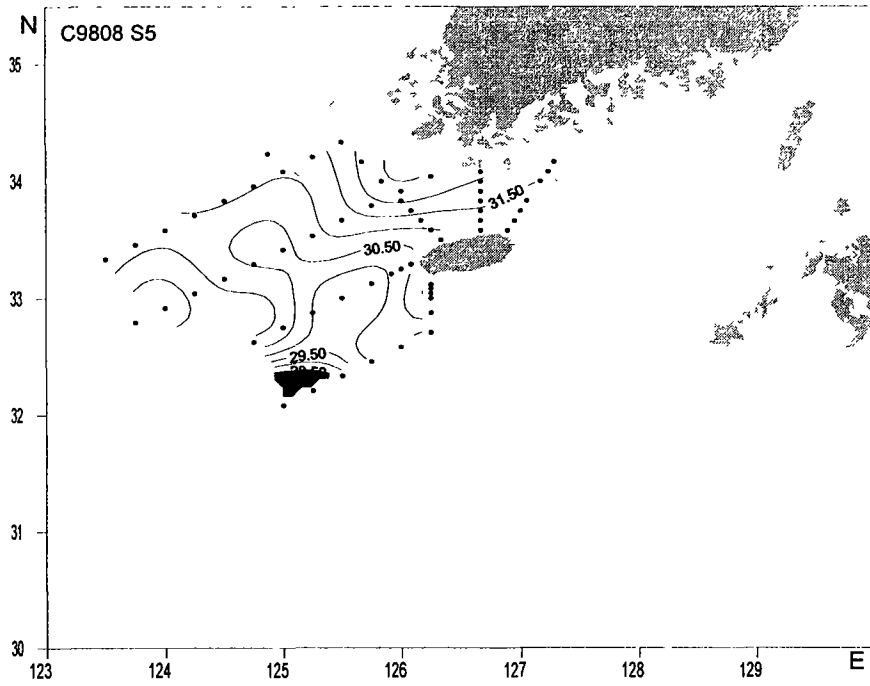


Fig. 6-4. Horizontal distributions of salinity at 5 m depth in August and September 1998.

제 7 절 큐슈 서방에서 Kuroshio수의 분리와 대륙붕으로의 유입

본 연구의 1단계 사업을 통해 큐슈 서방 깊은 골의 좌측 대륙붕단을 따라 북향하는 지속적인 해류를 관측하였고, 이를 근거로 Lie와 Cho (1994)는 Kuroshio 수의 대륙붕쪽 가장자리가 깊은 골 입구의 서쪽 대륙사면에서 분리된다고 제안하였다. Hsueh 등 (1996)은 단순 이론모델을 2층 해저지형을 갖는 해역에 적용하여 경압해류가 일정한 각도로 입사할 때 방향전환과 분기된다고 제안하였다. 그러나 Kuroshio 수의 분기나 대륙붕으로의 진입이 CTD와 위성추적부이 실험에서 명확히 입증되지는 못하였다. 이러한 분기 및 진입을 밝히기 위하여 본 연구실험과 한국해양연구소에서 과거에 획득한 위성부이 자료, 세계해양대순환 실험에서 수집된 위성부이 자료, 그리고 1993년 12월 및 1995년 4-5월에 조사한 CTD 자료를 종합적으로 분석하였다.

연구결과, 북동진하는 Kuroshio가 Kyushu 남서쪽 골 입구 서쪽에서 두 갈래로 분기된다는 사실이 입증되었다. Kuroshio 본류는 Tokara 해협쪽을 향해 방향전환하며 북향하는 지류는 골 왼쪽 대륙사면을 가로질러 대륙붕으로 유입한다. 북향류는 분기전에 쿠로시오의 연안쪽 가장자리였다. 대륙붕으로 유입한 Kuroshio 수는 혀모양으로 관입하며 이후에 계속 북상하여 대한해협으로 유입한다. 관측 CTD 자료에 역계산 (inverse calculation)을 적용한 결과, 북상류에 의해 대륙붕으로 관입하는 유입량은 약 4 Sv 정도로 추정되었다. Kuroshio의 분기는 본류의 방향전환과 밀접한 관계를 맺고 있으며, 분기는 방향전환에 따른 와도보정 (vorticity adjustment)에 의해 발생하는 것으로 판단된다.

Separation of the Kuroshio water and its penetration onto the continental shelf west of Kyushu

Heung-Jae Lie, Cheol-Ho Cho, and Jae-Hak Lee

Physical Oceanography Division, Korea Ocean Research and Development Institute, Ansan, Korea

Peter Niiler

Scripps Institution of Oceanography, University of California at San Diego, La Jolla

Jian-Hwa Hu

Department of Oceanography, National Taiwan Ocean University, Keelung, Taiwan

Abstract. The separation of Kuroshio water west of Kyushu and its penetration onto the continental shelf of the East China Sea were investigated by analyzing trajectories of satellite-tracked surface drifters deployed during 1989–1996. Conductivity, temperature, and depth (CTD) data collected in the eastern East China Sea in December 1993 and late April/early May 1995 were also analyzed. Composite trajectories of 172 drogued drifters provided direct evidence of the separation of the northeastward flowing Kuroshio into two parts at the western mouth of the deep trough southwest of Kyushu. The Kuroshio main stream turns to the east toward the Tokara Strait, and a northward flowing branch current penetrates onto the shelf across the continental slope west of the trough. Analysis of the CTD data and drifter trajectories, concurrently observed, shows that the branch current was part of the inshore Kuroshio, just upstream before its separation. During the periods of CTD observations, the separated, inshore Kuroshio water intruded northward in a tongue shape along the shelf break of the trough and penetrated onto the shelf after crossing obliquely the western continental slope of the trough. The water that penetrated onto the shelf continued to flow northward toward the Korea Strait. The main path of this water was easily traced by its high salinity, which is characteristic of the inshore Kuroshio water. Application of an inverse method to the observed CTD data also supports the separation and penetration of the Kuroshio and calculates the volume transport of the northward branch to be about $4.0 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ for the two different surveys. The tongue-shaped intrusion of the inshore Kuroshio water onto the outer shelf may take place in close association with the eastward turning of the Kuroshio main stream and it might be caused by the vorticity adjustment created by the eastward turning of the Kuroshio.

1. Introduction

The Kuroshio flowing northeast along the continental slope of the East China Sea (hereafter ECS) has been known to have two branch currents: the Tsushima Warm Current (TWC) in the southeastern ECS [e.g., Nitani, 1972], west of Kyushu, and the Taiwan Current in the southwestern ECS, northeast of Taiwan [e.g., Chao, 1991]. The branch currents transport warm and saline Kuroshio waters and oceanic materials not only for the ECS through its shelf edge, but also for the Yellow Sea and East Sea (often called Japan Sea), located to the north. The Kuroshio water intrudes onto the shelf northeast of Taiwan and forms a Γ -shaped front surrounded by fresher shelf water. A major portion of this water returns to the Kuroshio, its physical properties modified due to mixing with the shelf water [Chern and Wang, 1992]. However, the penetration of Kuroshio water onto the eastern ECS shelf remains relatively unclear to date, mainly due to the lack of sufficient direct current measurements and hydrographic data. The origin of TWC

carrying the penetrated Kuroshio water to the northern ECS has been debated since Uda [1934] first suggested that it branches from the Kuroshio southwest of Kyushu.

The branching of TWC from the Kuroshio and the northward penetration of the warm and saline Kuroshio water into the eastern ECS are of great importance for understanding the circulation of the ECS, Yellow Sea, and East Sea, since the TWC is the main supplier of heat and salt for the marginal seas. The warm and saline waters in the eastern ECS, often referred to as the TWC water, have been classified as a mixture of ECS shelf water and Kuroshio water by Sawara and Hanzawa [1979] and Song *et al.* [1991]. Huh [1982] suggested episodic intrusions of Kuroshio waters into mixed waters occupying the deep trough west of Kyushu, after examining NOAA satellite images taken during the spring. Guo *et al.* [1991] proposed that the Kuroshio warm filament observed at the shelf break of the trough was the main source of TWC water. Based on the analysis of trajectories of satellite-tracked drifters and conductivity-temperature-depth (CTD) data collected in 1991–1992, Lie and Cho [1994] observed a persistent northward flow near the western shelf edge of the deep north-south trough west of Kyushu and came to the conclusion that the inshore fringe of the Kuroshio separates from the Kuroshio

Copyright 1998 by the American Geophysical Union.

Paper number 97JC03288.
0148-0227/98/97JC-03288\$09.00

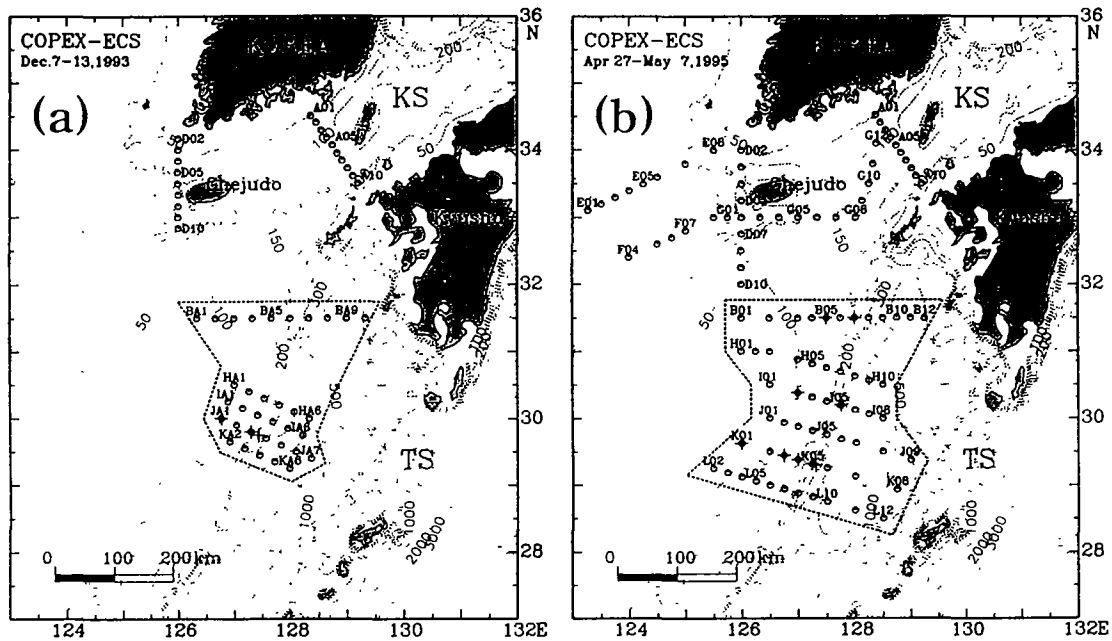


Figure 1. Study area indicating CTD stations (open circles) and release points of satellite-tracked surface drifters (crosses). (a) December 1993 and (b) April–May 1995. Bottom topography is in meters. KS and TS denote the Korea Strait and the Tokara Strait, respectively. The thick dashed lines indicate intensive CTD survey areas for the two surveys.

near the continental slope at the mouth of the trough. *Hsueh et al.* [1996] applied a theoretical model of the bifurcation of a baroclinic current incident upon a step rise in bottom topography to the turning and branching of the Kuroshio west of Kyushu

Historical hydrographic data and moored current data collected in the eastern ECS could hardly provide concrete and direct evidence for the separation and penetration of the Kuroshio. The hydrographic stations were not closely spaced enough to resolve the spatial structure of hydrography and different water masses across the continental slope, and the current measurements were not originally designed to detect the separation of Kuroshio. Three fundamental questions relevant to the TWC can be raised. (1) Where does the separation of TWC from the Kuroshio take place? (2) How does the separated water penetrate onto the ECS shelf? (3) What route does the penetrated TWC follow? To answer these questions and to elucidate oceanographic processes related to TWC, the Korea Ocean Research and Development Institute (KORDI) in 1993 launched the first phase of a survey-oriented interdisciplinary project entitled Coastal Ocean Processes Experiment of the East China Sea (COPEX-ECS). Tracking of satellite-tracked surface drifters, CTD casts, and current measurements by a shipborne acoustic Doppler current profiler (ADCP) were used as observational techniques for physical oceanography.

In general, physical structures of the eastern ECS during the cold season are much simpler than during the warm season, and representative water types such as shelf water and Kuroshio water can be readily identified. For this paper, data of COPEX-ECS collected in December 1993 and late April/early May 1995 were subjected to analyses, focusing on the separation of TWC at the mouth of the deep trough and on its northward penetration onto the shelf across the continental slope. Also, a large number of World Ocean Circulation Ex-

periment (WOCE) drifter data in the ECS, collected through the Taiwan-U.S. joint program and the COPEX-ECS, were used to construct a surface current field of ECS and to detect the turning and separation of the Kuroshio west of the Tokara Strait. Thus the present study is a Korean-U.S.-Taiwanese joint contribution to the WOCE/Surface Velocity Programme (SVP). Finally, we estimated the volume transport of TWC by applying an inverse method to the observed CTD data and sketched a schematic surface circulation of the eastern ECS for the cold season when the vertical stratification on the shelf is weak or broken.

2. Experiments and Data Processing

Figure 1 presents CTD stations and release points of drifters for the two COPEX-ECS surveys undertaken in early December 1993 (hereafter, winter survey) and late April/early May 1995 (hereafter, spring survey). Intensive CTD castings were made on the western shelf and slope of the deep trough, elongated in the north-south direction. The deep trough is the northeastern cul-de-sac of the Okinawa Trough. The separation of TWC from the Kuroshio has been proposed to take place at the western mouth of the trough [*Lie and Cho, 1994*]. The CTD sections in the intensive survey area are approximately normal to isobaths and marked by a thick dashed line in Figure 1. Spacing of stations was chosen to be closely spaced enough to identify the separation of the inshore Kuroshio from the main stream and to resolve the spatial hydrographic structure of the separated Kuroshio water in the outer shelf and slope area. Satellite-tracked surface drifters were deployed during the CTD surveys. The release points were selected on board, from viewing vertical sections of temperature and salinity, together with the trajectories of drifters deployed by KORDI and WOCE in the past.

During the winter survey, CTD casts were made at 35 stations on five sections. During the spring survey, CTD data were collected at 58 stations on six sections. The sections extended inward to the shelf and outward to the southeast in order to allow observation of spatial distribution of the two representative water types of shelf and Kuroshio waters over a relatively large area. We used a Neil Brown CTD Mark V for the winter cruise and a Sea-Bird CTD 911 for the spring cruise. Observed temperature T and salinity S were resampled every 1 m by depth averaging over 1 m after removing spiked data.

During the two CTD surveys, we deployed 13 WOCE/SVP surface drifters, equipped with a sea surface temperature sensor and a holey sock drogue 644 cm in length [Sybrandy and Niiler, 1991]. Most drifters were drogued at 15 m below sea surface, and release points are denoted by crosses in Figure 1. For the winter survey, three drifters were released on December 9, 1993, at stations JA1, JA3, and near station JA4 of section JA. The drifter released at JA3 was drogued at 45 m. For the spring survey, two drifters were released at stations B5 and B7 on April 27, two at stations I2 and I5 on April 30, five at stations K1, K3, K4, K5, and near station K5 on May 3. The two drifters released at I5 and K5 were drogued at 50 m. The drifter at K4 failed to transmit signals, due to an unknown cause.

A good number of WOCE drifters were released east of Taiwan, jointly by the Scripps Institution of Oceanography and Taiwan Ocean University. In the eastern ECS, drifters were deployed by COPEX-ECS between 1991 and 1996. We combined all these data with other WOCE drifter data collected between March 1989 and March 1996. The combined data set of 172 trajectories of drogued drifters, positioned at 6-hour intervals, was used to construct a composite map of trajectories and the surface Lagrangian current field depicting the separation of TWC from the Kuroshio (Plate 1).

3. Turning and Separation of the Kuroshio

The separation of TWC from the Kuroshio at the southern mouth of the trough, along with the eastward turning of the Kuroshio toward the Tokara Strait are examined using the comprehensive drifter trajectories and 20 arc min by 20 arc min box average surface current vectors derived from the trajectories. Plate 1 is a composite map of trajectories constructed from 172 drifters released during 1989–1996. Red and green lines denote trajectories of 119 WOCE drifters and of 53 KORDI drifters, respectively. An average surface current pattern of the eastern and southern ECS was computed by applying 20 arc min by 20 arc min box averaging to the trajectories (Plate 2). Arrow vectors are the box mean Lagrangian velocity obtained from three or more drifters passing through each box. Scales of arrow vectors and isobaths are marked on the upper left side of Plate 2. Figure 2 presents the number of drifters entering each box.

Trajectories are densely distributed off the east coast of Taiwan, along the ECS shelf slope, and the Okinawa Trough west of the Tokara Strait. The dense trajectories correspond to the main axis of the Kuroshio at high speed (Plate 2) and are in agreement with the main path of the Kuroshio, traced from historical hydrographic and Geoelectrokinetograph (GEK) data [Qiu and Imasato, 1990]. The Kuroshio mean path is largely controlled by the steep bottom topography in the western slope area of 127.5°E. The northeastward flowing Kuroshio, located on the midshelf slope, leaves the slope near 127°E

by gradually turning its direction to the east and overshoots the mouth of a narrow deep trough west of Kyushu toward the Tokara Strait. The Kuroshio is also observed to turn clockwise northeast of Taiwan, where isobaths change sharply. Many of the trajectories on the outer shelf, where isobaths veer sharply, do not follow the isobaths. Northeast of Taiwan, many drifters moving in from the south entered the shallow shelf area across the shelf slope and then returned to the main path of Kuroshio, eventually forming a clockwise circulation in the outer shelf area. The general pattern of trajectories is consistent with the observed hydrographic structure, reflecting intrusion of the Kuroshio water into the shelf and clockwise circulation [Chen and Wang, 1992; Chuang and Liang, 1994; Hsueh et al., 1992].

On the other hand, dense trajectories in the midshelf slope area between 125° and 127°E are distributed parallel to rectilinear isobaths, while trajectories on the outer shelf, deeper than 100 m, are irregularly distributed. The irregular trajectories may reflect that a unidirectional current does not exist on the middle outer shelf. Plate 2 clearly confirms that there is not a predominant current on the outer shelf even though the Kuroshio does touch the shelf edge. This might be closely associated with Kuroshio frontal waves [Guo et al., 1991; Qiu et al., 1990]. In the eastern ECS of 127°E, trajectories can be grouped into three pathways: (1) a clockwise path turning toward the Tokara Strait, (2) a north-south path on the outer shelf west of the deep trough, and (3) an eddy-like path in the trough. The first two pathways are indicative of the separation of the Kuroshio into the eastward main stream and a northward branch current. The northward current is clearly seen on the outer shelf between the Kuroshio and Cheju-do, in striking contrast to the uneven current structure on the middle outer shelf. Its separation from the Kuroshio main stream may occur on the slope, where the Kuroshio turns clockwise toward the Tokara Strait. Plates 1 and 2 reveal that the branch current corresponds to the inshore part of the Kuroshio, immediately before the separation. The separation takes place around 29°30'N, 127°30'E, in the neighborhood of the turning point of the Kuroshio main stream, as suggested by Lie and Cho [1994].

When we take a close look at trajectories in the neighborhood of the turning point of the Kuroshio, however, it is found that many drifters on the inshore side of the Kuroshio were displaced away from the Kuroshio and crossed the slope at an oblique angle. Of approximately 70 drifters passing through a box area between 126.5–129°E and 28.5–30°N, eight moved into the outer shelf area after crossing the slope. It is also remarkable that some drifters on the northwestern slope of the deep trough moved into the outer shelf area. Once the drifters crossed the shelf slope into the outer shelf area, most moved northward along the 100–200 m isobaths to the Korea Strait, just like the drifters which were released on the outer shelf area. Thus the ensemble of trajectories demonstrate the eastward turning of the Kuroshio main stream toward the Tokara Strait, more clearly and comprehensively than the previous study [e.g., Nitani, 1972], and provide direct evidence for the separation of a northward branch current, TWC, from the Kuroshio around the turning point.

In the north-south trough west of Kyushu, trajectories look very complicated, especially in the southwestern trough just above the Kuroshio turning point. Existence of a large anticyclonic eddy in the northern trough as seen in Plate 2 has been detected on infrared imagery in spring 1986 [Qiu et al., 1990], on absolute geostrophic current field estimated from ADCP and CTD data in January 1986 [Chen et al., 1992], and on mean

AOML+KORDI(1989-1996)

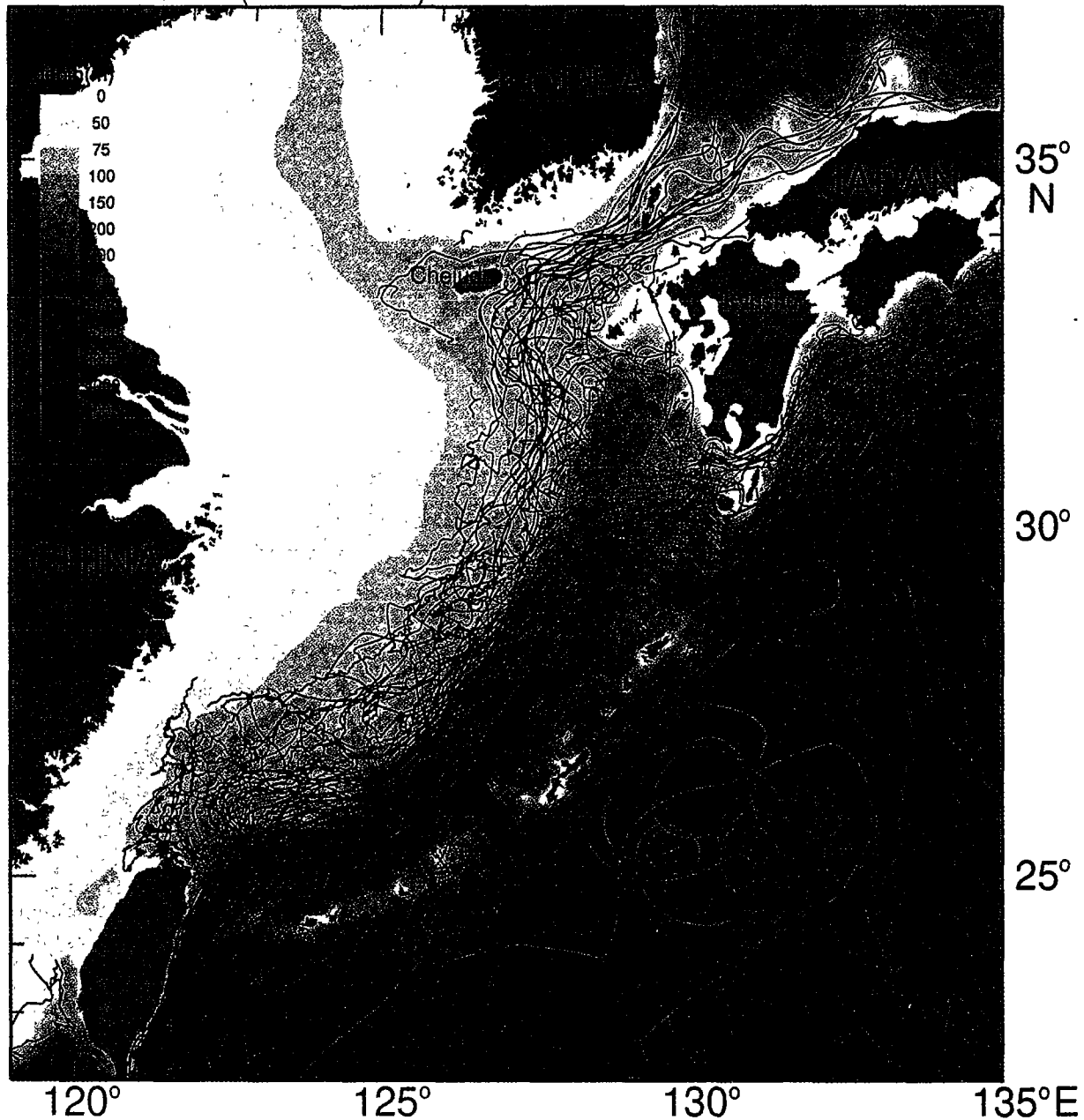


Plate 1. A composite map of trajectories of 172 satellite-tracked surface drifters conducted by the WOCE/SVP during March 1989 to March 1996 and by KORDI during 1991–1996. Green and red lines denote trajectories of the KORDI drifters and the WOCE drifters, respectively. The WOCE drifter data were compiled and edited by Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory of NOAA.

surface currents for autumn derived from GEK data for the period of 1971–1987 [Hsueh *et al.*, 1996]. Lie and Cho [1994] also observed a large warm eddy by drifter trajectories from November 1992 to January 1993. A drifter released on the western slope of the trough made a clockwise rotating loop trajectory in the northern trough. Chen *et al.* [1992] suggested a relationship between the eddy and a countercurrent of the Kuroshio in the trough. Lie and Cho [1994] pointed out a bifurcation of the northward flow near the northwestern corner of the trough into a northward continuing flow and an eastward

flow along the northern wall of the trough, the latter forming the clockwise eddy in the northern trough. Thus the formation of a large anticyclonic warm eddy in the trough is one of the major circulation features, frequently detected during the cold season.

4. Separation of Kuroshio Water and Penetration Onto Shelf

The Lagrangian surface current field revealed the separation of the Kuroshio into the eastward Kuroshio main stream and

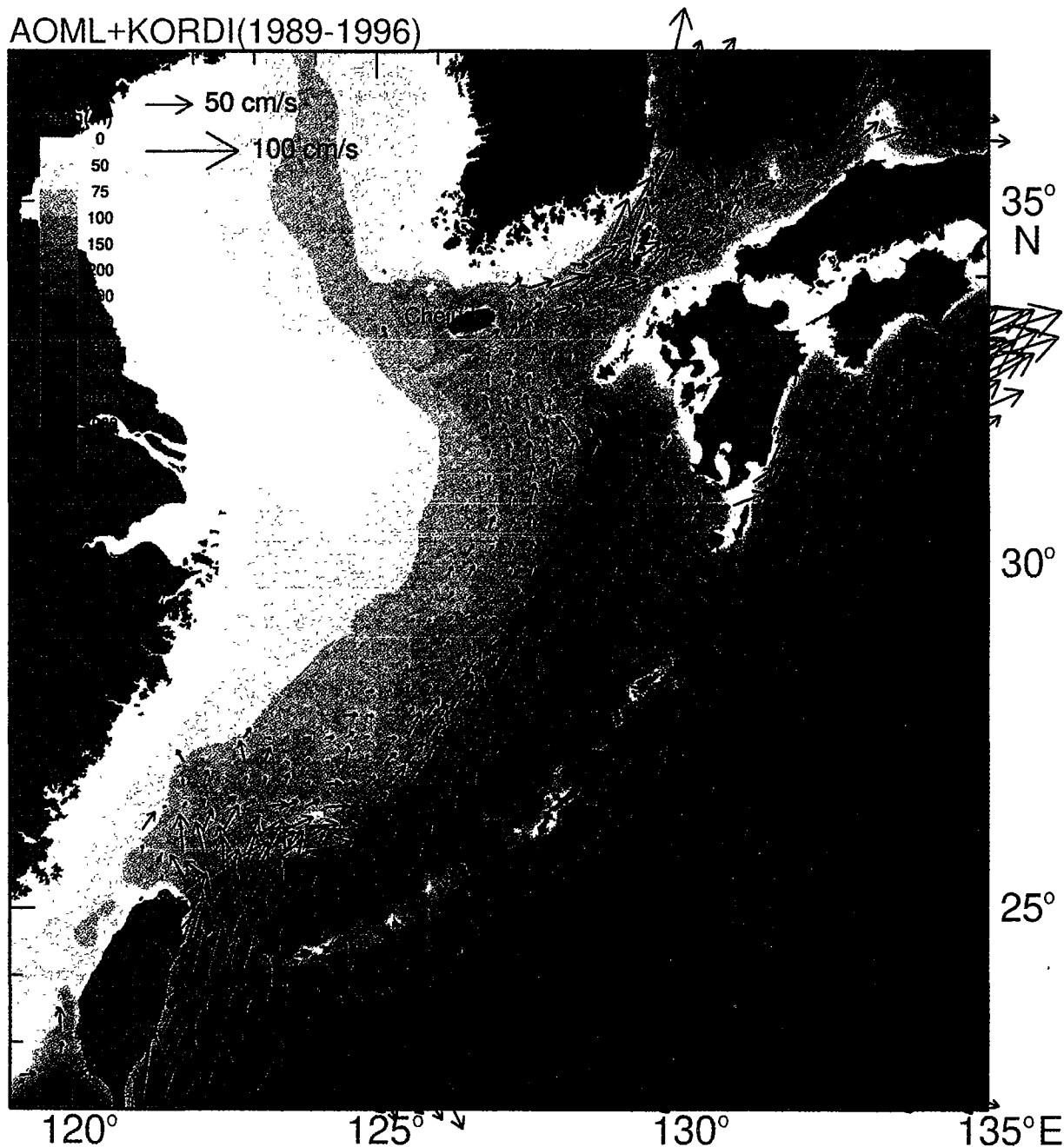


Plate 2. Surface current fields derived from the drifter trajectories in Plate 1 by 20 arc min by 20 arc min box averaging. Current vectors were computed using three or more drifters passing through corresponding boxes. Scales of arrow vectors and isobaths are on the upper left panel.

the northward flow in the neighborhood of the turning point of the Kuroshio southwest of Kyushu. Detailed structures of the separation and penetration are examined in this section by analyzing the CTD data and drifter trajectories observed in the intensive survey area for the two surveys that were conducted in winter and spring. The Kuroshio and shelf waters of the ECS have a large seasonality in T and S , mainly due to seasonal heating and cooling, and heavy precipitation and flooding in summer. The Kuroshio water is characterized by high T and S throughout the year, while the ECS shelf water is saltier and colder (fresher and warmer) during the cold (warm) season.

Furthermore, hydrographic structures during the cold season are much simpler than those during the warm season, when various mixed waters of the Kuroshio and shelf waters coexist. T and S can be used to trace the separation of the Kuroshio water and its northward penetration onto the shelf, and we examine CTD data collected twice during the winter and spring surveys. In general, drifters move following the water parcel in which the drifters are deployed, so a combination of hydrography and drifter trajectories help us to locate the separation of the Kuroshio water and to trace its northward penetration route more accurately. We present horizontal maps of

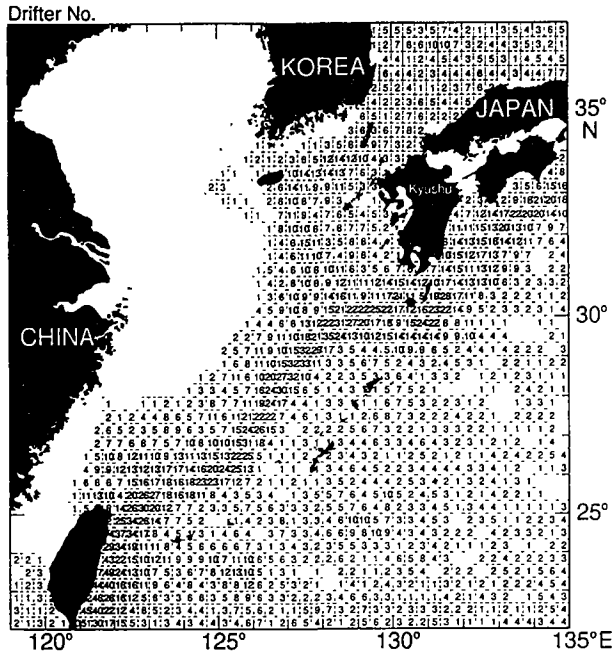


Figure 2. Number of surface drifters, deployed during 1989–1996, passing through the 20 arc min by 20 arc min boxes.

T , S , and σ_t at a depth of 50 m for the two surveys on which daily mean Lagrangian velocity estimated from drifter trajectories are marked as arrows. Although drifters were drogued at 15 m or at a deeper depth around 50 m, hydrographic structures at 15 m were very similar to those at 50 m, mainly due to strong vertical mixing. The velocity vectors are plotted only for the first 15 days or a shorter period after release of drifters, since the Kuroshio front is especially well developed in spring and fluctuates with characteristic scales of 14–20 days in time and of 100–150 km in length [e.g., Chen et al., 1992; Qiu et al., 1990]. The Kuroshio water can be more readily identified by S than T in the survey area for the two observation periods, since T is much more sensitive to the surface cooling. Therefore only vertical sections of S are presented to examine how the inshore part of the Kuroshio water penetrates onto the shelf from the south to the north.

4.1. Winter Survey

Figure 3 presents T , S , and σ_t at 50 m in December 1993. In the southern intensive survey area, isotherms and isopycnals diverged toward the north, and Kuroshio water of $T > 22.5^\circ\text{C}$, $S > 34.7$ psu, and $\sigma_t < 24.0$ occupied the southeastern survey area. The radial pattern of isolines of high T and S implies the eastward turning of the Kuroshio main stream. The shipborne ADCP velocity measurements during the CTD casts [Lie, 1994] indicated that the Kuroshio main stream was located approximately along isolines of $T > 22.5^\circ\text{C}$ and of $S > 34.8$ psu. On the other hand, water of $21.5\text{--}22.5^\circ\text{C}$ and $34.5\text{--}34.8$ psu intruded into the shelf across the continental slope, and isolines of $22.0\text{--}23.0^\circ\text{C}$ and $34.75\text{--}34.85$ psu extended to the north in a tongue shape, displaced away from the Kuroshio main stream. Three drifters, deployed in the expected separation area, moved northward almost along the $34.3\text{--}34.75$ psu isolines. The northward movement suggests a northward penetration of the saline Kuroshio water onto the shelf. In partic-

ular, a drifter, released at the shelf edge, crossed the continental slope obliquely in the northwest direction parallel to isolines in the neighborhood of the release point. The similarity of the northward and northwestward trajectories and the isolines is direct proof of the penetration of saline Kuroshio water onto the shelf. The penetrated Kuroshio water lay on the cyclonic side of the Kuroshio water just before its separation

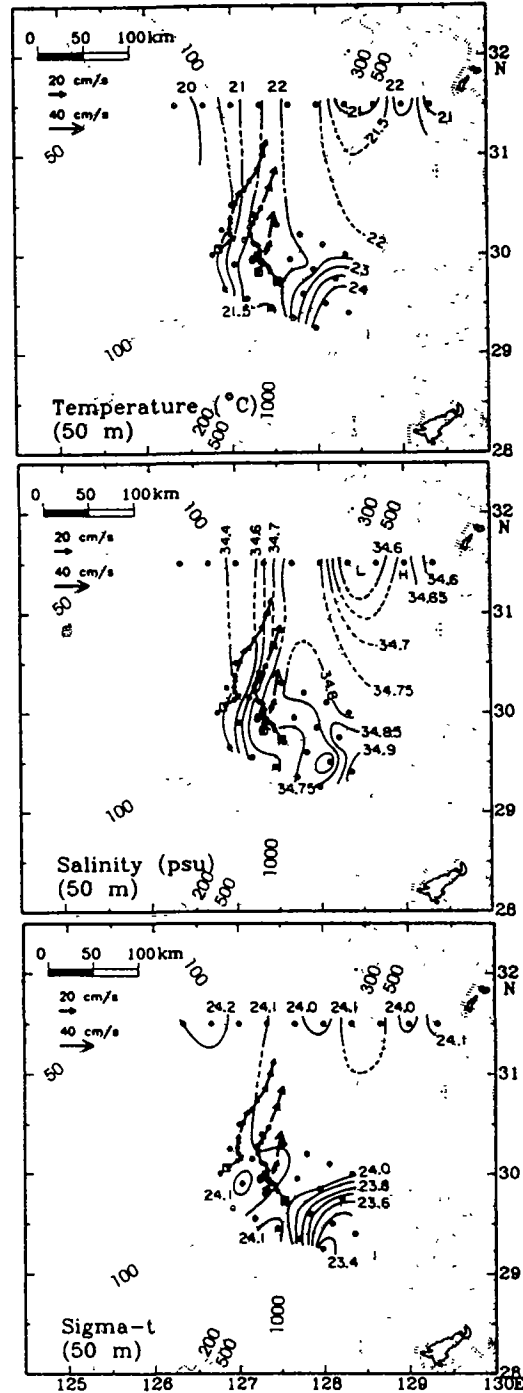


Figure 3. Temperature, salinity, and σ_t at 50 m depth in December 1993, with daily mean current vectors derived from drifter trajectories during the first 15 days after release. The scale of arrow vectors is shown on the upper left corner.

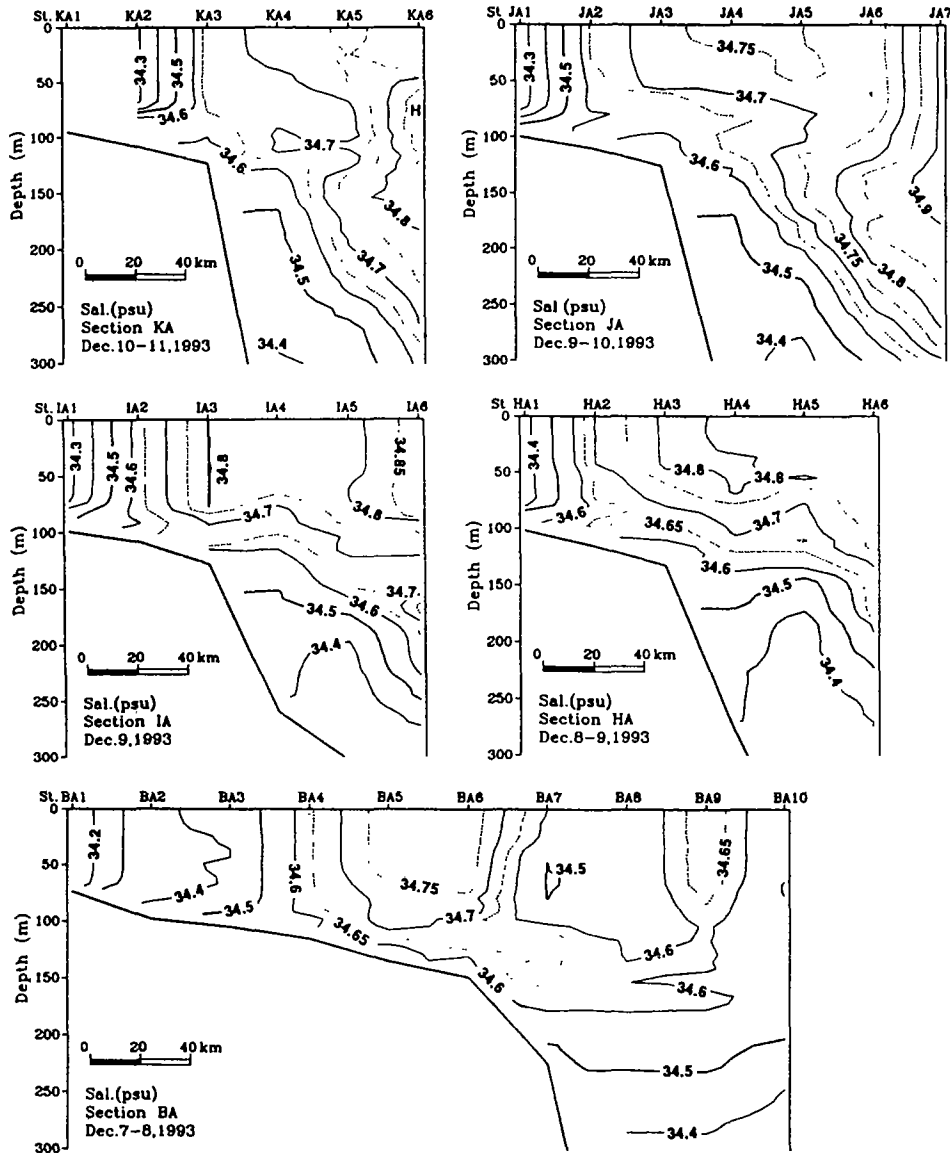


Figure 4. Vertical sections of salinity at lines KA to BA for December 1993. Stations are marked in Figure 1a.

and its S was slightly lower than the maximum S of the Kuroshio core water, reflecting that the penetrated water was the inshore Kuroshio water.

Vertical sections of S at five CTD lines in Figure 4 demonstrate how the inshore Kuroshio water intruded into the shelf across the slope. The water column on the shelf was vertically well mixed, mainly due to surface cooling and stirring by the strong northerly wind, except for the near-bottom layer near the shelf edge. In the surface mixed layer 80–100 m thick, S increased from the shelf to the offshore direction, and a strong salinity front on the shelf separated shelf water of low T and S from Kuroshio water of higher T and S . For convenience, surface $S = 34.5$ psu is taken as a reference value, indicating the shelf front. At the southernmost line KA, the inshore boundary of saline Kuroshio water ($S = 34.6$ psu is here referred to as a lower limit value) was located at KA3, right at the shelf edge. The Kuroshio core water of $S > 34.7$ psu was distributed in a wedge shape in the upper layer, with its fore-

head extending up to the shelf edge. At line JA, 27 km distance from line KA, the inshore boundary moved to the outer shelf at about 35 km from the edge, and the wedge became thinner and wider. At line IA, isohalines of 34.6–34.7 psu moved farther inward, and the Kuroshio core water was much thinner. Therefore the Kuroshio main stream had already turned to the east in the survey area south of this line. At line HA the inshore boundary advanced farther inward, about 45 km distance from the edge, and an S maximum appeared at station H3 at the shelf edge. At line BA, 75 km away from line HA to the north, the salt wedge no longer existed, although two high-salinity cores (>34.6 psu) were observed at stations BA4–BA7 on the shelf and at station BA9 located in the central trough. The S core on the shelf is about 100 m thick and 90 km wide. A similar hydrographic structure with two S cores was observed in November 1992, and the saline water, flowing northward on the shelf, was suggested to be separated into two parts: one flowing into the Korea Strait and the other turning clock-

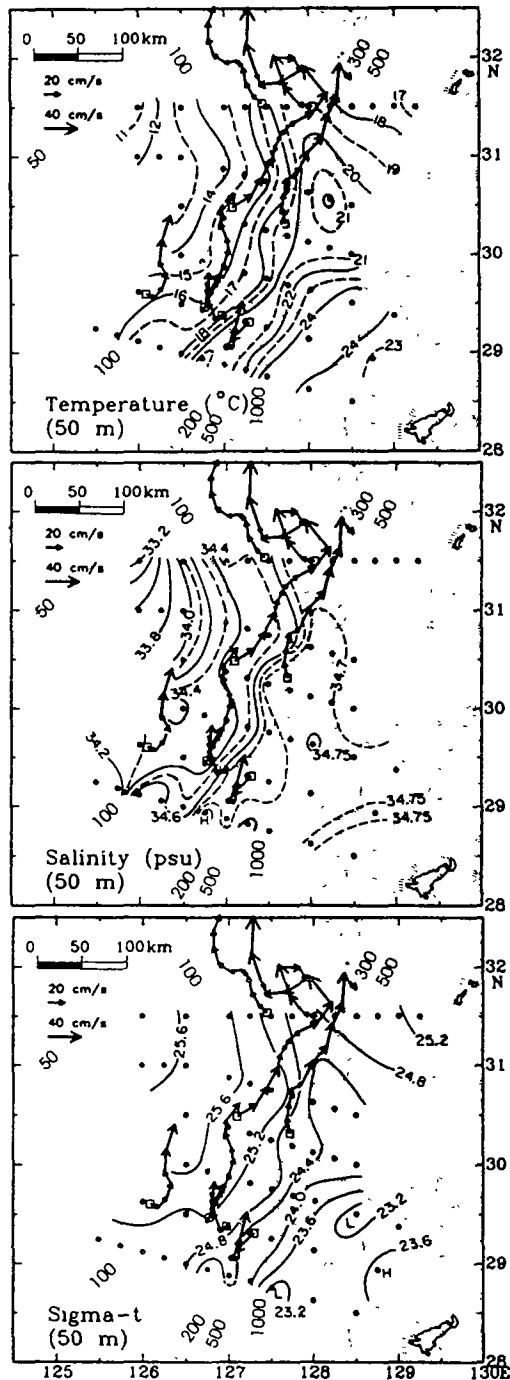


Figure 5. Temperature, salinity, and σ_t at 50 m in late April/early May 1995, with daily mean current vectors derived from drifter trajectories during the first 10 days after release. The scale of arrow vectors is shown on the upper left corner.

wise in the northern trough [Lie and Cho, 1994]. Thus the S core in the trough during the winter survey appeared to be part of a water mass which had split off from the Kuroshio as it penetrated onto the shelf.

