제2단계 2차년도 연 차 보 고 서

해양환경 감시 및 평가 기술

Marine Environmental Monitoring and Assessment Technology

연안수질 평가 및 예측 기술

Development of Coastal Water Quality Assessment and Prediction Technology

연구기관 한국해양연구소

환 경 부

제 출 문

환경부장관 귀하

본 보고서를 <u>해양환경 감시 및 평가기술</u> 사업의 <u>연안수질 평가 및 예측</u> 기술 과제의 제 2단계 2차년도 연차보고서로 제출합니다.

1997, 12, 14

연구기관명: 한국해양연구소

_연구책임자 : 김 창 식

연구원: 이 종 찬 우 한 준 정 태 성 (한남대/자문)
 오 병 철 전 기 천 서 승 원 (군산대/자문)
이 동 영 박 광 순 박 일 홈 (부경대)
서 승 남 심 재 설 유 동 훈 (아주대)
강 시 환 박 승 준 강 찬 수 (아주대)
김 백 운 김 선 정 이 민 호 (아주대)
소 재 귀 박 영 길 오 정 환 (인하대)

위탁연구 1: 충남대학교 해양학과 위탁연구 2: 인하대학교 해양학과

박 민 희 김 도 연 (인하대)

위탁연구책임자 : 김 기 현 위탁연구책임자 : 박 경

김 태 림

* 본 연구 보고서의 내용, 자료 및 기술에 대해 문의사항이 있으시면 연구책임자 김 창 식 (TEL & FAX: 0345-400-6340,

email: surfkim@kordi.re.kr)에게

연락하시기 바랍니다.

요 약 문

- I. 제 목 : 연안수질 평가 및 예측 기술 개발
- Ⅱ. 연구개발의 목적 및 필요성
 - 가. 최종 연구개발 목표
 - 해양환경 관련부처, 지방자치단체, 환경단체 및 민간환경업체 등이 활용할 수 있는 연안 수질평가와 수질예측을 위한 표준방식의 예측모형을 개발하여 활용을 위한 보급.
 - 각종 연안수질에 대한 장기모니터링 자료를 특성 분석하여 해역별, 지점별 환경 정보화(EIS: Environmental Information System) 구축.
 - 수질예측 모형과 수질환경 정보가 결합된 결과를 환경정보 통신망에 실시간(ON-LINE) 제공하여 오염 사전예방에 활용
 - 나. 당해년도 연구개발 목표
 - 해수순환모델의 정밀도 향상을 위한 3차원 유속구조 정밀관측
 - 육상기인 오염원 정량추정, 오염물 분해능 조기측정 시스템
 - 수질 3차원 모델 시험 운영
 - 모델실험 해역에서의 수질모델의 모의실험
 - 장기모니터링자료의 환경 DB화

다. 연구개발사업의 필요성

- 체계적인 평가와 과학적 예측 바탕: 해양유입 오염물 배출의 선별 규제와 표준화된 수질예측모형의 개발 및 보급이 시급히 필요함.
- 해역별 수질오염 저감방안 강구: 유입 하천 및 표면수에 의한 오염물질 배출기준 설정을 위해서는 환경공학적 원인-영향 분석에 근거한 연안수질변화 예측이 필요하며, 이로부터 육상 오염원 배출 제어 기준마련 필요.
 - → 한강수계로 유입되는 북한의 하천수 및 표면수에 의한 오염물 배출 이동경로 및 영향을 고려, 연안수질변화 예측이 필요.
- 국내의 단편적인 조사는 많음, 해양수질의 변화를 환경공학적(원인과 반응)으로 평가 및 예측하는 기술은 정립되지 못하였음.
- 지난 20여년간 수행한 해양수질 모니터링자료와 기타 기관의 수질 자료를 종합분석하여, 중장기 수질변화 정보로 활용할 가치있음.
- 미국 체사피크만의 수질 예측 프로그램 주관 연구진과 국제공동연구 수행: 21세기 환경의 선도적 역할을 할 수 있는 발판이 필요함.

III. 연구개발의 내용 및 범위

가. 단계별 연구개발 목표 (2단계 도출사업)

구 분	목 표	범 위
	· 일반수질요소의 장기모니터링 자료의 우리나라 연안 해역별 inventory작성 및 정보화 · 환경 수리적 구조파악과 변동성 규명(현장관측) · 모델실험해역의 수리역학모델링 · 중점해역의 수질모델 및 해저층flux 모델수립 · 장단기 해수수질의 모의 예측 및 관측자료의 비교검증 · 서해 중부연안의 수질예측 결과 및 정보를 환경통신망에 실시간 제공, 활용화 추진	 해수유동모델과 물질순환모델, 그리고 퇴적층 flux모델을 연계 활용하여 수질예측 모델개발 ・표본해역에서의 시공간적 수질 변화의 관측 및 예측 ・현장관측에 의한 검증을 실시 하여 정밀도 향상 ・기존 연안수질자료의 장기 변화 분석 및 장단기 예측 기술 수립 ・모델실험해역(서해중부, 한강 수계)에 대한 실용 수질모형 결과를 환경정보통신망에 실시간 제시. 활용화 추진.
3단계 (1998- 2001)	 해양 수질관리를 위한 장기 모니터링 기술 개발 지방자치단체 또는 국가의 해역별 선별 방출규제의 시나리오에 대한 예측 수행 중금속 및 난분해성 오염물 	· 수질모델의 국지 및 광역 해역에서의 활용기술개발 · 지방자치단체의 관할 해역별 수질평가 및 예측모델의 적용 기술 개발 · 수질평가 및 예측기술의 해 역에 따른 다양화 기술정립 · 수질변수의 해역특성치 관측 및 추산

나. 2단계 연차별 연구개발 목표 및 내용

구 분	목 표	내 용
	·해수순환모델의 정밀도 향상	· 3차원 유속정밀관측과 비교 검증 · 수온, 염분변화와 결합된 수리역학 모델 구축 및 시험운영
2차년도 (1996-	·육상기인 오염원 정량 추정, 오염물 분해능 조기 측정 시스템	 호수 및 강의 오염원 정량화모델 정립. 난분해성 물질의 해수와 퇴적물 혼합 모델 정립 어류내 중금속 체내축적 추정모형 시험 운영 CNP, DO의 해수내부 및
1997)	・수질 3차원 모델 정립	해수-저질사이의 순환 규명 · 3차원 수질예측모형의 시험운영 · 2차원 수질모형의 시험운영
	·모델실험 해역에서의 수질모델의 모의실험	· 수질모델의 천수만, 태안연안 적용 실험
	·장기모니터링자료의 환경 DB화	·연안해역에 대한 장기수질 자료의 환경정보 구축.

