

대마해류의 기원에 대하여

ON THE ORIGIN OF THE THUSHIMA CURRENT

주관연구기관	제주대학교
연구책임자	방익찬
발행년월	1993-02
주관부처	과학기술부
사업관리기관	제주대학교
NDSL URL	http://www.ndsl.kr/ndsl/search/detail/report/reportSearchResultDetail.do?cn=TRKO200200014317
IP/ID	14.49.138.138
이용시간	2017/11/03 11:35:12

저작권 안내

- ① NDSL에서 제공하는 모든 저작물의 저작권은 원저작자에게 있으며, KISTI는 복제/배포/전송권을 확보하고 있습니다.
- ② NDSL에서 제공하는 콘텐츠를 상업적 및 기타 영리목적으로 복제/배포/전송할 경우 사전에 KISTI의 허락을 받아야 합니다.
- ③ NDSL에서 제공하는 콘텐츠를 보도, 비평, 교육, 연구 등을 위하여 정당한 범위 안에서 공정한 관행에 합치되게 인용할 수 있습니다.
- ④ NDSL에서 제공하는 콘텐츠를 무단 복제, 전송, 배포 기타 저작권법에 위반되는 방법으로 이용할 경우 저작권법 제136조에 따라 5년 이하의 징역 또는 5천만 원 이하의 벌금에 처해질 수 있습니다.

대마해류의 기원에 대하여

ON THE ORIGIN OF THE THUSHIMA CURRENT

1993. 2. 20.

한 국 과 학 재 단

제 종 문

한국과학재단 이사장 귀하

본 보고서를 '대마해류의 기원에 대하여' 연구의 결과보고서로 제출합니다.

1993 년 2월 10일

연 구 기 관 : 제주대학교

연구 책임자 : 박 익 찬

연 구 원 :

(당 초 계 획 서)
요 약 문

* 접수번호				* 관리번호			
연구과제명	국 문	대마해류의 기원에 대하여					
	영 문	On the origin of the Tsushima Current					
연구책임자	소 속	제주대학교 해양학과			성 명	방 익 찬	
연구비	신 청	6,000,000	조정		연구 기간	1991. 3. 2.부터 1993. 2.28.까지	
<u>연구 내용</u> 대마해류의 기원에 대해서 지금까지 제시된 학설에는 대한해협과 쓰가루해협에서의 해수면의 차이, Reynolds Stress 등이 있으며 이 외에 밀도류로서 복상한다는 학설이 있다. 그러나 이 학설들은 나름대로의 단점들을 가지고 있으며 대마해류의 기원은 아직 밝혀지지 않은 상태이다. 대마해류가 발생하는 역학의 규명은 자체로서도 중요할 뿐만 아니라 남해를 포함한 우리나라 주변해역의 해양학을 연구하는데도 중요하기 때문에 우리가 연구하기에는 많은 제약이 있기는 하나 반드시 수행되어야 할 과제라고 본다. 본 연구의 목적은 대마해류의 기원에 대해 제시된 학설들을 수치모델로 연구하여 학설들의 결함을 파악함과 동시에 대마해류의 생성 요인을 밝히는 기초를 마련해 보고자하는 것이다. 대마해류의 연구에 대해 수행된 수치모델들은 모두 open boundary 에서 해수의 유출이 경계조건으로 주어지고 있다. 이 방법은 대마해류로 복상하는 해수량을 강제적으로 만들어 주고 있기 때문에 대마해류가 왜 쿠로시오로부터 왜 복상하는가의 문제를 밝히기에는 문제가 있다. 본 연구에서는 해수가 유출되는 경계에서는 경계조건이 주어지지 않는 상태에서의 수치모델을 계산하여 해수의 흐름을 파악할 것이다. Reynolds Stress의 요인은 Ichiye의 주장에도 불구하고 아직 수치모델로 실험되지 않은 상태이며 역시 본 연구에서 수행할 것이다. 이상의 방법을 여러가지로 조합하여 수치모델을 수행하여 대마해류가 쿠로시오로부터 갈라져 복상하는 이유를 밝혀보고자 한다.							
Key-Word							

* 표는 기입하지 않음.

연구내용란에는 연구의 배경, 목적, 내용, 범위 및 방법등에 관하여 500자 정도로 요약 하되 가능한한 이해하기 쉬운 용어로 작성하며 Key-Word는 10개 이내로 기재함.

요 약 문

과제 번호	911 - 0504 - 017 - 2			
연구과제명	(국 문) 대마해류의 기원에 대하여 (부제목)			
	(영 문) On the Origin of Tsushima Current (부제목)			
연구책임자	소 속	제 주 대 학 교	성 명	방 익 찬
연구비	6,000,000		연구기간	1991 년 3 월 부터 24 개월

연구내용 (* 연구의 배경, 목적, 내용 및 방법 등에 관하여 300자 정도로 요약하되, 가능한한 이해하기 쉬운 용어로 작성할 것).

Uda(1934)에 의해 제시된 대마해류의 경로는 쿠로시오의 일부 해수가 류슈 남서해역에서 북상하여 대한해협으로 유출되는데, 이 경로는 등수심선을 가로지르기 때문에 대마해류를 생성시키는 어떤 힘이 필요하다. 지금까지 제시된 힘으로는 대한해협과 Tsugaru해협 사이의 해수면 차이와 Reynolds stress가 있으나 각각 의문점들이 있어 아직까지 대마해류의 기원이 밝혀지지 않은 상태다. 그러나 대마해류가 기원하는 해역은 우리나라에서 먼 곳으로 관측을 포함하는 연구는 매우 어렵다. 따라서 이 연구에서는 수치모델을 중심으로 대마해류를 생성시키는 요인을 밝혀 보고자 하였다. 대한해협과 Tsugaru해협 사이의 해수면 차이에 의해 대마해수가 대한해협으로 유입되는지를 알아 보기 위해 이 연구에서는 해수가 유출하는 경계, 즉 모델해역에서 대한해협과 류슈 남쪽해역의 경계에 유경계조건을 사용하였다. 그 결과 해수는 대한해협에서의 강제유출 없이도 대한해협으로 유출되었다. 이 유출량은 유입되는 쿠로시오해수량에만 관계될 뿐 쿠로시오해수가 어느 곳에서 유입되는간에 일정하게 유지되며 동지나해에서의 해류형태도 거의 일정하게 나타난다. 더구나 유입해수가 동지나해로 즉시 올라가지 못하도록 벽을 만들어 류슈 남서해역으로 흐르도록한 경우에도 동지나해에서의 해류 형태와 대한해협으로의 해수유출량은 거의 일정하다. 이 결과는 동지나해에서의 해류가 어떤 외부힘에 의해 유도된다고 보다는, 쿠로시오해류가 동지나해 대륙붕을 만난 후 이루어지는 geostrophic adjustment(地均調整)에 의해 생성되는 것으로 보인다. 그러므로 대마해류는 이미 쿠로시오가 동지나해 대륙붕과 만나는 대만해역에서 시작되어 Rossby deformation radius에 해당하는 범위로 동지나해를 흐른다. 이경로는 동지나해의 등수심선을 따라 흐르기 때문에 대마해류가 생성되기 위한 외부힘이 필요치 않다. 연구를 시작하기 전에는 중요한 요인으로 생각되던 Reynolds stress는 대마해류 생성에 별 영향을 미치지 못하며, 계절풍은 황해와 중국대륙연안의 흐름에 상당한 영향을 미치는 것으로 나타났다.	
KEY-WORD	대마해류, 대마해류의 기원, 강제유출, 자유유출, geostrophic adjustment, Rossby deformation radius, Reynolds stress, 계절풍, 동지나해, 대한해협, 수치모델

연구과제명 표기시 부제목이 있는 경우에는 부제목란에 기입.

FINAL REPORT SUMMARY

Serial Number	911 - 0504 - 017 - 2		
Project Title	On the Origin of the Tsushima Current		
Principal Investigator	Name	Organization & Address	Title
	Ig-Chan Pang	Cheju National University Department of Oceanography	
Counterpart Principal Investigator			
Duration & Amount of Grant	1st year		2nd year
	From 1991. 3 (3,500,000	To 1992. 2 Won)	From 1992.3 (2,500,000 Won)
	Total (6,000,000 Won)		

Summary of Completed Project

The route of Tsushima current suggested by Uda(1934) is from the southwest area off Kyushu, where some of Kuroshio waters branch out and flow northward, to Korea Strait. Since it crosses the isobaths, some driving forces are necessary. Sea level difference between Korea and Tsugaru Straits and Reynolds stress are so far suggested as the force. However, both of them have some unclear problems and the origin of Tsushima current has not been clarified.

The origin area is far from here, which makes some observational researches hard to be done. So, this study is proposed to clarify the driving mechanism mainly by numerical modelling.

Free open boundaries are used for output boundaries, Korea strait and Kuroshio passage south of Kyushu, to see whether the sea level difference between Korea and Tsugaru Straits drive the Tsushima current, and waters flow out through the Korea Strait without such forces. The transport is only related to that of Kuroshio input, but hardly to its location. The flow pattern over the East China Sea is nearly the same in any case. Surprisingly, even when input waters are blocked by a barrier not to flow immediately over the East China Sea and forced to flow eastward to far east, the flow pattern and transport are still maintained. The results suggest that the Tsushima current is driven by geostrophic adjustment after Kuroshio waters bump into the East China Sea shelf, not by any outer force. Thus, the Tsushima current begins around the adjacent sea of Taiwan, where Kuroshio waters meet the shelf edge, and flows on the East China Sea over the range of Rossby deformation radius. This route follows the isobaths so that any outer force is not needed to drive the Tsushima current.

Reynolds stress unexpectedly does not play any significant role to drive Tsushima current, while monsoon winds do so on the flows in the Yellow Sea and the coastal areas of China.

KEY - WORD	Tsushima Current, Origin of Tsushima Current, East China Sea, numerical model, geostrophic adjustment, Rossby deformation radius, Reynolds stress, monsoon wind
------------	---

목 차 (본 문)

1. 서론	5
2. 제시된 대마해류의 발생요인	6
3. 대한해협에서 강제유출이 없는 경우	8
3.1 Tidal Model을 사용한 수치계산	9
3.2 GCM Model을 사용한 수치계산	14
4. Reynolds Stress와 Wind Stress가 포함되는 경우	21
5. 결론	24
6. 인용문헌	26
그림	28

1. 서론

고온고염의 특성을 갖는 대마해수가 쿠로시오해수에서부터 기원된 해수라는 것에 대해서는 의심의 여지가 없다. 그러나, 그 해수가 어떻게 북상하는지에 대해서는 아직 분명하지 않다. Uda(1934)는 쿠로시오해류의 일부해수가 류슈섬 남서해역에서 가지를 쳐 북상하여 대마해류를 이룬다고 하였으나(Fig. 1) 그 후의 연구결과들은 Uda의 해류형태를 뒷받침하지 않고 있다. Nitani(1972)가 제시한 1924-1934년 평균 표층해류관측자료는 쿠로시오표층해류가 류슈섬 남서해역에서 동지나해로 북상하는 것을 보여주기 보다는 겨울과 여름에 약간의 차이는 있으나 전체적으로 대만북부해역에서 부터 동지나해로 유입되어 대마해협으로 유출되는 해류를 보여준다 (Fig. 2). 또한 Ichiye(1984)가 보여준 Fig. 3과 Rikishi와 Ichiye(1986)가 보여준 Fig. 4 등과 같은 평균표층해류에서 전혀 쿠로시오로 부터 대마해류의 분류를 찾을 수가 없으며 오히려 동지나해에서 부터 쿠로시오해역으로 표층해류가 흐르고 있다.

Fig. 2와 Fig. 3, 4의 결과는 대마해류의 기원에 혼란을 주고 있으며 이 외에 Wu와 Imasato(1990)가 보여준 GEK 자료들은 위의 결과보다 더욱 불규칙한 해류형태를 나타내 대마해류가 어떤 경로로 동지나해로 북상하는지를 추정하기 매우 어렵다. 이 자료에는 조류의 영향이 있을 가능성이 있으며 표층자료이기 때문에 바위의 효과가 나타나 대마해류의 흐름을 나타내기에는 미흡할지 모른다. 그럼에도 불구하고 대마해류의 기원이 Uda가 제시한 방향이 아니라는 점은 보여주고 있으며, 이는 위에 언급한 연구자를 포함하여 여러 연구자들에 의해 공통적으로 지적되고 있는 형편이다.

현재까지 대마해류의 기원에 대해 몇몇 학설들이 제시되어 있으나 아직 대마해류의 근원을 명확하게 설명해주지는 못하고 있으며, 대마해류의 기원은 앞으로 규명되어야 할 중요한 과제이다. 대마해류는 동지나해에서 북상하여 남해안을 거쳐 동해로 흐르기 때문에 대마해류의 기원은 우리나라 연안해역의 해양학에도 중요하다. 따라서 본 연구는 이것을 연구과제로 삼았다. 그러나 우리나라 뿐만 아니라 일본과 중국 또는 미국 등에서도 대마해류의 기원에 대해 많은 관심을 갖고 연구함에도 불구하고 뚜렷한 결과가 나오지 않는 이유는 방대한 관측이 필요하기 때문이다. 더구나,

쿠로시오 해역이 우리나라에서 매우 떨어져 있으며 쿠로시오가 지금까지 우리나라 해양학의 연구과제에서 거의 제외되어 왔었기 때문에 본 연구의 수행에 많은 제약과 어려움이 있다. 그러므로 본 연구는 주로 수치모델에 의존하였으며 대마해류의 기원을 살펴보았다.

2. 제시된 대마해류의 발생요인

현재 대마해류의 기원에 대한 학설은 대략 두가지로 요약될 수 있다. 첫째는 대한해협과 쓰가루해협 사이의 해수면차이가 해수를 대마해협으로 유입시킨다는 학설(Minato and Kimura, 1980)과 Reynolds Stress에 의해 해수가 동지나해 대륙붕으로 북상된다는 학설(Ichiye, 1984)이다. 이외에도 밀도류의 형태로 유입된다는 학설도 있으나 위의 두 요인이 주종을 이루고 있다.

Minato 와 Kimura(1980)의 이론모델은 두 해협의 해수면차이에 의해 해수가 주변해로 유입된다는 것을 설명하고 있다 (Fig. 5). 여기서 두 해협은 각각 대마 해협과 Tsugaru 해협에 대응하며 주변해는 동해에 대응한다. 그러나 이들의 실제 모양은 모델과 약간 다르며, 두 해수면의 차이는 대양(태평양)의 바람에 의해 형성된 결과로 주어지기 때문에 그것이 두 해협의 해수면 차이라기 보다는 류슈남쪽 쿠로시오해역과 쓰가루해역의 해수면 차이일 것이다. 그러므로 실제로 그 두해역에서의 해수면 차이가 동지나해로 해수를 유입시키는데 기여하는지는 의문의 여지가 있다. 또한 모델의 주변해의 모양이 너무 단순하여 실제 주변해의 모양과 해저지형을 같출 때는 그 해류의 경로가 달라질 가능성도 있다.

Ichiye 와 Li(1984)나 Yuan과 Su(1984) 등은 동지나해의 해저지형을 사용하여 동지나해에서의 대마해류의 흐름을 수치모델로 연구하였으나, 기본적으로는 Minato 와 Kimura(1980)의 학설과 같은 계열로 볼 수 있다. 왜냐하면 대한해협에서의 해수유출이 자유롭게 이루어지는 것이 아니라 경계조건으로 강제로 이루어지기 때문이다. 대마해류에 대한 보다 근본적인 문제는 대마해류가 동지나해에서 어떤 경로로 대한해

협으로 흐르는가가 아니라 쿠로시오의 일부해수가 왜 대마해협으로 유입되는가의 문제일 것이다. 즉 대한해협으로 유출이 강제되지 않을 때는 과연 대마해류가 동지나해로 유입되지 않는지가 밝혀져야 할 것이다.

Ichive(1984)는 Reynolds Stress에 의해 대마난류가 동지나해로 유입된다는 것을 관측자료에서 얻은 해류결과를 식에 대입하여 보여주고 있다. 그러나 Ichive의 연구결과도 Rossby의 이론을 단순히 적용시켜본 것이기 때문에, 보다 실제적인 연구가 필요하다. 더구나 Ichive(1984)가 이 연구결과를 역시 자신이 연구한 (Ichive와 Li, 1984) 수치모델결과와 함께 내린 결론은 찬성할 수 없다. 그의 수치모델결과는 대한해협에서 강제유출에 의해 동지나해에 대마해류가 생성된 것으로 이것은 대한해협과 쓰가루해협에서의 해수면의 차이에 의해 대마해류를 생성시킨 것과 같은 결과인데도 그는 해수면의 차이가 대마해류를 유발시킨다는 것을 부정하며, Reynolds stress에 의한 이론결과가 이 수치모델의 결과를 설명하는 것이라고 하였다. 그가 두 해협 사이의 해수면차이가 대마해류를 발생시키는 요인이 아니라고 부정한 이유는 Minato and Kimura(1980)의 해수면의 차이는 북태평양의 바람(wind curl)에 의한 것으로 겨울에 크고 여름에 작으나 실제 두 해협의 (dynamic depth anomaly로 구한) 해수면 차이는 그와 정반대로 두 현상의 위상차가 다르기 때문이다.

대마난류가 밀도류로서 동지나해로 유입된다는 이론은 아직 구체적으로 연구되지는 않은 것으로 보이나 동지나해에 분포하는 해수특성 분포의 연구결과로 보아 상당한 설득력을 갖는다. 동지나해의 수괴특성에 대해서는 Miyazaki 와 Abe (1960), Lim (1971), Sawara and Hanzawa (1979) 등이 있으며 그 연구결과는 쿠로시오해수가 Uda의 해류로서가 아니라 대륙붕 가장자리해역에서 연안수와 혼합되어 그 결과 유입되는 것으로 해석하고 있다. 그러나 이 요인은 다른 요인이 없거나 매우 약할 경우 효과가 뚜렷할 것이다.

대마난류를 발생시키는 요인은 아니지만 동지나해에서 대마해수의 흐름에 영향을 줄수 있는 요인으로 계절풍이 있다. 계절풍은 대마난류를 발생시키는 근본원인은 될

수 없지만 중국연안, 특히 대만해협외의 해수흐름을 바꾸어 대마난류 발생에도 영향을 줄 가능성이 있기 때문에 다른 요인과 더불어 고려해볼 필요가 있다. 황해와 동지나해는 수심이 얕고 해역이 넓기 때문에 바람의 영향이 크게 나타날 수 있다. 특히 황해의 해저지형은 황해 중앙 골을 따라 역풍류를 발생시켜 (Park, 1986; Pang, 1987; Hsueh and Pang, 1989), 고온고염의 대마해수가 겨울철에는 북서해역으로 세력이 확장하고 여름철에는 남동해역으로 세력이 후퇴하도록 만든다 (Pang et al., 1992).

이상과 같이 지금까지 제시된 대마해류의 발생요인을 보면, 연구되어야할 문제는 첫째, 대한해협에서 강제유출이 없는 경우에도 대마해류가 발생할 것인가와 둘째 과연 Reynolds Stress가 대마해류를 발생시킬 수 있는가의 문제이다. 본연구에서는 이러한 문제와 더불어, wind stress가 이 요인들과 합칠 경우 어떤 효과가 나타나는가의 문제를 다루었다.

3. 대한해협에서 강제유출이 없는 경우

Fig.6는 동지나해에서 쿠로시오계 해수의 계절변화를 연구하는 중에 얻은 수치실험결과로 본 연구의 계기를 마련해 준 결과다. 모델은 해수면의 변화가 계산되는 모델(tidal model)이며, 대만해역의 쿠로시오해수 유입은 해수면의 기울기로 주어졌으나 (강제유입), 큐슈남쪽해역과 대한해협에서의 유출은 강제되지 않고(자유유출) 계산되었으며 순압(barotropic)모델 결과다. 즉 대한해협으로 강제유출이 없는 상태이다. 그러나 이와같은 경계조건에 의해 모델남동해역에 와류가 형성되어 흐름을 교란시키기 때문에 큐슈남쪽해역에 해류가 따라 흐를 수 있는 경계를 설정해 주었다. 이 경계는 쿠로시오의 흐름을 보고자할 때는 좋은 방법이 아니지만 여기서는 그림의 쿠로시오해류에 의한 동지나해의 흐름을 보기 위한 것이기 때문에 별로 중요한 문제가 아니다. (쿠로시오해류를 연구하기 위해서는 해역이 달라져야 된다.) Fig.6의 결과를 보면 대만 동쪽해역으로 유입된 쿠로시오해수는 거의 모두 큐슈남쪽해역으로 유출되고 있으며, Uda(1934)가 대마해류의 기원지로 설명한 큐슈 남서쪽해역에서 북상

하는 해류는 보이지 않는다. 이 모델결과의 의미는 지금까지의 수치모델들이 유입과 유출을 강제적으로 경계조건을 통해 주고 있었음에 반해 이 모델에서는 유입만을 주고 유출은 계산결과로 대마해수의 유출이 강제되지 않는데 있다. 이 수치모델결과도 또한 대마해류를 재생시키기에는 여러 문제점이 있으나 대마해류가 쿠로시오나 해저 지형에 의해 간단하게 동지나해로 유입되지 않는다는 것은 보여준다. 따라서 이 장에서는 대한해협에서 강제유출이 없는 경우에 해수의 흐름을 살펴보았다. 사용된 모델은 해수면의 변화가 계산되는 모델(tidal model)과 해수면이 변화가 계산되지 않는 모델(GCM model) 두 종류로 수행하였다.

3.1 Tidal Model을 사용한 계산

Tidal Model에서는 경계조건에서 해수면의 경사를 통해 쿠로시오해류를 유입시켰다. 유입 경계조건으로 주어진 해수면은 시간에 따라 변하지 않게 하고 (무한대의 주기 infinite oscillatory period) 유출 경계조건인 해수면은 자유롭게 계산되도록 하였다. 이러한 경계조건에 의해 강제경계와 자유경계가 만나는 모델 남동해역에 와류가 형성되어 흐름을 교란시키기 때문에 모델해역을 Fig.7의 (B)와 같이 설정하였다. Fig.7의 (B)는 Fig.7의 (A)에서 대만해역에서 큐슈-대한해협 방향으로 등수심선을 따라 설정하였으며 수심을 매우 단순화 시켰다. 단순화시킨 이유는 대만동쪽으로 유입된 해수가 큐슈섬 옆해역의 수심효과에 의해 대한해협으로 유입될 수 있는가의 문제를 부각시켜 알아보기 위해서였다. 모델남쪽에는 왼쪽에 중국대륙, 대만해협, 대만이 있고, 대만해협과 대만동쪽 해역에 외해경계(open boundary)가 있다. 대만해협경계와 대만동쪽 해역경계는 해수가 강제로 유입되는 경계이다. 모델왼쪽에는 왼쪽에 한반도, 대한해협, 큐슈섬이 있고, 대한해협과 큐슈섬 동쪽 해역에 외해경계(open boundary)가 있다. 대한해협 사이의 Tsushima 섬은 단순화시키기 위해 생략하였다. 대한해협경계와 큐슈동쪽 해역경계는 해수가 자유롭게 유출되는 자유경계다.

자유경계에서는 자유방사경계조건(free radiation boundary condition)이 사용되었다. 자유방사경계조건(Røed and Copper, 1985)은 Q를 모델에서 계산되어지는 변수

(any of model dependent variables), C 가 파동전파속도(propagation speed), n 이 외해경계에 수직방향(coordinate normal to the open boundary)이라할 때 다음과 같이 주어진다.

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + C \frac{\partial Q}{\partial n} = 0 \quad (1)$$

모델계산에는 유한차분법(numerical finite-difference method)을 사용한 순압모델(barotropic numerical model)이며 모델에 사용된 방정식은 수직평균된 운동방정식과 연속방정식(vertically averaged momentum and continuity equations)으로 다음과 같다.