From the wintertime hydrographic structure and drifter trajectories, it can be concluded that part of the inshore Kuroshio separated from the Kuroshio main stream near the shelf slope

at the western mouth of the trough and then penetrated onto the shelf across the western shelf edge of the trough.

4.2. Spring Survey

Figure 5 is T , S , and σ_t at 50 m observed in April–May 1995. During the spring cruise, the eastward turning of the Kuroshio main stream at the mouth of the trough was clearly detected on the surface current measured by an ADCP (not shown here). The Kuroshio core water with maximum T ($>23^\circ\text{C}$) and S (>34.70 psu) at 50 m was consistent with the main axis of the Kuroshio. The inshore boundary of the Kuroshio water is referred to as $S = 34.6$ psu and $T = 18^\circ\text{C}$, just as it was for the winter cruise. It is noteworthy to see that the Kuroshio core water having the highest T ($>23^\circ\text{C}$) is not characterized by the highest S and that shelf water was colder and fresher than it was during the winter survey. Tongue-shaped isolines of high T and S show that part of the Kuroshio water detached from the Kuroshio main stream near the continental slope at $29^\circ 30'\text{N}$, 128°N , almost in the same area observed during the winter survey. The separated inshore Kuroshio water intruded northward along the western shelf break of the trough and extended to the shelf across the shelf edge north of line I. Furthermore, the two drifters that were released at line B, moving northwestward almost parallel to isolines of S and T , traveled in a direction perpendicular to the 200–500 m isobaths. Thus the intruded inshore Kuroshio water penetrated mainly onto the shelf across the northwestern trough north of line I. On the other hand, mixed water of S of 34.3–34.5 psu occupied a narrow band on the shelf and was located between the 100-m isobath and the inshore Kuroshio water. The band gradually widened from line K to line B, due to lateral mixing between fresher shelf water and the inshore Kuroshio water coming from the south.

Of four drifters deployed at line K, two on the shelf moved northward almost along the isolines, but two, near the shelf edge, moved southward for several days after release and then moved north in a small eddy-like trajectory. This suggests large spatiotemporal variability of surface current in the southern intensive survey area covering lines J–L, which might be related to the existence of frontal meander or eddy, as was frequently observed in spring [Chen *et al.*, 1992; Guo *et al.*, 1991; Qu *et al.*, 1990]. Two drifters, released at line I, roughly followed the isolines for the first several days between lines I and H and continued in the same direction, apparently crossing the isolines between lines B and H. CTD observations at lines B and H were made a few days before the two drifters passed the lines. The misalignment of the trajectories with the isolines may have been caused by a frontal meander. The northwest movement of drifters and the distribution of isolines across the continental slope north of line H imply that the inshore Kuroshio water penetrated mainly onto the shelf across the northwestern trough.

Vertical sections of S at six lines in Figure 6 also reveal separation of the inshore Kuroshio water from the Kuroshio main stream and its penetration onto the shelf across the slope at the northern intensive survey area. The water column on the shelf was stratified at the southern lines J–L but was vertically homogeneous at the northern lines B–I. The Kuroshio core water was a few hundred meters thick in the central trough of the southern three lines J–L, but much thinner at the northern lines. This can be considered a result of the eastward turning of the Kuroshio main stream in the southern survey area as seen in Figure 5. At the southernmost line L, a very strong front

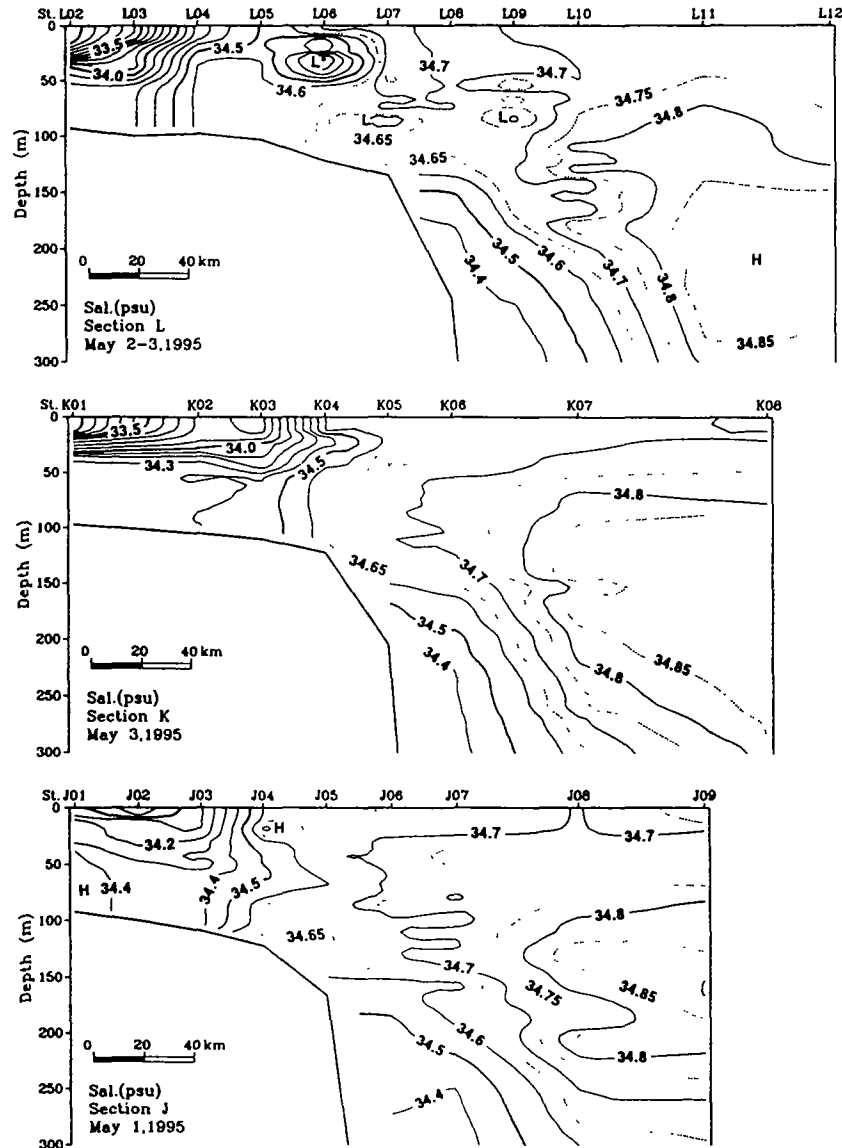


Figure 6. Vertical sections of salinity at lines L to B for late April/early May 1995. Stations are marked in Figure 1b.

formed near station L4 on the shelf, and the inshore boundary of the core water was located at station L9. The inshore Kuroshio water of $S = 34.6\text{--}34.7$ psu was approximately 80 km wide in the area of the outer shelf east of the front and the upper layer of the slope area. At line K the front moved outward to station K4 near the shelf edge, while the core water approached the shelf edge. Thus the inshore Kuroshio water shrank largely in sectional volume at line K, when compared to that at line L. Two drifters on the shelf at line K moved northward along the isolines with different speeds, but two, deployed near the shelf edge in the inshore Kuroshio water, moved southwestward for the first few days after release and then moved northward. This suggests that the decrease in sectional volume of the inshore Kuroshio water at line K may be related to the southwestward movement of the two drifters, possibly due to a frontal meander or eddy during the survey. At line J the vertical structure was similar to line K, but the

gradient of S across the front was much weaker. Disappearance of saline water of $S > 34.8$ psu north of line J indicates that the major portion of Kuroshio core water turned eastward south of this line. At the two northern lines, I and H, the inshore Kuroshio core water approached the shelf edge in a salt wedge 80–100 m thick in the upper layer. This implies that the inshore Kuroshio water was completely detached from the Kuroshio main stream and intruded northward along the shelf edge. At line B the front moved closer to the inner shelf, about 80 km from the shelf edge, and the wide shelf area was occupied by the inshore Kuroshio water. The inshore Kuroshio water near the shelf edge was warmer and slightly saltier than in the central trough, with isolines crossing the shelf edge.

The vertical sections of S and the trajectories during the spring cruise also show that the inshore Kuroshio water separated from the Kuroshio main stream near the continental slope of the western mouth of the trough as observed for the

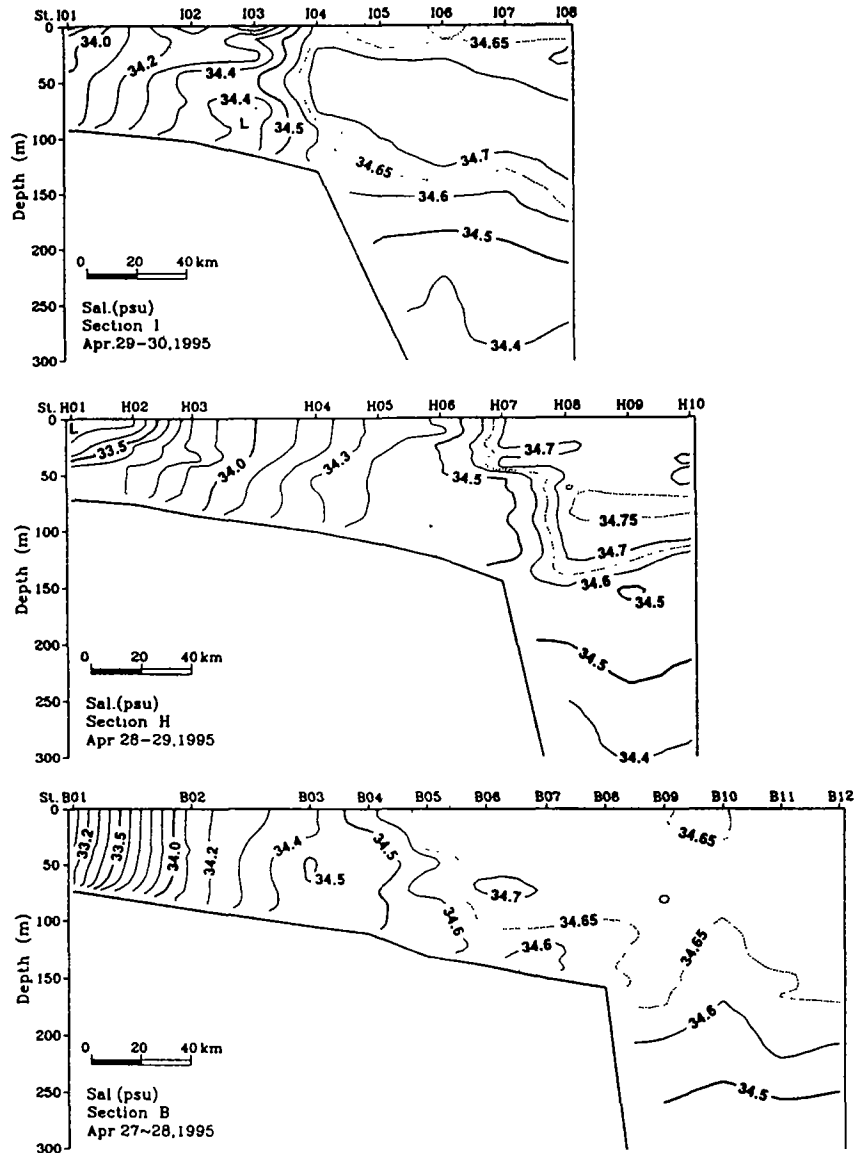


Figure 6. (continued)

winter survey, and the intruded Kuroshio water along the shelf edge of the trough penetrated onto the shelf, mainly across the northwestern trough and partly in the neighborhood of its separation.

5. Volume Transport by Inverse Method

Volume transport for the two different surveys in the intensive survey area is estimated by applying an inverse method to the observed CTD data. ADCP data are not used for the calculation because the shipborne ADCP covers only the upper 300 m layer and tidal components contained in the one time surveyed data are not effectively filtered out. Tidal excursions in the shelf edge area of the study area are estimated to be less than 20 km from harmonic analysis of moored current data and tide model results [Lie, 1996]. This implies that disturbances of T and S by tidal current do not have serious effects on the inverse calculation because the calculation deals

with a mean state of T and S over the length scale of the distance between hydrographic stations. This means that the density field can be inverted to the flow field without consideration of tidal current. However, we tested the model with ADCP data observed in May 1995 for a comparison between volume transports with and without ADCP data. In this section, we present briefly the outline of the method and some results related to the separation of the Kuroshio. More details will be presented separately.

T and S data along the boundaries marked by solid lines in Figure 7 were used as input data for estimating volume transport in the three-dimensional region. The vertical was divided into five layers by four isopycnal interfaces. The σ_t values of the interfaces are 24.4, 25.9, 26.5, and 27.0, which were chosen on the basis of water mass analysis. The upper three layers correspond to the Kuroshio waters, and the lower two represent the intermediate layer of S minimum and the deep water layer

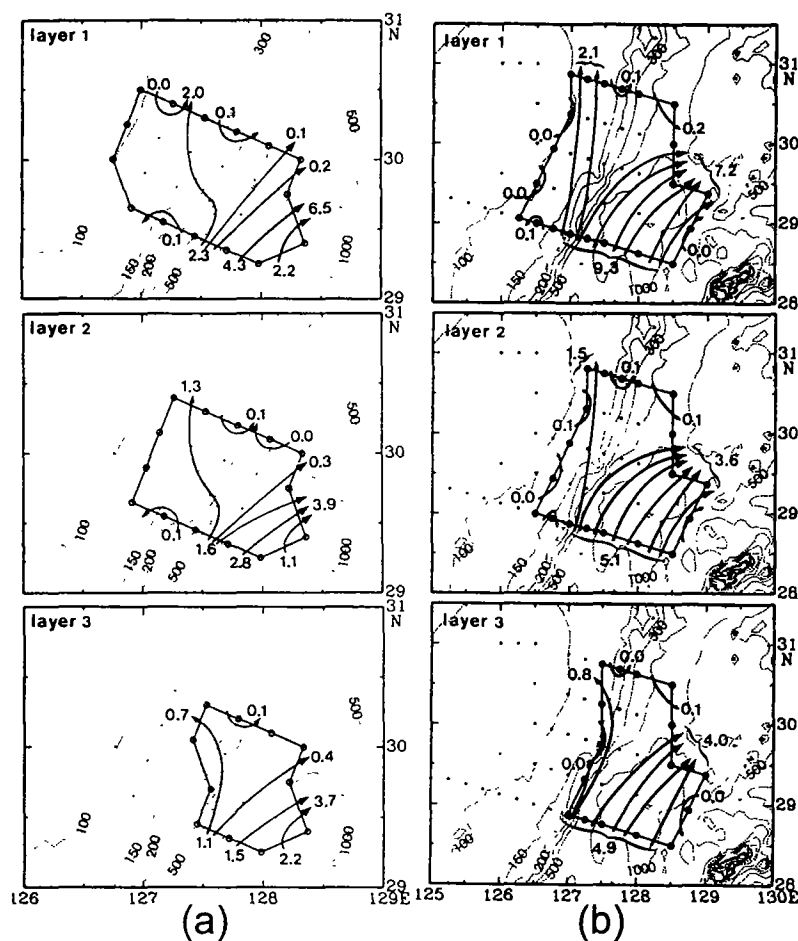


Figure 7. Contours of transport for the upper three layers estimated by an inverse calculation. (a) December 1993 and (b) April–May 1995. The solid lines indicate lateral boundaries to compute the geostrophic velocity.

of low T . Each layer has a different horizontal boundary on the shallow shelf and the continental slope region. We assume no vertical transport across the selected density interfaces, so the total volume flux in each layer should be conserved.

With assumption of the hydrostatic and geostrophic balances, the thermal wind equations yield the velocity relative to a reference level. However, the mass flux based on the relative velocity is not conserved for each layer considered. The imbalance of mass is due to the reference (or barotropic) velocity. This means that the conservation of total volume flux can be used to determine the reference velocity [Veronis, 1987]. Therefore the inverse analysis allows us to estimate the absolute velocity. We denote the reference velocities between pairs of stations in the study area as elements of an unknown vector \mathbf{m} , and we take the coefficients of the unknown elements in the matrix \mathbf{G} . The problem can be expressed as a linear algebraic system $\mathbf{G}\mathbf{m} = \mathbf{d}$, where \mathbf{d} contains components given by the baroclinic transport. The system of the inverse model here is highly underdetermined. Solutions can be obtained by a method of singular value decomposition.

Contours of volume transport in each layer are constructed from results of the inverse calculations, and most of the transport is concentrated in the upper three layers. Figures 7a and 7b are contours of volume transport in the upper three layers for the two surveys, respectively. The contours have a pattern

similar to the divergent trajectories in the survey area, and contours of large transport in the trough are consistent with the Kuroshio main path. The total volume transport of inflow through the southern section is estimated 20.6×10^6 and $19.3 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ for the winter and spring cruises, respectively. The observation line in the trough for the spring cruise is longer than for the winter cruise, so the Kuroshio transport might be larger in December 1993 than in May 1995, implying a seasonal variation of the Kuroshio transport. The transport values are slightly less than those of Yuan *et al.* [1990] and Nakano *et al.* [1994] across the Tokara Strait. They estimated 23.3×10^6 and $28.0 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$, respectively, by applying inverse methods to the same data observed in the fall of 1987. Some of the contours near the slope region extend northward to the outer shelf west of the trough, not along the Kuroshio main path. This remarkable feature strongly supports the separation of the Kuroshio at the western mouth of the trough and its penetration onto the shelf west of the trough, as discussed in the previous sections. The northward transport is estimated to be 4.0×10^6 and $4.4 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ for the winter and spring cruises, respectively, which are about double the value of the transport across the Korea Strait [e.g., Yi, 1966].

We next explored the inversion including the ADCP measurements observed in May 1995, but we did not test the model for the case of December 1993 because ADCP data were not

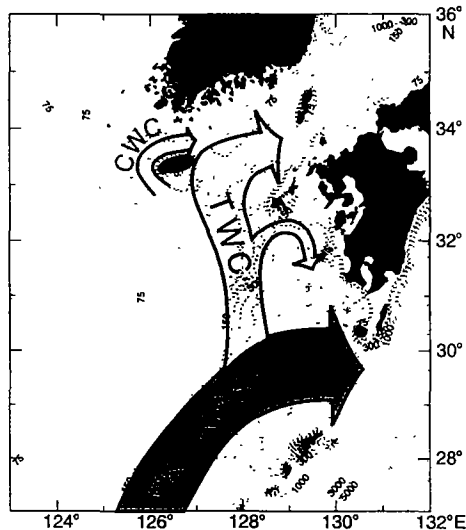


Figure 8. A schematic surface circulation pattern in the eastern East China Sea and main path of the Tsushima Warm Current (TWC) during the cold season. The pattern was constructed from the drifter trajectories and the salinity distribution. The clockwise circulation around Cheju-do is denoted by CWC (Cheju Warm Current) in order to avoid confusion with part of the YSWC entering the Yellow Sea.

of good quality. For the case of May 1995, ADCP data along outer boundaries deeper than 300 m depth were taken into consideration. The data averaged for the upper first or second layers between stations were constrained in the same inverse model used for the above calculation without consideration of ADCP data. The results show that the general pattern of the volume transport is not different from the previous one in Figure 7b. The volume transport is estimated to increase less than 5% in the trough region. The slight discrepancy may be interpreted as values within the error bound of solutions. Whether tidal current is considered or not, the general pattern of streamlines and volume transport change slightly, which clearly supports the penetration of the Kuroshio waters onto the shelf area.

6. Schematic Surface Circulation and Main Route of TWC

Figure 8 is a schematic surface circulation pattern of the eastern ECS during the cold season and of the main route of the TWC. This pattern was made from the data collected during the two surveys, the comprehensive WOCE drifter data as well as from other CTD data in KORDI files in the northern ECS during 1986–1993. The Kuroshio flowing northeast along the continental slope of ECS turns to the east toward the Tokara Strait near 29°N, 127°30'E, and the inshore Kuroshio separates from the Kuroshio main stream in the neighborhood of the eastward turning point of the Kuroshio. The separated Kuroshio water intrudes northward along the western shelf edge of the trough, as clearly marked by the tongue-shaped isolines of high T and S and light density in Figures 3 and 5. The intruded Kuroshio water of $S > 34.6$ psu is referred to as the TWC water in order to differentiate it from mixed waters on the shelf. The TWC splits into two parts near the northwestern trough: a northward continuing TWC after penetra-

tion onto the shelf and an eastward turning TWC along the northern wall of the trough. The penetration of TWC onto the shelf takes place mainly across the northwestern trough, and the TWC on the shelf continues northward up to 33°30'N, east of Cheju-do. On the other hand, the TWC in the northern trough turns clockwise, forming an anticyclonic warm eddy of the order of 100 km in diameter in the northern trough and eventually joins the Kuroshio [Lie and Cho, 1994].

During the cold season, a strong surface-to-bottom front forms almost exactly along the 100 m isobath, approximately parallel to a line connecting Cheju-do and Tsushima Island in the Korea Strait as pointed out by Lie and Cho [1994]. The TWC water is generally bounded to the north by the front, although the front moves back and forth during the cold season. The front running west to east has been frequently observed [e.g., Lie, 1994], and drifters following the TWC water rarely entered the fresher coastal water across the front. North of 33°30'N, drifters turned northeast and moved toward the Korea Strait. A mixed water of $S = 34.4$ – 34.6 between fresher shelf water and the TWC water was found to exist on the inner shelf west of the TWC and its width widened toward the north.

The Yellow Sea Warm Current (YSWC) has long been believed to separate from the TWC between Cheju-do and Kyushu and to flow into the eastern Yellow Sea, even though the different origin of the TWC has been suggested [Uda, 1934; Nitani, 1972; Chen *et al.*, 1994]. Analysis of historical hydrographic data has shown the existence of a mixed water with $S > 33.0$ psu throughout the year west of Cheju-do [Lie, 1985], and relatively saline mixed water with $S > 34.0$ psu, lying in a narrow band close to the west coast of Cheju-do, is found to turn clockwise around Cheju-do [Lie, 1986; Kim *et al.*, 1991]. However, branching of the YSWC from the TWC is not evident on the drifter trajectories in Plate 1. Only CTD data around Cheju-do during the cold season show that the saline mixed water close to the southern Cheju-do infiltrated partly into the southwestern coastal area of Cheju-do and that a major portion tended to turn clockwise around Cheju-do. This suggests that the YSWC water may not separate directly from the TWC water and that these may be a northwest infiltration of the mixed water just south of Cheju-do. The clockwise circulation around Cheju-do is denoted as the Cheju Warm Current (CWC) in Figure 8 in order to avoid confusion with the portion of the YSWC entering the Yellow Sea.

During the winter survey, the drifters, released near or in the inshore Kuroshio water, moved northward at a daily mean speed of 5–10 cm/s near the separation area and at a faster speed up to 15 cm/s north of line IA. During the spring survey, the drifters moved northward at about 10–15 cm/s in the neighborhood of separation and more than 20 cm/s north of line I. The intruded Kuroshio water in the trough was located in the surface layer of the stratified water column, but the penetrated TWC water onto the shelf occupied almost the whole water column on the shelf. This suggests that TWC in the trough was characteristic of a baroclinic flow in the trough, but of a barotropic flow on the shelf after its penetration onto the shelf. The transition from a baroclinic flow to a barotropic one has been pointed out by Hsueh *et al.* [1996].

7. Discussion and Conclusions

Lie and Cho [1994] and Hsueh *et al.* [1996] have observed the existence of the Kuroshio branch current west of Kyushu, for

the first time by drifter experiments, and they have also hinted the separation of the inshore Kuroshio water from the Kuroshio main stream. By analyzing numerous drifter trajectories of KORDI and WOCE and CTD data collected in the extensive area of the eastern ECS, we have validated the hint on the separation of the inshore Kuroshio water and have successfully demonstrated the penetration of the inshore Kuroshio water onto the shelf. The separation takes place in the western mouth of the deep trough, elongated south-north west of Kyushu, where the northeast Kuroshio main stream changes its direction to the east. The separated branch current, TWC, transports the inshore Kuroshio water, just upstream before the separation. The TWC water penetrates onto the shelf primarily across the western flank of the trough, although there is a partial penetration also on the continental slope in the neighborhood of the turning point of the Kuroshio. The penetrated TWC onto the shelf continues northward and east of Cheju-do and turns to the northeast toward the Korea Strait, which is bounded to the north by a strong surface to bottom front. The application of an inverse model to the CTD data also supports the separation and penetration of the Kuroshio. The estimated volume transport of the Kuroshio flowing in the study area is about $20 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$, and the northward transport by the TWC is about one fifth of the inflow.

The separation of the TWC at the western mouth of the trough may be closely associated with the eastward turning of the Kuroshio main stream toward the Tokara Strait. *Lie and Cho* [1994] have suggested that while the Kuroshio main stream overshoots the mouth of the trough, the inshore Kuroshio does not leave the shelf edge and might change its direction toward the north, following isobaths of the western trough. *Hsueh et al.* [1996] have demonstrated that a baroclinic current incident upon a step rise in bottom topography is bifurcated into a deflected main stream to the right to follow the step and a barotropic branch current to the left of the main stream that enters the shelf. The model is qualitatively in agreement with the observed separation at the mouth of the trough. However, the observed results of a tongue-shaped intrusion of the inshore Kuroshio water into the surface layer of the trough and its penetration onto the shelf across the isobaths cannot be satisfactorily explained by the above two simplified suggestions. The branch current in the trough is still a baroclinic flow with a large vertical shear when the geostrophic velocity is estimated, and it does not follow the same isobaths.

The vorticity adjustment created by the eastward turning of the Kuroshio might be one of the possible mechanisms responsible for the tongue-shaped intrusion of the inshore Kuroshio water that separates from the Kuroshio main stream. The eastward turning of the Kuroshio may be forced by the geographic location of the Tokara Strait, the main outlet of the Kuroshio in the ECS. The strait is found to the south of an extended line of the main axis of the Kuroshio flowing to the northeast in the upstream area. We assume that the jet (i.e., Kuroshio) meanders on an f -plane ocean with flat bottom and that the potential vorticity is conserved. Consider that upstream of the meander the jet has no shear and no curvature (orbital) vorticity. When the jet with no shear turns to the right, a fluid parcel on the main axis of the jet acquires anticyclonic vorticity, which must be compensated by a cyclonic vorticity of the same magnitude [*Cushman-Roisin*, 1994]. That is, the fluid parcel acquires clockwise curvature vorticity, V/R , which is at the expense of shear vorticity, $\Delta V/D$, where V is flow speed, ΔV is reduction of the parcel's original velocity, R is the radius

of local curvature, and D is the internal radius of deformation. As a consequence of the vorticity adjustment, the jet becomes a sheared flow, and all fluid parcels on the main axis upstream of the meander are displaced leftward with respect to the main axis in the rightward meander. Fluid parcels near the cyclonic edge of the jet may separate from the jet. The Kuroshio mean path west of the Tokara Strait meanders with a radius R of about 150 km on the composite trajectories in Plate 1. The curvature vorticity V/R is estimated to be $0.67 \times 10^{-5}/\text{s}$ so that its ratio to the planetary vorticity is of the same order, 0.1, as the estimation of *Chen et al.* [1992]. In fact, the Kuroshio upstream of the meander is not horizontally uniform in speed, with a large shear across the stream, and it is controlled by the continental slope. On the other hand, the Kuroshio leaves the continental slope near the turning point. Thus a fluid parcel on the cyclonic side of the Kuroshio that possesses a significant cyclonic shear vorticity acquires additional shear vorticity due to the eastward turning of the Kuroshio, and the Kuroshio is less constrained by the slope. Consequently, the parcel could be displaced further leftward to the shelf edge, away from the Kuroshio main stream. The tongue-shaped isotherms and isohalines extending to the shelf (see Figures 3 and 5) can be considered as a result of leftward displacement of inshore Kuroshio water by the vorticity adjustment. The tongue-shaped isotherms and isohalines extending to the shelf can be considered as a result of leftward displacement of inshore Kuroshio water by the combined cyclonic vorticity.

The rapidly shoaling bottom topography of the trough and the incidence of the Kuroshio upon the trough appear to be the cause for the separation of TWC. The vorticity adjustment might be one of the major causes of the penetration of the inshore Kuroshio water onto the shelf which separates from the Kuroshio main stream. Therefore the combined effect of these three mechanisms on the separation and the penetration should be investigated to better understand the Kuroshio and TWC and related oceanic processes in the eastern ECS.

Acknowledgments. The authors express their deep thanks to the staff of KORDI and crew of the R/V *Onnuri*, who assisted in the surveys in the East China Sea. This study is a Korean-U S -Taiwanese joint contribution to the World Ocean Circulation Experiment/Surface Velocity Programme. The study was supported by grants to H.-J. Lie from the Ministry of Science and Technology of Korea during 1993–1996, to P. Niiler from the National Science Foundation and National Ocean and Atmosphere Administration (NOAA), and to J.-H. Hu from the Taiwan National Science Council. We also appreciate the Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory, NOAA, for compilations of data of WOCE drifters and Sea-Bird Electronics, Inc for providing its 911 CTD system free of charge for the survey in 1995. Thanks are also given anonymous reviewers for their valuable comments on an earlier version.

References

- Chao, S.-Y., Circulation of the East China Sea. A numerical model, *J Oceanogr Soc Jpn.*, 46, 273–295, 1991.
- Chen, C., R. C. Beardsley, and R. Limeburner, The structure of the Kuroshio southwest of Kyushu: Velocity, transport and potential vorticity fields, *Deep Sea Res.*, 39, 245–268, 1992.
- Chen, C., R. C. Beardsley, R. Limeburner, and K. Kum, Comparison of winter and summer hydrographic observations in the Yellow and East China Seas and adjacent Kuroshio during 1986. *Cont Shelf Res.*, 14, 909–929, 1994.
- Chern, C. S., and J. Wang, On the seasonal variation of the Kuroshio intrusion onto the East China Sea, *Acta Oceanogr Taiwanica*, 29, 1–17, 1992.
- Chuang, W.-S., and W.-D. Liang, Seasonal variability of intrusion of

- the Kuroshio water across the continental shelf northeast of Taiwan, *J. Oceanogr.*, *50*, 531–542, 1994.
- Cushman-Roisin, B., *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics*, 320 pp., Prentice-Hall, Eaglewood Cliffs, N. J., 1994.
- Guo, B., S. Xiu, H. Ishii, and Y. Nakamura, Kuroshio warm filament and the source of the warm water of the Tsushima Current, *Acta Oceanol. Sin.*, *10*, 325–340, 1991.
- Hsueh, Y., J. Wang, and C.-S. Chern, The intrusion of the Kuroshio across the continental shelf northeast of Taiwan, *J. Geophys. Res.*, *97*, 14,323–14,330, 1992.
- Hsueh, Y., H.-J. Lie, and H. Ichikawa, On the branching of the Kuroshio west of Kyushu, *J. Geophys. Res.*, *101*, 3851–3857, 1996.
- Huh, O. K., Spring season flow of the Tsushima Current and its separation from the Kuroshio: Satellite evidence, *J. Geophys. Res.*, *87*, 9687–9693, 1982.
- Kim, K., H. K. Rho, and S. H. Lee, Water masses and circulation around Cheju-do in summer, *J. Oceanol. Soc. Korea*, *26*, 262–277, 1991.
- Lie, H.-J., Wintertime temperature-salinity characteristics in the southeastern Hwanghae (Yellow Sea), *J. Oceanogr. Soc. Jpn.*, *41*, 291–298, 1985.
- Lie, H.-J., Summertime hydrographic features in the southeastern Hwanghae, *Prog. Oceanogr.*, *17*, 229–242, 1986.
- Lie, H.-J. (Ed.), Preliminary study on oceanographic conditions of the East China Sea and origin of the Tsushima Warm Current (in Korean), *Rep. BSPN 00246-711-1*, Korea Ocean Res. and Dev. Inst., 226 pp., Seoul, 1994.
- Lie, H.-J. (Ed.), Ocean circulation and material flux of the East China Sea (second year)—Eastern East China Sea, (in Korean), *Rep. BSPN 00278-901-1*, Korea Ocean Res. and Dev. Inst. 467 pp., Seoul, 1996.
- Lie, H.-J., and C.-H. Cho, On the origin of the Tsushima Warm Current, *J. Geophys. Res.*, *99*, 25,081–25,091, 1994.
- Nakano, T., I. Kaneko, and Y. Takatsuki, The Kuroshio structure and transport estimated by the inverse method, *J. Phys. Oceanogr.*, *24*, 609–618, 1994.
- Nitani, H., Beginning of the Kuroshio, in *Kuroshio*, edited by H. Stommel and K. Yoshida, pp. 353–369, Univ. of Tokyo Press, Tokyo, 1972.
- Qiu, B., and N. Imasato, A numerical study on the formation of the Kuroshio countercurrent and the Kuroshio branch current in the East China Sea, *Cont. Shelf. Res.*, *10*, 164–184, 1990.
- Qiu, B., T. Toda, and N. Imasato, On Kuroshio front fluctuations in the East China Sea using satellite and in situ observational data, *J. Geophys. Res.*, *95*, 18,191–18,204, 1990.
- Sawara, T., and Y. Hanzawa, Distribution of water type in the East China Sea, *Umu to Sora*, *54*, 13–26, 1979.
- Song, W., K. Lin, and B. Guo, A study on the source of the Tsushima Warm Current water, *Acta Oceanol. Sin.*, *10*, 341–353, 1991.
- Sybrandy, A. L., and P. P. Niiler, The WOCE/TOGA SVP Lagrangian drifter construction manual, *WOCE Rep. 63*, 58 pp., Scripps Inst. of Oceanogr., Univ. of Calif., La Jolla, 1991.
- Uda, M., The results of simultaneous oceanographical investigations in the Japan Sea and its adjacent waters in May and June 1932 (in Japanese), *J. Imperial Fish. Exp. Stn.*, *5*, 138–190, 1934.
- Veronis, G., Inverse methods for ocean circulation, in *General Circulation of Ocean*, edited by H. D. I. Abarbanel and W. G. Young, pp. 102–133, Springer-Verlag, New York, 1987.
- Yi, S.-U., Seasonal and secular variations of the water volume transport across the Korea Strait, *J. Oceanol. Soc. Korea*, *1*, 7–13, 1966.
- Yuan, Y., M. Endoh, and H. Ishizaki, The study of the Kuroshio in the East China Sea of Ryukyu Islands, in *Proceedings of Japan-China Joint Symposium of the Cooperative Study on the Kuroshio*, Nov. 14–16, 1989, pp. 39–57, Sci. and Technol. Agency, Japan/State Oceanic Admin., China, 1990.

J.-H. Hu, National Taiwan Ocean University, 20224 Keelung, Taiwan. (e-mail: hu@vax.ntou.oce.edu)

H.-J. Lie, Physical Oceanography Division, Korea Ocean Research and Development Institute, Ansan P.O. Box 29, Seoul, Korea, 425-600 (e-mail: hjlie@kordi.re.kr)

P. Niiler, Scripps Institution of Oceanography, 9500 Gilman Drive, La Jolla, CA 92093-0230. (e-mail: pniiler@ucsd.edu)

(Received April 8, 1996; revised September 12, 1997; accepted October 16, 1997.)

제 8 절 동중국해 북부역에서 제주난류의 계절변동

1. 서론

최근에 Lie 등 (1998)은 북부 동중국해에 위치한 제주도를 시계방향으로 돌아 나가는 평균해류를 제주난류로 정의하였다. 이 평균해류는 제주도 서부역과 한국남해와 제주도 사이에 위치한 제주해협에 고온 고염수를 수송해 준다. 제주난류는 황해난류와는 다르다. 후자가 제주도 서부역의 지역순환을 대표한다는 학설이 오래 전부터 받아 들여지고 있다. 학설에 의하면 황해난류는 고온 고염수를 제주도 서부역을 통해 황해로 수송한다. 황해난류의 기원에 관하여 두가지 다른 개념이 있다. 첫 번째 개념은 제주도와 일본 Kyushu 사이에 위치한 Goto 열도 남서쪽에서 북상하는 Kuroshio의 지류에서 황해난류가 분기된다는 것이며 (Uda, 1934, Nitani, 1972, Guan and Mao, 1982) 두 번째 개념은 황해난류가 제주도 남서쪽에서 대만난류로부터 분기된다는 것이다 (Beardsley et al., 1985). Beardsley et al. (1985), Fang et al., (1991)의 주장에 의하면, 대만난류는 수심이 50-100 m인 동중국해 중간대륙붕 (middle shelf)를 계속해서 북동진하여 대한해협으로 유입한다. 두 개념 모두 제주해협에서 평균해류의 존재를 지적하지는 않았다. 사실, 황해난류라는 평균해류는 아직도 해류관측에 의하여 확인되지 못하였다.

Lie (1985)는 겨울철에 황해 동남해역에서 열염전선이 동-서 방향으로 강하게 발달하며 황해난류와 같은 평균해류가 전선을 가로질러서 존재하기 어렵다고 지적하였다. Hsueh (1987)는 해류자료를 분석하여 겨울철에 북풍이 약해질 때 황해 동남해역에서 북향류가 간헐적으로 발생한다고 보고하였다. 제주도 서부역에 있는 고온수가 혀 모양으로 북서방향으로 확장하며 이러한 분포구조가 황해난류의 황해로 유입한다는 결정적 증거로 종종 해석되기도 한다 (예. Asaoka and Moriyasu, 1966). 여름에는, 물기둥 (water column, 혹은 水柱)이 강하게 성층화되어 2층 구조를 보인다. 상층은 고온 저염수, 하층은 저온 고염수로 채워진다. 염분이 34.0 psu 이상인 고염수는 제주도 서부연안에서 좁은 띠로 나타나며, 제주도를 시계방향으로 돌아 제주해협으로 유입한다고 제안된 바 있다 (Lie, 1986; Kim et al., 1991).

그러나, 황해난류나 제주난류를 포함한 제주도 주변해역의 지역순환에 관한 모든 제안은 주로 해수특성에 근거를 두고 있다. 천해역에서 해수특성은 여러가지 외력 변화에 민감하게 반응하기 때문에 이러한 제안들은 충분한 해류자료에 의해 입증되어야만 한다. 한가지 명확한 사실은 제주해협에는 동향류가 연중 존재한다는 것이다. 이 동향류는 비록 관측기간이 짧은 해도 표류병이나 drogus 추적 (Lee, 1974; Kim and Rho, 1997), ADCP의 반복관측 (Suk et al., 1996), 위성추적부이 (Lie and Cho, 1997), 해류계 관측 (Chang et al., 1995) 등 여러 해류실험에서 확인

되고 있다. 반면에, 제주도 서부에서 북향류의 존재는 아직도 해류관측에 의해 확인되지 못한 상태이며, 고온 고염수의 자세한 특성구조도 해류와 연관하여 기술되지 못하였다.

제주해협 남부에서 동향류의 연중 존재는 남쪽으로부터 고염수의 지속적인 공급이 있음을 뜻한다. 따라서 고염수는 바로 제주해협 서부 입구를 통해 유입된다. 따라서, 제주난류와 관련하여 우리는 다음과 같은 근본적인 질문을 던질 수 있다. 제주난류는 황해난류의 일부분인가? 제주해협에서 동향류는 제주난류의 연장인가? 제주난류는 계절적으로 어떻게 변화하는가? 이러한 질문에 답하기 위하여 제주도 주변해역에서 조사된 CTD 자료와 위성추적부이 자료를 분석하였다

2. 자료와 지역해양조사

제주도 주변해역에서 제주난류수나 황해난류수의 계절분포가 자세히 기술되어 있지 않다. 무엇보다도 저염수인 연안수와 Kuroshio 기원인 고염수 사이의 지리적 경계를 검토할 필요가 있다. 왜냐하면 전선경계가 바로 제주난류나 황해난류의 연안쪽 한계에 해당하기 때문이다. 전선과 수온-염분 특성의 계절분포는 연구해역에서 해류계의 계절변화에 대한 기본적인 정보를 제공할 수 있다. 이를 위하여 한국해양연구소가 제주도 주변을 포함하는 동중국해 북부에서 조사한 계절별 CTD 자료를 분석하였다 (그림 8-1). 본 연구에서 사용한 CTD 자료는 1988년 2월 23일-3월 6일 (겨울), 1991년 5월 13-23일 (봄), 1988년 8월 16-27일 (여름), 1986년 11월 19일-12월 3일 (가을), 4계절에 동일 관측점에서 Mark IIIb로 관측한 것이다. CTD 관측은 기본적으로 4개 동서단면에서 실시되었으며 단면상에서 정점간의 거리는 약 15' (23 km)이며 단면사이의 간격은 30' (55 km)으로 구성되었다. 따라서 관측정점의 공간 범위와 관측간격은 연구해역에서 해수의 전반적인 특성분포를 기술하는데 적합하다고 판단한다.

물리특성으로부터 추정되는 천해역 순환구조는 주요 해류가 통과할 것으로 예상되는 주요 길목에서 장기간 조사된 해류자료와 상호 비교해야 한다. 왜냐하면 지형 균형이 천해역에서 언제나 잘 맞는 것이 아니기 때문이다. 그러나 연구해역과 같이 전선이 잘 발달하는 해역에서는 연중 조업활동이 활발하기 때문에 장기 해류관측이 사실상 불가능하다. 위성추적부이는 해수의 흐름을 잘 따라가는 것으로 알려져 있다 (Sybrandy and Niiler, 1991). 따라서 부이추적에 의한 Lagrangian 관측은 어장 해역에서 해류를 비교적 저렴하게 관측할 수 있는 좋은 대안이다. 본 연구에서는 제주도 서부역에서 1996-1997년 사이 3회에 걸쳐 위성추적부이를 투하하였다. 대부분의 부이는 끝개 중심을 수면하 15 m로 선정하였으나, 일부는 하층에서 해수유동을 추적하기 위하여 50 m로 조정하였다. Argos system에서 불규칙하게 측정된 부이 위치자료를 spline 내삽법으로 시간별 위치자료로 전환한 후에 조류를 제거하기 위하여 24 시간 이동평균하여 일별 위치를 계산하였다. 부이실험과 동기간에

Seabird 911 CTD로 측정된 (1996년 4월 5-16일, 1996년 10월 2-13일, 1997년 2월 23일-3월6일, 1997년 6월 7-13일) 자료를 분석하였다. 부이 이동자료와 CTD 자료를 이용하여 제주난류의 유동과 경로를 기술할 수 있었다. 마지막으로 제주난류와 황해난류 관계를 간략하게 논의하기 위하여 동중국해에서 한국해양연구소가 조사한 이용 가능한 위성추적부이 궤적을 합성하였다.

3. 제주난류수의 계절분포

제주 서부역에서 제주난류수의 계절변화를 검토하기 위하여 계절별로 수온 염분 밀도의 계절분포와 수온-염분 관계 (T-S diagram)를 사계절에 걸쳐 조사한 CTD 자료를 이용하여 작성하였다 (그림 8-2부터 8-6). 주요 관측결과중 하나는 염분 34.0 psu 이상인 고염수가 제주도 서부 연안역과 동부역 전역에서 나타나고 있다는 사실이다. 일반적으로 서부 연안역에서의 염분이 동부역에서 보다 약간 낮는데 이는 Kyushu 남서쪽에서 Kuroshio에서 분기되어 북상하는 지류 (Kuroshio Branch Current, KBC)의 주경로가 제주도와 Kyushu 사이에 위치하기 때문이다 (Lie and Cho, 1994). 이 지류는 대한해협에서의 대마난류와의 혼동을 피하기 위하여 KBC로 명명하였다 (Lie and Cho, 1997). 동경 126° 30'을 기준으로 서쪽에 존재하는 고염수는 제주도를 시계방향으로 돌아서 제주해협으로 유입하는 것으로 생각되며 이 고염수를 논의의 편의상 제주난류수 (Cheju Warm Current water, CWCW)로 정의하였다. 여름철에는 수주 (water column)가 2층으로 성층화되기 때문에 상층 10 m와 하층 50 m 층에서 수온, 염분, 밀도의 계절별 분포형태를 제시하였다.