구 분	목 표	내 용
	·3차원 수리역학모델의 정밀도 향상	 · 해류의 수평 및 수직구조 관측과 검증, 모델 보완 · 해수내 난류측정, 혼합률의 정량화 · 저층경계류 추정모델의 결합 및 검증
	· 2차원 및 3차원 수질 모델의 실시간 검증 및 운영 (국제공동연구)	· 2차원 및 3차원 수질모델의 한강수계 (백령도, 임진강, 한강, 천수만, 서해 중부) 해역시험운영 · 실시간 3차원 첨단자료동화 및 수질 모델 검증 기술 개발. (국제공동연구)
3차년도 (1997- 1998)	· 수질예측모형의 활용화 추진	오염방출 시나리오 (장단기)에대한 환경 민감도 및 용량평가 수질 모니터링 자료의 EIS 화 예측 결과의 비교검증 및 수질환경 정책에 활용방안 제시 한강수계해역의 유입 부하량 영향 및 규제방안 제시 지방자치단체의 관할해역 수질평가 및 예측을 위한 기본 수단 제공 한강수계해역에 대한 적용 및임진강, 예성강 유입에 대비한 추정기술 수립.
	·수질정보 및 수질 예측모형 결과 정보 통신망 탑재	·서해 중부 연안에 대한 수질정보 및 수질 예측 결과의 실시간 제공, 실용화 추진

IV. 연구 개발 결과

가. 연구수행 내용

- 오염원 정량화 및 상호 순환관계 규명
 (충남대학교 해양학과 김기현 교수팀과 공동 연구)
- 1차년도 조사된 시료의 정밀 분석 및 자료화 계속
- 실험해역내 9개 주요지점에서의 현장조사 실시
- 하구 및 해양의 시료에대한 용존대/입자대 유기물 분석
- 육상오염원과 해상시료의 분석비교로 부터 해수내 유기물질의 산화율 추정
- 인공호의 방류시 현장실험
- 물질 수지 계산의 기본적 자료제공을 위한 실험실내 시료분석 실시
- 2) 연안오염물질 순환과정 모델화
- 1차년도 수립된 오염물 이동 추정과정의 보완
- 실험해역에서 관측된 정밀 CTD 및 수질항목 조사로부터 해수혼합 육 산정
- 일반오염물질의 이동·확산에 대한 수치모형의 보완 및 검증작업화
- 3) 유기오염물의 분해능 조기 측정 기술
- 환경부의 장기 모니터링 오염자료의 데이터베이스 구축
- 환경 모니터링 자료의 분석으로부터 평균수질상태 자료화
- UNEP의 수질 전문가 시스템 도입 및 활용으로 오염상태 조기 측정기술 수립
- 4) 설정해역의 부영양화 모델 정립
- 1차년도 수립된 부영양화과정에 대한 코드의 검증과 환경 변수 민감도 측정

- 해수유동모델의 3차원화 및 수온염분 변동성 포함 [PLATE 2, 3]
- 물질순환모델의 수질모델로서의 활용성 확대를 위해 시험운영 [PLATE 4]
- 해수유동과 물질순환의 interfacing기술 자료 정리
- 5) 해수유동모델과의 접목, 수질모델 수립 기술

i)현장관측

- 수질의 시간 및 공간적 변동의 측정을 위해 실험 대상 해역인 천수 만과 인근해역에서 현장관측 4회 실시
- 97년 2월, 3월, 4월, 6월 관측
- 관측항목: 32개 정점에서 수심별 염분, 수온, 용존산소, 부유사농도, pH등
- 3차원 해수유동 모델의 검증을 위해 수심 1m 마다의 u와v 유속을 측정할 수 있는 ADP(Acoustic Doppler Profiler)도입 (2대)
 - → 8월 종합 현장관측 실시 [PLATE 1] (장기 계류 설치 : 국내최초).
- 부수적 Frame제작 및 실험실에서 성능 테스트 수행.
- 각종 첨단고가의 유속계를 해저면에 계류하여 관측을 실시, 장비의 분실 및 훼손을 방지하기위하여
 - ① 매우 정밀한 GPS(GG24:Ashtech)구입하여 활용 (정밀도 15m이내, 약 20개에 달하는 위성의 조합으로부터 위치 추정)
 - ② 수중음파 비콘 구입(해저면에 계류되는 장비의 Frame에 음파비콘을 설치하여 위치이동에 의한 수색의 필요성에 대비).
 - → 800m이내 반경에서 GG24의 병용으로 현장계류장비위치 파악에 활용.

ii) 관측자료의 분석 및 해석

- 실험해역에서의 수질의 시간 및 공간적 변동성에 대한 자료분석.
- UNEP의 수질분석 프로그램인 RAISON을 도입하여 관측 및

모니터링된 자료의 환경정보화 구축.

- 21세기 미래의 환경정보 제시 및 활용방법인 가상해양환경 기술의 도입 추진 및 활용성 검토.

iii) 수질 모델의 연계 수립 기술

- 해수 유동 모델과 물질 순환 모델의 연계 interface 구성 (인하대학교 해양학과 박경 교수팀과 공동 연구)
- 미국 육군 공병단에서 체사피크만의 수질연구를 위해 개발한 Lagrangian 잔차류의 1차 추정법에 의한 연계 interface 정리 및 구성.
- 구성된 연계 interface 의 유효성 검토

나. 주요연구개발 결과

내 용	'96 사업성과	'97 사업계획 (3단계일부포함)
(총괄) 연안수질 평가 및 예측 기술 개발	다차원 통합수질 예측 모형 구축 = 현장관측 + 수리역학 + 물질순환과정 모델링	 한강수계 + 경기만 시험적용 전국 연안해역(황해포함) 확대적용(3단계) 연안수질제어를 위한 환경공학적 자료 제공
A. 연안수질정보 및 오염 부하량 산정	 장기수질모니터링 자료의 dB화, 분석 및 통계 특성 해역별 특성화 및 Base Line 수질설정 Expert System 도입, 수질평가기법 개발 	· 연안수질자료의 dB보완 및 정밀 통계분석 · Expert System을 활용하여 해역별 수질 및 저질 기준 설정, 평가 결과 제시
B. 유기오염물질 의 분해능 산정 기술	• 현장 및 실험실 분석 실험중. •외국의 실험식 비교검토.	·수질모델의 정밀도 향상에 활용
C. 수리역학 모델링	· 3차원 수리역학 모델 수립[PLATE 2, 3]. (Blumberg & Meller, POM 등)	·3차원 수리역학모델의 임의 해역 활용 (해저경계층 분해능)
3차원 수리역학 모델(u, v, w, η, Τ, S, σ)	· 바람, 조석, T, 열교환 조간대 처리, 강물유입 등 3차원 해수유동의 관측 [PLATE 1].	·3차원 흐름구조의 현장관측 과 비교 검토, 모델의 보완 수정

내 용	'96 사업성과	'97 사업계획 (3단계 일부포함)
D.수질평가 및 예측 i) 다차원 연안 통합수질모형 개발	·체사피크만 수질 모형의 보완수정, 단순 시나리오에 대해 시험운영[PLATE 1] ·국제공동 연구기반 마련	 ・우리나라 4대강유역 연안 해역에 활용하여 시나리오에 따른 수질 평가 및 예측 (3단계) ・유기영양염 및 용존산소변동성 및 분포 예측 ・미국 버지니아 해양연구소와 국제공동연구수행('97+3단계) (2D,3D 수질모델의 실시간검증을 위한 관측 및 자료동화 시스템 공동개발) → Operational 수질모델개발에 필요한 첨단 기술
ii) 유입 강과 호소댐의 용존산소변화 예측모형	부영양화 및 영양염 입력 변화에 따른 용존산소 예측모형 시험운영호소내 부영양화 과정 모델링	· 대상해역으로 유입되는 강과 호수를 대상으로 입력 조건 산정을 위해 모델 활용
iii) 퇴적층 물질플럭스 추정 및 퇴적 물 오염기준 산정	 ·퇴적층으로부터의 물질플럭스 예측모형 시험운영 ·독성 유기오염물질 및 중금속 퇴적물내 농도변 화 추정모형 시험운영 	·통합 수질모델의 연계모듈 로 합체. ·퇴적물의 유기오염물질 및 중금속 오염 기준설정에 활용
iv) 독성오염 물질의 해수 - 퇴적물간 이동 경로 추정	·해수와 퇴적물에 있는 독성오염물질의 이동과 변화 추정모형 설정	·독성물질의 연안 해수 및 퇴적물내에서의 이동변화 추정
v) 중금속물질 의 먹이사슬 내의 이동량 추정	· 플랑크톤으로부터 어류 까지의 먹이사슬내 중금 속의 체내축적농도 추정 모형 시험운영	·해역별 어류 및 해산물 체내에 중금속 물질의 농도 추정에활용