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - fv + \frac{ku(u^2 + v^2)^{1/2}}{H} + g \frac{\partial \zeta}{\partial x} \\ - A_H \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) - \frac{\rho_a C_d W_x}{\rho H} = 0 \quad (2) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + fu + \frac{kv(u^2 + v^2)^{1/2}}{H} + g \frac{\partial \zeta}{\partial y} \\ - A_H \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) - \frac{\rho_a C_d W_y}{\rho H} = 0 \quad (3) \end{aligned}$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (Hu) + \frac{\partial}{\partial y} (Hv) = 0 \quad (4)$$

여기서 x, y 는 직각좌표계의 수평좌표로 각각 남동, 북동방향이며, u, v 는 각각 x, y 방향의 수심평균해류, t 는 시간, f 는 Coriolis 매개변수(parameter), ζ 는 해수면변화(elevation of sea surface), H 는 수심, k 는 해저마찰계수(coefficient of bottom friction), A_H 는 수평와류확산계수(horizontal eddy diffusion coefficient), ρ 와 ρ_a 는 각각 해수와 공기의 밀도 (densities of water and air), C_d 는 점성계수 (drag coefficient), W_x 와 W_y 는 각각 x, y 방향의 바람속도(wind speeds in x, y)들이다.

f 는 위도에 따라 변하며(β plane), 사용된 점성계수(C_d)와 수평와류확산계수(A_H)는 각각 1.4×10^{-3} , 10^4 (m^2/sec) 이다. 해저마찰계수(k)는 여러 값으로 변화시켰으나, 특별한 언급이 없는 경우는 0.01을 사용하였다.

Fig.8은 대만 동쪽해역으로만 해수가 유입이 된 경우의 모델결과다. (A)와 (B)는 각각 유속과 해수면변화를 보여준다. 유입된 해수는 대부분 등수심선을 따라 큐슈동쪽으로 유출된다. 그러나 대만에 가까운 해역의 해수는 유입되자마자 중국대륙 쪽으로 방향을 바꿔 동지나해 대륙붕으로 등수심선을 가로질러 북상한 후 등수심선을 따라 대한해협으로 흐른다. 이 결과는 해수가 등수심선을 따라 흐르기 때문에 큐슈 남서쪽해역의 해저지형에 의해 해수가 일단 대한해협으로 향하기는 하나 다시 방향을 바꿔 큐슈 동쪽해역으로 유출되고 있음을 보여준다. 즉 대한해협으로 유출되는 대부분의 해수는 큐슈 남서쪽해역에서 북상하지 않고 이미 유입된 직후에 동지나해 대륙붕 위(수심 200m 이하 해역)로 유입된 후 등수심선을 따라 흘러간 해수이다. 이것은 대마해류의 생성해역이 Uda(1934)가 제시한 큐슈 남서해역이 아니라, 대만 부근해역 일 가능성을 보여준다.

Fig.8에서 유속의 방향은 등수심선과 일치하나, 등해수면선이 등수심선과 일치하지 않는 이유는 해저마찰 때문이다. 마찰에 의해 유속은 지형류 (geostrophic flow)에서부터 벗어나 등해수면의 방향과 일치하지 않게된다. 해저마찰이 커지면 그 차이는 더 커진다. Fig.9은 해저마찰계수를 0.05로 높였을 때이며 등해수면의 방향이 유속과 더욱 벌어져 나타난다. 유속의 방향은 해저마찰이 작을 때와 거의 비슷하게 등수심선을 따라 움직이나, 동지나해 대륙붕으로 북상하는 해수가 줄어들고 큐슈 남서해역에서 해저지형을 따라 북상하는 해수도 줄어든다. 해저마찰을 작게할 경우 등해

수면의 방향은 유속의 방향과 거의 일치하지만 topographic Rossby wave 등이 발생해 모델해역을 교란시킨다. Fig.10은 해저마찰계수를 0.001로했을 경우인데 동지나해상에 wave가 발생함을 볼 수 있다. 이 파는 큐슈섬 남서쪽의 해저지형이 급격히 꺾이는 해역에서 대개 발생하며, 동지나해 대륙붕을 따라 남서쪽으로 진행한다. 마찰이 커지면 이러한 파가 악화되고 모델해역이 안정된다. 그러나 마찰은 또한 두 출구(대한해협과 큐슈 남쪽해역)의 유출량의 비에 영향을 준다.

대만 동쪽해역과 더불어 대만해협으로도 해수가 유입될 때는(Fig.11) 대만해협으로 유입된 해수 대부분이 대한해협으로 유출되고 일부는 오히려 큐슈 남쪽해역으로도 유출되는데 반해 대만 동쪽해역으로 유입된 해수는 모두 큐슈 남쪽해역으로 유출된다. 모델결과를 보면 대만해협으로 유입된 해수가 등수심선을 따라가지 않고 외해 방향으로 쏠려 흐르는 것을 볼 수 있다. 이것은 대만 해협 수심이 얕아 geostrophic balance를 이룰 수 있는 범위(Rossby deformation radius)가 대만 동쪽해역에 비해 작아지기 때문에 나타나는 현상으로서, 대만해협에서 경계조건으로 주어진 해수면이 모델해역 안에서 그 높이를 유지하지 못하고 낮아지기 때문에 그 해수면 경사에 의해 유도된 흐름이다. 이와같은 흐름은 유입해수면이 경계조건으로 주어지고 유출해수면이 자유롭게 계산될 때는 거의 피할 수 없는 현상으로 보이며, 특히 모델해역과 같이 수심의 변화가 심한 경우에는 더욱 효과가 크게 나타난다. 실제 바다에서는 이런 현상이 없을 것으로 생각되나 이 현상이 대만동쪽해역으로 유입된 해수가 대한해협으로 유출되지 않는다는 사실을 설명하는 데는 별 영향을 주지 않는다.

Fig.12-14는 마찰을 변화시켰을 때 유입·유출량을 비교한 것이다. 유입은 대만해협(Taiwan Strait)과 대만동쪽해역(Kuroshio 해역)에서 주어지며, 유출은 대한해협(Korea Strait)과 큐슈남쪽해역(Kyushu 해역)에서 이루어진다. 유입해수면을 일정하게 주었기 때문에 마찰에 의해 유입량의 차이가 발생한다. 마찰이 Coriolis 항의 약 20%일 때는 Kuroshio해역의 유입량(28.9Sv)보다 Kyushu 해역의 유출량(28.4Sv)이 적으며 대만해협의 유입량(1.05Sv)보다 대한해협의 유출량(1.55Sv)이 많다. 마찰을 약화시켜 Coriolis 항의 약 10%로 만들 때는 Kuroshio해역의 유입량(44.3Sv)이 오히려 Kyushu해역의 유출량(45.3Sv)보다 적으며 대만해협의 유입량(1.7Sv)보다 대한해협의 유출량(0.5Sv)이 많이 줄어든다. 마찰을 더욱 약화시켜 Coriolis 항의 약 2-5%로 만

들 때 역시 Kuroshio해역의 유입량(47.5Sv)이 Kyushu해역의 유출량(48.3Sv)보다 적으며 대만해협(약 1.0Sv)보다 대한해협(0.5Sv 이하)이 줄어든다. 즉 마찰이 커지면 대만해협으로 유입된 해수보다 많은 양의 해수가 대한해협으로 유출되지만, 마찰이 적어지면 반대로 대만해협으로 유입된 해수보다 적은 양의 해수가 대한해협으로 유출되어 대만해협으로 유입된 해수의 일부도 류슈해역으로 유출된다. 이것은 마찰로 인해 해수면의 기울기가 영향을 받기 때문이다. Fig. 15는 마찰이 다를 때 해수면의 기울기와 그에 따른 유속을 나타낸 것으로 해수가 유입된 직후 해역에서 해류의 단면을 따른 것이다. 마찰이 커지면 해수흐름이 약화되고, 약화된 유속이 균형을 이룰 수 있는 압력경도력이 작아지기 때문에 해수면의 기울기가 완만해진다. 완만해진 해수면에 의해 쿠로시오 쪽의 해수흐름은 약화되고 중국 대륙 쪽의 해수 흐름은 오히려 강화된다.

그러나 자유경계조건을 사용할 경우 tidal model의 약점은 모델해역 내의 에너지가 자유경계를 완전히 빠져나가지 못하고 모델해역을 교란시키고 불안정하게 만드는 것이다. Fig. 12에서 볼 수 있는 바와같이 마찰이 강할 때는 매우 짧은 수기의 파동이 있기는하나 전반적으로 안정되어 있다. 이 때의 파동수기는 약6시간 정도로 관성주기보다 작으며 파동속도로 보아 Kelvin 파에 해당하는 중력파다. 그러므로 Fig.12의 파동은 경계를 빠져나가지 못한 에너지가 Kelvin 파의 형태로 모델해역을 반시계 방향으로 회전하며 발생시키는 파동으로 일종의 부진동(Seiche)이다. 그러나 마찰이 약할 경우 이러한 파동은 부진동만으로 머물러 있지 않고 모델해류를 교란시켜 관성주기보다 큰 파동을 생성시킨다. Fig.14에서 볼 수 있는 파동은 수기가 약 5일 정도로 topographic Rossby wave이며 에너지는 부진동의 에너지보다 훨씬 커져 있다. 이러한 파동(topographic Rossby wave)은 실제 이 해역에서 발생할 수 있는 파동이며 (다만, 모델의 경우 이 파동을 발생시킨 요인이 부진동이었으나 실제 바다에서는 부진동 이외의 다른 요인에 의해 발생할 것임) 모델에서 이 파동이 더 이상 에너지가 커지지 않고 안정되고 있기 때문에 위에서 살펴본 내용(여기서는 유입, 유출량의 비만을 살펴보았음)에는 별 영향이 없을 것이다. 그러나, 실제로 발생할 수 있는 파동이기는하나 우리가 원했던 방향으로 발생된 파가 아니며 tidal model에서는 더 이상 경계조건을 개선시킬 수 없기 때문에 다음에는 GCM model로 대한해협에서 강제 유출

이 없는 경우를 살펴보았다. 본 연구에서 더 이상 살펴보지는 않았지만 tidal model로 연구한 결과 우리에게 던져진 문제는 실제로 모델해역의 해저지형에 의해 발생하는 topographic Rossby wave가 Kuroshio해류의 변화에 영향을 줄 수 있다는 것이다.

3.2 GCM Model을 사용한 계산

GCM Model에서는 경계조건에서 stream function(ϕ)을 통해 쿠로시오해류를 유입시켰다. 유입경계조건은 강제였으나 유출경계에서는 역시 자유롭게 계산되도록 하였다. GCM model에서는 이러한 경계조건에 의해 강제경계와 자유경계가 만나는 모델 남동해역에 와류가 형성되지 않기 때문에 모델해역을 Fig.16과 같이 실제 해역을 사용하였다. Fig.16는 모델해역과 수심을 나타낸 것이다. 여기서 모델해역을 단순화시키지 않은 이유는 이미 tidal model에서 기본적인 수심효과를 살펴보았기 때문이며, GCM model로는 실제의 해저지형과 해안선의 효과를 살펴보기 위해서였다 (후에는 이 모델해역으로 Reynolds stress와 바람의 효과도 살펴봄.). 모델남쪽경계에는 왼쪽에 중국대륙, 대만해협, 대만이 있고, 외해경계(open boundary)는 대만해협과 대만동쪽해역에 있다. 대만해협경계와 대만동쪽해역경계는 유입경계이며 30Sv의 해수가 강제로 유입된다. 모델동쪽경계에는 왼쪽에 한반도, 대한해협, 큐슈섬이 있고, 외해경계(open boundary)는 대한해협과 큐슈남쪽해역에 있다. 대한해협 사이의 Tsushima 섬은 모델격자가 커 흐름을 방해하기 때문에 생략하였다. 대한해협경계와 큐슈 남쪽해역경계는 역시 해수가 자유롭게 유출되는 자유경계다.

모델계산에는 유한차분법(numerical finite-difference method)을 사용하였으며, 좌표축이 λ, ϕ, z 이고 회전각속도 Ω 로 회전하는 구좌표계를 사용하여 운동방정식, 연속방정식, 온도·염분보존을 나타내는 식과 상태방정식을 사용했다. 여기서 좌표축 λ 와 ϕ 는 각각 경도와 위도를 나타내는 좌표축이며 z 축은 해수면을 $z=0$ 로 하고 상방향을 양으로, 해저면을 $z = -H(\lambda, \phi)$ 로 하는 좌표축이다. Boussinesq approximation, hydrostatic approximation을 사용해 기본방정식을 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$\begin{aligned}
\frac{\partial u}{\partial t} + Lu + \frac{uv \tan \phi}{a} - fv = & - \frac{1}{\rho_0 a \cos \phi} \frac{\partial p}{\partial \lambda} + k \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \\
& + A_M \nabla^2 u + \frac{(1 - \tan^2 \phi)u}{a^2} - \frac{2 \sin \phi}{a^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} \} \quad (5)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
\frac{\partial v}{\partial t} + Lv + \frac{u^2 \tan \phi}{a} + fu = & - \frac{1}{\rho_0 a} \frac{\partial p}{\partial \phi} + k \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \\
& + A_M \nabla^2 v + \frac{(1 - \tan^2 \phi)v}{a^2} - \frac{2 \sin \phi}{a^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} \} \quad (6)
\end{aligned}$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (7)$$

$$\frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial \phi}{\partial \lambda} + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (v \cos \phi) + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (8)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + LT = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + A_H \nabla^2 T \quad (9)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + LS = k \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} + A_H \nabla^2 S \quad (10)$$

$$\rho = \rho(T, S, p) \quad (11)$$

이류합수(advection operator) L 과 수평 Laplacian Operator ∇^2 은 다음과 같다.

$$L\sigma = \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} (u\sigma) + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} (v\sigma \cos \phi) + \frac{\partial}{\partial z} (w\sigma) \quad (12)$$

$$\nabla^2 \sigma = \frac{1}{a^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial^2 \sigma}{\partial \lambda^2} + \frac{1}{a^2 \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\cos \phi \frac{\partial \sigma}{\partial \phi} \right) \quad (13)$$

여기서 u, v, w 은 각각 λ, ϕ, z 방향의 속도성분, T, S 는 온도·염분, p 는 압력, ρ_o, ρ 는 평균해수밀도·해수밀도, a 는 지구반경(6370Km), k 는 운동에 대한 수직와도마찰계수(vertical eddy viscosity coefficient) 및 온도와 염분에 대한 수직와도확산계수(vertical eddy diffusivity coefficient), A_M 은 운동에 대한 수평와도마찰계수(horizontal eddy viscosity coefficient), A_H 는 온도와 염분에 대한 수평와도확산계수(horizontal eddy diffusivity coefficient), g 는 중력가속도, f 는 Coriolis parameter ($2\Omega \sin \phi$)이며, 상태방정식으로 Eckart에 의한 실험식을 사용했다.

해저면의 경계조건으로는 운동량의 유동량(momentum flux)이나 열과 염의 유동량(heat, salt flux)은 없으며, 해수표면의 경계조건으로는 τ_λ, τ_ϕ 가 λ 와 ϕ 방향의 바람에 의한 응력일 때 이에 의한 운동량의 유동량(momentum flux)을 사용하였다.

$$\rho_o k \frac{\partial}{\partial z} (u, v) = 0 \quad \text{at } z = -H(\lambda, \phi) \quad (14)$$

$$\rho_o k \frac{\partial}{\partial z} (T, S) = 0 \quad \text{at } z = -H(\lambda, \phi) \quad (15)$$

$$\rho_o k \frac{\partial}{\partial z} (u, v) = (\tau_\lambda, \tau_\phi) \quad \text{at } z = 0 \quad (16)$$

해안선을 따라 적용된 경계조건은 no slip condition과 열·염의 유동(flux)이 없는 조건을 사용하였다. (여기서 n 은 해안선에 수직한 방향의 좌표를 표시한다.)

$$(u, v)=0 \quad (17)$$

$$\frac{\partial}{\partial n} (T, S) = 0 \quad (18)$$

$\rho_0 \cdot k \partial T / \partial z = Q_N$ 으로 표시되는 해수표면을 통한 열 유동량은 사용하지 않았다. 또한, 해수표면이 rigid lid인 것으로 가정해서 사용했는데 이로써 대부분의 에너지가 응집된 저주파의 운동에 거의 영향을 주지 않으며 고주파인 표면중력파(surface gravity wave) 제거되어, 보다 큰 값의 시간증분값을 취할 수 있으며 계산속도를 증가시킬수 있다.

그러나 이 모델에서는 ridge lid를 사용하였기 때문에 해수면변화의 분포를 볼라 위의 운동방정식으로부터는 순압속도장을 구할 수 없다. 식(7)에 의하면 수심 z 에서 압력은 $P(z) = P_s + \int_z^0 \rho g dz$ 인데 P_s 는 rigid lid면에서의 압력이기 때문이다. 속도장을 구하기 위해 우선 P_s 를 무시하고 식 (5)-(11)으로부터 수평속도장(u^*, v^*)을 계산한 다음 이 수평속도장을 수심평균속도장($\bar{u}^*, \bar{v}^*$)과 수평속도장에서 수심평균속도장을 뺀 u', v' 로 나눈다. 다음에 식 (5), (6)을 해저면에서($-H$) 해수면(0)까지 적분한 후 교차미분하면 P_s 의 분포를 모르기도 수심평균속도장을 구할 수 있다. 식(8)의 수심에 대한 적분 결과로부터 수심평균속도장을 다음과 같이 유선함수로 정의 하여 사용할 수 있다.

$$\bar{u} = \frac{1}{H} \int_{-H}^0 u dz = - \frac{1}{Ha} \frac{\partial \psi}{\partial \phi} \quad (19)$$

$$v = \frac{1}{H} \int_{-H}^0 v dz = - \frac{1}{Ha \cos \phi} \frac{\partial \psi}{\partial \lambda} \quad (20)$$

P_0 를 무시하고 계산된 수평속도장은, P_0 에 의한 효과만큼, P_0 를 포함시킨 수평속도장과 차이를 나타낼 것이다. 따라서, P_0 를 포함시킨 속도장(u, v)은 P_0 를 포함시키지 않은 수심평균속도장(u', v')에 유선향수로부터 계산되는 수심평균속도장(u, v)을 더한 값으로 설명될 수 있을 것이다.

$$u = u + u' \quad (21)$$

$$v = v + v' \quad (22)$$

유선향수 ψ 에 대한 식은 식 (5)와 식 (6) 수심에 대해 평균한 후 이들의 교차미분(curl)을 통해 취할수 있다.

$$\begin{aligned} & \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{1}{H \cos \phi} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \lambda^2} \right) + \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\frac{1}{H \cos \phi} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \lambda \partial \phi} \right) \right] - \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{1}{H \cos \phi} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \phi^2} \right) + \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\frac{1}{H \cos \phi} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \lambda \partial \phi} \right) \right] \\ & = - \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{1}{H \cos \phi} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \lambda^2} \right) + \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\frac{1}{H \cos \phi} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \lambda \partial \phi} \right) \right] - \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{1}{H \cos \phi} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \phi^2} \right) + \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\frac{1}{H \cos \phi} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \lambda \partial \phi} \right) \right] \\ & = - \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{1}{H \cos \phi} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \lambda^2} \right) + \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\frac{1}{H \cos \phi} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \lambda \partial \phi} \right) \right] - \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{1}{H \cos \phi} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \phi^2} \right) + \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\frac{1}{H \cos \phi} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \lambda \partial \phi} \right) \right] \\ & = - \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{1}{H \cos \phi} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \lambda^2} \right) + \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\frac{1}{H \cos \phi} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \lambda \partial \phi} \right) \right] - \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{1}{H \cos \phi} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \phi^2} \right) + \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\frac{1}{H \cos \phi} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \lambda \partial \phi} \right) \right] \end{aligned} \quad (23)$$

λ ϕ
G 와 G 는 마찰항과 이류항을 합친것으로서 다음과 같다.

$$\begin{aligned}
\lambda \\
G = -Lu + \frac{uv \tan \phi}{a} + k \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \\
+ A_M \left[\nabla^2 u + \frac{(1 - \tan^2 \phi)u}{a^2} - \frac{2 \sin \phi}{a^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} \right] \quad (24)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
\phi \\
G = -Lv + \frac{u^2 \tan \phi}{a} + k \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \\
+ A_M \left[\nabla^2 v + \frac{(1 - \tan^2 \phi)v}{a^2} - \frac{2 \sin \phi}{a^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} \right] \quad (25)
\end{aligned}$$

ψ 에 대한 경계조건으로는 해안선을 가로지르는 흐름이 없어야 하므로 각 해안선을 따라 각각 일정한 유선함수 값을 사용했다. ψ 는 successive over relaxation 방법을 사용하여 계산했고, 이 ψ 를 이용하여 평균속도장을 계산했다.

f 는 위도에 따라 변하며(β plane), 사용된 수평확산계수(A_H)와 수직확산계수(A_z)는 각각 2.5×10^8 , 1.0 (cm^2/sec)이며 열·염확산(diffusion)은 없는 것으로 하였다. 시간간격은 3600sec을 사용하였고 풍속은 사용된 경우에 일정하게(steady) 10m/sec를 사용하였다.

Fig.17은 대만해협으로 10Sv의 해수와 대만동쪽 300km쪽의 해역으로 30Sv의 해수가 유입된 경우의 모델결과로 등stream line을 보여주며 숫자는 stream function 값이다. 유입된 해수는 대부분 규슈남쪽으로 유출된다. 대한해협으로 유출되는 해수는 1Sv 정도로 대만해협으로 유입된 해수 대부분이 규슈 남쪽해역으로 유출되는데 이것은 해수가 동지나해에서 등수심선을 따라 흐르지 않는 것을 의미한다. 즉, 대한해협으로 유출되는 해수량은 대만해협으로 유입되는 해수량에 의해 결정되는 것이 아니

라, 대만해협과 대만동쪽해역에서 유입되는 총량에 의한 geostrophic adjustment 을 통해 결정되기 때문이다. Fig.18은 대만 동쪽 300km쪽의 해역으로만 30 Sv의 해수가 유입되고 대만해협으로는 유입되지 않는 경우의 모델결과인데 유량의 차이는 있으나 유선(stream line)의 모양이 Fig.17과 매우 비슷하다. 즉, 대만에 가까운 해역의 해수는 유입되자마자 중국대륙쪽으로 방향을 바꿔 동지나해 대륙붕으로 등수심선을 가로질러 북상한 후 대한해협으로 흐른다. 이러한 흐름형태는 해수유입의 위치가 어느 곳이던 비슷하게 나타나는데 Fig. 19는 대만에서부터 300km 이동의 해역으로만 해수를 유입시킨 결과로 역시 비슷한 형태를 보여준다. 단, 이 때의 해수량은 40Sv 이기 때문에 등유선의 위치가 다를뿐이다.

이상의 결과는 동지나해에서 흐르는 해수흐름은 해수의 유입이 어느 곳이던 관계 없이 일정하다는 것을 보여준다. 이것이 가능한 이유는 동지나해대륙붕의 급격한 수심변화에 의해 해류체계가 그에 알맞는 geostrophic adjustment를 이루기 때문이다. 이를 확인하기 위해, 유입구 바로 앞에 벽을 만들어 유입된 해수가 동지나해 대륙붕 상으로 유입되지 못하도록 실험하였다. Fig.20과 21은 각각 대만 동쪽 300km쪽의 해역으로만 30 Sv의 해수를 유입시키며 유입구 앞에 벽을 만든 것으로 벽이 끝나는 곳에서 즉시 그에 맞는 geostrophic adjustment가 이루어지는 것을 보여준다. 이 현상은 해수가 해협을 빠져나갈 때나 열도와 같이 섬의 행렬을 지날 때 나타나는 현상과 동일한 현상으로서 (Nof, 1983, 1987, 1988; Nof et al., 1985), 그 범위는 Rossby deformation radius에 해당한다. 그러므로 유입위치가 어디이던 Rossby deformation radius에 해당하는 범위로 흐르기 때문에 동지나해에서의 해류형태는 거의 일정하게 나타나며 대한해협으로 유출되는 해수량은 유입위치가 아니라 유입량에 의해 결정된다. Fig. 22와 23는 대만 동쪽 300km쪽의 해역으로 각각 40Sv와 50Sv의 해수를 유입시킨 결과다. 해수량이 다르기 때문에 같은 양의 유선의 위치가 다르게 나타날뿐 해류형태는 모두 30Sv의 해수를 유입시킬 때(Fig.18)와 거의 같다. 대한해협으로 유출되는 해수량은 유입량의 약 1/30로서 유입량이 많아짐에 따라 커진다.