가. 겨울 구조

그림 8-3은 겨울철 (조사: 1998년 2월 23일-3월 6일) 10 m와 50 m 층에서 수온, 염분, 밀도 분포로 수주가 연구해역 전역에서 수직적으로 혼합이 잘 되어 있음을 보인다. 제주도 서부역에서는 표층에서 저층까지 전층에서 강한 열염전선이 형성되어 있으며 전선의 공간분포는 'Γ' 형태로 나타난다. 북위 33.5° 이북의 황해와 동중국해 경계역의 전선역내 등치선이 동서 방향으로 분포하나 33.5° 이남에서는 남북방향으로 분포한다. 이 전선은 외해수인 고온 고염수 ($T > 11.0\text{ }^{\circ}\text{C}$, $S > 34.0\text{ psu}$)와 연안의 저온 저염수를 분리하는 역할을 한다. 전선 위치, 수온과 염분 구배가 시간에 따라 바뀌지만 12월부터 다음해 4월까지, 동계 전기간에 걸쳐 형성된다 (Lie, 1985). 전선역에서 등치선은 마치 제주도를 둘러싸고 있는 분포를 한다. 전선 북서쪽에 수온 10-11 °C, 염분 33.0-34.0 psu의 혼합수가 중국 연안을 향해 북서로 쪼르고 나가는 분포형태를 보인다. 밀도전선이 남북 방향의 열염전선에 평행하게 형성되었는데 밀도전선의 왼쪽에는 가벼운 연안수가, 오른쪽에는 무거운 외해수가 위치한다. 한편, 동서 방향의 전선역에서는 밀도전선이 형성되지 않는데 이는 전선을 가로질러 수온과 염분 변화 크기가 밀도변화를 상쇄시키는 것을 반영한다. 제주도 서

부역에 세가지 다른 수형 (water type)이 존재함을 보인다. 전선 오른쪽에 고온 고염수 ($T > 10.0$ °C, $S = 34.0-34.7$ psu, 이하 제주난류수 CWCW), 전선 왼쪽에 저온 저염의 연안수 ($T < 10.0$ °C, $S < 33.0$ psu). 수온이 $10.0-12.0$ °C, 염분이 $33.0-34.0$ psu인 혼합수가 북서쪽으로 확장되어 있다. 이 혼합수는 제주난류수와 연안수의 혼합체이다.

나. 봄 구조

봄에는 (조사: 1991년 5월 13-23일), 상층 수온이 해표면 가열로 성층이 약하게 형성되었다 (그림 8-2b와 8-4). 10 m와 50 m 층의 등온선과 등염분선의 분포형태는 전반적으로 서로 유사하다. 겨울철에 형성된 강한 열염전선이 약해지긴 하였어도 5월에도 지속되었다. 강한 밀도전선이 남서 열염전선역 상층에서 보이지만 저층에서는 나타나지 않았고 밀도는 공간적으로 균질하였다. 제주난류수는 좁은 염분범위 ($S = 34.0-34.3$)를 갖고 있었으며 고온 ($T > 14.0$ °C) 이었으며 겨울에 비해 오른쪽으로 밀려났다. 34.0 psu 등치선을 제주난류수역의 서쪽 한계의 기준으로 삼으면, 33° N 선상의 50 m 층에서 제주난류수의 서방한계선이 겨울의 $125^{\circ} 10'$ E에서 봄에는 $125^{\circ} 40'$ E로 약 45 km 정도 이동하였다. 염분 33.0-34.0 psu의 혼합수는 겨울에 비해 보다 넓은 범위에서 분포하는데 등염분선은 북쪽으로 부채살 모양을 띤다.

다. 여름 구조

여름에는 (조사: 1988년 8월 16-27일), 수온은 $10-28$ °C, 염분은 $29.0-34.8$ psu 의 넓은 범위를 가진다 (그림 8-2c와 8-5). 수주는 전해역에서 강한 2층 구조를 가지며 상층에는 고온 저염수가, 하층에는 저온 고염수가 자리잡고 있다. 10 m와 50 m 층 사이의 수온 차이는 전 연구해역에서 10 °C 이상으로 나타난다. 10 m 층에서 수온은 제주도 서부역에서 작은 규모의 구조가 나타나지만 서에서 동으로 증가한다. 한편, 50 m 층에서 수온은 보다 급격하게 증가하여 조사해역의 서쪽 끝단과 동쪽 끝단에서 최대 13 °C 정도 차이가 난다. 저층 등온선은 남북 방향으로 분포하며 제주도 서안과 동안에서 전선이 (중심수온: 13 °C와 21 °C) 뚜렷하게 형성되었다. 양자강으로부터 유출된 32.0 psu 이하의 저염수가 제주도 서부역 표층에 얇게 깔렸다. 그러나 50 m 층 염분은 상대적으로 단순한 공간구조를 가지며 34.0 psu 이상의 고염수가 $33^{\circ} 30'$ N 이남, $125^{\circ} 30'$ E 이동에서 나타난다. 동부와 서부역의 수온전선을 따라 염분전선이 위치하여 열염전선을 구성한다. $125^{\circ} 30'$ E에 위치한 서쪽 열염전선은 저염의 연안수와 고염의 외해수를 구분하는 역할을 하며, $127^{\circ} 30'$ E의 전선은 제주난류수와 Kuroshio Branch Current가 수송하는 고염수의 경계이다. 제주난류수는 두 전선사이에 위치하지만 $33^{\circ} 30'$ N 이남으로 제한되었다.

라. 가을 구조

가을에는 북풍계열의 바람이 황해와 동중국해 전역에서 불기 시작하며 하천수

유입이 상당히 축소된다. 그림 8-2d와 8-6에서 보듯이 조사기간 동안 (1986년 11월 19일-12월 3일) 표면복사냉각 및 바람 교란으로 수직성층이 약화되었다. 'Γ' 모양의 겨울철 열염전선이 발달하고 있었다. 연안수와 제주난류수 사이의 전선이 여름에 비해 더욱 서쪽으로 전진하여 124° 30' E까지 진출하였고 표층저염수는 124° E 서쪽으로 밀려나 중국 연안쪽으로 후퇴하였다. 한편, 33.0-34.0 psu 범위의 혼합수는 전선역의 연안측에서만 나타나지만 겨울과 같이 북서로 확장하지 못하였다.

4. 제주난류수의 계절별 유동

가. 겨울 유동

1997년 2월 23일부터 3월 6일 사이에 황해 및 동중국해 서부역에서 CTD 조사를 실시하였으며 동기간중 제주난류수의 유동을 추적하기 위하여 끝개수심이 15 m인 위성추적부이 3대를 제주도 서부역에 투하하였다. 15 m 층에서 수온, 염분, 밀도 분포에 부이궤적을 중첩시켜 물리특성 구조와 부이 이동을 비교하였다 (그림 8-7). 그림 8-3에서 제시한 겨울철의 전형적인 기본분포와 모양의 열염전선이 반복되었다. 염분 34.0 psu 이상의 제주난류수가 1998년에 비해 보다 북서쪽으로 확장되었다. 수온 10 °C이하 염분 33.0 psu 이하인 중국연안수가 전선의 왼쪽에 혀 모양으로 위치하였고 전선에 평행하게 남동으로 밀고 내려오는 형태를 보인다. 제주난류수는 전선의 오른쪽인 제주도 서부역에 위치하였다.

Asaoka and Moriyasu (1966)는 황해난류가 제주도 서부에서 북서 혹은 북으로 유입한다고 제안하였다. 이 제안과 Uda (1934)의 개념을 점검하기 위하여 황해난류의 주요 길목인 두 지점인 전선의 북서 모퉁이와 제주도 서부 제주난류수내에 위성부이 두 대를 (floats 27520과 28709) 투하하였다. 전선 북서 모퉁이에 2월 25일 투하한 부이 (27520)는 10일간 생존하였는데 전선을 따라 평균 약 4 cm/s 속도로 동으로 이동하였다. 제주도 북서쪽 제주난류수내에 2월 27일 투하한 두번째 부이 (28709)는 14 °C 등온선을 따라 빠른 속도로 제주해협으로 유입하였다. 투하지점에서 127° N 까지 이동속도는 약 22 cm/s였다. 2월 27일부터 3월 6일까지 두 부이의 평균속도는 4.8 cm/s and 17.4 cm/s 였다. 세번째 부이 (28703)는 제주도 남서쪽 전선의 오른쪽에 위치한 제주난류수역에 3월10일에 투하하였다. 투하 후 4일간은 약 11 cm/s의 속도로 북서방향으로 이동한 후 3월14일 남서로 방향을 급격히 전환하여 전선을 가로질렀다. 부이의 급격한 방향전환은 동중국해 북서해역의 바람장이 3월 14일을 전후하여 남풍에서 북풍으로 바뀐 바람장의 변화와 관련이 있는 것으로 판단한다.

열염전선에 평행한 부이의 이동은 제주도 남서부를 통해 올라오는 제주난류수가 제주도를 시계방향으로 돌아 제주해협으로 유입하는 증거로 간주된다. 이 관측결과는 황해난류가 황해 남서쪽 혹은 동부역을 통해 관입한다는 고전적 개념과는 일치하지 않는다. CTD 자료와 위성부이 궤적으로부터 제주난류가 제주난류수의 폭 만

큼 넓으며 전선역보다는 제주도 연안에서 유속이 강함을 알 수 있다. 밀도분포가 제주해협을 가로질러 균질하였다. 따라서 제주난류가 지형류로는 설명될 수 없는 것이다.

나. 봄 유동

1996년 4월 6-16일 제주도 서부역에서 CTD 조사를 실시하였으며 4월 8일 두대의 부이를 제주도 서안에서 45 km (부이 27260), 96 km (부이 27256) 떨어진 곳에 투하하였다. 부이의 끝개수심은 15 m와 40 m 였으며, 투하지점의 수심은 107 m와 85 m 였다. 4월에는 아직 성층이 형성되지 않았으며 40 m 수심에서 T, S, 밀도 (그림 8-8)는 겨울에 형성된 혀 모양의 열염전선이 아직도 유지되었다. 끝개가 40 m인 저층 부이 (27256)를 전선부근의 $T = 12\text{ }^{\circ}\text{C}$, $S = 34.4\text{ psu}$ 인 제주난류수내에 투하하였다. 처음 2일간은 4 cm/s로 남쪽으로 이동하다 북으로 방향을 전환하였다. 방향전환 후 나머지 25 일간은 6.5 cm/s의 속도로 전선에 평행하게 이동하였다. 다른 상층 부이 (27260)는 제주 연안 가까운 $T = 13\text{ }^{\circ}\text{C}$, $S = 34.6\text{ psu}$ 인 제주난류수내에 투하하였으나 불운하게도 3일간만 자료를 송신하였다. 이 부이는 부이 27256과 같은 방향으로 5 cm/s의 미약한 속도로 남서로 이동하였다. 연구해역내 해양기상부이에서 관측한 바람자료에 의하면 부이가 남쪽으로 이동하고 있는 기간동안 10 m/s 이상의 강한 북풍이 불었다. 예상하지 못한 남쪽으로의 부이 이동은 갑자기 밀어닥친 북풍에 기인한 것으로 판단한다.

다. 여름 유동

1997년 6월 7-13일 황해-동중국해 경계역, 제주도와 양자강 하구역 사이에서 CTD 조사를 실시하였고 6월 13일 끝개수심이 15 m와 50 m인 부이 4대를 3개 지점에 투하하였다. 부이 케적은 50 m 층의 수온과 염분분포도에 중첩시켰으며 (그림 8-9), 양자강 하구역에서 제주도 선상에서 수온, 염분, 밀도의 수직 단면을 그림 8-10에 제시하였다. 관측선은 그림 8-9의 윗 그림에 표시하였다. 그림 8-10에서 나타내며 'x' 표시는 부이의 끝개 수심을 표시한다. 6월 13일 2층 구조로 된 해수특성과 비교하기 위하여 3개 지점에 투하하였다. 양자강 하천수가 아직 하구역에 머물고 있었으며 제주도 서부역의 수주 고온저염의 상층과 저온 고염의 하층인 2층 구조를 보인다. 제주난류수는 제주도 서부 연안역의 저층에서 나타났다.

제주도 해안 가까이 위치한 수심 91 m인 정점 BC3의 상층에 투하한 부이 (28718)는 이동방향을 점진적으로 시계방향으로 돌려 제주해협으로 유입하였다. 이동속도가 투하지점 부근에서는 3 cm/s 였으나 7일 후에는 제주해협에서 30 cm/s 이상으로 가속되었다. 상층 부이와 저층 부이를 저층에서 형성된 전선역내 정점 C03에서 투하하였다. 상층 부이 (28714)는 3일 생존기간중 6.4 cm/s의 속도로 북상하였다. 저층 부이 (28715)는 처음 7일간은 4.0 cm/s의 속도로 북서쪽으로 이동하다 방향으로 북동으로 전환하였고 약 8.5 cm/s 증가된 속도로 제주해협으로 접근하였

다. 정점 CD3에 투하한 저층부이 (28716)는 단지 3일간만 생존하였지만 다른 부이와는 반대 방향인 남쪽으로 3 cm/s 속도로 이동하였다. 두 대의 저층 부이가 서로 반대방향으로 이동한 것은 부이의 수가 작기는 하지만 전선역에서 저층흐름이 복잡하다는 것을 잘 반영하는 것이다. 제주난류수의 폭이 제주도 서부에서는 약 60 km 정도였으나 제주해협에서는 30 km 이내로 축소되었다, 제주해협 내에서 유속 증가는 제주난류수의 폭의 축소와 직접 관계 있는 것으로 판단한다. 끌개 수심이 15 m와 45 m인 두대의 부이를 8월 13일 제주도 서부에서 투하하였는데 (부이체적은 제시하지 않았음) 이들도 제주해협으로 이동하였다.

라. 가을 유동

CTD 조사를 1996년 10월 2-13일에 실시하였으며 끌개수심이 15 m인 위성추적 부이 두대를 제주해협 서쪽입구, 제주도와 대마도 중간에 각각 투하하였다. 강한 수직 성층이 아직도 유지되었고 수온의 공간분포는 대체로 염분과 비슷하였다. 따라서 상층과 저층에서 15 m와 50 m 층에서 상층과 하층의 염분분포와 위성추적부이의 궤적을 그림 8-11에 제시하였다. 강한 염분전선이 남서에서 북동으로, 대마도와 제주도를 지나 양자강 하구로 연결되는 선에 평행하게 형성되었다. 이 선의 북쪽에는 연안저염수가 그리고 남쪽에는 고염수가 자리하고 있었다. 그러나 34.0 psu 이상의 고염수가 제주해협에서 출현하지 않고 있다는 것은 매우 주목할만한 사실이다. 한편, 33.0-34.0 psu의 혼합수가 하층에서 황해-동중국해 경계역, 한국남해 전역에서 광범위하게 출현하였으나 동중국해 외곽대륙붕에서는 나타나지 않았다. 이러한 특징적 분포는 가을철에 자주 관측된다 (예. 공영, 1971). 제주해협 서쪽 입구에 투하한 부이는 26시간만 생존하였으며 북북동으로 약 24 cm/s의 속도로 이동하였다. 제주도와 대마도 사이 중간지점에 투하한 부이는 대한해협 129° 까지 33 cm/s의 속도로 이동하였으며, 129° - 129° 30' E 사이 대한해협 서수도를 47 cm/s의 빠른 속도로 통과하여 동해로 유입하였다.

5. 제주난류의 경로

제주난류수는 겨울에는 북서쪽으로 확장하고 여름에는 남동으로 후퇴한다. 성층이 형성되는 여름에는 제주난류수가 하층에서만 나타난다. 제주난류수의 연안 한계는 해저에서 34.0 psu의 등염분선에 의해 잘 표현된다 (그림 8-12). 제주난류수는 1996년 4월 초순에 북서방향으로 가장 많이 확장하였으며 1996년 10월 초순에 제주도 서부역에서 완전히 사라지고 제주도 남동연안으로 가장 멀리 후퇴하였다. 다른 계절의 연안한계는 이 두개의 한계선 사이에 위치하였다. 반대로 10월부터는 다시 북서쪽으로 확장하기 시작한다. 제주난류수는 북위 33-34° 사이에서 연간 약 200 km에 거리를 이동하였다. 10월부터 4월까지 겨울몬순 기간에는 황해와 동중국해상에서 북풍이 우세하며 (Han et al., 1995) 월별 강수량도 100 mm 이하로 많이 감소

한다 (예. Lie, 1984). 따라서, 황해난류수의 봄과 가을의 대조적인 분포와 계절변화는 황해와 동중국해상의 바람장과 담수유입의 분포와 계절변화와 직접관련이 있는 것으로 추정된다.

제주도 주변에서 제주난류의 경로를 물리특성구조와 위성추적부이 실험 결과로부터 추정할 수 있다. 제주도 주변에서 수온-염분 특성의 계절변화를 비교하기 위하여 4개 대표정점 705, 710, 509, 317을 선정하였다 (그림 8-13, 위치 그림 8-1 참조). KBC가 통과하는 정점 705에서 연중 가장 높은 수온과 염분을 유지한다. 제주도 남서부 및 북서부에 위치한 정점 710과 510에서는 염분 34.0 psu 이상인 제주난류수가 항상 존재하였다. 염분은 정점 705에서 보다 약간 낮았다. 제주난류수는 겨울철에는 전수층에서 나타나나 담수의 영향이 큰 여름에는 하층에서만 나타난다. 한편, 겨울철에 혼합수가 황해 남서부로 확장하는 구조를 보인 정점 317에서는 제주난류수 염분보다 0.5-1.0 psu 정도 낮았다. 이러한 큰 염분차이는 혼합수가 제주난류수에서 직접 기원한 것이 아님을 뜻한다. 제주도 북부 및 남서 연안의 정점 705와 510에서 T-S 특성이 거의 같으며 모든 부이가 등온선과 등염분선을 따라서 제주해협으로 진입하였다. 이러한 관측결과로부터 제주도 서부역에서 나타나는 제주난류수가 제주도를 시계방향으로 돌아 제주해협으로 유입한다고 결론 내릴 수 있다.

제주난류수는 대부분 수심 80 m 이상 깊은 해역에서 존재한다. 한편, 제주도 남서부에서 남동부로 이동한 위성추적부이는 없었다. 이는 대만해협을 통과한 대만난류가 동중국해 수심 50-100 m를 따라 북동진하여 대한해협에서 대만난류를 형성하고, 제주도 남서부역에서 작은 지류인 황해난류가 분기된다는 관점 (Beardsley et al., 1985; Fang et al., 1991)과 일치하지 않는다. 동중국해 수심 100 m 이하인 중간 대륙붕에는 상대적으로 34.0 psu 이하인 저염의 대륙붕수가 있으며 (Kondo, 1985), 고염의 Kuroshio 해수는 동중국해 외곽 대륙붕 (outer shelf)으로 유입한다 (Lie et al., 1998). 대만북동해역에서 34.0 psu 이상의 Kuroshio 수가 중국 남동 외해역으로 관입하지만, 관입은 양자강 외해까지 발달한 작은 해저계곡으로 제한되어 있다 (Beardsley et al., 1985). 한편, 제주도 남동부에서 고염의 핵은 대한해협으로 연결되어 있으며 제주도 서부역로 관입하지 않는다. 위성추적부이 실험과 CTD 결과는 황해난류가 KBC로부터 분기된다는 것을 보이지 않으며 동중국해 동부역에서 부이실험도 (Lie and Cho, 1997) 분기를 뒷받침하지 않는다.

6. 결론

제주도 서부역에 출현하는 34.0 psu 이상의 제주난류수는 제주도를 시계방향으로 돌아 제주해협으로 유입한다. 이 난류수의 염분은 KBC가 수송하는 고염수의 핵보다 낮다. 그림 8-14는 이용가능한 위성부이의 궤적을 합성한 것이다. 이 그림은 제주난류가 제주해협을 통과한 후에 대한해협 서수도로 유입하여 대만난류수를 형성하고 있음을 보인다. 겨울에 제주도 서부에 나타나는 전선역 원편에서 33.0-34.0

psu, 10-11 °C의 혼합수가 황해 남서쪽으로 유입하는 특성구조를 보이지만 제주난류수 혹은 황해난류수의 연속적인 관입으로 볼 수는 없다. 그것은 제주난류수가 간헐적으로 관입하여 주변의 저염수와 혼합되는 것으로 생각된다. 간헐적 관입은 Γ -형의 열염전선의 북서 부분이 북풍에 의해 깨질 때 발생하는 것으로 판단된다.

기존의 황해난류에 관한 학설은 제주난류의 기원과 경로를 만족스럽게 설명하지 못한다. 제주난류수의 위치는 계절변화를 한다. 점유영역이 여름에는 제주도 서안으로 후퇴하나 (가을에는 종종 제주도 남동연안으로 까지 후퇴함) 겨울에는 중국 연안 쪽인 서쪽으로 확대된다. 서쪽으로의 확대는 강한 북풍계열 바람에 의해 발생되며 여름철 동쪽으로의 후퇴는 남풍과 중국대륙에서 유출되는 담수의 동쪽 진출에 영향을 받는 것으로 생각된다. 제주난류수 기원에 관한 토의는 보다 체계적으로 조사된 자료가 필요하기 때문에 본 연구 범위를 벗어난다. 그럼에도 불구하고 우리의 실험과 과거 연구결과를 토대로 추정해 볼 수 있다. 동중국해 중간 및 외곽대륙붕 사이, 수심 80-100 m를 따라 연중 아주 뚜렷한 전선이 형성되어 있다. KBC 주축은 수심 100 m와 Kyushu 서방 깊은 골의 왼쪽 대륙붕단 사이에 위치한다 (Lie and Cho, 1994). 이와 같이 전선과 KBC 사이에 놓여 있는 고염수의 전선쪽 가장자리가 제주난류의 기원으로 추정된다 (그림 8-12와 8-14). 그러나 이러한 가설은 보다 광범위하고 체계적인 조사자료를 근거로 판단되어야 할 것이다.

CTD stations

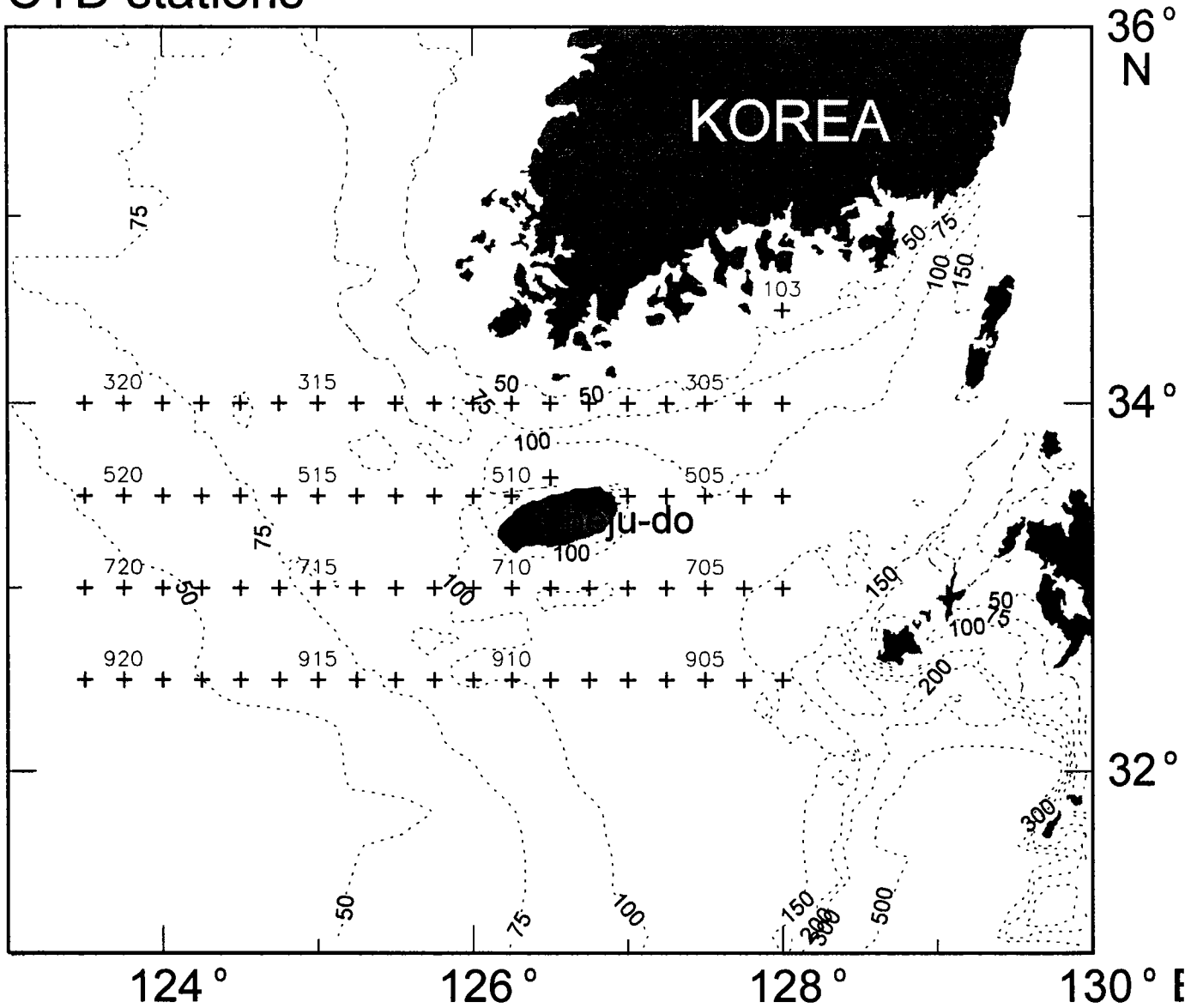


Fig. 8-1. Study area and location of CTD stations marked by crosses. CTD measurements were made four times during February 23 - March 6, 1988 (winter), May 13-23, 1991 (spring), August 16-27, 1988 (summer), and November 19 - December 3, 1986 (autumn). Numerals above the crosses indicate name of stations.

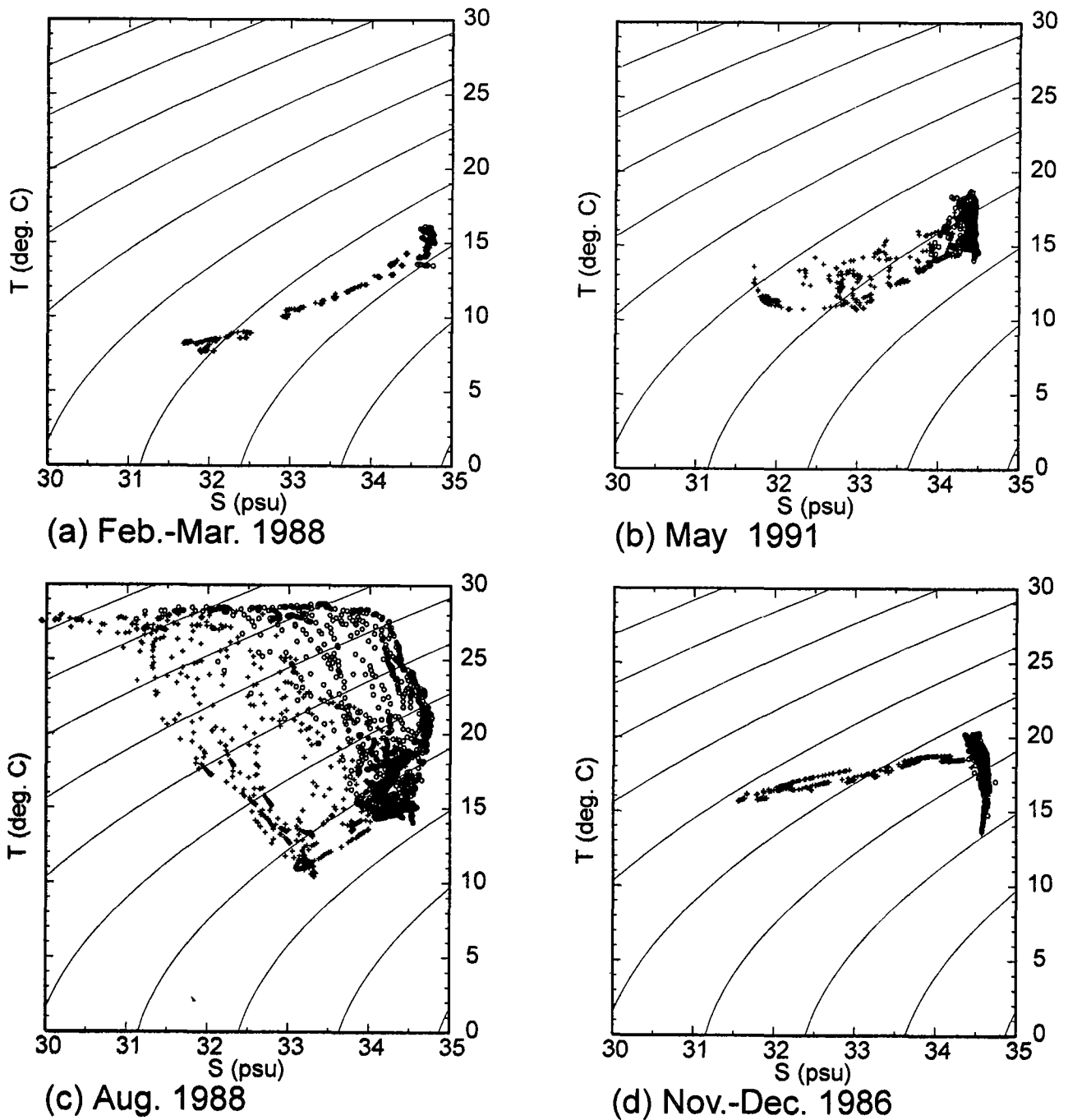


Fig. 8-2. Temperature and salinity diagrams plotted using CTD data collected at stations in Fig. 8-1. (a) February 23 - March 6, 1988, (b) May 13-23, 1991, (c) August 16-27, 1988, and (d) November 19 - December 3, 1986. Open circles and crosses denote, respectively, stations located east and west of $126^{\circ} 20' E$

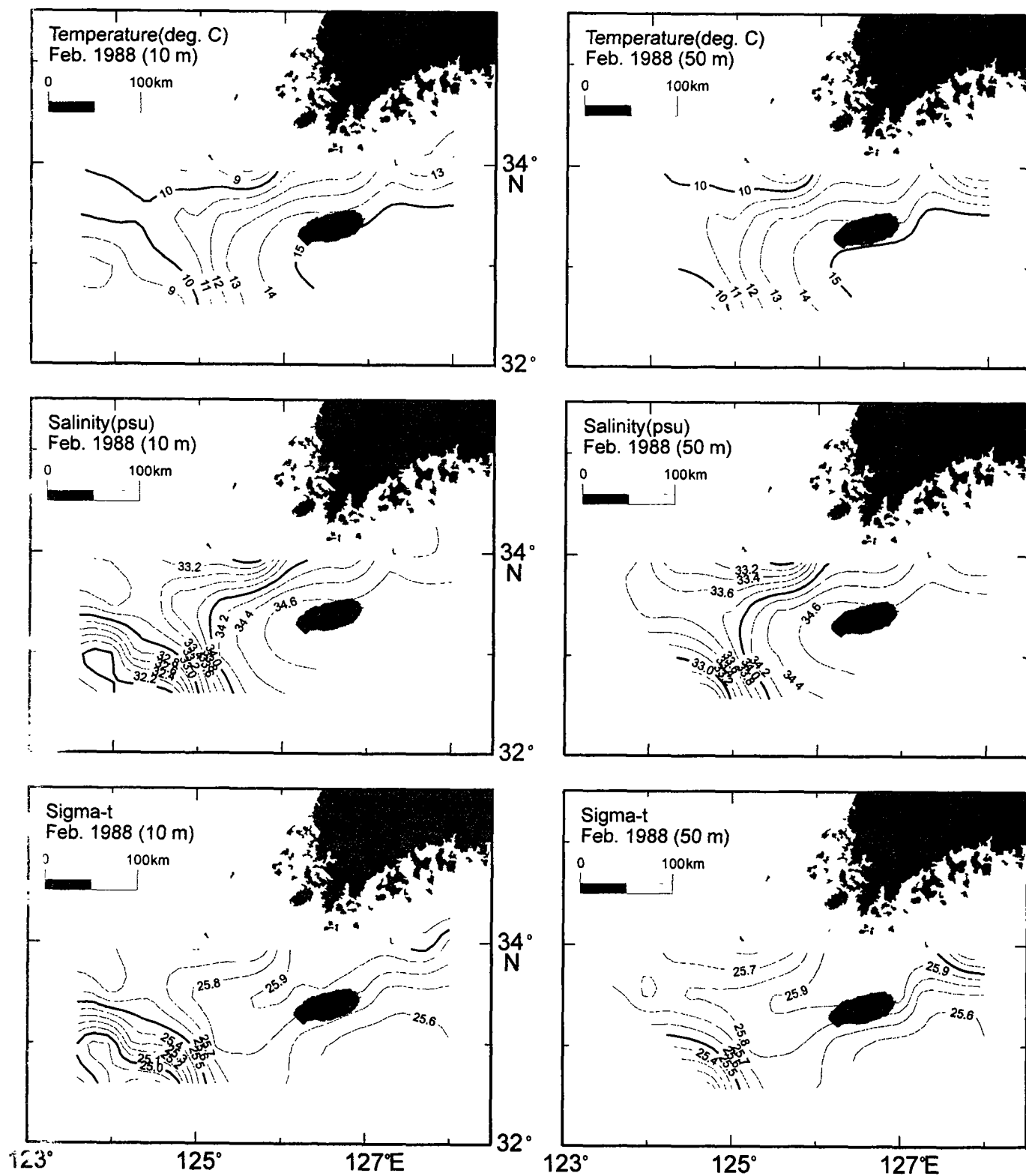


Fig. 8-3. Temperature, salinity and sigma-t at two depths of 10 m and 50 m in the northern East China Sea during February 23 to March 6, 1988 (winter).

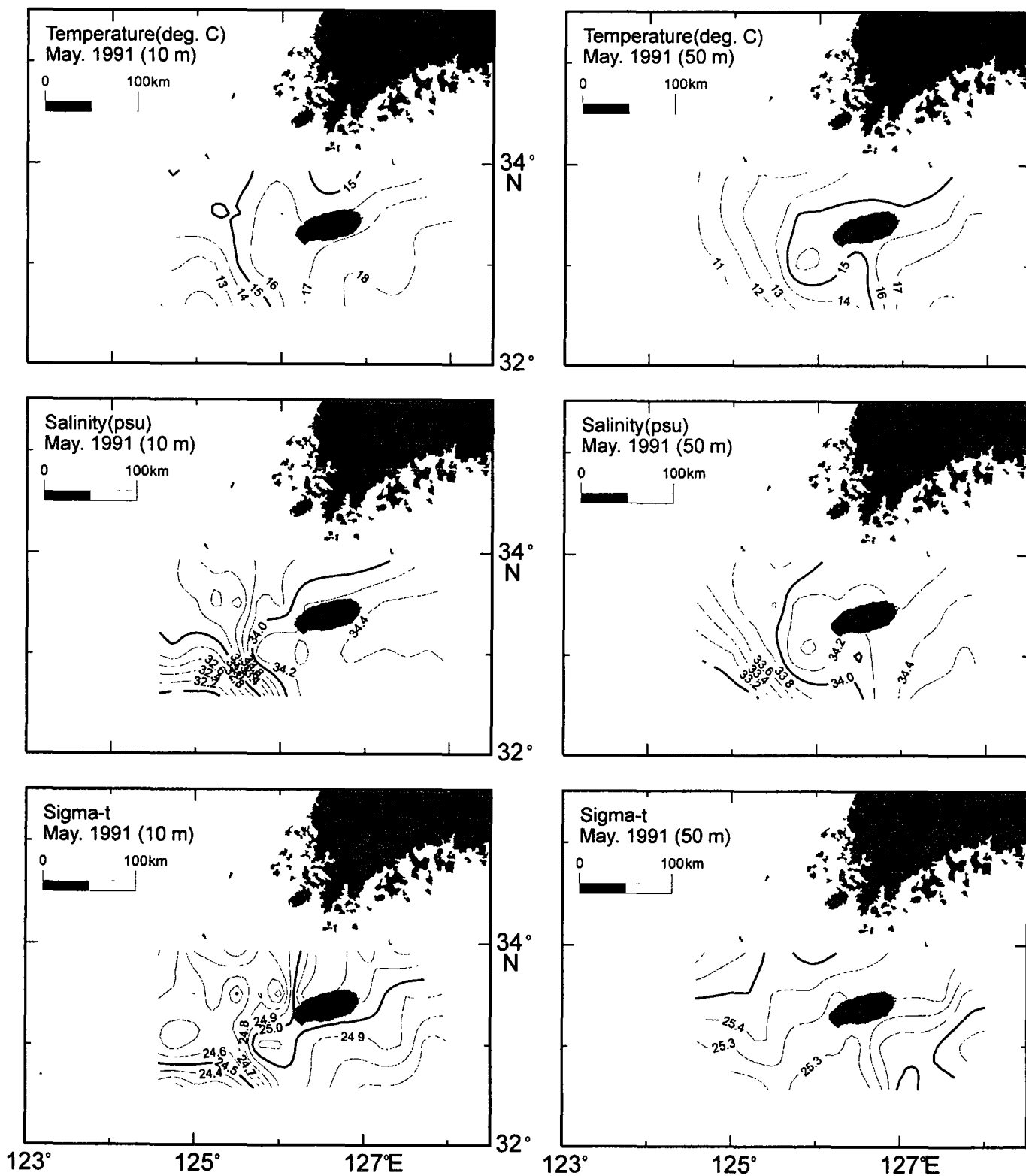


Fig. 8-4. Temperature, salinity and sigma-t at two depths of 10 m and 50 m in the northern East China Sea during May 13 to 23, 1991 (spring).

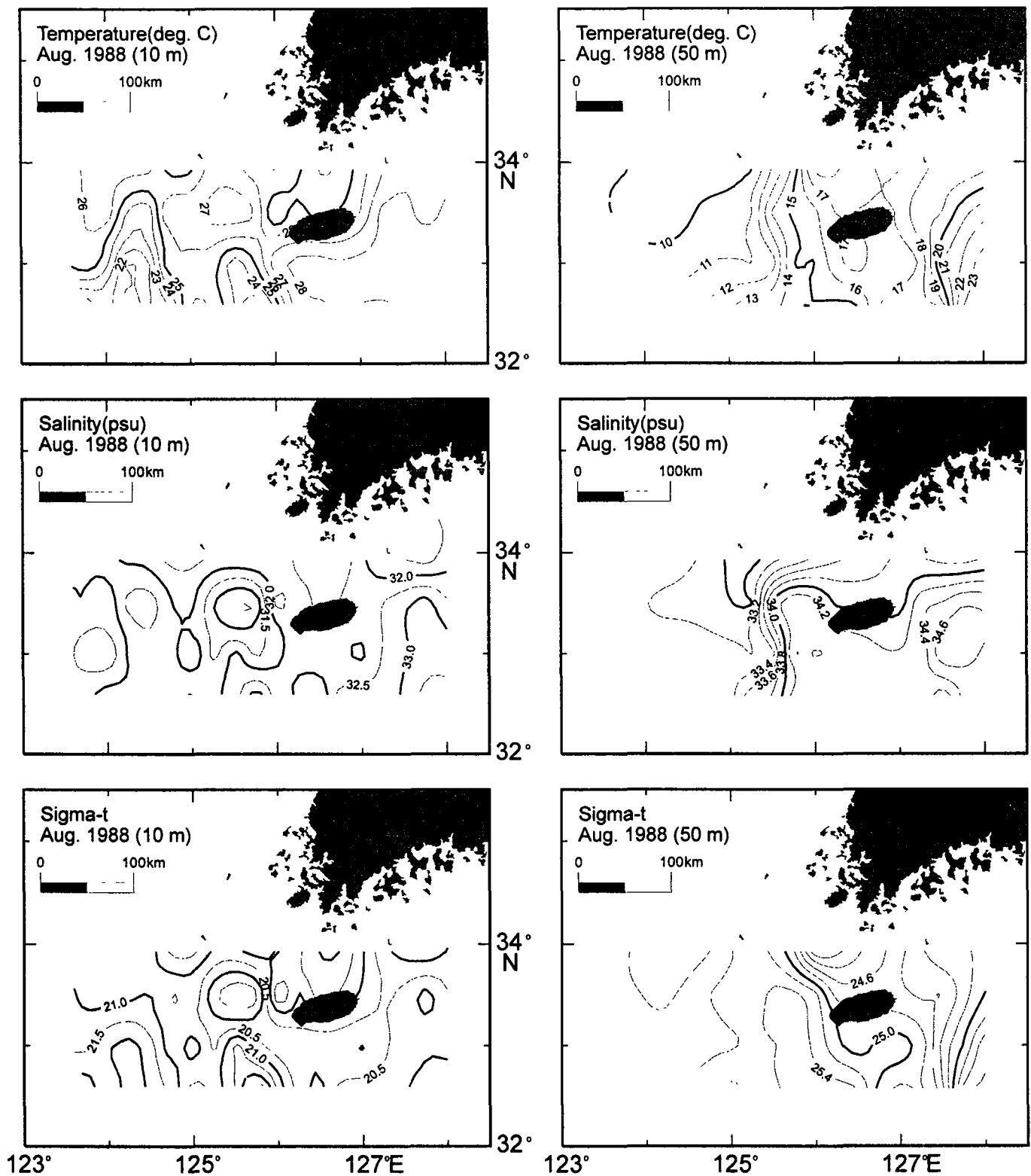


Fig. 8-5. Temperature, salinity and sigma-t at two depths of 10 m and 50 m in the northern East China Sea during August 16 to 27, 1988 (summer).

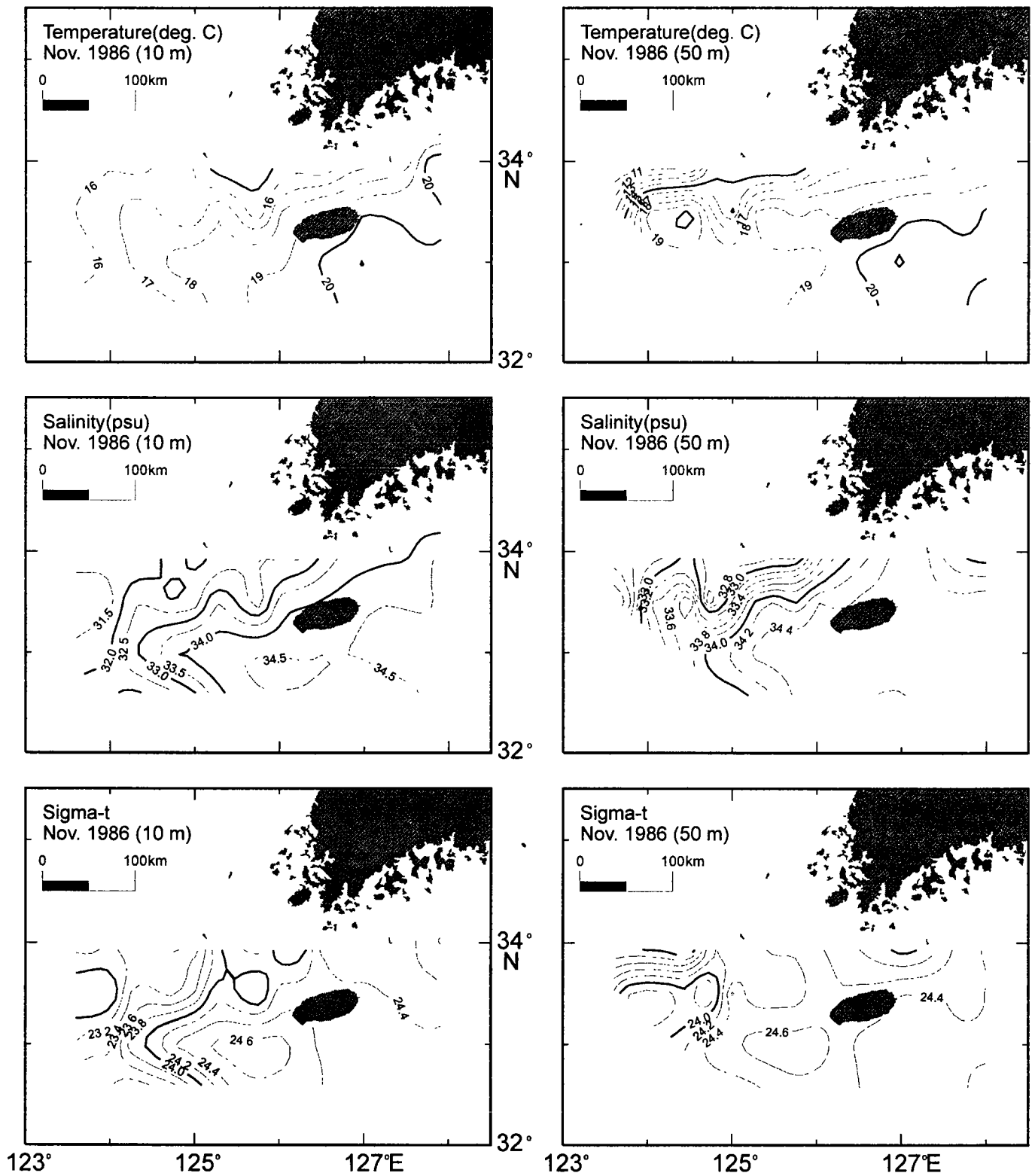


Fig. 8-6. Temperature, salinity and sigma-t at two depths of 10 m and 50 m in the northern East China Sea during November 19 to December 3, 1986 (autumn).