내 용 E.현장관측 i) 연안수질 정밀관측	'96 사업성과 · 연8~10회 실험해역 현장관측 · C, T, D, DO, pH, SS 등 관측 · 자료분석 및 통계특성	'97사업계획 (3단계일부포함) ·통합수질모형의 검증자료로 활용 ·수질의 시간 및 공간 변동 요인 규명
ii) 수리역학 현장관측	·시간·공간적 변동성 연구 ·세계적 첨단관측장비 확보 ·3차원 유속구조 관측 (1m 수심간격)[PLATE 1] ·해저층 유속변화 관측 ·조석 및 기상 관측	· 3차원 수리역학 모델 및 3차원 수질모형의 검증에 필수적! · 연안 역학구조의 변동요인 및 변동 과정 규명 · 좋은 연구 논문 발표
iii) 천수만의 영양염 분포 파악	· 2년간 영양염분포 및 계절별 변화 관측 · 해저층 SOD관측 및 자료 통계 분석	·관측자료의 수질 모델로의 입력자료 활용

다. 지금까지의 연구결과중 성공적인 내용

- 1. 실험해역인 천수만과 인근해역의 정밀 해양조사로부터 연안수질의 변화 원인과 변화 형태가 매우다양함.
- 천해에서의 수직 성층 형성 및 변천과정.
- 이로인한 수질지배요소의 상층과 저충 교환율 변화.
- 내만과 외해 수질의 수평혼합의 중요성.
- 2. 3차원 수리역학모형의 검증자료 관측 및 활용.
- 2차원, 3차원 수리역학모형의 다양한 접근을 바탕으로 수질모형 완성을 위한 연구능력 확충 효과.
- 3차원 수리역학모형의 생명인 현장 관측 및 자료활용(첨단 유속관

측장비인 Nortek의 ADP와 해저경계층 유속측정장비 활용: 국내 처음으로 1m간격 유속자료 관측.)

3. 3차원 수질모형의 시험적 구성

- 3차원 수리역학모형과 영양염 순환모형의 결합이 시도되어 단순한 경우에 대한 시험적 운영이 성공적, 3차년도에는 실제 해역(광역한강수계)에 적용시도.

라. 연구기자재 사용 내용

주요활용장비 (4회 정기 관측 + 8월 종합 계류현장 관측)				
장비명	제조사	사용용도 및 특성		
OS200 환경 프로파일러	Ocean Sensors 미국	· 해양의 수심별 수질의 수직분포 측정. · 가변수심 측정.		
ADP(Acoustic Doppler Profiler)	Sontek/미국, Nortek/노르웨이 합작품	 · 1m 수심별 U, V, W 3차원 유속 측정. 표층 1m, 해저바닥 1m의 blind zone, 1m수심 cell이 기존의 음파유속계보다 우월함. 		
안데라 RCM-7, RCM-9	Aanderaa/ 노르웨이	·해수중 유속 측정(전통적).		
S4-P	InterOceam/미국	· EM(전자기식 유속계)과 CTD 결합된 직교방향 파랑 및 해류 유속 측정계.		
파고조위계	Paroscientific	· 파랑 및 조석 관측.		
Raison/GEM	NWRI / 캐나다 국립수자원연구소	· UNEP의 지구환경모니터링 및 관리 S/W. ·통계분석 및 그래픽 제시용 프로그램.		

V. 연구결과의 활용계획

가. 기대효과

1) 기술적 측면

- 실시간 관측자료동화기술을 이용, 3차원 수리역학과 수질모형의 연계기술 수립
- 강과 호수, 육상표면수 수질과 연결된 연안 수질의 제어와 원인 추적에 대한 국가환경관리계획 자료 제공, 오염 사전예방을 위한 기술증진,
- 4대강 수계 해역의 수질보전을 위한 오염부하량 규제 방안 제공 및 장기 영향예측기술 확보
- 우리 나라 전국 연근해의 수질 현황 파악 및 장기 변동의 예측 자료 제공으로 '미래 예측의 환경'과 '사전예방의 환경' 구현
- 국제환경서비스 산업의 대비, 국내기술진에 의한 해양환경서비스 기술 축적

2). 경제·산업적 측면

- 연안개발에 의한 환경변화 전후의 연안수질변화 예측 및 저감방안
 제시.
- 해역별 총량규제에 대한 선별목표와 선별항목의 설정으로 하폐수 처리장의 설비운영의 효율화 도모, 정수 효율성 극대화
- 4대강 수계 해역의 수질관리로부터 육상기인 오염 배출 제어에 대한 환경공학적 방안제시.
- 한강수계로 유입될 수 있는 북한 기인 오염물의 이동경로와 연안 수질 에 미치는 영향의 정량화, 연안수질의 청정성 유지에 공동 협력.
- 연안해수의 청정유지로 신선한 수산물 생산성 향상
- 환경관련 기관, 환경 업체 및 지방자치 단체로 하여금 관심해역의 수 질 관리를 위한 선별적 유입규제에 활용.

- 인접 국가들에 의한 오염물질 이상 유출시 우리 연안에 대한 파급 효과 추정에 활용. 해양 수질보전을 위한 국제 환경 협력 기여.
- 국제공동연구를 통한 국제적 환경기술의 중추적 선도기술을 확보함으로써 국제적 경쟁력 강화에 기여

나. 활용방안

- 연안 및 대형 항만개발에 따른 우리나라 연근해역의 수질을 평가하고, 예측하여 연안수질오염 저감 방안 제시.
- 환경관련 기관, 환경 업체 및 지방자치 단체로 하여금 관심해역의 수
 질 관리 또는 수질 개선을 위한 선별적 유입규제 또는 환경변화에 따른 연안수질의 예측과 평가를 위해 활용됨.
- 육상수질과 관련되어 연안수질의 변화예측을 바탕으로, 육상오염 배출 에 대한 환경공학적 선별 규제 방안 마련에 활용.
- 4대강 수계해역의 수질보전을 위한 오염 부하량 규제방안 제공 및 장기 영향 예측기술 확보.
- 한강수계 해역으로 유입될 수 있는 북한기인 오염물의 이동경로와 연 안수질에 미치는 영향의 정량화에 활용.
- 수질환경 정보와 수질예측 결과를 통합하여, 환경정보 통신망에 탑재 하여 준 실시간 정보 제공
 - → 수질 환경의 장기 모니터링으로부터 수질관리 정책 수립에 활용
- 인접 국가들에 의한 오염물질 이상 유출시 우리 연안에 대한 파급효과 추정에 활용
- 국제적 환경기술 우위를 위한 중추적 선도기술의 확보.
- 해양수질 관리 및 수질정보 산업에 핵심기술 제공
- 쾌적한 해양수질환경 유지를 위한 기술 및 정책 정보 제공

SUMMARY

I. Project Title

Development of Coastal Water Quality Assessment and Prediction Technology

II. Objectives and Importance of the Project

The long term goals of this project are:

- 1) To develop the technology of assessment and prediction for coastal water quality.
- To develop the standard guide of coastal water quality assessment and prediction for government, institutes, private sectors and environmentalists.
- 3) To develop the online environment information system for public use.

The current year's objectives of the project are;

- Analysis of long-term monitoring data and development of dissemination tool as environmental information.
- 2) Field observation of 3-D coastal current structure at very high resolution.
- 3) Verification and improvement of 3-D hydrodynamic models.
- 4) Study on nutrient cycling in the study area.
- 6) Development of mathematical models to estimate the bioaccumulation.

III. Result

As described in the first year's report (Ministry of Environment, 1997),

the water quality modelling consists of hydrodynamic module and eutrophication processes. In the first year, we have set up the right direction and reviewed available techniques to fulfill the scopes of the project.

