

BSPE 97617-00-1072-1

# 대한해협역의 해면역학 및 해류구조

Sea-Level Dynamics and Current Structure  
in the Korea Strait

1998. 2.

한국해양연구소

# 提出文

한국해양연구소장 貴下

본 보고서를 “대한해협이 해면역학 및 해류구조”의 최종  
보고서로 제출합니다.

1998년 2월 21일

연구책임자 : 전 동 철 (해양역학연구실)  
연구 원 : 김 철 호 (           "           )  
          : 장 경 일 (해양예측연구실)

## 머 리 말

동해의 상층수 순환에 일차적인 원동력을 제공하는 대한 해협에 관한 연구는 수많은 학자들에 의해 시도되어 왔으나, 실제로 장기적인 해류 관측을 통한 연구는 최근 수 년 이내에 국한된다. 여러 가지 이론을 종합한 수치 실험 결과에도 불구하고 현장 관측 자료는 이론적 또는 수치 실험적 결과의 검증 이상으로 중요한 의미를 지니고 있음은 두말할 여지가 없다. 그것은 인간의 이론적 한계를 언제나 끊임없이 향상시키기를 요구하는 자연의 메아리일 수도 있으며, 무지에 관한 철학자의 자아 인식이 과학자에게도 필요한 현실적인 기본 소양이라는 점을 우리에게 일깨워 준다. 그런 의미에서 과학도 일종의 예술이라는 점을 강조한 어느 해양학자의 은퇴 소감은 현해탄의 계절풍을 대하는 우리들의 시각을 새롭게 환기시킨다.

대한해협 (Korea Strait)을 대마해협으로 우기고 울릉분지 (Ulleung Basin)를 대마분지로 억지쓰는 일본 해양학자들의 편집적인 증세는 원래부터 존재했던 이름인 동해 (Fer, 1705)를 일본해로 세계에 인식시키려고 부단히 노력한 학구적인 결과와도 무관하지 않음을 인식할 때, 이것은 오히려 한국의 해양학자들이 반성하고 분발해야 할 점으로 생각된다.

대한해협을 통과하여 동해로 유입되는 물은 동중국해 대륙붕 사면에서 쿠로시오로부터 분지되어온 고온·고염수가 대부분이지만, 그 외에도 남해안 연안수 및 중국대륙 연안수가 표층에 실려 통과하며 이것은 여름철의 경우 더욱 뚜렷하다. 해협을 통과하는 해수 수송량은 대체로 연변화를 보이는 것으로 알려져 있으며 그 변화폭 및 절대 수송량은 학자에 따라 조금씩 차이가 있으나, 대체로 1 내지 4 Sv ( $= 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ )의 범위 내에서 변하는 것으로 보고되고 있다. 그러나, 해류 및 해수 수송량의 수 년 주기 이상의 변화에 대해서는 현재까지 연구 검토된 바가 없다. 이러한 연구는 태평양의 엘니뇨-남방진동 (ENSO)과 동해 해황 사이의 상관 관계를 푸는 데에 중요한 열쇠가 될 것이다. 해류의 세기 및 수송량의

변화에 영향을 미치는 요인은 여러 가지가 있으나, 그 중에서도 해면 경사에 의한 지형류 균형 및 바람 응력의 영향은 가장 큰 두 가지 요인으로 지적될 수 있다.

이 연구는 새로운 관측 결과를 제시하려는 것이 아니라 대한 해협 및 동해 남부의 상층수 순환에 관한 연구 현황에 초점을 맞추어 기존의 연구 결과를 종합하고 재고찰하는 데에 중점을 두었다. 다만, 연해 (동해)의 해수 순환도 북태평양 아열대 순환의 일부로서 조명될 때 그 해면 구조나 해류 역학이 보다 정확하게 인식될 수 있다는 점에서, 진단 모델을 이용하여 세계 해양 순환과 북서 태평양 순환의 계절 변화 양상 속에서 대한 해협을 통과하는 수송량의 연변화를 재현해 보고자 하였다.

# 要約文

## I. 題目

대한해협 의 해면역학 및 해류구조

## II. 研究 目的

1. 대한해협 의 해면변화
2. 대한해협 통과해류 의 계절변화

## III. 研究 內容 및 範圍

1. 대한해협 주변해역 의 해양특성 연구
2. 동해 의 해양·해수순환 연구 및 예측모델 의 개발과 적용에 있어서 그 경계 조건으로서 대한해협 을 통한 해수 수송량 연구
3. 해류 의 계절변동성 연구

## IV. 結論 및 建議

대한해협은 동해 해수 순환 연구에서 가장 기본이 되는 경계 조건으로서 해협을 통한 해류의 세기 및 수송량의 평균 연변동성 및 수년주기 변동성을 정확히 이해하는 것이 중요하다. 역학적 계산에 의한 방법 및 직접 측류를 통하여 얻은 수송량의 연변화는 대체로 1 내지 4 Sv ( $\times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ )의 범위 내에 포함되 봄에 최소, 여름에 최대를 보인다. 그러나, 해협 부근은 조류가 강하여 썰물 때에 대마 해류와 반대로 흐르는 낙조류의 영향으로 동해로 유입되는 대마 해류의 존재가

드러나지 않는 경우를 관측한 최근의 연구에서 알 수 있듯이 대마 해류에 의해 동해로 유입하는 수송량은 조류에 의한 유출입량을 정확히 계산해야만 가능하다. 또한, 그 변동성의 원인 규명은 대한 해협이 동해의 입력 경계 조건이고, 동해 순환은 북서 태평양 순환의 일부라는 점을 고려할 때, 북서 태평양 순환의 변동성과 그 원인을 이해하는 것이 문제를 푸는 열쇠라는 점을 인식하여 대양 규모의 변동성에 시각을 돌릴 필요가 있다. 따라서, 장기적인 계류를 통한 직접관측과 아울러 동해를 포함한 북서 태평양 순환 모델의 개발 및 적용으로 해결하는 것이 바람직하다. 본 연구의 진단 모델 결과는 이러한 대양 순환의 연변동성으로서 대한 해협에서의 해면과 해류의 변동성을 좀더 이해하기 위한 시도이다.

# SUMMARY

## I. Title

Sea-level dynamics and current structure in the Korea Strait

## II. Objectives of the Study

- Sea-level dynamics
- Variability of the Tsushima Current

## III. Scope of the Study

- Mean hydrographic characteristics in the Korea Strait
- Volume transport study as a boundary condition of the East Sea circulation
- Seasonal variability of the Tsushima Current (throughflow)

## IV. Conclusion and Suggestions

Korea Strait is the influx boundary of the East Sea circulation, and it is very important to know the annual and interannual variabilities of the Tsushima Current and the volume transport through the strait. The annual volume transport based on the indirect calculation by dynamic method and direct current measurements varies from 1 to 4 Sv ( $\times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ), which generally shows minimum in spring and maximum in summer. But, the study area is the region of strong tidal currents and sometimes shows no apparent

influx to the East Sea through the strait during the ebb tidal currents. Hence, the correct estimation of the volume transport is possible only when the variability of the tidal currents is exactly filtered from the direct current measurements. The knowledge of sea-level dynamics and current structure in the Korea Strait is the major key of the East Sea circulation, which is in turn a part of the large circulation in the North Pacific. Therefore, it would be necessary to measure currents directly by long-term mooring in the strait and to develop and to continuously improve the general circulation model in the North Pacific including the East Sea. The diagnostic model results is an attempt to understand more about the variabilities of sea level and currents in the strait by examining the annual variability of the larger circulation in the Northwestern Pacific.



# 目 次

머리말 .....	iii
요약문 .....	v
표목차 .....	xiii
그림목차 .....	xvii
<b>제 1 장 서론</b> .....	1
제 1 절 연구해역 .....	1
제 2 절 북서 태평양 순환 .....	2
제 3 절 쿠로시오 해류 체계 .....	3
<b>제 2 장 기존연구결과의 고찰</b> .....	8
제 1 절 동·서수도 해역에서 대마난류의 수송량과 변동성 .....	8
1) 대마난류-대한해협 통과류 .....	8
2) 대마난류 수송량 .....	9
제 2 절 대마난류의 형성 .....	12
1) 해석모델 .....	12
2) 수치모델 .....	18
<b>제 3 장 대한해협의 해황</b> .....	33
제 1 절 수온·염분의 평균 분포 .....	33
제 2 절 계절별 해황 및 해류분포 .....	34
<b>제 4 장 진단모델실험</b> .....	57
제 1 절 서론 .....	57
제 2 절 모델구성과 경계조건 .....	57
제 3 절 모델결과 .....	58
1) 세계 해양 순환 .....	58
2) 북서 태평양 연변해의 순환 .....	59
<b>제 5 장 결론 및 건의</b> .....	69
참고문헌 .....	70
부록 .....	75

# CONTENTS

<b>Preface</b> .....	iii
<b>Summary</b> .....	v
<b>List of Tables</b> .....	xiii
<b>List of Figures</b> .....	xvii
<b>Chapter 1. Introduction</b> .....	1
1. Study area .....	1
2. North Pacific circulation .....	2
3. Kuroshio system .....	3
<b>Chapter 2. Review of Previous Studies</b> .....	8
1. Volume transport of the Tsushima Warm Current and its variability in the eastern and the western channels .....	8
1) Tsushima Warm Current-the Korea Strait Throughflow .....	8
2) Volume transport of the Tsushima Warm Current .....	9
2. Formation of the Tsushima Warm Current .....	12
1) Analytical model .....	12
2) Numerical model .....	18
<b>Chapter 3. Hydrography and Currents in the Korea Strait</b> .....	33
1. Mean bimonthly hydrographic distributions .....	33
2. Measurements of hydrography and currents .....	34
<b>Chapter 4. Robust-diagnostic model experiment</b> .....	57
1. Introduction .....	57
2. Model configuration and boundary conditions .....	57
3. Model results .....	58
1) world ocean circulation .....	58
2) Northwestern Pacific Ocean circulation .....	59
<b>Chapter 5. Conclusion and Suggestions</b> .....	69
<b>References</b> .....	70
<b>Appendix</b> .....	75

# 表 目 次

표 1. 대한 해협 해수 수송량에 관한 기존 연구 .....	11
표 2. 모델의 수직층 두께 .....	58

# List of Tables

Table 1. Previous studies for the transport through the Korea Strait .....	11
Table 2. Level thickness .....	58

# 그림 목次

그림 1.	(a) ADCP 4회관측으로 얻은 대한해협 서수도의 유속단면과 (b) 동일한 단면에서 $\sigma_t = 26.0$ 을 기준면으로 하여 계산된 지형류. (변 등(1990)에 의함) ....	24
그림 2.	정점 2, 3, 4에서의 속도 연직분포. (a) ADCP 관측 유속. (b) 지형류 계산 유속. ....	25
그림 3.	대한해협에서 수송량의 순압성분과 경압성분 및 총유량의 월 변동. 순압 성분은 총유량에서 지형류 유량을 뺀 것이다. (Kawano(1993)에 의함) .....	26
그림 4.	대한해협에서 격월평균 수송량의 연변동. (Kawano(1993)에 의함) .....	26
그림 5.	(a) 대한해협 통과 유량. (b) 동수도 통과 유량. (Isobe(1994)에 의함) .....	27
그림 6.	(a) 모델 해양. (b) 해협부근의 해수면 변위 모식도. (Minato and Kimura (1980)에 의함) .....	28
그림 7.	모델해양의 유선함수분포. (a) $r=1$ 의 경우. (b) $r=0.2$ 의 경우. (Minato and Kimura(1980)에 의함) .....	29
그림 8.	쿠로시오로부터 대마난류 분지화에 대한 모식도. (Nof(1993)에 의함) .	30
그림 9.	두 해분의 양단에 순간적으로 2 cm의 해면차를 주었을때 $t=0.5$ 일과 $t=4$ 일 일때의 해류벡터와 해수면의 순간분포. (Ohshima(1994)에 의함) .....	31
그림 10.	(a) 쿠로시오 유량조건을 대만 동부의 600 km 단면폭에 걸쳐 30 Sv으로 준 경우와 (b) 300 km 단면폭에 걸쳐 40 Sv으로 준 경우의 유선함수 분포 (단위: Sv). (Pang et al.(1993)에 의함) .....	32
그림 11.	(a) 쿠로시오 유량조건을 대만 동부의 150 km 단면폭에 걸쳐 40 Sv으로 준 경우의 해수면 변위 (단위: m). 1000 m 이상되는 수심은 모두 1000 m 깊이로 고정시킴. (b) 쿠로시오 유량조건을 대만 동부의 300 km 단면폭에 걸쳐 1 m의 해수면 경사로 준 경우 (단위: m). 모델수심은 실제수심을 취했음. (방과 오(1995)에 의함) .....	32
그림 12.	2월의 (a) 평균 수온 및 편차와 (b) 평균 염분 및 편차의 수평 분포도 .....	36
그림 13.	4월의 (a) 평균 수온 및 편차와 (b) 평균 염분 및 편차의 수평 분포도 .....	38
그림 14.	6월의 (a) 평균 수온 및 편차와 (b) 평균 염분 및 편차의 수평 분포도 .....	40

그림 15. 8월의 (a) 평균 수온 및 편차와 (b) 평균 염분 및 편차의 수평 분포도 .....	42
그림 16. 10월의 (a) 평균 수온 및 편차와 (b) 평균 염분 및 편차의 수평 분포도 .....	44
그림 17. 12월의 (a) 평균 수온 및 편차와 (b) 평균 염분 및 편차의 수평 분포도 .....	46
그림 18. 1992년 4월 - 1993년 10월 사이 한국해양연구소에서 관측한 부산-시모노세키 정선 위치도 .....	48
그림 19. 1992년 4월 8-9일 사이 CTD 관측으로부터 계산된 지형류의 수직분포도 ....	49
그림 20. 1992년 4월 13-14일 사이 지형류의 수직 분포도 .....	50
그림 21. 1993년 7월 15일에 관측된 수온 및 염분의 수직 분포도 .....	51
그림 22. 1993년 7월 15일 관측으로부터 계산된 지형류의 수직 분포도 .....	52
그림 23. 1993년 10월 7-8일 사이 관측된 수온 및 염분의 수직 분포도 .....	53
그림 24. 1993년 10월 7-8일 사이 관측으로부터 계산된 지형류의 수직 분포도 .....	54
그림 25. 1993년 10월 7-8일 사이 ADCP로 관측된 남북 및 동서성분 수직분포도 .....	55
그림 26. 1993년 10월 7-8일 사이 ADCP 관측으로부터 CTD 정점에서 평균한 상층 (25m)과 하층 (49m)에서의 수평 흐름 분포도 .....	56
그림 27. 월별 바람 응력에 의한 2월의 유선 함수 분포 .....	61
그림 28. 월별 바람 응력에 의한 8월의 유선 함수 분포 .....	62
그림 29. 월별 바람 응력에 의한 2월, 4월, 6월, 8월, 10월, 12월의 유선 함수 분포 ....	63
그림 A.1. 섬규칙 (island rule)을 유도하기 위한 모식도 .....	75
그림 A.2. 호주-파푸아 뉴기니 경계에서 Godfrey의 island rule 적용 모식도 .....	78
그림 A.3. ENSO 재현을 위한 모델 적용으로 계산된 열대 인도양-태평양 인접역에서의 순압 유선함수 .....	79

# List of Figures

Fig. 1. (a) Velocity section averaged from 4 times of ADCP measurement and (b) the geostrophic current referred to sigma-t 26.0 near the Western Channel in the Korea Strait. (after Byun et al., 1990) .....	24
Fig. 2. Velocity profiles at St. 2, 3 and 4. (a) ADCP measurement. (b) Geostrophic current. ....	25
Fig. 3. Monthly variation of total volume transport with barotropic and baroclinic component in the Korea Strait. The baroclinic component was estimated by the calculation of geostrophic current. The barotropic component was obtained by subtracting the baroclinic component from the total volume transport. (after Kawano, 1993) .....	26
Fig. 4. Seasonal variation of bi-monthly averaged volume transport in the Korea Strait. (after Kawano, 1993) .....	26
Fig. 5. (a) Volume transport through the Korea Strait. (b) Volume transport through the Eastern Channel only. (after Isobe, 1994) .....	27
Fig. 6. (a) Model ocean. (b) Schematic diagram for the sea surface topography near the straits. (after Minato and Kimura, 1980) .....	28
Fig. 7. Typical stream lines in the model ocean in case of (a) $r = 1$ and (b) $r = 0.2$ . (after Minato and Kimura, 1980) .....	29
Fig. 8. Schematic diagram for the branching of the Tsushima Current from the Kuroshio. (after Nof, 1993) .....	30
Fig. 9. Instantaneous fields for the current vectors and the sea level at (a) $t = 0.5$ days and (b) $t = 4$ days, respectively, when the sea level difference of 2 cm abruptly occurs between the two basins (contour interval: 0.2 cm). (after Ohshima, 1994) .....	31
Fig. 10. Stream lines for the Kuroshio volume transport of (a) 30 Sv through a 600 km-width section and (b) 40 Sv through a 300 km-width section east of Taiwan (unit in Sv). (after Pang et al., 1993) .....	32

Fig. 11. (a) Sea level heights in m for the Kuroshio volume transport of 40 Sv through a 150 km-width section east of Taiwan. Water depths greater than 1000 m are set to be 1000 m. (b) Sea level heights in m for the inflow boundary condition given by sea level gradient of 1 m over a 300 km-width section east of Taiwan. Bottom topography was given realistically. (after Pang and Oh, 1995) .....	32
Fig. 12. Horizontal distributions of mean and standard deviation of (a) temperature and salinity in February (data from NFRDA, 1961-1990) ..	36
Fig. 13. Horizontal distributions of mean and standard deviation of (a) temperature and salinity in April (data from NFRDA, 1961-1990) .....	38
Fig. 14. Horizontal distributions of mean and standard deviation of (a) temperature and salinity in June (data from NFRDA, 1961-1990) .....	40
Fig. 15. Horizontal distributions of mean and standard deviation of (a) temperature and salinity in August (data from NFRDA, 1961-1990) .....	42
Fig. 16. Horizontal distributions of mean and standard deviation of (a) temperature and salinity in October (data from NFRDA, 1961-1990) .....	44
Fig. 17. Horizontal distributions of mean and standard deviation of (a) temperature and salinity in Decmeber (data from NFRDA, 1961-1990) .....	46
Fig. 18. Pusan-Simonoseki transection for the KORDI surveys between April 1992 and October 1993. ....	48
Fig. 19. Vertical distribution of geostrophic currents calculated from the hydrographic measurements on April 8-9, 1992. ....	49
Fig. 20. Vertical distribution of geostrophic currents calculated from the hydrographic measurements on April 13-14, 1992. ....	50
Fig. 21. Vertical distribution of temperature (upper) and salinity (lower) along the Pusan-Simonoseki transection observed on July 15, 1993. ....	51
Fig. 22. Vertical distribution of geostrophic currents calculated from the hydrographic measurements on July 15, 1993. ....	52



Fig. 23. Vertical distribution of temperature (upper) and salinity (lower) along the Pusan-Simonoseki transection observed on October 7-8, 1993. ....	53
Fig. 24. Vertical distribution of geostrophic currents calculated from the hydrographic measurements on October 7-8, 1993. ....	54
Fig. 25. Vertical distribution of ADCP currents decomposed by north-south (upper) and east-west (lower) components on October 7-8, 1993. ....	55
Fig. 26. Horizontal distribution of ADCP currents at the depths of 25m (upper) and of 49m (lower) averaged at each CTD station October 7-8, 1993. ....	56
Fig. 27. Volume transport stream function in February for monthly wind forcing. ....	61
Fig. 28. Volume transport stream function in August for monthly wind forcing. ....	62
Fig. 29. Volume transport stream function in (a) February, (b) April, (c) June, (d) August, (e) October and (f) December. ....	63
Fig. A.1. Schematic diagram of geometry and paths to drive the island rule ....	71
Fig. A.2. The geometry used in deriving Godfrey's island rule applied for Australia-Papua New Guinea. ....	78
Fig. A.3. The barotropic streamfunction of the tropical Indo-Pacific oceans in July designed for ENSO simulations. ....	79

# 제 1 장 서 론

## 제 1 절 연구 해역

대한해협의 지리적 경계는 서쪽으로 진도 서단과 차귀도(제주도), 남쪽으로 우도(제주도)와 일본의 고토열도, 그리고 동쪽으로는 울기와 일본의 가와지리미사키를 잇는 해역으로 확정되며, 이 경계로서 황해, 동중국해 및 동해와 구분된다(수산진흥원, 1979). 대마도를 가로지르는 해협의 종단면을 살펴보면, 동수도 해역은 수심이 100m 내외로서 완만한 해저면 경사를 이루는 데 비해 서수도 해역은 비교적 좁고 가파른 경사를 보이며 가장 깊은 골(대마도 쪽으로 치우쳐 나타남)에서는 227m에 이른다.

해양학적인 측면에 있어서 좁게는 동·서수도를 대상으로 하여, 넓게는 황해와 동중국해, 동해를 연결지어 주는 한반도 남부의 해역 전체를 대상으로 하여 대한 해협에 대한 연구가 이루어져 왔다. 그에 따라 해양 물리 현상에 대한 연구도 대상 해역의 해수 특성과 분포에서부터 해류의 성인에 대한 역학적 규명에 이르기까지 CTD관측, 해류계 계류 또는 위성 추적 부이 등을 이용한 직접 측류, 이론 모델과 수치 모델연구 등 다양한 방법으로 연구가 수행되어 왔다. 그러나, 지금까지의 이러한 조사 및 연구 노력에도 불구하고 대한 해협의 전체적인 해류상과 동해로 유입되는 해수의 수송량 등에 대해서 아직까지도 정확하게 규명해야 할 부분이 여전히 남아 있다.

동해의 상층 해수 순환을 언급하고자 할 때, 대한 해협에서 해면 변화가 어떻게 이루어지고 있는가, 해류 및 해수 수송량은 어떻게 변하는가, 동해로 유입된 물이 쓰가루 해협(Tsugaru Strait) 및 소야해협(Soya Strait)을 통해서 어떻게 태평양으로 빠져나가는가, 이에 영향을 미치는 쿠로시오가 어느 곳에서부터 분기되어 흐르는가, 바람이 상층과 하층의 흐름에 어떻게 영향을 주는가, 연안수 및 육수 유입이 표층수 순환 및 밀도 변화에 어떻게 영향을 미치는가, 대기-해양간

열교환이 얼마나 이루어지는가하는 점들이 일차적으로 이해되어야할 것이다. 우선적으로 말하면, 해면 변화에 영향을 주는 장주기 요인은 크게 대기압 변화, 해수의 밀도변화, 해류의 변화 및 바람의 연변화 (계절풍)를 들 수 있다.

대한 해협외 해류 역학을 이해하기 위한 노력의 첫 단계로서 먼저 제 2절과 3절에서는 북태평양의 해수 순환과 쿠로시오의 해류 체계 및 분기에 관한 일반적인 기술을 시도하였다. 제 2 장에서는 연구 대상 해역인 대한 해협에 관한 기존 연구 결과들을 검토하였다. 이 과정에서 상세한 고찰은 몇몇 주요한 연구 논문에만 한정하였으며, 이러한 재검토 작업을 통하여 최근까지의 연구 성과들의 의의와 문제점을 음미하였고, 문제 해결을 위한 향후의 연구 방향을 모색하였다. 제 3 장에서는 기존의 관측자료를 중심으로 평균 해황 및 계절 변동성을 재분석하였으며, 제 4 장에서는 진단 모델 실험을 통하여 황해와 동중국해, 동해에서 관측된 수온·염분에 의한 밀도장에 따른 순환양상은 전반적으로 어떠한가를 고찰하였다.

## 제 2 절 북태평양 순환

북태평양의 아열대 순환 (anticyclonic subtropical gyre) 은 적도 북쪽 (약  $10^{\circ}\text{N} \sim 20^{\circ}\text{N}$ )을 동에서 서로 10,000km 이상 길게 흐르는 북적도 해류 (North Equatorial Currents)가 뉴기니 및 필리핀 동부역에서 북상하여 쿠로시오를 형성하여 흐르며, 연안역으로부터 이안된 후에는 쿠로시오 연장류 (Kuroshio Extension Currents) 및 북태평양 해류 (North Pacific Currents)로 연결되고, 다시 미국 서부 연안을 따라 남쪽으로 흐르는 캘리포니아 해류 (California Currents)로 연결된다. 쿠로시오는 폭이 좁고 빠른 서안 경계류 (western boundary current)로서 동중국해 (East China Sea) 대륙사면으로부터 일본 큐슈섬 남쪽 도까라 해협 (Tokara Strait)을 통해서 북동 방향으로 흐르며, 약  $36^{\circ}\text{N} \sim 37^{\circ}\text{N}$  에서 일본 연안역으로부터 이안되어 동쪽으로 흐른다. 이안 위치 (separation position)로부터 동쪽으로 연결되는 흐름을 쿠로시오 연장류 (Sverdrup et al., 1942)라고 부르며, 이 해류의 연결은 북태평양 해류 (North Pacific Drifts)로 불리는데, 이것은 약하

고 폭이 넓은 해류로서 150°W 까지 이른다 (Kawai, 1972).

아열대 순환의 북부에는 아열대 순환과 맞물려 돌아가는 훨씬 작은 규모의 아한대 순환 (cyclonic subpolar gyre)이 차지하고 있다. 아한대 순환의 서안경계류인 오야시오는 쿠릴섬 외해역을 따라 남서쪽으로 흐르며, 일본 북해도섬의 남동 해안을 흘러 동해로부터 쓰가루 해협을 통해 유출되는 물과 일부 섞이면서 더 남진하여 쿠로시오의 이안 위치에서부터 쿠로시오와 맞물려 동쪽으로 연결되면서 쿠로시오 연장류의 북쪽 경계를 형성한다.

본 연구에서는 제외하였으나, 동해와 북태평양을 연결한 아열대 순환의 응용으로서 일본 큐슈섬 남단과 쓰가루 해협 (북단)까지를 하나의 섬으로 가정하여 Godfrey의 섬규칙 (island rule)을 적용하면 북태평양의 바람 응력장 분석을 통한 Sverdrup 수송량 계산으로서 대한 해협의 해수 수송량을 계산할 수 있다. 부록에서 이 법칙의 자세한 소개와 인도네시아 통과류 (Indonesian Through-flow)에 적용한 기존 논문 (Wajsowicz, 1993, 1994, 1995)의 검토로 대신하였다.

### 제 3 절 쿠로시오 해류 체계

동중국해 대륙사면에서 쿠로시오의 연안역 범위는 대체로 수심 200m까지며, 중심축은 약 35km 정도의 편차를 보인다 (Nitani, 1972). 쿠로시오의 중심축과 류큐 제도 (Ryukyu Islands) 사이 및 중심축과 대륙붕역 사이에는 걸프 스트림 (Gulf Stream)에서와 마찬가지로 반류 (counter currents)가 존재한다. 쿠로시오가 큐슈섬 남서방 골 해역에서 일부가 분기되어 대마 난류의 기원을 이루며, 대부분은 관성에 의해서 골을 건너 동쪽으로 흘러 (Lie and Cho, 1995) 도까라해협을 통하여 태평양으로 유출된다.

Guan (1980)은 1956년 ~ 1975년 사이 동중국해 대륙사면을 가로지르는 선에서 얻어진 GEK 자료를 이용하여 쿠로시오의 월평균 표면유속의 연변화 및 수년 주기 변화를 보고하였다 (Fig. ). 그 주된 결과로는 (1) 최대 유속이 관측된 위치로서 나타낸 쿠로시오의 중심축 위치, 방향 및 폭 (약 50-100km)이 매우 안

정되어 있다는 것과, (2) 중심축에서의 평균 유속 및 범위는  $95 \text{ cms}^{-1}$  및  $45 \sim 150 \text{ cms}^{-1}$ , (3) 중심축에서의 유속은 봄 (3월, 5월)에 최대, 가을 (11월)에 최소로 그 연변화 폭이 매우 크다는 것, (4) 표면류의 계절 변화 및 연변화는 하와이 제도 부근의 북태평양 아열대 해역 (Northern Subtropical Pacific Ocean) 에서 2개월 전에 관측된 바람응력의 와도 (wind-stress curl)와 연관되어 있는 듯하다는 점과, (5) 쿠로시오의 반류의 연변화는 쿠로시오 자체와 같은 위상을 보인다는 점이다.

동중국해에서 장기적인 수온, 염분자료로부터 계산된 쿠로시오의 경압 수송량은 저자에 따라 계산된 위치와 평균기간 및 기준면 (reference level)이 각각 다르기 때문에 서로 다른 값을 보고하였다 (Natani, 1972; Nishizawa, 1982; Guan, 1983).

Natani (1972)는 1942년부터 1967년 사이 간헐적으로 관측된 자료로부터 쿠로시오의 발단 해역부터 기술하였다. 쿠로시오의 수송량은 남북 방향으로 변하며, 대만 동쪽에서 평균  $40 \text{ Sv}$  ( $= 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ), 대만 북동쪽 동중국해 입구에서  $33 \text{ Sv}$ 로 계산되었다. 수송량은 장주기 변화도 보이며, 그 변화 범위는  $20 \sim 40 \text{ Sv}$  사이이다. 반류의 평균 경압 수송량은 약  $5 \text{ Sv}$ 로 추정되었다.