Feb. - Mar. 1997 (15 m)

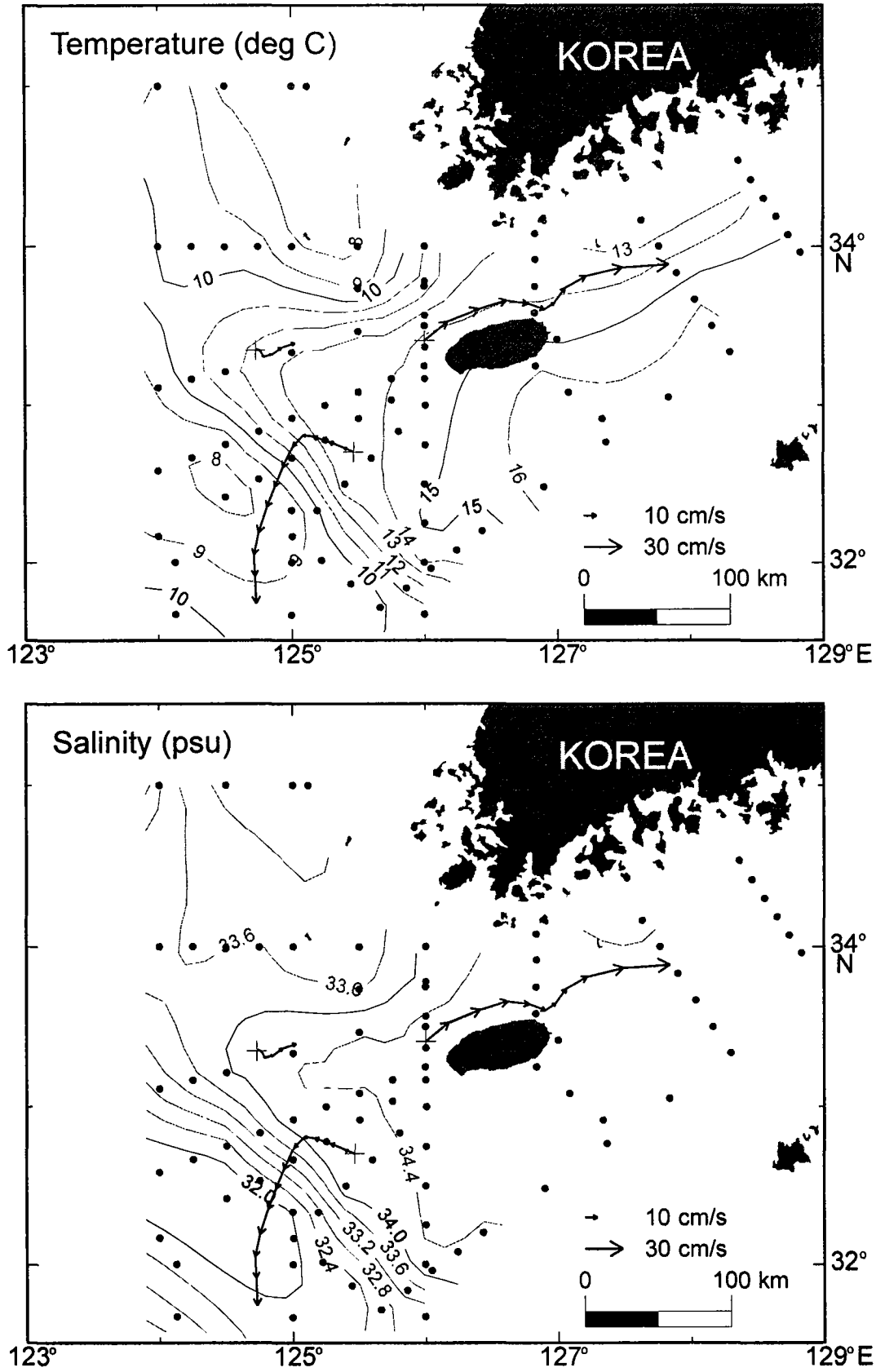


Fig. 8-7. Temperature and salinity at the 15 m depth during late February to early March, 1997 and trajectories of three satellite-tracked drifters having drogues at 15 m. Dots denote CTD stations. Arrows on the trajectories indicate daily mean current vectors estimated from daily positions of the drifters, with scales at the lower right corner.

Apr. 1996 (40 m)

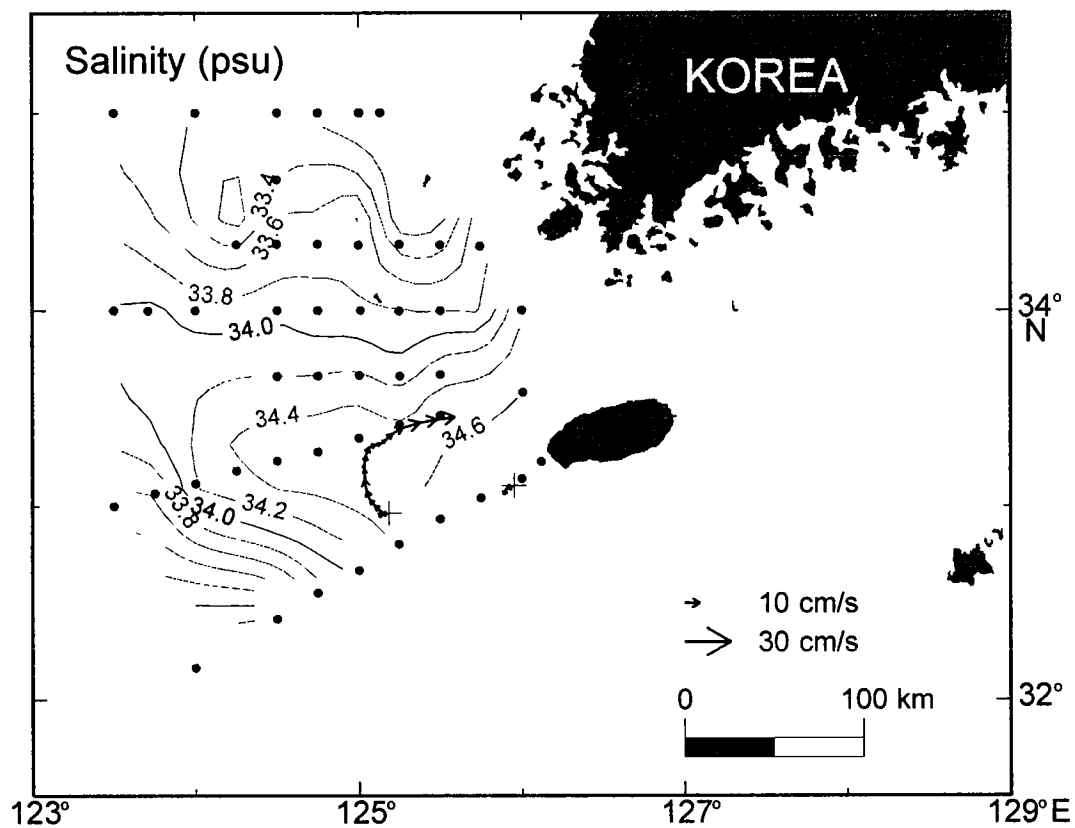
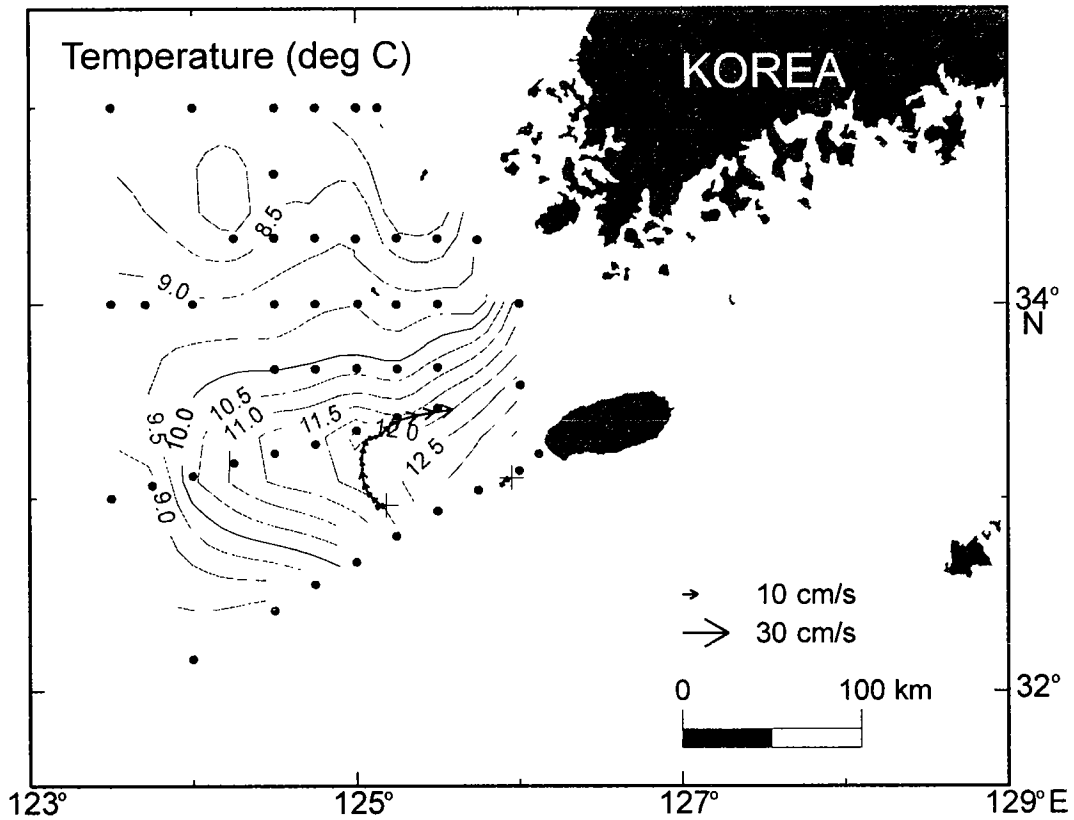


Fig. 8-8. Temperature and salinity at the 40 m depth in early April 1996 and trajectories of two satellite-tracked drifters. Dots denote CTD stations. The two drifters had a drogue at 15 m and 40 m, respectively. Arrows on the trajectories indicate daily mean current vectors estimated from daily positions of the drifters, with scales at the lower right corner.

June 1997 (50 m)

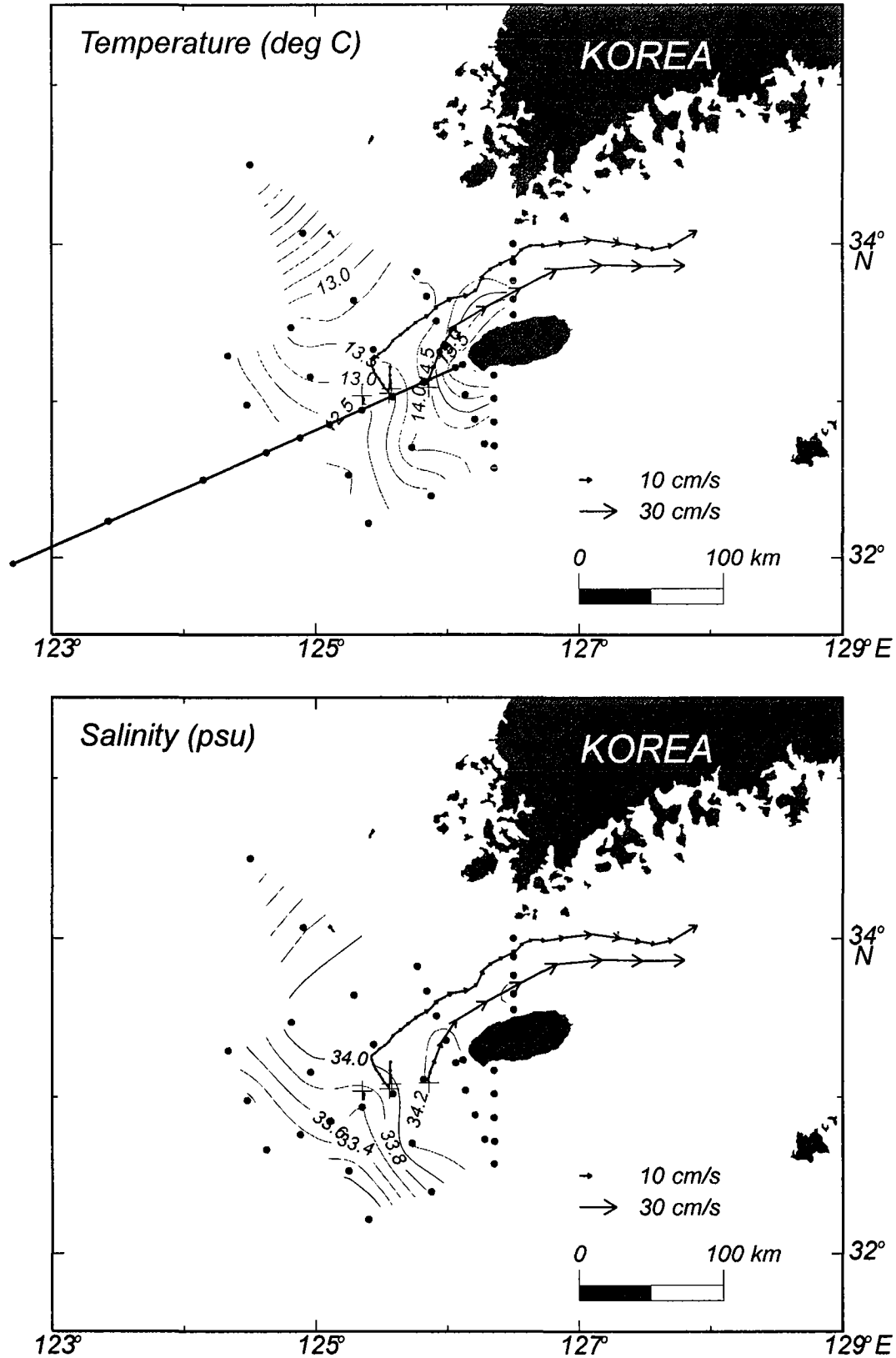


Fig. 8-9. Temperature and salinity at the 50 m depths in early June, 1996 and trajectories of four satellite-tracked drifters. Two drifters had a drogue at 15 m and the other two had a drogue at 50 m. Dots denote CTD stations. Arrows on the trajectories indicate daily mean current vectors estimated from daily positions of drifters, with scales at the lower right corner. The thick line from the western coast of Cheju-do toward the Changjiang estuary indicates a CTD line for vertical hydrographic sections in Fig. 8-10.

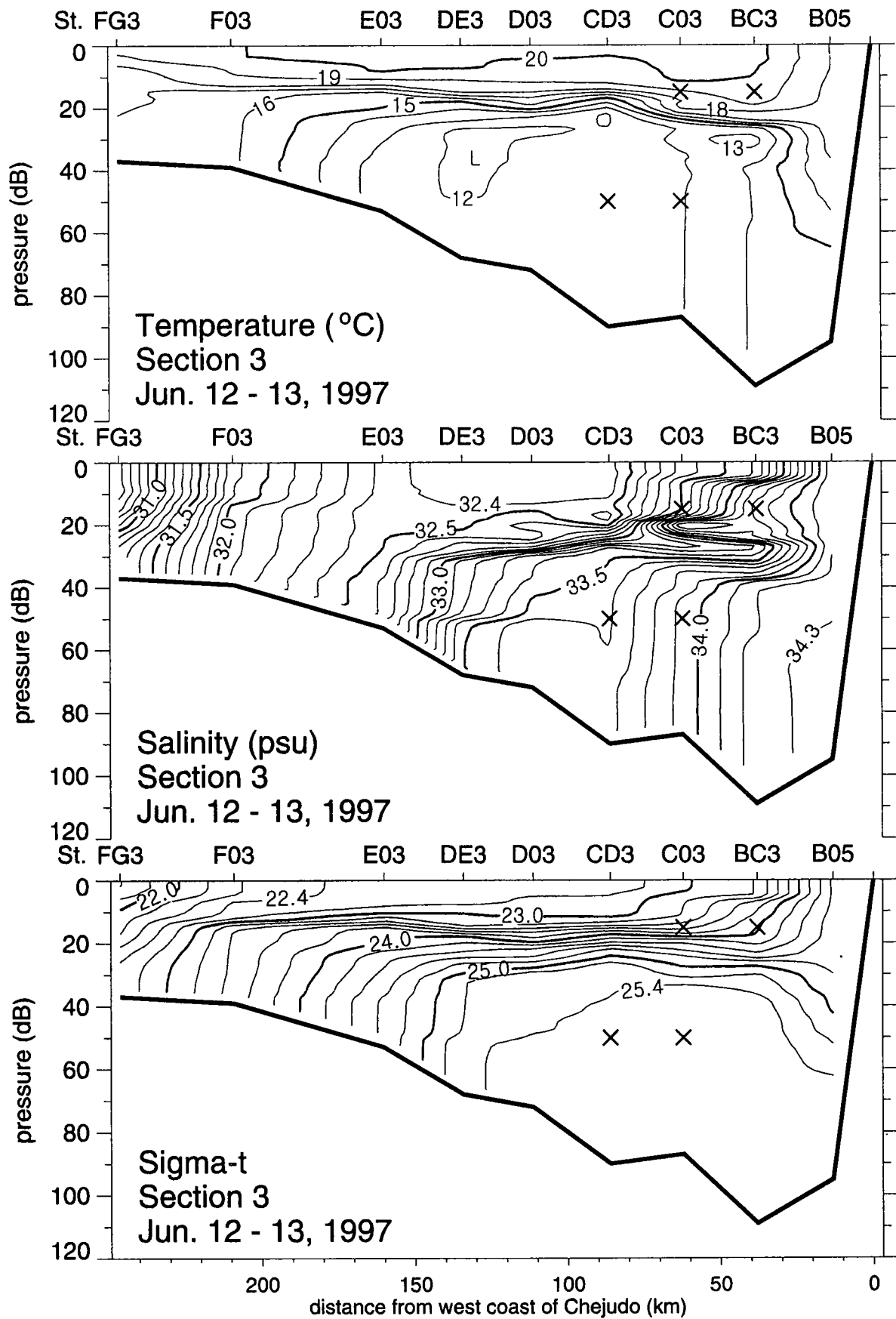


Fig. 8-10. Vertical sections of temperature, salinity, and sigma-t in early June 1996 along the thick line between Cheju-do and Changjiang estuary in Fig. 8-9. Crosses denote drogue depths.

Oct. 1996

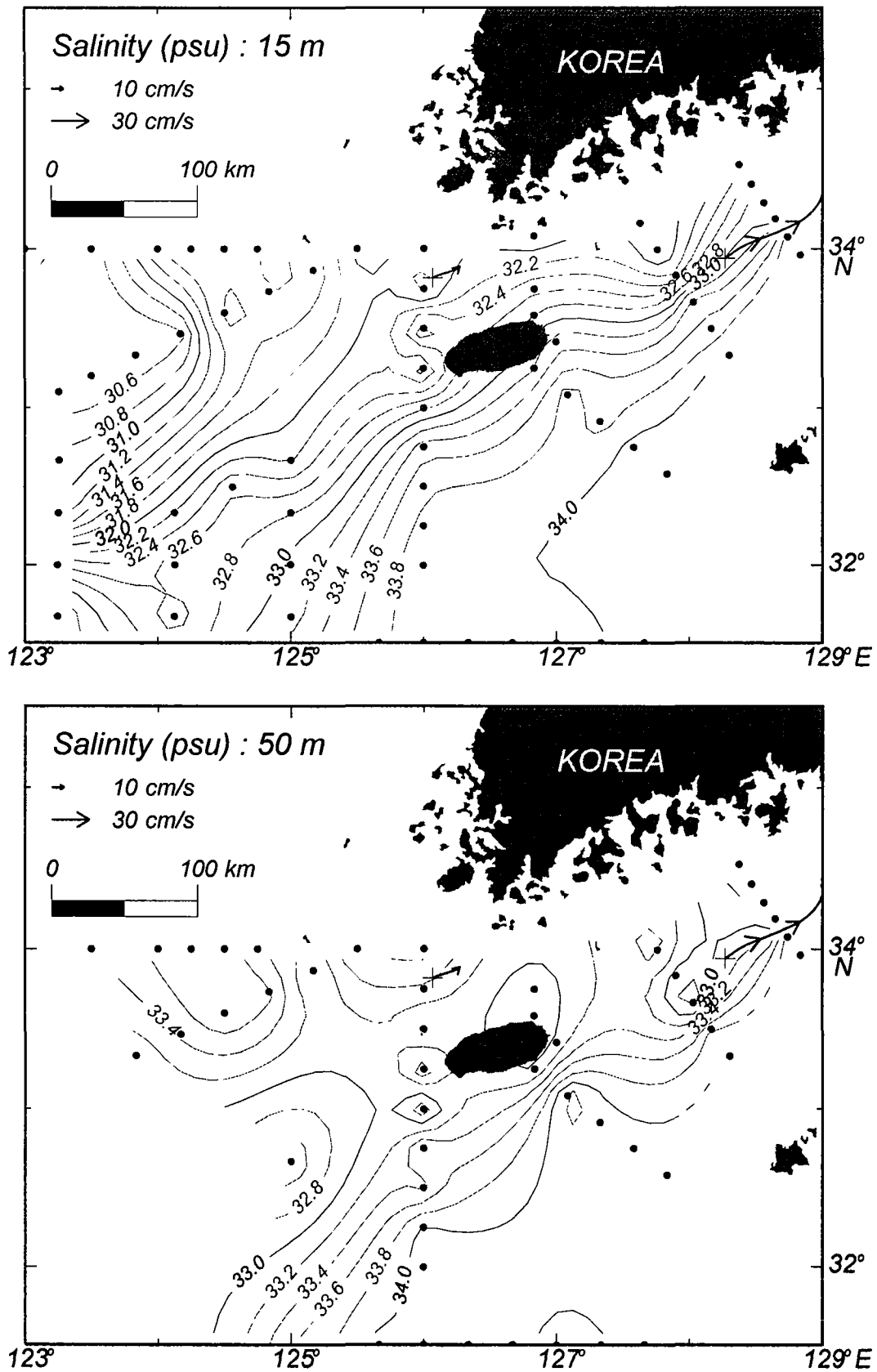


Fig. 8-11. Salinity at 15 m and 50 m depths during early October, 1996 and trajectories of two satellite-tracked drifters having drogues at 15 m. Dots denote CTD stations. Arrows on the trajectories indicate daily mean current vectors, with scales at the upper left corner.

Bottom Salinity (34.0 psu)

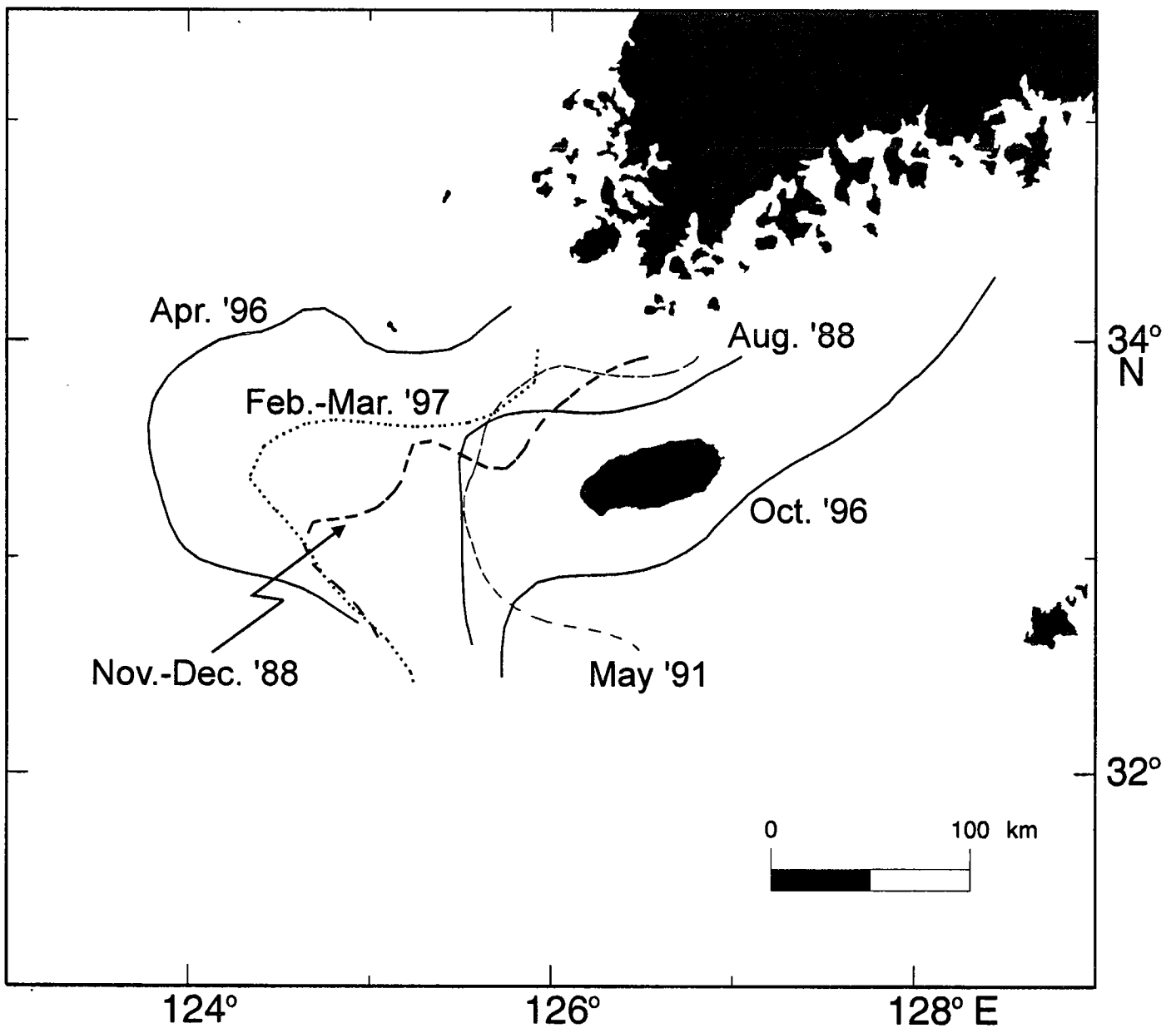
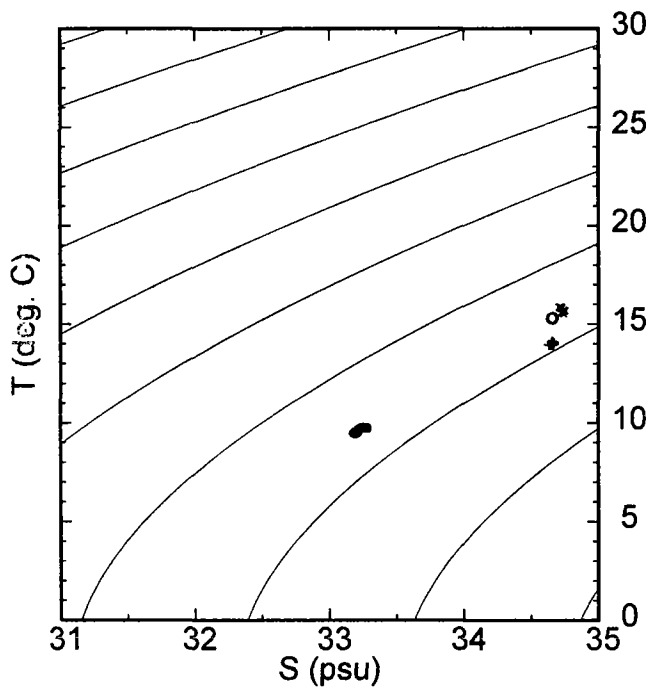
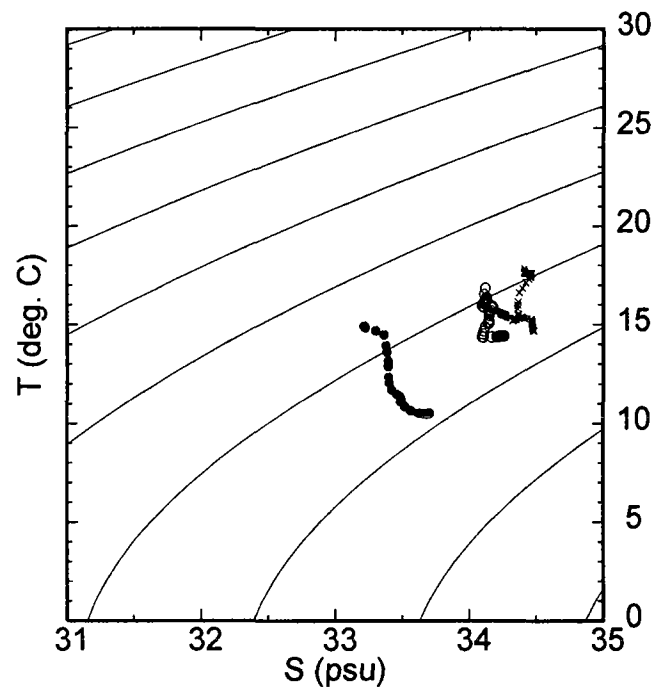


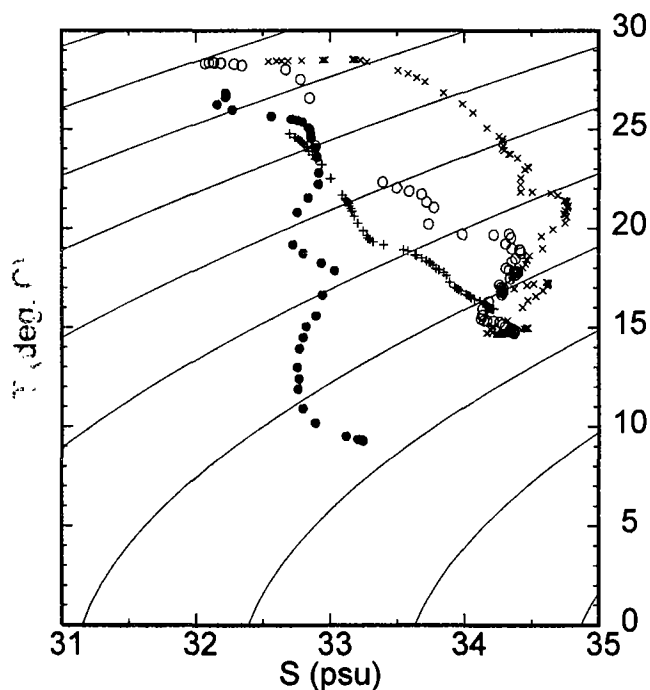
Fig. 8-12. Seasonal distribution of the 34.0 psu isohaline near bottom. The Cheju Warm Current water was advanced farthest to the northwest in April 1996, but retreated farthest to the southeast in October 1996.



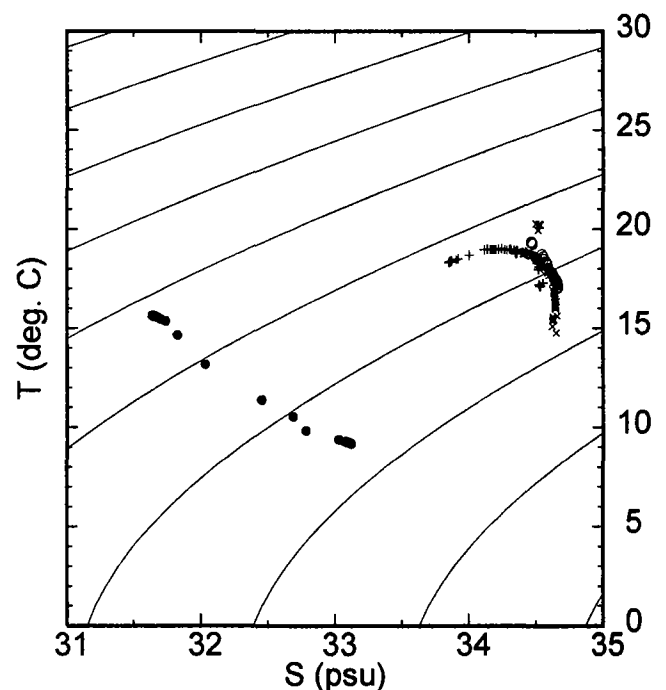
(a) Feb.-Mar. 1988



(b) May 1991



(c) Aug. 1988



(d) Nov. 1986

Fig. 8-13. Seasonal temperature and salinity diagrams at four selected stations, 317 (dots), 510 (crosses), 705 (x marks), and 710 (open circles). Locations of the stations are in Fig. 8-1.

KORDI 91-98

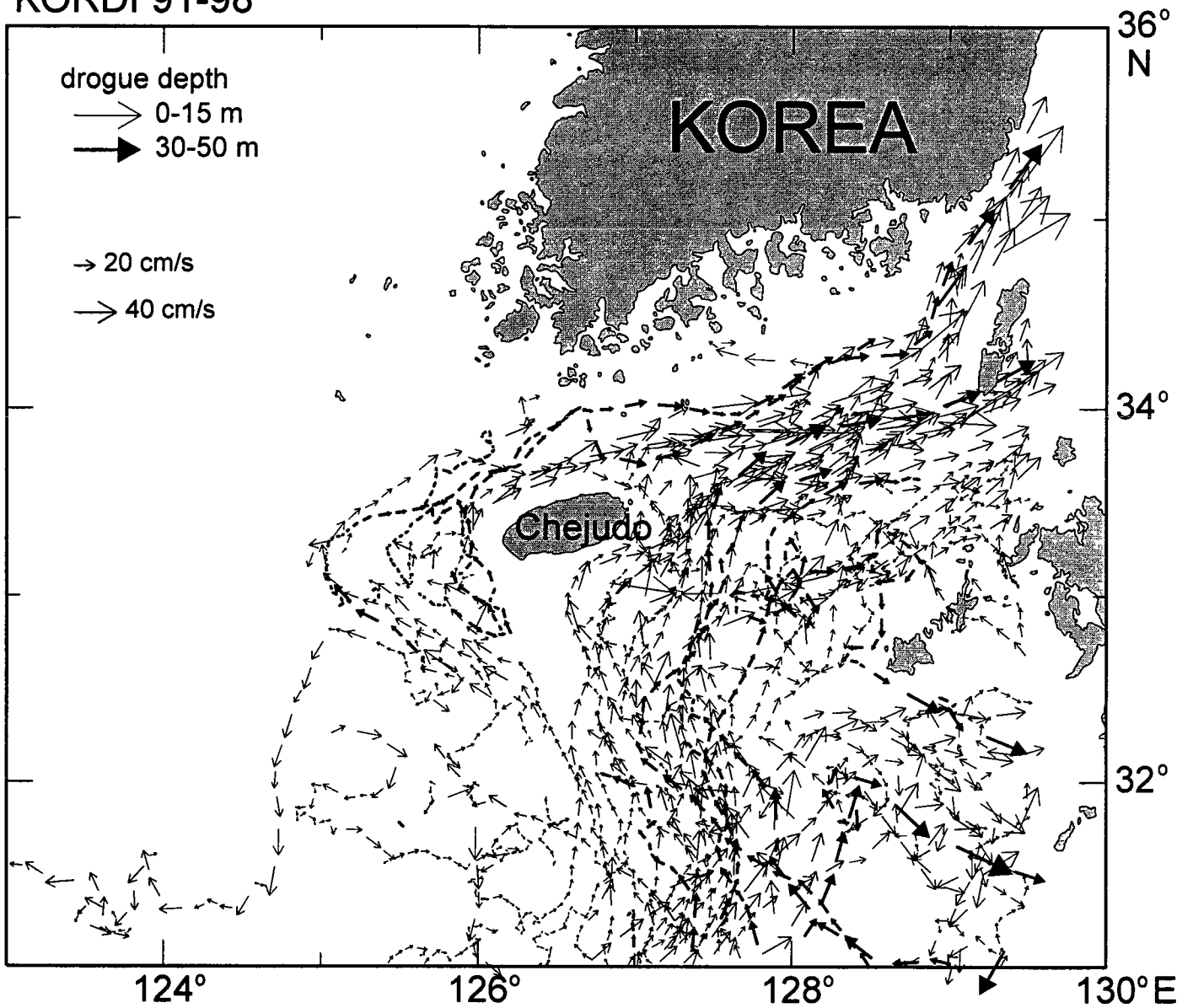


Fig. 8-14. A composite map of trajectories of satellite-tracked drifters in the northern East China Sea. The drifters were released during 1991 to 1998 by KORDI. Arrows indicate daily mean velocity vectors, with scales on the upper left panel. Thin and thick lines correspond to surface drifters with drogues at the surface or 15 m and to deep drifters with drogues at depths of 30 to 50 m, respectively.

제 9 절 황동중국해 조석모델링

황동중국해의 수심평균 순압(Barotropic) 조석 모델링의 연구 결과를 Continental Shelf Research (Vol.18, issue 7, p739-772, 1998)에 게재하였으며, 이를 본 보고서에 수록한다. 상기 연구결과를 요약하면 아래와 같다.

상기 연구는 황·동중국해를 대상으로 Ryukyu 열도와 대한해협을 개방경계로 하고, 위, 경도 약 7km (위도방향=1/16°, 경도방향=1/12°) 해상도상의 2차원 조석 수치모델을 통하여 주요 5개 분조(M_2 , S_2 , N_2 , K_1 , O_1)와 2개 천해분조(M_4 , MS_4)의 조석체계에 대한 연구 결과를 제시하고 있다. 본 논문에서는 1980년대 이후 한반도 서남해 연안과 일본 연안의 최근의 조석자료, 조류 관측자료와의 비교를 통한 충분한 검증을 실시하여, 연안의 상세역 모델링 및 외해역에서의 ADCP관측자료로부터의 조류성분 제거 등 기초 해양물리 연구 및 응용연구에 이용할 수 있는 정도의 정확도를 지닌 계산결과를 제시하고 있다. M_2 분조의 조석전파도의 경우 기존의 결과들보다 일부 개선된 결과를 산출하였으며, 관측치와의 rms 편차는 진폭 9.7 cm, 위상 4.5°로서 연안의 조석모델링의 입력자료로 활용할 수 있을 것으로 사료된다. K_1 과 같은 일주조는 반일주조에 비해 오차가 상대적으로 크게 나타나는 데 이는 Quadratic 형태의 해저마찰력이 일주조와 반일주조에의 영향의 차이에 기인하는 것으로 보인다.

조류관측자료를 이용한 조류타원 특성의 비교를 통해 황동중국해에서 반일주조 및 일주조의 조류타원 회전방향의 경계를 구분하였으며, 제주도 북방에서 관측된 조류타원 방향의 변화도 성공적으로 잘 재현하였다. 조류타원의 영역 구획은 기존의 Fang et al. (1991)이 경우보다 향상된 결과를 산출하였다.

아울러 그간 검증자료의 불충분과 비선형 특성으로 인해, 그 특성을 명확하게 이해하지 못했던 천해분조 M_4 , MS_4 분조의 생성과 전파특성을 제시, 황·동중국해에서 비선형 현상을 이해할 수 있는 계기를 마련하였다. 천해분조중에서 상대적으로 진폭크기가 큰 이들 분조의 계산치와 관측치와의 비교결과, 황해내에서 그간 신뢰성 있게 제시되지 않았던 천해분조의 전체적인 전파특성은 파악하였으나, 경기만 내에서의 관측치와 계산치와의 위상차는 설명하지 못하였는 데 이는 경기만내의 복잡한 지형효과에 기인한 것으로 판단된다. 추후 보다 해상도 높은 모델 적용이 필요할 것으로 사료되며, 이 경우 광역모델의 천해분조 계산결과는 정밀격자 모델의 입력자료로 활용될 수 있을 것이다.

본 연구를 통해 밝혀진 학술성과 중의 하나는 독립조석과 공진조석간의 상호작용 기작에 대한 발견이다. 한반도 주변의 조석현상을 이해하는 데 있어서 주요한 요소중의 하나는 주변해 자체에서 태양과 달의 기조력 (Tide generating force)에 의

해 발생하는 독립조석 (Independent tide)과 태평양을 통해 Ryuky 열도를 통해 황 동중국해 내부에서 반응하는 공진조석 (Co-oscillating tide)의 역할에 대한 이해이다. 본 논문에서는 황·동중국해에서의 예를 통하여, 내부에서 기조력 (Tide generating force)에 의한 독립조석이 상대적으로 큰 에너지를 지닌 공진조석에 의한 마찰 상호작용 (Frictional interaction)에 의하여 독립조석파가 감쇄를 일으킨다는 기작을 발견하였다. 이로 인해 독립조석파의 황해 중앙부에 위치한 내부 무조점은 중국연안 방향으로 이동하며, 경기만에서의 30cm에 달하던 M_2 분조의 진폭의 크기는 10cm 정도의 크기로 감쇄됨을 보였다. 이같이 감쇄된 진폭의 독립조석은 공진조석과 위상차에 의하여 최종적으로 인천해역에서의 공진조석의 M_2 진폭을 약 1% 변화시키는 것으로 밝혀졌다. 이러한 황·동중국해 조석 모델링 연구에서 발견된 독립조석과 공진조석의 상호작용에 대한 기작은 북해 (North Sea)나 여타 대양과 연결된 연변해 (Marginal seas)에서의 공진조석과 독립조석의 상호작용을 규명하는데도 확대 적용될 수 있을 것으로 예상된다.

기조력 효과와 아울러 본 논문에서는 수심에 따라 달리 표현되는 해저마찰력의 효과 등에 대한 실험을 실시하였는데 일정한 마찰력의 경우와 비교하여 비슷한 결과를 산출되어, 광역모델링에서 수심에 따라 변화되는 마찰계수 공식의 적용가능성을 확인하였다.



PERGAMON

Continental Shelf Research 18 (1998) 739–772

CONTINENTAL SHELF
RESEARCH

Fine Grid Tidal Modeling of the Yellow and East China Seas

Sok Kuh Kang^a, Sang-Ryong Lee^b, Heung-Jae Lie^a

^a Korea Ocean Research and Development Institute, Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, South Korea

^b Department of Marine Science, Pusan National University, Pusan 609-735, South Korea

Received 14 October 1996; accepted 29 May 1997

Abstract

A fine grid tidal modeling experiment is carried out in order to investigate the tidal regimes for major five tidal constituents, the nonlinear tidal phenomena in terms of M_4 and MS_4 generation, and the independent tide by the tide generating force in the Yellow and East China Seas (YECS). In this study a two-dimensional numerical model based upon a subgrid-scale (SGS) stress modeling technique is used with the tide generating force included. The model was validated with recently observed tide and current data. The calculated tidal charts for tidal elevation show a generally good agreement with existing ones, with more accurate feature of the M_2 cotidal chart in comparison with both the observed data and the existing tidal charts. A careful comparison of the computed diurnal amplitude with observations suggests that the diurnal constituents seem to be overdamped especially in the Kyunggi Bay region, for the case when quadratic bottom friction law is used.

Propagation features of the M_4 (MS_4) tides are discussed in the YECS, based upon the analyses of the observed and calculated results. The amphidromic system of the M_4 is quite complicated and one noticeable characteristic is that the propagation direction of the M_4 tidal wave along the west coast of Korean peninsula is opposite to that of the M_2 tidal wave. This result coincides with observations. The propagation feature of the MS_4 is almost similar to that of the M_4 , but with lesser amplitude. The responses of the M_4 tidal features to momentum diffusion term and depth-dependent form of the friction coefficient are also discussed.

It is also shown that when the independent tide (Defant, 1960) arising from tide generating force (TGF) coexists with tidal waves (co-oscillating tide) arising from external boundary forcing, the TGF tidal waves are dissipated and their amphidromes tend to move westward. This may be interpreted as a process whereby the incident and reflected TGF tidal waves are damped by co-oscillating tide arising from external force at open boundaries. The TGF amplitude is found to be up to 10 cm and 4 cm in the Kyunggi Bay for the M_2 and S_2 constituents while those for all diurnal constituents are less than 1 cm over the entire model domain. © 1998 Elsevier Science Ltd. All rights reserved

1. Introduction

A comprehensive work on the tide and tidal currents in the Yellow and East China Seas (YECS) was done by Ogura (1933) (see also Defant, 1960). He also edited the co-tidal and co-range charts on these seas using the method of Proudman and Doodson (in Defant), based upon a large number of tidal measurements. Recently the co-tidal and co-range charts were redrawn by Nishida (1980), but the updated tidal charts were also argued for the amphidromic pattern in Korea Strait (Odamaki, 1989). A comparison between the observed and computed phase lags and amplitudes also indicates that the M_2 tidal chart is inaccurate somewhere in the western coast of the Korean peninsula. For example, the largest coamplitude value in the Kyunggi Bay in Nishida (1980) is 240 cm, but the observed value is larger. Further the co-tidal line passing Kunsan (KS) (see Fig. 1) and Incheon (IC) in Nishida's chart also seem to be inaccurate. A numerical experiment with boundary condition extracted from inaccurate tidal charts would produce erroneous results.