In this year, the second of three, we developed all necessary model frame, and observed necessary data for verification of models. Three things are observed as outcomes of this year's work.

- i) Operational 3-D Hydrodynamic Models,
- ii) Test implementation of 2-D/3-D water quality models,
- iii) Field observation of fine structure of coastal currents.

In Chapter 2, we applied RAISON (Regional Analysis by Intelligent Systems ON microcomputers) that was developed at CCIW of Canada for UNEP's water quality monitoring program. The RAISON is a GIS based data analysis and visualization package. We have linked the long-term coastal monitoring data with RAISON, which provides a tool to assess the state of water quality at specified area for given period of tine.

We have continued the hydrographic survey to observe the general water quality in Cheonsu Bay and adjacent waters. Another big experiment has been conducted to measure the 3-D structure of coastal waters. The ADP's of NORTEK (0.5Mb), S4P of InterOcean and 4 RCM's were moored in coastal water for about 30 days. The current data sampled at every 10 minutes and at every 1m water depth are very useful to verify and calibrate the 3-D hydrodynamic models.

We simulated the inter-annual variation of sea water temperature using 3-D hydrodynamic model, which has been verified using the hydrographic data. Continued on measuring the nutrients cycling in Cheonsu Bay, we present the status of nutrient budget in the Bay.

We adopted the POM 3-D hydrodynamic model to the macrotidal waters, Cheonsu Bay and surrounding waters. It is waiting for 3-D verification using the field observed 3-D flow data.

A few 2-D/3-D water quality models have been set up. In this year, we have implemented the models for simple water bodies, yielding a good promise for real application for Wide Kyunggi Bay area where big 3 rivers such as Han River, Imjin River and Yesung River are mixed together. The third year's work will concentrate on the real application of models to the real environment.

en de la companya de Anno 190					
• • • • • • • • • • • • • • • • • • •	· .				

LIST OF CONTENTS

	page
LIST OF TABLES	25
LIST OF FIGURES	27
LIST OF PLATE	35
Chapter 1. A Prototype of Coastal Water Quality Assessment	
and Prediction Technique	47
Section 1. Classification and concept of water quality model	47
Section 2. Configuration of water quality model.	50
Chapter 2. Coastal Water Quality Assessment Technique	
and Invironmental Information.	53
Section 1. Characteristic of computer program for assessment	53
Section 2. Application of RAISON to environmental assessment	
and expert system·····	58
Chapter 3. Field Observations of 3-D Coastal Currents	
and Water Quality Parameters.	· 79
Section 1. New Instruments.	· 79
Section 2. 3-D current observation and its application	
to modelling.	80
Section 3. A case study of measuring the bottom layer flux	104
Chapter 4. Numerical Simulation of Annual Variation of	
Coastal Water Temperature.	117
Section 1. Introduction.	117
Section 2. Governing equations and boundary conditions.	• 118
Section 3. 3-D Hydrodynamic modelling.	123
Chapter 5. Lagrangian Interface for Physical Transport Processes	
in Eutrophication Model.	171
Section 1. Introduction,	171



	page
Section 2. Lagrangian interface.	179
Section 3. Application of interfacing technique.	193
Section 4. Summary.	210
Chapter 6. Nutrient Cycling in Cheonsu Bay.	215
Section 1. Introduction.	215
Section 2. Materials and methods.	216
Section 3. Results and discussions.	224
Chapter 7. Development of 2-D/3-D Water Quality Models	253
Section 1. Application of 3-D POM hydrodynamic model	253
Section 2. Test runs of 2-D water quality model.	259
Section 3. Test runs of 3-D water quality model.	268
Section 4. Models to estimate the inflowing water quality.	270
Chapter 8. Conclusions and Outlooking Visions.	287
References····	293
Appendix-A. Collection of news media articles.	301
Appendix-B. Collection of publications.	. 305

목 차

	page
표 목차	
그림 목차	27
PLATE 목차	35
제 1 장 연안수질 평가와 예측을 위한 표준방식 설정	. 47
제 1 절 연안수질모형의 분류 및 기본 개념	• 47
제 2 절 연안수질 평가 및 예측을 위한 표준모형의 구성	. 50
제 2 장 해양수질 평가기법 개발 및 환경정보화	. 53
제 1 절 해양수질 평가를 위한 컴퓨터 프로그램 특성	• 53
제 2 절 Raison을 이용한 환경특성 분석 및	
Expert(전문가) 시스템 개발	 58
제 3 장 3차원 해수유동 및 수질 현장관측 기술개발	·· 79
제 1 절 첨단 현장관측 기기의 특성	·· 79
제 2 절 현장관측의 내용 및 활용방안	80
제 3 절 해저충 물질플럭스 관측 종합실험 사례	·· 104
제 4 장 연안수온변화의 수치시뮬레이션	117
제 1 절 개요	117
제 2 절 기본방정식 및 경계조건	118
제 3 절 수리역학 수치모델링	123
제 5 장 3차원 부영양화모델의 물리적 수송작용을 위한	
Langrangian 연계 Interface.	
제 1 절 서론	171
제 2 절 연계 interface 및 일반 수질수치모델 구성	179
제 3 절 연계 interface의 적용······	193
제 4 절 요약 및 앞으로의 과제	210
제 6 장 천수만 해역의 영양염류 순환연구	215

	page
제 1 절 서 론	215
제 2 절 재료 및 방법	216
제 3 절 결과 및 토의	224
제 7 장 2차원/3차원 수질모형의 개발	253
제 1 절 3차원 POM 수리역학모형의 응용	253
제 2 절 2차원 수질모형의 시험운영	259
제 3 절 3차원 수질모형의 시험운영	268
제 4 절 육상기인 오염원 정량화를 위한 수질모형	270
제 8 장 결론과 향후 연구계획	287
	•
참고문헌	293
부록-A. 발표된 홍보게재물 모음·····	301
부록-B. 발표된 연구논문 모음	305

LIST OF TABLES

	ŗ	oage
Table 1.1	Principal pollution problems and associated water	
	quality variables	48
Table 3.1	Informations of field experiment (instrument types,	
	water depth, location, deploy schedule and others.)	85
Table 4.1	Description of numerical experiments	136
Table 6.1.	Distribution of nutrients and some water quality	
	parameters in Cheonsu Bay in winter (March 1997)	225
Table 6.2.	Distribution of nutrients and some water quality	
	parameters in Cheonsu Bay in spring (June 1997)	228
Table 6.3.	Distribution of nutrients and some water quality	
	parameters in Cheonsu Bay in summer (August 21, 1997).	235
Table 6.4.	Distribution of nutrients and some water quality	
	parameters in Cheonsu Bay in autumn (October 9, 1997)	240
Table 6.5.	Concentration of nutrients and dissolved oxygen as	
	a function of time in a benthic chamber deployed on	
	the muddy sea floor of Cheonsu Bay (August 1997)	248
Table 6.6.	Chemical oxygen demand of sediment samples of	
	Cheonsu Bay in August 1997.	248