4. Reynolds Stress와 Wind Stress가 포함되는 경우

앞장에서 살펴본 바와같이 대한해협에서의 강제유출은 대마해류의 기원을 연구하는데는 적당하지 않기 때문에, 이 연구에서는 대한해협에서 강제유출을 사용하지 않았다. 대마해류의 기본적인 생성원인은 자유유출을 사용한 앞장의 연구를 통해 거의 설명되었다. 그러므로 이 장에서는 대마해류의 부수적인 생성원인을 살펴보려 한다. 연구계획을 제출할 당시에는 Reynolds stress를 매우 중요한 생성원인으로 생각했었으나 앞장의 연구결과에서 나타나듯이 Reynolds stress 없이도 대마해류가 자연스런게 생성될 수 있기 때문에 Reynolds stress는 부수적인 요인이 될 수 밖에 없다.

Reynolds stress가 대마해류의 생성원인으로 제시된 이유는 실제 해류관측자료에 나타나는 평균해류가 큐슈 남서해역에서 Uda(1934)의 설명과 같이 북쪽으로 흐르는 대신 남쪽으로 흐르며 전반적으로는 동지나해에서 쿠로시오 해역으로 흐르고 있는데 (Fig.3) 반해, 큐슈 남서해역에서의 수온·염분자료에서는 고염해수의 분포가 쿠로시오해역에서부터 북서쪽으로 확장되고 있기 때문이다. 즉, 해수가 lateral diffusion process에 의해 Rossby(1934)가 제시한 residual flow로 이동되고 있을 가능성이 있기 때문이다. Rossby의 생각이 Munk의 viscous boundary layer model에 적용하면 다음과 같이 표시될 수 있다. 식 (26)은 Rossby의 residual flow 이며 식 (27)은 Munk의 boundary current 이다.

$$u = - \frac{1}{f} \frac{\partial u'v'}{\partial x} = \frac{A_h}{f} \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} \quad \text{at } x = 0 \text{ (at coastal boundary)} \quad (26)$$

$$v \propto v_0 \cdot \sin(ax) \cdot \exp[-b(x - x_0)] \quad (27)$$

여기서 x 는 $x = 0$ 인 서쪽해안에서부터의 non-dimensional 거리를 표시하며 특성거리 (characteristic distance) L 은, A_h 와 β 가 각각 수평와도점성계수 (horizontal eddy viscosity)와 Coriolis parameter f 의 위도에 따른 변화라 할 때, $L = (A_h/\beta)^{1/2}$ 로

표시된다 (Pedlosky, 1979). 또한 $u'v'$ 는 Reynolds' stress이다. Munk's model에서는 $-ap/\partial y = 0$ 이기 때문에 $x = 0$ 에서 $u = 0$ 다. 여기서 y 는 boundary current 가 흐르는 방향이다. 그러나 이 조건이 식 (26)에서 표시된 lateral stress를 방해하지 않는다면 그 때의 u 는 다음과 같이 표시된다.

$$u = - \frac{1}{f} \frac{A_h}{\beta^2} \left(\frac{A_h}{\beta^2} \right)^{1/3} \cdot v_0 \cdot \exp(3^{-3/2} \pi)$$

그러므로 해류가 흐르는 방향으로 압력경도력이 없다면 lateral transport는 해안쪽으로 향한다. Icheye(1984)는 JODC Atlas에서 수집한 GEK자료를 사용하여 Fig.3에서 보이는 바와같이 쿠로시오해류 왼쪽 가장자리의 A, B 두 선을 따라 Reynolds stress를 계산하였다. 그 결과 Reynolds stress가 선 A를 따라서는 $82 \text{ cm}^2/\text{sec}^2$ 이며 선 B를 따라서는 $-275 \text{ cm}^2/\text{sec}^2$ 로 나타나, residual current는 해류방향의 왼쪽으로 생

성됨을 보였다 ($u = - \frac{1}{f} \frac{\partial u'v'}{\partial x}$). 사용된 좌표는 역시 x 가 boundary current의 해

류방향의 오른쪽 직각방향이고 y 가 해류방향이며, Δx 는 두 선간의 거리로 27.75km가 사용되었다. 이것은 수평와도점성계수를 사용하지 않고 residual current를 계산한 것이며, 수심을 평균 200m로, 거리를 355km로 했을 때 $1.27 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ 로 평균 대마해류 수송량 $2.2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ 에 비길 만한 값이다.

그러므로 이 장에서는 Icheye가 계산한 Reynolds stress를 사용하여 과연 큐슈남쪽해역에서 해수가 북상하는지를 실험하였다. 이 실험에서 사용된 기본상태는(basic state) 앞장에 나온 경우 중 30Sv의 해수를 대만 동쪽 300km 쪽의 해역을 통해 유입시킨 경우다. 유출경계에서는 자유유출 경계조건을 사용하였기 때문에 쿠로시오해류와 함께 대마해류도 생성되었다. 따라서 기본상태에 이미 대마해류가 생성되어 있기 때문에 Reynolds stress가 대마해류를 근본적으로 발생시키는 것은 아니며 Reynolds

stress가 해류형태에 어떤 영향을 미치는가를 알 수 있다. 기본상태를 쿠로시오해류만 있고 대마해류가 없는 상태로 만들기 위해서는 강제유출 경계조건을 사용하여 대한해협으로 유출되는 해수를 막아야 된다. 그러나 강제유출 경계조건을 사용할 경우 Reynolds stress의 효과를 실험할 수 없다.

Fig.24는 Fig.3에서 보이는 선 A, B를 따라 각각 $82 \text{ cm}^2/\text{sec}^2$, $-275 \text{ cm}^2/\text{sec}^2$ 의 Reynolds stress를 기본상태에 더해준 결과다. 이 결과는 기본상태인 Fig.18과 비교했을 때, 대한해협으로 유출되는 해수량이 약간 증가하기는 했으나 해류형태가 거의 변하지 않고 있다. Fig.25는 Fig.24에 비해 10배의 Reynolds stress를 더해준 결과로 대한해협으로 유출되는 해수량이 더욱 증가했으나 기본적인 해류형태는 변화하지 않고 있다. 이 결과는 Reynolds stress가 대마해류를 발생시키는 데에 별로 중요한 요인이 아니라는 것을 보여준다. Fig.24에 사용된 Reynolds stress가 대마해류를 복상시키기에 충분한데도 불구하고 대마해류에 별 영향이 없는 이유는 쿠로시오해류에 의해 생성되는 Reynolds stress가 쿠로시오해류의 왼쪽 가장자리에서 해수를 복상시키더라도 그 해수가 계속 복상하지 못하기 때문인 것으로 보인다. 큐슈 남서 해역에서 대한해협으로 가기 위해서는 등수심선을 가로질러야 하기 때문이다. 이에 비해 앞장의 해류경로는 등수심선을 따라가기 때문에 해수가 대한해협으로 흐르기 위해 별도의 힘이 필요하지 않다.

마지막으로 대마해류를 발생시키는 요인은 될 수 없지만 대마해류에 영향을 미칠 수 있는 요인으로 계절풍이 있다. 동지나해는 수심이 얕기 때문에 바람의 영향이 클 수 있다. 특히 황해의 지형이 황해의 골을 따라 역풍류를 발생시키기 때문에 바람의 효과는 더욱 크다. 따라서 다음에는 바람의 영향을 살펴보았다. Fig.26과 27은 각각 기본상태에 $10\text{m}/\text{sec}$ 의 남풍과 북풍을 가한 결과로 바람이 황해와 중국연안의 해류형태를 바꾸어 놓은 것을 볼 수 있다. 남풍이 불 때는 중국연안을 따라 해수가 북상하며 북풍이 불 때는 중국연안을 따라 해수가 남하한다. Fig.28과 29는 기본상태에 바람과 Reynolds stress를 함께 가한 결과인데 Reynolds stress가 없는 상태(Fig.26과 27)와 비교할 때 거의 변화가 보이지 않아, 바람이 있을 때도 Reynolds stress가 별 영향을 주지 못함을 알 수 있다.

5. 결론

Fig.1은 Uda(1934)에 의해 제시된 이 해역의 해류도로 쿠로시오의 일부가 큐슈남서해역에서 갈라져 북상하며 대마해류를 형성하는 것을 보여준다. 이 때 대마해류는 등수심선을 가로지르기 때문에 이 해류를 발생시키는 힘이 필요하다. 지금까지 언급된 힘으로는 대한해협과 Tsugaru해협에의 해수면의 차이와 (Minato, 1980) Reynolds Stress(Ichiye, 1984)가 있다. 그러나, 해수면의 차이는 겨울철에 큰데 비해 대마해류의 세기는 오히려 여름철에 강하기 때문에 대마해류가 과연 해수면의 차이에 의해 발생하는지에 의문이 제기되며, Reynolds Stress는 이 해역이 turbulence가 생길 수 있는 해역이므로 가능성이 있으나 확인하기 힘든 약점이 있다. 따라서, 이 연구에서는 대한해협과 Tsugaru 해협 사이의 해수면차이에 의한 대한해협에서의 강제유출과, 큐슈 남서해역에서의 Reynolds stress에 대해 수치모델로 살펴보았다.

대한해협에서 강제유출이 없는 경우의 수치모델 실험결과는 대마해류가 대한해협에서 해류를 끌어들이는 강제력에 의하지 않더라도 생성될 수 있다는 것이다. 즉 대한해협과 Tsugaru해협 사이의 해수면 차이와 같은 강제력이 대마해류의 필수적인 생성요인이 아니라는 것이다 (물론 이러한 강제력이 대마해류를 강화시키는 요인은 될 수 있다.) (그러므로 수치모델로 대마해류의 기원을 연구할 때 강제유출 경계조건을 사용하는 것은 피해야할 것이다.)

또한 Uda(1934)가 제시한 바와같이 큐슈 남서해역에서 북상하는 해류는 나타나지 않고 오히려 대만 부근해역에서 이미 대마해류의 원류가 나타난다. 원류형태는 쿠로시오해수가 어느 곳으로 유입되던 거의 일정하게 나타나며 그 후 동지나해에서는 등수심선을 따라 흐른다. 그러므로 등수심선을 가로지르는 해류는 Uda(1934)가 제시한 대로 큐슈 남서해역이 아니라 쿠로시오 해수가 동지나해 대륙붕과 부딪치는 대만 부근해역이다. (기존경로의 흐름은 등수심선을 가로지르기 때문에 그것을 설명하기 위해서는 어떤 힘이 필요하나, 새로운 경로는 그러한 힘이 필요하지 않다.)

쿠로시오해류가 동지나해대륙붕과 마주쳤을 때 그 상황에 맞는 균형(geostrophic adjustment)을 이루며 균형의 범위는 Rossby deformation radius에 해당한다. 이 균

형은 대만 부근해역에서 이루어지기 때문에 동지나해에서 해류형태는 쿠로시오 유입 상황에 거의 영향을 받지 않는다. 다만 균형은 해수량에 의해 결정되기 때문에 대마해류의 유량은 쿠로시오해수의 유입량의 일정한 비율로 나타난다.

연구를 시작할 때 가장 중요하게 생각했던 Reynolds stress는 대한해협으로 유입되는 해수량에는 약간의 영향을 주기는하나 예상 밖으로 대마해류의 생성에 거의 작용하지 않는 것으로 나타난다. 반면에 계절풍으로 대표되는 wind stress는 대마해류를 생성시키는 요인은 아니지만 황해와 중국대륙 연안의 흐름들을 계절에 따라 많은 변화를 일으키고 있다.

수치모델의 결과와 같이 대마해수가 Fig.30의 빗금친 화살표의 경로를 따른다면, 대마해류를 발생시키는 힘은 필요하지 않게 된다. Fig.30의 빗금친 화살표의 경로는 기존의 자료에 의해서도 뒷받침된다. Fig.31은 일본 수산청의 1973년 여름의 자료로 단순한 50m 층의 염분자료는 Uda의 해류도와 비슷하나 등밀도면을 따른 수온과 염분 자료는 오히려 Fig.30의 경로와 비슷하게 나타난다. Fig.32의 일본 기상청의 평균자료에도 쿠로시오해류의 경로를 따르던 등수온이나 등염분선이 대한해협으로 연결되지 않는다. 1924-1934 간의 평균해류도와 (Fig.2) GEK로 얻은 표층해류자료도 (Fig. 4) Uda의 해류도보다는 Fig.30의 해수흐름의 경로를 보여주고 있다.

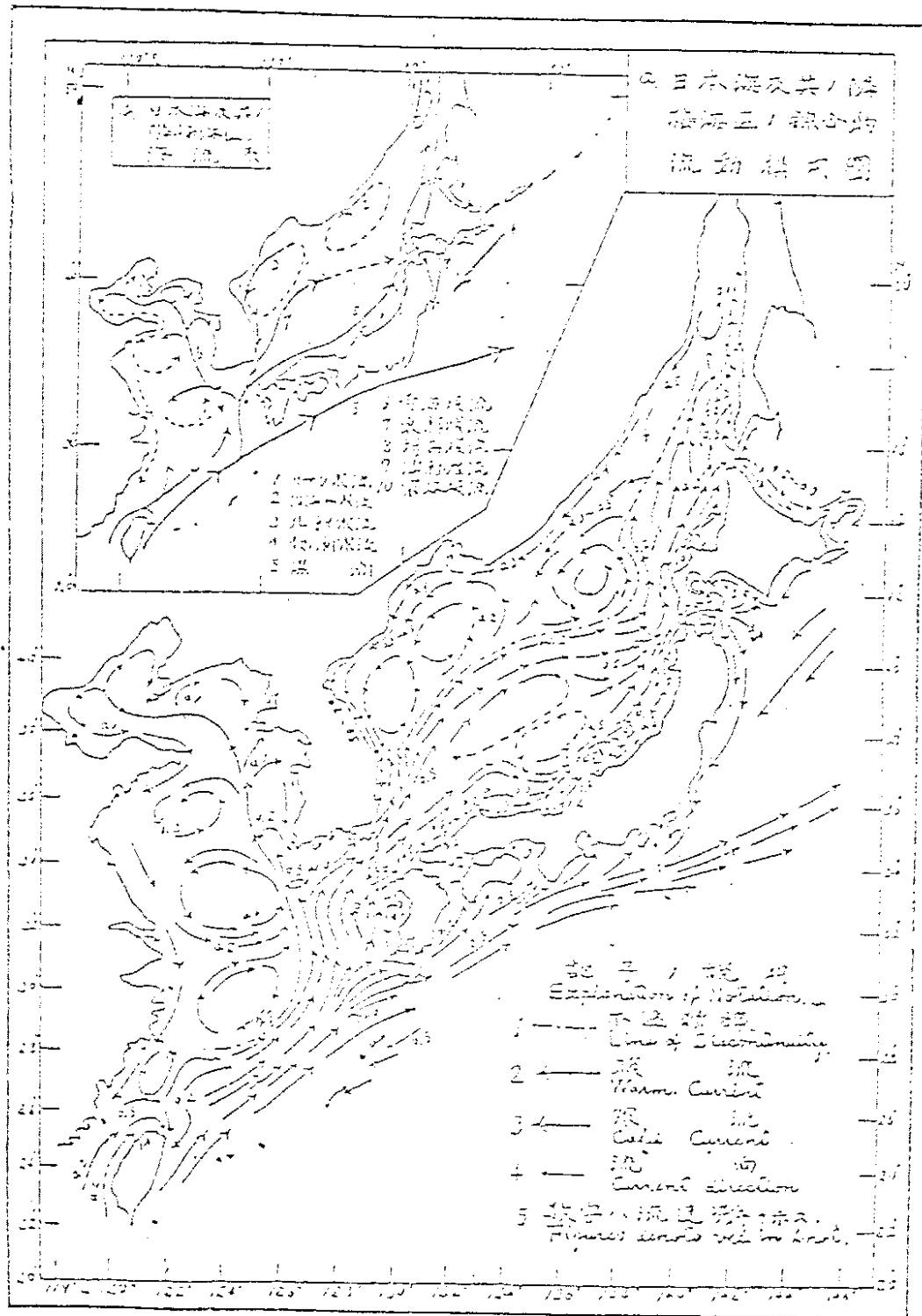
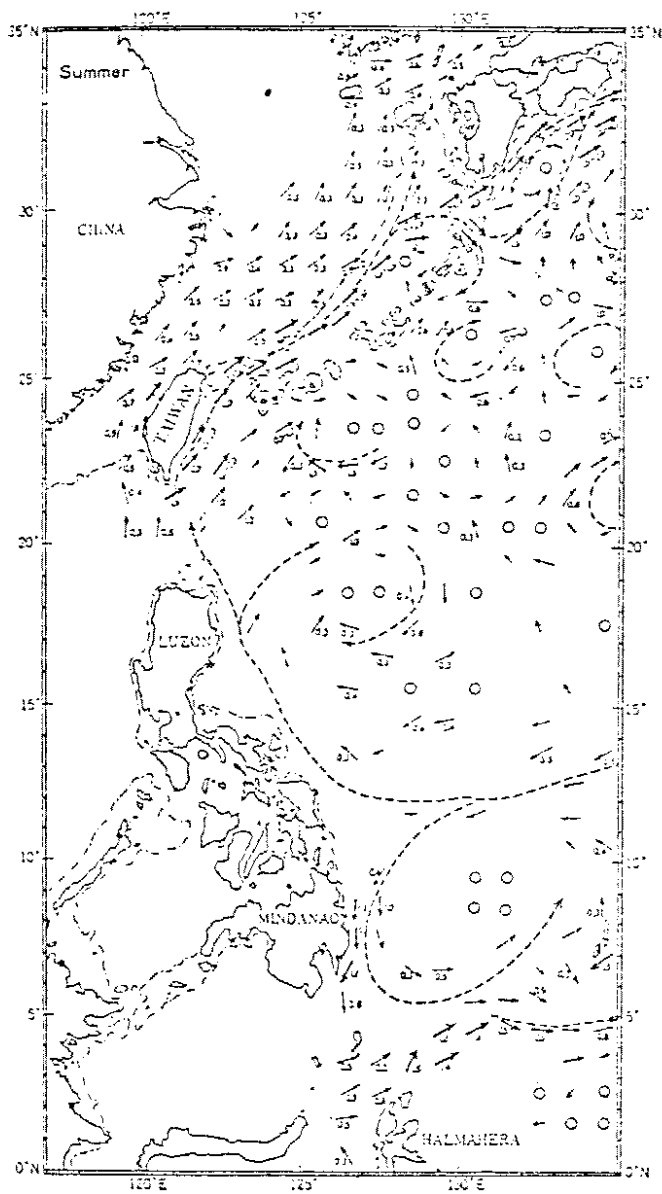
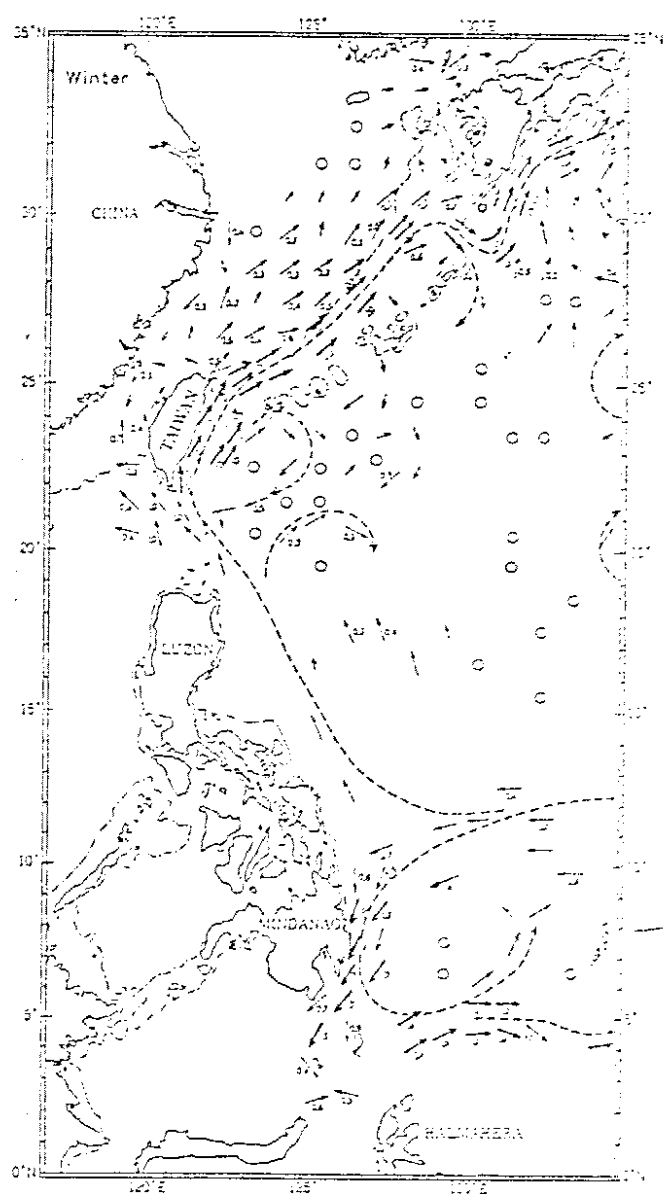


Fig. 1 Current in the Japan Sea and its adjacent seas (from Uda, 1934).



(a)



(b)

FIG. 2 Current charts in knots, (a) in the summer and (b) in the winter, published in 1935 by Japanese Hydrographic Office of the Imperial Navy.

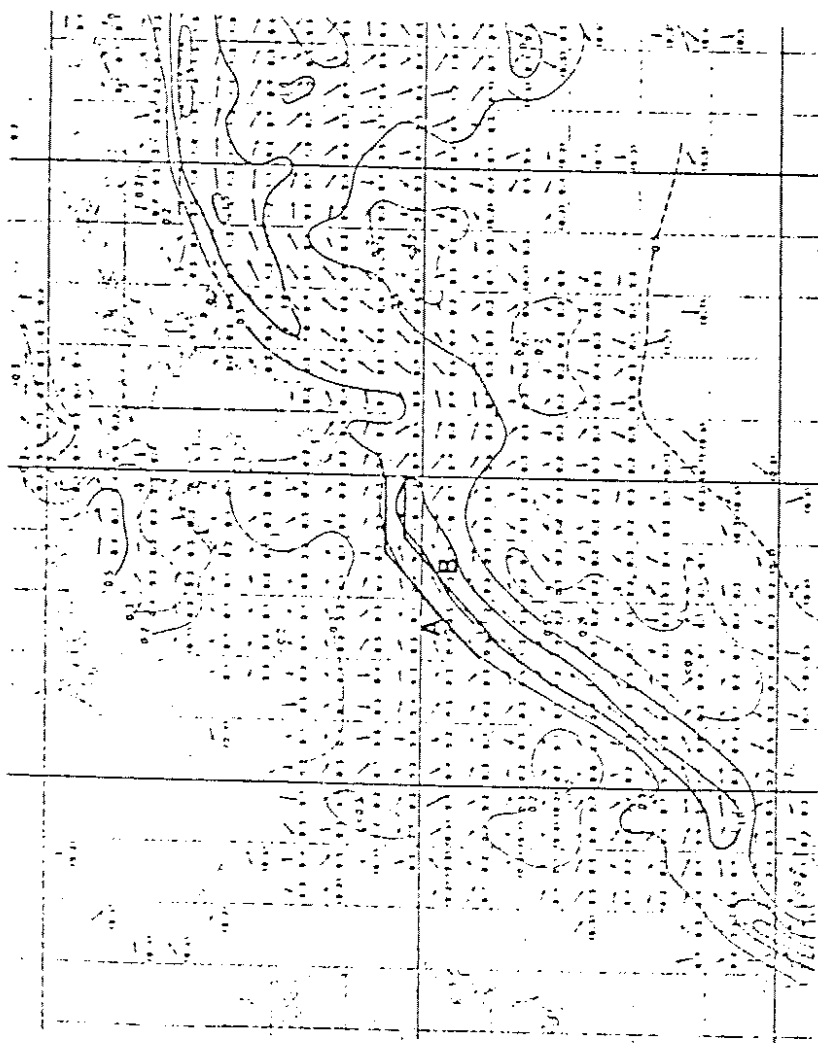


Fig. 3 Mean velocity vector determined from GEK data of 1953-1977 (J00C, 1979). The lines A and B indicate the paths where the Reynolds stresses are determined.