Various numerical experiments (An, 1977; Choi, 1980, 1990; Kang et al., 1991) have been carried out to investigate the tidal regime in the YECS. However, the model boundaries of An (1977) and Choi (1980, 1990) are on the continental shelf edge of about the 200 m isobath or further in the inner region of the YECS. Modeling with the above boundary should use the open boundary data extracted from the tidal charts by Ogura (1933) or Nishida (1980), but will result in possible inaccuracies due to errors in their charts.

Momentum diffusion has not been considered in the tidal modeling for the YECS in the previous studies and is often neglected in other regions, for example, the fine grid tidal flow study of the North Sea by Verboom et al. (1992). The momentum diffusion term, however, needs to be investigated as it may affect the tidal regime of high wave number motion such as the M_4 component, since the term is increasingly effective for higher wave motion.

It should be observed that the model area covers the shallow region of the Yellow Sea (mostly shallower than 100 m) and the deep region in the Okinawa trough (up to 2,500 m) of the East China Sea, as seen in Fig. 2 showing model depth. This feature raises two kinds of issues in numerical modeling in the YECS. Firstly, effectiveness of depth-dependent form of the bottom friction coefficient needs to be examined. Secondly, the tide generating force (TGF) should be considered. It is well known that the response of TGF depends upon depth and other factors. Kang et al. (1991) first investigated the effects of the tide generating force of the M_2 tide in the surrounding seas of the Korean peninsula. However, they did not investigate the deformation of tidal waves by TGF (independent tide) (Defant, 1960) by the tidal waves arising from external force (co-oscillating tide). The tidal waves of smaller amplitude are expected to be strongly distorted by the tidal waves of larger amplitude, when an independent tide propagates along with co-oscillating tides.

In particular the tidal regimes of higher harmonic components such as M_4 and MS_4 have not been thoroughly investigated in the YECS in the sense that validation against the observed data was not made, even though Choi (1990) compared the result

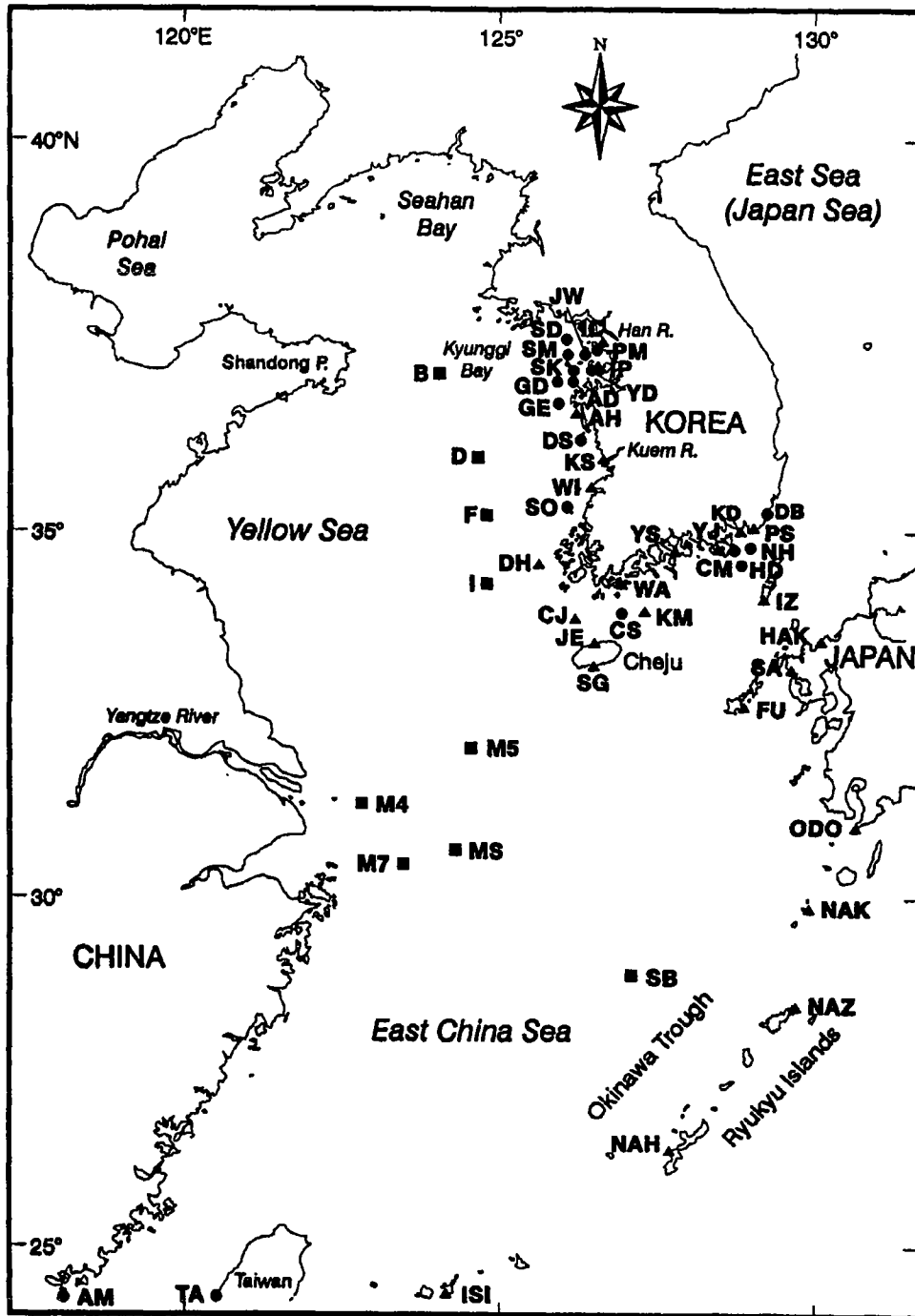


Fig. 1. Location map for temporary (dark circle) and long-term (dark triangle) tide and tidal current stations used for model validation and extracting open boundary values. Tidal elevation are simultaneously recorded at stations B and D. See also Table 1 for details.

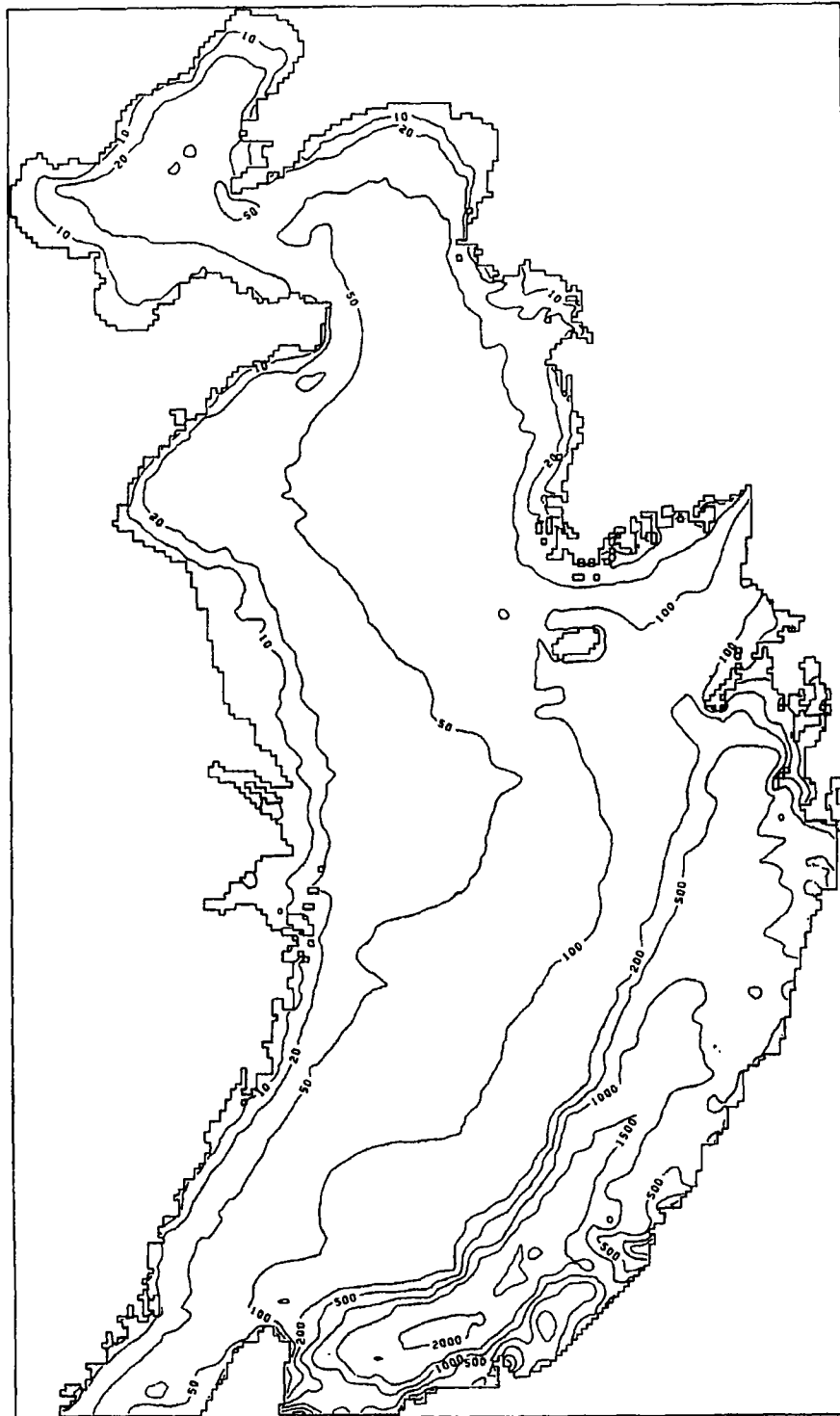


Fig. 2. Depth contour of the modelled area (unit : meter).

of the M_4 tide with tidal current data. The M_4 tidal regimes in the YECS were not also examined in the traditional tide studies by Ogura (1933) and Defant (1960).

In this paper the M_2 , S_2 , N_2 , K_1 and O_1 tidal regimes of the YECS are investigated by using a two-dimensional depth averaged numerical model on the fine grid system. The present model also considers momentum diffusion, which is taken into account based upon subgrid-scale (SGS) stress modeling techniques, using the Smagorinsky (1963) formula. The response of the tidal regime to both the depth-dependent, and constant, friction coefficient is examined. The model region extends to Ryukyu islands to utilize the observed data for open boundary condition. Model results are extensively validated using current data both in winter in the eastern Yellow Sea and in summer in the East China Sea, as well as recently observed tidal data around the western and southern coasts of the Korean peninsula.

This paper also examines the mutual interaction between the tidal waves only by TGF without external force and the tidal waves by external force. The interaction is investigated in terms of the dissipation of independent tides and the movement of their amphidromic points under the presence of the co-oscillating tides. In addition, the tidal regimes of the M_4 and MS_4 tides, having relatively larger amplitudes compared with other higher harmonics, are investigated. The results of the M_4 and MS_4 tides are first compared with the observed tidal elevation data in the western and southern coasts of the Korean peninsula, and the propagation features of the M_4 and MS_4 tides in the YECS are discussed in some detail.

2. Data for validation and analysis

Recent work by Kang et al. (1995) shows that monthly harmonic constants at tidal stations around the Korean peninsula have a seasonal variability and tidal data for validation should be carefully selected before expressing the validated accuracy of numerical model, as also noted by Foreman et al. (1995). Recently observed tidal and tidal current data in the YECS are used for model validation and open boundary values. The stations are shown in Fig. 1 and other details are given in Table 1. The tidal stations consist of permanent stations where yearly tidal data were supplied by Republic of Korea Hydrographic Office (ROKHO) and Japan Ocean Data Center (JODC) and temporary stations where one month long tidal data were measured by Korea Ocean Research and Development Institute (KORDI). In particular, at stations D and B of Harkema and Hsueh (1987), pressure sensors were deployed on the bottom as well as current meters, so pressure data are especially useful for model validation. The hourly data at the stations along the Ryukyu islands (ISI (Isigaki), NAH (Naha), NAZ (Naze), NAK (Nakanoshima) and ODO (Odomari)) and the Korea Strait (DB (Daebyun), IZ (Izuhara) and HAK (Hakada)) were used for extracting open boundary values, and in the case of the Taiwan Strait (AM (Amoy), TA (Taian Ko)) the existing harmonic constants were used for open boundary values.

Two current data sets have been used for the current validation of model results. One set (I, F, D and B) is around the eastern Yellow Sea by Harkema and Hsueh (1987) and the other (SB, MS, M5, M4 and M7) in the East China Sea by Larsen et al.

Table 1
Details of tide data for model validation around the Yellow and East China Seas

Site	(name)	Latitude, (°N)	Longitude, (°E)	Period of data analysis	Source of data
IC	Inchon	37°28'08"	126°35'51"	1991.1–1991.12 (12 months)	ROKHO
KM	Komundo	34°01'30"	127°18'39"	1987.1–1987.12 (12 months)	ROKHO
CS	Chongsando	34°09'00"	126°51'50"	1989.4.16–5.20 (1 month)	KORDI
HD	Hongdo	34°32'04"	128°43'57"	1989.4.13–5.25 (1 month)	KORDI
YJ	Yangjiam	34°52'24"	128°44'53"	1991.8. 1–8.30 (1 month)	KORDI
NH	Namhyungje	34°52'52"	128°57'32"	1991.3.15–4.16 (1 month)	KORDI
SO	Sokmando	35°22'00"	126°02'36"	1990.7. 4–8. 2 (1 month)	KORDI
DS	Daehwasado	36°14'35"	126°17'00"	1990.6.30–8. 1 (1 month)	KORDI
GE	Gaeuido	36°40'42"	126°03'49"	1994.6. 1–7. 9 (1 month)	KORDI
GD	Gadukdo	36°57'41"	125°49'34"	1994.6. 1–7. 9 (1 month)	KORDI
SK	Sonkapdo	37°06'17"	126°05'21"	1994.5.31–7.20 (1 month)	KORDI
JW	Jawoldo	37°15'40"	126°20'13"	1994.5.31–7. 8 (1 month)	KORDI
YD	Yukdo	37°04'51"	126°28'01"	1994.6. 3–7. 8 (1 month)	KORDI
AD	Ando	36°57'15"	126°10'13"	1992.5.10–6. 9 (1 month)	KORDI
SM	Sonmido	37°16'38"	126°05'00"	1992.5.10–6. 9 (1 month)	KORDI
SD	Sindo	37°30'18"	126°02'43"	1992.5.10–6. 9 (1 month)	KORDI
IP	Ibpado	37°06'40"	126°32'27"	1992.5.11–6.10 (1 month)	KORDI
PM	Palmido	37°21'32"	126°30'50"	1992.5.10–6. 9 (1 month)	KORDI
D	Yellow Sea	34°00'06"	124°41'30"	1986.1–1986. 4 (3 months)	Harkema and Hsueh
B	Yellow Sea	34°56'54"	124°05'00"	1986.1–1986. 4 (3 months)	Harkema and Hsueh
AH	Anheung	36°40'12"	126°08'06"	1987.1–1987.12 (12 months)	ROKHO
KS	Kunsan	35°58'06"	126°37'36"	1987.1–1987.12 (12 months)	ROKHO
WI	Wido	35°37'04"	126°18'12"	1987.1–1987.12 (12 months)	ROKHO
PS	Pusan	35°05'35"	129°02'15"	1991.1–1991.12 (12 months)	ROKHO
KD	Kadokdo	35°01'18"	128°48'47"	1987.1–1991.12 (12 months)	ROKHO
CM	Chungmu	34°49'29"	128°26'13"	1987.1–1987.12 (12 months)	ROKHO
YS	Yeosu	35°44'39"	127°46'05"	1987.1–1987.12 (12 months)	ROKHO
DH	Daehuksan	34°40'55"	125°26'36"	1987.1–1987.12 (12 months)	ROKHO
WA	Wando	34°18'45"	126°45'41"	1991.1–1991.12 (12 months)	ROKHO
CJ	Chujado	33°57'33"	126°17'57"	1987.1–1987.12 (12 months)	ROKHO
JE	Cheju	33°30'53"	126°31'51"	1991.1–1991.12 (12 months)	ROKHO
SG	Sogwipo	33°14'12"	126°33'50"	1991.1–1991.12 (12 months)	ROKHO
SA	Sasebo	33°09'18"	129°43'36"	1991.1–1991.12 (12 months)	JODC
FU	Fukue	32°42'00"	128°51'00"	1987.1–1987.12 (12 months)	JODC

(1985), as given in Fig. 1 and Table 2. The tidal currents in the eastern Yellow Sea are suitable for the validation of a barotropic tidal model due to the homogeneity of water mass during the winter season.

The tide and current data were analyzed using a standard least-square fitting method with nodal correction. The analysis of the monthly and yearly data is made using the method by Murray (1963). The amplitudes and phases of lesser constituents for monthly data analysis can be related to the nearby larger constituents (e.g. Foreman, 1977). For the stations operated temporarily for field experiments along the

Table 2
Details of tidal current data for model validation around the Yellow and East China Seas

	Site	Observation period (record length)	Mooring depth/ water depth (m)	Source of data
I	Eastern Yellow Sea	1991.1–1991.12 (21 days)	48/94	Harkema and Hsueh (1987)
F	Eastern Yellow Sea	1991.1–1991.12 (57 days)	70/96	Harkema and Hsueh (1987)
D	Eastern Yellow Sea	1986.1–1986.4 (3 months)	41/87	Harkema and Hsueh (1987)
B	Eastern Yellow Sea	1986.1–1986.4 (3 months)	38/75	Harkema and Hsueh et al. (1987)
SB	Self Break	1980.6–1980.7 (31 days)	177/250*	Larsen et al. (1985)
MS	Mid-shelf 1	1980.6–1980.6 (21 days)	32/48*	Larsen et al. (1985)
M5	Mid-shelf 2	1981.8–1981.8 (10 days)	20/40*	Larsen et al. (1985)
M4	East China Sea	1981.8–1981.8 (10 days)	38/50*	Larsen et al. (1985)
M7	East China Sea	1991.8–1991.8 (10 months)	50/70*	Larsen et al. (1985)

*The total depth at stations marked by * was not given in reference and the depths were read from bathymetric charts.

western and southern coasts of Korean peninsula the harmonic constants at the neighbouring permanent tidal stations were used for reference values, as is also done in Kang et al. (1995).

3. A two-dimensional tidal model

3.1. Model formulation

The governing equations are described under the spherical polar coordinate system to consider curvature of the earth, variation of Coriolis force with latitude, and variation of the tide generating forces with latitude as well as longitude. The usual depth averaged two-dimensional equation of shallow water waves can be alternatively represented in terms of depth-integrated velocities as follows:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \chi} \left(\frac{U^2}{h} \right) + \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\frac{UV}{h} \right) = - \frac{gh}{R \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \chi} (\eta - (1 + k - h') \zeta_n) + \frac{UV \tan \phi}{Rh} + 2\omega \sin \phi V - K_b \frac{U \sqrt{U^2 + V^2}}{h^2} + F_z \quad (1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \chi} \left(\frac{UV}{h} \right) + \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\frac{V^2}{h} \right) = - \frac{gh}{R} \frac{\partial}{\partial \phi} (\eta - (1 + k - h') \zeta_n) + \frac{V^2 \tan \phi}{Rh} - 2\omega \sin \phi U - K_b \frac{V \sqrt{U^2 + V^2}}{h^2} + F_\phi \quad (2)$$

$$R \cos \phi \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial \chi} + \frac{\partial (V \cos \phi)}{\partial \phi} = 0 \quad (3)$$

where χ is longitude, ϕ latitude, h water depth, η surface elevation, U mass flux in χ , V mass flux in ϕ , R radius of the earth, $K_b = g/C^2$, g gravity acceleration, C Chezy coefficient and F unresolved processes. The full set of non-linear equations is solved with an ADI finite difference scheme (Kang, 1991). The characteristic of the scheme of linear equations is the same as the S21 scheme and is described in detail by Abbott et al. (1981).

The term $(1 + k - h')\zeta_n$ in Eqs. (1) and (2) represents the tide generating forces. The modification factor by earth tide, $(1 + k - h')$ or Love numbers k and h' are chosen to be dependent on frequency following Foreman et al. (1993). However, they are often assumed to be constant, as in Pingree and Griffiths (1987). The tidal potential function ζ_n for the M_2 , S_2 , N_2 , K_1 and O_1 tides were taken from Foreman et al. (1993).

$$\zeta_n = H_n \cos^2 \phi \cos(\omega_n t + 2\chi + V_n) \quad \text{for semi-diurnals} \quad (4a)$$

$$= H_n \sin 2\phi \cos(\omega_n t + \chi + V_n) \quad \text{for diurnals} \quad (4b)$$

where the amplitudes H_n are listed in Table 3 from Foreman et al. (1993), ω_n is the frequency and V_n is the astronomical argument.

The momentum diffusion term was considered in terms of a subgrid-scale modeling technique, since momentum diffusion effects induced from the subgrid term is often larger than the dispersion effect (Elder, 1959). All of the motions induced by small-scale processes, not directly resolved by model grid (subgrid-scale), are parameterized in terms of horizontal diffusion processes. The terms F_χ and F_ϕ represent these unresolved processes and can be written as

$$F_\chi \approx \frac{\partial}{R \cos \phi \partial \chi} \left(2A_M \frac{\partial u}{R \cos \phi \partial \chi} \right) + \frac{\partial}{R \partial \phi} \left\{ A_M \left(\frac{\partial u}{R \partial \phi} + \frac{\partial v}{R \cos \phi \partial \chi} \right) \right\} \quad (5a)$$

$$F_\phi \approx \frac{\partial}{R \partial \phi} \left(2A_M \frac{\partial v}{R \partial \phi} \right) + \frac{\partial}{R \cos \phi \partial \chi} \left\{ A_M \left(\frac{\partial u}{R \partial \phi} + \frac{\partial v}{R \cos \phi \partial \chi} \right) \right\} \quad (5b)$$

where (u, v) is velocity component with constant C_s .

$$A_M = C_s \Delta \chi \Delta \phi \left[\left(\frac{\partial u}{R \cos \phi \partial \chi} \right)^2 + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v}{R \cos \phi \partial \chi} + \frac{\partial u}{R \partial \phi} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{R \partial \phi} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (5c)$$

Table 3
Love numbers and tidal potential amplitude from Foreman et al. (1993)

Constituent	k	h'	H_n
O_1	0.298	0.603	0.10128
K_1	0.256	0.520	0.14246
N_2	0.302	0.609	0.04674
M_2	0.302	0.609	0.24408
S_2	0.302	0.609	0.11355

where $\Delta\chi$ and $\Delta\phi$ denote the grid interval in the χ and ϕ directions. For the coefficient of subgrid-scale (SGS) stress we used the Smagorinsky (1967) diffusivity idea. The technique of subgrid-scale stress modeling is described in detail by Abbott and Basco (1989).

The bottom friction term has been expressed in quadratic friction form following the general applicability of the quadratic friction law for semi-diurnal tide modeling (Pingree and Griffiths, 1987). However, the model domain covers the shallow part (less than 100 m) of the Yellow Sea and the deep part (up to 2,500 m) in the Okinawa Trough. This implies that nonuniformity of the bottom friction coefficient might be required. Therefore, both the constant and depth-dependent form of the Chezy coefficient ($m^{1/2}/s$) were applied.

$$c = 64.336, \quad (6a)$$

$$c = h^{1/6}/n \quad \text{with } n = 0.029. \quad (6b)$$

According to Eq. (6b) the Chezy coefficient for $h = 40, 65$ and 1000 m are $C = 63.8, 69.1$ and 109.0 $m^{1/2}/s$, respectively, which allows a more depth-dependent form for the bottom friction coefficient than the form used by Verboom et al. (1992).

3.2. Computation

The initial and boundary conditions required for the solution of Eqs. (1)–(3) are described as follows. At $t = 0$, $U(\chi, \phi, t) = V(\chi, \phi, t) = 0$ are specified at all points. Boundary conditions for the tidal model are no flow normal to the coast and specified elevations along the open boundaries. The open boundaries consist of three sections; Taiwan Strait, section along the Ryukyu islands and Korea Strait. Along the open boundaries five tidal constituents M_2, S_2, N_2, K_1 and O_1 , except for shallow water constituents to be generated inside the region, have been considered, based upon the measured data along the open boundary points in comparison with existing tidal chart (Nishida, 1980). For the boundary points between the observed boundary points, linearly interpolated amplitudes and phases are used. The open boundary elevations are prescribed for the five constituents according to the expression:

$$\eta(t) = \sum f_j A_j \cos(\omega_j t - G_j + V_{0j} + U_j) \quad (7)$$

where f_j and U_j are the astronomical amplitude and phase corrections and V_{0j} is the astronomical argument related to Greenwich.

The grid resolution is $1/16^\circ$ in latitude and $1/12^\circ$ in longitude, twice as fine as that of Kang et al. (1991). The total number of grid cells is 22,742, and the depth contours of the model domain is presented in Fig. 2. The time step used is 100.0 s and maximum depth in the Okinawa Trough about 2500 m. Thus the Courant number C_r , defined as

$$C_r = \frac{\Delta t \sqrt{g(h + \eta)}}{R \Delta \phi}, \quad (8)$$

reaches to about 2.2 in the Okinawa Trough and less than 1.0 in most of model region of depth less than 200 m. The numerical scheme with $C_r = 1.0$ enables the short wave, having 24 grid intervals per wave length, to keep celerity ratio about 0.98, as shown in Abbott et al. (1981). This confirms that the M_4 tidal wave, having about 30 grid intervals (see Fig. 6a), in the shallow area of YECS, can be simulated with almost no error of phase celerity.

In this study the Smagorinsky eddy viscosity model was extended to the two-dimensional free surface flow modeling, and the empirical constant of equation (5c), dependent only on Kolmogorov's universal constant, is chosen as $C_s = 0.3$ in the present study, which is a little larger than the value ($C_s \sim 0.2$) used by Lilly (1967) and Deardorff (1971) for the three-dimensional study.

After initial warming run, a continuous 28 day run was carried out. The 28 day long time series are subject to harmonic analysis to calculate amplitudes and phases of the M_2 , S_2 , N_2 , K_1 , O_1 , M_4 and MS_4 constituents. For harmonic analysis of calculated time series the related components have not been considered, since the components expected to occur are forcing components and higher harmonics generated through nonlinear interaction.

3.3. Model validation

The present model was validated by comparing the model results with observations at 34 tidal stations, including (B and D) located at the central Yellow Sea and 9 current meter sites (see Fig. 1, Tables 1 and 2).

The results for elevation validation of the M_2 , K_1 , M_4 and MS_4 tides are listed in Table 4 and root-mean-square (rms) amplitude and phase differences for the 5 components are given in Table 5, showing that the M_2 rms (amplitude, phase) differences are (9.7 cm, 4.5°). The accuracy of the present model for M_2 elevation is better than that of Choi (1980) where the M_2 rms (amplitude, phase) differences are (17.7 cm, 22.0°). The difference between the two works may be due to the different grid resolution and the data quality used for validation.

The computed tidal chart for the M_2 tide is shown in Fig. 3. Solid lines denote coamplitude lines and dotted lines the co-tidal lines. The general pattern of the tidal chart shows a generally good agreement with existing tidal charts, even though two amphidromic points in the Pohai Sea show a degenerate amphidrome pattern, compared to those by Ogura (1933) (see also Defant (1960)) and Nishida (1980). However, our results show a partly more accurate, but meaningful result in cotidal chart of the M_2 tide than in previous tidal charts. That is, the tidal phase at Kunsan (KS) is about 3 h, while the 3 h line in Ogura and Nishida's charts is located about 20' southward. The reason for the error is that Ogura and Nishida used the tidal data measured at farther inner station of Kunsan where tidal hour is about 25 min later than that at the present outer station of Kunsan. It seems that they did not consider the propagation time of the M_2 tidal wave from entrance of Keum estuary to the tidal station. Some erroneous features of the existing tidal charts in regard to phase of M_2 occurs again in cotidal hour around Inchon (IC) located in inner Kyunggi Bay, since observed lunar hour at Inchon is about 4.6 h, as shown in Table 4, but Ogura's

Table 4
Observed (OBS) and calculated (CAL) M_2 , K_1 , M_4 and MS_4 elevation amplitudes and phases for the sites shown in Fig. 1.

Site	M_2 (OBS)		M_2 (CAL)		K_1 (OBS)		K_1 (CAL)		M_4 (OBS)		M_4 (CAL)		MS_4 (OBS)		MS_4 (CAL)	
	am	ph	am	ph	am	ph	am	ph	am	ph	am	ph	am	ph	am	ph
IC	290.6	138.4	277.0	135.4	38.8	306.6	31.9	299.6	6.9	88.3	11.6	241.7	5.7	160.7	8.9	282.7
PM	272.8	133.6	267.5	132.9	39.5	303.1	31.9	298.0	5.1	87.2	10.6	246.5	2.4	154.4	7.9	288.8
JW	250.5	129.3	249.2	132.4	38.0	300.0	31.3	297.9	4.7	95.7	9.5	252.4	2.9	179.3	7.0	296.3
YD	250.6	125.6	251.1	127.7	37.9	298.3	31.4	295.2	4.2	96.7	8.8	245.6	2.6	181.7	6.4	289.2
SM	232.9	127.7	229.4	133.5	39.4	299.8	30.8	298.7	2.4	83.9	9.6	260.0	1.4	158.1	7.0	305.8
SD	242.2	138.1	248.9	140.6	39.8	304.1	31.4	301.9	3.5	149.6	12.5	254.9	2.4	212.4	9.3	299.7
IP	261.3	127.5	257.4	127.9	39.1	299.8	31.6	295.3	3.2	111.2	9.2	243.3	2.1	191.7	6.7	286.2
SK	222.4	121.7	216.2	126.5	37.4	295.4	30.4	294.9	3.9	91.2	6.2	255.6	2.3	161.8	4.4	302.6
AD	220.3	115.8	216.3	121.9	37.1	292.6	30.5	292.4	2.6	49.8	5.4	251.9	1.4	110.2	3.8	298.7
GD	192.6	116.6	187.7	122.3	35.7	294.8	29.4	293.9	2.7	75.2	3.7	259.4	1.7	142.6	2.6	309.8
B	63.2	122.6	70.3	123.8	24.6	320.0	20.8	312.7	0.8	345.1	2.9	357.5	0.5	86.3	2.2	59.0
AH	211.0	104.3	194.3	106.4	36.0	289.3	29.6	284.0	4.9	84.0	4.7	109.9	3.7	126.5	3.5	150.3
GE	195.5	105.8	190.1	108.9	35.7	290.1	29.2	286.1	4.0	58.7	2.5	112.0	2.2	122.1	1.9	149.0
DS	199.9	90.8	190.9	94.4	34.6	282.2	29.1	277.7	6.5	87.3	12.8	93.9	3.8	150.4	9.3	138.0
D	101.9	87.5	94.3	91.2	22.3	296.2	19.2	288.6	2.0	77.8	3.2	51.3	2.0	140.5	2.3	98.0
KS	218.5	90.1	203.5	89.4	34.4	282.1	29.3	275.1	13.1	103.4	20.8	87.5	9.1	149.4	15.3	132.4
WI	197.6	77.0	185.8	79.9	33.8	275.4	28.5	270.2	6.5	92.8	15.1	77.0	3.3	138.4	10.5	120.7
SO	168.5	67.7	158.1	66.8	32.3	271.2	27.2	262.9	2.6	142.2	6.8	83.3	1.5	241.8	4.0	130.0
CM	78.0	253.0	87.2	251.4	15.1	180.3	14.7	168.3	1.0	239.3	3.0	181.0	0.9	276.5	1.5	220.6
YS	97.5	262.6	106.5	258.5	19.3	183.3	17.5	171.8	1.4	239.5	4.4	196.6	1.9	294.9	1.5	224.6
DH	106.4	40.4	99.3	25.3	24.2	257.2	23.8	243.1	4.0	167.3	4.1	176.7	3.3	228.4	3.4	234.0
HD	61.6	252.9	66.4	254.7	11.5	194.3	11.1	180.9	0.7	232.5	1.4	174.1	0.6	236.7	0.8	211.5
WA	105.1	295.0	124.9	294.8	26.7	205.0	27.5	196.4	4.6	123.4	4.3	179.7	3.1	176.6	2.9	217.1
CS	94.1	289.2	108.6	291.7	26.0	203.6	26.4	199.1	2.4	97.1	3.6	183.6	2.3	135.8	2.3	222.7
KM	88.9	277.6	103.1	278.5	23.6	201.6	24.1	195.4	0.8	115.1	3.5	193.4	0.4	192.8	2.1	232.6
CJ	87.4	323.4	101.0	316.8	26.5	220.3	27.0	212.8	4.4	123.3	4.6	174.4	2.9	176.2	3.2	221.3
JE	69.8	318.6	83.4	308.4	23.0	222.7	23.8	213.8	3.1	151.1	4.0	184.7	2.3	216.0	2.7	232.0
SG	76.5	281.8	92.4	283.2	24.2	209.9	25.5	204.1	0.4	116.6	1.0	206.5	0.2	114.9	0.6	255.6
SA	83.7	241.7	92.9	243.6	24.3	219.0	29.5	213.9	1.3	305.3	0.6	325.3	1.0	23.1	0.5	8.7
FU	75.5	233.3	83.7	234.1	23.3	212.6	26.8	206.5	1.2	317.4	0.7	333.1	1.0	29.4	0.4	28.1
NH	49.1	244.3	49.0	250.1	6.7	171.9	7.2	163.6	1.2	200.1	0.6	170.0	1.3	211.9	0.3	203.0
YJ	50.9	242.6	51.2	246.5	8.1	159.5	8.0	154.7	0.9	243.6	0.6	175.4	1.2	277.9	0.3	224.6
KD	55.9	244.4	51.1	244.9	8.0	163.2	8.0	148.9	1.4	214.8	0.6	184.1	1.3	242.7	0.3	246.7
PS	39.1	236.4	40.5	240.7	4.4	143.7	7.3	133.4	0.7	198.7	0.3	158.6	0.7	223.0	0.1	200.2

Note: Phase lag are referred to 135°E. Amplitude (am) is in cm and phase lag (ph) in degrees.

Table 5
RMS difference of (amplitude(cm), phase lag(deg)) at the sites in Table 1 and Fig. 1

Component	M_2	S_2	N_2	K_1	O_1
RMS DIF (<i>am, ph</i>)	(9.7, 4.5)	(8.1, 8.8)	(6.5, 9.0)	(4.8, 7.4)	(4.4, 5.7)

tidal charts show 5 h co-tidal line passes through Inchon. Of particular interest is the co-amplitude line of 90 cm around the Cheju island (see also Fig. 9). The larger amplitude at the southwestern, and the smaller amplitude in the northeastern corner of the Cheju may show that this model has simulated the subtle amplitude variation around the island by scattering of tidal waves, as investigated by Lee (1989) and Kim and Lee (1986). This is because with finer resolution, spatial current variation around the island would be better resolved with stronger currents in the NE and SW corner, as expected, and eventually tidal scattering process will appear around the Cheju island.

The computed tidal chart for K_1 is shown in Fig. 4. The general pattern of present model is in good agreement with the existing tidal charts by Ogura (1933) and Nishida (1980). In the case of diurnal K_1 tide the rms amplitude and phase differences are relatively large, considering its mean amplitude, and some of the observed K_1 amplitudes are 25% larger. The computed values are generally smaller than observed values, with computed values being a little larger than 30 cm at Kyunggi Bay. Considering that with only K_1 constituent included in modeling, the amplitude around Kyunggi bay reaches to more than 40 cm, this large difference seems to have originated from over-damping of the diurnal component by other semi-diurnal components under quadratic bottom friction, since the damping of the constituent by semi-diurnal constituents is about 30%, as estimated in Table 9.

The results for tidal current validation for M_2 and K_1 are listed in Tables 6a and 6b. The computed harmonic constants for current with the grid resolution of about 7 km coincide quite well with observed ones. At I, F, D and B, RMS difference of the M_2 for u -amplitude, u -phase lag, v -amplitude, and v -phase lag are 2.9 cm, 24.6°, 4.4 cm and 7.4°, respectively which are less than those, at other stations, of 8.1 cm, 27.8°, 6.8 cm and 20.9, respectively. This trend is also found in the K_1 tide. The better agreement at I, F, D and B seems to result, not only from the barotropic feature, but also from their locations in a better behaved region where tidal propagation more characteristically behaves as a Kelvin wave, as pointed out by a referee.

4. Characteristics of tidal ellipses

The observed tidal ellipse features as well as the direction of tidal rotation are compared with those of the calculated results, and the results are given in Table 7. The computed major and minor axis speed for M_2 and K_1 are generally in good agreement with the observed ones, but with less agreement of K_1 at M4 and M7. For the rotation

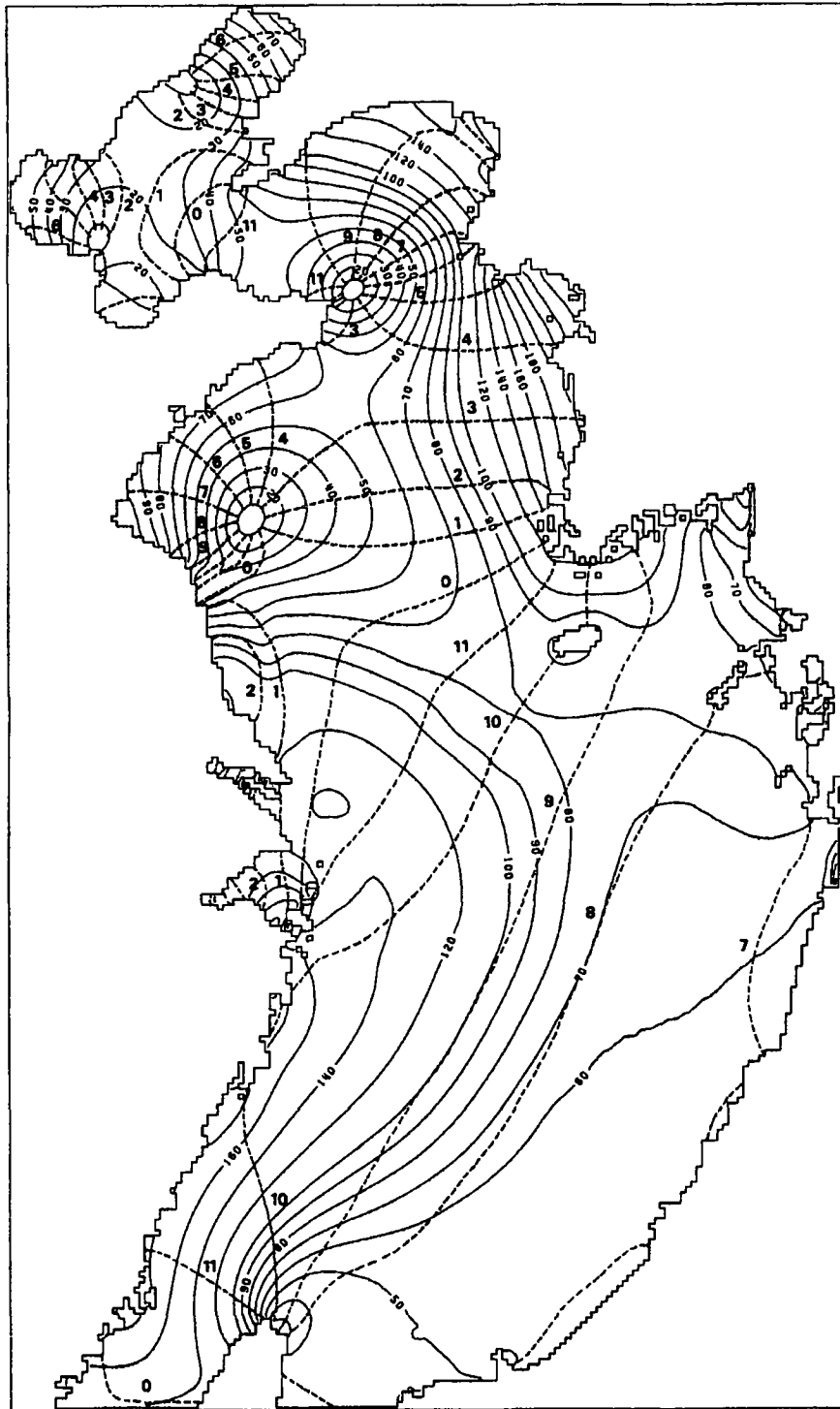


Fig. 3. Computed tidal chart of the semi-diurnal M_2 constituent. Solid and dotted lines denote the co-amplitude in cm and co-tidal hour line, respectively. Tidal hour (Phase lag) is referred to 135°E . Same notation is used in following figures.

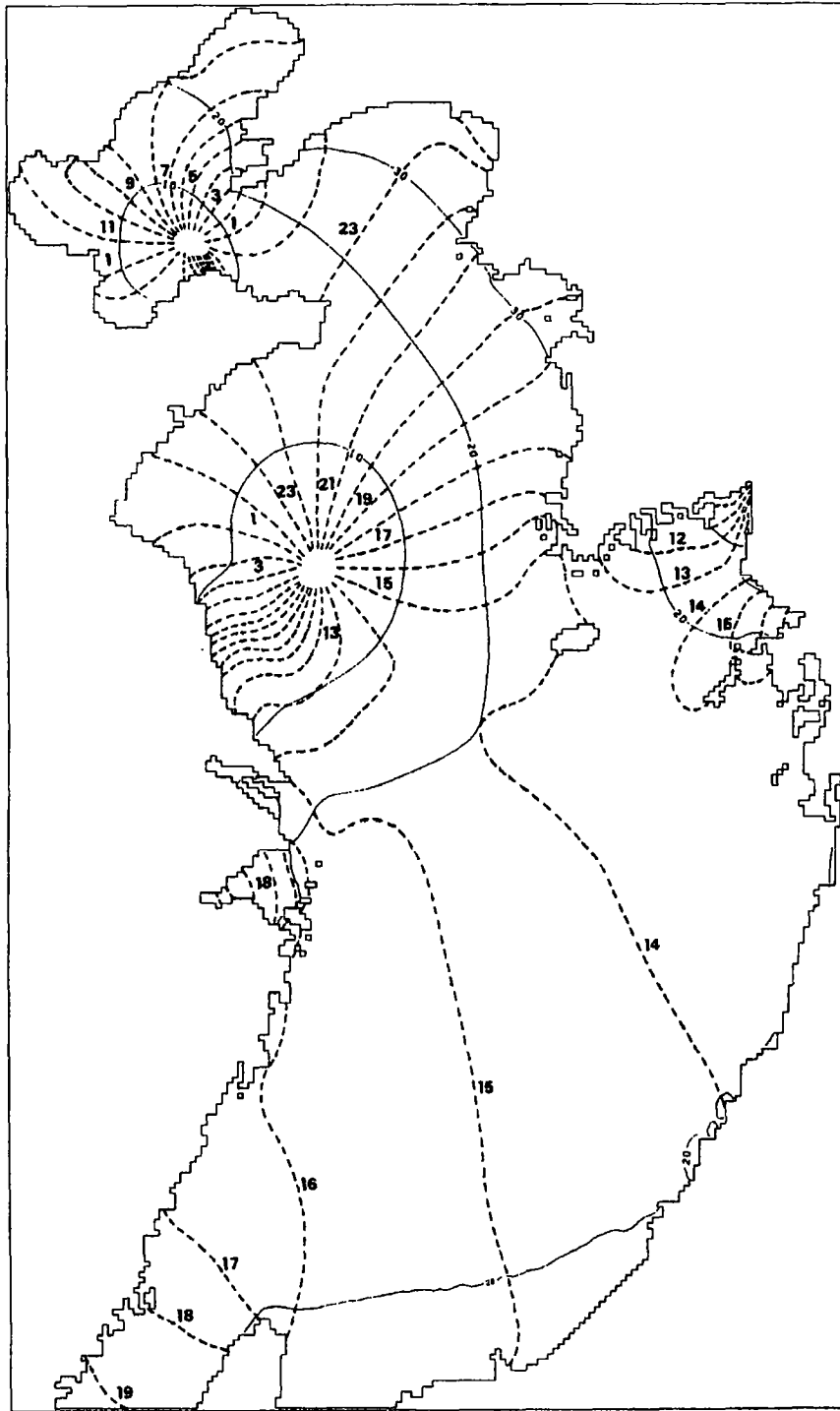


Fig. 4. Same as Fig. 4 except for the diurnal K_1 constituent.