Guan (1983)은 1955년에서 1978년 사이에 관측된 자료로부터 700db를 기준으로 하여 동중국해 대륙사면의 종단면에서 경압 수송량을 계산하였는데, 평균값은  $21.3 (\pm 5.35) \text{ Sv}$  이며 최대값은 봄 (4월)에  $24\text{-}25 \text{ Sv}$ 를, 최소값은 가을 (9월)에  $19\text{-}20 \text{ Sv}$ 를 보였다. 봄에 최대이며 가을에 최소를 보이는 경향은 표면 유속의 연변화 경향과 유사하다.

그러나, Nishizawa et al. (1982)의 계산은 1954년-1980년 사이의 자료에서 Guan (1983)과 같은 기준면으로부터 비슷한 평균 수송량을 얻었으나, 계절적으로 변화가 없는 경향을 보였다. 이러한 차이는 역학 심도 (dynamic height) 계산에서 발생할 수 있는 여러 가지 불확실성 즉, 기준면 (reference level) 선택, 순압 성분 (barotropic component of currents), 중규모 현상 (mesoscale features) 등에 기인한다. 동중국해에서 실제 해류관측을 통한 수송량은 1980년대 말에 와서야 가능해졌다.

동중국해에서 쿠로시오의 종단 관측은 1987년 10월 29-30일에 오끼나와 사방에서 음파유속계 (ADCP)를 이용하여 처음 실시되었다 (Kaneko, 1990). 최대 유속은 한 정점의 90m 수심에서  $112 \text{ cms}^{-1}$  를 보였으며, 대략  $80 \text{ cms}^{-1}$  이상의 유속을 나타내었다. 쿠로시오 외해역에서  $0-20 \text{ cms}^{-1}$  사이의 유속을 가지는 반류가 존재했다. Kaneko et. al. (1990)은 상층 700m의 ADCP 유속에 의한 수송량이 27.2 Sv로서 밀도 자료에 의한 경압 수송량보다 35% 정도 더 크게 나타남을 보였다.

동중국해에서 쿠로시오 절대 수송량의 시공간 변화는 GEK 또는 ADCP로 얻어진 표면유속을 기준으로한 수온염분 자료 (1986-1988)로부터 산정되었다 (Ichikawa and Beardsley, 1993). 대륙사면에서 상층 400m 단면에  $60 \text{ cms}^{-1}$  이상의 강한 유속이 보이며, 쿠로시오 중심부 동쪽에 약한 반류 해역이 보였다 (Fig. ). 3년 간의 평균 수송량은  $27.6 (\pm 3.7) \text{ Sv}$  이며, 연변화 범위는 20 ~ 30 Sv로서 여름에 최대치를 나타냈다. 동중국해에서 쿠로시오 수송량은 연변화 주기를 생산하는 대규모 바람장 (large-scale wind field)보다는 지역적인 바람 (local winds)이 더 중요하게 영향을 미친다고 보고하였다.

Mizuno et al. (1991)은 쿠로시오 중심축을 종단하는 3개의 계류 정선에서 얻은 해류 자료로부터 반년 평균 수송량을  $23 (\pm 3) \text{ Sv}$ 로 추정하였다. Chen et al. (1992)은 큐슈섬 남서부에서 수온, 염분 및 ADCP 해류자료로부터  $30.3 (\pm 2.0) \text{ Sv}$ 의 수송량을 얻었다.

Blaha and Reed (1982)는 도까라해협 사이의 해면차이로부터 쿠로시오 수송량이 여름에 최대를 보이며, Sverdrup 關係式<sup>11)</sup>으로 예견되는 연변화와 6개월의 위상차를 보이면서 변화하는 것으로 보고하였다. 그리고, 외양에서  $7^{\circ}\text{N} \sim 15^{\circ}\text{N}$  사이의 바람이 쿠로시오의 연변화를 발생시키는 주원인으로 분석하였다. 동중국

1) 경압성분 = 코리올리힘 + 마찰력

(Ekman + geostrophic flow caused by divergence of the Ekman flow)

또는  $\beta M_y = \text{curl}_z \tau_n$  (여기서 각 항은 다음과 같이 정의된다.

$\beta = \partial f / \partial y$ ,  $M_y = \int_{-h}^0 \rho v dz$ ,  $\text{curl}_z \tau_n = \partial \tau_y / \partial x - \partial \tau_x / \partial y$ )

해에서 보이는 이러한 연변화의 위상 차이는 해저면 지형의 영향 때문이라는 지적이 있다 (Greatbatch and Goulding, 1990). 최근의 관측에서는 대륙붕단과 사면에서 저주파 변동 (low-frequency fluctuation)을 감지하였다 (Sugimoto et al., 1988; Qui et al., 1990; Ichikawa and Beardsley, 1993). Qui et al. (1990)은 봄철의 시계열 적외선 영상 사진으로부터 쿠로시오 중심축의 서단에서 보이는 전선의 사행현상 (meanders of the Kuroshio front)이 수평적으로 100 ~ 150km의 규모를 가지며, 14~20일의 주기로 전파됨을 보였다. 한편, Ichikawa and Beardsley (1993)는 쿠로시오 수송량이 5~10 Sv의 진폭, 8~32일의 주기 및 150~375km의 파장을 가지고 8~19km/day의 위상 속도 (phase speed)로 전파됨을 계산하였다.

동중국해에서보다 일본 남부 해역에서는 그 수송량이 훨씬 늘어나는데, 그 이유는 동중국해 외부의 수송량이 동중국해 내부의 수송량에 합해지거나 또는 쿠로시오 남부 및 북부에서 재순환이 이루어지기 때문이다 (Nitani, 1972; Qui, 1992).

일본 동부 해역에서는 쿠로시오 연장류 (Kuroshio Extension)축을 나타내는 쿠로시오 전선과 그 북쪽 해역의 오야시오 전선 등 2개의 열전선이 있으며, 이 두 전선 사이에 교란 또는 합류 해역이 존재한다 (Kawai, 1972; Kitano, 1975). 이 교란 해역에서는 쿠로시오 연장류의 사행이나, 그 이남 또는 이북에서 발생한 작은 지류의 관입 (intrusion)과 연관되어 난수성/냉수성 소용돌이 (cold/warm eddies)가 형성되고 소멸되는 것과 같은 중규모 현상 때문에 시공간적인 변화가 매우 크다.

쿠로시오의 표층 수송량은 일본 남부 해역에서는 여름에, 쿠로시오 연장류에서는 가을에 각각 최대인 연주기성을 보였다 (Qui et al, 1991). 연장류의 경압 수송량 (baroclinic volume transport)에서 보이는 가을 최대치는 동중국해상에서의 경압 수송량과 정반대 (180°)의 위상차이를 보였다 (Guan, 1983). 표층 수송량의 대규모 변동은 해류의 경로와 밀접한 관계를 보이는 데, 그 위치가 좀더 북쪽으로 갈수록 쿠로시오 연장류의 수송량이 더 크게 나타났다. 그 변동 범위는 남북 방향으로 약 400km이며 (Kawai, 1972), 주로 36°N ~ 38°N 사이에서 나타났다.

쿠로시오의 분기점 (branching point)은 크게 세 가지로 설명될 수 있다. 대만 북동쪽에서 대륙붕 위로 관입되는 경우, 큐슈섬 서쪽에서 분기되는 경우, 그리고 동중국해 대륙사면을 따라 흐르다가 일부 대륙붕 위로 관입되어 분기되는 경우가 있다. 첫번째를 제외하면 대륙붕 위로 올라온 고온·고염의 쿠로시오가 사행 (meandering) 또는 재순환 (recirculation)에 의해 쿠로시오 본류에 재합류할 가능성은 매우 크다고 할 수 있다. 한편, 대만 해협 (Taiwan Strait)을 통과한 대만 난류 (Taiwan Warm Currents)가 동중국해 상에서 특히 여름철에 대륙붕 위로 쿠로시오 본류와 평행하게 흘러 대한 해협까지 이른다는 보고 (beardsley et al.; 1985)는 대만 해협에서보다 대한 해협에서 경우에 따라 염분이 더 높게 나타나는 경우가 있다는 점으로 미루어 볼 때 설득력이 약하다.

쿠로시오 본류로부터 대만 난류로 분기되는 기작 (mechanism)에 대한 설은 위에서 설명한 대로 몇 가지가 있지만, 그 중에서 큐슈섬 서쪽까지 흘러온 쿠로시오가 큐슈섬 남단으로 돌아나갈 때 연안역 쪽을 흐르는 일부가 관성에 의해서 섬 서쪽의 깊은 골을 가로질러 통과한 후 북상하여 대만 난류를 형성한다는 가설이 제기되었다 (Lie and Cho, 1995).



## 제 2 장 既存研究結果의 考察

대한 해협을 해류 구조와 해수 분포에 대한 지금까지의 주요 연구결과들은 크게 나누어, 대한 해협을 통과하는 해류와 해수의 공간적인 구조와 변동성 및 그 형성 원인 등을 주제로 하여 관측과 분석, 해석 모델과 수치 모델 연구 등이 행해진 것으로 분류할 수 있다.

### 제 1 절 동·서수도 해역에서 대마난류의 수송량과 변동성

#### 1) 대마난류-대한해협 통과류

쿠로시오로부터 기원되는 것으로 알려진 대마 난류의 해수는 동중국해와 대한 해협을 거치는 도중에 동중국해와 황해에 존재하는 여러 다른 특성의 해수들과 만나 혼합되어지며, 동해로 유입될 때에는 쿠로시오로부터 분지될 당시에 가지고 있던 고온·고염의 해수 특성이 다소 저온, 저염화된다. 또한 동·서수도 해역에는 쿠로시오에서 분지된 대마 난류수뿐만이 아니고 동중국해와 황해에서 기원되는 수괴도 유입되어진다. 따라서 대한해협의 동·서수도를 통과하여 동해로 유입되는 해수는 특성을 달리 하는 여러 수괴들의 이류와 혼합으로 형성된 해수이다. 과거의 연구에서는 통상 대한 해협을 통과하는 해수를 대마 난류수로, 그 해류를 대마 난류로 간주해 왔으나 (Yi, 1966), 한편 큐슈 서방에서 분지되어 동중국해로 북상하는 해류도 대마난류로 인식해 온 것이 사실이다 (Nitani, 1972). 그러나 금 후 동중국해와 대한 해협을 통과하는 해수의 수괴 특성과 해류 체계 등을 밝히는 과정에서는 이제까지 다소 모호하게 취급되어 왔던 부분들에 대해 먼저 적합한 정의와 적절한 용어를 발굴하는 작업이 선행되어야 할 것이다. 이 면에 대해서는 Lie and Cho(1997)의 검토와 제안이 있었다.

## 2) 대마난류 수송량

대마 난류의 수송량 (즉, 동·서수도를 통과하는 해류의 수송량)에 대해서는 이전부터 학계의 많은 관심이 기울여졌으며, 특히 동·서수도 사이의 해수 특성과 해수면 자료 등을 이용하여 수송량을 간접적으로 산정해 보고자 하는데 많은 노력이 있어왔다. 수송량에 관한 이전의 주요 연구 결과들을 표 1에 정리해 보였다. 표 1에서 울기 단면은 울기와 일본의 가와지리미사키를 잇는 단면을 가리킨다. 역학적 방법에 의해 얻어진 수송량은 Yi(1966)에 의하면 연평균 1.35 Sv로 하계에 최대 (2.21 Sv), 동계에 최소(0.33 Sv)를 나타냈다. Miita and Ogawa(1984)도 Yi(1966)와 비슷한 크기인 평균 1.5 Sv의 값을 보였다. (여기서 한(1989)은 Yi(1966)와 동일한 자료를 사용했음에도 수송량이 Yi(1966)의 3배 이상에 달하는데 그 이유는 Margules 방정식을 이용한 관계로 유속의 수직적인 변화, 즉 유속 적분시 경압 성분이 고려되지 못한 점에 기인하는 듯하다. 이하의 지형류 계산 결과의 논의에는 포함시키지 않았다.)

그러나 Miita and Ogawa(1984)가 실측 해류로부터 구한 수송량 (4.2 Sv)과 Isobe et al.(1994)이 ADCP 관측에서 얻은 수송량 (5회관측의 평균치 2.3 Sv, 9월에 최대치 5.6 Sv)을 보면 실측치가 지형류 계산치에 비해 2배 내지 그 이상에 달한다. 이와 같이 지형류 가정에 의해 산정된 수송량이 실측 해류에서 구한 수송량에 비해 1 Sv 내지 그 이상 작게 산출된 이유는 지형류 계산시 무류면 설정의 문제도 있을 수 있겠지만 그보다는 해류의 순압 성분이 평가되지 못한데 기인하는 듯하다. Fig. 1은 서수도 부근에서 1989년 9월에 ADCP관측과 CTD관측을 동일 시기에 행하여 얻은 실측유속과 지형류 유속의 연직 단면분포이다 (변 등, 1990). ADCP 관측유속은 4회 왕복하여 조류성분을 제거하였고, 지형류 계산은 Sigma-t 26.0의 등밀도면을 기준면으로 택하였다. 이 두 속도단면을 비교해 보면 단면상의 속도 분포 형태는 비슷하지만 실측치가 계산치보다 10~20 cm/s 정도 더 크게 나타난다. 이러한 차이는 한 지점의 수심에 따른 속도 profile에서 더 극명하게 나타난다 (Fig. 2).

Kawano (1993)는 조류의 조화 정수를 가지고 조류를 추산하여 ADCP 자료에서 조류 성분을 제거하는 방법을 적용해서 1989년부터 1992년까지 울기 단면에서

매월(동계 제외)의 수송량을 구하였다 (Fig. 3). Fig. 3에서 경압 성분은 동시에 관측한 수온·염분에서 구한 지형류 수송량을 (기준면은 깊은 곳에서 125m를 택함), 순압 성분은 ADCP관측에서 얻은 단면 총유량에서 지형류 수송량을 뺀 값을 나타낸다. 경압 성분 (지형류 수송량)은 대체로 봄(3-4월)에 최소, 여름(8-10월)에 최대가 되는 경향을 보이는 반면 (Fig. 3), 총유량은 평균적으로 여름(7-8월)보다 11-12월을 중심으로 한 초겨울에 더 크게 나타나며 (Fig. 4), 매월의 변동 양상도 순압 성분의 변동과 거의 동일한 형태를 보인다. 총유량의 연중 최대치는 3 Sv 이상이며 위상 변화는 Egawa et al.(1993)의 결과와도 상이하지 않다.

Fig. 5는 동·서수도 주변에서 이제까지 행한 ADCP 관측에 의해 얻어진 대한 해협 통과류의 수송량을 보인 것이다 (Isobe, 1994). 관측 시기, 관측 단면, 항류 계산 방법 등에 있어 저자마다 차이가 있으나 전체의 평균에 의한 수송량의 연평균치는 2.2 Sv이 된다. 한편 동수도의 경우 11월의 결과를 관측 당일의 강한 남서풍에 의한 이상치로 보고 제외하고, 나머지 값에 의한 연평균 유량을 계산하면 0.7 Sv이 된다 (Isobe, 1994).

이상의 결과로부터 종래의 지형류 계산 방법만으로는 동·서수도를 통과하는 해수의 수송량이나 그 변동성을 정확히 평가할 수 없음을 알 수 있다. 앞으로 동·서수도 해역에서 해류의 순압성분을 산정하는 연구와 그 생성, 변동 원인은 무엇인가를 규명하는 작업이 이루어져야 할 것이다.

Table 1. Previous studies for the transport through the Korea Strait

저 자	이용된 자료 및 방법	위 치	수 송 량	비 고
Yi (1966)	역학적 방법 (125 db 기준면) 1932~1941	울기단면	연평균 1.35 Sv 동 계 0.33 Sv 하 계 2.21 Sv 서수도 0.96 Sv 동수도 0.39 Sv	4년 주기의 경년 변동 0.46~2.7 Sv
Miita와 Ogawa (1984)	1920~1974년사이 에 1일 이상 관측된 해류자료	대한해협 전체	울기단면 : 4.2Sv 울기단면 남쪽 : 3.5 Sv	
Miita와 Ogawa (1984)	역학적 방법 (해저면 기준면)	울기단면	1.5 Sv	
Byun과 Seung (1984)	한점 해류자료 및 (1981.8.28~8.31) 정선해양자료 (1982.5)	울기단면 서쪽	여름 : 0.83 Sv 봄 : 0.16 Sv	저층냉수 고려하여 기준면 설정 8월 남향류 0.16 Sv
한상복 (1989)	역학적 방법 (Margules방정식) 1932~1941	울기단면	연평균: 4.45 Sv 최소: 1.72 Sv (2월) 최대: 7.21 Sv (8월)	저층냉수 고려하여 기준면 설정
Isobe 등 (1991)	ADCP 자료 1989.9.18~9.19 서수도	울기남쪽 대마도 북동쪽	북향류 : 1.78 Sv 남향류 : 0.08 Sv	골에서 저층 남향류 표층 최대북향류
Egawa 등 (1993)	ADCP 자료 1987. 2~1990. 11	울기남쪽 서수도 동쪽 및 동수도	서수도 동쪽의 최대유속 표층 : 12월 50m 층 : 11월	동수도 해류 미약, 서수도 해류의 계절변화 뚜렷치 않음
Isobe 등 (1994)	ADCP 자료, 1990. 7.4, 1990. 9.11, 1990. 10.31 1991. 3.4~3.5, 1991. 4.30~5.1	울기단면	연평균 : 2.3 Sv 최대 : 5.6 Sv (9월), 타계절 : 1.0~1.4 Sv	ADCP 자료와 역학계산

## 제 2 절 대마난류의 형성

대마 난류의 기원에 관한 기존의 연구는 이 등(1994, 1995)와 Lie et al.(1994)에서 소개하고 있다. 본 절에서는 대마 난류의 형성 기구에 관한 주요 논문의 도출 과정과 결과를 좀더 상세히 음미해보고자 한다.

### 1) 해석모델

#### 가) Minato and Kimura (1980)

Minato and Kimura(1980)는 두 개의 수로를 통해 연해와 연결되는 사각형의 대양을 설정하였다 (Fig. 6a). 바람 응력은 대양(영역 A, 대양의 남북길이 b)에만 작용하게 하였으며, 연해(영역 B)의 순환은 대양의 순환에 의해서만 야기된다. 여기서 대양은 태평양의 아열대 순환을, 연해는 동해를 가정하고 있다. 모형의 역학은 기본적으로 Stommel(1948)의 역학과 동일하다. 즉 steady하고, 선형이며,  $\beta$  효과가 들어있다. 마찰(R)은 선형의 해저 마찰 형태를 취하며, 해수 밀도의 변화는 고려하지 않고 있다. 그러나 연해와의 연결 통로인 수로의 길이( $\delta$ )와 폭( $\varepsilon$ ), 연해로의 수심 변화( $r$ )를 고려하고 있다. 수로를 통과하는 흐름은 수로를 가로지르는 방향에서는 지형류 균형을 이루고, 수로를 통과하는 방향에서는 단면 평균류가 해저 마찰력과 균형을 이룬다는 가정을 취하고 있다. Fig. 6b는 대양과 연해를 경계짓는 섬과 수로 주변의 해수면 형태를 도식적으로 나타내고 있다. 이런 조건 하에서 수로를 통과하는 유선 함수( $\psi_0$ )의 해는 근사적으로 다음과 같이 구해진다.

$$\psi_0 = \frac{\frac{\alpha}{\beta} [\eta_s] y_2^{y_1}}{\frac{\alpha}{2} \left(1 + \frac{1}{r}\right) (y_2 - y_1) + \left(\frac{\delta x}{r^2} + \frac{\delta}{r}\right) \left(\frac{1}{\varepsilon_1} + \frac{1}{\varepsilon_2}\right)} \quad (1)$$

Eqn. (1)에서  $\alpha$  는  $\frac{bD_0}{R} \beta$  로 주어지는 무차원 변수이고,  $D_0$  는 대양의 수심,  $\eta_s$  는 수로가 없을 때 Stommel의 해로 주어지는 대양의 서안에서의 해수면변위

이다. 이 식은 연해에 유입되는 유량이 기본적으로 대양의 풍성 순환에 의해 야기되는 두 해협 사이의 압력 경도력에 비례하고 마찰력에 반비례하는 것을 의미한다. 분모는 유입유량에 대한 저항인데, 첫 번째 항은 서안 경계류를 따른 저항이고, 둘째항은 수로에서의 저항이다. 서안 경계류를 따른 저항은 다시 대양에서의 것과 연해에서의 것으로 나뉘어 지고, 수로에서의 저항도 유입구와 유출구, 그리고 수로 내부와 연해측 저항으로 각각 나뉘어 진다. 이 식에서 연해의 동서 폭  $c$ 는 연해의 서안 경계류의 폭 이상만 되면 유량에의 영향은 무시할 만하다. 해저 마찰  $R$ 이 매우 작아지거나 혹은  $\alpha$ 가 매우 커지면 유입 유량은 두 해협 사이의 평균 압력 구배로 주어진다. 연해의 수심이 얕을수록, 즉  $r$ 이 작을수록, 혹은 수로의 길이( $\delta$ )가 길거나 폭( $\varepsilon$ )이 좁을수록 저항은 커지며 유량은 감소한다 (Fig. 7). 해협의 위치( $y_1, y_2$ )에 따라 대양에 주어지는 압력 구배가 유입 유량을 가장 유효하게 증가시킬 수 있는 위치가 결정되며, 이 값에서 유입 유량은 최대가 될 수 있다.

이 연구의 결과 도출된 이론해를 동해에 적용시킬때 대마 난류 수송량의 추정 관측치에 근접한 값을 얻을 수 있음을 보이고 있다. 그러나 대마 난류 유량의 근사치를 얻을수 있었다는 성과보다는 연해로 유입되는 대양의 해류 수송량이 해협의 마찰 효과와 연변해의 수심에 어떻게 제한받을 수 있는지 해석적으로 간결하게 보여준 데 더 큰 의의가 있다고 보여진다. 이 해석 모델 결과는 이후 수행된 여러 순압 수치 모델 결과를 해석하는데 있어 매우 유효하다.

#### 나) Nof (1993)

이 논문의 기본 개념은 대양에서 동해로의 흐름을 만드는 주요 원인을 태평양과 동해 사이의 동서 방향 해면차로 보는 것이다. 먼저 태평양과 동해를 유출구가 있는 틈새를 가진 얕은 반무한의 벽에 의해 동서로 분리된 것으로 가상하고 이 틈새가 막혀있던 초기에 동측의 대양의 밀도는 2층으로, 서측의 연해는 대양의 하층과 동일한 밀도의 1층으로 이루어진 것으로 가정한다. 대양의 하층과 연해는 운동이 없는 무한히 깊은 층으로 생각하며 출구가 막혀있는 초기에는 출구 수문의 하층으로 서로 통해있어 두 해분간에 압력차가 없고 따라서 수문 밀도의 흐름은 없다.

운동은  $\beta$  면에서 동쪽 해분에 동서 방향으로 지형류 균형을 이루는 북향의 경계류가 있으며, 이 경계류는 출구 위도로부터 거리  $L$  되는 곳에서 이안하는 것으로 생각한다. 관성과 비선형 효과가 점성보다 더 중요하다고 간주하여 이 비점성 유체에 유량의 보존외에 지형류 평형 (geostrophic balance)과 잠재 와도 (potential vorticity)의 보존 및 에너지 보존이 이루어진다고 본다. 지형류 평형과 이안역 및 대양의 내부에 설정한 경계 조건으로부터 출구가 닫혀 있을 때의 벽을 따른 경계류의 유속 분포와 상층 유체의 층 두께를 알 수 있다. 다음에 출구가 열려 지형류 조절이 있는 이후, 서쪽 해분의 북쪽 분리벽을 따른 흐름이 출구 인접 부근을 포함하여 지형류적이며 단일 방향이라 가정하고, 대양측에서 출구의 남쪽벽과 북쪽벽을 따른 유선이 서쪽 해분으로 유출되는 유체의 폭을 경계짓는 유선을 이룬다고 본다 (Fig. 8).

이러한 조건 하에서 운동량의 보존으로부터 서쪽 해분으로 유출되는 흐름의 속도와 폭, 두께를 구할수 있다. 그 결과 서쪽 海盆 즉, 동해로의 유출량은

$$\frac{g'H^2}{2f_0} \left( \frac{\beta L}{f_0} \right) \quad (2)$$

로 주어진다. 여기서  $H$ 는 태평양의 상층유체의 두께로서 운동이 시작되는 대양 내부의 값이다.

Eqn. (2)는 결국 출구가 있음으로 해서 출구부에 걸리는 동서간의 압력차가 만드는 유량을 뜻한다. 따라서 초기에 관성에 의해 유출되는 이 비선형적 흐름은 지형류 조절을 거쳐 하류부에서 지형류가 되는데 유량은 동서 해양의 압력차 (또는 출구 부근의 상층유체 두께)와 출구의 폭 또는 로스비 변형 반경 (Rossby deformation radius) ( $= R_d$ )에 관계된다. 여기서는  $\beta$  면상에서 대양의 경계류가 이안되고 있기 때문에 출구부에서 대양 상층 유체의 두께는  $\beta$ 와  $L$ 로 결정된다 (층 두께는 이안 위도로 향하면서 얇아진다). 연해로 빠져나간 흐름의 폭과 두께, 유속은 이 흐름의 폭이 출구 혹은  $R_d$  보다 매우 작다는 가정과 분지류와 주류에서 운동량과 에너지와 유량이 보존되어야 하고 흐름이 지형류적이 된다는 가정하에서 결정된다.

이 논문에서 중요한 결과는  $\beta$ 와 출구-이안 위도 간의 거리  $L$ 이 유량에 중요한 변수로 작용한다는 것인데, 문제점은 문제의 설정에 있어서 실제의 대마 난류 분지기구를 이해하기에는 쿠로시오역의 지형적/해저지형적 특성이 거의 고려되지 못하고 있다는 것이다. 즉, 논문에서 설정하고 있는 남북의 반무한 벽과 출구가 일본 열도와 동아시아 대륙 및 대한 해협에 대해 역학적 상사성을 가질 수 있는가 하는 점과 연해를 대양의 하층과 동일한 밀도의 운동이 없는 깊은 해양으로 취급하고 있어 출구를 통과하는 흐름이 연해의 수심을 느끼지 못하고 있다는 점이다.

#### 다) Ohshima (1994)

이 논문에서는 태평양과 동해를 연결하는 3개의 해협에 순압의 해면차가 존재한다고 보고 이 해면차가 동해를 통과하는 대마 난류의 주된 원동력이라 가정했을 때 해협 주변의 흐름장은 어떤 특성을 가지는가, 또 그 역학 과정은 무엇인가 하는 질문을 제기하고 있다.

이러한 질문에 답하기 위해 이 논문에서는 해협을 사이에 둔 두 해양간에 해수면의 차이를 준 실험을 먼저 고찰했다. 실험 결과에서 흐름의 조절 과정은 두 단계로 나눌 수 있는데, 첫 단계에서는 관성 주기 (inertial period)이내에서 관성 중력파가 양단의 개방 경계역으로부터 해협쪽으로 전파되고 그 다음에 이것들이 해협에서 켈빈파로 변형된다. 두 번째 단계에서는 해협을 지난 켈빈파가 해협의 출구( 및 입구) 주변에서 다시 여러 모드의 육붕파 (shelf waves)로 분산된다 (Fig. 9). 해면차가 지속적으로 유지되면 모든 육붕파 모드의 전선이 각 지점을 통과한 이후에 각 지점에는 정상류가 형성되는데 이 정상류는 흐름의 하류역에서 연안을 우측으로 하고 진행하는 연안류가 된다. 이러한 연안포착류(coastally-trapped flow)의 형성에서 해협의 폭과 길이의 변화는 거의 관계되지 않고 해협의 얕은 정도가 중요한 요소로 작용했다. 이 실험에서 외력으로 해면차가 주어질 경우 해협이 연안포착류 혹은 육붕파 형성의 기원역이 될 수 있다는 것을 밝히고 있는데 이로부터 대한 해협으로 향하는 동중국해 대륙붕상의 흐름-결국 대마난류-는 대한해협이 존재함에 기인된다고 제안하고 있다.



이 연구에서 각 해협을 통과하는 유량은 지형류적으로 조절되는 것으로 나타나는데, 각 해면 양단의 해면차를  $\Delta\eta_i$ , 해협의 수심을  $h_i$  라 하면, 각 해협의 유량 ( $Q_i$ )은

$$Q_i = \frac{g\Delta\eta_i}{f} h_i \quad (3)$$

로 주어진다. Eqn. (3)을 적용한 유량 보존식과 쓰가루 해협과 소야 해협에서의 해면차가 같다( $\Delta\eta_2 = \Delta\eta_3$ )는 가정을 이용하고 태평양 쪽에서의 총 해면차  $\Delta\eta_T$  ( $\Delta\eta_T = \Delta\eta_1 + \Delta\eta_2$ )를 안다면 대한 해협의 해면차  $\Delta\eta_1$ 은

$$\Delta\eta_1 = \frac{1}{1+\alpha} \Delta\eta_T \quad (4)$$

로 주어진다. 여기서  $\alpha$ 는

$$\alpha = \frac{h_1}{f_1} \frac{1}{\left(\frac{h_2}{f_2} + \frac{h_3}{f_3}\right)} \quad (5)$$

이다.  $\alpha$ 는 변하는 값이 아니므로 결국 전체 해면차  $\Delta\eta_T$  가 주어지면 대한해협을 통과하는 지형류 유량이 다른 두 해협을 통해 분산되고, 지형류적으로 유출된다는 조건을 만족시키도록 대한 해협의 해면차가 일의적으로 결정되고, 대한 해협의 유량도 결정된다. 다른 각도에서 보면 이 관계식에서  $\frac{f}{h}$ 는 해협고유의 저항을 뜻하며 유량(전류)이 일정하게 유지되도록 유입부(유출부)의 해면차(전압)가 유입부(유출부)의 저항에 비례하는 것을 의미한다.