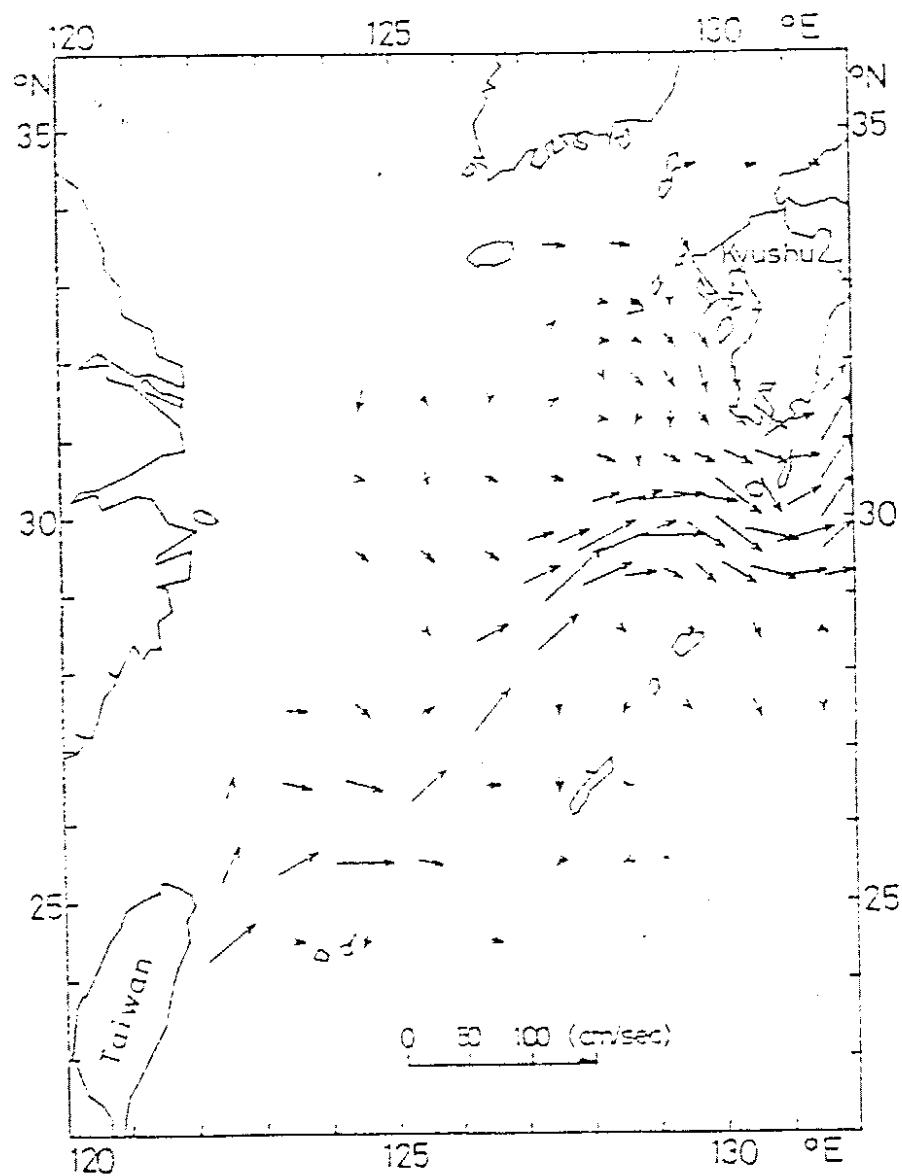


Fig. 4. Mean surface currents determined from GEK data in the East China Sea.

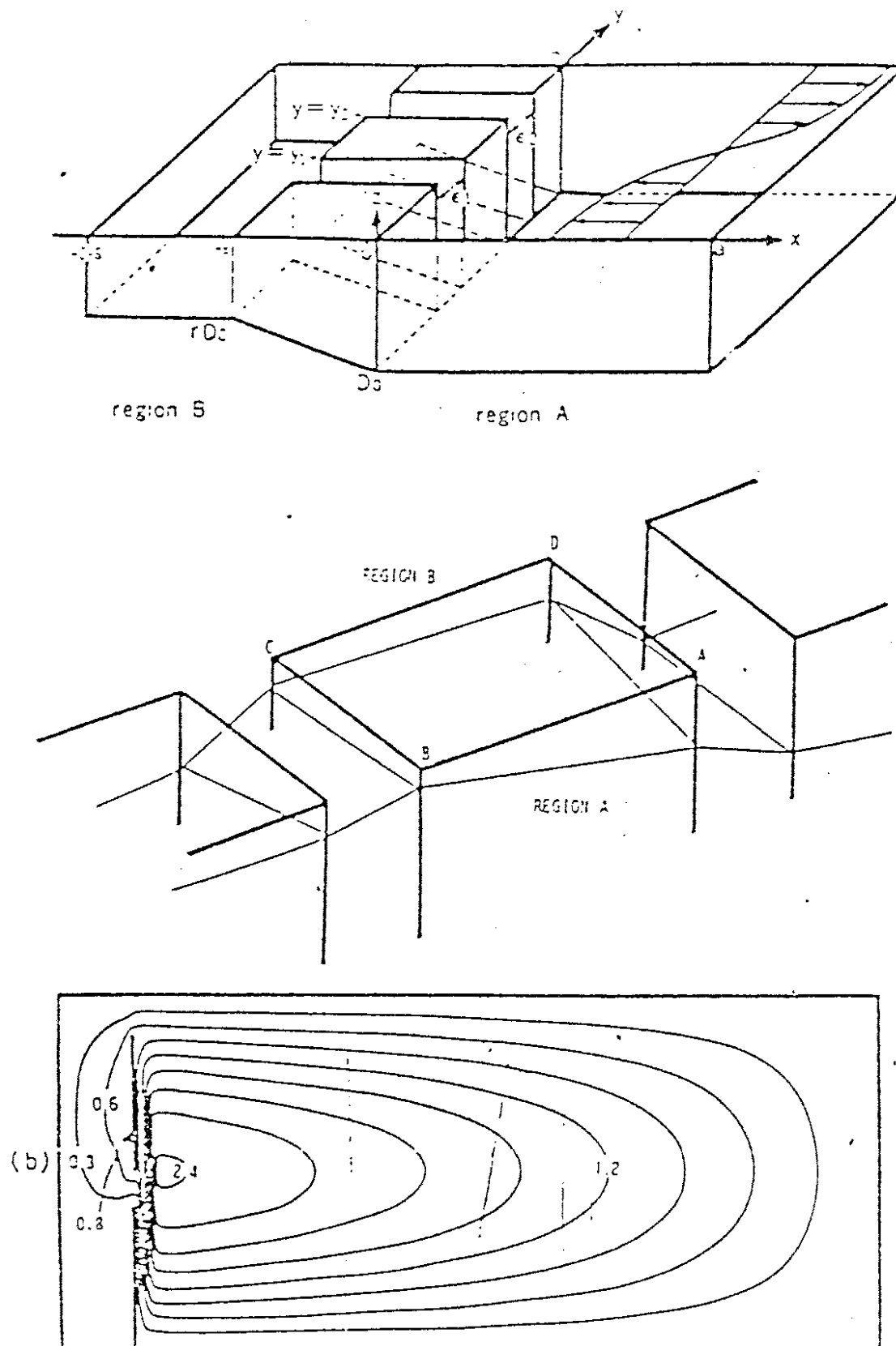


Fig. 5 Model ocean. Sketch of the sea surface topography near the channels, and Typical stream lines, used or calculated in Minato et al., (1980).

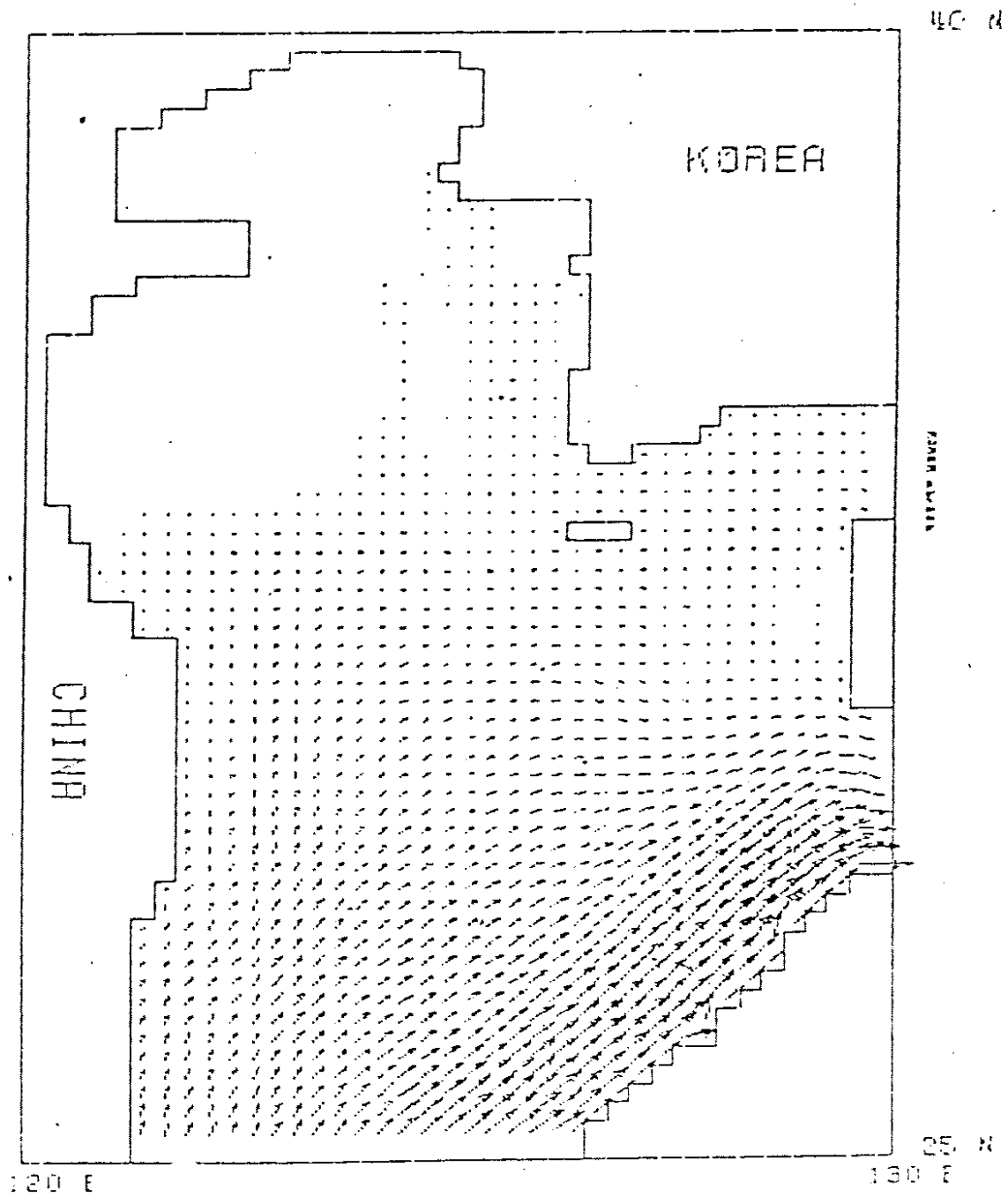


Fig. 6 Numerical model results by tidal model with input waters of 30Sv from the southern boundary and the free eastern boundary.

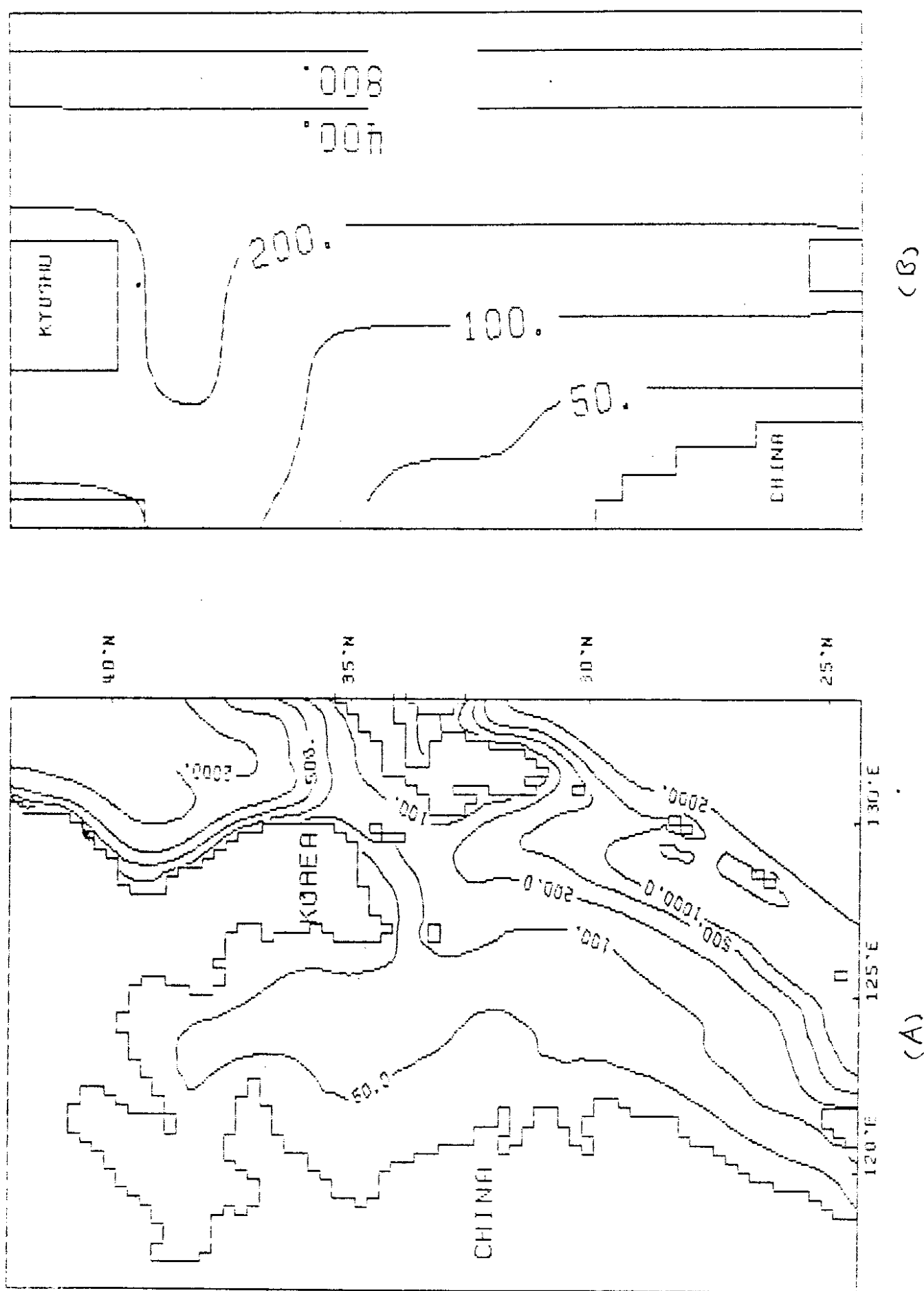


Fig. 7 Model domains and bottom topographies of (A) the East China Sea and (B) a simplified area along the edge of the East China Sea shelf, used in tidal model.

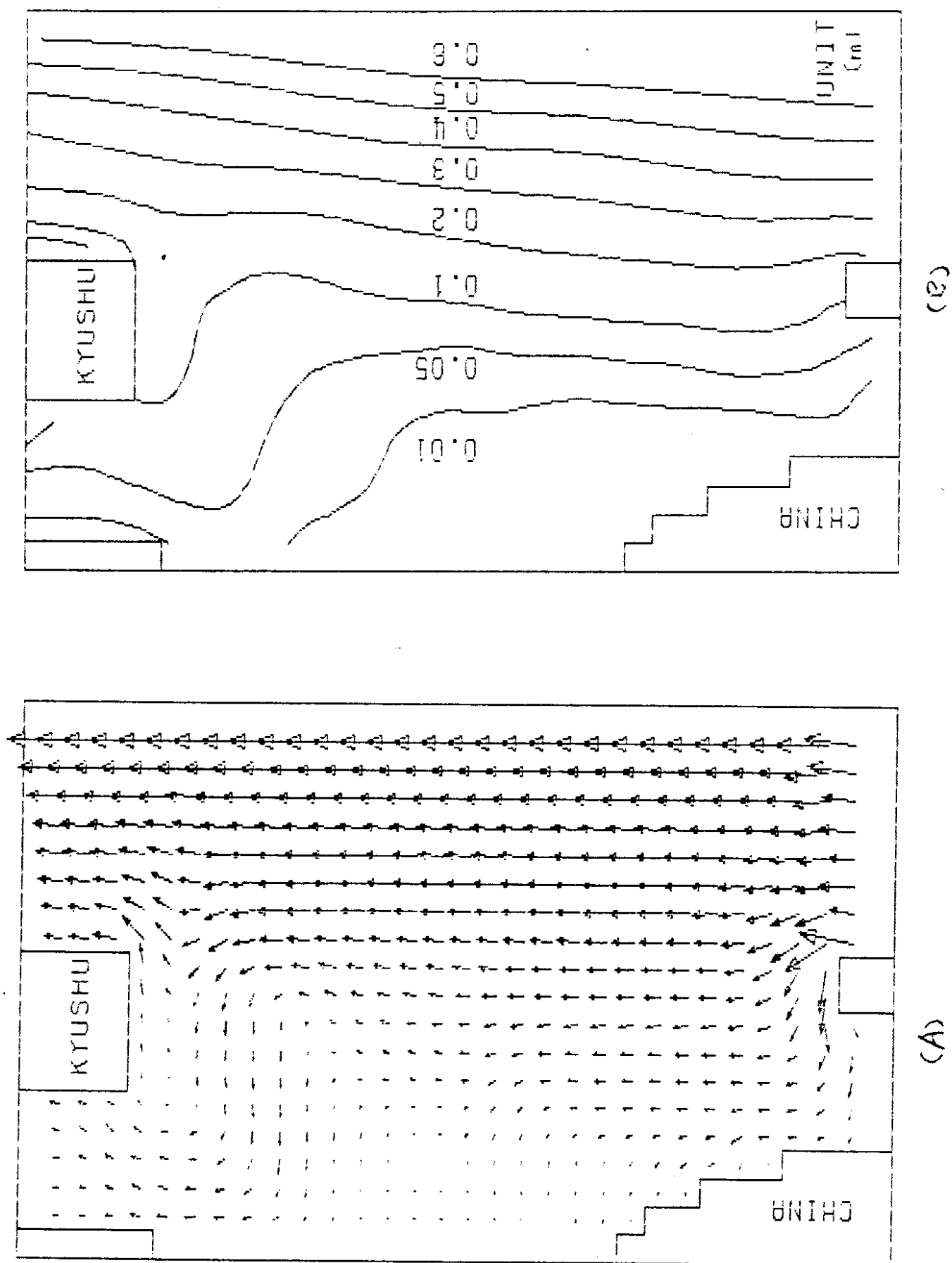


Fig. 8 Numerical model results (A) velocity (B) sea level by tidal model with input waters from the eastern section of the southern boundary and bottom frictional coefficient $k = 0.01$.

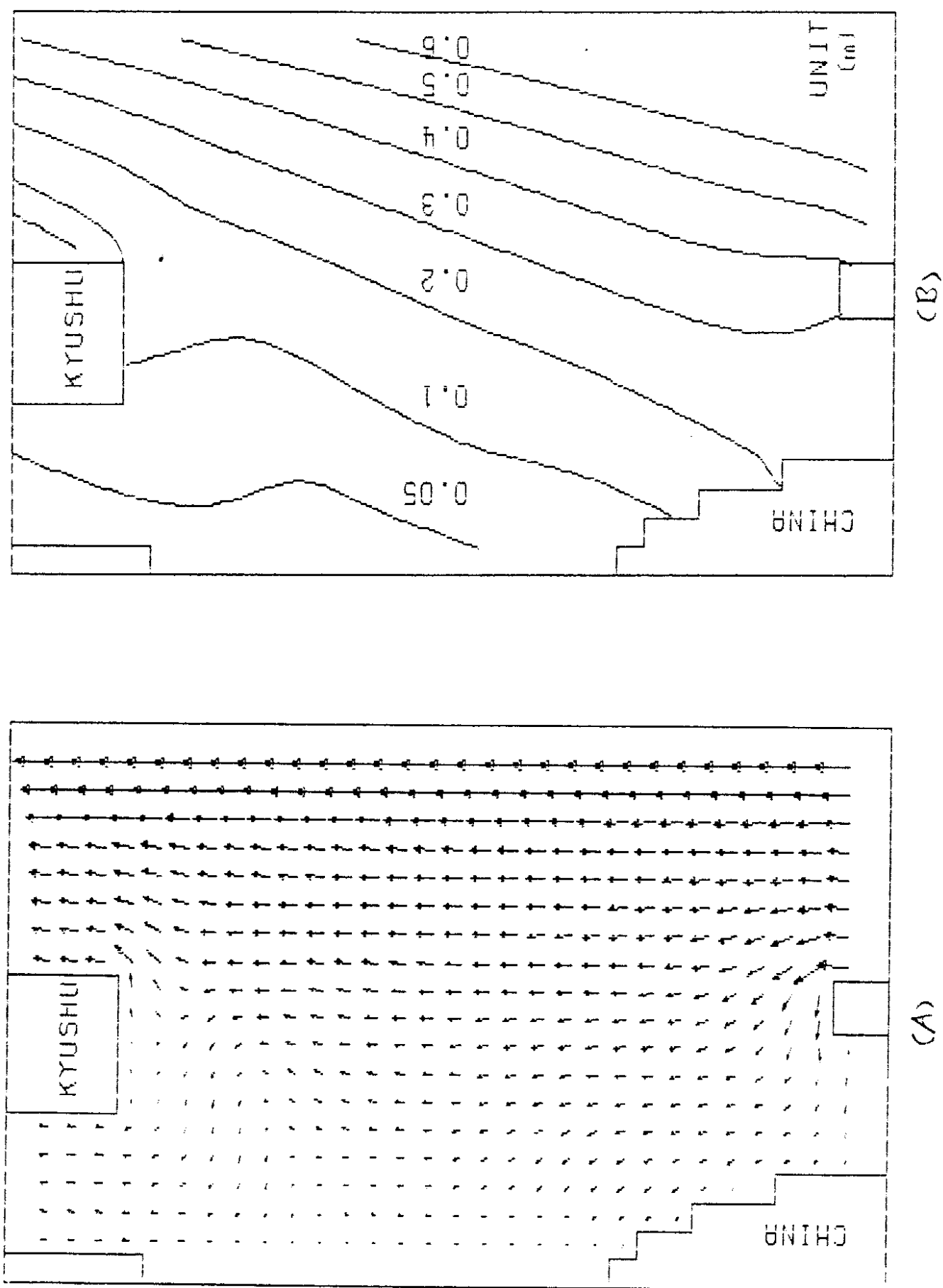


Fig. 9 Numerical model results (A) velocity (B) sea level by tidal model with input waters from the eastern section of the southern boundary and bottom frictional coefficient $k = 0.05$.