	·		
·			

LIST OF FIGURES

		pa	age
Fig.	2.1	A map starting the RAISON project to assess	
		korea coastal water quality	59
Fig.	2.2	Project map showing monitoring sites in coastal waters	
		of Korea, and icons for further expansion of interested area	62
Fig.	2.3	Project map showing detail part for Kyunggi Bay waters.····	63
Fig.	2.4	A map showing water quality assessment area and sites	
		for detailed parameters.	64
Fig.	2.5	Site information box to display the metadata.	65
Fig.	2.6	Multimedia in the form of picture is shown by clicking on	
		the site.	66
Fig.	2.7	A table designer to add extra data fields for multimedia	
		and additional data.	68
Fig.	2.8	Sites selected for further progress.	69
Fig.	2.9	The Query function to find any parameters and any values	
		of specified condition.	70
Fig.	2.10	A worksheet is opened for statistical analysis and graphs."	71
Fig.	2.11	An assessment process of selected sites for specified	
		period of time.	72
Fig.	2.12	Home page for the KOWAQ Program	
		(http://www.kordi.re.kr/~surfkim)·····	76
Fig.	2.13	Web page for the KOWAQ Program and its contents	
		(http://www.kordi.re.kr./ ~surfkim)	77
Fig.	2.14	A sample of animated 3-D tidal currents on websit,	
		simulated using the POM 3-D hydrodynamic model.	
		(http://www.kordi.re.kr/ ~surfkim \rightarrow RESEARCH icon	
		→ 3-D hydrodynamic icon)······	78

		I	page
Fig.	3.1	Vertical profiles of T, S, sigma-t and DO at all stations	
		observed in April, 1997 (Cheonsu Bay)	81
Fig.	3.2	Vertical profiles of T, S, sigma-t and DO at all stations	
		observed in June, 1997 (Cheonsu Bay)	· 82
Fig.	3.3	Vertical profiles of T, S, sigma-t and DO at all stations	
		observed in August, 1997 (Jang An Study Area)	· 83
Fig.	3.4	Location map of study areas.	. 86
Fig.	3.5	Station map showing bathymetry and positions of	
		moored instruments and hydrographic survey.	87
Fig.	3.6	A bottom mounting frame made of stainless steel and	
		designed by KORDI team for ADP installation.	. 89
Fig.	3.7	A bottom mounting frame designed for S4P installation	
		to measure the currents at 60cm above the bottom.	• 90
Fig.	3.8	Schematic view of instrument deployment to measure	
		the vertical fine structure of coastal currents	91
Fig.	3.9	Picture showing the ADP mounted on frame.	• 92
Fig.	3.10	A snapshot of board heading for deploying position of	
		the ADP.	92
Fig.	3.11	Now the ADP is lowering down to the bottom.	• 93
Fig.	3.12	Divertaken picture of the heads of ADP sitting	
		on the bottom of 30m water depth.	93
Fig.	3.13	Time series of tides observed at Shindo and Sungapdo	• 95
Fig.	3.14	Tides at Samgilpo predicted for experimental design.	96
Fig.	3.15	Time series of currents observed by the RCM's	
		at two sites (ADP1/SUN_RCM, ADP2/GAR_RCM)	. 98
Fig.	3.16	A sample of coastal current structure (surface and	
		bottom) observed using ADP's for about 30 days at	
		every 10 minutes and every 1m water depth	. 99

		pa	ge
Fig.	3.17	A contour plot of coastal current observed using ADP.····	101
Fig.	3.18	Vertical profiles of currents observed at ADP1 site	102
Fig.	3.19	Vertical profiles of currents observed at ADP2 site	103
Fig.	3.20	A 'hot' instrument SLED developed at NPS	
		(Ed Thonton and Tim Stanton) was deployed	
		during Sandy Duck Experiment.	114
Fig.	4.1	Temperature profiles for varying values of vertical	
		diffusivity(\bigcirc : K_0 =5cm ² /s, \triangle : K_0 =25cm ² /s and $+$	
		: $K_0 = 250 \text{cm}^2/\text{s}$) and depths (h=10m, 20m, 40m and 80m).	
		Solid lines are analytic solutions and symbols denote point	
		-model results. Numerals are elasped days	126
Fig.	4.2	Bathymetry of Cheonsu Bay and its Approaches.	129
Fig.	4.3	Calculated M_2 tidal chart. (solid lines : amplitude in cm,	
		dashed lines : phase lag in degree, referenced at 135°E) \cdots	130
Fig.	4.4	Surface flood currents calculated with 3D barotropic tidal	
		model.	131
Fig.	4.5	Surface residual currents calculated with 3D barotropic	
		tidal mode	132
Fig.	4.6	Vertical profiles of maximum flood currents at St. 32	134
Fig.	4.7	Time series of observed inputs (air temperature, cloudness	
		and wind) for heat flux and open boundary temperature	
		(Tref)	135
Fig.	4.8	Survey map showing the CTD stations (+) and	
		two tide-gage points (▲) of Kanweol and Wonsan	138
Fig.	4.9	Comparison of CTD data (solid lines) and calculated	
		temperature over 8 months using no normal-gradient of	
		temperature along open boundaries.	140

		pag	ge
Fig.	4.10	Seasonal variations of monthly-averaged SST obtained	
		using no normal-gradient of temperature along open	
		boundaries.	142
Fig.	4.11	Comparison of CTD data (solid lines) and calculated	
		temperature over 8 months using specified temperature	
		(Tref) along open boundaries.	144
Fig.	4.12	Seasonal variations of monthly-averaged SST obtained	
		using specified temperature (Tref) along open boundaries	146
Fig.	4.13	Comparison of CTD data (solid lines) and calculated	
		temperature over 8 months using weighted temperature	
		(α =0.05) along open boundaries	148
Fig.	4.14	Comparison of CTD data (solid lines) and calculated	
		temperature over 8 months using weighted temperature	
		(α =0.01) along open boundaries	149
Fig.	4.15	Seasonal variations of monthly-averaged SST obtained	
		using weighted temperature ($\alpha = 0.05$) along open	
		boundaries.	150
Fig.	4.16	Comparison of observed bottom temperature (symbols)	
		from pressure-type tide gage and calculated temperature	
		using different open boundary conditions of temperature	
		(top: no normal-gradient of temperature, middle:	
		$specified \ temperature, \ bottom \ : \ weighted \ temperature). \cdots \cdots$	152
Fig.	4.17	Annual variations of sea water temperature due to	
		different forcing (Exp. 4, Exp. 5, Exp. 6 and Exp. 7	
		: from top to bottom) at Kanweol and Wonsan	
		stations.	153
Fig.	4.18	Comparison of CTD data (solid lines) and calculated	

			page
		temperature over 8 months using monthly-averaged air	
		temperature (Exp. 5).	15
Fig.	4.19	Comparison of CTD data (solid lines) and calculated	
		temperature over 8 months without external forcing	
		(Exp. 8)	·· 15
Fig.	4.20	Seasonal variations of monthly-averaged SST calculated	
		without external forcing (Exp. 8).	15
Fig.	4.21	Profiles of daily-averaged vertical eddy viscosity due to	
		a) wind forcing and b) tide and wind forcing for St. 4	
		(normal line), St. 15 (heavy line) and St. 32 (dashed line)	
		at 28, August. a) wind forcing b) tide and wind forcing	16
Fig.	4.22	Time series of daily-averaged vertical eddy viscosity at	
		mid-depth due to wind forcing (Exp. 9). Plus symbol	
		denotes $ W \ge 3m/s$	·· 16
Fig.	4.23	Comparison of CTD data (solid lines) and calculated	
		temperature over 8 months using Mellor-Yamada	
		turbulence closure submodel (Exp. 11).	• 16
Fig.	4.24	Comparison of CTD data (solid lines) and calculated	
		temperature over 8 months using constant diffusivity of	
		5cm ² /s (Exp. 11)	• 16
Fig.	5.1	Staggered grid system and the locations of variables	
		in the $x-y$ horizontal plane (a) and in the $x-z$	
		vertical plane.	• 17
Fig.	5.2	Locations of velocity (u, v, w) and	
		vector potential (Bx, By, Bz)	19
Fig.	5.3	A hypothetical modeling domain with	
		$\Delta v = \Delta v = 2 \text{ km}$: R = release point	10