Table 6a
Comparison of the M_2 harmonics of the tidal current at the Yellow and East China Seas

Station (depth)	U am (cm/s)		U ph (deg)		V am (cm/s)		V ph (deg)	
	OBS	CAL	OBS	CAL	OBS	CAL	OBS	CAL
I(48)	13.3	15.7	111.5	136.7	43.7	44.9	358.5	8.0
F(70)	5.0	10.0	7.2	41.5	39.9	45.7	19.4	28.1
D(41)	15.1	15.5	10.8	21.3	26.1	27.9	63.3	65.9
B(38)	18.6	19.9	4.4	26.7	32.8	26.5	146.2	153.0
SB(110)	11.8	7.1	339.9	9.9	7.4	4.3	218.7	234.0
MS(32)	35.9	50.9	59.0	45.4	34.2	42.9	266.9	296.3
M5(20)	53.2	57.8	61.0	76.7	59.5	53.2	324.3	342.3
M4(25)	44.4	42.7	63.8	113.2	44.8	40.2	312.4	338.7
M7(28)	32.0	39.3	52.7	62.5	43.1	52.5	298.8	306.6

Note: Depth in meter denotes the depth of moored current meter.

Table 6b
Same as Table 6a except for the K_1 harmonic

Station (depth)	U am (cm/s)		U ph (deg)		V am (cm/s)		V ph (deg)	
	OBS	CAL	OBS	CAL	OBS	CAL	OBS	CAL
I(48)	2.6	3.1	79.3	56.7	12.6	10.2	253.2	240.3
F(70)	2.4	0.8	127.3	142.8	10.4	10.7	252.0	240.7
D(41)	1.4	1.8	230.9	153.6	8.8	8.4	257.2	254.3
B(38)	2.4	2.1	144.3	144.5	5.8	7.3	272.3	272.1
SB(110)	1.7	1.8	10.5	14.1	1.3	0.9	136.4	52.5
MS(32)	3.2	7.4	319.4	329.8	4.3	5.7	265.7	234.5
M5(20)	10.0	7.7	333.1	326.7	9.8	8.6	256.5	243.5
M4(25)	8.1	3.5	245.0	350.3	5.8	5.3	276.9	280.6
M7(28)	2.9	4.7	310.0	335.8	7.6	5.1	182.0	248.6

Note: Data at M7 are from the average of 3 data over the depth.

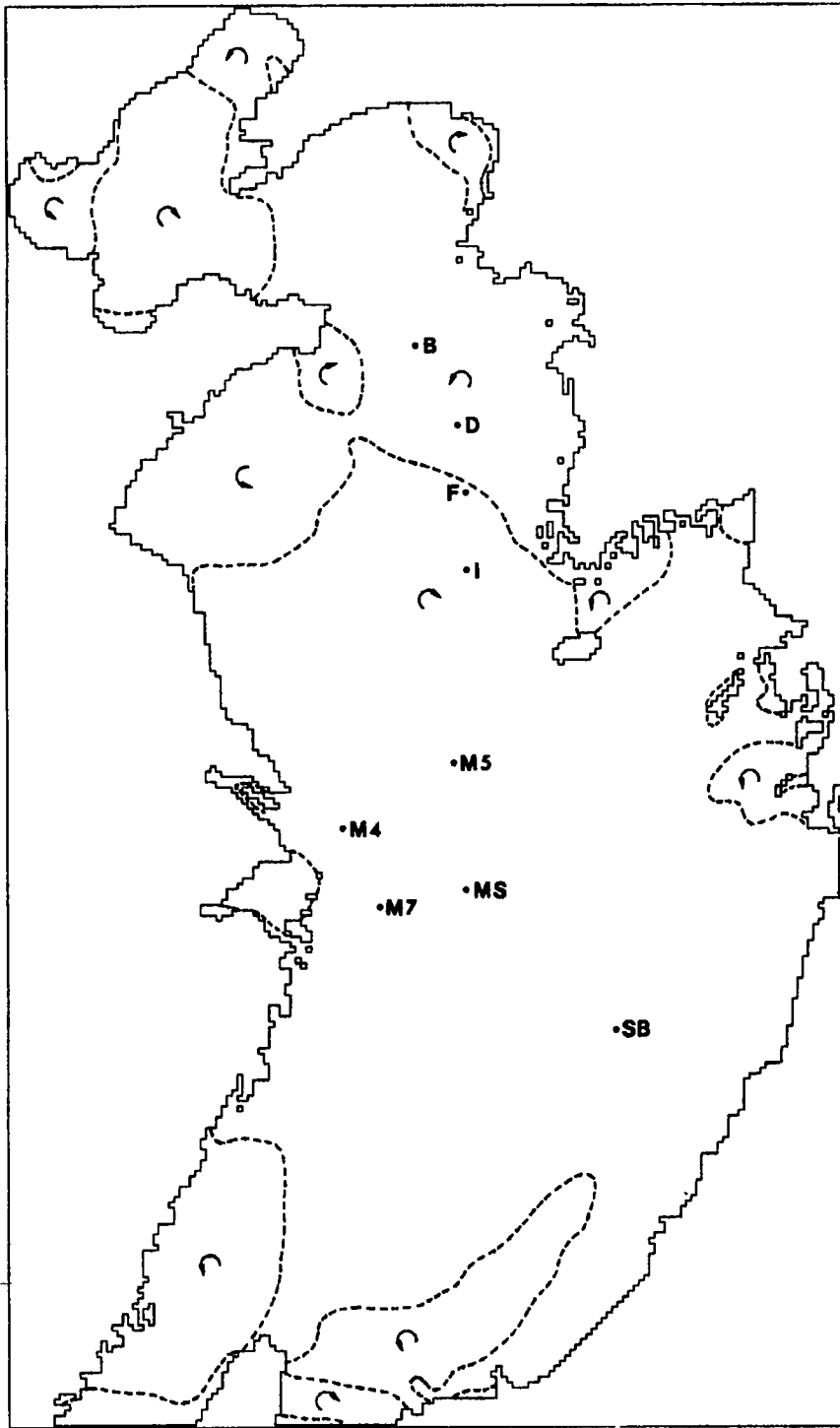
direction of tidal ellipses, Table 7 shows that the observed tidal current of the M_2 constituent rotates counterclockwise at F, D and B, but clockwise at I, SB, MS, M5, M4 and M7, which coincides well with the directions of the computed ones except for F, where the minor axis speed is very small compared with major axis speed. In the case of K_1 the observed tidal current rotates clockwise at MS, M5 and M7, and counterclockwise at I, F, D, B, SB and M4, which agree with those of computed direction except for I and M4.

The rotary features of tidal current in the whole model domain is investigated by analyzing the results of the current data. The rotation direction of the M_2 current ellipse is also plotted in Fig. 5a, and K_1 in Fig. 5b. Considering the location of F(I) and the location of limit line where the direction of the $M_2(K_1)$ changes, the inequality of

Table 7
Observed (OBS) and Calculated (CAL) tidal currents in form of tidal ellipse for components (M_2 , K_1)

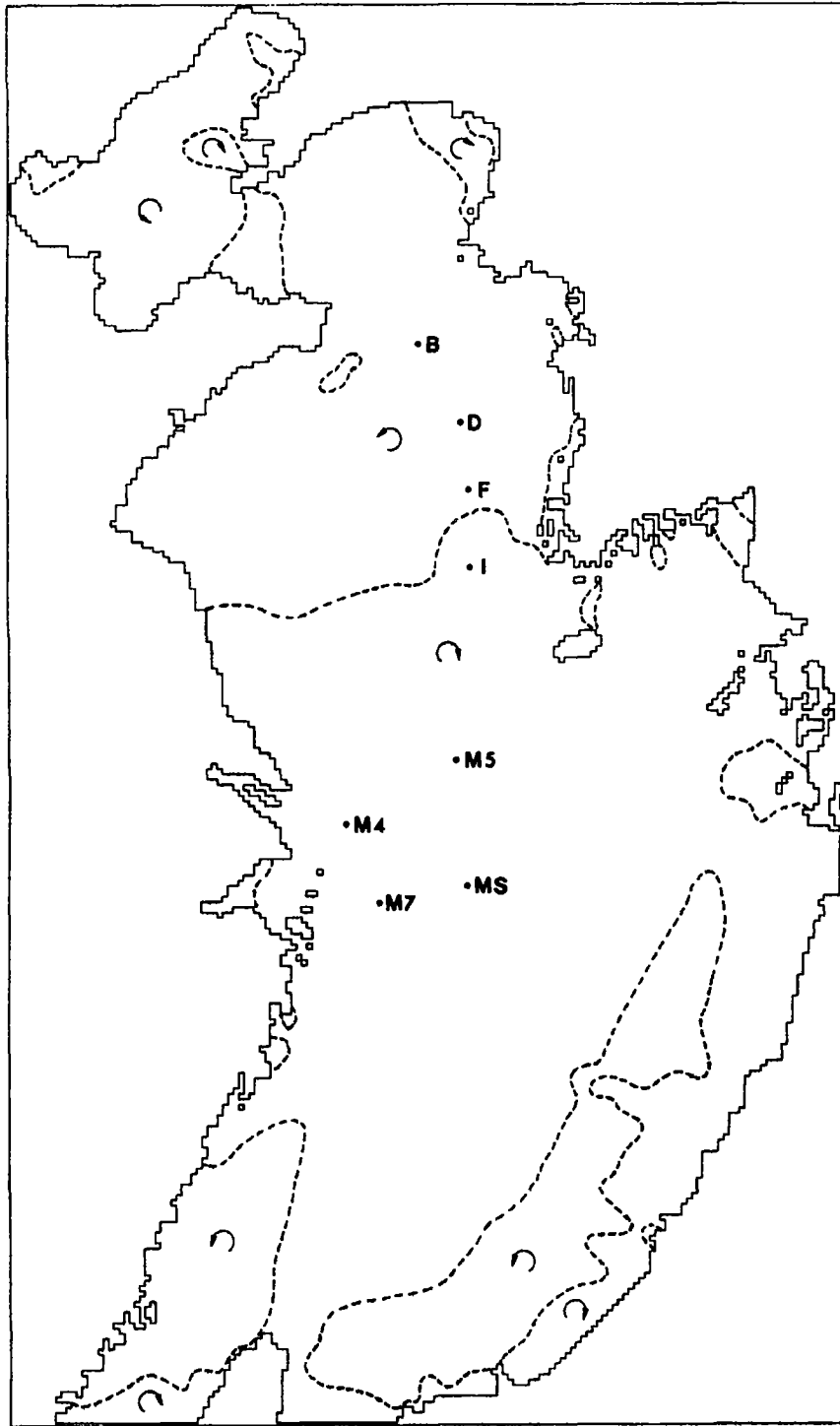
St.	M_2	K_1																			
		OBS						CAL													
		a	b	g	\dot{e}	r	a	b	g	\dot{e}	r	a	b	g	\dot{e}	r					
I		44.0	12.1	356.8	97.3	CW	46.0	11.9	5.8	103.2	CW	12.9	0.3	253.7	101.6	CC	10.7	0.2	240.2	106.9	CW
F		40.2	1.0	20.3	83.0	CC	46.7	2.3	29.0	78.0	CW	10.5	2.0	253.7	97.8	CC	10.7	0.8	240.2	90.6	CC
D		28.0	11.2	52.2	66.7	CC	30.3	10.0	58.0	65.6	CC	8.9	0.6	256.7	81.8	CC	8.4	1.8	255.2	92.4	CC
B		36.2	10.4	153.6	116.4	CC	29.9	14.2	168.1	121.9	CC	6.0	1.8	277.8	105.8	CC	7.4	1.6	274.8	100.5	CC
SB		12.6	5.9	171.0	156.5	CW	7.8	2.7	200.3	333.0	CW	1.9	0.9	173.0	147.4	CC	1.9	0.5	21.1	23.1	CC
MS		48.1	11.9	252.5	136.6	CW	55.0	37.5	246.7	148.9	CW	4.8	2.3	282.3	58.4	CW	7.4	5.6	156.4	170.4	CW
M5		60.8	51.7	304.6	113.1	CW	58.6	52.3	275.6	158.6	CW	11.0	8.7	297.3	42.5	CW	8.8	7.5	264.2	66.5	CW
M4		52.1	35.5	278.5	134.3	CW	54.1	22.6	313.3	137.5	CW	9.6	2.6	255.2	34.1	CC	5.5	3.2	292.8	70.5	CW
M7		46.2	27.3	281.4	116.6	CW	56.9	32.6	290.1	118.0	CW	7.8	2.2	177.5	104.4	CW	5.1	4.7	262.7	74.6	CW

Symbols for tidal ellipse denote g the phase lag in degree with respect to KST; a, b the major- and minor-axis speeds of the tidal ellipses, and the orientation of the ellipse measured counterclockwise from the east; r rotation; clockwise (CW) or counterclockwise (CC) rotation.



(a)

Fig. 5(a). Contours of clockwise or counterclockwise rotations of the M_2 tidal ellipse.



(b)

Fig. 5(b). Same as Fig. 5a except for the diurnal K_1 tidal ellipse.

rotation direction at F(I) is thought to be due to some inaccuracy of the computed results. Further, the inequality of K_1 at M4 seems to be possibly due to a complicated current structure at the station near the Yangtze River, since the effect of buoyant outflow inducing stratification and baroclinic current structure may occur. The general trend of the M_2 rotation direction in the Yellow Sea is more or less similar to that of Fang et al. (1991). However, a careful comparison between the two results reveals that the present study demonstrates finer structure, such as the existence of counterclockwise rotation in the region south of Shandong peninsula. As expected from analytical study, the rotation in the head region of a closed bay is cyclonic in the northern hemisphere.

It is interesting to note that the rotation of the M_2 changes rapidly at the Cheju Strait between the Cheju Island and Korean peninsula, as seen in Fig. 5a. This seems to be the complicated response of tidal waves between the peninsula and Cheju Island. The computed rapid change of the rotation of M_2 was validated by observation using Lagrangian drift tracking for several days, which is not shown here. The present study shows more accurate results for categorizing the rotation domain in the Cheju Strait than Fang et al. (1991).

4.1. M_4 and MS_4 tidal regimes

The nonlinear characteristics of the tidal phenomena in the YECS are investigated in terms of higher harmonics generation, that is, the generation of the M_4 and MS_4 tides. Among others, these two constituents were chosen for the investigation of nonlinear characteristics, since the tidal amplitudes of those are most dominantly generated through nonlinear interaction and they can be compared with observations with more confidence. In spite of the limited investigation in the M_4 tide, several researchers (Le Provost, 1976; Pingree and Maddock, 1978) paid attention to the M_4 phenomena in case of the North Sea and the English Channel, which has a more or less similar physical dimension as those of the YECS, that is, shallow and semi-enclosed shelf sea. In this part the basic characteristics of the M_4 and MS_4 in the YECS are described based upon model results without open boundary forcing and the observed data around the Korean peninsula. The computed and observed values of the M_4 and MS_4 tidal harmonics are also presented in Table 4.

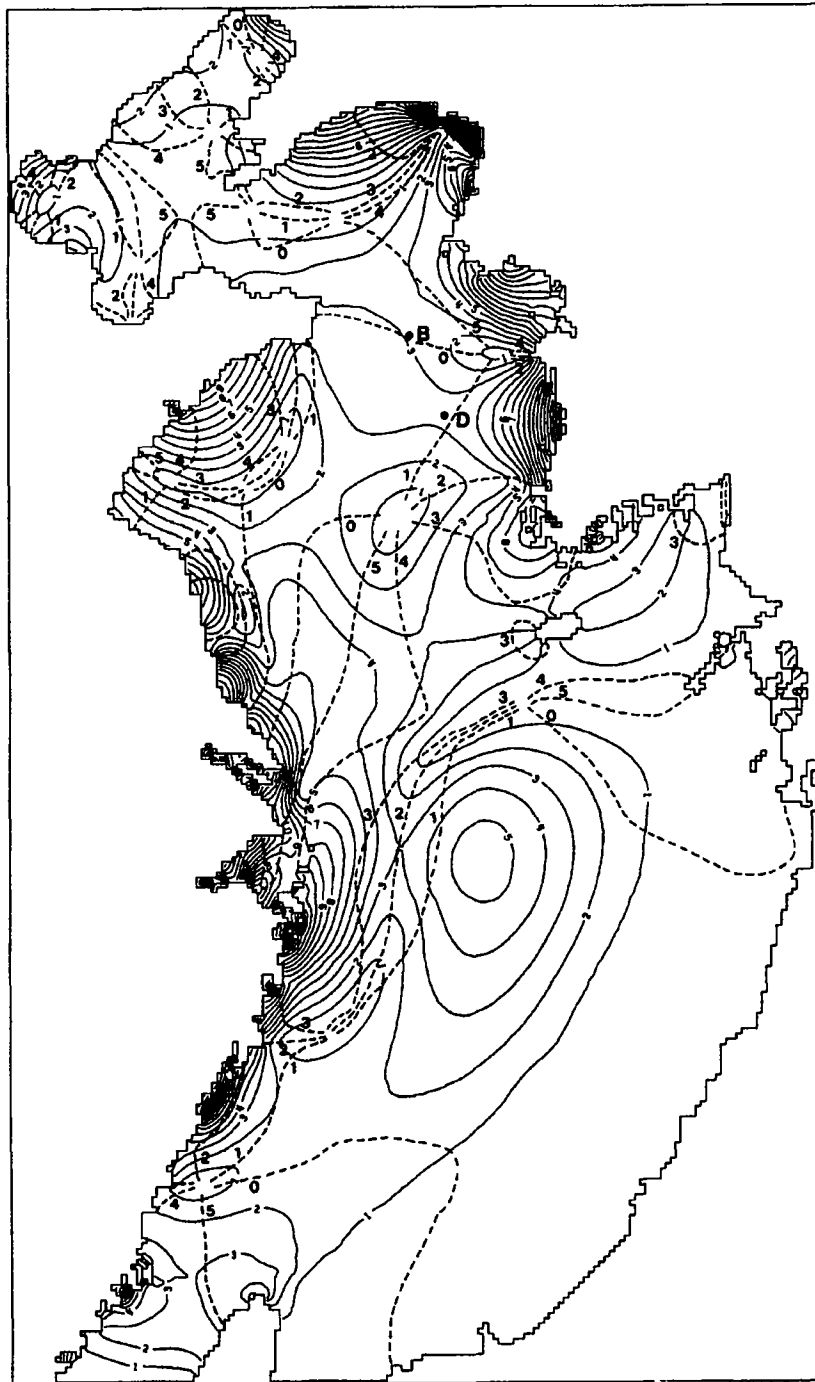
Since the propagation feature of the M_4 tidal wave has rarely been investigated in the YECS it is necessary to examine what the general pattern of propagation of the M_4 tide looks like. One of the general patterns for validation of the M_4 tide is to check propagation in the eastern Yellow Sea, since observed tidal data are available. The two observed values (stations B and D in Fig. 1 and Table 1) at the central Yellow Sea, where the local generation effect of the M_4 by islands or complicated geometry can be completely neglected from the observed results, suggest that the M_4 tidal wave propagates southward along the western coast of the Korean peninsula. Such a propagation is also shown in the comparison of phase lags at AH and DH. This propagation direction coincides with that of the computed M_4 tide in Table 4. Considering the much larger monthly variability of M_4 tidal harmonic constants compared with those of semi-diurnal or diurnal constituents and general trend of

agreement between the observed and computed results especially for phase lag, the existence of the computed M_4 amphidromic point in the central Yellow Sea may be considered reliable.

The M_4 tidal chart in Fig. 6a shows that the amphidromic pattern of the M_4 tide is much complicated than those of the semi-diurnal or diurnal constituents. The amphidromic system in the East China Sea consists of 4 amphidromic points, 5 amphidromic points in the middle Yellow Sea and 6 amphidromes in the northern Yellow Sea. The M_4 tidal wave propagates counterclockwise and clockwise in turn. Such a propagation also appears in the central Yellow Sea. The M_2 tidal wave propagates southward along the western Korean coast, which is in the opposite direction to the propagation direction of the M_2 tidal wave. The tidal chart of the MS_4 tide in Fig. 6b shows a generally similar propagation pattern to that of the M_4 tide. Degenerate amphidrome feature south of Shandong peninsula is noticeable compared with the M_4 amphidrome.

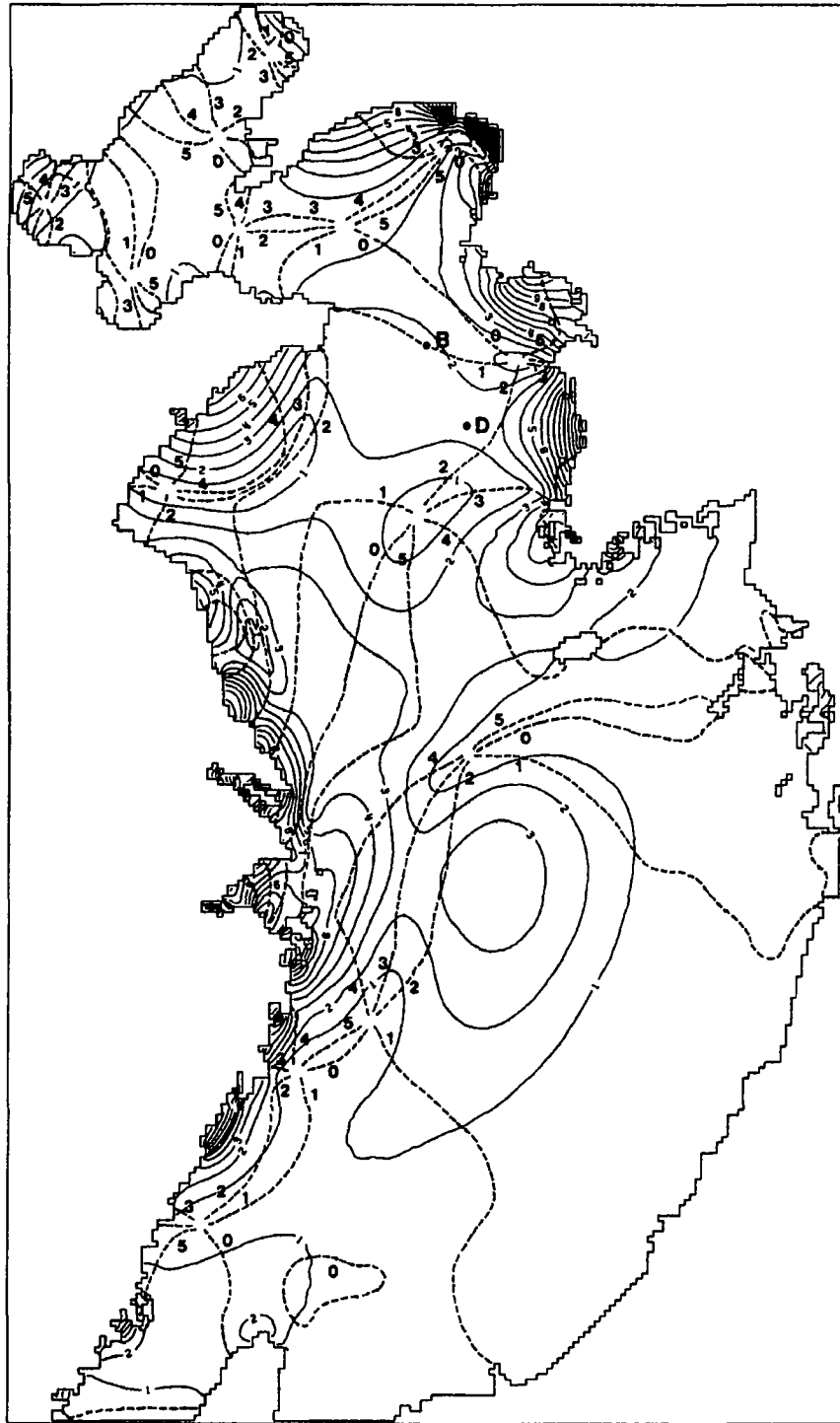
Along the East China Sea the 1 cm co-amplitude line of the M_4 tide, running northeastward from the tip of Taiwan, seems to roughly coincide with that of abrupt bathymetric change. The high amplitude lines of the M_4 and MS_4 tides appear in several coastal areas, that is, the eastern Chinese coast, western Korean coast and Seohan Bay. The general pattern of the computed M_4 amplitude seems to roughly coincide with the observed ones. However, the computed M_4 amplitude tends to be larger along the entire west Korean coast. This may be due to several factors, such as insufficient frictional damping by additional constituents, still poor resolution of local geometry, and so on. The amplitudes of the MS_4 are generally a little smaller than that of the M_4 . The largest values of the MS_4 in the Kyunggi Bay and around Kunsan are about 70% larger than the M_4 there. Like M_4 , the computed amplitudes of MS_4 tend to be larger than those measured in many stations. Comparison of Fig. 6a with Fig. 6b also reveals that M_4 tidal wave leads the MS_4 tidal wave by about one hour along west coast of Korean peninsula, which generally coincides with the trend of observations in Table 4.

It should also be noted that a large phase lag difference (about 100° – 150°) in both the M_4 and MS_4 exists at the 10 stations in the Kyunggi Bay. Considering the relatively small difference at other stations and a good agreement between observed and computed phase lag at stations B and D located off the Kyunggi Bay, this large disagreement in the Kyunggi Bay seems to be induced by a relatively poor simulation for the location of the amphidromic point off the Kyunggi bay. Even though several experiments for the different parameters have been carried out, the magnitude of deviation is not reduced significantly. The poor simulation may also be related to poor resolution of the complicated geometry, as expected from many small islands and submarine channels of Kyunggi Bay. The local generation effects of the M_4 and MS_4 tides around the small islands are also expected to influence the phase lag and amplitude. The effects of submarine channels and islands could be examined with finer resolution of a 2D grid system rather than with a method combining the solution of 1D and 2D equations, suitable for dealing with estuarine channels (Flather, 1994).



(a)

Fig. 6(a). Computed M_4 tidal chart for the coefficient of Smagorinsky formula $C_s = 0.3$ and Chezy friction coefficient $C = 64.336 \text{ m}^{1/2}/\text{s}$. B and D denote the offshore tidal stations for validation of 0(1) and 1(2)h co-tidal lines of the $M_4(MS_4)$ tide.



(b)

Fig. 6(b). Same as Fig. 6a except for MS_4 .

4.2. Effects of tide generating force

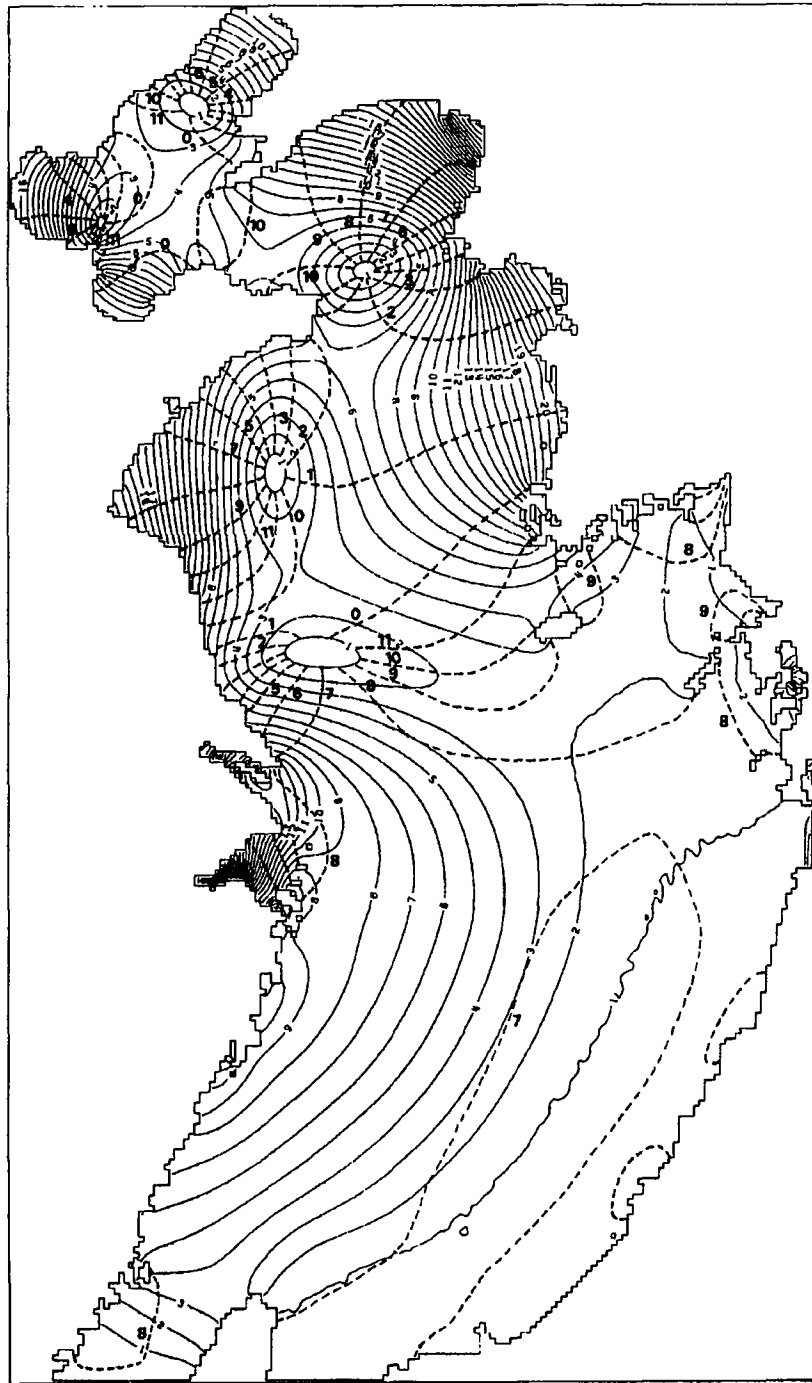
As expected, the tidal regime in the YECS consists of independent tide, driven by the tide generating force (TGF) in the model domain, and co-oscillating tide, affected by tidal propagation from the northwestern Pacific. From this point of view two kinds of experiments were carried out. Firstly, an experiment with TGF, but without external co-oscillating tidal force from open boundaries, was carried out, and the results were subject to analysis to yield tidal chart by TGF. Secondly, both computations with and without TGF were carried out, but both experiments considered external force from open boundaries. The amplitude and phase lag were computed by analyzing the difference between the solutions with and without TGF in the equations of motion as is done in Pingree and Griffiths (1987).

Fig. 7a shows computed tidal chart of the M_2 constituent generated only by TGF (independent tide) without external force and Fig. 7b with external force. That is, co-oscillating tide from northwestern Pacific was not considered in the result of Fig. 7a. Both figures show a standing wave pattern at the deep water region around the Okinawa Trough and progressive wave character on the continental shelf. In Fig. 7a two amphidromic points south of the Shandong Peninsula are worth noting. Furthermore, two amphidromic points appear clearly in the Pohai Sea. The high amplitude only by pure tide generating force reached up to nearly 27 cm in the Kyunggi Bay and 35 cm at Seohan Bay.

Fig. 7b is the tidal chart of the M_2 by TGF with external force. That is, the effect by co-oscillating tide from northwestern Pacific was considered. All amphidromic points by TGF tend to move westward and show a degenerate amphidrome pattern. In particular, amphidromic points near the Yangtze river estuary and in the western Pohai Sea, in Fig. 7a, completely disappeared. The amplitude in Fig. 7b reaches up to 10 cm at the Kyunggi Bay and 5 cm in the Seohan Bay, much decreased compared to that of Fig. 7a.

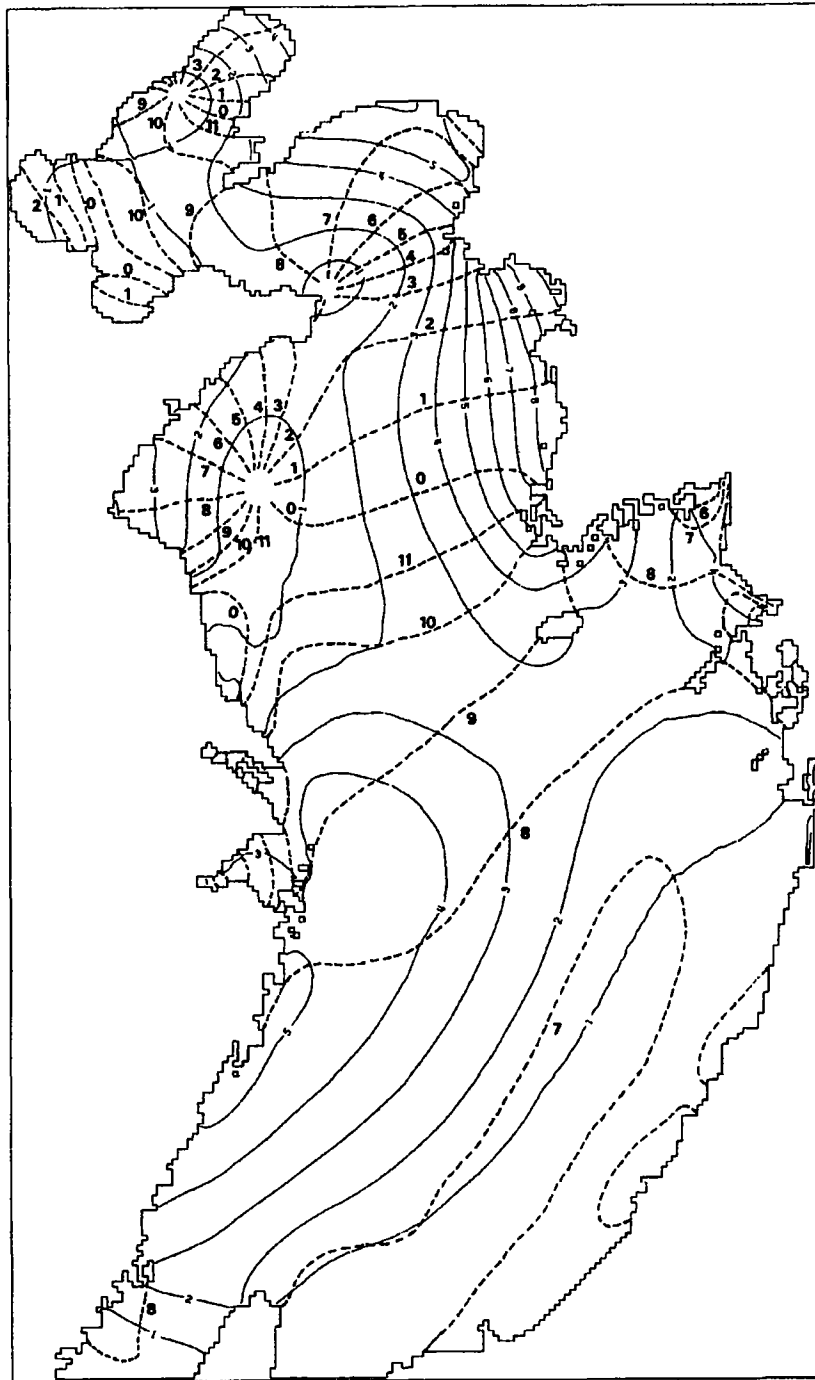
The S_2 amphidromic patterns by TGF with and without external force are more or less similar to those of the M_2 , however, with only one amphidromic point south of Shandong Peninsula. The amplitude only by TGF reaches up to 12 cm in the Kyunggi Bay and 15 cm in the Seohan Bay. The amplitudes again decrease to 4 and 2 cm in the Kyunggi and Seohan Bays, respectively, when external force at open boundaries is included. More dominant dissipation of the M_2 and S_2 amplitudes in the Seohan Bay seems to be caused by relatively shallower depths and strong current speeds around 60 cm/s for the v component at 10–20 m isobath region, as also seen in Lie (1995). The amplitude of the K_1 tide by TGF without external force is at most 1 cm order of magnitude in the Seohan Bay. This small amplitude may be due to the smaller amplitude of tidal potential and relatively smaller amplification of tidal waves in the Yellow Sea, compared with those of the semi-diurnal constituents, which is not shown here.

As shown above, the amplitude by TGF with co-oscillating tide was found to be about 10 and 4 cm in the Kyunggi Bay for M_2 and S_2 constituents, while those by diurnal constituents are less than 1 cm. The TGF effect for the M_2 constituent was found to increase the amplitude of the co-oscillating tide by nearly 1.0% at Incheon in



(a)

Fig. 7(a). Computed M_2 tidal chart by tide generating force without co-oscillating tide effect from the northwestern Pacific.



(b)

Fig. 7(b). Computed M_2 tidal chart by tide generating force similarly to Pingree and Griffiths (1987) with co-oscillating tide effect from the northwestern Pacific.

the Kyunggi Bay. However, the effect for other constituents at Inchon was found to decrease the amplitude by about 1.0° 2.5% due to phase lag larger than 90° between the results with and without TGF.

Now let us consider the dynamics for different patterns of tidal regime between Fig. 7a and b. The frictional damping effect to a certain frequency motion by other components in quadratic friction form was studied by Godin and Gutierrez (1989), and Reinecker and Teubner (1980) examined the movement of amphidrome by friction effect. Kang (1995) also showed that the westward movement of the M_2 amphidrome in the Yellow Sea is driven by nearly equal amounts, both by bottom friction and head opening effect. Therefore, the decrease of amplitude and the westward movement of amphidromic points in Fig. 7b, compared with those of Fig. 7a, can be explained by the dynamical process that tidal waves only by TGF experience an increased frictional damping by the co-existence of the co-oscillating tides by external force and the westward movement of amphidromic points results from the dissipation of the incident and reflected tidal waves by TGF. Quantitatively without co-oscillating tide the M_2 amplitude by TGF at the inner Kyunggi Bay are in the range of 20–27 cm, approximately equal to those of the diurnal constituents. This indicates that the relative damping contribution of the co-oscillating M_2 tide to the M_2 tide by TGF is roughly of the same order of magnitude (about 25%) as to the $O_1(K_1)$, as is shown in discussion section for the mutual damping contribution among the major constituents. Garrett (1975) pointed out that independent tide according to the definition of Defant (1960) would be partly 'co-oscillating' and the definition does not seem to be appropriate, since tidal elevation would not be zero at the mouth of the gulf. Defant's definition, however, was adopted here, as done by Pingree and Griffiths (1987), because the main purpose of the present study of TGF is how the independent tide is affected by co-oscillating tides and the results with Garrett's definition would be confined to the domain near the open boundary.

4.3. Effects of momentum diffusion term and different friction formula

As expected from the form of momentum diffusion term of Eqs. (5), having second-order differentiation, the term has some smoothing effect, which is specially effective to the high wave number motion. It is well known that momentum diffusion term is often used to smooth out high frequency motion and to obtain a stable numerical solution. Therefore, it is expected that the tidal charts of semi-diurnal or diurnal constituents with and without the momentum diffusion term do not differ from each other. However, the solution of the quarter-diurnal M_4 constituent, which has a relatively high frequency wave compared with semi-diurnal or diurnal constituent, is expected to respond to whether momentum diffusion term is included or not.

As already introduced, Fig. 6a is the tidal chart of the M_4 tide with Smagorinsky coefficient $C_s = 0.3$ and Chezy coefficient $C = 64.336 \text{ m}^{1/2}/\text{s}$. An experiment with $C_s = 0.0$ and $C = 64.336 \text{ m}^{1/2}/\text{s}$ has been carried out in order to investigate the role of momentum diffusion term. The result is shown in Fig. 8. At a glance the tidal charts of Figs. 6a and 8 seem to be almost the same, but a closer look shows a slight difference. The pattern of three amphidromes above Taiwan shows a different configuration, and

the 3 h line northwest of Cheju island also shows a slightly different feature. In the case of the co-amplitude line, the 4 cm line is connected to Cheju island in Fig. 6(a), but not connected to it in Fig. 8. Also, the locations of co-amplitude lines in the Kyunggi Bay are slightly different between the two figures. Considering that the momentum diffusion term is often used to damp out high wave number motion, it is worth noting that the momentum diffusion term has an effect on tidal wave motion up to the M_4 tidal wave, even though its effect is relatively small.

The response of the model to the different friction forms of (6a) and (6b) is now examined. The tidal chart of M_2 using the depth dependent form of friction coefficient (6b) is presented in Fig. 9. Comparing Figs. 3 and 9, the general patterns between M_2 tidal charts are more or less the same. This general agreement is quite interesting, since the magnitude of bottom friction plays an important role in dissipating tidal waves and influencing the movement of the amphidrome. A careful look shows that the differences are found in the locations of 280 cm co-amplitude and 5 h cotidal lines of the M_2 in the Kyunggi Bay. The degenerate amphidrome feature of the M_2 in the Pohai Sea is also increased in Fig. 9. For the M_4 , the locations of amphidromes vary more sensitively than for the M_2 (not shown here). The amplitude and phase difference of the M_4 at stations in the Kyunggi Bay are listed in Table 8. This table illustrates that the amplitude differences are less than about 1 cm, and noticeable phase delay with depth-dependent friction coefficient appears. Model results also show the M_4 in the shallow region appears more actively generated by the depth dependent form, since the nonlinearity may be enhanced at shallower depths.

5. Discussion

Of particular interest is the existence of the high M_4 amplitude zone in Fig. 6a along the west coast of Korean peninsula, especially in the Kyunggi Bay, off Kunsan and around southwestern tip of the peninsula. The fact that the tidal waves in such a bay as the Yellow Sea consist of Kelvin and Poincare waves (e.g. see LeBlond and Mysak, 1978) implies that the Poincare waves may play an important role in the M_4 amplitude pattern and they are trapped over the zones. This idea is shortly examined with an assumption that the generated M_4 tidal waves also have propagating features in the Yellow Sea.

Let the parameters of the Yellow Sea be mean depth of $H = 50$ m and width of $b = 600$ km for latitude of 36°N , then the critical periods T_c of the 1st and 2nd Poincare waves are 12.1 and 7.1 h from the following relation (LeBlond and Mysak, 1978; Kang, 1984).

$$\frac{2\pi}{\omega_c} = T_{c_n=1,2} = \frac{2\pi}{(f^2 + n^2\pi^2gH/b^2)^{1/2}} \quad (9)$$

Therefore, the 1st ($n = 1$) and 2nd ($n = 2$) Poincare modes become propagating modes, since the period of the M_4 (6.2 h) is shorter than the critical periods, and the modes have a prevailing influence on the M_4 amplitude, resulting in a complicated

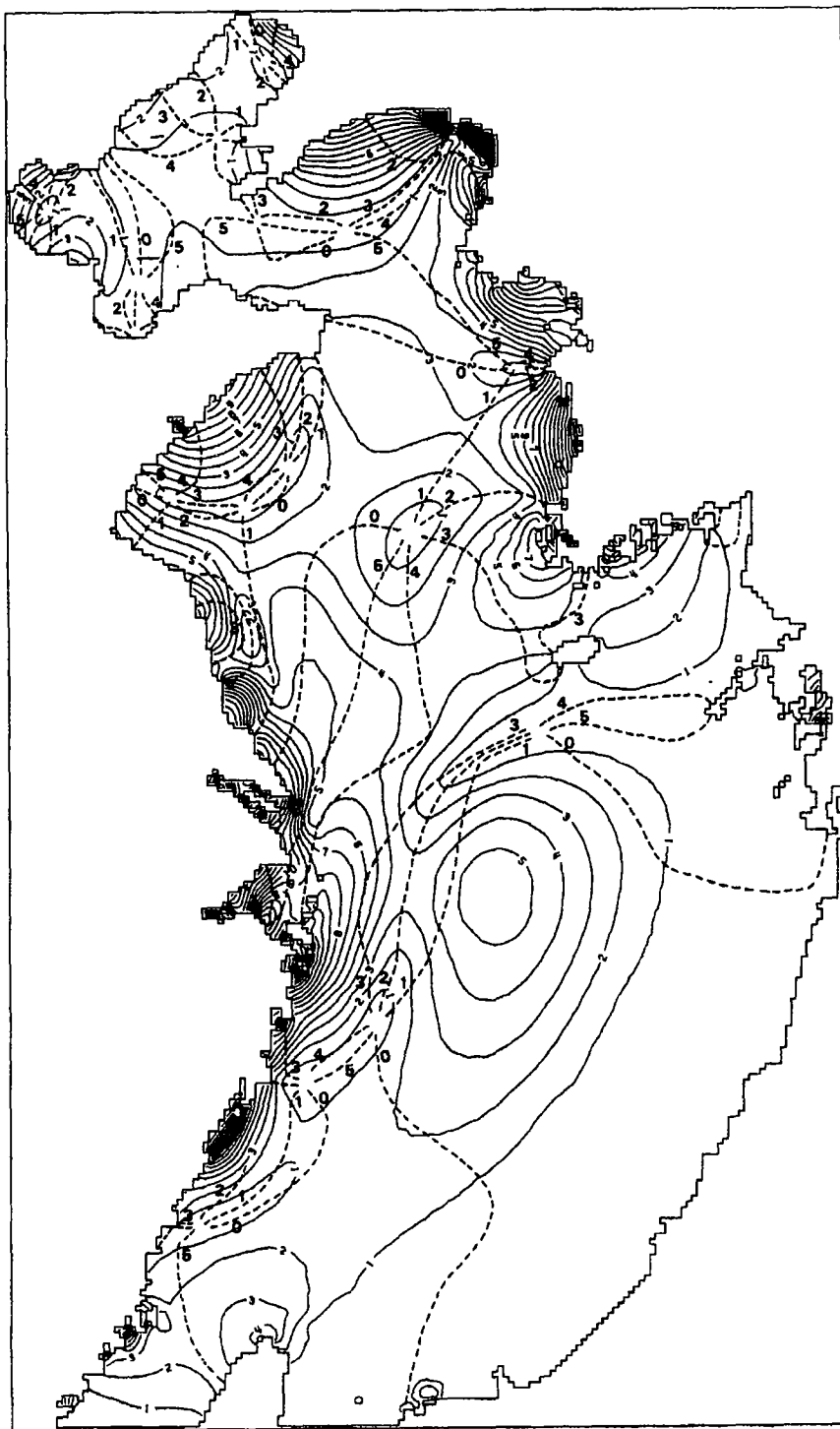


Fig. 8. Computed M_4 tidal chart for coefficient of Smagorinsky formula $C_s = 0.3$ and Chezy friction coefficient $C = 64.336 \text{ m}^{1/2}/\text{s}$.