그러나 이 논문의 실험에서는 해협을 통과하는 해류의 원동력으로서 순압 해면차를 부여하고 있는데, 실제 대양의 해면차는 steric sea level 차로 구하므로 steric anomaly difference가 어떻게 해협 부근에서 순압 해면차로 전환될 수 있는가에 대해서 밝혀야 할 것이다. 또한 밀도 성층 효과가 육붕과 혹은 연안 포착류의 형성 및 해협통과 유량과 수위와의 관계등에 어떻게 영향을 미치는지도 의문이다.

## 라) Hsueh, Lie and Ichikawa (1996)

이 논문은 큐슈 남서해역의 수심이 깊은 골(deep trough)에서 대마 난류가 쿠로시오로부터 분지되는 역학 과정을 다루고 있다. 문제의 설정은 다음과 같다. 쿠로시오는 대륙붕단을 따라 북동진하다가 급격히 수심이 얕아지는 큐슈 남서해역에 접근하게 된다. 여기서 쿠로시오의 밑에 있는 대륙붕은 일단 생각하지 않고 쿠로시오가 접근하는 큐슈 해안의 해저 지형을 해저면에서 계단형으로 음기한 모양으로 가정한다. 그러면 접근류는 관성 때문에 해저 지형의 막다른 골목길에서 대륙붕단 서측의 유선 (과 인접한 유선)이 최종적으로는 육붕을 cross하여 흐름의 분지를 야기시킬 것이다. 그러나 대부분의 흐름은 경로가 전향되어 깊은 수심에서 육붕단을 따라 등수심 방향으로 계속 진행할 것이다. 또한 분리된 분지류와 전향된 주류의 사이에는 재순환역과 흐름의 정체역이 있을 것으로 본다. 상류쪽에서 입사되는 접근류는 비점성 지형류이며, 잠재 와도를 보존하고,  $f$  면에서 하층의 운동이 없는 2층 해양인 것으로 가정한다.

문제의 설정 과정에서 이미 접근류가 분지류와 주류, 정체역을 형성하는 것으로 규정했기 때문에 지형류 조건과 잠재 와도의 보존, 에너지 보존 조건으로부터 분지류와 주류 각각의 수송량, 입사각과 분지류의 육붕상 굴절각과의 관계 등을 구할 수 있다. 그 결과 육붕을 cross하면서 각 유선이 겪는 물기둥의 수심 변화는 나타나지 않는다. 원방에서 접근하는 상층 유체가 육붕의 수심보다 얕은 층은 육붕위로 진행하고, 깊은 층은 주류로 전향한다. 일정한 입사각을 가지고 계단상 해저 지형에 입사하는 접근류가 등심선을 따르는 주류로 전향함에 따라 흐름에  $x$  방향 운동량이 증가되며, 이 증가된 양을 보충키위하여 (혹은 계의 전체  $x$  방향 운동량을 보존하기 위하여)  $(-x)$  방향의 운동량을 가지는 지류가 생긴다. 쿠로시오의 육붕 안쪽에 흐름의 shear가 있는 것을 감안하여 육붕의 안쪽으로 반시계방향의 shear zone을 설정해도 지류의 유속이 감소하고, 이로 인해  $(-x)$  방향 운동량이 감소하는 것을 보상키 위해 지류의 굴절각도가 좀더 접근류에 가까워지는 결과외에는 처음과 큰 차이가 없는 것으로 나타났다.

분지류 형성에 관한 연구에 있어 이 논문이 가지는 의의는 관성과 topographic blocking 효과에 의해 쿠로시오로부터 분지될 수 있다는 역학적 가능성을 개념적으로 나타내 보였고, 그때의 역학 관계를 도출한 점에 있다고 볼 수

있다. 그 결과 모형에서 육붕상으로 진출하는 분지류는 전체 운동량을 보존시키기 위한 흐름 성격을 가지게 되었다. 최근의 관측을 통해 쿠로시오 본류에서 분지되는 대마 난류수의 육붕역으로의 경로가 밝혀지고 있는데, 그 경로를 보면 주로 골의 서쪽 가장자리를 비스듬히 가로지르면서 육붕역으로 침투됨을 보이고 있다 (이 등, 1996). 이와 비교해 본 논문에서는 쿠로시오가 따라가는 육붕 사면의 해저 지형은 무시하고 다만 큐슈 서안의 해저 지형이 쿠로시오를 막는 영향만을 취급하고 있다. 추후의 연구에서는 본 논문에서 단순화한 해저 지형의 역할을 좀 더 상세히 고찰할 필요가 있다. 쿠로시오 육붕측의 반시계방향 shear zone의 영향도 정량적으로 검토되어야 할 것이다.

## 2) 수치모델

### 가) Pang et al. (1992, 1993), 방과 오 (1995)

Pang et al.(1992)은 황해와 동중국해, 대한 해협을 대상 해역으로 하여 순압 수치 모델 실험을 하였다. 운동은  $\beta$ 면에서 실제적인 해저 지형과 해저 마찰, 수평 확산 효과를 고려하였으며, 쿠로시오와 해상풍을 원동력으로 하였다. 쿠로시오는 모델의 남쪽 경계에서 유입되고, 대한 해협과 큐슈 남부 해역에서 유출된다. 쿠로시오 유입량은 30 Sv으로 개방 경계에서 자유 전파 조건 (free radiation condition)을 주었다. 그 결과 쿠로시오 유입량만 주었을 때 동중국해와 쿠로시오역(O(1노트))에 비하여 황해 내부의 유속이 대단히 미약하게 나왔고(0.5 cm/s 미만), 풍속 10 m/s의 북풍과 남풍을 쿠로시오 유입 조건과 함께 지속적으로 주었을 때에는 유속이 O(5 cm/s) 정도로 증대되었다. 각각의 경우에 황해 내부에는 역풍류가 형성되었다. 이 실험의 결과 얻어진 동중국해의 순환을 보면 전반적으로 등심선을 따라가며 쿠로시오역을 포함한 동중국해 전역에서 공간적으로 매우 평활화된 흐름 형태를 보이고 있다.

Pang et al.(1993)에서는 동중국해에서 대마 난류의 형성 연구에 관한 이전 수치 모델 들의 문제점으로서 강제 경계 조건 (forced boundary condition)이 사용되고 있는 점을 지적하였다. 예컨대 대한 해협에 강제 경계 조건을 부여하여 모델 영역에서 해수를 강제로 유출시킬 경우, 모델이 실제적인 해저 지형을 갖추었

더라도 해수는 경계면에서 설정한 조건에 따라 강제적으로 유출되어야 하므로 그러한 실험들로부터는 대마 난류 형성 원인을 찾을 수 없게 될 것이다. 또한 그러한 실험은 기본적으로 해면차를 원동력으로 본 Minato and Kimura(1980)의 범주에 속한다는 것이다. Pang et al.(1993)의 모형은  $\beta$ 면에서 순압 모델로서 해저 지형을 표현하기 위해 연직으로 13개 층을 취하였고, 해표면은 고체 표면(rigid lid) 가정을 하였다. 모델 남쪽 경계에서 30 Sv의 쿠로시오 유량이 유입되고, 유출구에는 자유 경계 조건을 적용하기 때문에 대한 해협과 큐슈 남단 토카라 해협에서 유출량이 계산된다.

모델 실험은 먼저 대만 해협 주변에서 유입하는 쿠로시오의 유량을 공간적으로 다르게 배분한 경우와 유량을 감소 또는 증가시켜 준 경우에 대해 행했다. 실험 결과 유입부의 쿠로시오 유량의 공간 변화나 쿠로시오 유량의 증감에 따라 동해로 유출되는 유량의 크기에는 약간의 변화가 나타났지만 동중국해와 대한 해협의 흐름 패턴은 거의 변하지 않았다 (Fig. 10a, b). 다음에 풍속 10 m/s의 남풍과 북풍을 각각 정상적으로 불게 한 경우, 바람을 가하지 않은 경우와 비교해 황해와 동중국해의 중국 연안측에서는 유선 형태에 공간적인 변화가 나타났지만 동중국해의 외대륙붕과 대한 해협에서는 전자와 비교해 본질적인 차이가 없었다. 즉 유선은 거의 등심선에 평행한 방향이다.

본 실험의 개방 경계 조건 (open boundary condition)으로 채택하고 있는 자유 경계 조건 (free boundary condition)에 대해 본문에서 구체적으로 언급하고 있지 않은 관계로 자세히 알 수는 없지만, Pang et al.(1992)과 방과 오(1995)가 쓰고있는 자유 전파 조건 (free radiation condition)을 보면, 개방 경계의 종속 변수가 인접한 좌측 격자의 변수값과 거의 동일한 값으로 주어지기 때문에 모델이 정상 상태에 이르게 되면 결국 개방 경계 부근의 수심 변화에 비례하여 유량을 배분하는 의미를 가지게 된다. 따라서 자유 전파 조건은 단지 내부의 흐름이 유출부에서 등수심을 따라 자유롭게 전파되는 것을 돕는 역할만을 하기 때문에 이 조건의 적용 결과가 대마 난류의 기원에 대한 이 실험의 주요결론-대마난류는 외부의 힘 (해수면 차이, 밀도 차이 등) 없이도 자신의 역학에 의해 발생한다는 -을 정당화시켜 주지는 못한다.

한편 방과 오(1995)은 고체 표면 가정의 제한점을 극복하기 위하여 해수면 변위가 계산되는 순압 모델 실험을 하였다. 모델 격자는 위·경도 약 18 km이고 쿠로시오 유입은 대만 동쪽에서 해수면 변위와 유속으로 주었다. 유출부의 설정 등은 Pang et al.(1993)과 유사하며, 개방 경계에서 자유 전파 조건을 사용하였다.

Fig. 11a는 대만 동쪽의 150 km 해역에 걸쳐 40 Sv의 유량을 주고, 모델 최심부의 수심을 1000 m로 제한한 때의 해수면 분포이다. Fig. 11b는 대만 동쪽 300 km에 걸쳐 1 m의 해수면 변위를 주고 수심을 실제 수심으로 함으로써 쿠로시오 유입량을 증대시킨 경우이다. 동중국해에서 이 두 실험의 결과는 해수면 변위의 값의 차이외에는 분포 형태가 거의 같음을 알 수 있다. 즉 두 실험 모두 해수면 분포는 거의 해저지형을 따르고 있다. Pang et al.(1992, 1993)과 방과 오(1995)의 일련의 실험으로부터 알 수 있는 사실은 해수면변화가 허용되는 모델이건, 허용되지 않는 모델이건 다양한 실험 조건에도 불구하고 동중국해에서 순압 모델 결과는 해류 패턴이 일차적으로 등수심선을 따르는 결과를 낸다는 것이다. 이상의 결과들로부터 대마난류의 기원과 동중국해의 순환을 면밀히 고찰하는 데에는 순압모델의 적용만으로는 한계가 있음을 알 수 있다.

#### 나) 남과 승 (1992), Seung and Nam (1992), 남 등 (1994), Nam et al. (1996), 남 (1997)

남과 승(1992) 및 Seung and Nam(1992)은 Semtner(1974)의 GCM을 이용하여 일련의 수치 실험을 행했다. 모형의 역학은 순압이며, 고체 표면 가정을 썼다. 모델 영역은 북서 태평양 일부까지 포함하였으며, 황해와 동중국해에서 실제적인 수심을 고려하였다. 이 실험에서 살펴본 각 매개 변수에 대한 모델의 반응은 수평 마찰 계수, 해저 마찰 계수, 대양과 연해의 수심 비율, 바람 응력 등의 변화인데, 대양측의 순환 결과는 기존의 대양 순환 실험 결과와 다르지 않다. 즉, 수평 확산 계수의 증감은 서안 경계류 폭의 변화와, 해저 마찰 계수의 증감은 모델 전 영역에서 유속 감쇄 정도와, 수심 비는 서안 경계류의 연해로의 투과 정도와 각각 관계되며, 이러한 매개 변수의 증대는 대마 해협을 통과하는 대만 해류와 대한 해협을 통과하는 대마 해류의 수송량을 각각 감소시키는 방향으로 작용한다.

그런데 여기서 주목할 점은 바람의 영향으로서 가상적인 크기로 남풍을 지속적으로 줄 때 쿠로시오에서 동중국해로 분지되는 흐름은 대만 해협을 통과하여 동중국해로 유입되고, 북풍시에는 대만 북동부를 통해 유입되는 것으로 나타났다. 대만 해류의 이와 같은 경로 변화는 계절풍에 대한 수심이 얇은 연안역의 반응으로 이해할 수 있는데, Pang et al.(1993)에서도 황해 내부와 중국측의 연안에서 가상적인 바람 방향의 변화에 대해 이와 유사한 패턴을 보이고 있다. 한편 일단 육봉상으로 유입된 흐름은 다시 쿠로시오역으로 되돌아 오는 것 없이 모두 대만 해협을 통해 유출되고, 큐슈 남서 해역을 통한 동중국해로의 유입은 없는 것으로 결론짓고 있다.

남 등(1993)은 위의 실험과 동일한 순압 모델을 이용하여 쿠로시오 분지류의 계절별 분기 위치를 고찰하였다. 모델 영역은 위의 두 실험과 거의 같으며, 격자 간격은 위·경도 1/4도이다. 바람은 Hellerman and Rosenstein(1983)의 월별 바람 응력을 사용하였다. 이 실험의 결과 얻어진 쿠로시오 분지류는 동계(10-3월)에는 동중국해 대륙 사면을 따라 흐르다가 큐슈 남서부 수심이 깊은 골 부근에서 동중국해로 유입되어 황해와 동해에 이르고, 하계(4-9월)에는 대만 해협을 통해 유입되어 황해와 대한해협 쪽으로 향하는 것으로 나타났다. 동중국해로 향하는 쿠로시오 분지류의 경로에 있어 Seung and Nam(1992)과 남 등(1993)의 실험에서 보이는 이러한 차이는 어디에서 기인하는 것일까? 이는 우선 모형에 적용한 바람의 차이점에 기인된다고 보여진다. 순압 모형에서 바람 응력을 주된 구동력으로 사용할 경우, 쿠로시오가 동중국해로 분지되는 해역은 대륙붕의 천해역이기 때문에 바람의 특성은 유선 함수 분포를 특징짓는데 주된 요인으로 작용하게 된다. 따라서 현실적인 바람인 Hellerman and Rosenstein(1983)의 바람 응력을 준 경우와 시·공간적으로 일정한 이상적인 바람 응력을 준 경우 유선 함수는 국지적으로 서로 상이한 분포를 나타낼 수 있다. 또 한가지는 모형에 입력되는 수심의 정확도와 모형의 격자 간격이다. 쿠로시오 분지류가 흐르는 동중국해는 폭넓고도 완만한 대륙붕과 급격히 깊어지는 대륙사면으로 이루어져 있을 뿐만 아니라 큐슈 남서 해역에서 대륙붕 안쪽으로 만입된 해곡을 포함하고 있기 때문에 성긴 격자 간격과 평활화된 해저 지형을 가지는 순압 모형은 좁은 공간에서 흐름이 분지되는 양상을 정도높게 분해하기 어렵다고 보여진다.

Nam et al.(1996)은 Cox(1984)의 GCM을 이용하여 단순화된 동중국해와 동해 및 북서 태평양으로 구성된 모델 영역을 대상으로 서안 경계류의 분지 실험을 행했다. 모델 영역의 북동부는 수심 100 m의 평탄한 대륙붕과 연해로 이루어졌다. 모델 남부는 수심 500 m의 역시 평탄한 대양이다. 모델 해안은 경압 실험의 경우 연직 방향으로 13개 층으로 구성되었다. 실험에서 바람은 대양에만 적용되었으며 대양의 남과 북에 각각 아열대 순환과 아한대 순환을 이루도록 바람 응력이 주어졌다. 표준 실험에서 경압 실험의 경우 서안 경계류로부터 일부의 흐름이 대륙붕 단을 따라 흐르다가 섬 (일본 열도)의 서쪽 부근에서 연해의 남쪽 입구 (대한 해협)를 통해 연해로 유입된다. 동일한 조건의 순압 실험에서 이 서안 경계류의 분지류는 대륙붕역의 서쪽에서 분지되어 육붕 위로 북상한 후 연해의 남쪽 입구로 향한다. 여기서 이 모델의 조건 설정이 Minato and Kimura(1980)와 유사한 점에 착안하면 연해로 유입되는 이 분지류의 유량은 연해의 유입부와 유출부에 주어지는 압력차와 관계될 것임을 예상할 수 있다. 순압 실험과 경압 실험 모두 대양의 경계류는 봉단을 따라 동진한다. 그러나 경압 실험에서는 대양의 남단에서 난수가 공급됨으로 대양의 경계류와 재순환역에는 고온역이, 육붕상에는 상대적으로 저온역이 형성되고 이 두 영역 사이에는 온도 (또는 밀도) 전선이 형성된다. 경압 실험에서 보이는 분지류의 폭과 흐름 방향은 이 전선에 관계되는 듯하다. 반면 순압 실험의 경우에는 모델 영역 내에 아무런 밀도 구배나 수심 변화가 존재하지 않으므로 육붕상의 흐름은  $\beta$  효과에 의해 육붕역 서측으로 이동된다.

큐슈 서방의 지형적 특징인 해곡을 이상화한 수심을 육붕역의 서쪽 경계, 또는 섬의 서단에 넣고 행한 실험에서 해곡의 존재가 분지류의 형성에는 크게 관계되지 않고 단지 분기 위치를 해곡의 서쪽 가장자리로 이동시키는 역할을 함을 보였다. 그밖에 비선형성의 증가에 따른 서안 경계류의 overshooting과 연해로의 유입량 증가, 육붕단의 남북 경사도에 따른 분지류의 형태변화, 분지류와 경계류 사이의 시계방향 순환역 생성과 분지류 북단의 반시계 방향 순환역 형성 등은 Chang(1993)과 이 등(1995)에서 행한 수치 실험의 해석을 통해 정성적으로 설명될 수 있다. 단 이 등(1995)의 경압 실험에서는 열적 구동원이 주어지지 않은 관계로 초기의 성층상태가 지속되지 못하고 계속 확산되어 연해로의 유량이 시간이

지남에 따라 계속 감소되는 추세를 보이고 있는데, 정상 상태에 이르기 전의 전체적인 경향은 Nam et al.(1996)의 해당 실험 결과와 유사하다.

남(1997)은 Cox(1984)의 GCM을 이용하여 열과 염의 효과까지 고려한 수치 실험을 행했다. Lee(1996)의 GCM 순환 모델이 대한 해협과 쿠로시오역에 개방 경계를 가지고 있는데 비해 남(1997)은 모델 영역을 북서 태평양 일부 해역까지 포함함으로써 이러한 약점을 극복하였다. 이 순환 모델의 격자 간격은 동중국해와 황해, 동해는 1/5도이며, 그 외 지역은 1/2도 또는 1도이다. 해표면 경계 조건으로 Hellerman and Rosenstein(1983)의 월별 바람 응력을 사용하였고, 해표면을 통한 열과 염의 출입은 Levitus(1994)의 관측치에 damping하도록 하는 restoring boundary condition을 사용하였다. 모사된 유역 규모의 수온과 염분장은 관측과 비교적 잘 일치하는 결과를 보였다. 유속장과 해수 특성치 분포, 가상 부표 실험 결과 등의 분석으로부터 대마 난류는 쿠로시오 수송량이 강한 봄과 여름에는 대부분 대만 부근에서 유래되어 동중국해를 거쳐 동해로 유입되고, 쿠로시오 수송량이 적은 가을과 겨울에는 대부분 큐슈 서부해역에서 유래되는 결과를 얻었다. 또한 대한 해협의 고염수는 큐슈 서부 해역에서부터 유래됨을 보이고 있다.

Lee(1996)와 남(1997)의 대순환 모델은 각각 다음과 같은 차이점을 가지고 있다. 즉 Lee(1996)는 자유 수면의 변화가 모델 역학에 들어가 있고, 비교적 황해, 동중국해의 국지적인 바람을 대표할 수 있는 바람을 입력으로 사용하고 있는 반면, 대한 해협과 토카라 해협에 강제 경계 조건을 적용하고 있다. 그러나 남(1997)은 광역의 모델 영역을 취함으로써 대한해협의 개방 경계 문제를 해결하고 있으나, 고체 표면 가정을 취함으로써 동중국해에서 해수면 변화가 순환에 기여하는 정도를 고찰하지 못하고 있고, 또한 사용하고 있는 바람자료가 동중국해의 국지적 바람특성을 양호하게 대표하고 있는가에도 재고의 여지가 있다. 추후의 대순환 모델을 이용한 동중국해 순환 연구에 있어서는 양자의 장점을 모두 취한 순환 모델이 수립되어야 할 것이다.



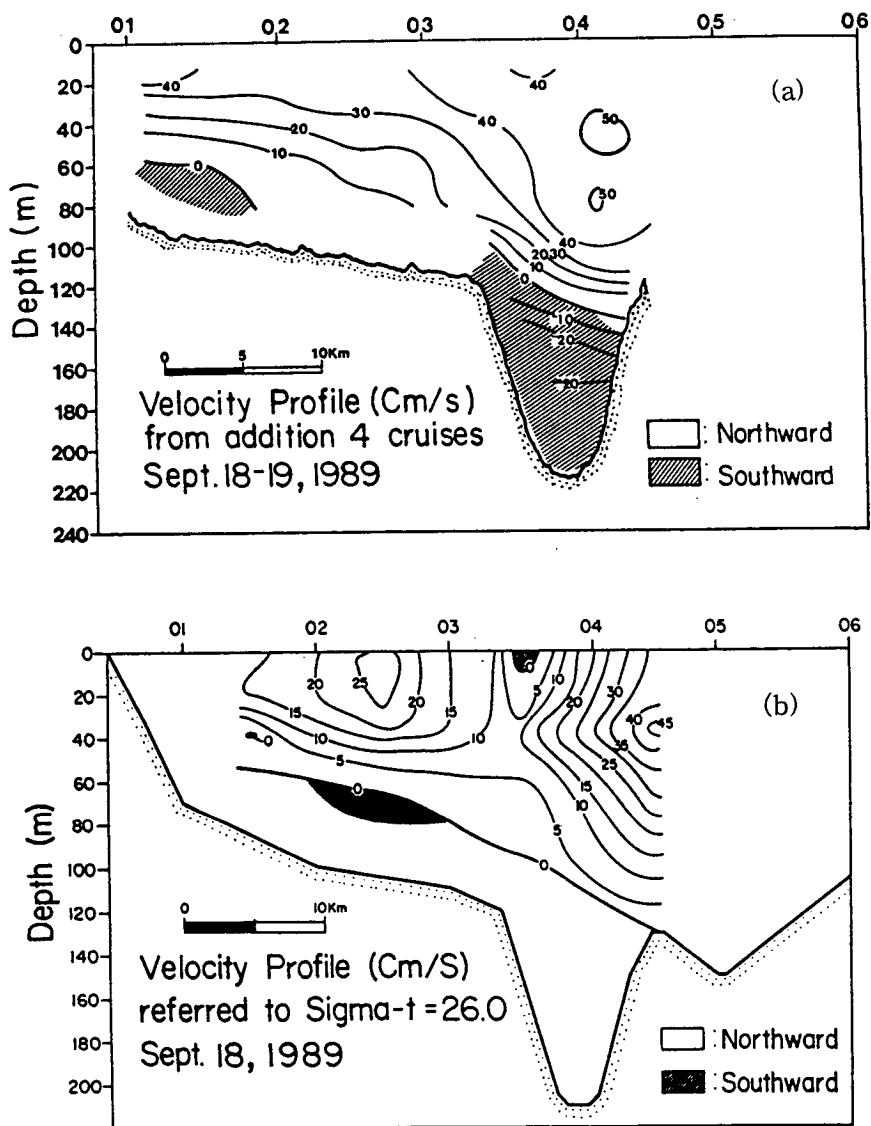
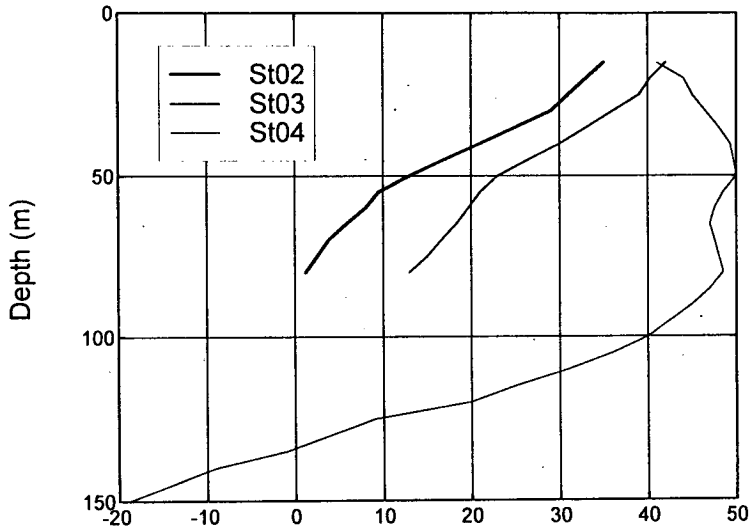
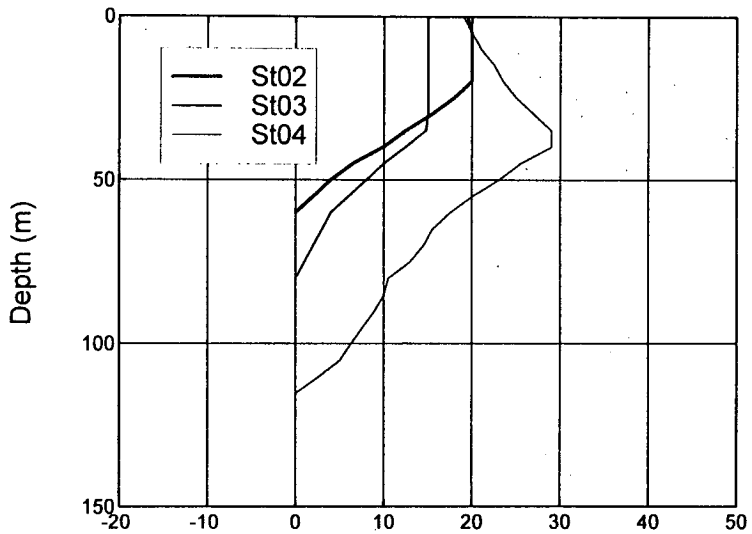


Fig. 1. (a) Velocity section averaged from 4 times of ADCP measurement and (b) the geostrophic current referred to sigma-t 26.0 near the Western Channel in the Korea Strait. (after Byun et al., 1990)



(a) Velocity (cm/s) /ADCP



(b) Velocity (cm/s) /Geostrophic Current

Fig. 2. Velocity profiles at St. 2, 3 and 4. (a) ADCP measurement. (b) Geostrophic current.