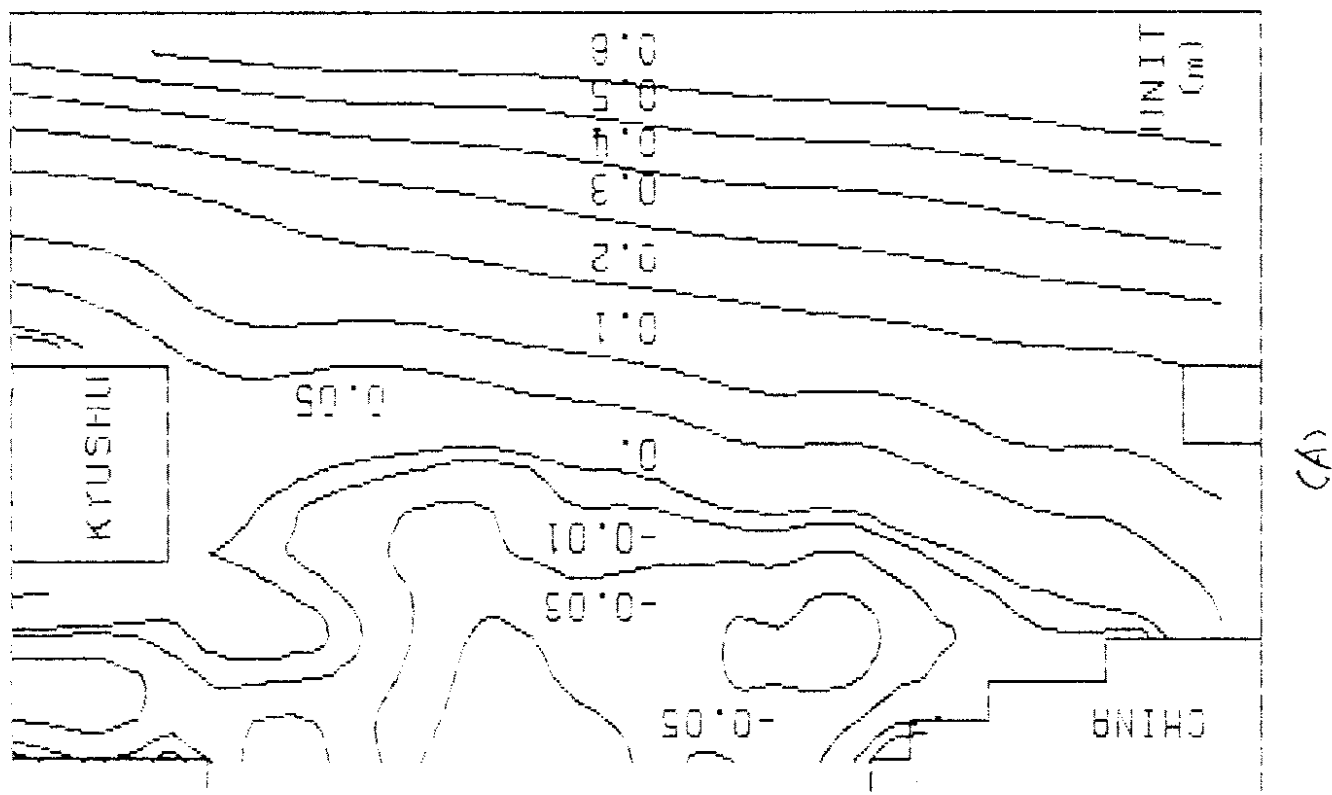
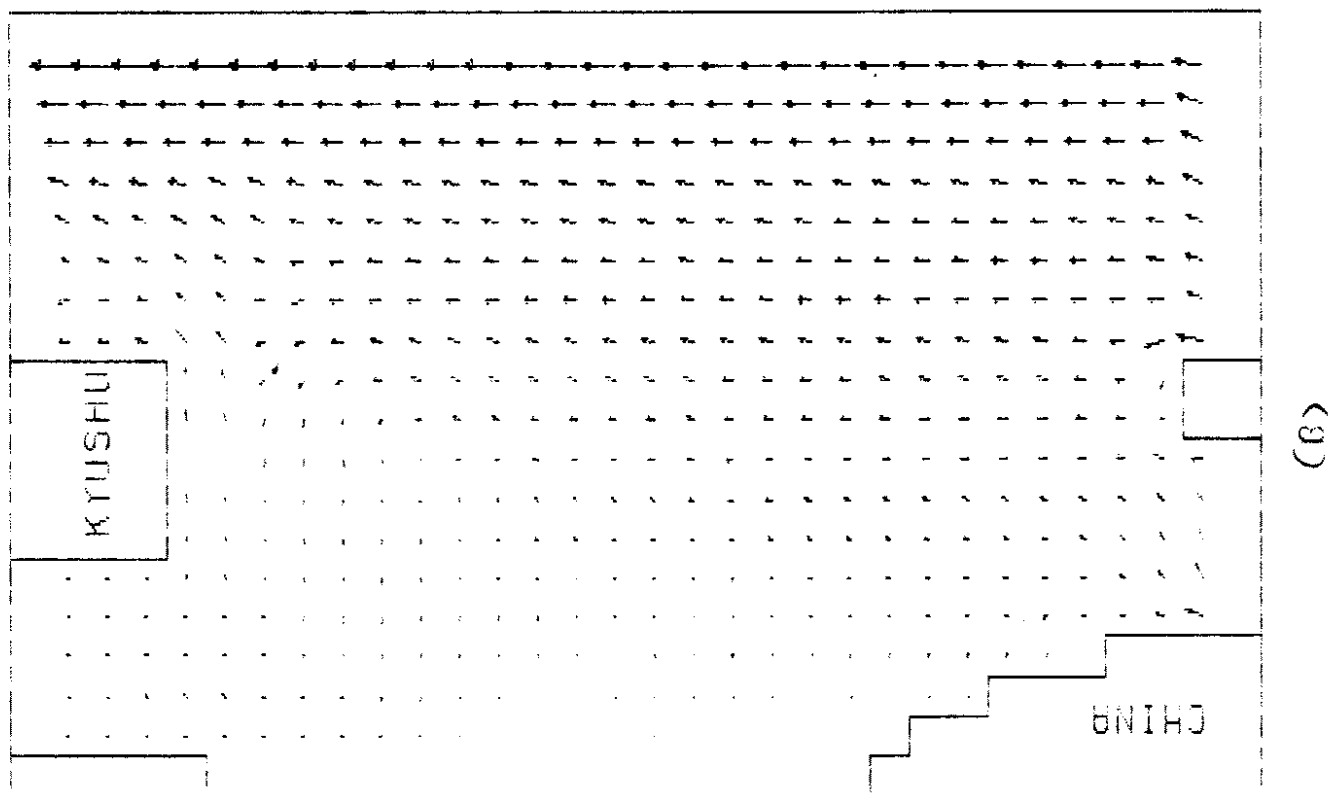


Fig.10 Numerical model results (A) velocity (B) sea level by tidal model with input waters from the eastern section of the southern boundary and bottom frictional coefficient $k = 0.001$.

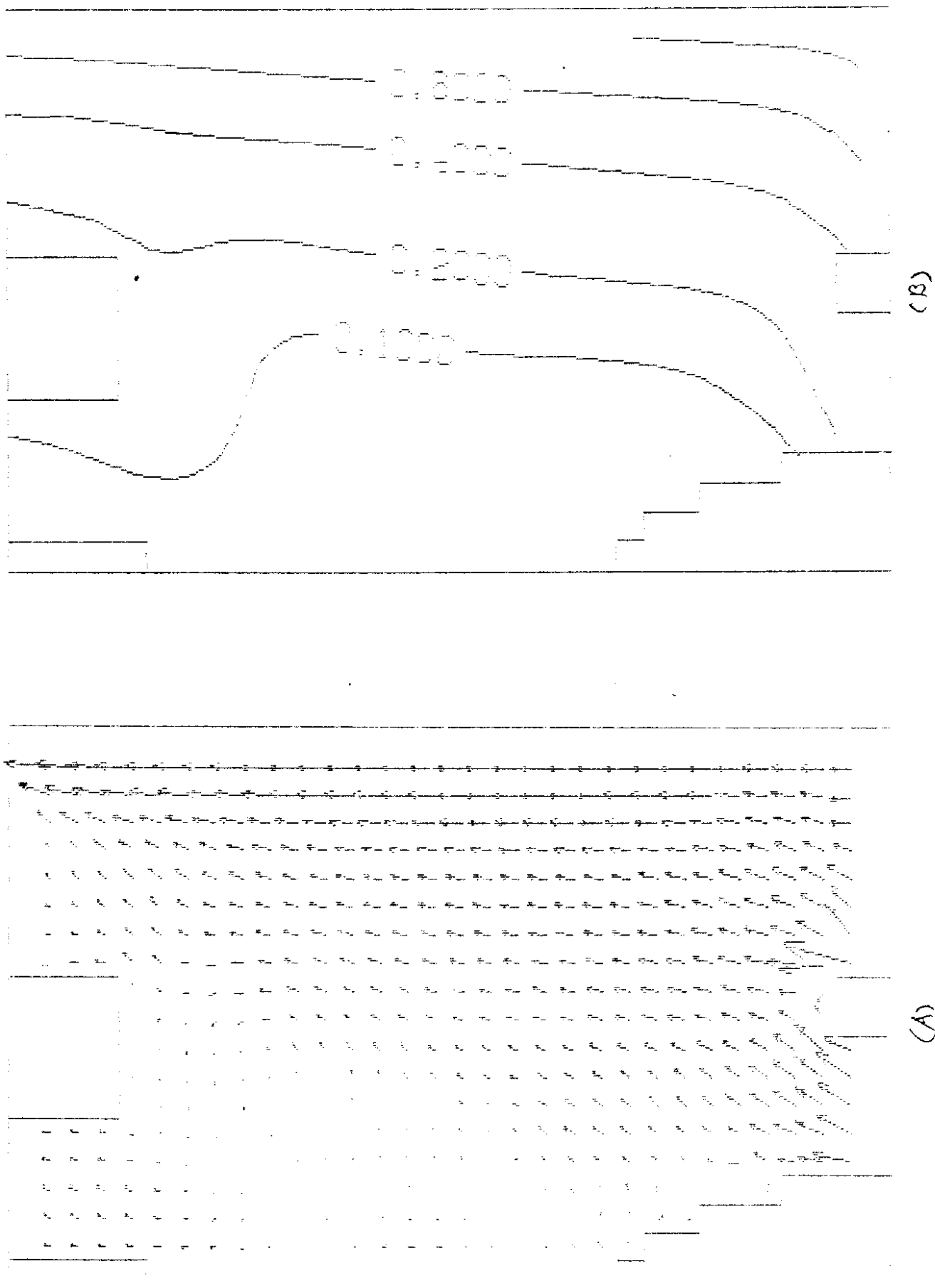


Fig.11 Numerical model results (A) velocity (B) sea level by tidal model with input waters from the whole section of the southern boundary and bottom frictional coefficient $k = 0.01$.

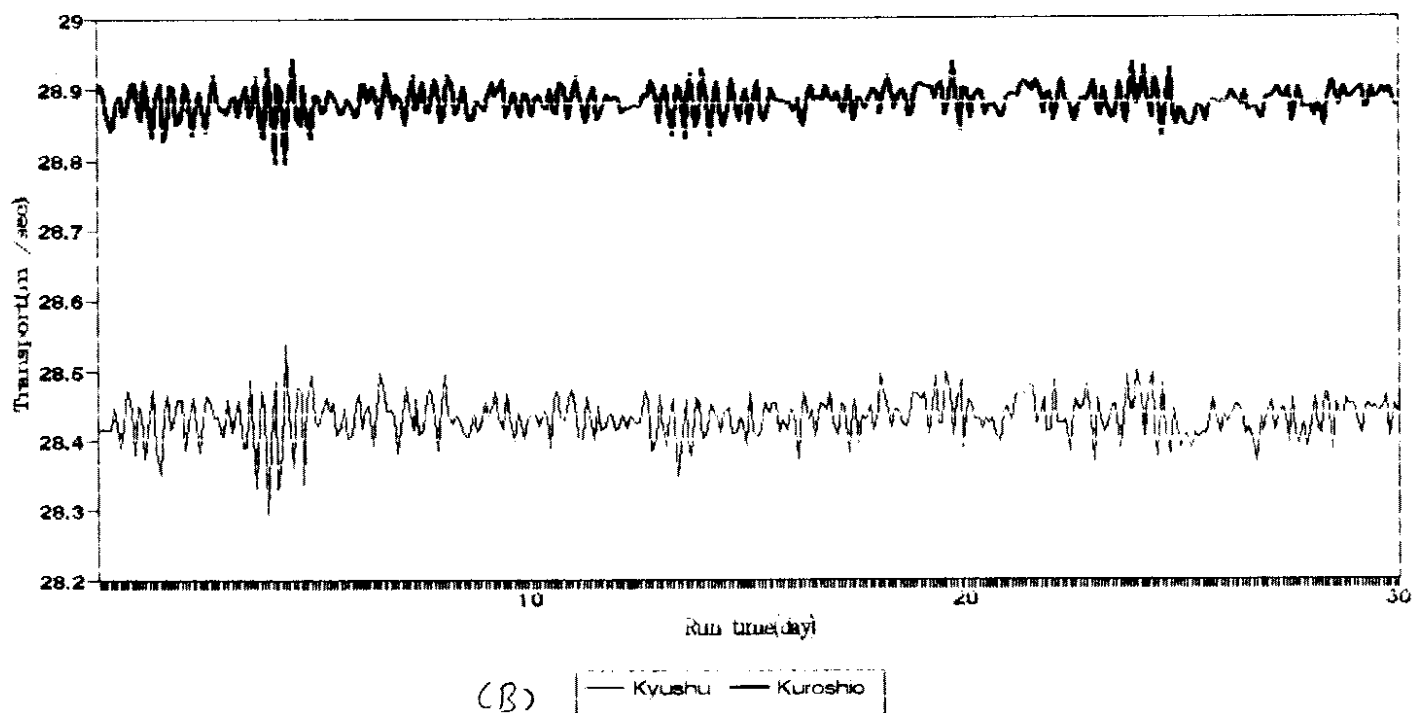
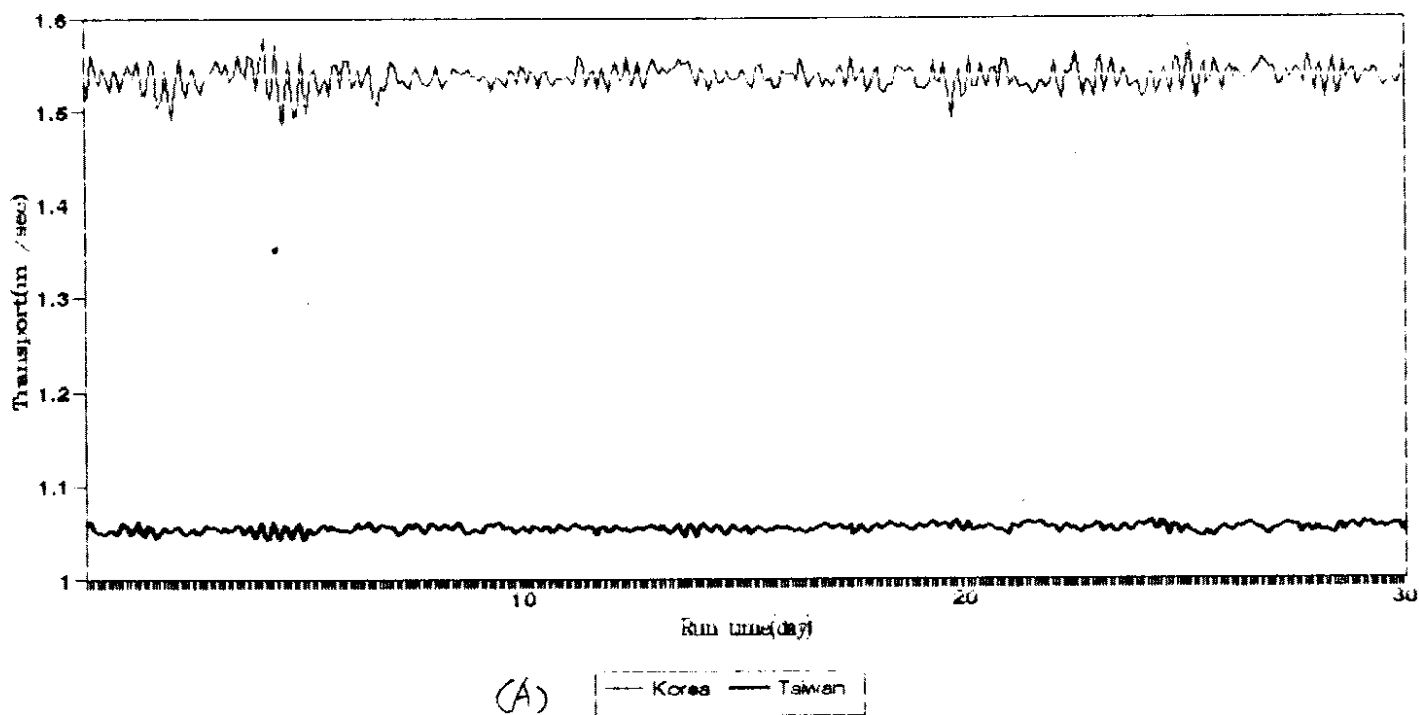


Fig.12 Comparison of volume transports through (A) Taiwan and Korea straits and (B) Kuroshio input and output, with the bottom friction term whose magnitude is about 20% of that of the Coriolis term.

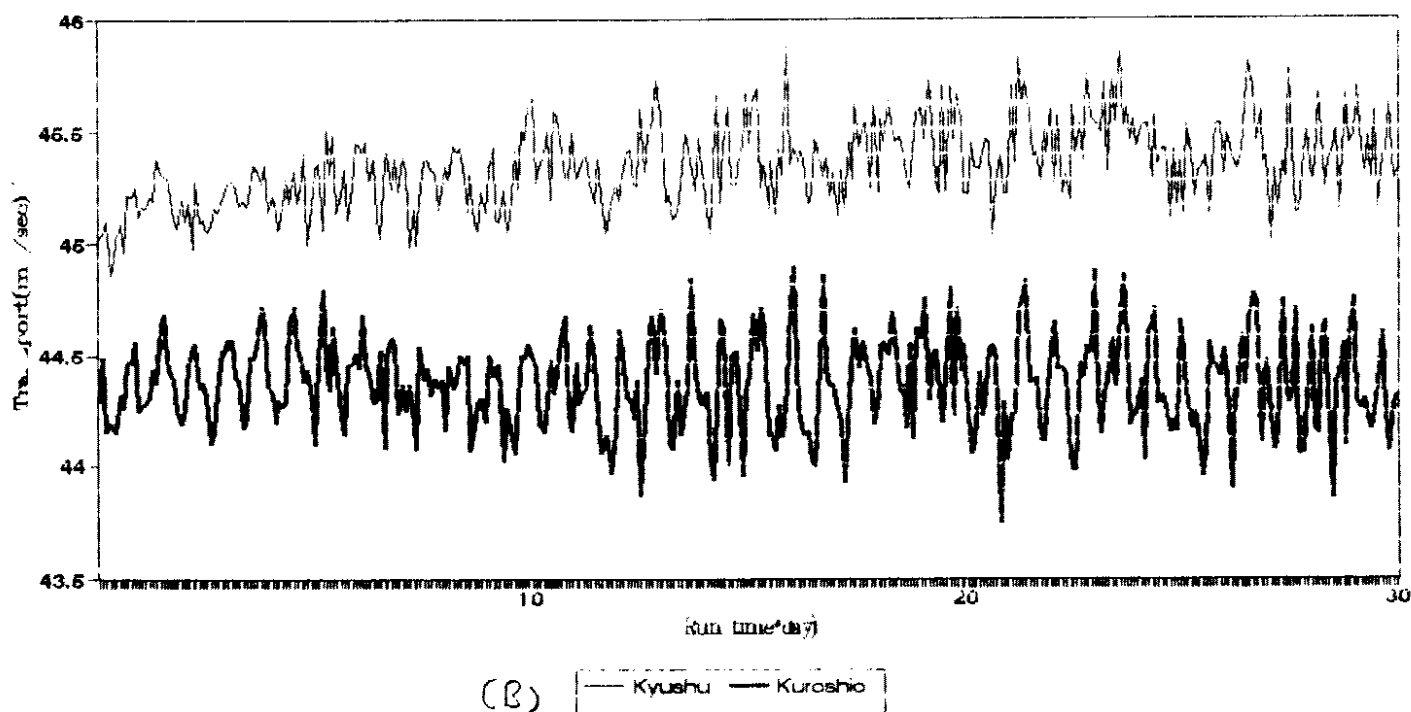
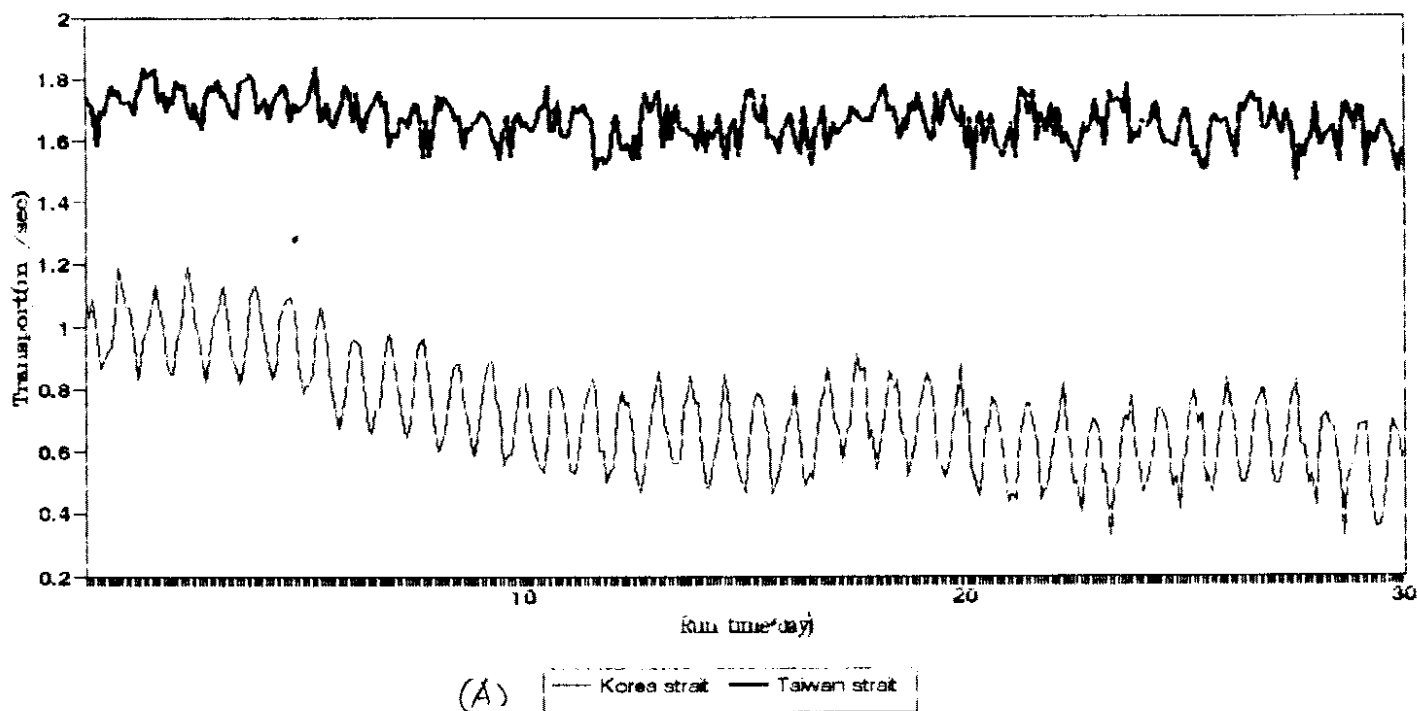


Fig.13 Comparison of volume transports through (A) Taiwan and Korea straits and (B) Kuroshio input and output, with the bottom friction term whose magnitude is about 10% of that of the Coriolis term.