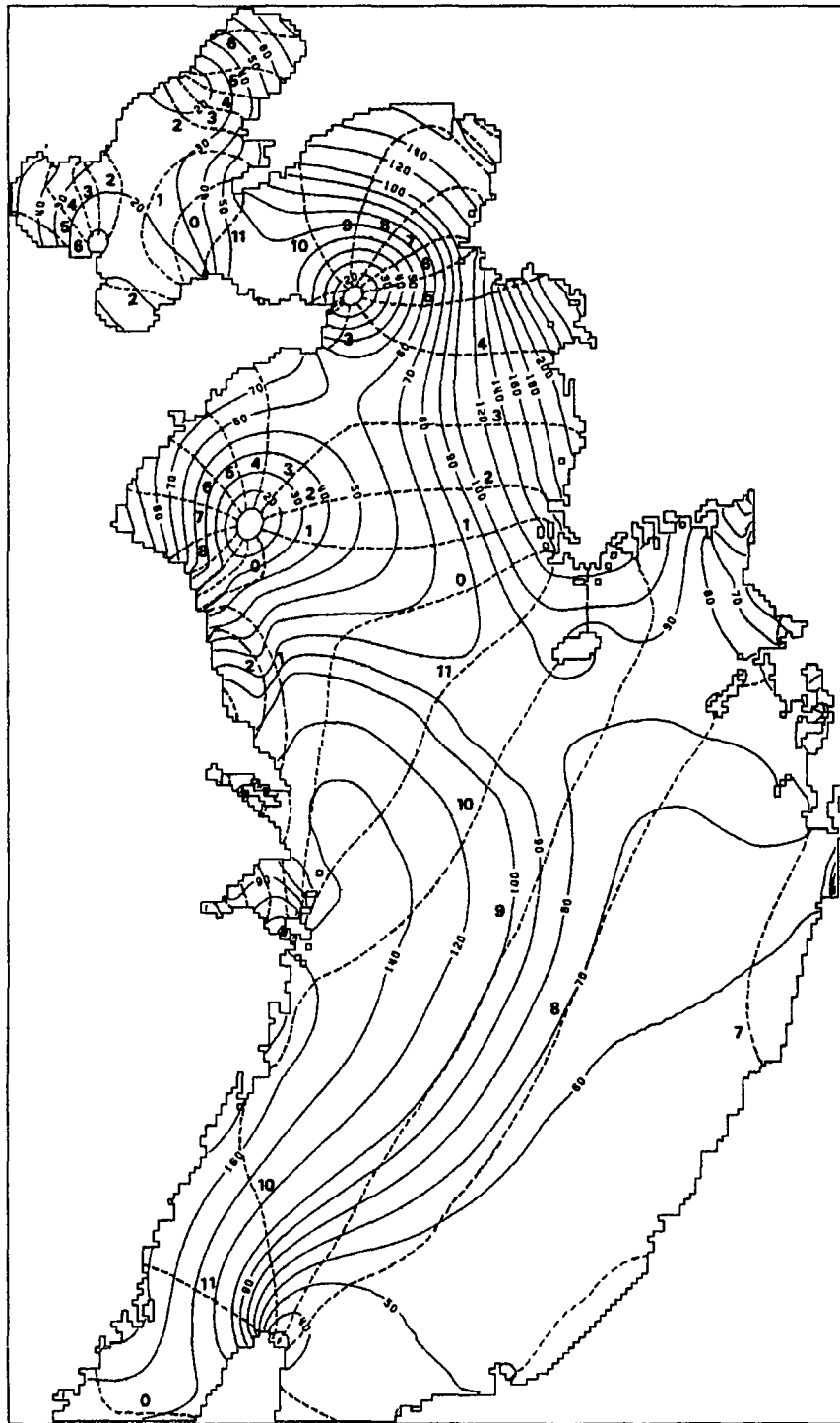


Fig. 9. Computed M_2 tidal chart with Chezy friction coefficient of a depth-dependent form of $C = h^{1/6}/n$ $m^{1/2}/s$ with h and n being depth and 0.029.

Table 8

Difference (DIF = DEP-CON) of the M_4 harmonic constants between the results with constant (CON) and depth-dependent (DEP) drag coefficients at the Kyunggi Bay (amplitude (am) in cm and phase lag(ph) in degrees)

Site	DIF (am, ph)	Site	DIF (am, ph)
IC	(1.1, 1.1)	SD	(0.8, 5.0)
PM	(0.4, 2.5)	IP	(- 0.3, 3.5)
JW	(0.0, 4.6)	SK	(- 0.3, 8.0)
YD	(0.3, 4.4)	AD	(- 0.3, 8.4)
SM	(0.0, 5.9)	GD	(- 0.1, 10.6)

amphidromic system (Brown, 1973). Actually it is likely that the analytical model, as used by Kang (1984) with semi-diurnal and diurnal tides, is carefully applied to the M_4 tide, since M_4 tidal wave also has a generated feature in the YECS as well as the southward propagation in the Yellow Sea in contrast to the northward propagation of the semi-diurnal or diurnal constituents. The fact that the M_4 tidal wave propagates southward along the west coast of the Korean peninsula, however, could also be interpreted as the mechanism that the reflected Poincare waves prevail over the incident waves.

In this numerical experiment we utilized only 5 major constituents. However, since the frictional damping effect (Godin and Gutierrez, 1986) between tidal constituents exists, it is necessary to investigate if the friction damping for each component is sufficient or not. In particular, qualitatively accurate evaluation is required for the effect of the bottom friction both to the damping of amplitude and influence to phase speed of tidal wave speed. Therefore, mutual damping effects have been estimated using the current data at I, F, D and B. 30 constituents for I and 36 constituents for F, D and B were obtained. Let u_0 be a vector consisting of 30 or 36 tidal components and mean current. Then, the approximate relation (13a) for the bottom friction of Godin and Gutierrez (1986), which acts as a damping term on the input frequency, is expressed by (10).

$$\frac{2u_0|u_0|}{U_T^2} = \sum_{j=1}^n \left(ma_j + \frac{3}{4m} a_j^3 + \frac{3}{2m} \sum_{k \neq j} a_j a_k^2 \right) \cos \sigma_j, \quad n = 30 \text{ or } 36 \quad (10)$$

with

$$u_0 = \sum_{j=1}^n a'_j \cos(\sigma'_j t - b'_j), \quad \sigma_j = (\sigma'_j t - b'_j), \quad a_j = a'_j / U_T \text{ and } U_T = \sum_{j=1}^n a'_j$$

where σ'_j are the frequencies of the tidal input component, m a constant equal to 0.7, and a'_j and b'_j the amplitude and the phase lag of the components. The frictional contributions of 5 constituents to 5 components were computed using (10) and major axis components, since the major axis components are predominant at most stations

Table 9
Composition of relative contributions of the damping terms for the major 5 constituents and sum of 5 constituents (M_2 , S_2 , N_2 , K_1 , O_1) at station D of Fig. 1

k		$j = O_1$	$j = K_1$	$j = N_2$	$j = M_2$	$j = S_2$
Contribution of (%)	O_1	64.6	1.2	1.2	1.4	1.2
	K_1	2.2	65.4	2.2	2.5	2.2
	N_2	0.9	0.9	64.4	1.1	1.0
	M_2	25.1	25.2	25.0	86.9	25.8
	S_2	6.8	6.8	6.7	7.7	69.3
Contribution (%) by own component		64.6	65.4	64.4	86.9	69.3
Sum of 5 comp.		99.6	99.6	99.6	99.5	99.6

in the central Yellow Sea. The result for station D is given in Table 9 where the sum of 5 constituents is also calculated. The contributions of O_1 , K_1 , N_2 and S_2 to the damping of themselves are in the range of 65–70%, while the contribution of M_2 to the damping of itself is about 87%. The contribution sum of 5 constituents to each component is more than 99%, indicating that the inclusion of only 5 major constituents in the central Yellow Sea is sufficient to consider the damping effect by the bottom friction to each constituent. It is worth noting that the contribution of M_2 to other constituents is about 25%, and is the second most important factor.

6. Conclusions

The present tidal modeling considers full non-linear, horizontal momentum diffusion and tide generating force terms for the Yellow and East China Seas. In particular the open boundaries were extended to Ryukyu islands where observed tidal data are available. Also, more explicit comparison between observed and computed data has been carried out, and especially the validation using tidal current data were attempted. It was demonstrated that the calculated M_2 tidal chart by the present study shows explicitly that the M_2 co-tidal chart is more accurate along the eastern Yellow Sea, based upon comparison between model results, observation, existing charts and previous models, while the feature of over-dissipation of the K_1 tide in Kyunggi Bay appears from model results. The computed major and minor axis speed for M_2 and K_1 are generally in good agreement with observed ones, and the present study shows more accurate results for categorizing the rotation domain of tidal ellipse in the Cheju Strait than previous study.

In particular the validation of the M_4 and MS_4 tides was carried out against observed data and the regimes of the higher harmonics constituents in the YECS have been investigated. The results of the present model and observed data for the M_4 and MS_4 tide have revealed that the M_4 and MS_4 tidal waves in the eastern Yellow Sea propagate southward. The model result also shows that there exist complicated

amphidromic systems for the two constituents in the Yellow Sea. The relatively large value of the M_4 amplitude in the Kyunggi Bay, off Kunsan and southwestern tip of the Korean peninsula implies that the M_4 tidal wave seems to be trapped around the areas. The large deviation in phase lag of the M_4 in the Kyunggi Bay implies that the model simulates the propagation of the M_4 with a relatively large error, and this needs to be investigated further in the future.

The experiment with a subgrid-scale stress term has shown that the momentum diffusion term has an effect on tidal wave motion up to the M_4 tidal wave, even though its effect is relatively small. The experiment with depth-dependent drag coefficient illustrates that the generated amphidrome feature of the M_2 in shallow region such as Pohai Sea is enhanced, in spite of the generally similar pattern when compared with the result using a constant drag coefficient, while the amphidromes of the M_4 respond sensitively. This may be due to the enhanced nonlinearity and dissipation.

The present study also demonstrates that the amplitude of the tidal wave only by TGF decreases and the amphidrome moves westward, when the co-oscillating tide by external boundary force coexists. This could be interpreted as a process in which the incident and reflected independent tidal waves with lesser amplitudes experience a frictional damping under co-oscillating tidal waves in a similar way to frictional damping process between tidal constituents.

Acknowledgements

We would like to thank Dr. M.G.G. Foreman of Institute of Ocean Sciences (IOS), Canada, for reading the manuscript and providing helpful suggestions and Dr. C.L. Smith of IOS for reading the manuscript and English corrections. We express our thanks to JODC, JMA, KODC and ROKHO for kindly supplying the hourly tidal data, and Prof. Hsueh of Florida State University for supplying the current data in the eastern Yellow Sea. We also thank the reviewers for their constructive criticism of an earlier version of the manuscript. Partial support for this research was provided by the Korea Ministry of Science and Technology through Grant BSPN 00257-812-1, BSPN 00278-901-1 and BSPN 00261-825-2.

References

- Abbott, M.B., Mccowan, A., Warren, I.R., 1981. Numerical modeling of free-surface flows and coastal waters. In: Fisher, H.B. (Ed.), *Transport Models for Inland and Coastal Waters*, Academic Press, New York.
- Abbott, M.B., Basco, D.R., 1989. *Computational Fluid Dynamics: an Introduction for Engineers*. Wiley, New York.
- An, H.S., 1977. A numerical experiment of the M_2 tide in the Yellow Sea. *Journal of Oceanographical Society of Japan* 33, 103–110.
- Brown, P.J., 1973. Kelvin-wave reflection in a semi-infinite canal. *Journal of Marine Research* 31, 1–10.
- Choi, B.H., 1980. A tidal model of Yellow Sea and Eastern China Sea. KORDI Report, 80-02, Korea Ocean Research and Development Institute, Seoul.

- Choi, B.H., 1990. Development of fine-grid numerical tidal models of the Yellow Sea and the East China Sea. *Journal of Korean Society of Coastal and Ocean Engineers* 2(4), 231–234 (in Korean).
- Deardorff, J.W., 1971. On the magnitude of the subgrid scale eddy coefficient. *Journal of Computational Physics* 7, 120–133.
- Defant, A., 1960. *Physical Oceanography*, vol. II, Pergamon, Oxford.
- Elder, J.W., 1959. The dispersion of a marked fluid in a turbulent shear flow. *Journal of Fluid Mechanism* 5, 544–560.
- Fang, G., 1986. Tides and tidal currents in the East China Sea, Huanghai Sea and Bohai Sea (manuscript).
- Fang, Z., Ye, A., Fang, G., 1991. Solutions of tidal motions in a semi-closed rectangular gulf with open boundary condition specified. In: Parker, B.B. (Ed.), *Tidal Hydrodynamics*, Wiley, New York, pp. 153–168.
- Fletcher, R.A., 1994. A storm surge prediction model for the northern bay of Bengal with application to the cyclone disaster in April 1991. *Journal of Physical Oceanography* 24, 172–190.
- Foreman, M.G.G., 1977. *Manual for Tidal Heights Analysis and Prediction*. Pacific Marine Science, Report, 77-10, IOS, British Columbia, Canada.
- Foreman, M.G.G., Walters, R.A., Henry, R.F., Keller, C.P., Dolling, A.G., 1995. A tidal model for eastern Juan de Fuca Strait and the southern Strait of Georgia. *Journal of Geophysical Research* 100, C1, 721–740.
- Foreman, M.G.G., Henry, R.F., Walters, R.A., Ballantyne, V.A., 1993. A finite element model for tides and resonance along the north coast of British Columbia. *Journal of Geophysical Research* 98, C2, 2509–2531.
- Garrett, C., 1975. Tides in gulfs. *Deep-Sea Research* 22, 23–35.
- Godin, G., Gutierrez, G., 1986. Non-linear effects in the tide of the Bay of Fundy. *Continental Shelf Research* 5, 379–402.
- Harkema, R., Hsueh, Y., 1987. A compilation of moored current meter data in the Eastern Yellow Sea January–April 1986. Tech. Rept. CMF-87.01, Department of Oceanography, Florida State University, Tallahassee.
- Hunter, J.R., 1975. A note on quadratic friction in the presence of tides. *Estuarine and Coastal Marine Science* 3, 473–475.
- Kang, S.K., Lee, S.R., Yum, K.D., 1991. Tidal Computation of the East China Sea, the Yellow Sea and the East Sea. In: Takano, K. (Ed.), *Oceanography of Asian Marginal Seas*, Elsevier Oceanography Series 54, pp. 25–48.
- Kang, S.K., 1991. Non-linear tidal modeling of the East China Sea, the Yellow Sea, and the East Sea. M. Sc. Thesis, H.H. 65, International Institute for Hydraulic and Environmental Engineering (IHE) and Danish Hydraulic Institute.
- Kang, S.K., 1995. An analytical model of tidal waves in bay and strait under current effect, Ph.D. Thesis, Seoul National University.
- Kang, S.K., Chung, J.-Y., Lee, S.-R., Yum, K.D., 1995. Seasonal variability in the M_2 tide in the seas adjacent to Korea. *Continental Shelf Research* 15(9), 1087–1113.
- Kang, Y.Q., 1984. An analytical model of tidal waves in the Yellow Sea. *Journal of Marine Research* 42, 473–483.
- Larsen, L.H., Cannon, G.A., Choi, B.H., 1985. East China Sea tide current. *Continental Shelf Research* 4(1/2), 77–103.
- Leblond, P.H., Mysak, L.A., 1978. *Waves in the Ocean*. Elsevier, Amsterdam.
- Le Provost, C., 1976. Theoretical analysis of the tidal wave's spectrum in shallow water area. *Memories de la Societe Royale des Sciences de Liege*, 6th serie, T.X, 97–111.
- Lee, S.H., 1989. Scattering of tidal waves and residual currents around an island on the shelf sea. Ph.D. Thesis, Seoul National University.
- Lie, H.J., 1995. Ocean circulation and material flux of East China Sea (first year)—Eastern East China Sea. KORDI report number, BSN 00257-812-1, 462pp (In Korean).
- Lilly, D.K., 1967. The representation of small scale turbulence in numerical simulation experiments. In: *Proceedings of the IBM Scientific Computing Symposium on Environmental Sciences*, IBM form No. 320–1951.

- Kim, K., Lee, S.H., 1986. Variation of the M_2 tide amplitude around Jeju-Do. *Journal of the Oceanological Society of Korea* 21, 171–183.
- Murray, M.T., 1963. Tidal analysis with an electric digital computer. *Casiers Oceanography*, pp. 699–711.
- Nishida, H., 1980. Improved tidal charts for the western part of the north Pacific Ocean. *Report of Hydrographical Research*, Number 15.
- Odamaki, M., 1989. Tides and tidal currents in the Tsushima Strait. *Journal of Oceanographical Society of Japan* 45, 65–82.
- Ogura, S., 1933. The tides in the seas adjacent to Japan. *Bulletin of Hydrographic Department, Imperial Japanese Navy*, No. 7, 1–189.
- Pingree, R.D., Maddock, L., 1978. The M_4 tide in the English channel derived from a nonlinear numerical model of the M_2 tide. *Deep-Sea Research* 25, 52–63.
- Pingree, R.D., Griffiths, D.K., 1987. Tidal friction for semidiurnal tides. *Continental Shelf Research* 7, 1181–1209.
- Reinecker, M.M., Teubner, M.D., 1980. A note on frictional effects in Taylor's problem. *Journal of Marine Research* 38, 183–191.
- Smagorinsky, J.S., 1963. General circulation experiment with the primitive equations: I. the basic experiment. *Monthly Weather Review* 91, 99–164.

제 4 장 연구개발 목표 달성도 및 대외기여도

제 4 장 연구개발 목표 달성도 및 대외기여도

제 1 절 목표 달성도

동중국해 중·서부역의 해양순환과 주요 해양과정의 규명이라는 목적을 달성하기 위하여 2차년도 연구사업의 주요목표를 아래와 같이 정하였고 본래 목표를 100% 달성할 수 있었다.

- (1) 동중국해 중·서부역에서 하계 학제적 해양관측 실시
- (2) 제주도 주변 해수순환 관련 지역조사 및 해양과정 분석
- (3) 양자강 담수의 하계 구조와 확장을 위한 지역 해양조사
- (4) 동중국해 해수유동모델 (조석, 담수, 일반순환) 기반정립
- (5) 주요 해양과정 검토 및 분석

한편, 위 연구목표 달성을 위하여 다분야 전문가들로 연구팀을 구성하였으며, 동중국해를 공유하고 있는 일본 중국과 공동협력을 강화하였고, 1회 광역해양조사와 2회 지역해양조사를 실시하여 자료를 획득하였으며, 주요해양과정을 분석하고 해양과정역학 규명을 위한 수치모델 실험을 성공적으로 실시하였다.

제 2 절 주요 분야별 목표 달성도

1. 해양관측

가. 지역해양조사

제주도 남서해역에서 연안수와 외해수에 의해 형성되는 해양전선역에서 해양구조를 밝히기 위한 1차 지역해양조사를 1998년 4월 23-30일 연구선 은누리호를 이용하여 실시하였다. 주요 관측항목은 CTD와 위성추적부이에 의한 해류조사로 구성하였다. 하계, 양자강 담수 확장시 제주도 주변해역에서 담수의 구조와 유동에 관한 기초자료 수집을 위해 국책과제인 '황해 해수순환과 물질플럭스' 사업과 공동으로 연구선 이어도호를 이용하여 1998년 8월 12-18일 사이 제주해협과 제주도 서부해역에서 해양관측 (CTD, 위성추적부이 실험)을 성공적으로 실시하였다.

나. 광역해양조사

동중국해 서부해역의 하계 일반해양구조 규명에 필요한 해양자료를 획득하기 위하여 연구선 은누리호를 이용하여 1998년 9월 11일-17일 사이에 동중국해 중서부전역을 대상으로 해수특성, 해류구조, 생물광학적 조사를 실시하였다. 또한, 일본측

관할수역에서 해류자료를 획득하기 위하여 1997년도에 Okinawa Trough에 설치한 해류계를 일본 Kagoshima 대학의 도움으로 회수하였고 동중국해 대륙사면에서 해류의 수직구조 파악을 위하여 해류계를 설치하였다.

2. 자료분석 및 해양과정연구

가. 자료의 일차처리

- 각 전문분야별로 조사한 해양관측자료와 기존자료의 질을 검토하고, 현장에서 획득한 시료와 자료를 일차처리하여 주요 해양과정연구에 활용하였다.

나. 주요 해양과정

- 동중국해 중서부역의 기본 해류구조 분석
- 중국연안수의 시공간 구조와 계절변동 분석
- 양자강 담수의 구조와 확장 예비분석
- 엽록소 분포와 일차생산력과의 관계 검토
- Kuroshio 수의분리와 대륙붕으로의 유입과정 분석
- 제주난류의 구조와 계절변동 분석
- 동중국해 대륙사면에서 해류구조의 예비분석

3. 해수유동 수치모델 연구

- 동중국해의 조석잔차류를 재현할 수 있는 조석 수치모델 정립과 모델검증 실험
- 양자강 담수의 한국 남해역으로 확장을 고찰할 수 있는 수치모형의 개발
- 동중국해의 기존 해수순환 수치모델 특성 평가 및 적합한 수치모델의 개발

4. 국제공동연구 참여 및 지역국가 협력

- 세계해양대순환실험 (WOCE) 표층류 프로그램 참여 및 학술활동
- 1999년도 한국-중국 동중국해 공동조사 계획 확정 (중국국가해양국 제2해양연구소)
- Okinawa 해구에서 한국-일본 해류 공동조사 (일본 Kagoshima 대학)

제 3 절 과학기술 발전 기여도

1. 제주난류의 계절변동과 Kuroshio의 분기

제주도 서부와 북부 연안역에는 고온·고염수가 제주도 서부역을 시계방향으로 돌아 제주해협으로 유입하는 제주난류가 존재한다. 제주난류수는 변형된 Kuroshio 수계로 겨울과 봄에는 제주도 서부역 넓은 해역에서 나타나고 그의 서방한계는 문자 'Γ' 형의 열염전선에 의해 제한된다. 반면에, 여름과 가을에는 난류수가 제주도 서부 연안역으로 후퇴하게 되며 하층에서 존재한다. 제주해협을 통과한 제주난류는 대한해협에서 제주도 동부역을 통과한 KBC와 합류하여 대마난류를 형성한다. 그러나 소위 제주도에서 황해로 들어가는 황해난류로 추정되는 흐름은 관측되지 않았다. 제주난류의 축은 북풍이 탁월한 겨울, 난류축은 Ekman 수송에 의해 서쪽으로 이동하나 북풍이 약하거나 남풍이 우세한 여름과 가을에는 동쪽으로 이동하며 동으로 확장하는 중국연안수는 제주난류수를 오른쪽으로 압박하는 역할을 한다.

동중국해 대륙사면을 따라 북동진하는 Kuroshio가 Kyushu 서방에 위치한 깊은 골 좌측 입구에서 들로 분리된다. Kuroshio 본류는 Tokara 해협을 향해 동으로 방향전환하며 와도보정 (vorticity adjustment)에 의해 분리된 북향하는 지류는 대륙사면을 가로질러 대륙붕으로 유입한다. 지류는 분리되기 전 Kuroshio의 연안쪽에 해당하고, Kyushu 서방의 깊은 골 좌측 대륙붕단을 따라 혀 모양으로 관입하고 대륙사면을 비스듬히 올라와 대륙붕으로 유입하였다. 대륙붕으로 유입한 해수는 계속 대한해협쪽으로 북상한다. 역계산법 (inverse method)에 의하면, 지류의 수송량이 약 4.0 Sv로 추정되었다.

2. 중국연안수의 구조와 이동

양자강유출수의 이동은 표층저염수핵을 갖는 덩어리 형태를 유지하는 것으로 확인되었으며 수평적 크기는 약 100 km/2 psu 정도인 것으로 나타났다. 양자강 담수의 북동방향으로 이동속도는 약 10 km/day로 추정되어 양자강 하구에서 유출된 담수가 제주도 서부 연안에 도착하는데는 한달 이상의 시간을 요한다. 제주도 쪽으로 확장된 담수는 제주해협 혹은 제주도 남부 연안역을 통과하여 상당량이 대한해협으로 유입한다. 양자강수에 의한 기초생산의 증가는 영양염 증가에 의한 직접적 효과가 아니라 염분약층 형성에 의해 혼합층이 얇아져서 생긴 효과로 해석된다. 생물광학적 특성에 의하면 조사해역의 대부분이 Case 2 해역이며 대부분에서 부유사와 용존유기물이 높게 나타났다. 이는 과거 해양 조사에서는 확인되지 않았던 사항이다.

황해와 동중국해의 실제지형, 실제수심, 바람과 양자강 담수 유출량의 시간적 변화를 고려할 수 있는 수치모델을 수립하여 양자강 담수가 북동쪽으로 확장하는 것을 바람에 대한 Ekman 반응에 따라 남풍이 우리나라에 가장 큰 영향을 미치는 풍향임을 보였다. 양자강 희석수가 황해 전체에 퍼질 수 있음을 조석과 바람, 그리고 해류가 없는 단순한 실험을 통해 보여주었다.

늦가을부터 초봄까지 제주도 남서해역에서 형성되는 'Γ'형의 열염전선역에서 해

양구조는 'irreversible' 형태 소규모 현상으로서의 전이를 통한 혼합이 우세할 것으로 사료가 되지만 이의 정성적 분석을 위하여 해수특성 분포의 시간적 변동을 보기 위한 조사와 함께 유동장의 연속 관측자료가 절대적으로 필요하다.

3. 조석·조류 및 해수순환 모델

황·동중국해에서 주요 5개분조의 조석체계, 비선형 천해분조 (M_4, MS_4)의 특성 및 기조력에 의한 독립조석의 특성연구를 위한 정밀격자 조석모델링을 실시한 결과, M_4 분조의 무조점은 아주 복잡한 특성을 보이며 한반도 서해안에서 M_2 분조와 반대 방향으로 전파하는 것을 보였다. MS_4 분조의 전파특성은 M_4 와 비슷하나, 진폭은 상대적으로 작다. 기조력으로부터 기인하는 독립조석 (Defant, 1960)이 외해경계로부의 공진조석과 함께 존재할 때, 독립 조석과의 감쇄가 발생하며, 무조점은 서쪽으로 이동한다. 기조력에 의한 M_2, S_2 분조의 진폭은 경기만에서 각각 10 cm, 4 cm에 달하나, 일조주의 경우 1 cm인 것으로 나타났다.

황·동중국해의 해수순환 역학을 고찰하기 위하여 해상풍, 유입·유출수, 수심 등을 고려할 수 있는 비교적 단순 코드구조를 가지는 다층모델을 개발하였다. 2층 밀도 구조를 가진 사각형 해양에서 초기에 해양내부 경계면에 교란 (disturbances)이 주어질 때 내부 켈빈파와 로스비파가 발생되며 전파속도와 크기가 이론치와 거의 일치하는 수치해를 산출하였다. 이는 개발된 다층모델이 수치적으로 안정되었고 비교적 정확한 결과를 생산할 수 있음을 뜻한다.

제 4 절 연구발표성과

2차년도 연구기간중 10편의 학술논문을 국내외 학술모임에서 발표하였고, 8편의 논문이 국내외 전문학술지에 게재 혹은 투고되었다. 발표목록은 다음과 같다.

1. 국내외 논문발표

가. 국내

방인권, 1998. Dispersion of the Yangtze River Diluted Water, 1998년도 세계 해양의 해 기념 해양·수산 관련학회 공동심포지움 및 학술발표, 1998년 10월 22-24일, 여수.

유신재, 손승현, 1998. ADEOS/OCTS images of Korean Waters. 한국해양학회 춘계학술발표회, 1998. 5. 1-2., 충남대학교.

이재학, 이상룡, 이흥재, 안병웅, 1998. 1997년 9월 중순 제주도 주변해역 CTD

- 관측결과, 한국남해의 해양수송과 과정연구 워크샵, 1998. 9. 4, 한국해양연구소.
- 이재학, 이홍재, Y. Tang, E. Zou, 1998. Seasonal variation of low salinity waters in the northwestern East China Sea, 한국해양학회 춘계학술발표회, 1998. 5. 2., 충남대학교.
- 이홍재, 조철호, 이석, 이재학, 1998. 제주난류의 계절변화. 한국해양학회 춘계발표회, 충남대, 1998. 5. 1-2.
- 조철호, 이홍재, Kaneko, 1998. 동중국해 대륙사면에서 해류의 수직구조와 반류 형성. 한국해양학회 춘계학술발표회, 1998년 5월 1-2일, 충남대학교.
- 국제공동연구 'Kuroshio 연변에서의 상층해류의 계절변동 연구' 과제와 공동 성과 -.

나. 국외

- Cheol-Ho Cho, Heung-Jae Lie and Akira Kaneko, 1998. Formation of slope counter-current in the East China Sea. WOCE Conference, 캐나다 Halifax, 1998. 5. 24-29.
- 국제공동연구 'Kuroshio 연변에서의 상층해류의 계절변동 연구' 과제와 공동 성과 -.
- Kim, C.-H. Multi-Layer Numerical Modeling of the East Sea Circulation. CREAMS'99 Symposium. Fukuoka, Japan, 1999. 1. 26-28.
- Lie, H.-J., C.-H. Cho, J.-H. Lee and P. Niiler, 1998. On the branching of Kuroshio and circulation in the East China Sea. WOCE Conference, 캐나다 Halifax, 1998. 5. 24-29.
- Son, S.-H., S. Yoo, and J. Park, 1999. The Primary Production and Chlorophyll distribution in the Yellow Sea and East China Sea. The JGOFS Arabian Sea & Indian Ocean Symposium in Bangalore, India, January 18-20, 1999.

2. 국내외 논문게제 및 투고

가. 국내

- 김철호, 1999. 황해 해수순환 모형검토, 해양연구 제20권3호, (인쇄중).

나. 국외

- Guo, B., H.-J. Lie, and J.H. Lee, 1998. Interaction of the Kuroshio water and shelf water in the Tsushima current region in summer, Acta. Oceanologia Sinica, 17(3), 277-292.

- Kang, S. K., S.-R. Lee and H.-J. Lie, 1998. Fine grid tidal modeling of the Yellow and East China Seas. *Continental Shelf Research*, 18(7), 739-772.
- Lie, H.-J., C.-H. Cho, J.-H. Lee, P. Niiler, and J.-H. Hu, 1998. Separation of the Kuroshio water and its penetration onto the continental shelf west of Kyushu. *Journal of Geophysical Research*, 103(C2), 2963-2976.
- Lie, H.-J., C.-H. Cho, J.-H. Lee, S. Lee, and Y. Tang, 1999. Seasonal variation of the Cheju Warm Current in the northern East China Sea. *Journal of Oceanography*, 투고중.
- Lie, H.-J., A. Kaneko, C.-H. Cho, S. Mizuno, and S. Lee, 1999. On the Branching of the Kuroshio and the Formation of Slope counter-current in the East China Sea. *Proceedings of Japan-China Joint Symposium of Cooperative Study on Subtropical Circulation System*, 일본 Nagasaki, Dec. 1-4, 1997. 인쇄중.
- Son, S.-H. and S. Yoo, 1998. Some features of Korean Seas observed by ADEOS/OCTS', *Proceedings of International Symposium on Remote Sensing*, September 16-18, 1998. pp. 64-69.
- Yanagi, T., T. Shimizu, H.-J. Lie, 1998. Detailed structure of the Kuroshio frontal eddy along the shelf edge of the East China Sea. *Continental Shelf Research*, 18: 1039-1056.
- 국제공동연구 'Kuroshio 연변에서의 상층해류의 계절변동 연구' 과제와 공동 성과 -.

제 5 장 연구개발 결과의 활용계획

제 5 장 연구개발 결과의 활용계획

제 1 절 활용계획

본 보고서는 동중국해 중서부해역 해양순환 연구사업의 2차년도 연차보고서로 1998년 1년간 수행한 해양조사와 연구결과를 수록하였다. 연구는 동중국해 중서부역의 해류관측 및 해양학적 특성 (물리, 생물), 수치모델 (담수 plume, 조석·조류, 해수순환) 등 다분야 학제적 연구팀에 의해 수행되었다. 또한, 국제공동프로그램인 WOCE의 한국계획으로 참여하였으며 중국 국가해양국 제2해양연구소, 일본 Kagoshima 대학과 지역국가간 협력을 추진하였다. 2차년도에는 종합해양조사를 1998년 9월에 1회 실시하였으며, 전선역에서 해양구조와 하계 양자강수 확장을 파악하기 위하여 지역해양조사를 제주도 주변해역에서 1998년 4월과 8월에 각각 1회씩 실시하였다.

연구는 주요 해양과정 고찰 위주로 수행하였으며, 특히 동중국해 중·서부역의 해양순환의 근간이 되는 제주난류 및 황해난류, 해양전선, 대륙붕단 해양구조, 양자강담수 구조와 확장에 초점을 맞추었다. 한편, 양자강수 확장 역학구조를 위한 수치모델실험, 황해-동중국해의 정교한 조석수치모델, 황해-동중국해 해수순환모델 정립을 위한 수치모델연구기반을 구축하였다.

사업기간중 획득한 모든 해양자료와 연구성과는 국내에서 이루어진 가장 최신의 해양정보이다. 연구해역의 해양구조와 변동에 대해 아직도 많은 부분이 규명되지 못하였으나, 본 연구결과는 우리보다 훨씬 앞서서 이 해역을 조사하고 연구해 오고 있는 인접연안국인 일본과 중국의 해양과학 연구수준에 비해 뒤떨어지지 않는다. 이러한 연구결과는 최근 배타적경제수역 선포에 따른 우리의 동중국해 관할수역의 관리 뿐 아니라 해양보전과 해양자원 이용을 위한 기초정책자료로 충분히 활용될 수 있다. 특히, 동중국해 중서부역에서 발생하는 주요 해양과정에 대한 이해는 향후 인접 연안국보다 우위를 점할 수 있는 정책결정에 밑바탕이 되는 과학정보를 제공할 수 있다. 특히, 주요해양과정 규명과 정교한 수치모델 개발을 통해 동중국해 해황예보, 해양환경보전과 해양수산자원의 효율적 관리, 전지구적 기후변동과 연계된 지역기후변동 예측에 큰 기여를 할 수 있다.

특히, 1998년도 8월과 9월에 제주도 서부해역에서의 해양조사는 양자강 범람에 따른 극저염수의 제주도 주변해역으로 확장되는 상황을 실질적으로 감시하는 역할도 담당하였으며, 해양수산부와 국립수산진흥원, 국회 및 언론매체에 이르기까지 양자강 담수에 관한 해양정보를 관계기관 및 국민에게 적시에 제공하였다. 위성추적 부이에서 측정된 해표면 수온자료가 WMO의 전세계기상예보 기초자료로 활용되었

으며, 향후 적외선위성영상을 보정하는데 활용할 것이다. 황해와 동중국해 경계역에서 조사한 해류자료와 해수특성자료는 동중국해 자체는 물론 최근 악화되고 있는 황해의 해양환경보전을 위한 연구에 중요한 자료로 이용될 것이다. 한편, 동중국해 대륙사면역에서의 해양조사는 우리나라 해역에 공급되는 난류수의 기원과 변동 규명을 위한 국내 유일의 연구활동으로 해양변동은 지역기후시스템의 이해와 예측에 활용될 수 있다. 이외에 본 연구성과는 동중국해의 어·해황 분석 및 예보, 오염사고 발생시 오염경로, 해상사고시 인명구조와 수색에 직접 활용할 수 있으며, 더 나아가 해군작전에 직접 이용된다.

제 2 절 추가연구의 필요성

1. 주변연안국 및 국제정세

연구 대상해역인 동중국해는 수많은 어종의 산란장이자 월동장으로 우리나라 수역중에서 해양수산자원이 가장 풍부하고 부존해저자원 개발 가능성이 매우 높은 해역이다. 동중국해는 태평양 대양수를 황해와 동해로 공급하는 중간보급지 역할을 하며 황해 해수 및 우리나라와 중국의 하천수를 받아 들이는 수용처로 동중국해의 해양환경의 악화는 즉시 한국 남해, 황해, 동해에 영향을 미치기 때문에 해양환경관리 측면에서 특별한 국가적 관심과 투자가 필요하다. 1999년부터 새롭게 발효된 배타적 경제수역 원칙에 입각한 한-일간 어업협정, 한-중 어업협정 등, 동중국해를 둘러싼 연안국가간에 이 해역관리에 대한 첨예한 논쟁이 지속될 것이다. 한편, 동중국해는 지역 기후측면에서 한반도 주변의 대기에 열과 수분을 공급하며, 겨울철 한랭한 대륙성기단을 변형시키는 역할을 한다. 최근 경제력이 급팽창하는 중국의 군사력 증대를 견제하기 위한 미국의 군사적 전략대응을 우리는 주목해야 할 것이다. 미국은 구체적 군사활동방안을 마련하기 위하여 1990년대 중반부터 미해군 연구소를 중심으로 은밀하게 해양조사활동을 착수하였으나 최근에는 연구기관을 동원한 국제공동조사로까지 해양조사 연구의 규모를 확대하고 있다.

위와 같은 국제정세의 변화에도 불구하고 우리 대부분은 아직도 동중국해를 어장으로만 취급하는 고정관념에 매달려 있다. 동중국해를 효율적으로 관리하고, 자원을 경제적으로 이용개발하며, 더 나아가 고조되는 군사긴장에 대한 대처를 위하여 이 해역에 대한 국가적 차원에서 국내해양조사와 연구활동을 적극 활성화시켜야 할 시점에 있다. 그러나 본 연구사업이 동중국해를 대상으로 한 첫 번째 국내 연구일 정도로 동중국해를 등한시하고 있는 것도 우리의 현실이다.

2. 주요 해양과학 문제점

동중국해에 대한 국내 해양조사와 연구가 일천하기 때문에 본 연구에서는 동중국해 서부역의 해양환경보전, 자원 이용과 개발, 지역기후 등 전분야에 걸쳐 공통적으로 필요로 하는 기초 해양과학자료의 수집과 동중국해 서부역의 전체 해양구조와 변동을 결정 짓는 주요 해양과정의 이해에 초점을 맞추었다. 아직은 주변 연안국인 일본과 중국, 그리고 이 해역에 관심을 가지고 있는 미국의 조사 연구에 비해 연구 규모와 조사활동이 상당히 미미하지만, 주요 해양과정연구분야에서는 비교적 체계적인 조사활동을 하고 있으며 견실한 연구성과를 얻고 있다. 그러나 적은 연구비와 3년의 짧은 연구기간내에 복잡하게 연계되어 있는 주요 해양과정을 만족할만한 수준으로 규명할 수는 없고 장기간에 걸쳐 지속적이고 집중적인 연구가 필요하다. 지난 2년간 연구를 통해 동중국해 서부역에서 다음과 같은 해양과정연구의 중요성이 구체적으로 부각되었다.

(1) 황해와 동중국해 사이에 교환되는 해수와 해양물질량은 얼마이며 어떤 해양 과정을 통해 교환되는가? 또한 이러한 교환은 시간 공간적으로 어떤 변화를 갖는가? 해수와 보전성 해양물질 교환은 주로 조류와 해류에 의해 이루어지며 기상학적 수문학적 요인들이 관여하게 된다. 해양구조의 시간변화중 계절변화가 가장 우세하나 해양특성 (물리, 화학, 생물)과 해류의 계절분포가 아직도 정확히 조사되지 못하였다. 다양한 조석·조류와 일반해양순환 수치모델 연구가 수행되었으나, 복잡한 해저지형을 충분히 반영하고 외력의 시공간 분포에 대한 해양반응을 고려하는 정교한 모델이 개발되어야 하며 모델의 입력조건 및 검증에 필요한 신뢰성 있는 자료가 요청된다. 특히, 제주난류와 황해난류의 발생과 경로, 그리고 중국연안수와 Kuroshio 기원 외해수 사이에 정력학적, 동력학적 관계가 규명되어야 한다.

(2) 양자강 담수는 어떤 과정을 통해 한국남해로 확장하며 동중국해 해양구조는 어떤 변화를 보이는가? 양자강 담수가 남해 해양환경에 미치는 직접, 간접 영향은 무엇인가? 담수 경로와 확장범위는 예측이 가능한가? 양자강 담수는 남북방향의 강한 조류역을 통과하여 담수덩어리 형태로 이동되지만 이에 대한 원인은 아직 해명되지 못하였다. 예비관측과 단순모델 실험결과는 제주도 쪽으로의 담수확장을 예견하지만 이동경로를 확인하지는 못하였다. 담수확장시 남해 서부역에서 적조발생 가능성이 제기되었으며 제주도 연안양식장 어류의 급사가 보고되었지만 담수의 직·간접적 영향에 대한 체계적인 조사와 연구는 거의 이루어지지 않았다. 한편, 담수확장 시기에 제주난류와 황해난류 세력은 크게 약화되어 황해로 유입하는 외해수가 대폭 감소하며 이를 해상풍과 압력구배로 설명하고 있지만 역학과정이 정확히 규명된 것은 아니다. 양자강 담수 문제를 해결하기 위하여 정밀 해양관측, 해상풍 관측,

원격탐사, 해양과정연구, 수치모형 실험 등 다각적인 접근이 필요하다.

(3) 동중국해 서부역의 일반해양순환은 어떤 기본구조를 가지고 있으며 계절별로 어떤 변화를 보이는가? Kuroshio와 branch currents에 의해 얼마나 영향을 받는가? 연안역과 외해역 사이에 해수와 해양물질 교환은 어떤 과정을 통해 이루어지는가? 중국연안수의 흐름은 비교적 잘 알려져 있으나 중간대륙붕상 (middle shelf area)에서 흐름은 거의 알려진 바가 없다. 단지, 대만북동쪽 대륙사면을 올라온 Kuroshio 수가 양자강 외해로까지 북상하며, 제주도 남서방에 반시계방향의 순환이 존재한다고 보고된 바 있다. 대만해협을 통과한 해류가 중간대륙붕을 따라 북동진한다는 가설이 제시되었지만 아직은 이를 구체적으로 입증할만한 근거는 없다. 다만, 중간대륙붕과 외곽대륙붕 (outer shelf area) 경계역에 연중 강력한 해양전선이 형성되며 외곽대륙붕에서 중규모 소용돌이가 자주 발생된다. 동중국해 서부역의 전체적 해양순환은 해양전선 구조와 공간분포와 밀접한 관련이 있는 것으로 추정되나 내부순환구조에 대한 해양정보는 대단히 부족하다. 해수와 물질교환은 주로 전선역에서 이루어지고 물질이동은 전선역에서 해류구조와 소용돌이에 의해 지배되나 이러한 해양과정의 규명은 정교하고 세밀한 해양관측과 중규모 소용돌이 분해가 가능한 수치모델 실험에 의해서 가능하다.