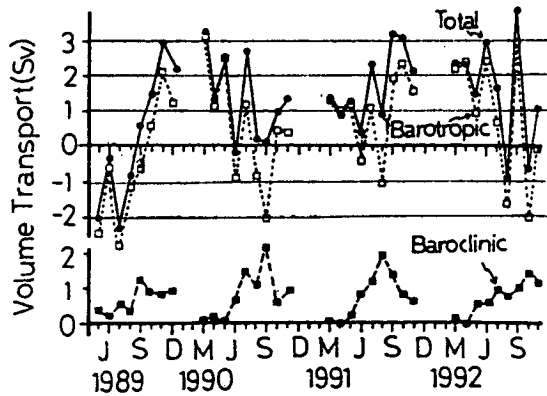


Fig. 3. Monthly variation of total volume transport with barotropic and baroclinic component in the Korea Strait. The baroclinic component was estimated by the calculation of geostrophic current. The barotropic component was obtained by subtracting the baroclinic component from the total volume transport. (after Kawano, 1993)

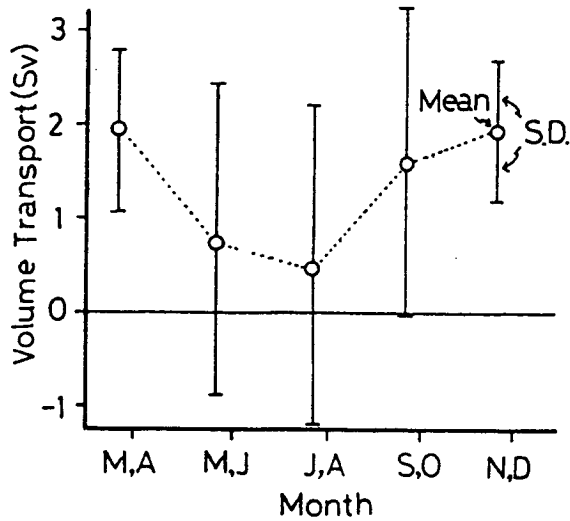


Fig. 4. Seasonal variation of bi-monthly averaged volume transport in the Korea Strait. (after Kawano, 1993)

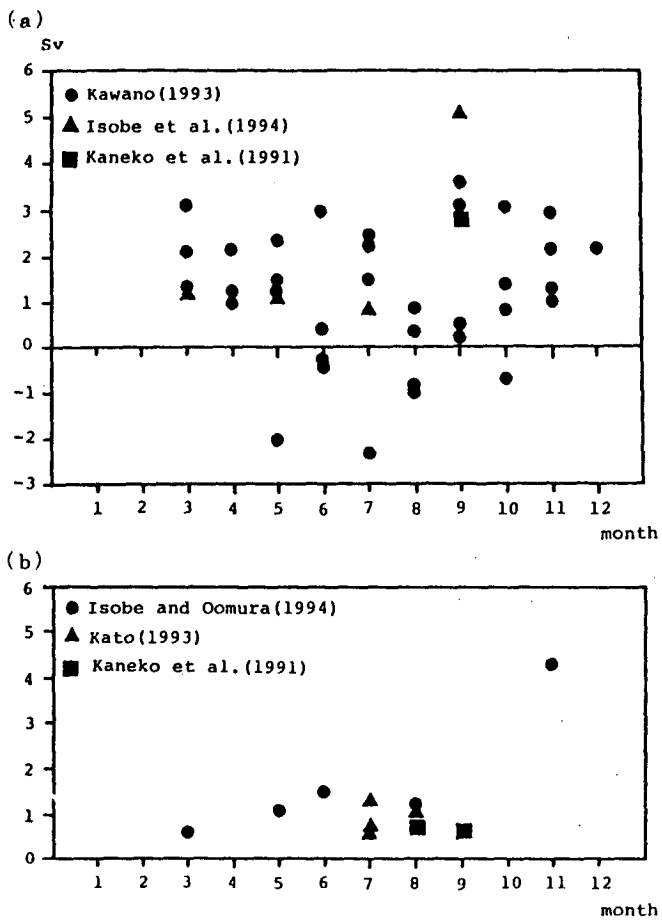


Fig. 5. (a) Volume transport through the Korea Strait. (b) Volume transport through the Eastern Channel only. (after Isobe, 1994)

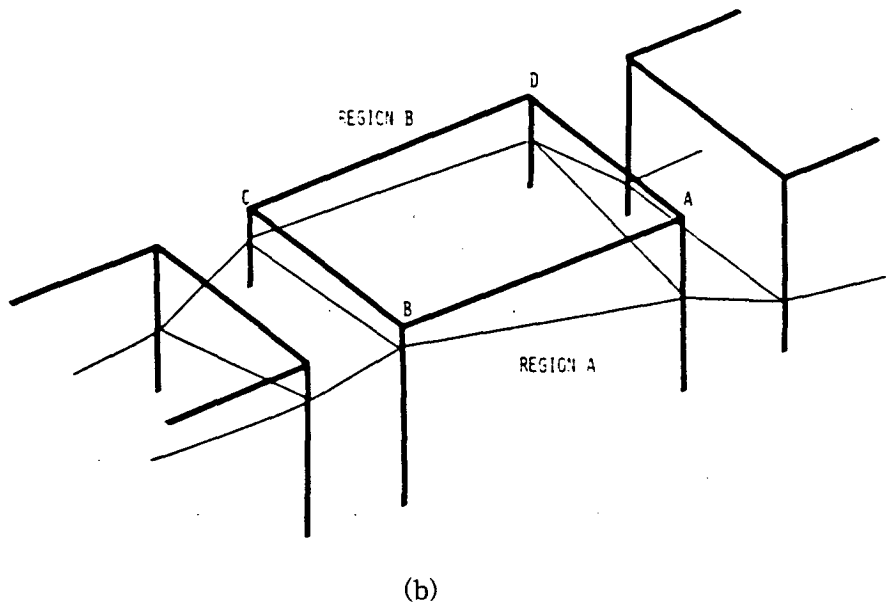
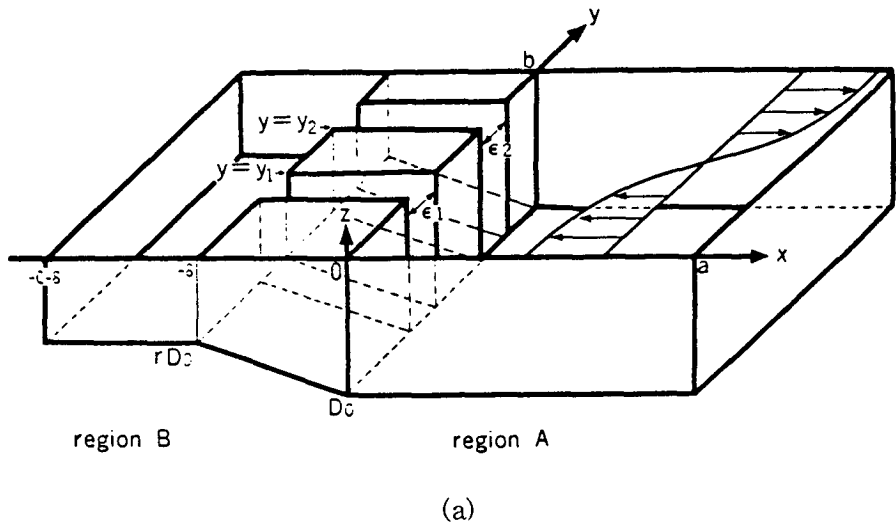


Fig. 6. (a) Model ocean. (b) Schematic diagram for the sea surface topography near the straits. (after Minato and Kimura, 1980)

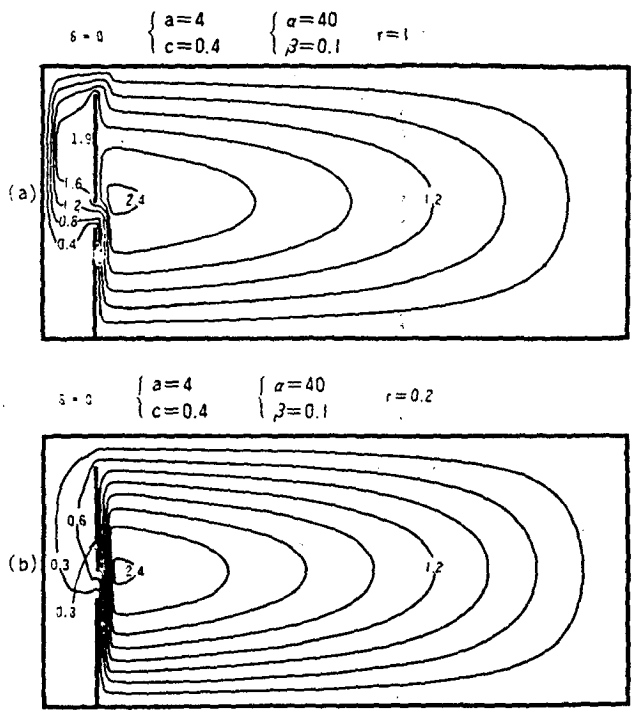


Fig. 7. Typical stream lines in the model ocean in case of (a)  $r = 1$  and (b)  $r = 0.2$ . (after Minato and Kimura, 1980)

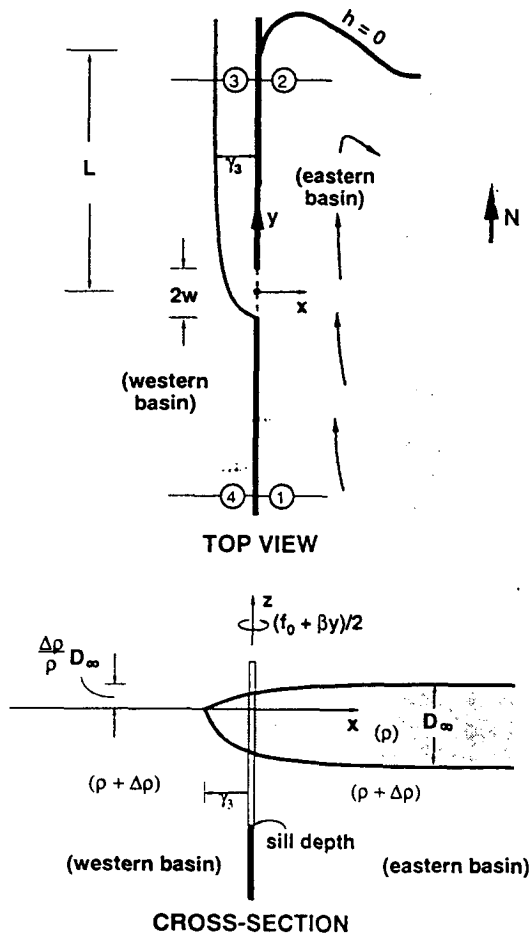


Fig. 8. Schematic diagram for the branching of the Tsushima Current from the Kuroshio. (after Nof, 1993)

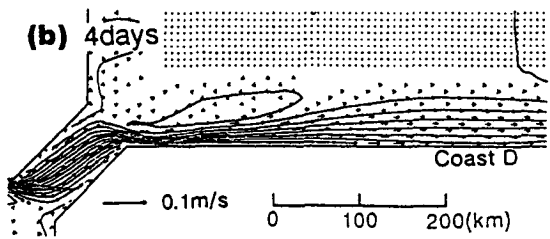
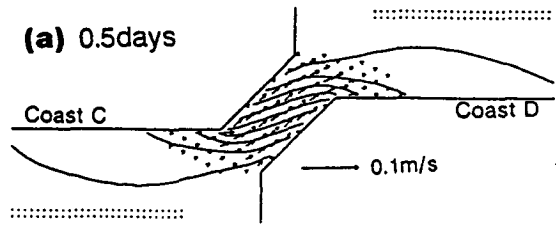


Fig. 9. Instantaneous fields for the current vectors and the sea level at (a)  $t = 0.5$  days and (b)  $t = 4$  days, respectively, when the sea level difference of 2 cm abruptly occurs between the two basins (contour interval: 0.2 cm). (after Ohshima, 1994)



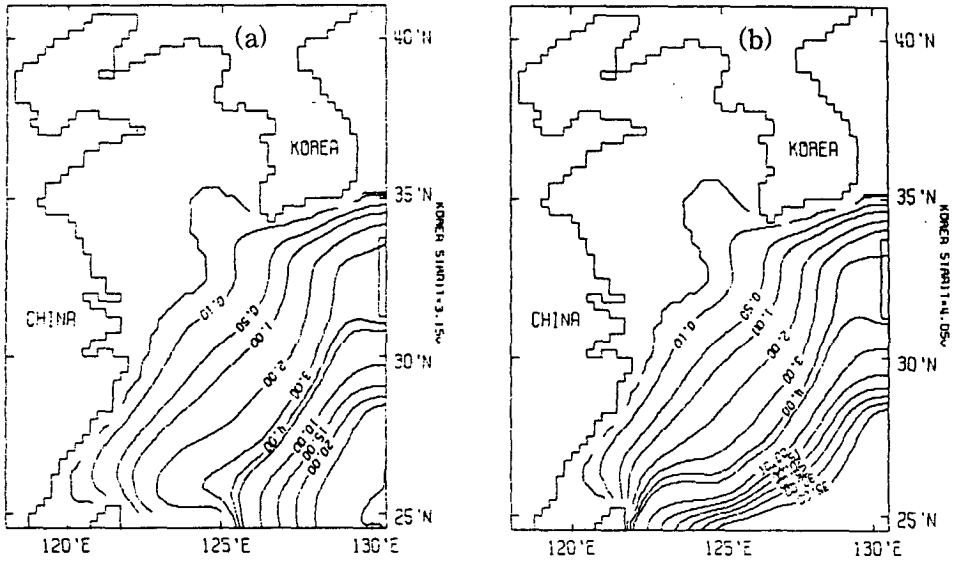


Fig. 10. Stream lines for the Kuroshio volume transport of (a) 30 Sv through a 600 km-width section and (b) 40 Sv through a 300 km-width section east of Taiwan (unit in Sv). (after Pang et al., 1993)

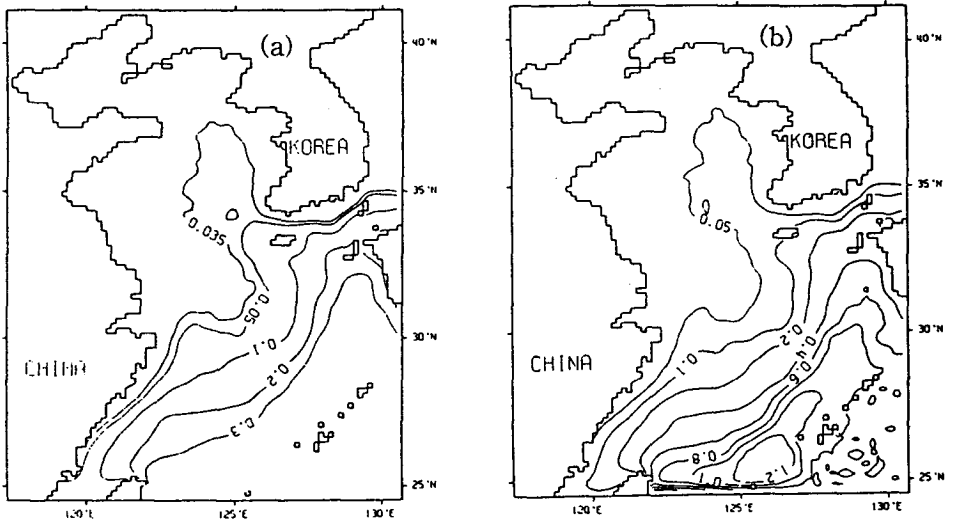


Fig. 11. (a) Sea level heights in m for the Kuroshio volume transport of 40 Sv through a .150 km-width section east of Taiwan. Water depths greater than 1000 m are set to be 1000 m. (b) Sea level heights in m for the inflow boundary condition given by sea level gradient of 1 m over a 300 km-width section east of Taiwan. Bottom topography was given realistically. (after Pang and Oh, 1995)

# 제 3 장 대한 해협 의 海況

## 제 1 절 평균 海況 분포

### 1) 수온 및 염분의 평균 수평 분포

대한 해협 주변 해역 ( $33^{\circ}\text{N} \sim 36^{\circ}\text{N}$ ,  $128^{\circ}\text{E} \sim 131^{\circ}50'\text{E}$ )의 평균적인 海況을 파악하기 위해서 국립 수산 진흥원에서 30년간 (1961-1990) 관측한 자료를 이용하였다. 각 정점에서 총 4회 미만의 자료는 평균치 계산에서 제외하였으며, 각각의 수온 및 염분값과 그 평균치와의 차이가 표준 편차의 3배 이상인 경우는 공간적으로 주변 자료와 비교하여 평균 및 표준 편차의 계산에서 이차적으로 제거한 뒤 다시 평균과 편차를 계산하였다. 그 결과를 해표면, 50m, 100m 수심의 평균 및 편차 분포로 나타내었다.

일반적으로 동수도에서보다 서수도에서 상대적으로 물이 차가운 경향이 있으며, 북쪽의 차가운 물 (北韓 寒流係水)이 동해안을 따라 남하하는 해와 그렇지 않은 해 사이의 변동성 (interannual variability)이 크기 때문에 대한해협 서수도의 북쪽 (동해안 부근) 저층에서 특히 편차가 크게 나타난다. 이러한 큰 편차는 고온·고염의 대마난류와 저온·저염의 북한한류계수 (또는 동해중층수)의 세력 확장에 따라 해마다 다른 양상을 보이기 때문이다. 평균 염분 분포는 한국 연안수가 미치지 않는 동수도에서 상대적으로 고염이며, 연중 10월 평균염분이 최소인데 서수도 특히 한국 남동해안을 따라 거의 전역에 표층 저염수가 퍼져있다.

2월의 평균분포는 수온이  $10^{\circ}\text{C} \sim 15^{\circ}\text{C}$ , 염분이 34.6-34.2의 범위를 보이며, 수직적으로 거의 균질하다. 수온편차는 갑포 이북의 동해쪽에서 저층에  $2^{\circ}\text{C}$  이상으로 크게 나타나며, 염분은 전역에서 0.1-0.2 정도의 편차를 보인다 (Fig. 12).

4월에는 태양열에 의한 표면가열 (surface heating)로  $1^{\circ}\text{C} \sim 2^{\circ}\text{C}$  정도 표층수온이 상승되어 있으며,  $36^{\circ}\text{N}$  이북 해역으로부터 냉수 세력의 영향이 나타나 포항 외해역 저층에  $7^{\circ}\text{C}$  이하의 물이 보인다. 이 물은 염분이 약 0.1 정도 낮게 나타나

며, 수온과 염분의 편차 범위는 2월과 비슷하다 (Fig. 13).

6월에는 대마도 이남 해역의 표면 수온이 20°C 이상까지 가열되어 있으며, 동해안 저층에 나타난 냉수세력이 약간 더 남쪽으로 확장되어 나타나는데 이 냉수세력 확장역 (포항-감포 연안역)의 변동성 때문에 이곳에서 수온편차가 3°C 이상을 보인다. 표층염분은 2월, 4월에 비해서 복잡한 양상을 보이며, 서수도 해역에서 최대 약 1.0 정도 염분이 낮게 나타난다 (Fig. 14).

8월의 평균분포에서는 저층 냉수의 확장 범위는 6월과 비슷하지만, 표면에서 포항-감포 연안의 수온이 외해역보다 낮게 나타나는데 이것은 여름철에 지배적으로 부는 남풍의 영향으로 용승이 일어나기 때문이다. 염분은 표층과 저층 (100m)에서 상대적으로 균질하나, 중층 (50m)에서 저염수가 서수도를 따라 관입해 들어가는 모양을 보이며 이 영향으로 염분 편차가 크게 나타나고 있다 (Fig. 15).

10월에는 표층과 중층이 다소 냉각되어 있으나 저층은 오히려 수온이 상승되어 동해안을 중심으로 발달한 냉수역과의 사이에 수온 규배가 8월보다 강화되어 있다. 표층 염분은 서수도에서 한국 연안역의 저염수와 동수도 해역의 고염수와 사이에 염분 구배가 뚜렷하게 보이며 거제도 외해역을 중심으로 염분 편차가 매우 크게 나타나고 있어, 육지에서 유입된 저염의 연안수가 표층으로 확장됨을 보여주고 있다 (Fig. 16).

12월에는 냉각 작용으로 표층에서는 약 5°C 정도 수온이 내려간 반면에, 저층에서는 대체로 10월 분포와 비슷하게 나타나며 냉수역이 북쪽으로 후퇴되어 있다. 염분은 다시 34.0 이상으로 고염화되어 저염의 한국연안수 영향이 서수도 중앙 일부의 중층 (50m)을 제외하고는 거의 없어졌음을 보인다 (Fig. 17).

## 2) 해황 및 해류 관측 결과

한국 해양 연구소에서는 1984년 6월 (이홍재 등, 1985), 1987년부터 1989년 사이 매년 9월 (변상경 등, 1987, 1988, 1989), 1992년부터 1994년 사이에 모두 8번의 수온, 염분 관측 및 해류 조사를 실시하였다 (방인권 등, 1992, 1993, 1994). 그 중 4회 (1992년 5월과 11월, 1993년 8월, 1994년 1월)의 관측은 대한 해협 주

변 해역 전체를, 나머지 4회 (1992년 4월, 1993년 1월, 7월, 10월)의 관측은 대한 해협 중심부를 가로지르는 부산-시모노세키 사이 정선에서 실시하였다 (Fig. 18).

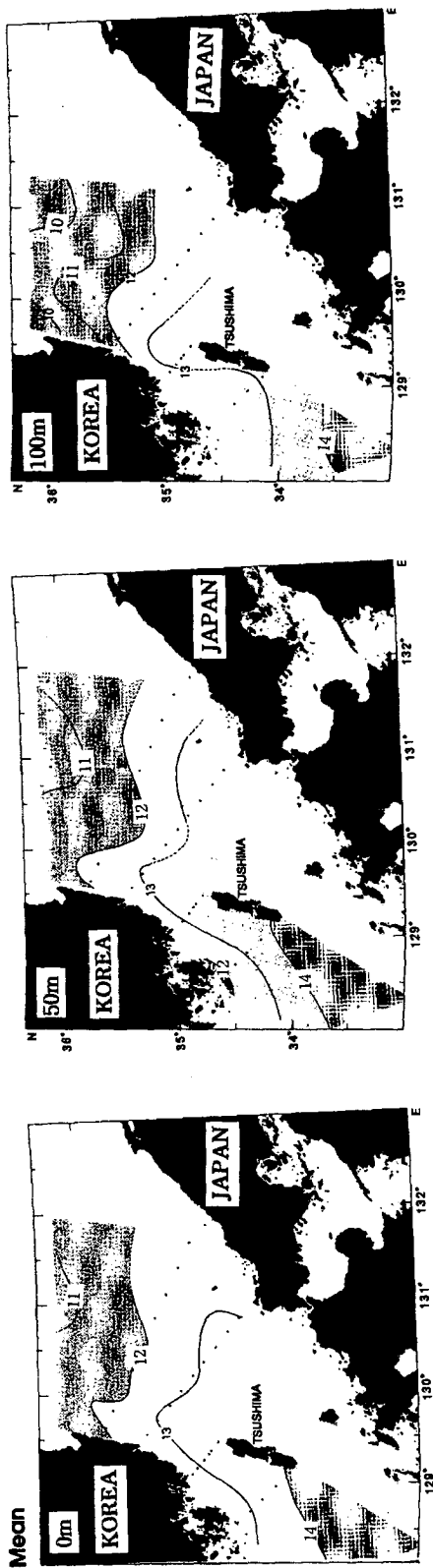
1992년 4월 8-9일 사이 수온, 염분 관측으로부터 계산된 지형류 분포에서는 서수도 중앙골 부근 상층에 최강 북동향류 ( $> 35 \text{ cms}^{-1}$ ) 가 보이며 (Fig. 19), 약 일주일 후에는 북동향류의 유속이 작게 ( $\sim 15 \text{ cms}^{-1}$ ) 나타났다 (Fig. 20).

1993년 7월의 수온, 염분 관측에서는 수심 25~75m 를 중심으로 형성된 수온 약층은 한국 연안역에서 표면으로 교차 (outcropping)하여 나타나며, 약층 아래에서도 한국 연안에서부터 서수도 중앙골까지 저온수가 자리잡고 수온 약층의 경사보다 더 급한 등온선의 경사를 보였다. 이것은 이 해역의 해저면 부근에 저온 저염수 (Fig. 21)의 관입과 관계가 있어 보이며, 이것에 의한 급한 경압 경사는 지형류 유속을 강화하는데 기여하여  $50 \text{ cms}^{-1}$  이상의 최강 유속 (북동향류)을 만들었다 (Fig. 22).

1993년 10월의 수온, 염분 관측에서는 표면 혼합층 (25~40m)이 7월보다 다소 깊어진 모양을 보였으며, 따라서 수온-염분 약층의 구배는 강화되어 나타났다. 한국 연안으로부터 중앙골까지 관입된 저온·저염수가 여전히 존재하고 있었다 (Fig. 23). 밀도 분포로부터 계산된 지형류 분포에서는 최강 북동향류의 중심 ( $> 30 \text{ cms}^{-1}$ )이 서수도 중앙골보다 약간 대마도 쪽으로 치우쳐 있으며, 또다른 강한 북동향류 ( $> 55 \text{ cms}^{-1}$ )가 동수도 중앙부 상층에서 보였다 (Fig. 24). 그러나, ADCP 관측 결과에서는 역시 서수도 중앙골의 상층에서 북동향류가 가장 큰 값을 보였으며, 동수도 상층의 최강 유속은 지형류의 최강 유속보다 작으나 위치는 비슷하게 나타났다 (Fig. 25). 25m층과 49m 층의 수평 유속 분포에서는 하층의 유속이 더 크게 나타나고 있어 대마난류의 중심축이 표면 아래에 있음을 보였다 (Fig. 26). 대마도 뒤쪽에서 남서향의 역류를 보였는데 이것은 유체 역학적으로 빠른 흐름에서 장애물 (섬) 후방에서 생기는 웨이크 (wake) 현상으로 설명될 수 있다.

1994년 5월에 서수도 종단면에서 노영재 등 (1995)이 수온, 염분 및 ADCP 관측한 결과에 의하면, 서수도 중앙골 상층에서 최강 북동향류의 크기가 사리와 조금 때에 각각  $80-90 \text{ cms}^{-1}$ ,  $60-70 \text{ cms}^{-1}$ 를 보였으며, 남향의 조류가 강할 때 북향의 대마 난류가 완전히 가려 보이지 않음도 지적하였다.

(a)



FEB

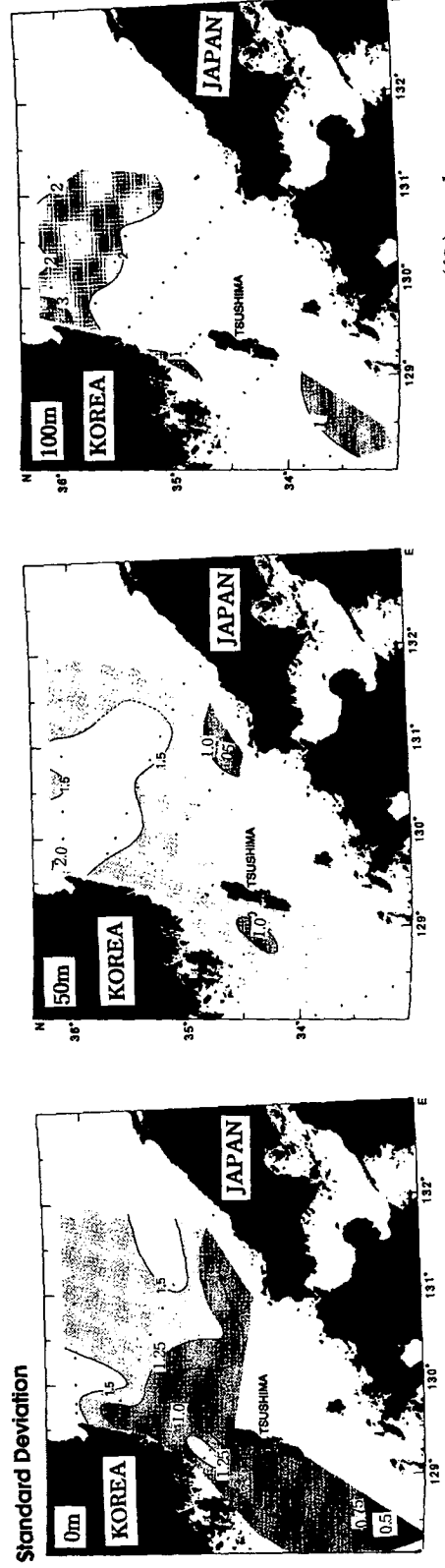


Fig. 12. Horizontal distributions of mean and standard deviation of (a) temperature (°C) and (b) salinity (psu) in February (data from NFRDA, 1961-1990).