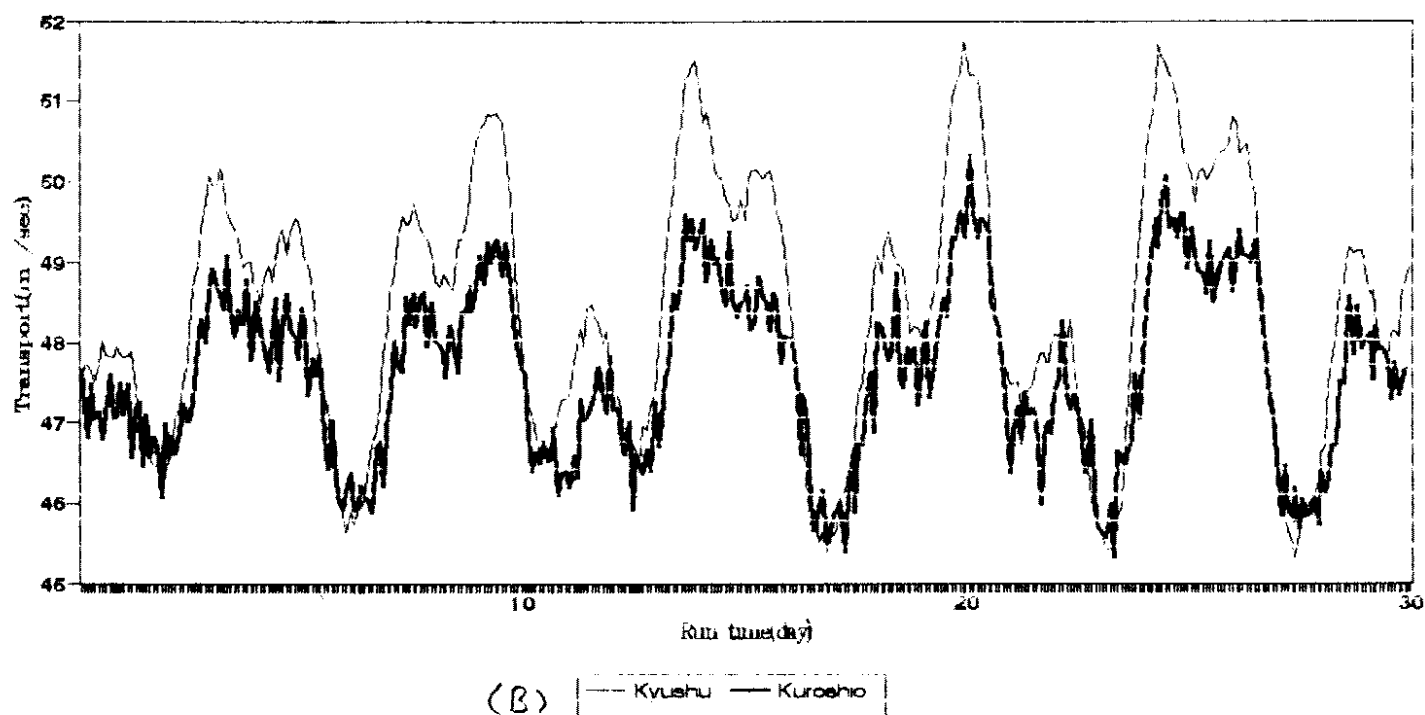
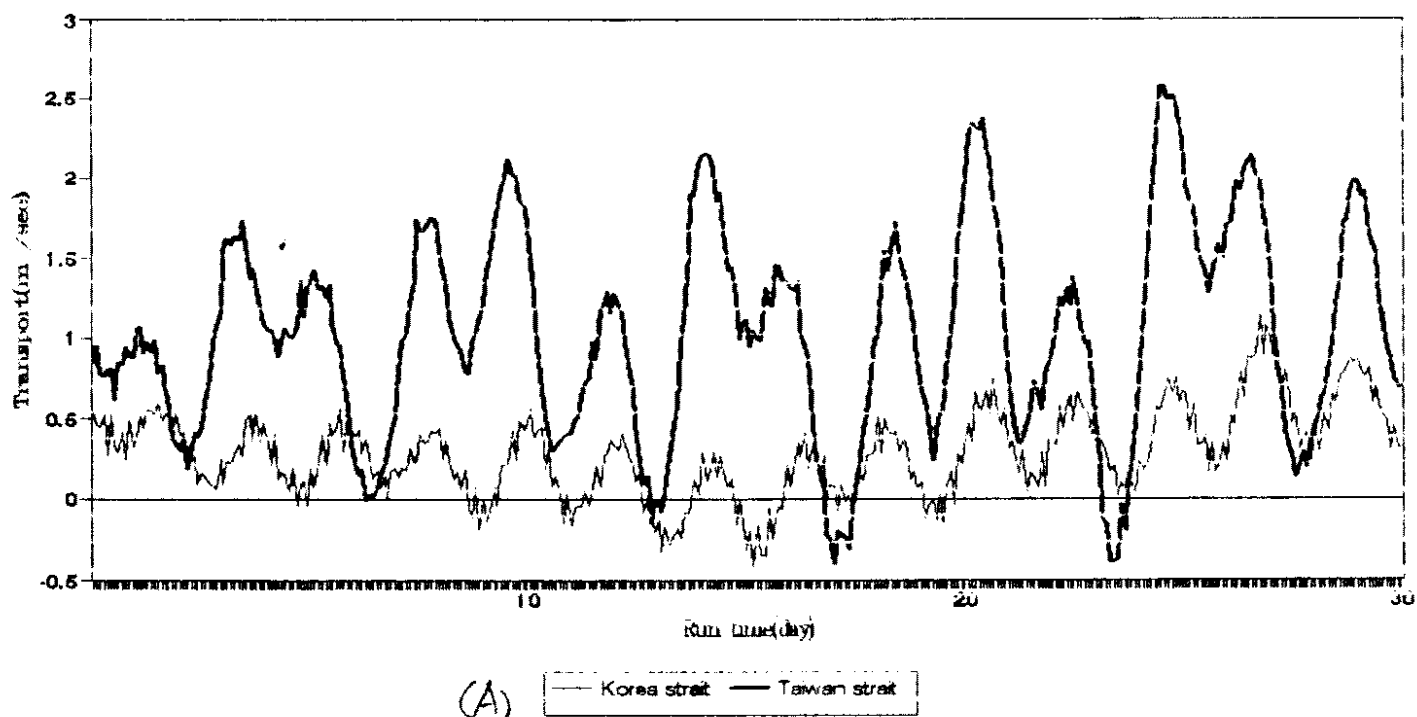
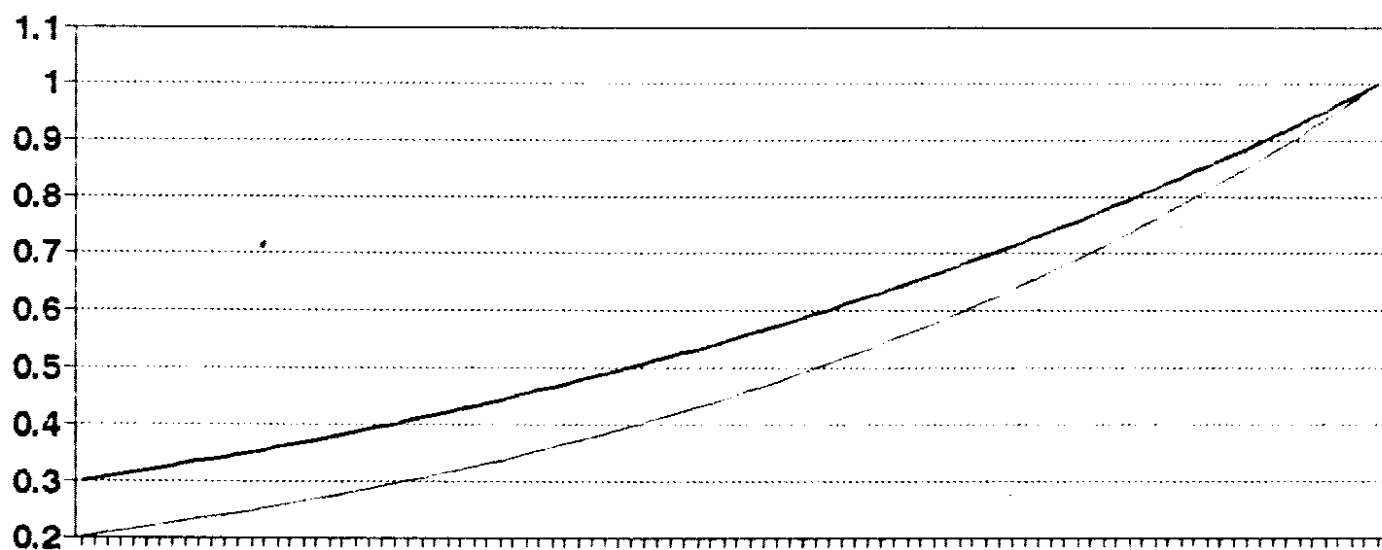
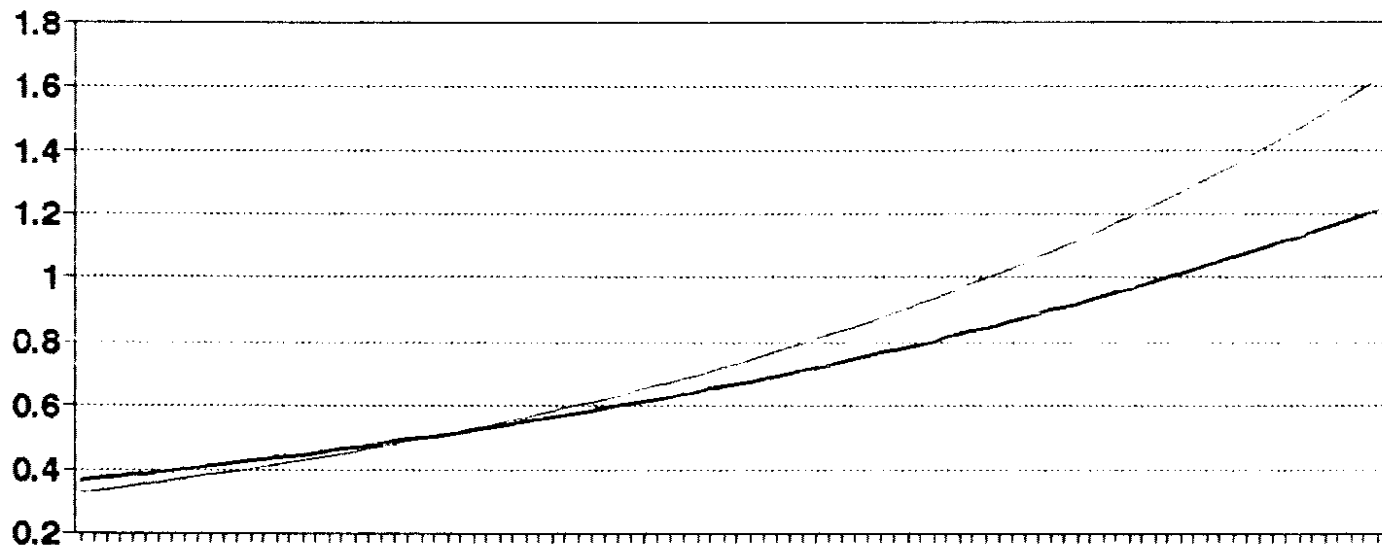


Fig.14 Comparison of volume transports through (A) Taiwan and Korea straits and (B) Kuroshio input and output, with the bottom friction term whose magnitude is about 2-5% of that of the Coriolis term.



NON-DIMENSIONAL SEA LEVELS

— large c — small c



NON-DIMENSIONAL VELOCITIES

— large c — small c

Fig.15 Comparison of (A) sea level profiles and (B) velocities across the channel in the cases of weak and strong bottom frictional coefficients.



Fig.16 Model domain and bottom topography of the East China Sea, used in GCM model.

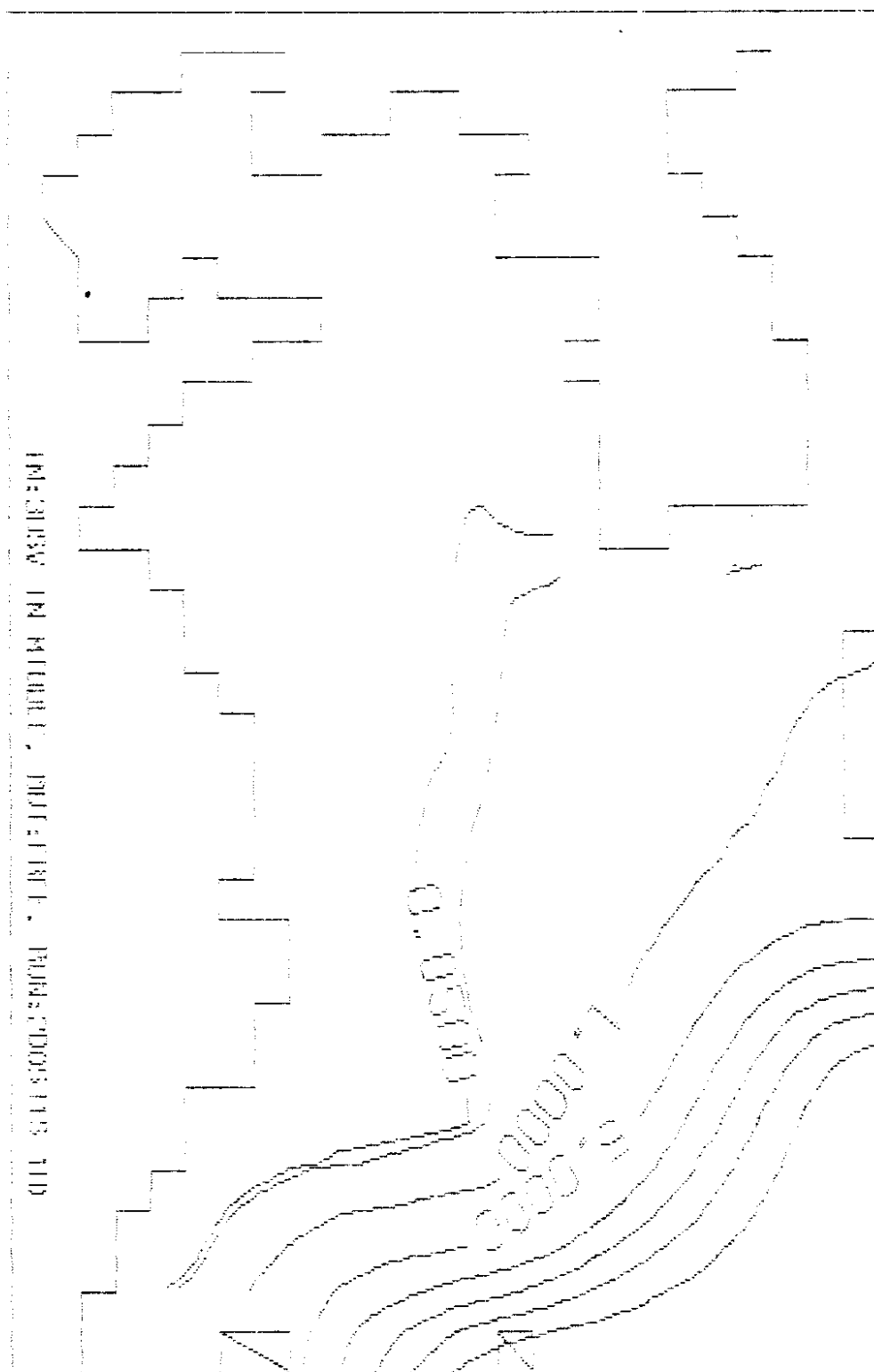


Fig.18 Stream lines in knots with input waters of 30Sv through the 300km wide section east of Taiwan and with free open eastern boundaries.



Fig.19 Stream lines in knots with input waters of 40Sv through the eastern section from 300km off Taiwan and with free open eastern boundaries.

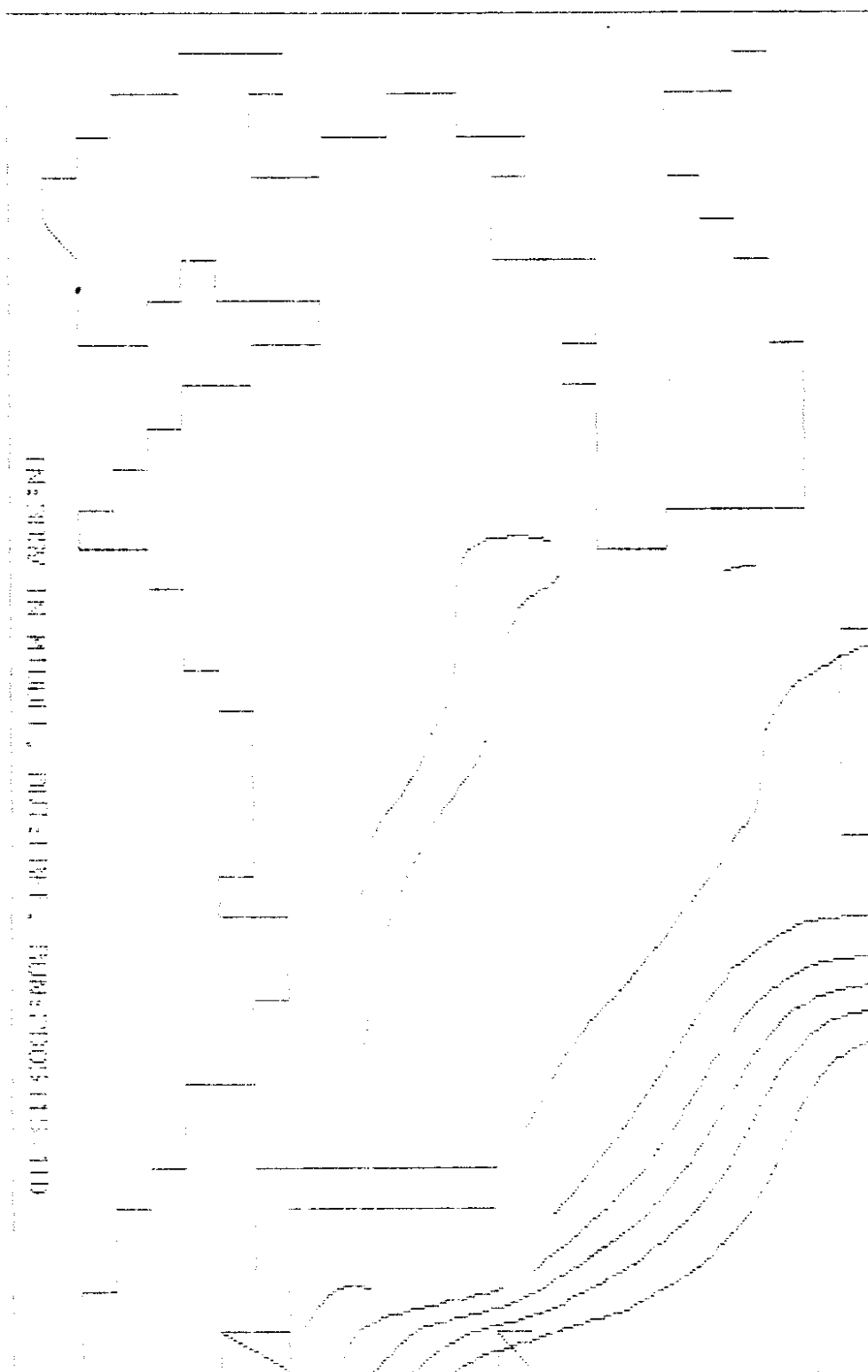


Fig.20 Stream lines in knots with input waters of 30Sv through the 300km wide section east of Taiwan, free open eastern boundaries, and a barrier to force the waters not to flow over the East China Sea shelf.



Fig.21 Stream lines in knots with input waters of 30Sv through the 300km wide section east of Taiwan, free open eastern boundaries, and a longer barrier to force the waters not to flow over the East China Sea shelf.

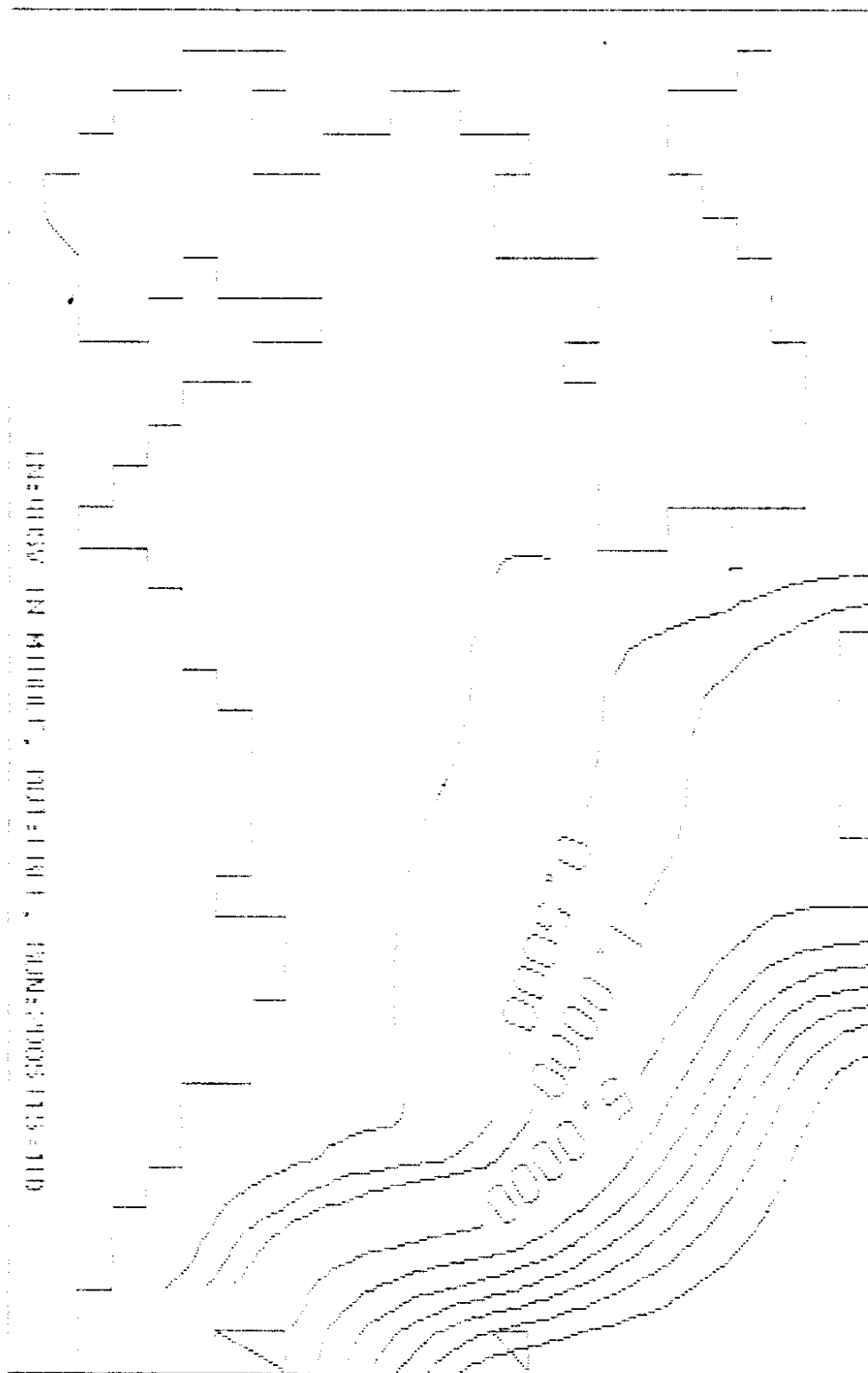


Fig.22 Stream lines in knots with input waters of 40Sv through the 300km wide section east of Taiwan and with free open eastern boundaries.