제 3 절 제 언

연구기간중 우리나라는 물론 중국과 일본이 배타적경제수역 (EEZ)을 선포하였고 연구해역이 일본 및 중국 EEZ내에 위치하게 되어 조사활동에 많은 제약이 따르게 되었다. 타국 경제수역내에서 조사하기 위하여는 6개월전에 조사활동 동의요청서를 한국의 무부를 통해 해당국 정부에 신청하여야 하나 상대국과의 공동연구가 아니면 사실상 조사가 불가능하다. 우리 관할수역내 해양순환은 동중국해 전체 해양순환의 일부임으로 우리 관할수역의 관리와 이용을 위해서 동중국해 전역에 대한 해양자료의 획득이 반드시 필요하다. 따라서 지역국가간 국제공동연구를 적극 활성화 시켜서 국내 연구수준의 향상을 도모하고 해양자료의 꾸준한 수집과 좋은 연구성과를 낼 수 있도록 정부 관계기관의 적극적인 협조가 필요하다.

동중국해의 해양구조와 해양순환을 이해하기 위하여, 크게는 연안수와 대양수의 시간에 따른 공간적 구조와 분포, 그리고 두 해수와의 혼합과정을 파악해야 한다. 동중국해 해황을 결정 짓는 주요 해양과정은 Kuroshio와 Kuroshio로부터 분기되는 난류수의 세력과 유동경로, 양자강 하천수의 유입과 유동, 한국 남해의 연안수와 대륙붕수의 혼합, 그리고 대륙붕단에서 대양수와 대륙붕수와의 혼합과 연계되어 있다. 해양과정은 독립적으로 발생되기도 하지만 여러 과정이 복합적으로 혹은 다른 과정이 더 개입하여 해양구조와 변동을 더욱 복잡하게 만든다. 따라서 단기간에 모든

해양과정과 관련된 해양역학을 정확히 조사하고 규명하기는 대단히 어렵기 때문에 연구팀이 중장기적으로 꾸준히 연구할 수 있도록 연구비의 안정적 지원이 필요하며 연구팀은 동중국해 전체 해양구조와 해양순환을 결정짓는 주요 해양과정을 선별하여 관련된 역학과정과 해양구조 규명에 제한된 연구비, 연구인력을 집중시켜야 할 것이다.

제 6 장 참고문헌

제 6 장 참고문헌

1,2장

- 남수용, 1997. 동중국해에서 대마난류 형성에 대한 수치실험 연구. 인하대학교 박사 학위논문. 158p.
- 방익찬, 오임상, 1995. 해수면 변화와 해저지형에 의한 난류수의 순환과 그 기원. 한국수산학회지, 28: 677-697.
- 이 홍재 등, 1991. Kuroshio 해역에서 해황변동연구 (I) -세계해양대순환실험 표층류 계획 한국해양연구소 프로그램 (1차년도)-. 한국해양연구소 보고서 BSPG 00131-377-1, pp. 135.
- 이 홍재 등, 1992. Kuroshio 해역에서 해황변동연구 (I) -세계해양대순환실험 표층류 계획 한국해양연구소 프로그램 (2차년도)-. 한국해양연구소 보고서 BSPG 00168-473-1, pp. 122.
- 이 홍재 등, 1993. Kuroshio 해역에서 해황변동연구 (I) -세계해양대순환실험 표층류 계획 한국해양연구소 프로그램 (최종년도)-. 한국해양연구소 보고서 BSPN 00179-603-1, pp. 193.
- 이 홍재 등, 1994. 동중국해의 이용과 개발을 위한 동중국해 해황과 대마난류수의 기원 (예비조사). 한국해양연구소 보고서, BSPN 00246-711-1, pp. 226.
- 이 홍재 등, 1995. 쿠로시오 해역과 동중국해의 해양순환 (1차년도) -동중국해 동부해역 중심. 한국해양연구소 보고서, BSPN 00257-812-1, pp. 462.
- 이 홍재 등, 1997. 쿠로시오 해역과 동중국해의 해양순환 (1단계 최종년도) -동중국해 동부해역 중심. 한국해양연구소 보고서, BSPN 00319-964-1, pp. 563.
- 이 홍재 등, 1998. 동중국해 중서부해역의 해양순환연구 (1차년도). 한국해양연구소 보고서, BSPE 97603-00-1042-1, pp. 278.
- 日本科學技術廳, 1995. 明日おめざす科學技術シンポジウム-科學技術振興調整費 成果. 1994年 3月14-16日, 日本, 東京, pp. 68.
- 최병호, 1990. 세력자체계의 황해 및 동지나해 조석모형의 개발. 한국해안·해양공학회지. 2: 231-244.
- An, H.S., 1977. A numerical experiment of the M_2 tide in the Yellow Sea. J. Oceanogr. Soc. Jap. 33: 103-110.
- An, H.S., 1987. The numerical simulation of the oceanic circulation in the Yellow Sea. J. Kor. Earth Sci. Soc. 8: 171-176.
- Choi, B.H., 1980. A tidal model of the Yellow Sea and the Eastern China Sea. Korea Ocean Research and Development Institute Report. 80-02, Seoul, 72p.

- Choi, B.H., 1982. Note on currents driven by a steady uniform wind stress on the Yellow Sea and the East China Sea. *La mer* 20: 65-74.
- Choi, B.H., 1984. Computation of currents driven by a steady uniform wind stress on the East China Sea using a three-dimensional numerical model. *J. Oceanol. Soc. Korea* 19: 36-43.
- Choi, B.H. and K.S. Suh., 1992. Computation of meteorologically-induced circulation on the East China Sea using a fine grid three-dimensional numerical model. *J. Kor. Soc. Coast. Oce. Eng.* 4: 45-58.
- Behrenfeld, M. J., and P. Falkowski, 1998. Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration. *Limnol. Oceanogr.* 421: 1-20.
- Cox, M. D., 1984. A primitive equation, 3-dimensional model of the ocean. GFDL Ocean Group Technical Report No. 1., GFDL/Princeton Univ.
- Fang, Y., Q.-H. Zhang, and G.-H. Fang, 1997. A numerical study on the path and origin of the Yellow Sea Warm Current. *The Yellow Sea* 3: 18-26.
- Hellerman, S. and M. Rosenstein, 1983. Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates. *J. Phys. Oceanogr.* 13: 1093-1104.
- Hirose, N., C.-H. Kim and J.-H. Yoon, 1996. Heat budget in the Japan Sea. *J. Oceanogr.*, 52: 553-574.
- Hoge, F. E., and P. E. Lyon, 1996. Satellite retrieval of inherent optical properties by linear matrix inversion of oceanic radiance models: An analysis of model and radiance measurement errors. *J. Geophys. Res.*, 101:16,631-16,648.
- Hsueh, Y., 1988. Recent current observations in the eastern Yellow Sea. *J. Geophys. Res.*, 93: 6875-6884.
- Huh, O. K., 1982. Spring season flow of the Tsushima Current and its separation from the Kuroshio: Satellite evidence. *J. Geophys. Res.*, 87: 9687-9693.
- Ito, T., 1994. Structures and variabilities of the Kuroshio in the East China Sea shelf slope. Ph D. Thesis, Hiroshima Univ., pp. 108 (in Japanese)
- Japan National Committee for the IGBP, 1994: Global fluxes of carbon and its related substances in the coastal sea-ocean-atmosphere system. Ed. S. Tsunogai, Proceedings of the 1994 Sapporo IGBP Symposium, Sapporo, Japan. Nov. 14-17, 1994. pp. 558.
- Kang, S.K., S.R. Lee, and H.J. Lie, 1998. Fine grid tidal modeling of the Yellow and East China Seas. *Conti. Shelf Res.* 18: 739-772.
- Lee, H.-C., 1996. A numerical simulation for the water masses and circulation of the Yellow Sea and the East China Sea. Doctoral Dissertation. Kyushu Univ. 150p.

- Lie, H.-J., 1985. Wintertime temperature-salinity characteristics in the southeastern Hwanghae (Yellow Sea), *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 41: 291-298.
- Lie, H.-J. and C.-H. Cho, 1994. On the origin of the Tsushima Warm Current, *J. Geophys. Res.*, 99: 25081-25091.
- Lie, H.-J., C.-H. Cho, J.-H. Lee, P. Niiler, and J.-H. Hu 1998. Separation of the Kuroshio water and its penetration onto the continental shelf west of Kyushu. *J. Geophys. Res.*, 103: 2963-2976.
- Liu, K.-K and W.-S. Chuang, 1994. Kuroshio edge exchange processes. Monograph (collected papers), vol. 2: Taiwan, pp. 266.
- Miyaji, K., 1991. Studies on the eddies associated with the meander of the Kuroshio in the waters off southwest coast of Kyushu and their effects on egg and larval transport. *Bull. Sekai Fish. Res. Inst.*, 69: 1-77 (in Japanese).
- Na, J.-Y., J.-W. Seo and S.-K. Han., 1992. Monthly-mean sea surface winds over the adjacent seas of the Korean Peninsula. *J. Oceanol. Soc. Korea* 27 : 1-10.
- Nasda, 1996. OCTS Reference Manual - Technical Report, pp 203-255.
- Nitani, H., 1972. Beginning of the Kuroshio, in *Kuroshio*, edited by H. Stommel and K. Yoshida, pp. 353-369, University of Tokyo Press, Tokyo.
- O'Reilly, J. E., S. Maritorena, B. G. Mitchell, D. A. Siegel, K. L. Carder, S. A. Garver, M. Kahru, and C. McClain, 1998. Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS. *J. Geophys. Res.*, 103:24,937-24,953.
- Pang, I.-C., H.-K. Rho and T.-H. Kim, 1992. Seasonal variations of water mass distributions and their causes in the Yellow Sea, the East China Sea and the adjacent seas of Cheju Island. *Bull. Korean Fish. Soc.*, 25: 151-163.
- Pang, I.-C., T.-H. Kim, T. Matsuno and H.-K. Rho., 1993. On the origin of the Tsushima Current (I): Barotropic case. *Bull. Korean Fish. Soc.*, 26: 580-593.
- Qiu, B., T. Toda, and N. Imasato, 1990. On Kuroshio front fluctuations in the East China Sea using satellite and in situ observational data, *J. Geophys. Res.*, 95: 18191-18204.
- Science and Technology Agency of Japan and State Oceanic Administration of China, 1990. Proceedings of Japan-China Joint Symposium of the Cooperative Study on the Kuroshio. Nov. 14-16, Tokyo, Japan. pp. 361.
- Yoo, S, and J. Park, 1998. Bio-optical properties of the Yellow Sea. *Korean Journal of Remote Sensing* (*in press*).
- Zhou, D., Y.-B. Liang and C.-K. Zeng, 1994, *Oceanology of China Seas*, Vol. 1,

3장 1절

- 김구, 노홍길, 이상호, 1991. 하계 제주도 주변해역의 수계 및 해수순환. 한국해양학회지, 26: 262-277.
- 이 홍재 등, 1993. Kuroshio 해역에서 해황변동연구 (I) -세계해양대순환실험 표층류 계획 한국해양연구소 프로그램 (최종년도)-. 한국해양연구소 보고서 BSPN 00179-603-1, pp. 193.
- 이 홍재 등, 1998. 동중국해 중·서부해역의 해양순환 연구 (1차년도). 한국해양연구소 보고서 BSPE 097603-00-1042-1, pp. 278.
- Beardsley, R.C., R. Limeburner, K. Kim, and J. Candela, 1992. Lagrangian flow observations in the East China, Yellow and Japan Seas. *La Mer*, 30: 297-314.
- Candela, J., R. beardsley and R. Limeburner, 1992. Separation of Tidal and subtidal Currents in Ship-Mounted Acoustic Doppler Current Profiler Observations. *J. Geophys. Res.*, 97: 769-788.
- Fang, G., B. Zhao and Y. Zhu, 1991. Water volume transport through the Taiwan strait and the continental shelf of the East China Sea measured with current meters. In: *Oceanography of Asian Marginal Seas*, ed. K. Takano, Elsevier, New York, 345-358.
- Foreman, M and H. Freeland, 1991. A Comparison Techniques for Tidal Removal From Ship-Mounted Acoustic Doppler Measurements Along the Southwest Coast of Vancouver Island. *J. Geophys. Res.*, 96: 17,007-17,021.
- Lie, H.-J., 1987. Summertime hydrographic features in the southern Hwanghae. *Progress in Oceanogr.*, 17: 229-242.
- Lie, H.-J., A. Kaneko, and C.-H. Cho, 1998. On the branching of the Kuroshio and the formation of slope countercurrent in the East China Sea. *Bull. Sekai Fish. Res. Inst.*, 인쇄중.
- Miyaji, K., 1991. Studies on the eddies associated with the meander of the Kuroshio in the waters off southwest coast of Kyushu and their effects on egg and larval transport. *Bull. Sekai Fish. Res. Inst.*, 69: 1-77 (in Japanese).
- Sybrandy, A.L. and P.P. Niiler, 1991. The WOCE/TOGA SVP Lagrangian drifter construction manual, WOCE Rep. 63, 58 pp., Scripps Inst. of Oceanogr., Univ. of Calif., La Jolla.

3장 2절

- 김구, 노홍길, 이상호, 1991. 하계 제주도 주변 해역의 수괴 및 해수순환, 한국해양학회지, 26: 262-277.
- 이영철 외, 1992. 황해의 해양자원 개발 연구, 인하대학교 연구보고서, 과학기술처, 1394pp.
- 이재학 외, 1998. 황해의 해수순환과 물질플럭스 연구: 황해 해수특성 조사, 한국해양연구소 연구보고서, 97- LO-01-03-A-02, 과학기술부, 263pp.
- 이홍재 외, 1997. 쿠로시오 해역과 동중국해의 해양순환, 과학기술처, BSPN 00319-964-1, 563pp.
- 이홍재 외, 1998. 동중국해 중·서부해역의 해양순환연구, 1차년도 연차보고서, BSPE 97603-00-1042-1, 한국해양연구소, 278pp.
- 한국해양연구소, 1993. Oceanographic Atlas of Korean Waters, Vol 2. South Sea.
- Beardsley, R.C., R. Limburner, H. Yu, and G.A. Cannon, 1985. Discharge of the Changjiang (Yangtze River) into the East China Sea, Cont. Shelf Res., 4: 57-76.
- Hu, D.-X., 1994, Some striking features of circulation in Huanghai Sea and East China Sea, In Oceanology of China Seas. Vol. 1. Eds. Zhou D. et al., 27-38.
- Lee, J.H., H.-J. Lie and C.-H. Cho, 1997. Frontal structure in the northern East China Sea, 9th PAMS & JECSS Workshop, 22-24 Sept., 1997. Taipei, Taiwan.
- Su, Y., 1986. Comprehensive survey and research report on the water area adjacent to the Changjiang River estuary and Chejudo Island, J. Shangdong Col. of Oceanogr., 16: 1-11.
- Zhou, D., Y.-B. Liang and C.-K. Zeng, 1994. Oceanology of China Seas, Vol. 1, Kluwer Academic Pub., London, 344pp.

3장 3절

- Gordon, H. R., O. B. Brown, and M. M. Jacobs, 1975. Computed relationships between the inherent and apparent optical properties of a flat, homogeneous ocean. Appl. Opt. 14: 417-427.
- Kirk, J. T. O., 1981. Monte Carlo procedure for simulating the penetration of light into natural waters. Aust. C. S. I. R. O. Div. Plant Ind. Tech. Pap. 36: 1-16.
- Morel, A., and L. Prieur, 1975. Analyse spectrale des coefficients d'attenuation

- diffuse, d'absorption et de retrodiffusion pour diverses regions marines. Center Rech. Oceanogr. Villefranche-sur-Mer Rapp. 17: 157p.
- Morel, A., and L. Prieur, 1977. Analysis of variations in ocean color. *Limnol. Oceanogr.* 22: 709-722.
- Morel, A., 1980. In-water and remote measurement of ocean color. *Boundary Layer Meteorol.* 18: 343-355.
- Parsons, T. R., Y. Maita and C. M. Lalli, 1984. *A manual of chemical and biological methods for seawater analysis*. Pergamon Press.
- Prieur, L., and S. Sathyendranath, 1981. An optical classification of coastal and oceanic waters based on the spectral absorption curves of phytoplankton pigments, dissolved organic matter, and other particulate materials. *Limnol. Oceanogr.* 26(4): 671-689
- Sathyendranath, S., L. Prieur, and A. Morel., 1989. A three-component model of ocean colour and its application to remote sensing of phytoplankton pigments in coastal waters. *Int. J. Remote Sensing* 10(8): 1317-1394. . .

3장 4절

- 남수용, 1997. 동중국해에서 대마난류 형성에 대한 수치실험 연구. 인하대학교 박사 학위논문. 158p.
- 방익찬, 오임상, 1995. 해수면 변화와 해저지형에 의한 난류수의 순환과 그 기원. *한국수산학회지*, 28: 677-697.
- 이마와키 시로, 1996. 흑조 및 흑조반류의 유량·열류량의 측정에 관한 종합적 연구. 과학 연구보조금 연구성과 보고서, 205pp.
- 이종찬, 1995. 등밀도 해역에 대한 난류모형의 개발 및 황해·동중국해 취송순환에 의 적용. 성균관대학교 박사학위논문. 241p.
- 최병호, 1990. 세력자체계의 황해 및 동지나해 조석모형의 개발. *한국해안·해양공학회지*. 2: 231-244.
- An, H.S., 1977. A numerical experiment of the M_2 tide in the Yellow Sea. *J. Oceanogr. Soc. Jap.* 33: 103-110.
- An, H.-S., 1987. The numerical simulation of the oceanic circulation in the Yellow Sea. *J. Kor. Earth Sci. Soc.* 8: 171-176.
- Arakawa, A. and V.R. Lamb, 1981. A potential enstrophy and energy conserving scheme for the shallow water equations. *Mon. Wea. Rev.*, 109: 18-36.
- Bleck, R. and D. Boudra, 1986. Wind-driven spin-up in eddy resolving ocean models formulated in isopycnic and isobaric coordinates. *J. Geo. Res.* 91: 7611-7621.

- Bleck, R. and L. Smith, 1990. A wind-driven isopycnic coordinate model of the North and Equatorial Atlantic Ocean 1. Model development and supporting experiments. *J. Geo. Res.* 95: 3273-3285.
- Blumberg, A. and G.L. Mellor, 1987. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation models. P.1-16. *In* N.S. Heaps ed., *Three-dimensional Coastal Ocean Model*. *Coast. Est. Sci.* 4.
- Boyer, T. and S. Levitus, 1994. Quality control and processing of historical oceanographic temperature, salinity, and oxygen data. NOAA Technical Report NESDIS 81, Washington, D.C.
- Choi, B.H., 1980. A tidal model of the Yellow Sea and the Eastern China Sea. Korea Ocean Research and Development Institute Report. 80-02, Seoul, 72p.
- Choi, B.H., 1982. Note on currents driven by a steady uniform wind stress on the Yellow Sea and the East China Sea. *La mer* 20: 65-74.
- Choi, B.H., 1984. Computation of currents driven by a steady uniform wind stress on the East China Sea using a three-dimensional numerical model. *J. Oceanol. Soc. Korea* 19: 36-43.
- Choi, B.H., and K.S. Suh., 1992. Computation of meteorologically-induced circulation on the East China Sea using a fine grid three-dimensional numerical model. *J. Kor. Soc. Coast. Oce. Eng.* 4: 45-58.
- Cox, M. D., 1984. A primitive equation, 3-dimensional model of the ocean. GFDL Ocean Group Technical Report No. 1., GFDL/Princeton Univ.
- Danabasoglu, G. and J.C. McWilliams, 1995. Sensitivity of the global ocean circulation to parameterizations of mesoscale tracer transports. *J. Climate*, 8: 2967-2987.
- Fang, Y., Q.-H. Zhang, and G.-H. Fang, 1997. A numerical study on the path and origin of the Yellow Sea Warm Current. *The Yellow Sea* 3: 18-26.
- Hellerman, S. and M. Rosenstein, 1983. Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates. *J. Phys. Oceanogr.* 13: 1093-1104.
- Hirose, N., C.-H. Kim and J.-H. Yoon, 1996. Heat budget in the Japan Sea. *J. Oceanogr.*, 52: 553-574.
- Holland, W.R. and L.B. Lin, 1975. On the circulation of mesoscale eddies and their contribution to the oceanic general circulation. I. Preliminary numerical experiment. *J. Phys. Oceanogr.* 5: 642-657.
- Kang, S.K., S.R. Lee, and H.J. Lie, 1998. Fine grid tidal modeling of the Yellow and East China Seas. *Conti. Shelf Res.* 18: 739-772.
- Killworth, P.D., D. Stainforth, D.J. Webb and S.M. Paterson, 1991. The

- development of a free-surface Bryan-Cox-Semtner ocean model. *J. Phy. Oceanogr.* 21: 1333-1348.
- Large, W.G., J.C. McWilliams and S.C. Doney, 1994. Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Rev. of Geophys.*, 32: 363-403.
- Lee, H.-C., 1996. A numerical simulation for the water masses and circulation of the Yellow Sea and the East China Sea. Doctoral Dissertation. Kyushu Univ. 150p.
- Lee, S.-H. and H.-Y. Choi, 1997. A numerical model study of residual tidal currents in the mid-eastern Yellow Sea-initial stratification. *The Yellow Sea* 3: 58-70.
- Mellor, G.L. and T. Yamada, 1982. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.* 31: 1791-1896.
- Na, J.-Y., J.-W. Seo and S.-K. Han, 1992. Monthly-mean sea surface winds over the adjacent seas of the Korean Peninsula. *J. Oceanol. Soc. Korea* 27: 1-10.
- Pacanowski, R.C. and A. Gnanadesikan, 1998. Transient response in a z-level ocean model that resolves topography with partial-cells. submitted to *Mon. Wea. Rev.*
- Pacanowski, R.C. and G. Philander, 1981. Parameterization of vertical mixing in numerical models of the tropical ocean. *J. Phy. Oceanogr.*, 11: 1442-1451.
- Pang, I.-C., H.-K. Rho and T.-H. Kim, 1992. Seasonal variations of water mass distributions and their causes in the Yellow Sea, the East China Sea and the adjacent seas of Cheju Island. *Bull. Korean Fish. Soc.*, 25: 151-163.
- Pang, I.-C., T.-H. Kim., T. Matsuno and H.-K. Rho, 1993. On the origin of the Tsushima Current (I): Barotropic case. *Bull. Korean Fish. Soc.*, 26: 580-593.
- Roberts, M. and D. Marshall, 1998. Do we require adiabatic dissipation schemes in eddy-resolving ocean models? Accepted by *J. Phys. Oceanogr.*
- Zalesak, S.T., 1979. Fully multidimensional flux-corrected transport algorithms for fluid. *J. Comp. Phys.*, 31: 335-362.

3장 5절

- 김성수, 고우진, 조영조, 이필용, 전경암, 1998. 1996년 여름철 남해 표층수의 이상저염수 현상과 영양염류의 분포특성. *한국해양학회지*, 3(3): 165-169.
- 이동규, 강기룡, 한상복, 1996. 여름-가을 동해표층해역의 저염수에 관한 연구. *한국*

- 해양학회 1996년도 추계학술발표회, 1996년 10월 31일-11월 1일, 서울대학교, 서울.
- 해양연구소 1997. 양자강 하천수 plume의 수치모델링 연구. 한국해양연구소 보고서, BSPE 97616-00-1056-1, pp69.
- 中國科學院 三峽工程 生態與環境科研項目組 1989. 長江三峽 生態與環境地圖集, 科學出版社, 北京, 中國.
- Cao, X. 1980. The numerical model of the summer surface salinity distribution of the Changjiang Diluted Water. *Acta Oceanologica Sinica*, 2(2): 1-6 (in Chinese).
- Geyer, W.R. and G.C. Kineke, 1995. Observations of currents and water properties in the Amazon frontal zone. *J. Geophys. Res.*, 100(2): 2321-2339.
- Guan, B., 1994. Patterns and structures of the currents in Bohai, Huanghai, and East China Seas. In *Oceanology of China Seas. Volume 1.* edited by Zhou Di et al., Kluwer Academic Publishers, 17-26.
- Hong, G.H., S.H. Kim, C.S. Chung, and S.J. Pae, 1995. The role of the anthropogenic nutrient input in the carbon fixation of the coastal ocean Yellow Sea: a preliminary study. in *Direct Ocean Disposal of Carbon Dioxide*, edited by N. Handa and T. Ohsumi, Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, 13-22.
- Hu, D., 1994. Some striking features of circulation in Huanghai Sea and East China Sea. In *Oceanology of China Seas. Volume 1.* edited by Zhou Di et al., Kluwer Academic Publishers, 27-38.
- Le, K., 1984. A preliminary study of the path of the Changjiang Diluted Water (I) model. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 15(2): 157-167 (in Chinese).
- Lee, H.-C., 1996. A numerical simulation for the water masses and circulations of the Yellow Sea and the East China Sea. Ph.D. Thesis, Kyushu university, Fukuoka, Kyushu, Japan, pp. 150.
- Mao, H., Y. Ren and G. Sun, 1963. A preliminary study of the Yangtze Diluted Water and its mixing process. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 5(3): 183-206 (in Chinese with English abstract).
- McCreary, J.P. Jr., S. Zhang, and S.R. Shetye, 1997. Coastal circulation driven by river outflow in a variable-density $1\frac{1}{2}$ -layer model. *J. Geophys. Res.*, 102: 15535-15554.
- Shen, H., C. Zhang, C. Xiao, and J. Zhu, 1998. Change of the discharge and sediment flux to estuary in Changjiang River. In *Health of The Yellow Sea*, edited by G.H. Hong, J. Zhang, and B.-K. Park, The Earth Love

Publication Association, Seoul, 129-148.

- Yuan, Y. and J. Su, 1984. Numerical modelling of the circulation in the East China Sea. In *Ocean Hydrodynamics of the Japan and East China Seas.* edited by T. Ichiye, 167-186.
- Yuan, Y., J. Su and J. Zhao, 1982. A single layer model of the continental shelf circulation in the East China Sea. *La mer*, 20: 131-135.
- Zhu, J. and H. Shen, 1996. The mechanism of the expansion of the Changjiang (Yangtze River) Diluted Water. East China Normal University Press, Shanghai, China, pp. 255.

3장 6절

- 김성수, 고우진, 조영조, 이필용, 전경암, 1998. 1996년 여름철 남해 표층수의 이상저염수 현상과 영양염류의 분포특성. *바다*, 3(3): 165-169.
- Beardsley, R. C., R. Limeburner, H. Yu, and G. A. Cannon, 1985. Discharge of the Changjiang (Yangtze River) into the East China Sea. *Cont. Shelf Res.*, 4: 57-76.
- Cannon, G. A. et al., 1983. Circulation in the Changchinag River entrance region: Estuary-shelf interactions. *Int. Symp. Hangzhou*, vol. 1: 328-336.
- Han, S. K, H.-J. Lie, J.-Y. Na, 1995. Temporal and spatial characteristics of surface winds over the adjacent seas of the Korean peninsula. *J. Korean Society of Oceanography*, 30(6): 550-564.
- Hu, D., 1994. Some striking features of circulation in Huanghai Sea and East china Sea. In *oceanology of China Seas. Vol. 1*, ed. by Zhou, D., Y.-B. Liang, and C.-K. Zeng, Kluwar Academic Publishers, 27-38.
- Kim, K., H. K. Rho, and S. H. LEE, 1991. Water masses and circulation around Cheju-do in summer. *J. Oceanol. Soc. Korea*, 26: 262-277.
- Lie, H.-J., 1986. Summertime hydrographic features in the southeastern Hwanghae. *Prog. Oceanogr.*, 17: 229-242.
- Yang, Z.S., J.D. Milliman and M.G. Fitzgerald, 1983. Transfer of water and sediment from the Yangtze River to the East China Sea, June 1980. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 40: 72-82.
- Zhang, J., W.-W. Huang and M.-G. Liu, 1994. Geochemistry of major Chinese river-estuary systems. In *oceanology of China Seas. Vol. 1*, ed. by Zhou, D., Y.-B. Liang, and C.-K. Zeng, Kluwar Academic Publishers, 179-188.
- Zhao, B., 1992. Turning mechanism problems of the Changjiang River diluted water. *Acta Oceanologica Sinica*, 11(3): 317-329.

3장 7절

- Chao, S.-Y., 1991. Circulation of the East China Sea, a numerical model, *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 46: 273-295.
- Chen, C., R. C. Beardsley, and R. Limeburner, 1992. The structure of the Kuroshio southwest of Kyushu: velocity, transport and potential vorticity fields, *Deep-Sea Res.*, 39: 245-268.
- Chen, C., R. C. Beardsley, and R. Limeburner, and K. Kim, 1994. Comparison of winter and summer hydrographic observations in the Yellow and East China Seas and adjacent Kuroshio during 1986. *Cont. Shelf Res.*, 14: 909-929.
- Chern, C. S. and J. Wang, 1992. On the seasonal variation of the Kuroshio intrusion onto the East China Sea, *Acta Oceanogr. Taiwanica*, 29: 1-17.
- Chuang, W.-S. and W.-D. Liang, 1994. Seasonal variability of intrusion of the Kuroshio water across the continental shelf northeast of Taiwan, *J. Oceanogr.*, 50: 531-542.
- Cushman-Roisin, B., 1994. *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics*, 320 pp., Prentice, Eaglewood Cliffs.
- Guo, B., S. Xiu, H. Ishii, and Y. Nakamura, 1991. Kuroshio warm filament and the source of the warm water of the Tsushima Current. *Acta Oceanologica Sinica*, 10: 325-340.
- Hsueh, Y., H.-J. Lie, and H. Ichikawa, 1996. On the branching of the Kuroshio west of Kyushu, *J. Geophys. Res.*, 101: 3851-3857.
- Hsueh, Y., J. Wang, and C.-S. Chern, 1992. The intrusion of the Kuroshio across the continental shelf northeast of Taiwan, *J. Geophys. Res.*, 14: 323-14,330.
- Huh, O. K., 1982. Spring season flow of the Tsushima Current and its separation from the Kuroshio: Satellite evidence. *J. Geophys. Res.*, 87: 9687-9693.
- Kim, K., H. K. Rho, and S. H. Lee, 1991. Water masses and circulation around Cheju-do in summer, *J. Oceanol. Soc. Korea*, 26: 262-277.
- Lie, H.-J., 1994 (Ed.). Preliminary study on oceanographic conditions of the East China Sea and origin of the Tsushima Warm Current, *Report BSPN 00246-711-1*, 226 pp. (in Korean),
- Lie, H.-J., 1996 (Ed.). Ocean circulation and material flux of the East China Sea (Second Year) -Eastern East China Sea-, *Report BSPN 00278-901-1*, 467 pp. (in Korean).
- Lie, H.-J., 1985. Wintertime temperature-salinity characteristics in the southeastern

- Hwanghae (Yellow Sea), *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 41: 291-298.
- Lie, H.-J., 1986. Summertime hydrographic features in the southeastern Hwanghae, *Prog. Oceanogr.*, 17: 229-242.
- Lie, H.-J. and C.-H. Cho, 1994. On the origin of the Tsushima Warm Current, *J. Geophys. Res.*, 99: 25081-25091.
- Nakano, T., I. Kaneko and Y. Takatsuki, 1994. The Kuroshio structure and transport estimated by the inverse method, *J. Phys. Oceanogr.*, 24: 609-618.
- Nitani, H., 1972. Beginning of the Kuroshio, in *Kuroshio*, edited by H. Stommel and K. Yoshida, pp. 353-369, University of Tokyo Press, Tokyo.
- Qiu, B. and N. Imasato, 1990. A numerical study on the formation of the Kuroshio countercurrent and the Kuroshio branch current in the East China Sea, *Cont. Shelf. Res.*, 10: 164-184.
- Qiu, B., T. Toda, and N. Imasato, 1990. On Kuroshio front fluctuations in the East China Sea using satellite and in situ observational data, *J. Geophys. Res.*, 95: 18191-18204.
- Sawara, T. and Y. Hanzawa, 1979. Distribution of water type in the East China Sea, *Umi to Sora*, 54: 13-26.
- Song, W., K. Lin, and B. Guo, 1991. A study on the source of the Tsushima Warm Current water. *Acta Oceanologica Sinica*, 10: 341-353.
- Sybrandy, A. L. and P. P. Niiler, 1991. The WOCE/TOGA SVP Lagrangian drifter construction manual, *WOCE Rep.*, No. 63: 58 pp., Scripps Institution of Oceanogr., Univ. California.
- Uda, M., 1934. The results of simultaneous oceanographical investigations in the Japan Sea and its adjacent waters in May and June, 1932, *J. Imp. Fish. Exp. St.*, 5: 138-190 (in Japanese).
- Veronis, G., 1987. Inverse methods for ocean circulation, in *General Circulation of Ocean*, edited by H. D. I. Abarbanel and W. G. Young, pp. 102-133, Springer-Verlag, New York.
- Yi, S.-U., 1966. Seasonal and secular variations of the water volume transport across the Korea Strait, *J. Oceanol. Soc. Korea*, 1: 7-13.
- Yuan, Y., M. Endoh and H. Ishizaki, 1990. The study of the Kuroshio in the East China Sea of Ryukyu Islands, in *Proceedings of Japan China Joint Symposium of the Cooperative Study on the Kuroshio*, Nov. 14-16, 1989, 39-57.

- Asaoka, O. and S. Moriyasu, 1966. On the circulation in the East China Sea and the Yellow Sea in winter (Preliminary Rep.). *Oceanogr. Mag.*, **18**: 73-81.
- Beardsley, R. C., R. Limeburner, H. Yu, and G. A. Cannon, 1985. Discharge of the Changjiang (Yangtze River) into the East China Sea. *Cont. Shelf Res.*, **4**: 57-76.
- Chang, K.-I., K. Kim, S. W. Lee, and T. B. Shim, 1995. Hydrography and sub-tidal current in the Cheju Strait in spring 1983. *J. Korean Soc. Oceanogr.*, **20**: 203-215.
- Fang, G., B. Zhao and Y. Zhu, 1991. Water volume transport through the Taiwan Strait and the continental shelf of the East China Sea measured with current meters. p. 345-358. In *Oceanography of Asian Marginal Seas*, ed. by K. Takano, Elsevier, New York.
- Gong, Y., 1971. A study on the south Korean coastal front. *J. Oceanol. Soc. Korea*, **6**: 25-36.
- Guan, B. and H. Mao, 1982. A note on circulation on the East China Sea. *Chinese J. Oceanol. and Limnol.*, **1**: 5-16.
- Han, S.-K., H.-J. Lie and J.-Y. Na, 1995. Temporal and spatial characteristics of surface winds over the adjacent seas of the Korean peninsula. *J. Korea Soc. Oceanogr.*, **30**: 550-564.
- Hsueh, Y., 1988. Recent current observations in the eastern Yellow Sea. *J. Geophys. Res.*, **93**: 6875-6884.
- Kim, S. H. and H. G. Rho, 1997. A study on the residual current in the Cheju Strait. *J. Korean Fish Soc.*, **30**: 759-770 (abstract only in English).
- Kim, K., H. G. Rho and S. H. Lee, 1991. Water masses and circulation around Cheju-do in summer. *J. Oceanol. Soc. Korea*, **26**: 262-277.
- Kondo, M., 1985. Oceanographic investigations of fishing grounds in the East China Sea and the Yellow Sea, I. Characteristics of the mean temperature and salinity distributions measured at 50 m and near the bottom (in Japanese). *Bull. Seikai Reg. Fish. Res. Lab.*, **62**: 19-66.
- Lee, C.-K., 1974. The drift bottle experiments in the southern Sea of Korea. *Bull. Fish. Res. Dev. Agency* (in Korean), **12**: 7-26.
- Lie, H.-J., 1984. A note on water masses and general circulation in the Yellow Sea (Hwanghae). *J. Oceanol. Soc. Korea*, **19**: 187-194.
- Lie, H.-J., 1985. Wintertime temperature-salinity characteristics in the southeastern Hwanghae (Yellow Sea). *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **41**: 291-298.

- Lie, H.-J., 1986. Summertime hydrographic features in the southeastern Hwanghae. *Prog. Oceanogr.*, **17**: 229-242.
- Lie, H.-J. and C.-H. Cho, 1994. On the origin of the Tsushima Warm Current. *J. Geophys. Res.*, **99**: 25081-25091.
- Lie, H.-J. and C.-H. Cho, 1997. Surface current fields in the East China Sea. *J. Oceanogr. Soc. Korea*, **32**: 1-7.
- Lie, H.-J., C.-H. Cho, J.-H. Lee, P. Niiler, and J.-H. Hu, 1998. Separation of the Kuroshio water and its penetration onto the continental shelf west of Kyushu. *J. Geophys. Res.*, **103**: 2963-2976.
- Nitani, H., 1972. Beginning of the Kuroshio. p. 353-369. In *Kuroshio*. ed. by H. Stommel and K. Yoshida, Univ. of Tokyo Press, Tokyo.
- Suk, M.-S., G.-H. Hong, C.-S. Chung, K.-I. Chang, and D.-J. Kang, 1996. Distribution and transport of suspended particulate matter, dissolved oxygen and major inorganic nutrients in the Cheju Strait. *J. Korean Soc. Oceanogr.*, **31**: 55-63.
- Sybrandy, A. L. and P. P. Niiler, 1991. The WOCE/TOGA SVP Lagrangian drifter construction manual, *WOCE Rep., No. 63*, 58 pp., Scripps Institution of Oceanogr., Univ. California, 1991.
- Uda, M., 1934. The results of simultaneous oceanographical investigations in the Japan Sea and its adjacent waters in May and June 1932 (in Japanese). *J. Imperial Fish. Exp. St.*, **5**: 138-190.

3장 9절

- Abbott, M.B., A. Mccowan, and I.R. Warren, 1981. Numerical modeling of free-surface flows and coastal waters. In : *Transport models for inland and coastal waters*, Ed. H.B. Fisher, Academic Press, New York.
- Abbott, M.B. and D.R. Basco, 1989. *Computational fluid dynamics : an introduction for engineers*. John Wiley & Sons Inc., 425pp.
- An, H.S., 1977. A numerical experiment of the M2 tide in the Yellow Sea, *Journal of Oceanographical Society of Japan*, **33**: 103-110.
- Brown P.J., 1973. Kelvin-wave reflection in a semi-infinite canal. *Journal of Marine Research*, **31**: 1-10.
- Choi B.H., 1980. A tidal model of Yellow Sea and Eastern China Sea. KORDI Report, 80-02, Korea Ocean Research and Development Institute, Seoul, 72pp.
- Choi B.H., 1990. Development of fine-grid numerical tidal models of the Yellow

- Sea and the East China Sea. *Journal of Korean Society of Coastal and Ocean Engineers*, 2(4): 231-234(in Korean).
- Deardorff J.W., 1971. On the magnitude of the subgrid scale eddy coefficient. *Journal of Computational Physics*, 7: 120-133.
- Defant A., 1960. *Physical Oceanography, Volume II*, Pergamon press, 598pp.
- Elder J.W., 1959. The dispersion of a marked fluid in a turbulent shear flow. *Journal of Fluid Mechanism*, 5: 544-560.
- Fang, G., 1986. Tides and tidal currents in the East China Sea, Huanghai Sea and Bohai Sea (manuscript).
- Fang Z., A. Ye and G. Fang., 1991. Solutions of tidal motions in a semi-closed rectangular gulf with open boundary condition specified. In : *Tidal Hydrodynamics*, editor, B.B. Parker, John Wiley & Sons, Inc., pp.153-168.
- Flather R. A., 1994. A storm surge prediction model for the northern bay of Bengal with application to the cyclone disaster in April 1991. *Journal of Physical Oceanography*, 24: 172-190.
- Foreman M.G.G., 1977. *Manual for Tidal Heights Analysis and Prediction*. Pacific Marine Science, Report, 77-10, IOS, British Columbia, Canada.
- Foreman M.G.G., R.A. Walters, R.F. Henry, C.P. Keller, and A.G. Dolling, 1995. A tidal model for eastern Juan de Fuca Strait and the southern Strait of Georgia. *Journal of Geophysical Research*, 100, C1: 721-740.
- Foreman M.G.G., R.F. Henry, R.A. Walters, and V.A. Ballantyne, 1993. A finite element model for tides and resonance along the north coast of British Columbia. *Journal of Geophysical Research*, 98, C2: 2509-2531.
- Garrett C., 1975. Tides in gulfs. *Deep-Sea Research*, 22: 23-35.
- Godin G. and G. Gutierrez, 1986. Non-linear effects in the tide of the Bay of Fundy. *Continental Shelf Research*, 5: 379-402.
- Harkema, R. and Hsueh, Y., 1987. A compilation of moored current meter data in the Eastern Yellow Sea January -April 1986. Tech. Rept. CMF-87.01, Department of Oceanography, Florida State University, Tallahassee.
- Hunter J.R., 1975. A note on quadratic friction in the presence of tides. *Estuarine and Coastal Marine Science*, 3: 473-475.
- Kang S.K., S.R. Lee and K.D. Yum, 1991. Tidal Computation of the East China Sea, the Yellow Sea and the East Sea. In : *Oceanography of Asian Marginal Seas*, editor, K. Takano, Elsevier Oceanography Series 54: pp.25-48.
- Kang S.K., 1991. Non-linear tidal modeling of the East China Sea, the Yellow Sea, and the East Sea. M. Sc. Thesis, H.H. 65, International Institute for

- Hydraulic and Environmental Engineering (IHE) and Danish Hydraulic Institute, 45pp.
- Kang S.K., 1995. An analytical model of tidal waves in bay and strait under current effect, Ph.D. Thesis, Seoul National University, 173pp.
- Kang S.K., CHUNG, J.-Y., LEE, S.-R., and YUM, K.D., 1995. Seasonal variability in the M_2 tide in the seas adjacent to Korea. *Continental Shelf Research*, 15(9): 1087-1113.
- Kang Y.Q., 1984. An analytical model of tidal waves in the Yellow Sea. *Journal of Marine Research*, 42: 473-483.
- Larsen L.H., G.A. Cannon and B.H. Choi, 1985. East China Sea tide current. *Continental Shelf Research*, 4(1/2): 77-103.
- Leblond, P.H and L.A. Mysak, 1978. *Waves in the ocean*. Elsevier Scientific Publishing Company, 602pp.
- Le Provost, C., 1976. Theoretical analysis of the tidal wave's spectrum in shallow water area. *Memories de la Societe Royale des Sciences de Liege*, 6th serie, T.X, 97-111.
- Lee, S.H., 1989. Scattering of tidal waves and residual currents around an island on the shelf sea. Ph.D. Thesis, Seoul National University, 235pp.
- Lie, H.J., 1995. Ocean circulation and material flux of East China Sea (first year) -Eastern East China Sea-. KORDI report number, BSN 00257-812-1,462pp (In Korean).
- Lilly D.K., 1967. The representation of small scale turbulence in numerical simulation experiments. In : *Proceedings of the IBM Scientific Computing Symposium on Environmental Sciences*, IBM form No. 320-1951.
- Kim, K. and S.H. Lee, 1986. Variation of the M_2 tide amplitude around Jeju-Do. *Journal of the Oceanological Society of Korea*, 21: 171-183.
- Murray M.T., 1963. Tidal analysis with an electric digital computer. *Casiers Oceanography*, pp.699-711.
- Nishida H., 1980. Improved tidal charts for the western part of the north Pacific Ocean. *Report of Hydrographical. Research*, Number 15.
- Odamaki M., 1989. Tides and tidal currents in the Tsushima Strait. *Journal of Oceanographical Society of Japan*, 45: 65-82.
- Ogura S., 1933. The tides in the seas adjacent to Japan. *Bulletin of Hydrographic Department, Imperial Japanese Navy*, No. 7: 1-189.
- Pingree R.D. and L. Maddock, 1978. The M_4 tide in the English chan derived from a nonlinear numerical model of the M_2 tide. *Deep-Sea Research*,

25: 52-63.

Pingree R.D. and D.K. Griffiths, 1987. Tidal friction for semidiurnal tides. *Continental Shelf Research*, 7: 1181-1209.

Reinecker M.M. and M.D. Teubner, 1980. A note on frictional effects in Taylor's problem. *Journal of Marine Research*, 38: 183-191.

Smagorinsky J.S., 1963. General circulation experiment with the primitive equations : I. the basic experiment, *Monthly Weather Review*, 91: 99-164.