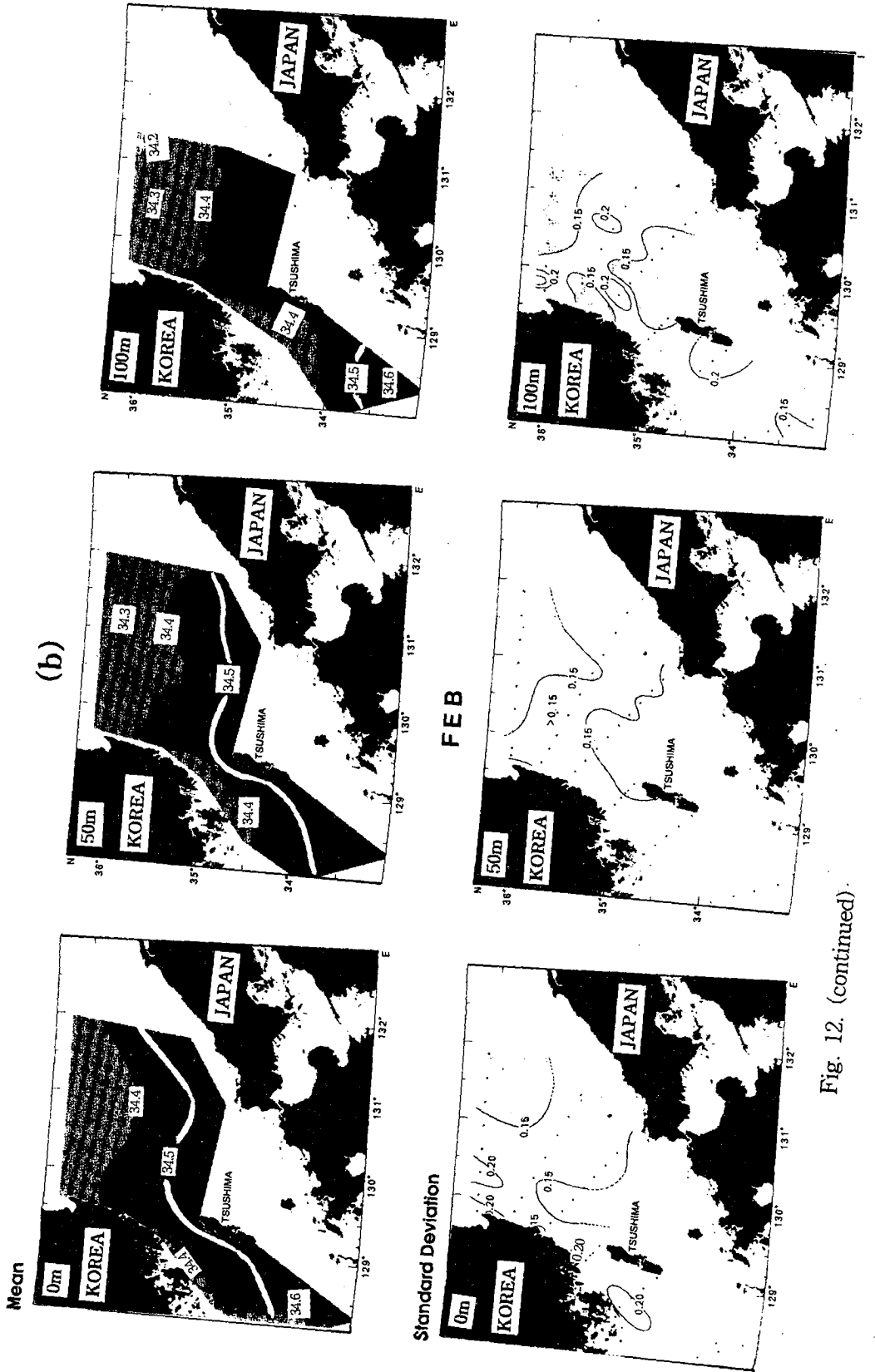
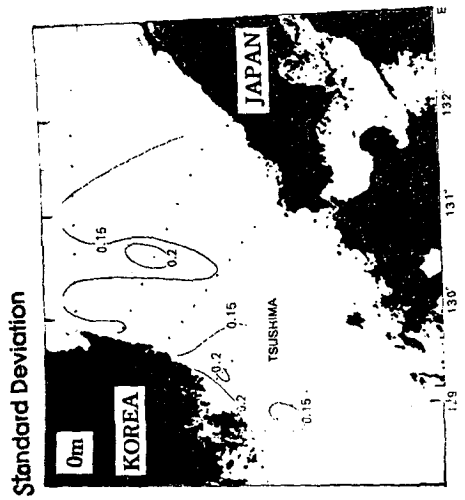
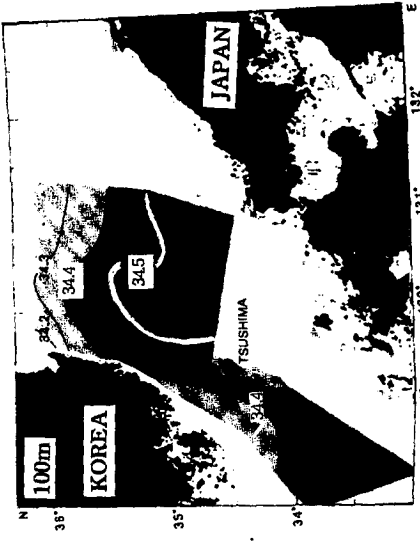
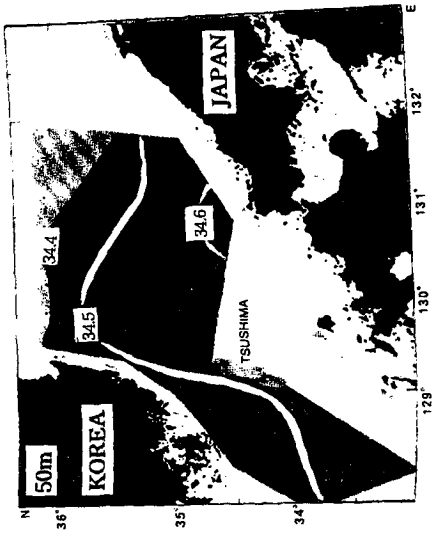
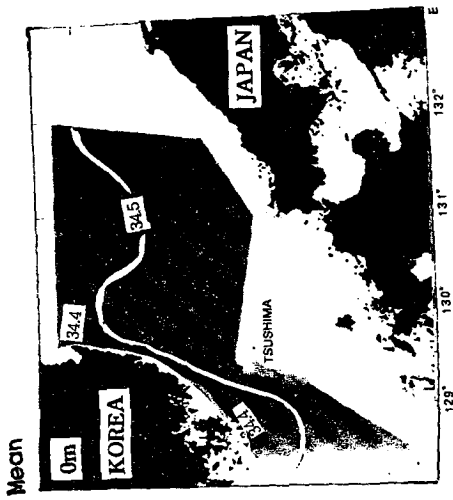


Fig. 12. (continued).



(b)



APR

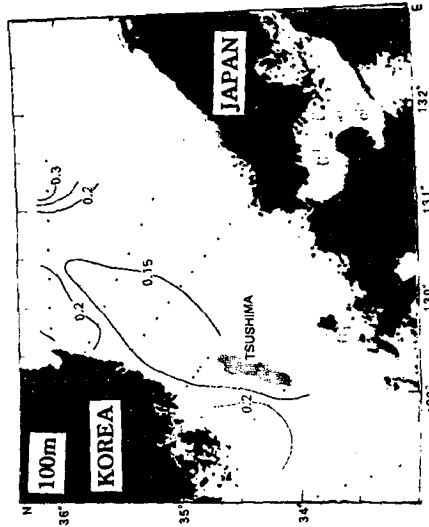
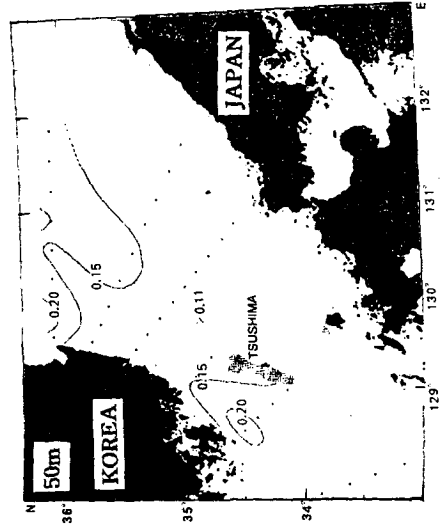


Fig. 13. (continued)



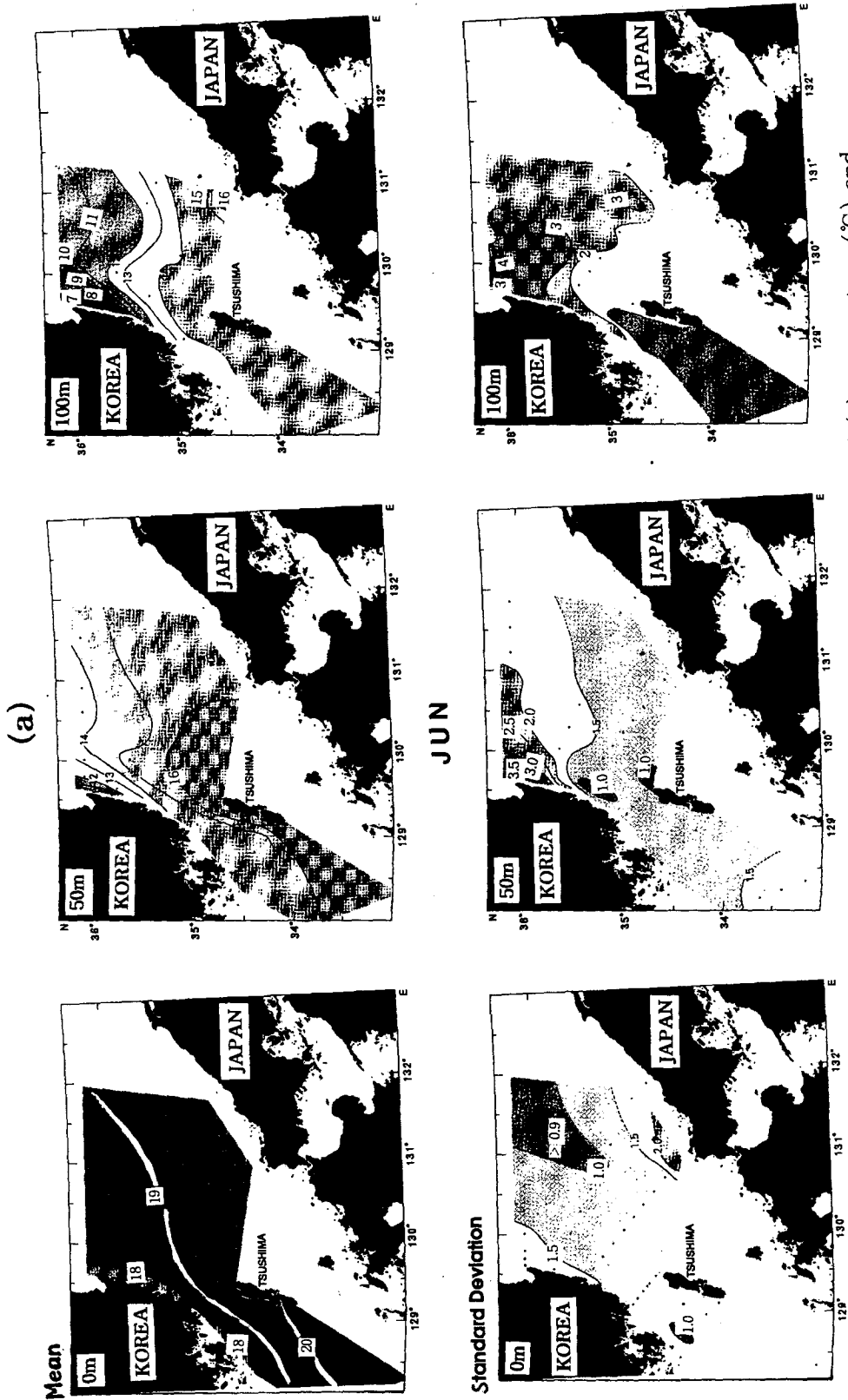
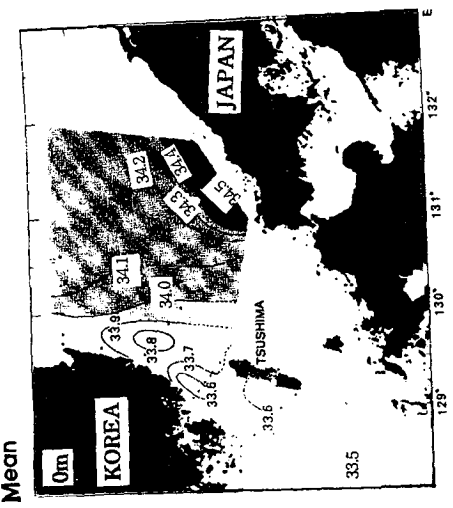
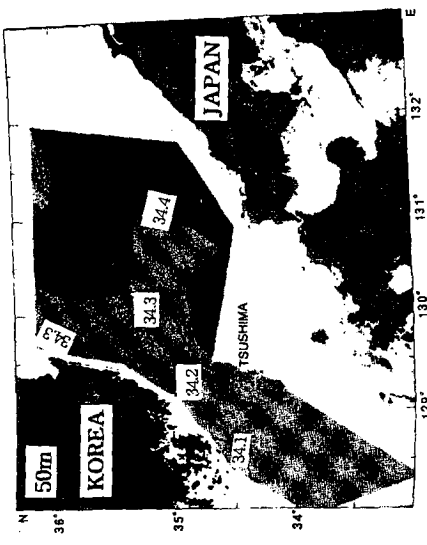
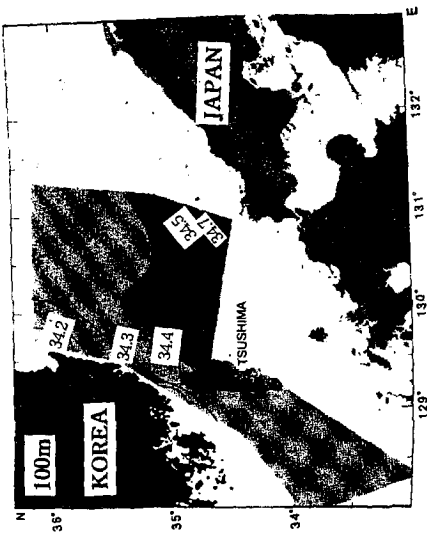


Fig. 14. Horizontal distributions of mean and standard deviation of (a) temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) and (b) salinity (psu) in June (data from NFRDA, 1961-1990).

(b)



JUN

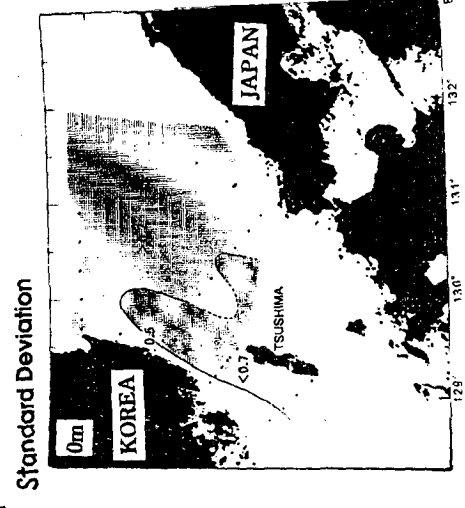
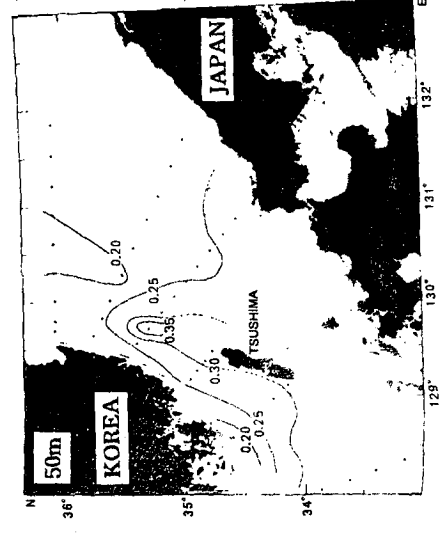
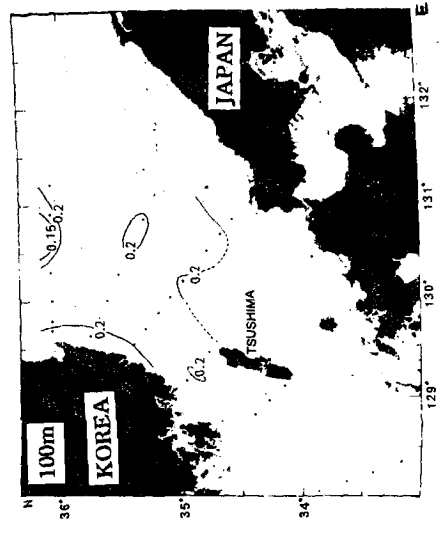
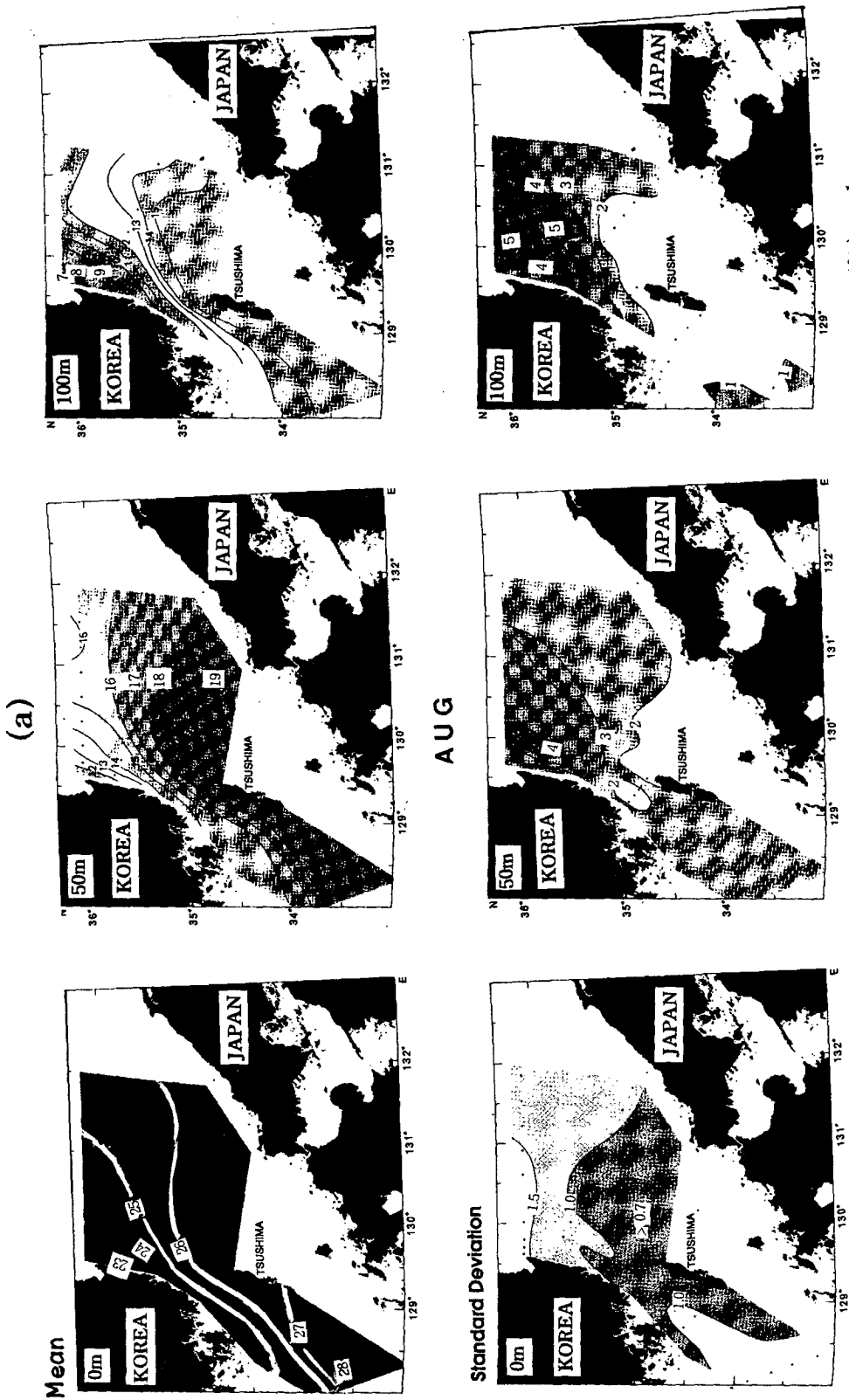
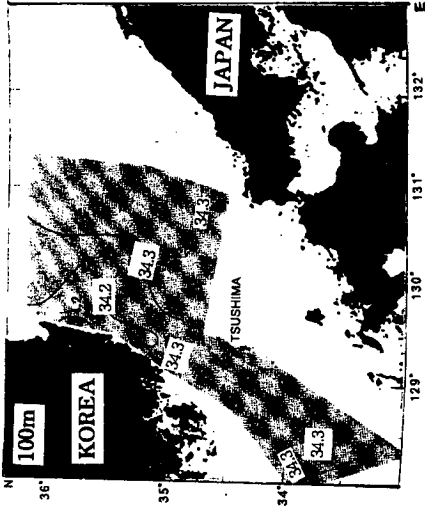
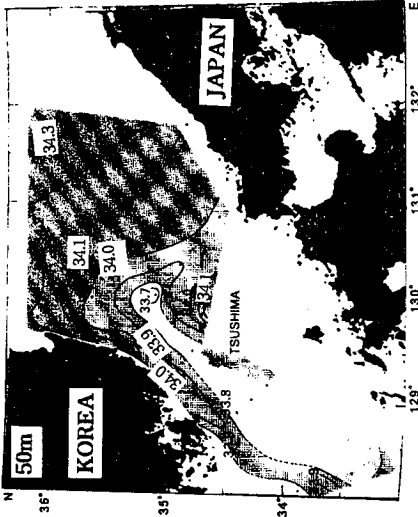
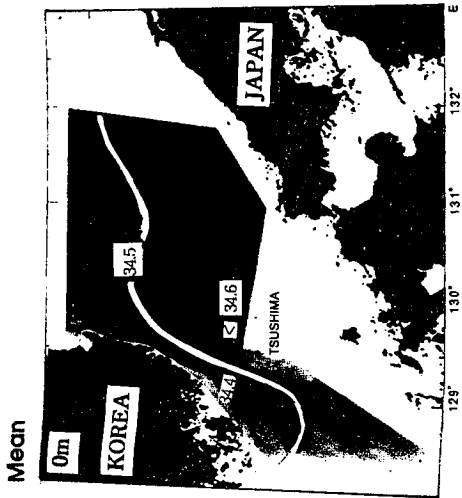


Fig. 14. (continued)





**AUG**

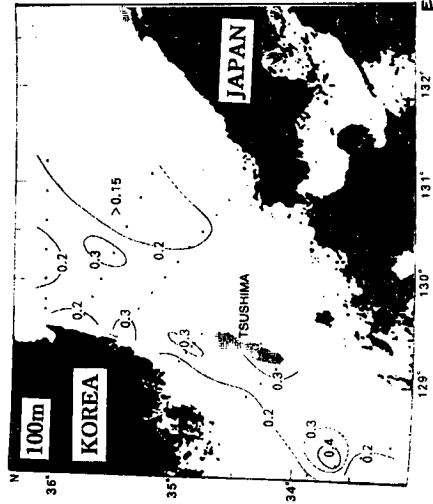
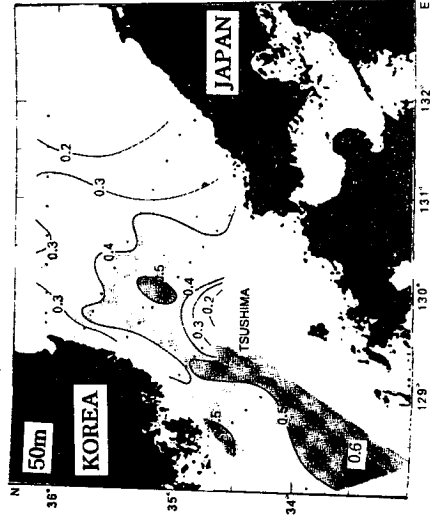
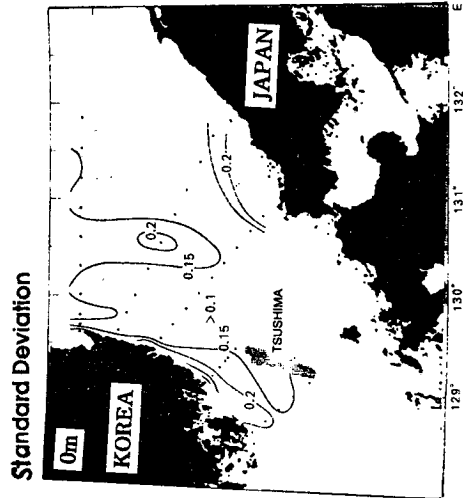


Fig. 15. (continued)

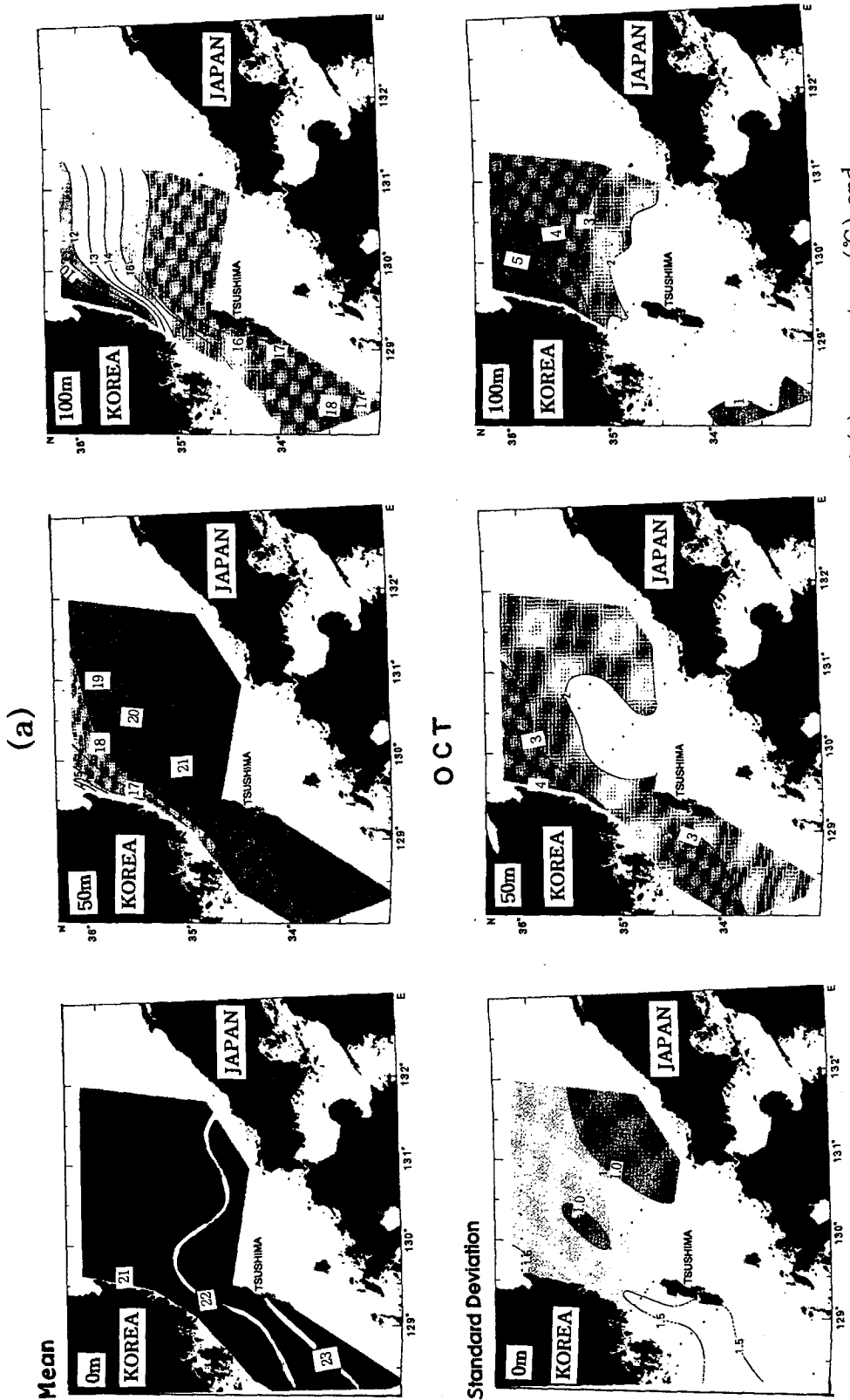


Fig. 16. Horizontal distributions of mean and standard deviation of (a) temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) and (b) salinity (psu) in October (data from NFRDA, 1961-1990).



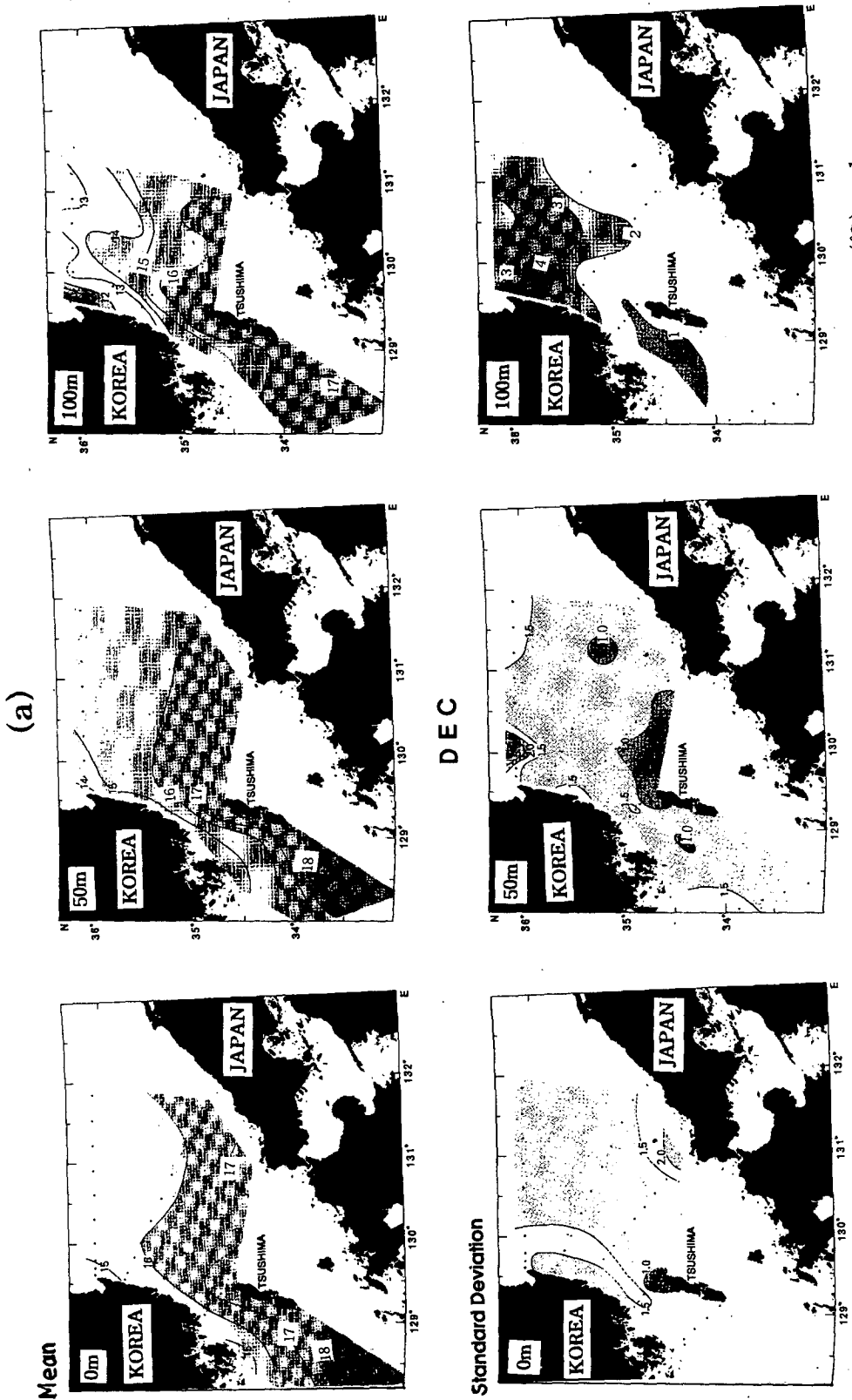
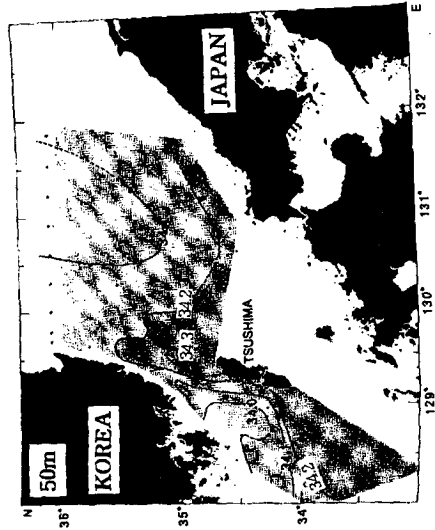
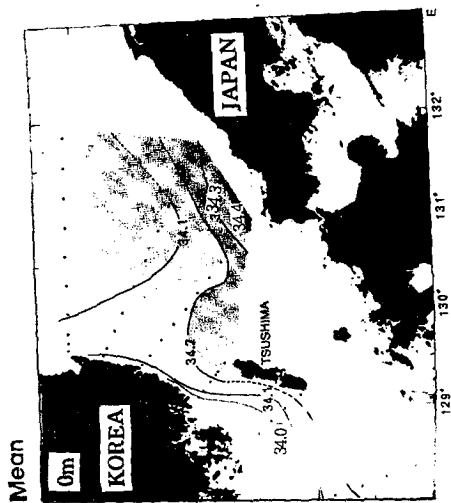


Fig. 17. Horizontal distributions of mean and standard deviation of (a) temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ) and (b) salinity (psu) in December (data from NFRDA, 1961-1990).