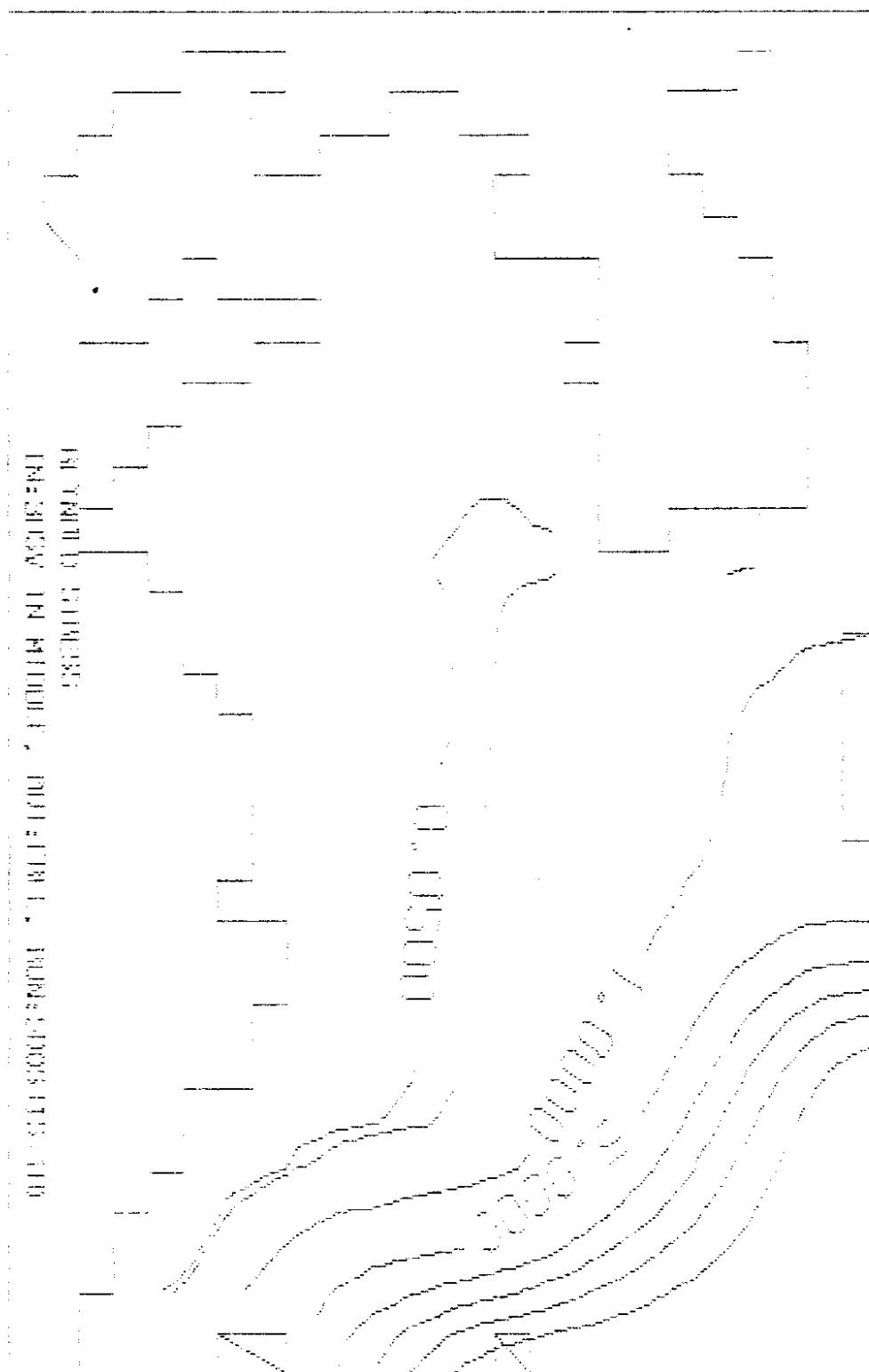


Fig.24 Stream lines in knots with input waters of 30Sv through the 300km wide section east of Taiwan, free open eastern boundaries, and Reynolds stresses of $82 \text{ cm}^2/\text{sec}^2$ and $-275 \text{ cm}^2/\text{sec}^2$ along the lines A and B shown in Fig.3, respectively.

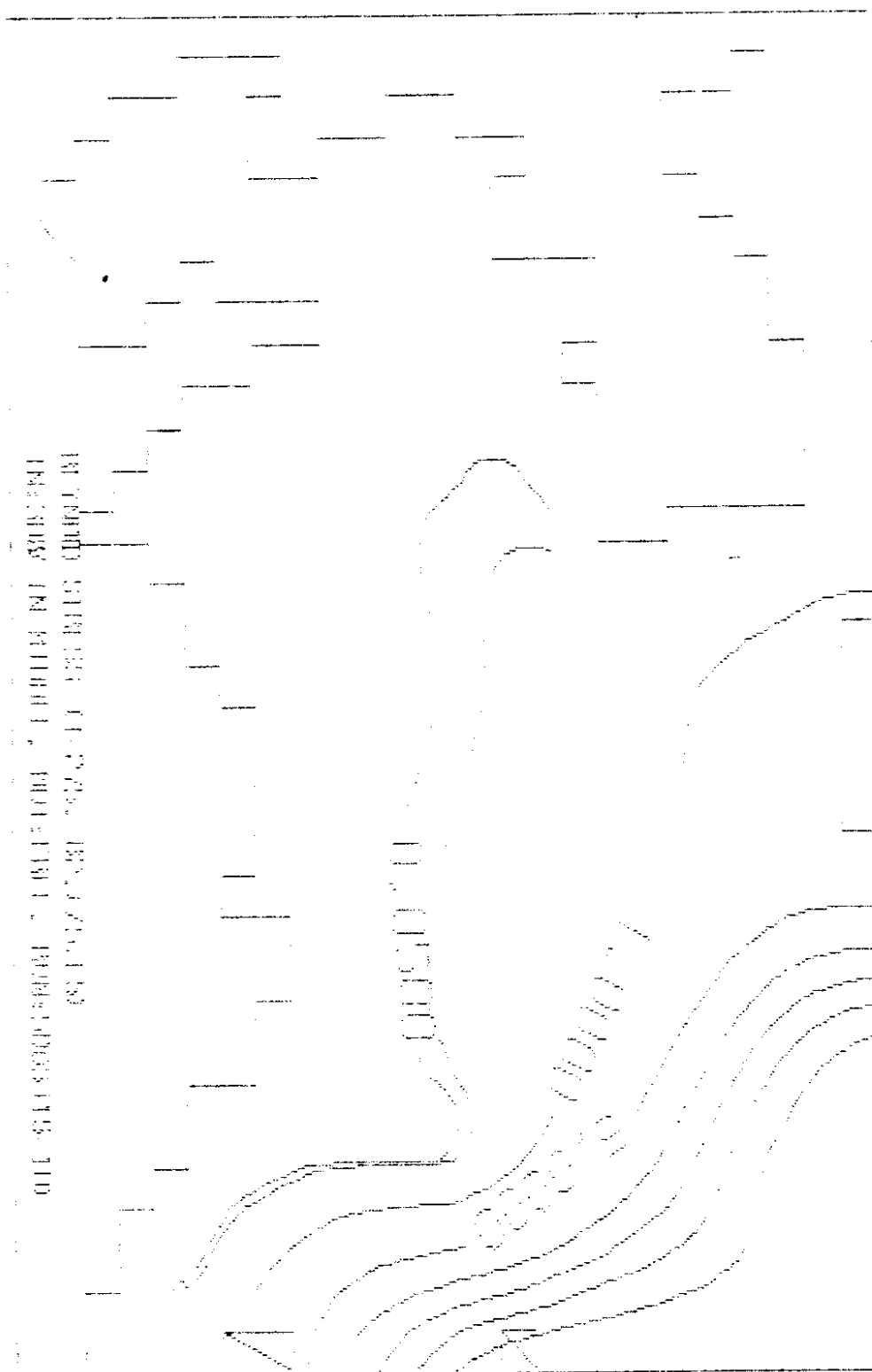


Fig.25 Stream lines in knots with input waters of 30Sv through the 300km wide section east of Taiwan, free open eastern boundaries, and Reynolds stresses of $820 \text{ cm}^2/\text{sec}^2$ and $-2750 \text{ cm}^2/\text{sec}^2$ along the lines A and B shown in Fig.3, respectively.

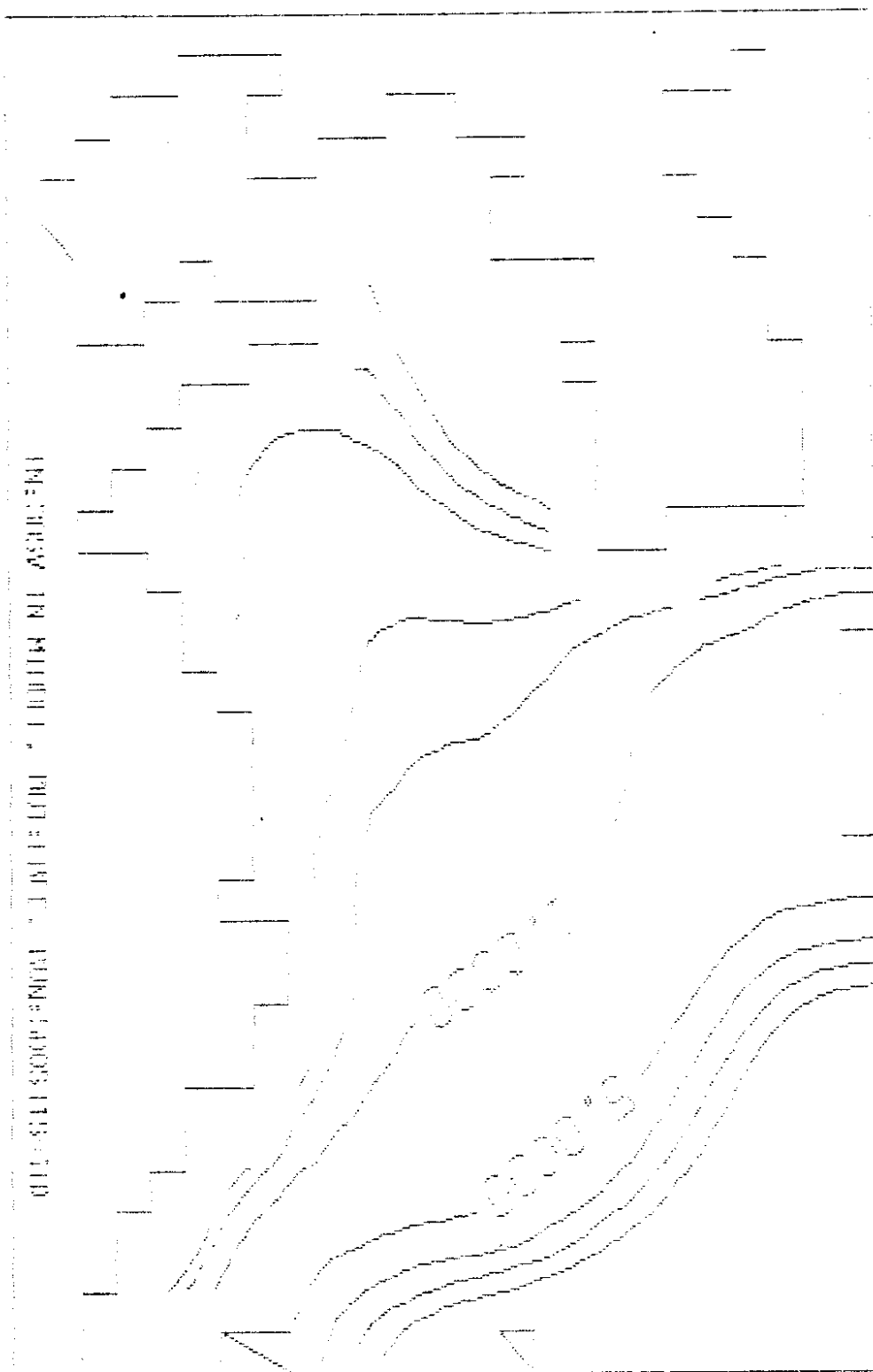


Fig.26 Stream lines in knots with input waters of 30Sv through the 300km wide section east of Taiwan, free open eastern boundaries, and southerly wind of 10m/sec.

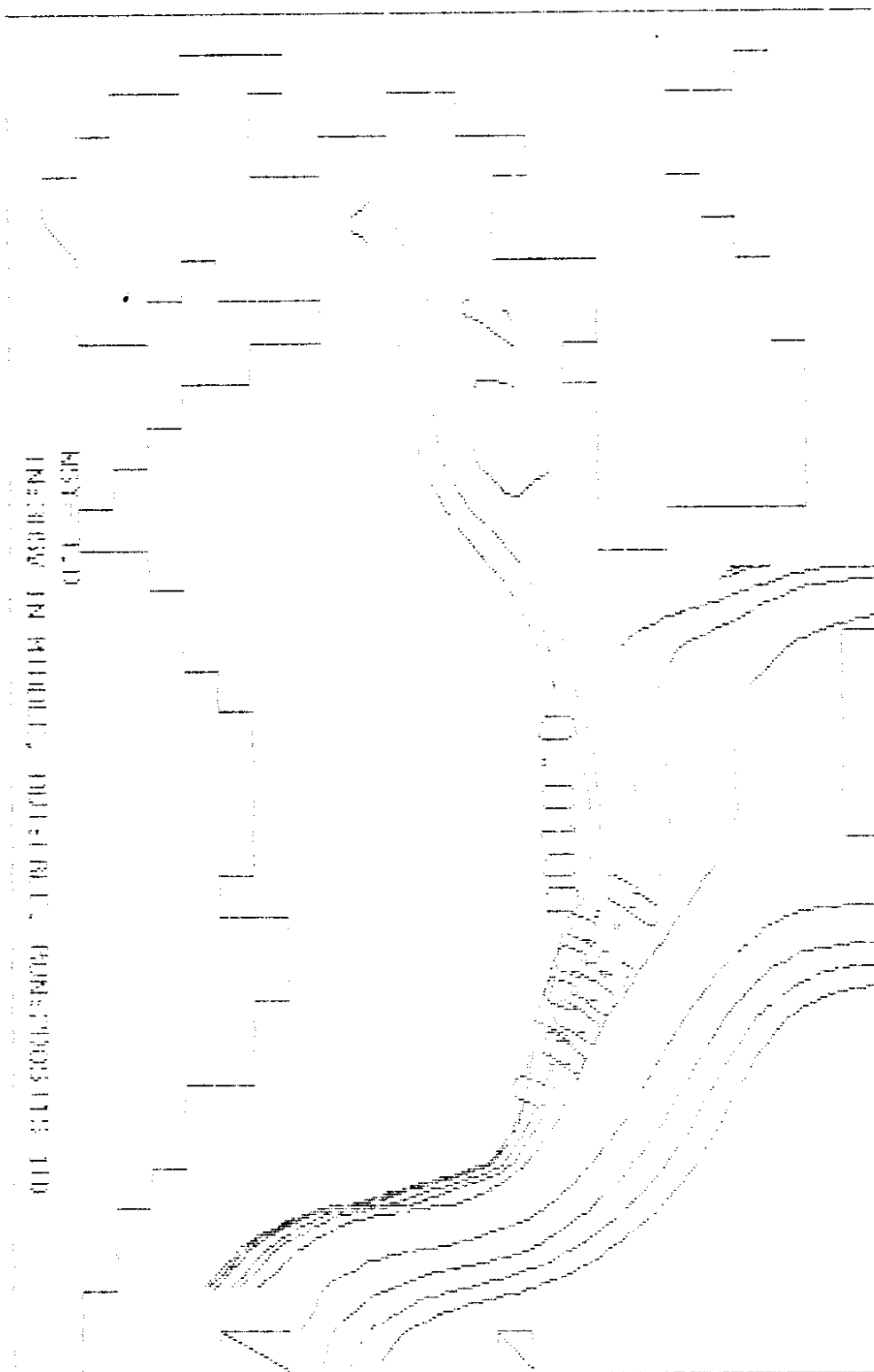


Fig.27 Stream lines in knots with input waters of 30Sv through the 300km wide section east of Taiwan, free open eastern boundaries, and northerly wind of 10m/sec.

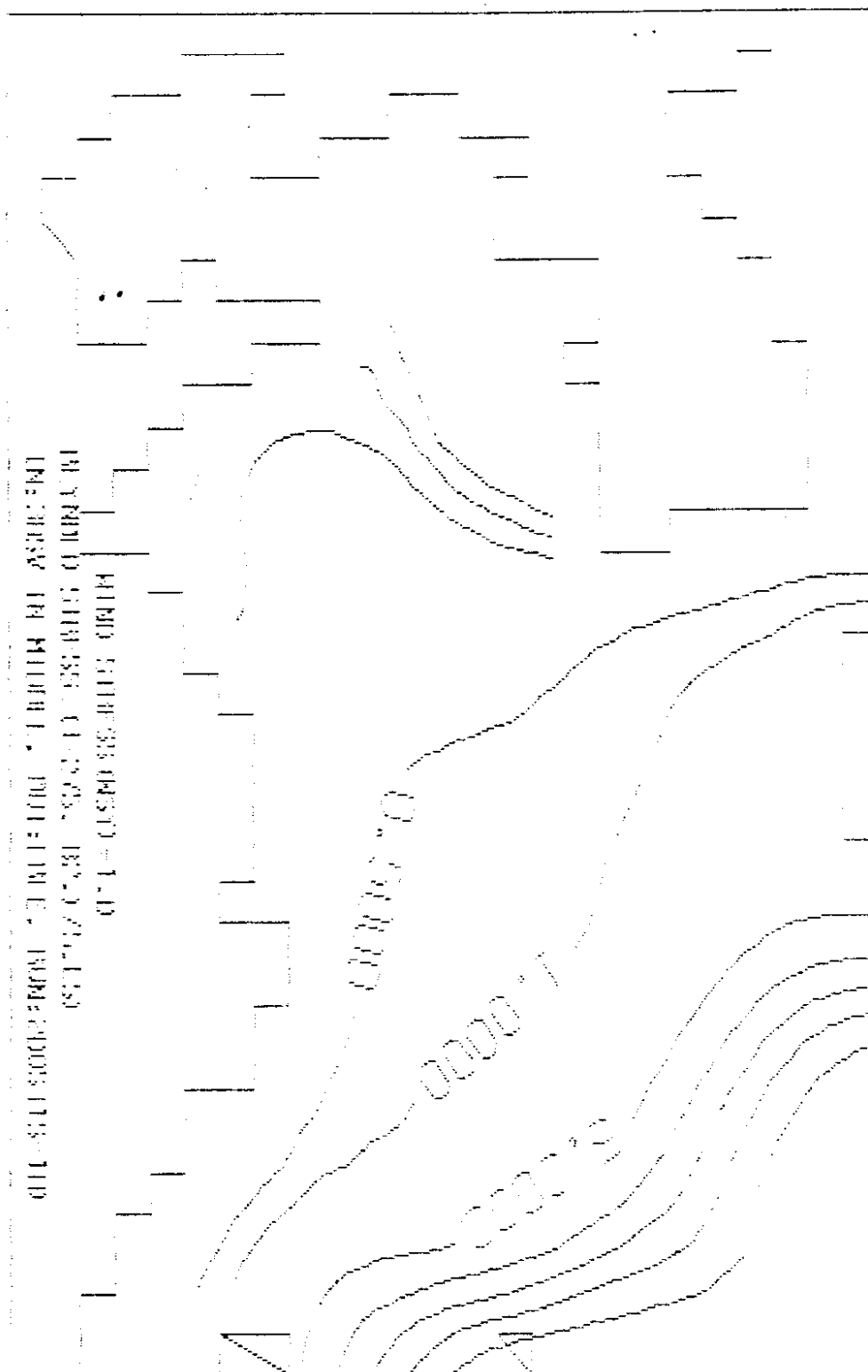


Fig.28 Stream lines in knots with input waters of 30Sv through the 300km wide section east of Taiwan, free open eastern boundaries, southerly wind of 10m/sec, and Reynolds stresses of $82 \text{ cm}^2/\text{sec}^2$ and $-275 \text{ cm}^2/\text{sec}^2$ along the lines A and B shown in Fig.3, respectively.

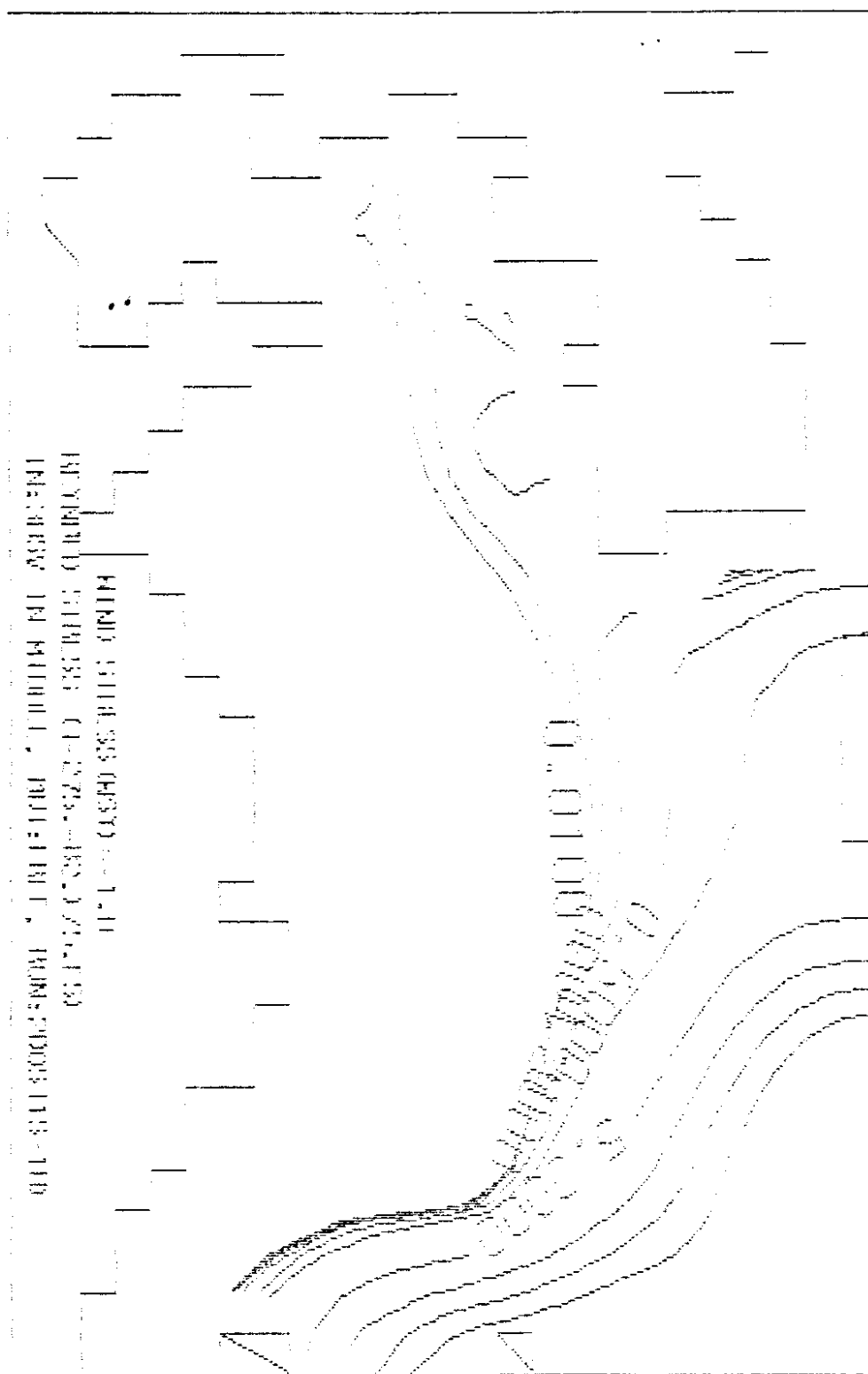


Fig.29 Stream lines in knots with input waters of 30Sv through the 300km wide section east of Taiwan. free open eastern boundaries, northerly wind of 10m/sec, and Reynolds stresses of $82 \text{ cm}^2/\text{sec}^2$ and $-275 \text{ cm}^2/\text{sec}^2$ along the lines A and B shown in Fig.3, respectively.