Fig. 5.4	Comparison between POM and eutrophication model	
	using the same time interval.	200
Fig. 5.5	Comparison between intratidal POM and eutrophication	
	model using the averaged physical transport informations	
	over 1.035 hours in weakly nonlinear system.	201
Fig. 5.6	Comparison between intratidal POM and eutrophication	
	model using the first-order Lagrangian residual velocity	
	in weakly nonlinear system.	204
Fig. 5.7	Comparison between intratidal POM and eutrophication	
	model using the averaged physical transport informations	
	over 0.54 hours in strongly nonlinear system.	207
Fig. 6.1	Map showing the location of sampling stations	
	in Cheonsu Bay. Circles = seawater samples; square	
	= benthic chamber.	218
Fig. 6.2	A schematic diagram showing the design of	
	the benthic chamber.	220
Fig. 6.3	Distribution of suspended solids (a), C.O.D. (b),	
	and dissolved oxygen (c) in Cheonsu Bay	
	in winter (March 1997)	226
Fig. 6.4	Distribution of nitrites (a), nitrates (b), and ammonia (c)	
	in Cheonsu Bay in winter (March 1997)	229
Fig. 6.5	Distribution of total nitrogen (a), phosphates (b), and	
	silicate (c) in Cheonsu Bay in winter (March 1997)	230
Fig. 6.6	Distribution of suspended solids (a), C.O.D.(b),	
	and dissolved oxygen (c) in Cheonsu Bay.	
	in spring (June 1997).	232

		pa	age
Fig.	6.7	Distribution of nitrites (a), nitrates (b), and ammonia (c)	
		in Cheonsu Bay in spring (June 1997)	233
Fig.	6.8	Distribution of total nitrogen (a), phosphates (b), and	
		silicate (c) in Cheonsu Bay in spring (June 1997)	236
Fig.	6.9	Distribution of suspended solids (a), C.O.D.(b),	
		and dissolved oxygen (c) in Cheonsu Bay	
		in summer (August 1997).	237
Fig.	6.10	Distribution of nitrites (a), nitrates (b), ammonia (c),	
		and total nitrogen (d) in Cheonsu Bay	
		in summer (August 1997).	238
Fig.	6.11	Distribution of phosphate (a), silicate (b), and	
		chlorophyll a (c) in Cheonsu Bay	
		in autumn (August 1997).	241
Fig.	6.12	Distribution of suspended solids (a), C.O.D.(b),	
		and dissolved oxygen (c) in Cheonsu Bay	
		in autumn (October 1997)	242
Fig.	6.13	Distribution of nitrites (a), nitrates (b), ammonia (c),	
		and total nitogen (d) in Cheonsu Bay	
		in autumn (October 1997)	244
Fig.	6.14	Distribution of phosphate (a), silicate (b),	
		and chlorophyll a (c) in Cheonsu Bay	
		in autumn (October 1997)	245
Fig.	6.15	Concentration of phosphate (a), and silicate (b)	
		in seawater within the benthic chamber as	
		a function of time (August 1997)	249
Fig	71	Time segmential plots of tidal currents at surface	

and at bottom layers for a tidal cycle in Cheonsu Bay.

		The currents are simulated using the 3-D POM model.	
		Animation of these plots can be seen	
		at http://www.kordi.re.kr/ ~surfkim	256
Fig.	7.2	2-D simulation of time-varying water quality in	
		an estuary showing snapshots for salinity.	
		Time sequence of surface elevation is on the top panel,	
		and arrows in the middle panel indicate the direction	
		and magnitude of the flow.	264
Fig.	7.3	$30 \times 1 \times 3$ grid system for 3-D water quality	
		model implementation.	268
Fig.	7.4	Ten-Year simulation of Chlorophyll a at cell number	
		1, 21, 5 and 25	271
Fig.	7.5	Ten-Year simulation of Dissolved Inorganic	
		Nitrogen(DIN) at cell unmber 1, 21, 5 and 25	272
Fig.	7.6	Distribution of Chlophyll in the year 1 and year 10	273
Fig.	7.7	Distribution of Total Phosphorus(TP) in the year 1	
		and year 10.····	274
Fig.	7.8	Distribution of Dissolved Oxygen(DO) in the year 1	
		and year 10.	275
Fig.	7.9	Distribution of Total Nitrogen(TN) in the year 1	
		and year 10.	276
Fig.	7.10	Distribution of NH ₄ and Dissolved Oxgen and response	
		of DO to the control in various loadings.	282
Fig.	7.11	Time variable two level food chain bioaccumulation model."	285
Fig.	7.12	Concentration of dissolved material in water.	285
Fig.	7.13	Predicted concentration in Level 1 and Level 2 of food web.	286
Fig.	8.1	Outlook of PROBE (Probes for Real-time Ocean Bottom	
		layer Environmental) System.	291

LIST OF PLATES

【PLATE 1】 ADP를 이용하여 관측한 서해 연안 해류의 예시.

1997년 8월 10일부터 9월 10일까지 약 30일간 장안퇴 중심 양쪽 수로 바닥에 설치되어 매 10분마다 해수표면까지 수십 매 1m마다의 유향과 유속이 측정되었다. 오른쪽 상부 그림은 선택한 시간대의 유속 수직구조를 나타내고, 오른쪽 하부그림은 조석변화에 따른 저층 해수 수온변화곡선을 나타낸다. 왼쪽 아래그림은 상부 Contour Plot으로부터 발췌한 표층과 저층의 유속변화 시계열 자료이다.

- 【PLATE 2】 3차원 수리역학모형인 POM (Princeton Ocean Model)을 보완하여 천수만 해역에 적용한 결과의 예시. 대조기 최강낙조류의 표층 분포를 나타낸다.
- 【PLATE 3】 3차원 수리역학모형인 POM (Princeton Ocean Model)을 보완하여 천수만 해역에 적용한 결과의 예시. 대조기 최강창조류의 표충 분포를 나타낸다.
- 【PLATE 3】 구성된 2차원 수질모형으로 이상적인 하구시스템에 적용하여 얻은 애니매이션 결과의 예시. 시간에 따라 조석파의 전파가 동영상으로 움직이며 (상부그림), 이에 따른 유속의 공간변화 그리고 각종 수질변수 의 시공간적 변화 (예시에는 DO 제시)가 애니매이션되어 나타난다.

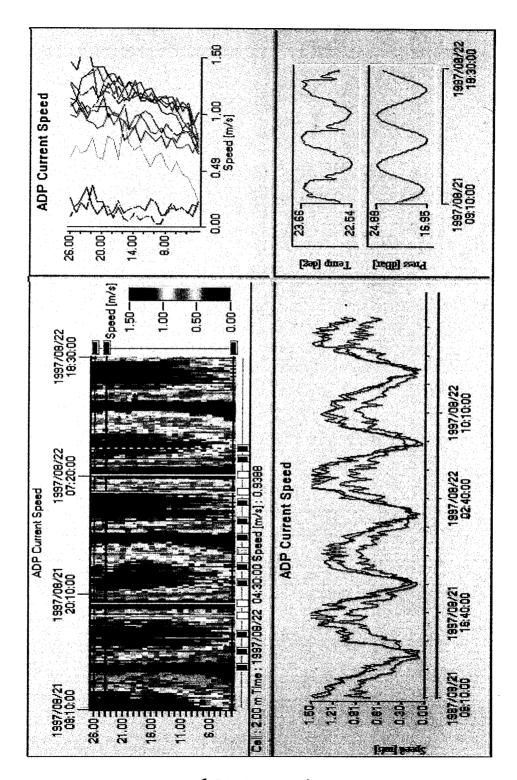
PLATES

[PLATE 1] ADP 를 이용하여 관측한 서해 연안해류의 예시.