(b)



DEC

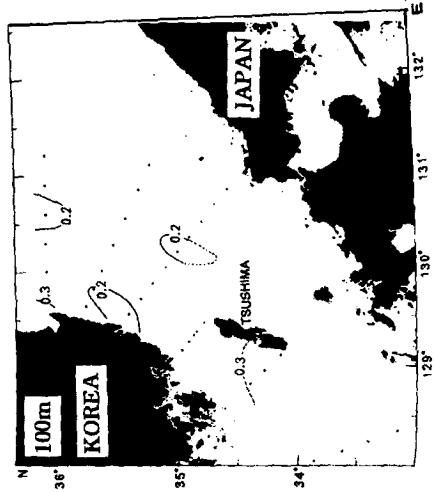
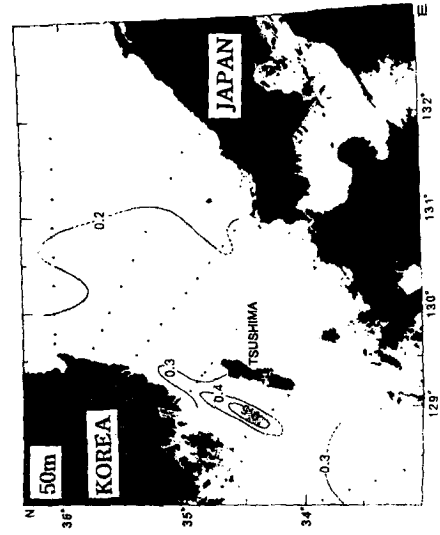
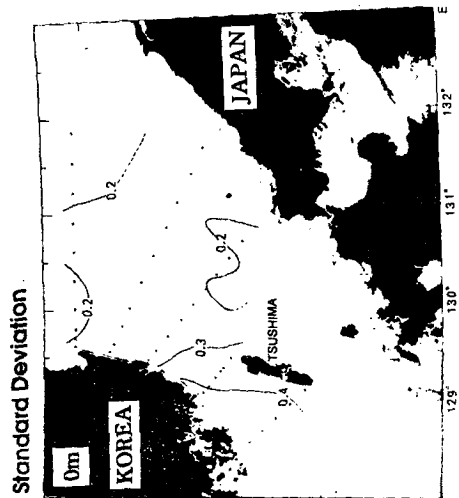


Fig. 17. (continued)



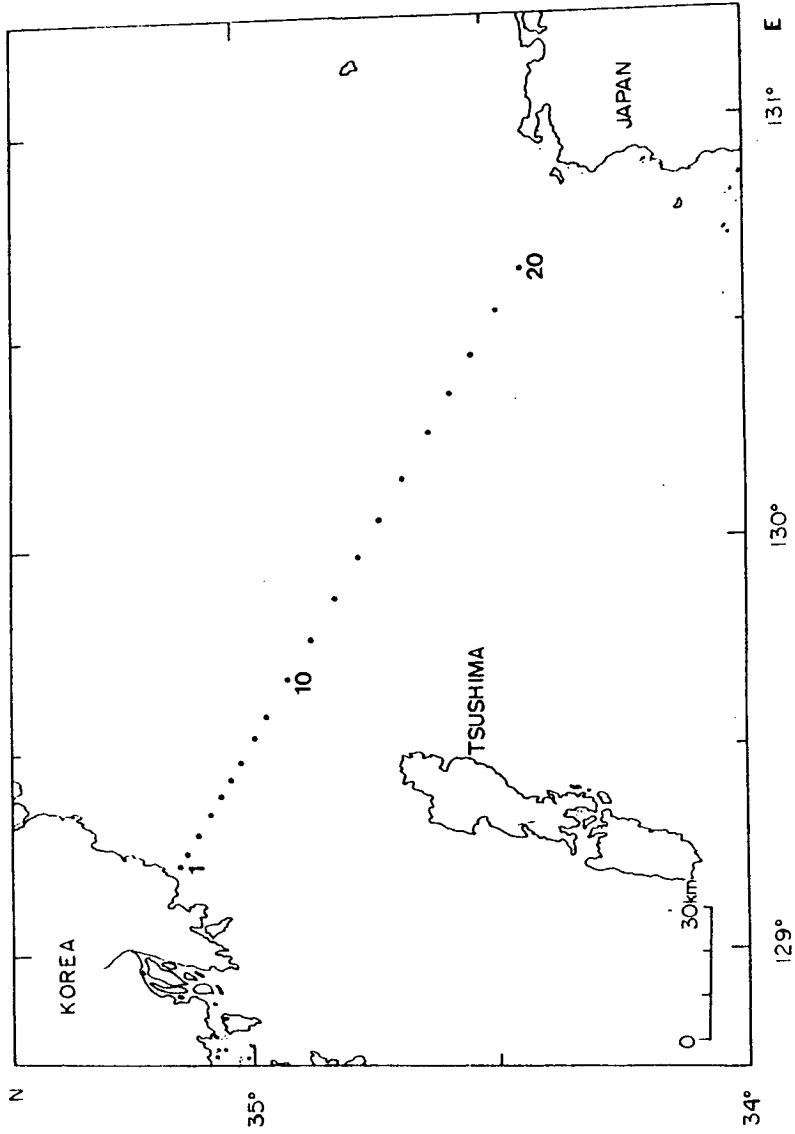


Fig. 18. Pusan-Simonoseki transection for the KORDI surveys between April 1992 and October 1993.

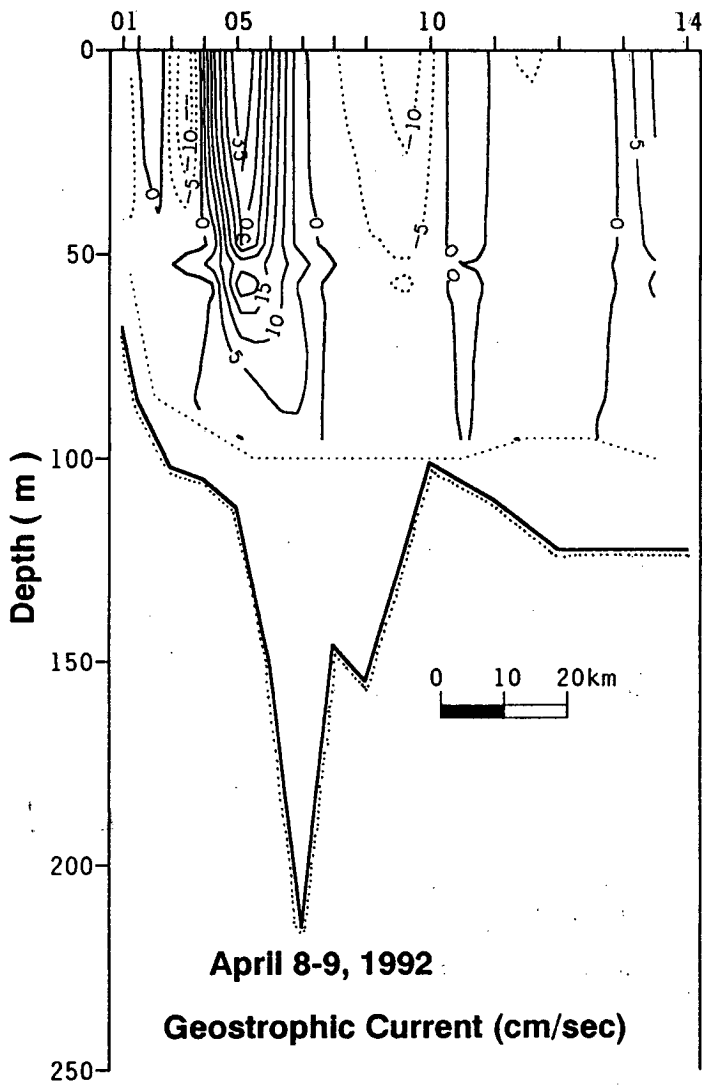


Fig. 19. Vertical distribution of geostrophic currents calculated from the hydrographic measurements on April 8-9, 1992.

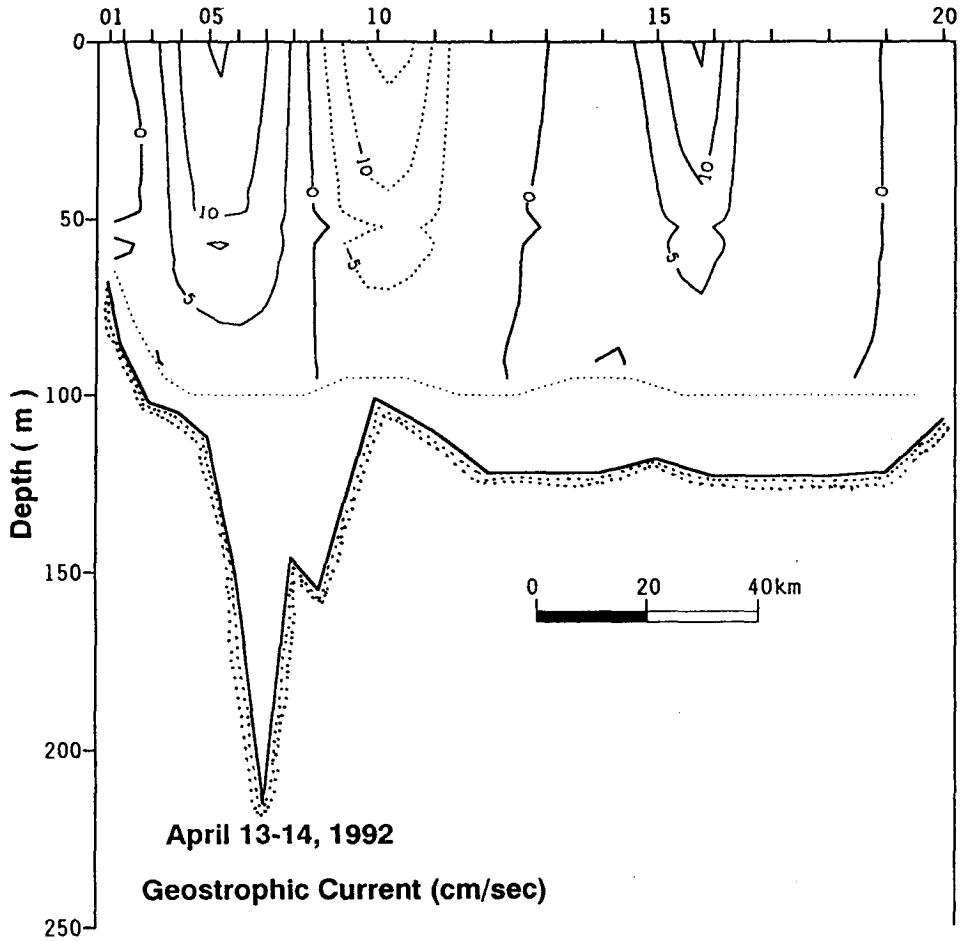


Fig. 20. Vertical distribution of geostrophic currents calculated from the hydrographic measurements on April 13-14, 1992.

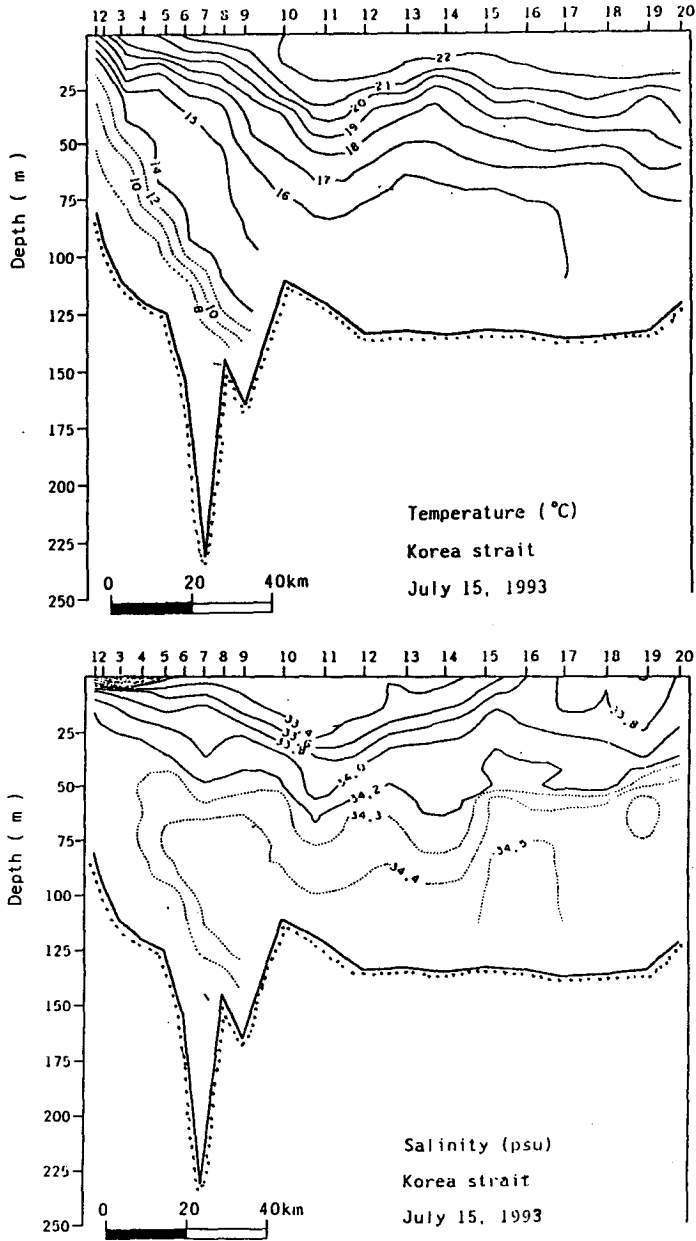


Fig. 21. Vertical distribution of temperature (upper) and salinity (lower) along the Pusan-Simonoseki transection observed on July 15, 1993.

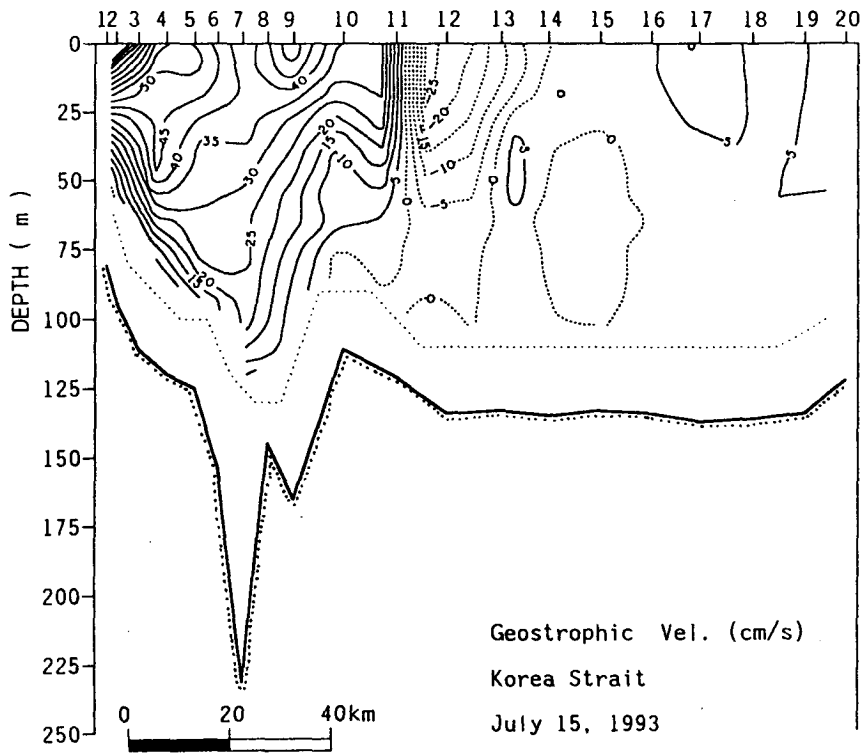


Fig. 22. Vertical distribution of geostrophic currents calculated from the hydrographic measurements on July 15, 1993.



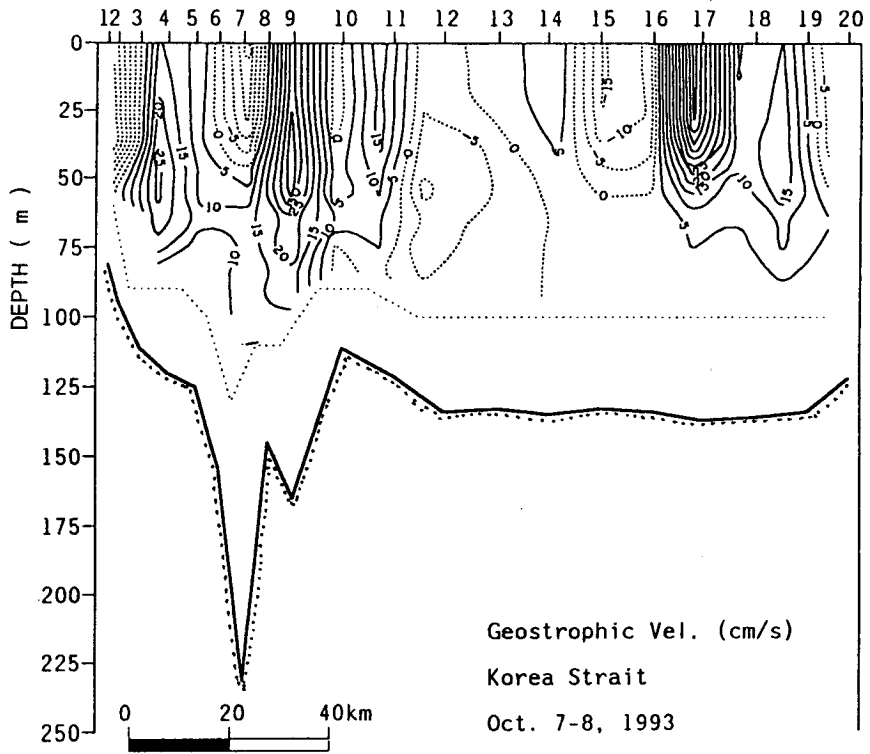


Fig. 24. Vertical distribution of geostrophic currents calculated from the hydrographic measurements on October 7-8, 1993.

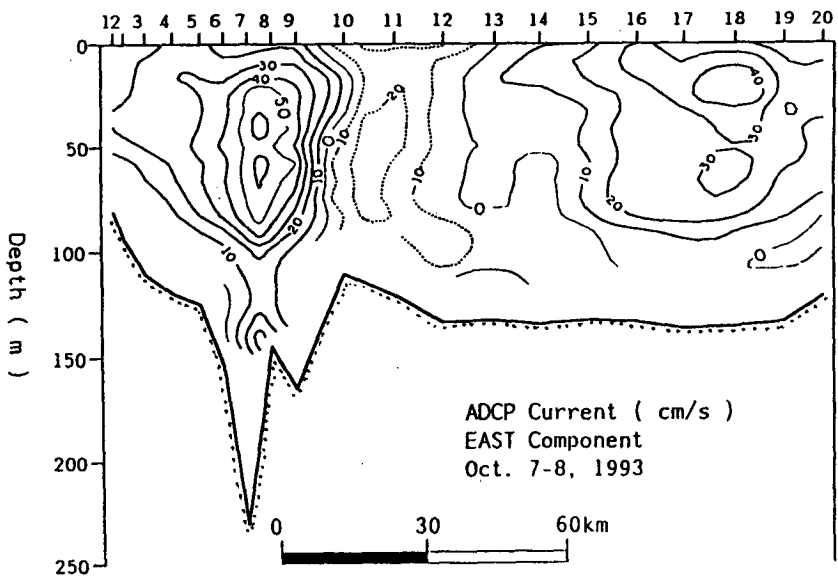
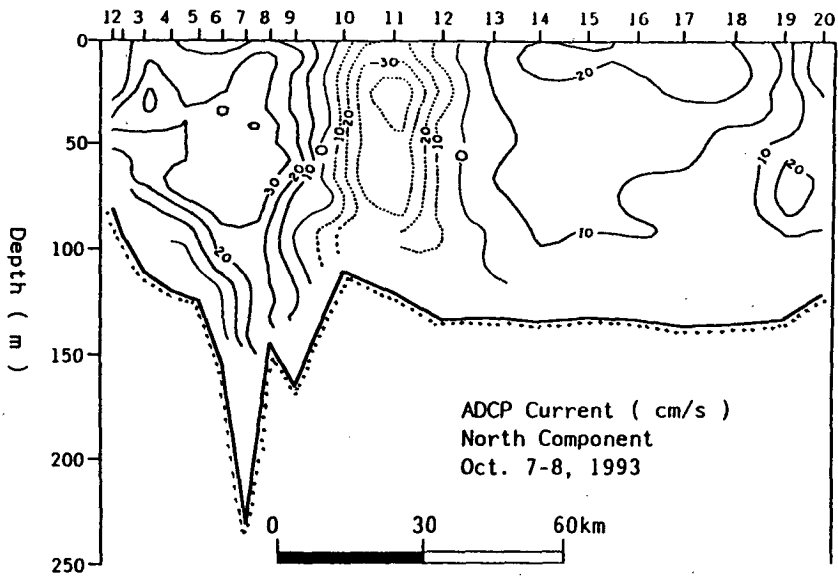


Fig. 25. Vertical distribution of ADCP currents decomposed by north-south (upper) and east-west (lower) components on October 7-8, 1993.



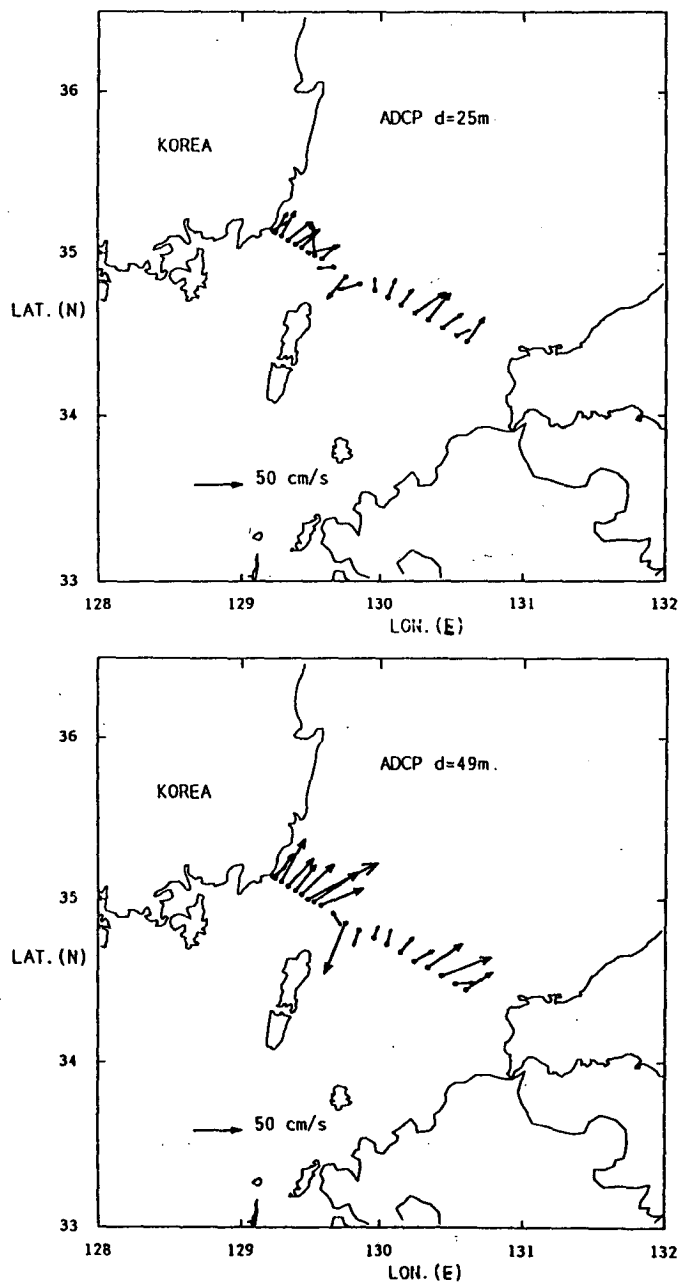


Fig. 26. Horizontal distribution of ADCP currents at the depths of 25m (upper) and of 49m (lower) averaged at each CTD station on October 7-8, 1993.

## 제 4 장 診斷모델 實驗

### 제 1 절 서론

본 연구에서는 대한 해협을 포함하는 동중국해의 순환을 고찰하기 위하여 이전 모델들의 제한점을 극복할 수 있도록 광역의 모델 영역을 설정하는 것을 최우선으로 하였다. 다음에 장시간의 적분을 요하는 예측 모델 실험 (prognostic model experiment)에 앞서 상대적으로 짧은 시간적분에서 해를 구할 수 있는 진단 모델 실험 (robust-diagnostic model experiment) 방법을 택하였다.

관측에 의해 획득된 밀도장으로부터 유속장을 객관적으로 진단하는 방법으로서는 지금까지 지형류 계산법, 추적자 (tracer)의 보존성을 이용하는 Inverse method, 등밀도면상의 잠재와도 (potential vorticity) 평형을 이용하는  $\beta$ -spiral 법 등 여러 가지 방법이 적용되어왔다. 그러나 바람에 의한 순압 성분이 해저 지형의 존재 때문에 경압 성분과 결합되어 나타나는 basin scale의 순환 연구에 있어서는 진단형 순환 모형을 이용하는 방법이 가장 적합하다고 볼 수 있다. 진단 모형의 실험 결과는 추후 각종의 광역 혹은 협역 예측 모형의 초기치로 사용될 수 있으며, 또한 예측 실험 결과를 진단하기 위한 비교 자료로 활용되어 질 수 있다. 참고로 본 실험에서는 추후의 연구를 위하여 전지구 순환 실험까지 의도했음을 부기해 둔다.

### 제 2 절 모델구성과 경계조건

본 연구에서 사용한 모형은 GFDL의 MOM 1.1로서 구면좌표계를 사용하고 있다. 모형의 수평 격자 간격은 위·경도 각각  $1^\circ$  이며, 연직 방향으로 21개 층으로 구성되었다. 각 층의 간격은 표 2와 같다. 모형의 영역은  $80^\circ \text{S}$ - $80^\circ \text{N}$ 이며, 극역에서 생기는 모형의 불안정성을 제거하기 위하여 단순 대칭형의 finite impulse response filter를 적용하였다. 모형의 수심은 ETOPO5 수심자료를 사용하였다.

운동량과 열·염의 혼합방식으로 Laplacian 혼합방식을 택하였다. 이때 수평 와동 점성 계수 (horizontal eddy viscosity)와 수직 와동 점성 계수 (vertical eddy viscosity)는 각각  $10^8 \text{ cm}^2/\text{sec}$ 와  $1.0 \text{ cm}^2/\text{sec}$ , 수평 와동 확산 계수 (horizontal eddy diffusivity)와 수직 와동 확산 계수 (vertical eddy diffusivity)는 각각  $10^7 \text{ cm}^2/\text{sec}$ 와  $0.2 \text{ cm}^2/\text{sec}$ 의 일정한 값을 취하였다. 모형의 적분 시간 간격은 속도장과 수온, 염분의 계산 모두 1800초로 하였다.