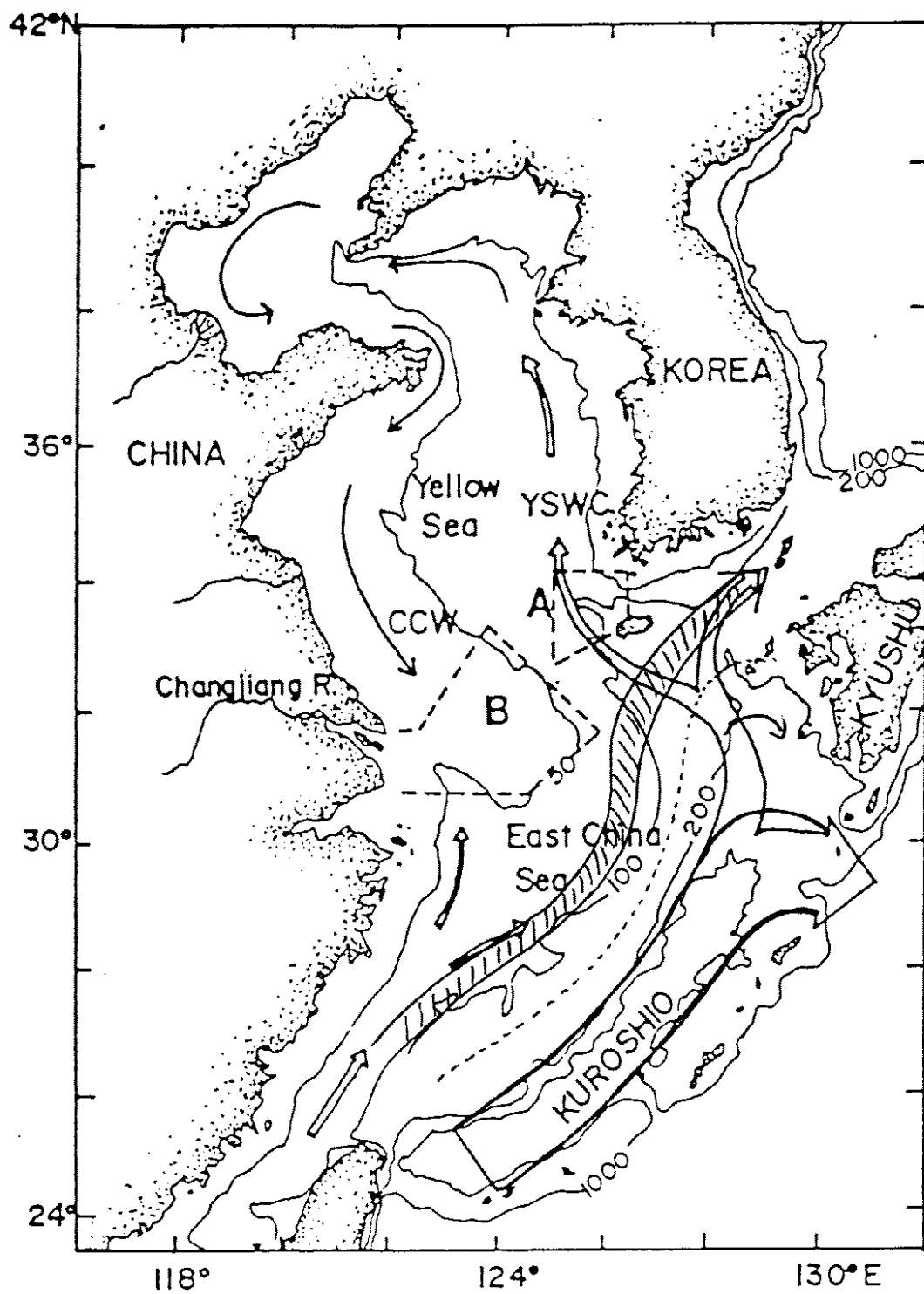


Fig.30 The path of Tsushima current shown in numerical model results.

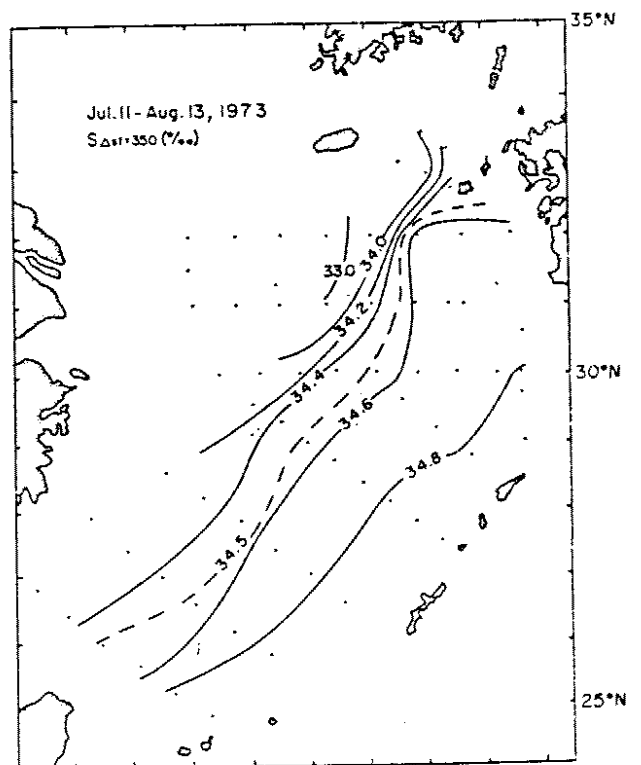
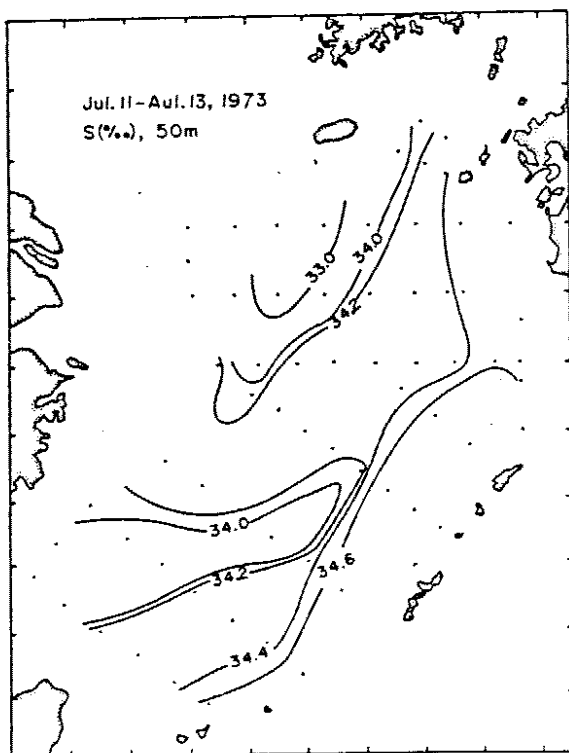
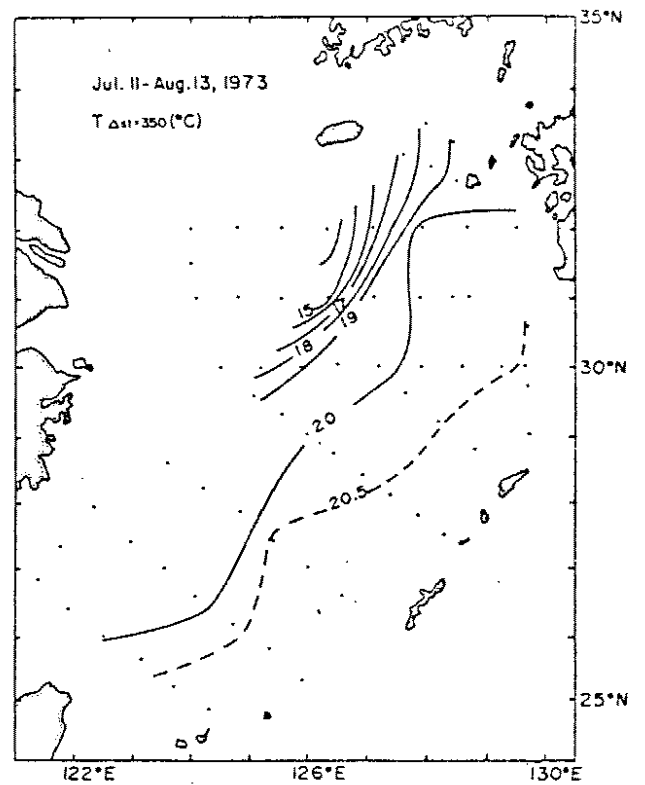
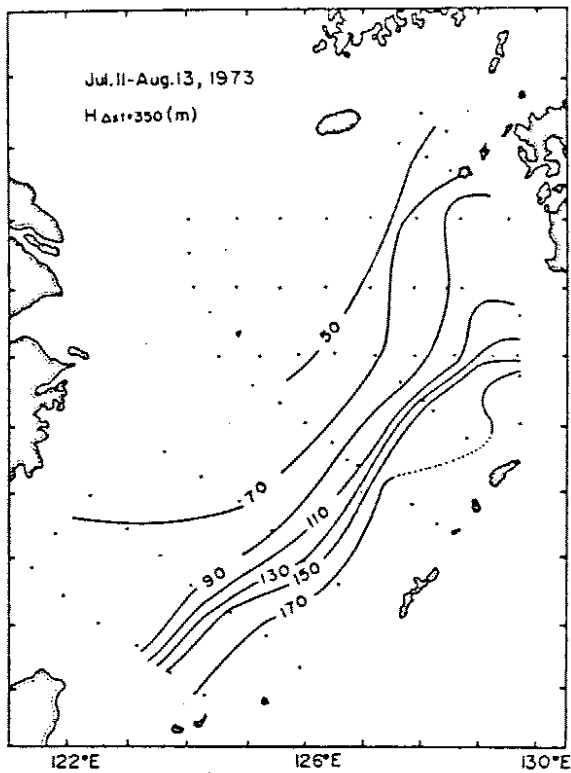


Fig.31 Depths of thermocline $\Delta s.t. = 350$ and isohalines on the surfaces of 50m depth and thermocline $\Delta s.t. = 350$ in Jul. 11 - Aug. 13, 1973. from Fishery's Office of Japan.

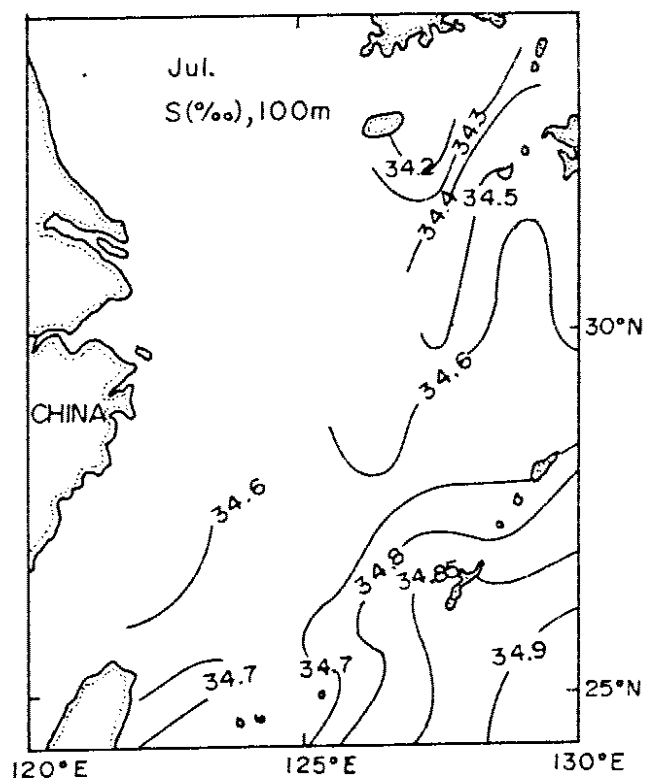
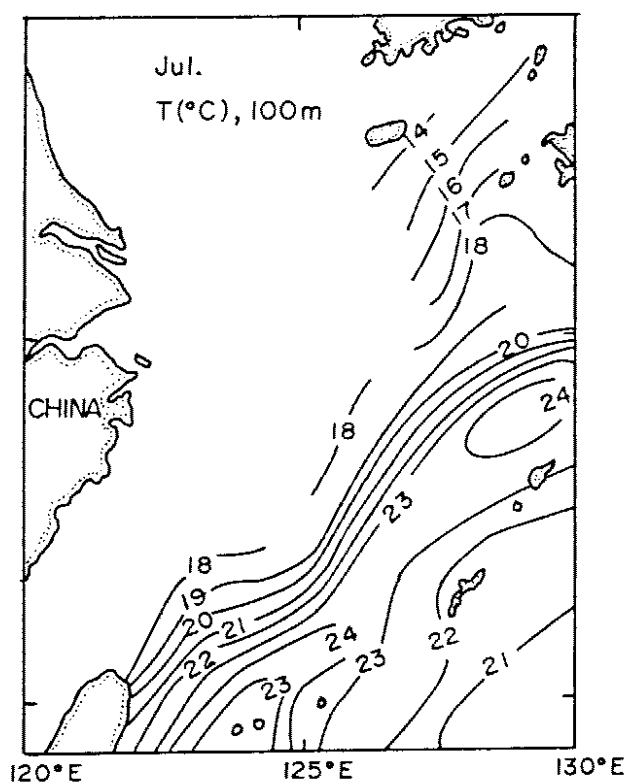
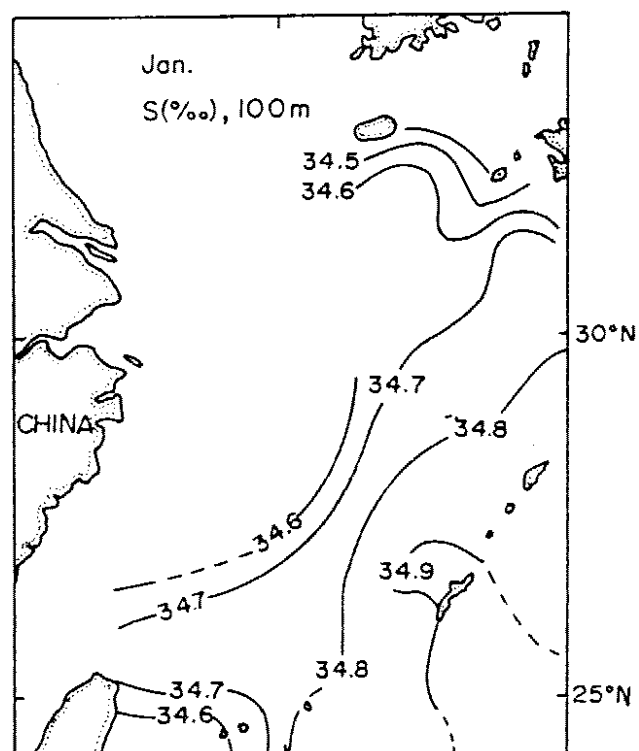
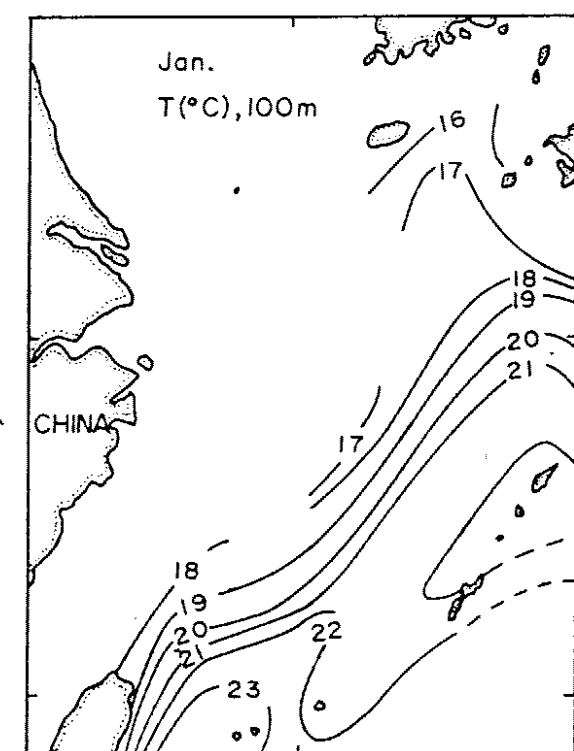


Fig.32 Horizontal distributions of mean temperature and salinity on the depth of 100m in Jan. and Jul., from Meteorological Office of Japan.

6. 인용문헌

- Ichiye Takashi, 1984. Some problems of circulation and hydrography of the Japan Sea and Tsushima Current. In: Ocean hydrodynamics of the Japan and East China Seas. T. Ichiye, editor, Elsevier, New York, pp15-54.
- and L. Li, 1984. A numerical study of circulation in a northeastern part of the East China Sea. In: Ocean hydrodynamics of the Japan and East China Seas. T. Ichiye, editor, Elsevier, New York, pp187-207.
- Hsueh, Y. and I.C. Pang, 1989. Coastally Trapped Long Waves in the Yellow Sea. J. Phys. Oceanogr., 19(5): 612-625.
- Lim Du Byung, 1971. On the origin of the Tsushima current water. J. Oceanol. Soc. Korea, Vol. 6, No. 2, pp85-91.
- Minato and Kimura, 1980. Volume transport of the western boundary current penetrating into a marginal sea. J. Oceanogr. Soc. Japan, 36, pp185-195.
- Miyazaki Michio and Shigeo Abe, 1960. On the water masses in the Tsushima Current Area. J. Oceanogr. Soc. Japan, Vol. 16, No.2, pp59-68.
- Nakao, T., 1977. Oceanic variability in relation to fisheries in the East China Sea and the Yellow Sea. J. Fac. Mar. Sci. Technol., Tokai Univ. Spec. No. Nov., 199-366.
- Nitani Hideo, 1972. Beginning of Kuroshio (in Kuroshio). Univ. of Tokyo Press, pp129-163.
- Nof, D., 1983. On the flow through broad gaps with application to the windward passage. J. Phys. Oceanogr. 13(10), pp1940-1956.
- , S.H. Im, 1985. Suction through broad oceanic gaps. J. Phys. Oceanogr. 15(12), pp1721-1732.
- , 1986. The bifurcation of outflows. J. Phys. Oceanogr. 17(1), pp37-52.
- , 1988. Outflows Dynamics. Geophys. Astrophys. Fluid Dynamics, 40,

pp165-193.

Pang, I.C., 1987. Theory of Coastally Trapped Waves and its application to the Yellow Sea. Ph.D thesis. Florida State Univ., 128p.

-----, 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(2), pp151-163

Park, Y.H., 1986. A simple theoretical model for the upwind flow in the southern Yellow Sea. J. of Oceanogr. Soc. Korea, 21, pp203-210.

Pedlosky, J., 1979. Geophysical Fluid Dynamics. Springer-Verlag, Berlin and New York, 87-99, pp624.

Røed, L.P. and C.K. Cooper, 1985. Open Boundary Conditions in Numerical Ocean Models. in Advanced Physical Oceanographic Numerical Modelling, edited by O'Brien J.J., D'Reidel Publishing Company, 411-436.

Qiu Bo and Norihisa Imasato, 1990. A numerical study on the formation of the Kuroshio Counter Current and the Kuroshio Branch Current in the East China Sea. Continental Shelf Research, Vol. 10, No. 2, pp165-184.

Rikishi Kunio and Takashi Ichiye, 1986. Tidal fluctuation of the surface currents of the Kuroshio in the East China Sea. Prog. Oceanog., Vol. 17, pp193-213.

Sawara Tsutomu and Yoichi Hanzawa, 1979. Distribution of water type in the East China Sea. 海と空, Vol. 54, No. 4, pp13-26.

Uda M. 1934. The results of simultaneous oceanological investigations in the Japan Sea and its adjacent waters in May and June, 1932. JIFES, 5, pp57-190.

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. T. Ichiye, editor, Elsevier, New York, pp167-186.

※ 논문발표실적 또는 계획

발표예정 : 1993. 2.1 - 2.6

제주대학-나가사키대학 공동연구 세미나 (나가사키)

1993. 5.9 - 5.15

7th JECSS/PAMS (Qingdao)

논문예정 : On the origin of the Tsushima current

수산학회지 또는 해양학회지

※ 학위 배출실적

박사과정 1명이 이 연구로 논문을 쓰고 있음.

연구비 항목별 집행내역

1. 연구보조원 수당 : 1,800,000원

(석사과정의 학생이 박사과정으로 입학했기 때문에 연구수당을 올려줌)

1차년도: 석사과정 50,000원/개월·인 $\times$ 12개월 $\times$ 1인 = 600,000원

2차년도: 박사과정 100,000원/개월·인 $\times$ 12개월 $\times$ 1인 = 1,200,000원

2. 여비 : 600,000원

1차년도: 서울-제주 교통비과 숙박료 150,000원/회 $\times$ 2회 = 300,000원

2차년도: 서울-제주 교통비과 숙박료 150,000원/회 $\times$ 2회 = 300,000원

3. 연구기기 및 부품구입비, 기자재임차료, 컴퓨터사용료 : 2,916,000

(486 기종으로는 현재 사용한 프로그램을 수행할 수 있기 때문에 2차년도에서는 대형컴퓨터를 사용하는 대신 컴퓨터를 구입하였음)

1차년도 컴퓨터 사용료 500,000원

2차년도: 486 computer 2,190,000원/대 $\times$ 1대 = 2,190,000원

디스켓 15,000원/박스 $\times$ 10박스 = 150,000원

컴퓨터 카트리지 4,000원/개 $\times$ 4개 = 16,000원

프린터 용지 20,000원/박스 $\times$ 3박스 = 60,000원

4. 참고문헌비 : 395,000

1차년도: 복사비 100,000원

책구입 (Numerical Recipes) (직접구입)

\$ 44.50 = 35,000원

2차년도: 복사비 100,000원

책구입 (Advanced Physical Oceanographic Numerical Modelling)

(과학서적센타를 통해 구입) 160,000원

5. 연구회의비 : 200,000원

1차년도: 50,000원/회 $\times$ 2회 = 100,000원

2차년도: 50,000원/회 $\times$ 2회 = 100,000원

6. 인쇄비 : 50,000원

7. 공과제잡비 : 240,000원

1차년도: 10,000원/개월 $\times$ 12개월 = 120,000원

2차년도: 10,000원/개월 $\times$ 12개월 = 120,000원

총계 : 6,201,000원