1997년 8월 10일부터 9월 10일까지 약 30일간 장안퇴 중심 양측 수로바닥에 설치되어, 매 10분마다 해수표면까지 수심 매 1m 마다의 유향과 유속이 측정되었다.

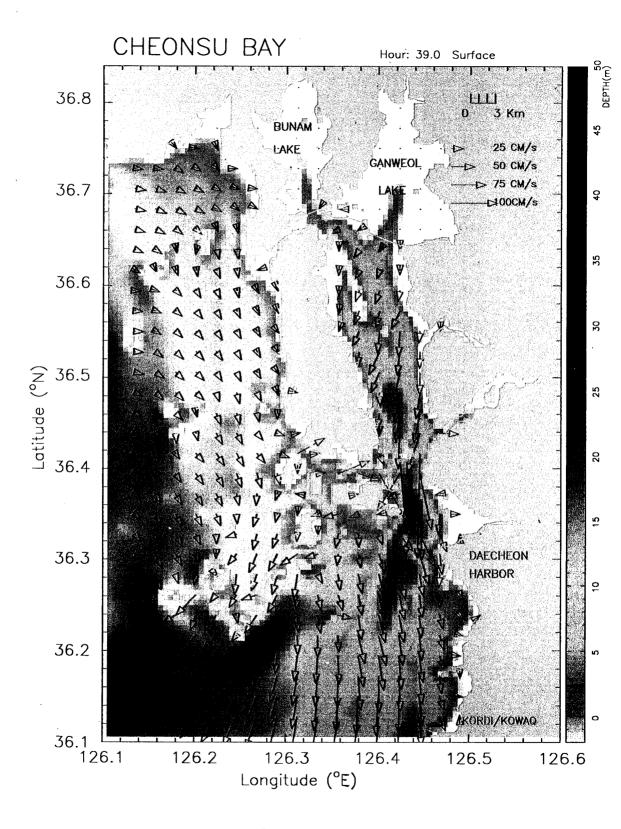
오른쪽 상부 그림은 선택한 시간대의 유속수직구조를 나타내고 오 른쪽 아래그림은 조석변화에 따른 저층해수 수온변화곡선을 나타 낸다.

왼쪽 아래그림은 상부 Contour Plot 으로부터 발췌한 표층과 저층의 유속변화 시계열 자료이다.



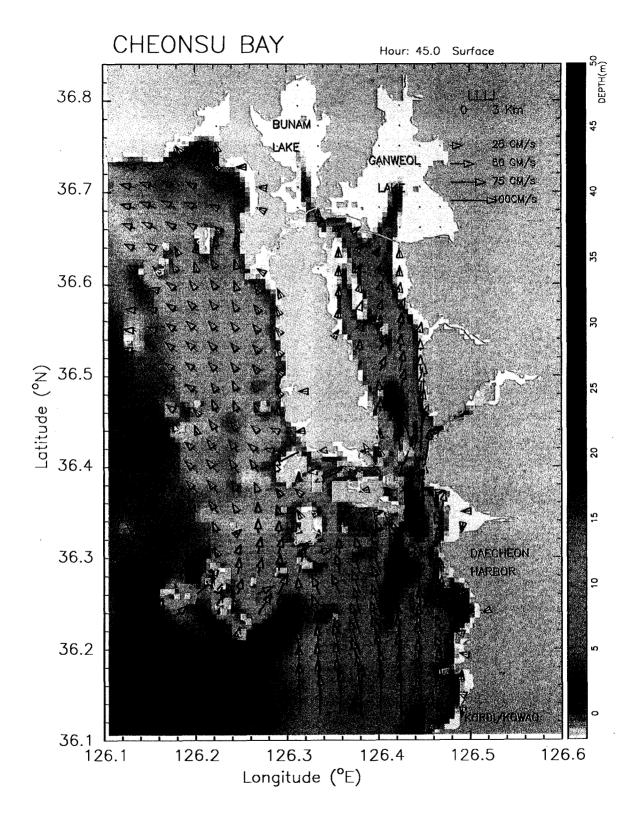
[PLATE 1]

[PLATE 2] 3차원 수리역학 모형인 POM(Princeton Ocean Model)을 보완하여 천수만 해역에 적용한 결과의 예시.
대조기 최강 낙조류의 표층분포를 나타낸다.



(PLATE 2)

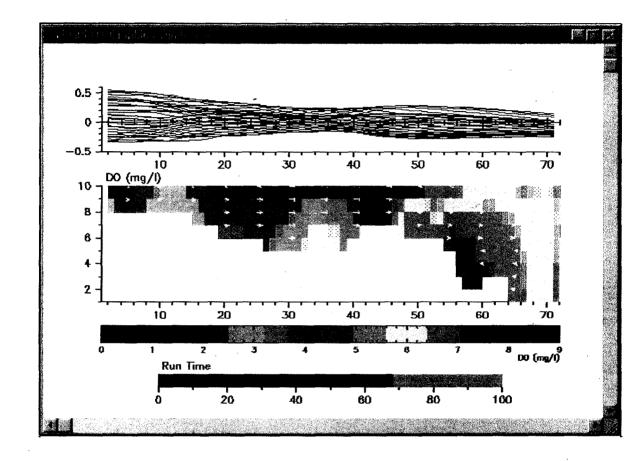
[PLATE 3] 3차원 수리역학 모형인 POM(Princeton Ocean Model) 을 보완하여 천수만 해역에 적용한 결과의 예시.
대조기 최강 창조류의 표층분포를 나타낸다.



(PLATE 3)

[PLATE 4] 구성된 2차원 수질모형을 이상적인 하구시스템에 적용하여 얻은 애니메이션 결과의 순간적 그림.

시간에 따라 조석파의 전파가 동영상으로 움직이며(상부그림), 이에따른 유속의 공간변화 그리고 각종 수질변수의 시공간적 변화 (예시에는 DO제시)가 애니메이션되어 나타난다.



(PLATE 4)

제 1 장 연안수질 평가와 예측을 위한 표준방식 설정

제 1 절 연안수질모형의 분류 및 기본 개념

수질을 다루는 환경공학적 연구의 궁극적 목적은, 대상 환경의 질적 목표달성을 위해 환경적 제어 방법을 찾아 내는 것이다. 연안 해수 수질의 문제는 근본적으로 큰 강과 표면수를 따라 유입되는 인위적 영양염 및 오염물질의 방출로부터 야기된다. 이로써 발생할 수 있는 연안수질 문제는 일차적으로 어업 생산량에 영향을 미치고 생태학적 불균형을 초래하는 것이 가장위협적인 악영향을 낳을 수 있다. 이러한 연안 수질은 하구와 연결된 연안해수에서 주로 나타나듯이 낮은 용존산소량으로 인한 어류 및 생물체의 생물량 감소라는 결과를 초래한다. 이러한 경우 연안 수질을 다루는 환경공학의 연구는 연안 수질과 관련된 문제를 진단하고 연안 해수의 적합성 판정그리고 어떤 수질변수가 제어되어야 하며 어떤 방법으로 제어 할 수 있는가그리고 이러한 조치가 취해졌을 경우 앞으로의 수질은 어떻게 될 것인가에 대한 과학적인 방법에 의한 해결방안을 찾는 실용적인 것을 추구한다.

연안에서 일어나는 연안 수질의 문제는 Table 1.1에서 나타내듯이 크게 4가지 형태로 분류할 수 있다.

수질 환경공학을 다루는 역할은 다음과 같은 기본적인 기능분야로 구분 하여 수질로 인한 문제를 분석하는 것이다.