해표면 경계 조건으로 Hellerman and Rosenstein (1983)의 월별 바람 응력을 사용하였다. 순환장의 진단을 위하여 모형의 예측치가 전수심층에서 Levitus의 연평균 수온·염분 관측치에 100일의 시간 상수를 가지고 감쇄하도록 하였다. 이 방식에 의해 모형은 현장의 밀도장과 역학적으로 합치되는 유동장을 점진적으로 산출하게 된다. 본 실험에서 속도장은 3년 정도의 시간 적분에서 거의 정상 상태에 가까운 변동폭을 보였지만 그 보다 긴 7년의 기간동안 적분을 수행하였다.

Table 2. Level thickness

Level No.	1-2	3-4	5	6	7-9	10	11-12	13	14	15-20	21
Thickness (m)	20	40	60	70	100	150	200	300	350	500	1000

### 제 3 절 모형 실험 결과

#### 1) 세계 해양 순환

진단형 순환 모형을 이용하여 월평균 바람과 연평균 밀도장에 의해 구동된 전 세계 해양의 수평 수송 함수 분포로서 2월 (Fig. 27)과 8월 (Fig. 28)의 순환을 나

타내었다. 우선 계절 변화가 현저하게 나타나고 있는 해역은 북태평양과 북대서양의 아열대 순환계와 아한대 순환계, 인도양 및 적도역 등이다. 쿠로시오역의 유량은 하계에 40 Sv으로부터 동계에 60 Sv까지 증가하며, 인도양의 아프리카 동안에는 몬순의 영향으로 인해 하계에 40 Sv에 달하는 시계 방향의 순환이, 동계에 20 Sv 정도의 반시계 방향 순환이 나타난다. 걸프스트림의 계절에 따른 유량 변동은 쿠로시오 해역만큼 현저하지 못하다. 일본의 시코쿠 외해를 횡단하는 축선상에서 해류계 계류를 통한 직접 해류 관측과 인공 위성의 Altimetry 자료를 종합하여 구한 최근의 연구 결과에 의하면 쿠로시오의 연 평균 유량은 약 60 Sv 정도로서 해에 따른 유량의 변동은 최대 90 Sv에 달하는 것으로 나타났다 (Imawaki et al., 1996). 쿠로시오나 걸프스트림의 이와 같은 유량 변동은 바람에 의한 Sverdrup 수송량만으로는 설명되지 못한다. 해저 압력 토크 혹은 재순환에 디 등에 의한 유량 증가의 가능성이 있으나 이에 대하여는 지속적인 연구가 이루어져야 할 것이다. 수송 함수 분포에서 알 수 있는 바와 같이 각 대양의 서안 경계류와 남극 순환류가 사실적으로 모사되고 있다. 기존의 거의 모든 해양 대순환 예측 모형들에서 서안 경계류의 이안 위치가 실제보다 고위도로 치우치는 결함(overshooting of separation position)이 나타나고 있는데 반해, 진단형 모형은 관측 자료에 합치되는 유동장을 재현하고 있기 때문에 현실적인 이안 위치를 재현하고 있다. 서안 경계류 이안 위치의 고위도 치우침 현상은 서안 경계류와 함께 대량의 열과 염을 아한대 순환계까지 수송하는 결과를 초래하기 때문에 해양에서 열, 염의 수송 과정을 정도 높게 재현하는데 큰 장애 요인이 되고 있다.

## 2) 북서태평양 연변해의 순환

Fig. 29는 북서 태평양 동아시아 연변해에서 월평균 바람 응력에 의해 구동된 순환을 격월별로 나타낸다. 아시아 연변해로 유입되는 수송량은 쿠로시오에 비하면 수십분의 일 정도로 적고 계절 변동폭도 대단히 작다. 일본 큐슈 남안의 쿠로시오역은 1~2월에 40 Sv 이상이 되며, 하계로 가면서 점차 감소한다. 일본 남부의 경도 140-150도 근방 해역에도 역시 유선 함수 최대인 곳이 나타나는데, 이 두 해역 모두 대체로 동계에 증가하고 하계에 감소하는 계절 특성을 보인다.

한편 황해 내부의 유선 함수 분포도 미약하나마 계절 변화의 특성을 보인다. 즉, 순환이 비교적 강한 10월~2월 기간에는 전체적으로 시계 방향의 순환을 보이며, 12월에 0.5 Sv 정도로 최대가 되고 하계에는 최소가 된다. 그에 따라 동중국해에서 황해 내부로 유입되는 유선의 형태도 10월 경부터 비교적 명료해진다. 대한 해협을 통해 동해로 유입되는 양은 12월에 0.8 Sv 정도로 최소가 되며, 4월에서 10월까지의 그보다 약간 증가된 1.2 Sv 정도로 일정한 값이다.

본 순환 모델의 실험 결과는 황해와 대한 해협의 유량 변동에서 서로 다른 위상을 보이고 있다. 즉 황해는 일본 큐슈 남부의 쿠로시오역과 같은 경향인 동계 최대, 하계 최소가 되는 형태를 보이며, 대한 해협은 동계 최소, 춘하계에 최대가 되는 경향을 보인다.

황해의 평균 수심이 약 50 m, 동해의 평균 수심이 약 1700 m 인 점을 고려하면 이와 같은 수송량 변동의 위상 변화에는 동아시아 몬순과 아열대-아한대 순환계의 계절변동에 대한 두 연변해의 반응 특성이 각기 다른 때문인 것으로 생각된다. 황해는 동해에 비해 수심이 매우 얇기 때문에 바람 응력이 해수 순환에 기여하는 정도가 상대적으로 크게 나타나게 되는데, 동계에는 강한 북서 계절풍으로 인해 연안역의 해수는 바람 방향으로 수송되고 수심이 비교적 깊은 황해 중부역은 역풍류가 형성되어 오히려 남동부의 쿠로시오 기원의 난수가 황해 북부로 유입되는 것을 도와주는 역할을 하게 된다. 반면에 동해는 유입구와 유출구가 분리되어 있기 때문에 유입량을 결정짓는 요인은 유입-유출구의 압력 분포에 보다 더 영향 받으며, 바람 응력은 동해내의 순환을 공간적으로 재배치하는 역할을 할 것으로 추정된다.

본 실험은 격자 간격이 위·경도 1도인 순환 모형을 기초로 하여 수행되었다. 따라서 순환의 공간적인 구조를 논함에 있어서 중위도에서 100~200 km 이하의 규모를 가지는 변동을 고찰하기에는 무리이다. 또한 순환의 진단을 위한 현장 밀도도 계절값이 아니라, 연평균 기후치를 사용하고 있다. 따라서 대마 난류의 형성 기구와 변동 양상을 면밀히 고찰하기 위해서는 더 작은 격자 간격과 월평균 수온 염분의 입력, 국지적 대표성이 양호한 바람 자료의 적용, 해수면 변위의 계산 등의 면에서 모형의 개선이 이루어질 필요가 있다.

# Stream Function (February)

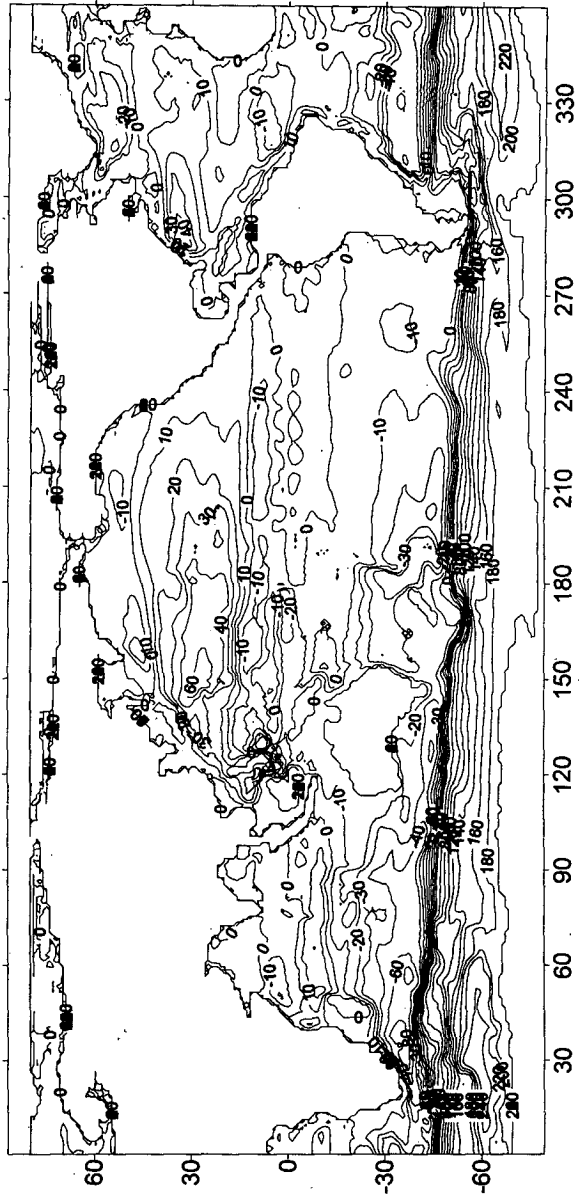


Fig. 27. Volume transport stream function in February for monthly wind forcing.

# Stream Function (August)

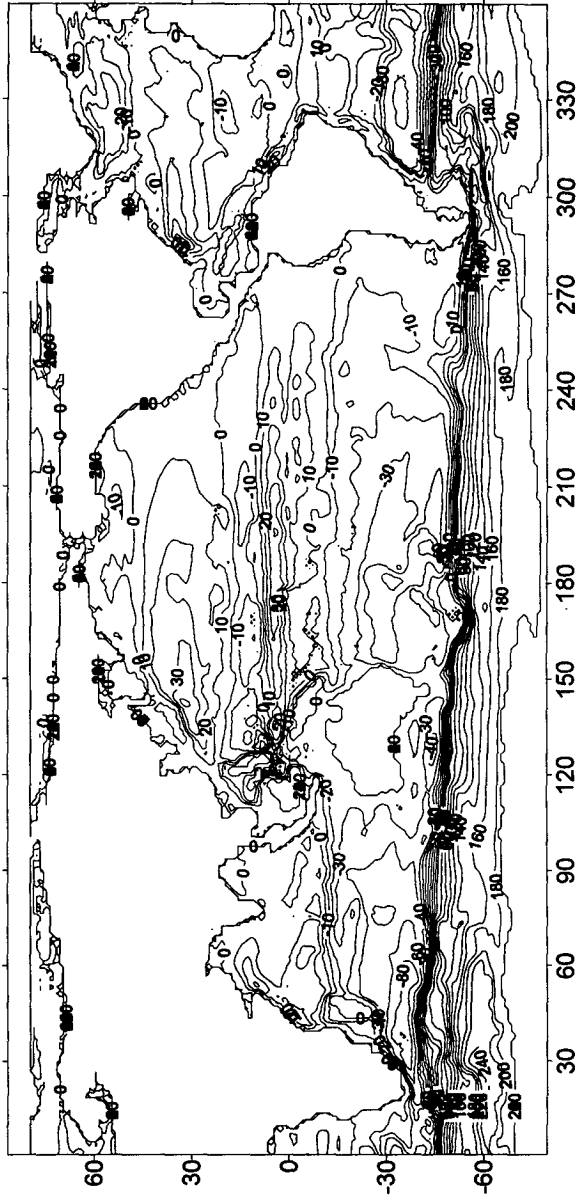


Fig. 28. Volume transport stream function in August for monthly wind forcing.

# Stream Function (February)

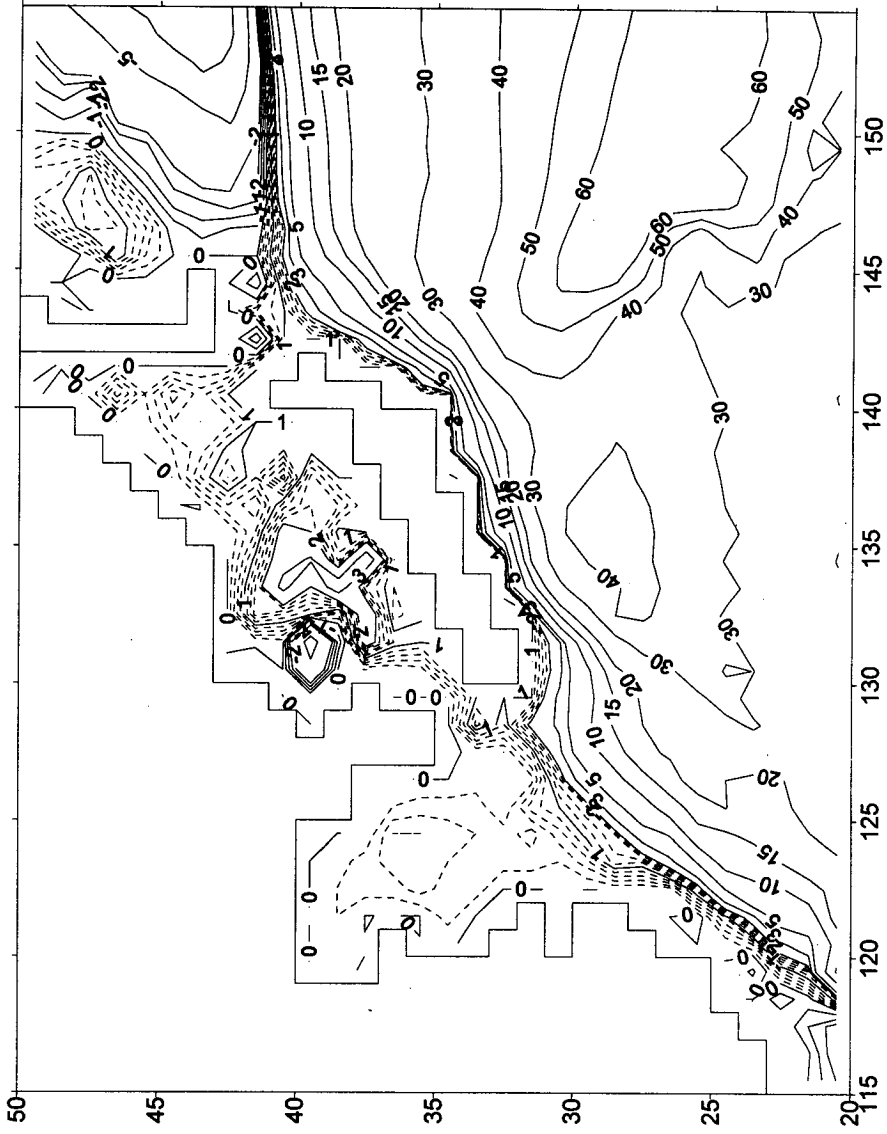


Fig. 29. Volume transport stream function in (a) February, (b) April, (c) June, (d) August, (e) October and (f) December.



# Stream Function (April)

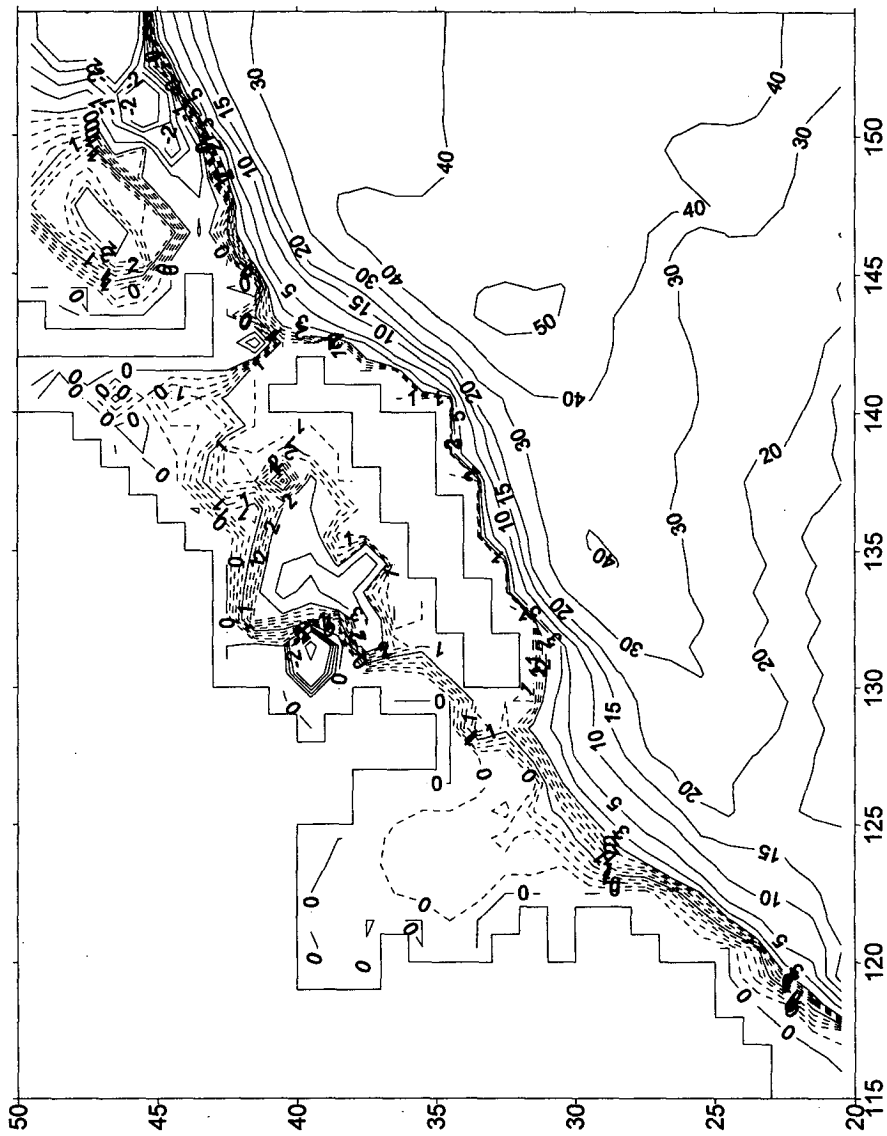


Fig. 29. (continued)

# Stream Function (June)

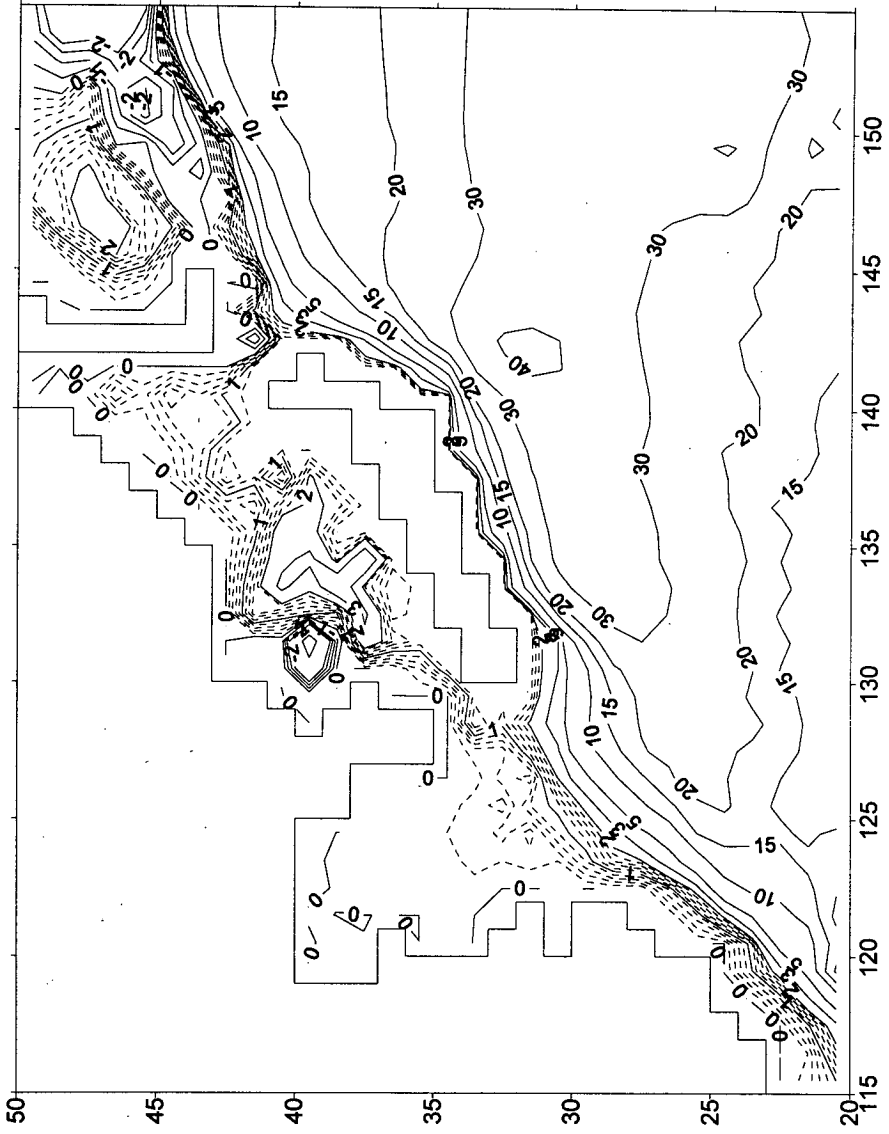


Fig. 29. (continued)

# Stream Function (August)

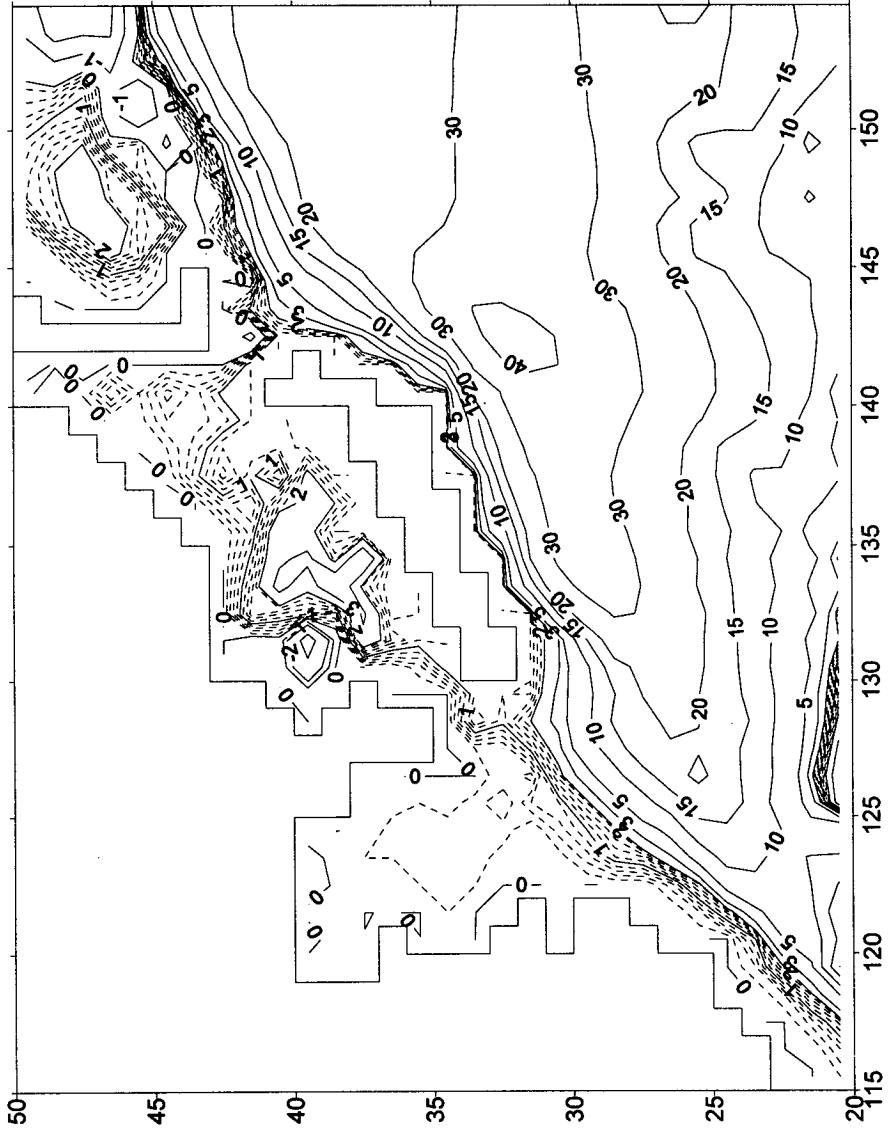


Fig. 29. (continued)

# Stream Function (October)

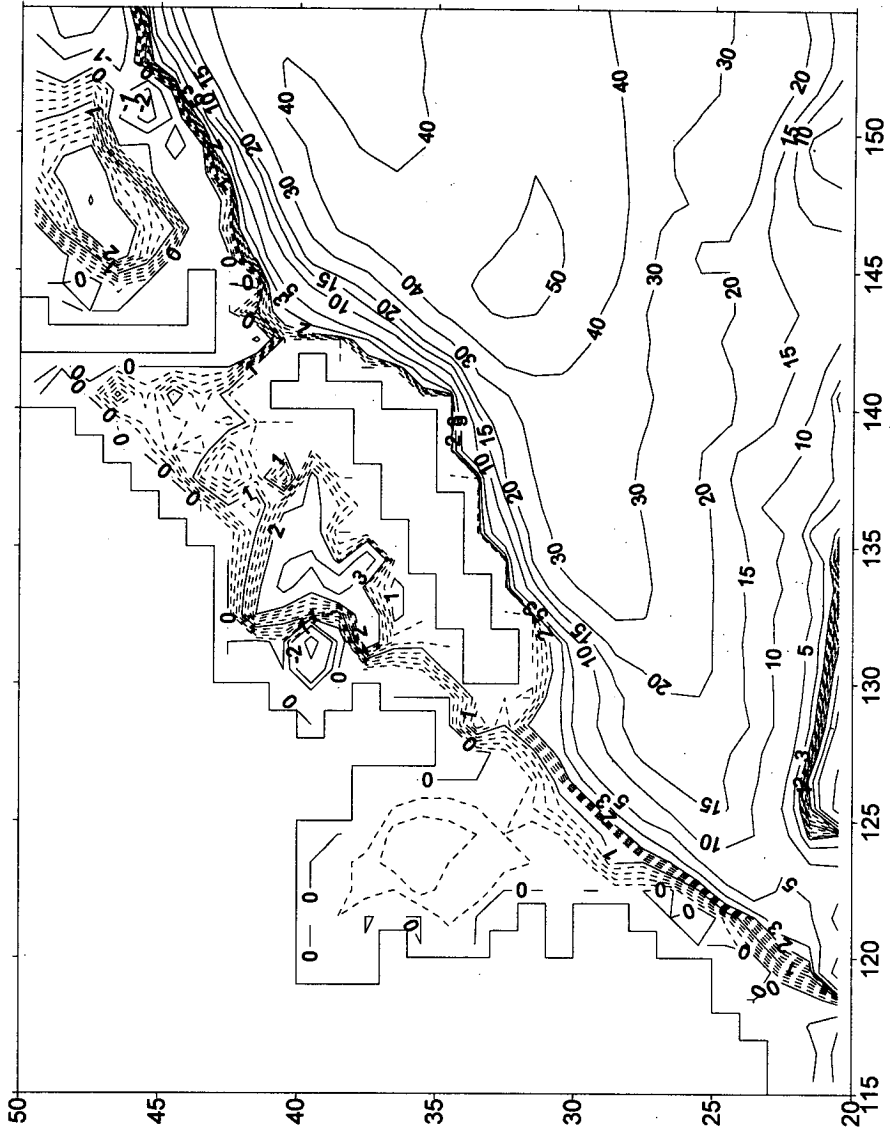


Fig. 29. (continued)

# Stream Function (December)

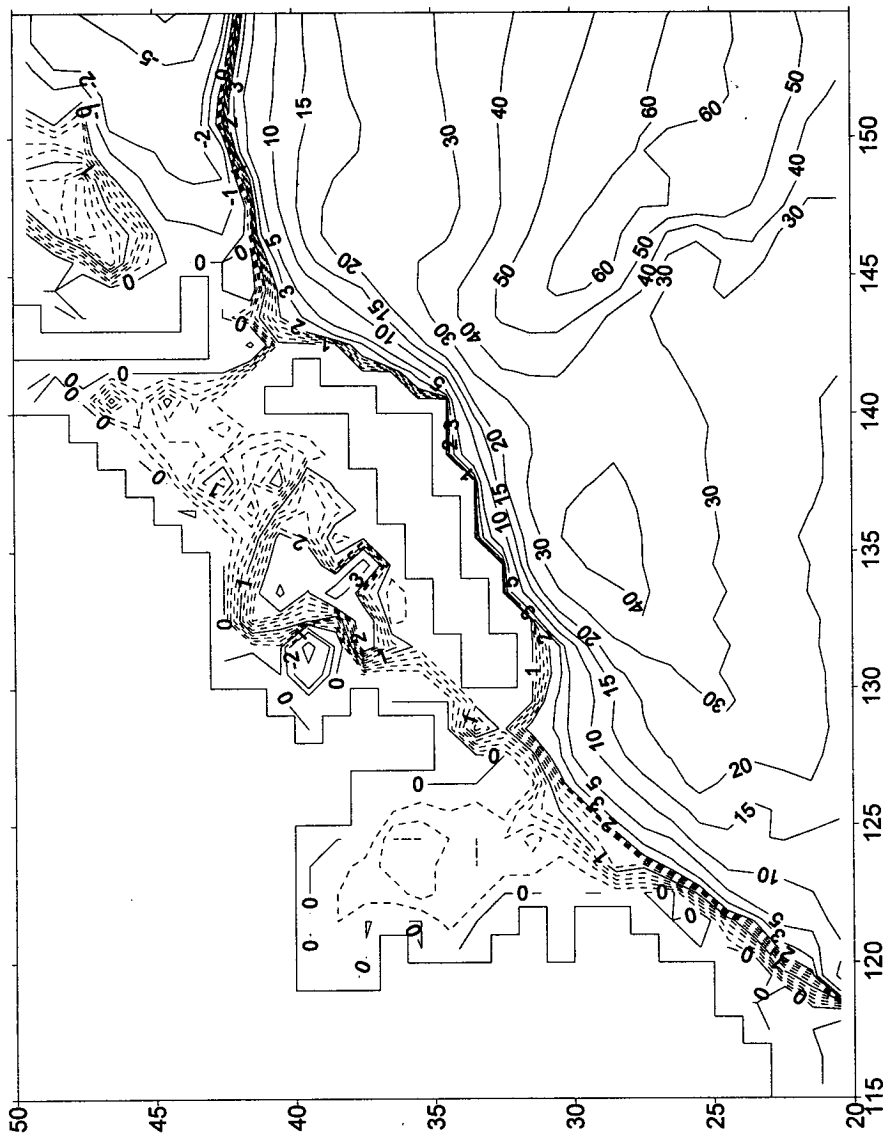


Fig. 29. (continued)

## 제 5 장 結論 및 討議

대한 해협은 동해의 해수 순환을 이해하는데 가장 먼저 알아야 할 유입 경계로서 중요하다. 대한 해협을 통해서 동해로 유입되는 흐름은 대마 난류와 표층 연안수가 있는데, 대마난류는 쿠로시오의 분지로서 고온 고염의 해수 특성을 지니며, 한국 및 중국 연안수는 저염의 특성을 가지고 표층에서 여름철에 특히 두드러지게 나타난다. 또한, 여름철에는 대한 해협 서수도의 북쪽 경계역에 해당하는 한국 동해안 부근에서 저층에 저온수가 매년 나타나지는 않지만 빈번하게 출현하여 가장 큰 편차를 나타내고 있다.

수온, 염분 관측으로부터 역학적 방법에 의하여 간접적으로 계산된 지형류로서 대한 해협을 통과하는 해수 수송량을 추정하는 방법이 전통적으로 실시되어 왔으나, 이것은 밀도 차이에 의한 경압 성분만을 계산하므로 순압 성분만큼 실측치보다 작게 추정하게 된다. 따라서, 해류의 세기와 수송량 변동성의 정확한 추정을 위하여 장기간 계류에 의한 직접 관측이 필수적이며, 이 해역은 조류가 강한 해역이기 때문에 관측된 자료로부터 조류 성분을 완전하게 빼는 것이 중요하다. 직접 관측된 해조류 자료로부터 조류 성분을 제거하기 위한 방법은 몇 가지가 있으나 그 중에서도 흔히 조류 모델 결과를 이용하기도 하며, ADCP 관측시에 일정한 선속을 유지하고 종단 관측을 반복한 후 자료 처리시에 평균함으로써 주요 조류 성분 (반일주조 및 일주조 성분)을 제거하는 방식을 사용하기도 한다.

대한 해협에서 해면 변화와 해류 및 수송량이 변동하는 원인을 밝히기 위하여 동해를 포함하는 북서 태평양의 해수 순환을 이해하는 것이 도움이 된다는 것은 지극히 당연하다. 그것은 동해가 북태평양 아열대 순환의 서안 경계류인 쿠로시오의 지류가 통과하는 연해 (marginal sea)이며, 바로 그 지류인 대마난류의 유입 통로가 대한 해협이기 때문이다. 이러한 시각을 바탕으로 하여 진단 모델을 이용해서 북서 태평양 해수 순환의 연변동을 격월별 유선 함수로서 나타낸 앞 장의 결과는 비록 ENSO 주기와 관련된 연구까지 접근하지는 못했지만, 대한 해협에서 해수 수송량의 연변동성 원인 규명을 위하여 거시적 시각에서 접근한 시도이며, 앞으로 장기적으로 직접 관측된 해류 자료를 입력함으로서 보다 향상된 역학적 규명을 이루기 위한 첫걸음이다.

## 참고 문헌

- 국립수산진흥원. 1979. 한국 해양 편람(제3판).
- 남수용. 1997. 동중국해에서 대마 난류 형성에 대한 수치 실험 연구. 인하대학교 박사 학위 논문, 158pp.
- 남수용, 석문식, 방인권, 박필성. 1994. 대마 난류 형성에 미치는 계절별 바람의 영향. 한국 해안·해양 공학회지, 6, 364-374.
- 남수용, 송영호. 1992. 동해 해수 유입에 대한 수치 모델: 대마 난류 형성 및 수송량. 한국 수산학회지, 25, 58-64.
- 노영재, 박문진, 이상룡, 이재철. 1995. 대한해협 횡단면 상의 수온-염분과 해류의 구조 및 변동. 한국해양학회지, 30(4), 237-249.
- 방인권 등. 1992. 한국 해역 종합 해양 자원도 작성 연구 (대한 해협: 물리분야)-1차년도. 한국 해양 연구소 보고서. BSPG 00159-463-3.
- 방인권 등. 1993. 한국 해역 종합 해양 자원도 작성 연구 (대한 해협: 물리분야)-2차년도. 한국 해양 연구소 보고서. BSPN 00185-601-3.
- 방인권 등. 1994. 한국 해역 종합 해양 자원도 작성 연구 (대한 해협: 물리분야)-3차년도. 한국해양연구소 보고서. BSPN 00227-733-3.
- 방익찬, 오임상. 1995. 해수면 변화와 해저 지형에 의한 난류수의 순환과 그 기원. 한국 수산학회지, 28, 677-697.
- 변상경 등. 1988. 한국 해협에서의 해류 구조 연구 - 1차년도. 한국 해양 연구소 보고서. BSPG00063-201-1, 47pp.
- 변상경 등. 1989. 한국 해협에서의 해류 구조 연구 - 2차년도. 한국 해양 연구소 보고서. BSPG00090-253-1, 47pp.
- 변상경 등. 1990. 한국 해협에서의 해류 구조 연구 - 3차년도. 한국 해양 연구소 보고서. BSPG00115-320-1, 34pp.
- 이흥재 등. 1994. 동중국해의 이용과 개발을 위한 동중국해 해황과 대마 난류수의 기원 (예비조사). 한국 해양 연구소 연구 보고서, BSPN00246-711-1, 226pp.
- 이흥재 등. 1995. 쿠로시오 해역과 동중국해의 해양 순환(1차년도) -동중국해 동부 해역 중심-. 한국 해양 연구소 연구 보고서, BSPN00257-812-1, 462pp.
- 이흥재 등. 1996. 큐슈 서방에서 쿠로시오의 분기에 대하여 - 위성 추적 부이 자료분석-. 한국 해양 연구소 보고서, BSPE00516-906-1, 45pp.

- 한상복. 1991. 대마 난류의 평균 용적 수송량 추정. 수산 진흥원 연구보고, 45, 23-29.
- Imawaki, J. 1996. 흑조 및 흑조 반류의 유량·열류량의 측정에 관한 종합적 연구. 과학 연구 보조금 연구 성과 보고서, 205pp.
- Blaha, J., and R. Reed. 1982. Fluctuations of sea level in the western North Pacific and Inferred flow of the Kuroshio. *J. Phys. Oceanogr.*, 12, 669-678.
- Beardsley, R.C., R. Limeburner, H. Yu, and G.A. Cannon. 1985. Discharge of the Changjiang (Yangtze River) into the East China Sea. *Continental Shelf Res.*, 4, 57-76.
- Chang, K.-I. 1993. The shelfward penetration of western boundary currents. Ph.D. Thesis, Southampton University, 274pp.
- Cox, M.D. 1984. A primitive equation three-dimensional model of the ocean. Tech. Rep. 1, Geophy. Fluid. Dyn., NOAA, Princeton Univ., Princeton, N.J., 250pp.
- Egawa, T., Y. Nagata and S. Sato. 1993. Seasonal variation of the current in the Tsushima Strait deduced from ADCP data of ship of opportunity. *J. Oceanogr.*, 49, 39-50.
- Greatbatch, R.J., and A. Goulding. 1990. On the seasonal variation of the transport through the Tokara Strait. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 46, 9-20.
- Guan, B. 1983. Analysis of the variations of volume transport of the Kuroshio in the East China Sea. *Chinese J. Oceanol. Limnol.*, 1(2), 156-165.
- Hellerman, S. and M. Rosenstein. 1983. Normal monthly wind stress over the whole ocean with error estimates. *J. Phy. Oceanogr.*, 13, 1093-1104.
- Hsueh, Y., H.-J. Lie and H. Ichikawa. 1996. On the branching of the Kuroshio west of Kyushu. *J. Geophy. Res.*, 101, 3851-3857.
- Ichikawa, H. and R.C. Beardsley. 1993. Temporal and spatial variability of volume transport of the Kuroshio in the East China Sea. *Deep Sea Res.*, 40(3), 583-605.
- Isobe, A. 1994. On the Tsushima Warm Current in the Tsushima Strait. *Kaiyo Monthly*, 802-809.



- Isobe, A., S. Tawara, A. Kaneko and M. Kawano. 1994. Seasonal variability in the Tsushima Warm Current, Tsushima - Korea Strait. *Conti. Shelf Res.*, 14, 23-35.
- Kaneko, A. 1990. Observation methods of ocean currents by Doppler sonars (in Japanese). *Hydrol. Eng. series*, 90-B-6, 1-22.
- Kaneko, A., W. Koterayama, H. Honji, S. Mizuno, K. Kawadate, and R.L. Gordon. 1990. Cross-stream survey of the upper 400m of the Kuroshio by an ADCP on a towed fish. *Deep Sea Res.*, 37(5), 875-889.
- Kawai, H. 1973. Hydrography of the Kuroshio Extension. In *Kuroshio*. H. Stommel and K. Yoshida (eds.), University of Washington Press, 235-352.
- Kawano, M. 1993. Monthly changes of velocity and volume transport of the Tsushima Warm Current in the Tsushima Strait. *Bull. Japan. Soc. Fish. Oceanogr.*, 57, 219-230.
- 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, 150pp.
- Levitus, S. 1994. Climatological atlas of the world ocean. NOAA Prof. Paper., U.S. Gov. Printing Office, Washington, D.C.
- 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 eastern East China Sea. *J. Korean Soc. Oceanogr.*, 32, 1-7.
- Miita, T. and Y. Ogawa. 1984. Tsushima Currents measured with current meters and drifters. In: *Ocean Hydrodynamics of the Japan and East China Seas*, edited by T. Ichiye, Elsevier, Amsterdam, 67-76.
- Minato, S. and R. Kimura. 1980. Volume transport of the western boundary current penetrating into a marginal sea. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 36, 185-195.
- Mizuno, S., A. Kaneko, T. Nagahama, and K. Kawadate. 1991. A long-term measurements of the Kuroshio currents in the East China Sea. abstract only. at 6th PAMS/JECSS workshop.

- Nam, S.Y., M.-S. Suk, I. Bang, K.-I. Chang and Y.-H. Seung. 1996. Separation of the Tsushima Current from the Kuroshio: A numerical study with an idealized geometry. *La mer*, 34, 152-162.
- Nishizawa, J., E. Kamihira, K. Komura, R. Kumabe, and M. Miyazaki. 1982. Estimation of the Kuroshio mass transport flowing out of the East China Sea to the North Pacific. *La Mer*, 20, 55-59.
- Nitani, H. 1972. Beginning of the Kuroshio. In: *Kuroshio*, edited by H. Stommel and K. Yoshida, University of Washington Press, 129-163.
- Nof, D. 1993. The penetration of Kuroshio water into the Sea of Japan. *J. Phy. Oceanogr.*, 23, 797-807.
- Ohshima K. 1994. The flow system in the Japan Sea caused by a sea level difference through shallow straits. 99, 9925-9940.
- 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.
- Qui, B. 1992. Recirculation and seasonal change of the Kuroshio from altimetry observations. *J. Geophys. Res.*, 97(C11), 17801-17811.
- Qui, B., K.A. Kelly, and T.M. Joyce. 1991. Mean flow and variability in the Kuroshio Extension from Geosat altimetry data. *J. Geophys. Res.*, 96(C10), 18491-18507.
- Qui, B., T. Toda, and N. Imasato. 1990. On Kuroshio front fluctuations in the East China Sea using satellite and in situ observation data. *J. Geophys. Res.*, 95(C10), 18191-18204.
- Seung, Y.H. and S.Y. Nam. 1992. A numerical study on the barotropic transport of the Tsushima Current. *La mer*, 30, 139-147.
- Sugimoto, T., S. Kimura, and K. Miyaji. 1988. Meander of the Kuroshio front current variability in the East China Sea. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 44, 125-135.

- Sverdrup, H.U., M.W. Johnson, and R.H. Flemming. 1942. *The Oceans: their physics, chemistry, and general biology*, Englewood Cliffs, N.Y.: Prentice-Hall, 1060pp.
- Wajsowicz, R.C. 1993. The circulation of the depth-averaged flow around an island with application to the Indonesian throughflow. *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 1470-1484.
- Wajsowicz, R.C. 1994. A relationship between interannual variations in the South Pacific wind stress curl, the Indonesian Throughflow, and the west Pacific warm water pool. *J. Phys. Oceanogr.*, 24, 2180-2187.
- Wajsowicz, R.C. 1995. The response of the Indo-Pacific throughflow to interannual variations in the Pacific wind stress Part I: idealized geometry and variations. *J.Phys.Oceanogr.*, 25, 1805-1826.
- Yi, S.U. 1996. Seasonal and secular variations of the water volume transport across the Korea Strait. *J. Oceanol. Soc. Korea*, 1, 7-13.

# 부 록

## A.1. 바람응력과 해수수송량의 관계 (Godfrey's Island Rule)

Godfrey (1989)는 서안 경계층 (western boundary layer)을 포함하는 Sverdrup 모델로써 대양 한 가운데 있는 섬 주변의 수송량을 계산하는 Island Rule를 제시하였다.

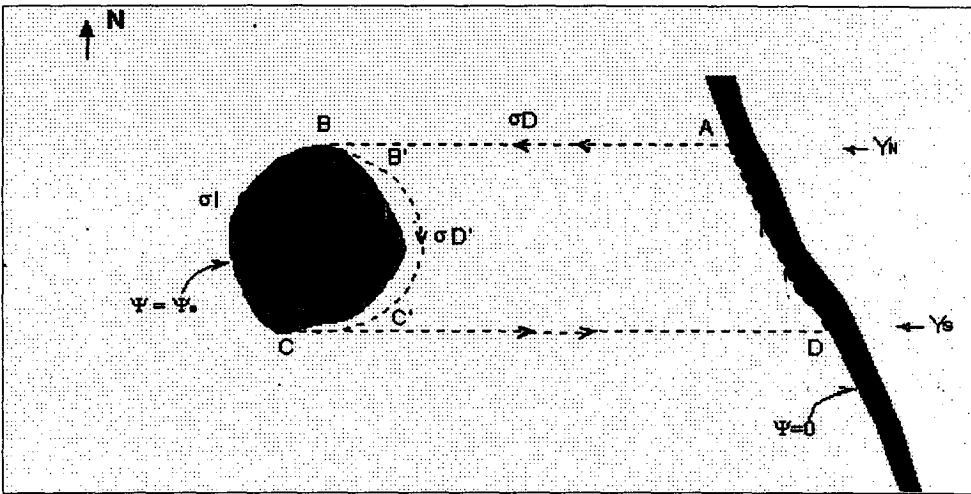


Fig. A.1. The geometry and paths used to drive the island rule. The path  $\partial D$  ( $\rightarrow$ ) is from point A westward to B, then southward along the east coast of the island to C, then eastward to D, and northward along the basin's east coast to A. The path  $\partial D'$  ( $\rightarrow$ ) is the same as  $\partial D$  with the leg BC replaced by  $B'C'$  lying on the interior edge of the western boundary layer. The path  $\partial I$  ( $\rightarrow$ ) is anticlockwise around the island boundary (from Wajsowicz, 1993).

Fig. 1과 같이 섬 주변의 마찰 효과가 동쪽 해안을 제외하고 서해안에서는 무시될 수 있도록 섬이 육지의 西岸 경계에서 충분히 멀리 떨어져 있다고 가정하고, 육지의 東岸과 섬의 남북단 및 섬의 동쪽 해안을 연결하는 순환을 가정하여 시간 미분항을 무시하고 스톡스 정리 (Stokes' theorem)를 적용하면 다음과 같이 표현될 수 있다.

$$-(f_N - f_S) \psi_0 = \oint_{\partial D} \frac{\mathbf{r} \cdot d\mathbf{l}}{\rho_0} + \oint_{\partial D} \mathbf{F} \cdot d\mathbf{l} \quad (\text{A.1})$$

여기서  $f_N, f_S$  는 섬의 북단과 남단 위도에서의 코리올리 값을 나타내며,  $d\mathbf{l}$  은  $\partial D$  에 접하는 미분 길이素 (infinitesimal line element)를 의미한다.

순압 와도 방정식 (barotropic vorticity equation)으로부터 시간 미분항을 무시하면, 다음과 같은 관계를 얻는다.

$$\oint_{\partial I} \frac{\mathbf{r} \cdot d\mathbf{l}}{\rho_0} = - \oint_{\partial I} \mathbf{F} \cdot d\mathbf{l} \quad (\text{A.2})$$

따라서, 만약 마찰 효과가 서안 경계층, 특히 섬의 남단과 북단을 잇는 BC의 동쪽 해안( $\partial D$ )과 서쪽 해안( $\partial I$ )에서만 중요하다면 마찰 항이 제거되어 다음과 같이 표현된다.

$$\psi_0(t) = \frac{-1}{(f_N - f_S)} \oint_{\partial D + \partial I} \frac{\mathbf{r}(x, y, t) \cdot d\mathbf{l}}{\rho_0} \quad (\text{A.3})$$

또한, 서안 경계층이 전체 영역에 비해서 충분히 좁아서  $\partial D$  주위의 바람 응력을 적분한 것이  $\partial D$  주위에 대해서 적분한 것으로 간주될 수 있다면, 위 식은 다음과 같이 표현될 수 있다.

$$\psi_0(t) = \overline{\psi_D(t)} - \frac{1}{(f_N - f_S)} \oint_{\partial D + \partial I} \frac{\mathbf{r}(x, y, t) \cdot d\mathbf{l}}{\rho_0} \quad (\text{A.4})$$

여기서 우변의 첫째항  $\overline{\psi_D(t)}$  은 섬과 동쪽 경계 사이에서 북쪽으로 향하는 Sverdrup 수송량 (net transport)의 섬 남북단 위도 평균값이며 아래와 같이 나타낼 수 있다.

$$\overline{\psi_D(t)} = \frac{-1}{(f_N - f_S)} \oint_{\partial D} \frac{\mathbf{r} \cdot d\mathbf{l}}{\rho_0} \quad (\text{A.5})$$

## A.2. 인도네시아 통과류 (Indonesian Throughflow)의 경우

이 절에서는 R.C.Wajsowicz (J.Phys.Oceanogr., 1993, 1994, 1995)의 논문에서 Godfrey의 Island Rule을 적용하여 태평양에서 바람 응력의 수년 주기 변화와 인도네시아 통과류의 관계를 이론적으로 기술한 내용을 재고하였다.

성층화된 대양에서 바람의 영향을 받는 경우, 수직적으로 평균한 선형 수평운동 방정식 (depth-averaged, linear, horizontal momentum equations)은 다음과 같이 표현된다.

$$-\frac{1}{H} \nabla_h \times (\psi_t \mathbf{k}) - \frac{f}{H} \nabla_h \psi = -\nabla_h P + P^* \nabla_h H + \frac{\tau}{\rho_o H} + \frac{\mathbf{F}}{H} \quad (\text{A.6})$$

여기서

$$P = \frac{1}{\rho_o H} \int_{-H}^0 p dz \quad (\text{A.6.a})$$

$$P^* = \frac{1}{H} \left( \frac{p_b}{\rho_o} - P \right) \quad (\text{A.6.b})$$

이며,  $\nabla_h$  는 수평구배 연산자 (operator)이며,  $\mathbf{F}$  는 수직 적분한 마찰 응력을 나타낸다. 식 (A.6)에 다시 와도 (curl)를 적용한 순압 와도 방정식은 다음과 같다.

$$\nabla_h \cdot \left( \frac{1}{H} \nabla_h \psi_t \right) - J \left[ \frac{f}{H}, \psi \right] = \mathcal{L}[P^*, H] + \text{curl} \frac{\tau}{\rho_o H} + \text{curl} \frac{\mathbf{F}}{H} \quad (\text{A.7})$$

여기서  $J[a, b]$  는 Jacobian 즉,  $J[a, b] = a_x b_y - a_y b_x$  를 나타낸다. 폐쇄 곡면 또는 분지에 대해서, 식 (A.7)은 유선함수  $\psi$  에 대한 방정식이 되도록 마찰항  $\mathbf{F}$ 를 선택할 수 있으며, 경계면에서  $\psi = 0$  이 되게 잡는다 (Fig. A.2).

만약 영역 내에 섬이 존재하면 섬 경계면에서  $\psi = \psi_o(t)$  이 되도록 조건이 바뀌며  $\psi_o(t)$  를 유일하게 결정짓는 식은 (A.6)을  $P$ 값이 섬 주위에서 유일하다는 가정 하에 해안선  $\partial I$  를 따라서 적분함으로써 얻어진다. 즉,

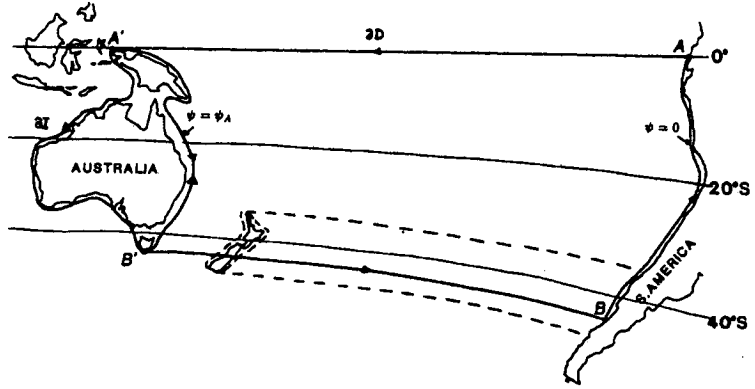


Fig. A.2. The geometry used in deriving Godfrey's Island Rule. The path  $\partial D$ :  $AA'B'BA$  follows the arrows ( $\rightarrow$ ). The path  $\partial I$  is around Australia-PNG following the arrows ( $\Rightarrow$ ). The path  $\partial$  is  $\partial D$  plus  $\partial I$ , that is,  $AA'B'BA$ , but along the west coast of Australia-PNG.

$$-\oint_{\partial I} \frac{1}{H} \nabla_h \times (\psi_t \mathbf{k}) \cdot d\mathbf{l} = \oint_{\partial I} P^* \nabla_h H \cdot d\mathbf{l} + \oint_{\partial I} \frac{1}{H} \left( \frac{\tau}{\rho_o} + \mathbf{F} \right) \cdot d\mathbf{l} \quad (\text{A.8})$$

여기서  $d\mathbf{l}$  은 해안선 에 접하는 무한소 변위 벡터 (infinitesimal displacement vector)를 나타낸다.

인도네시아 해저면 언덕 (sill) 이 충분히 깊다면 JEBAR (Joint Effect of Baroclinic and Relief) 항 ( $= \int P^*, H$ ) 과 해저면 압력항 ( $= \oint_{\partial I} P^* \nabla_h H \cdot d\mathbf{l}$ ) 이 무시될 수 있으며, 해협이 충분히 넓다면 호주와 파푸아 뉴기니를 잇는 해안을 따르는 마찰항도 무시될 수 있고, 그러면 식 (A.3)이 수직 적분한 인도네시아 통과류의 크기 및 변동성을 추정하는 데 이용될 수 있다. 통과류의 크기 및 변동성은 뉴질랜드를 무시할 때, 1) 호주-파푸아 뉴기니의 남북단에서 태평양 동서를 잇는 바람과 2) 호주와 남미의 서해안을 따르는 바람 응력에만 영향을 받게 된다. 이러한 단순한 결과는 만약 동호주 해류 (East Australian Current)와 적도 해류 (equatorial currents)의 비선형성이 매우 심하다면 적용될 수 없다.

Hellerman 과 Rosenstein (1983)의 1 x 1 간격 월별 바람 응력을 적용하였을 때, 인도네시아 통과류의 평균 수송량은 18 Sv ( $= 10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ )으로 계산되었으며, 뉴질랜드를 무시할 때 약 2 Sv 정도 줄었다. 45° - 55°S 사이를 적분했을 때 대체로 11 Sv로 추정되었으며, 적도해역의 동서방향 바람응력에 의한 기여는 약 6 Sv였다. 연주기 변동성의 최대-최소치 차이는 6 Sv 정도이며, 적분값이 2월에 최소, 7월에 최대를 보였다. 변동성은 주로 호주 북서부와 파푸아 뉴기니의 몬순에 기인되었다.

Wyrtki (1987)는 태평양과 인도양 사이의 압력 차이가 통과류의 흐름을 주도하는 추진력이며 지형류 평형을 유지하기 위한 장주기 변동성을 가정하였다. 그러나, 평평한 바다를 가진 대양에서 수심 평균한 통과류의 크기는 압력 차이에 의해서 정해지지 않고 태평양에서의 Sverdup 수송량과 호주-파푸아 뉴기니를 따르는 바람 응력으로 결정된다. 또한, 압력장  $P$ 는 유선함수  $\psi$ 로부터 결정되며, 시간적으로 매우 다르게 나타날 수 있다고 지적하였다.

식 (A.7)과 (A.8)에서 바닥 압력항을 포함한 topographic island rule은 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\left( \frac{f_N}{H_N} - \frac{f_S}{H_S} \right) \psi_0(t) = - \oint_{\partial D + \partial I} \left\{ P^*(x, y, t) \nabla_h H + \frac{\tau(x, y, t)}{\rho_0 H} \right\} \cdot d\mathbf{i} \quad (\text{A.9})$$

인도네시아 통과류에 대해서  $f_S < 0$ ,  $f_N \approx 0$  이며, 바람 응력의 적분은 양 (+)의 값을 가지므로 해저지형 효과가 없으면  $\psi_0 < 0$  이 된다. 압력은 수심에 따라 증가하므로 수심 평균한 압력은 바닥 압력보다 작고 따라서  $P^*$ 는 양 (+)의 값을 가지게 된다.

호주-파푸아 뉴기니의 위도폭을 45°,  $\beta = 2 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1}\text{s}^{-1}$  로 잡으면, Lombok 해협과 Makassar 해협 (~ 70km)을 제외하고는 대부분의 통로폭이 100km 이상이다. Fig. 3은 ENSO 재현을 위해서 Bryan-Cox 모델을 이용하여 열대 인도-태평양 부근에서 계산된 7월의 순압 유선함수를 보여준다. 각 점에서 수송량의 순간값은 Berneo/Phillippines = 2.8 Sv, Lombok/Flores/Timor = -3.5 Sv, Sulawesi



= -0.8 Sv, Sulu = 0.9 Sv, Halmahera = 2.2 Sv로 계산되었으며, 연중 4 Sv 이하의 작은 값을 보였다 (Fig. A.3).

실제 인도네시아 통과류의 수송량은 위에서 계산된 18 Sv보다 훨씬 작은 값인 약 10 Sv 정도로 관측되고 있으므로 Wajsowicz가 이론에서 제외시킨 적도 해류나 동호주 해류의 마찰효과에 의한 비선형성이 크다고 할 수 있으며, 따라서 마찰효과를 포함한 island rule이 필요하다고 할 수 있다.

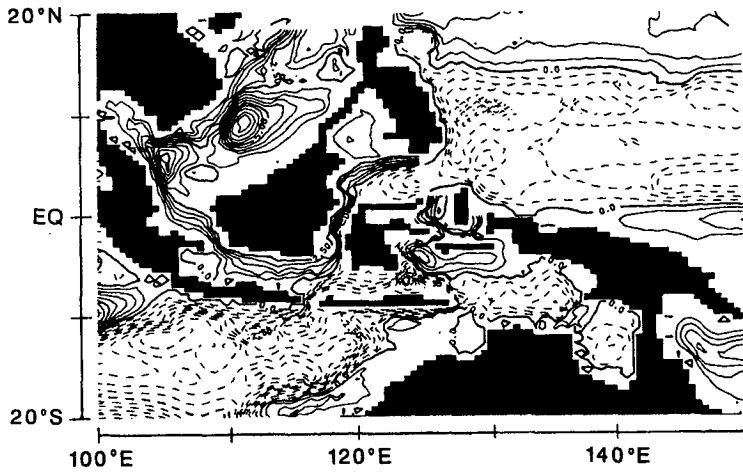


Fig. A.3. The barotropic streamfunction during July in a GCM of the tropical Indian and Pacific oceans designed for ENSO simulations. The contour interval is 5 Sv in the Pacific Ocean and 0.5 Sv elsewhere. The instantaneous value of  $\psi$  on each island is Borneo/Philippines: 2.8 Sv, Lombok/Flores/Timor: -3.5 Sv, Sulawesi: -0.8 Sv, Sulu: 0.9 Sv, Halmahera: 2.2 Sv. The value on Asia and Australia-PNG is set to 0 for all time.