- i) 유입부하량: 인위적 또는 자연적 연안 해수로 유입되는 오염물질의 플럭스 또는 상태
- ii) 연안해수에서의 반응과 물리적 수송과정: 화학적, 생물학적 변화과정 그리고 물리적 이류과정으로 인하여 시간과 장소가 변함에 따라 수질의 상태가 변한다.

iii) 예상 결과 : 어느 년도의 특정 일에 주어진 해역의 수질중 수질요소 (예 : 용존산소, 영양염 등)의 농도가 어떻게 될 것인가를 제시한다.

Table 1.1 Principal pollution problems and associated water quality variables

문제의 결과	물의 사용 용도	수질 문제	수질 관계 변수
 이류의 죽음, 심한 악취, 생태계의 변화. 	어류, 해상 스포츠, 생태계 건강.	낮은 용존산소량	COD, NH ₃ , 유기질소, 유기고형물, 식물 플랑크톤, 용존산소 등
2. 전염병, 피부병 등	해상 스포츠, 어류, 수족관 물 공급 등	높은 박테리아균	대장균, 각종 박테리아균
 악취, 생물체 감량, 청·녹조류, 해변의 녹조류화, 생태계 불균형. 	물 공급, 해상 스포츠, 생태계 건강.	지나친 식물플랑 크톤 생물량 (부영양화)	질산염, 인산염, 식물플랑크톤.
 4. 어업 활동 중단, 생태계 파괴, 생물 재생산능력 감소. 	물 공급, 어업, 생태계 건강.	높은 화학적 독성 농도.	중금속, 방사성 물 질, 농약 성분, 독 성화학물질.

수질을 다루는 모델은 목적에 따라 크게 두가지로 구분할 수 있다. 첫째는 환경관리를 위한 예보모델이고 둘째는 예측모델이다. 두가지 모두 과학적 방법에 근거를 두고 현상에 대한 가정을 설정하여 관측을 하고 가정을 검증하는 과정을 거친다. 하지만 예보모델은 지금까지의 주어진 자료로 내일, 다음주, 다음달 상태를 예상하는 것으로서 일기예보가 대표적인 것이다. 또한 예보모델의 범주에 드는 것은 지금의 실시간 목적에 부응하기 위한 실시간 대응 대책 마련으로써, 사고에 의한 화학물이나 폐기물을 방출하는 경우이다. 바다에서 흔히 일어나는 유류 또는 독성화학물 유출 사고나 급격히 확산되는 적조의 경우는 당장 시급한 위협에 대해 대처방안을 예상해야 하는 예보모형의 예라고 할 수 있다. 유사한 질문으로서는 '이번 여름의 염분 또는 용존산소는 얼마나 될까?' 하는 질문에 대한 답은 예보모델의 범주에 든다. 이러한 예보모델은 예측된 기상조건, 수리역학, 부하량과 해양경계치 등이 필요하다. 그러나 한가지 의문은 예보기술이 오랜시간동안 끊임없이 잘 평가될 수 있을까하는 점이다.

예보모형과는 달리 예측모형의 특성은 다음과 같다.

주어진 시간까지 자료가 주어지고, 이에따라 가장 효과적인 제어방법을 평가한다. 그리고나서 제어에 대한 가장 효과적인 관리 능률을 예측한다. 한예로써 연안 하수종말처리장의 인산염 방출량을 40% 감소시키면 연안해수의 용존산소는 얼마만큼 변할까하는 문제를 일컫는다. 기상 또는 수리역학, 또는 방출 부하량이 특정한 범위로 주어진다면 용존산소는 어떻게 변할까? 그리고 반응시간은? 하는 것에 대한 해답을 얻는 과정이다.

연안환경을 다루는 많은 사람들이 이러한 모형의 특성에 대해 분명하지 않은 구분을 하고 있다. 즉 유류오염 사고에 대비한 예보모형과 적조사고에 대비한 예보모형은, 장기적 오염물 부하량 선별 대상과 제어방법 등을 찾아내려는 수질예측모형과 시간과 해역의 공간, 그리고 시나리오 가정에 의한 환경공학적 답을 얻기 위함에 그 차이점이 있다고 사료된다.

본 연구사업에서 다루는 수질 평가 및 예측 기술 사업은 우리나라 연안 해수의 수질을 여러 측면에서 평가하고, 수질의 보존 또는 개선을 위해서 취해야할 각종 제어방안 (육상으로부터의 선별방출 규제방안 등)에 대한 시나리오를 설정, 이의 시뮬레이션을 위한 과학적 예측모형의 개발을 목표로삼고 있다.

제 2 절 연안수질 평가 및 예측을 위한 표준모형의 구성

1차년도 보고서(환경부, 1997)에서 언급하였듯이, 연안 수질예측모형은 3차원 수리역학모형과 물질순환모형을 복합운영하는 시스템이다. 이를 위해서는 환경요소의 특성 변화에 대한 과학적/공학적 지식을 바탕으로 문제를인식하고, 충분한 자료의 관측과 현장실험을 통하여 과학적 이해를 가지고있어야 한다. 이러한 과정은 문제의 해결을 위한 수질과 생태계모형을 구성하는데 필수적인 역할을 한다.

1차년도에서는 본 연구사업의 궁극적인 목표를 달성하기 위하여 각종 문헌정보와 모델에 대한 비교검토, 그리고 3차원 수리역학과 수질모형에 대한이론적 접근방법을 제시하였고, 모델의 검증자료로 활용될 일반 수질자료를실험 대상해역인 천수만과 인근해역에서 거의 매월 관측하였다.

1차년도에 본 연구사업의 방향에 대한 기본 프레임을 설정하였고, 당해 년도인 2차년도에는 현장관측과 3차원 수리역학 및 수질모형의 시험운영을 모두 성공적으로 수행하였다. 제 2 장에서는 UNEP 에서 권장 사용하고 있는 수질평가 소프트웨어 팩키지인 RAISON을 활용하여 환경부와 해양수산부에 의해 장기간 모니터링된 연안수질 자료를, GIS를 동반한 자료분석 및평가 방법에 의해 제시하고 전문가 (Expert) 시스템을 활용하는 내용을 다루고 있다 (제 2 장). 특히 최첨단 유속관측장비를 사용하여 국내에서는 처음으로 연안에서 연안해류의 정밀한 수직구조를 약 30일간 두곳에서 관측하였으며[PLATE 1], 많은 연구자들이 추진하고 있는 3차원 해수유동모델의 필수적 검증자료로 활용될 전망이다(제 3 장). 3차원 수리역학모형이 다수수립되어 지금까지 국내에서 시도되지 못했던 연안 해수 수온의 연간변화를

시뮬레이션하여 약 16개월간 매월 관측한 일반 수질관측자료와 비교검증하였다(제 4 장). 연안수리역학모형에 의한 계산결과는 시뮬레이션 기간동안 너무 방대한 양의 자료를 담고 있기 때문에 물질순환모형에 직접 입력시키는 것은 여러면에서 비능률적이다. 따라서 수리역학모형의 결과를 적당한 방법에 의해 자원을 최소화하고 계산을 빠르게 할 수 있는 Lagrangian 인터페이싱 방법이 고안되어 제시되었다(제 5 장). 1차년도부터 계속 측정해온 천수만의 영양염류순환에 대한 관측결과가 제 6 장에 실려있다. 제 7 장은 당해년도 연구사업의 결론적 결과로서 앞장에서 이루어진 연구성과들이 집적되어 수질모형을 이루는 장이다.

여러가지 3차원 수리역학모형중 실용화에 많은 연구자들이 관심을 갖고 있는 3차원 POM 모델을 천수만과 인근해역에 적용한 결과를 제시하고 있다[PLATE 2, 3]. 시간별로 산출되는 모델결과를 PGPLOT 그래픽으로 그려서 애니메이션한 기술을 제시한다. 2차원과 3차원으로 구성한 수질모형을 각각 이상적 지형에 대해 적용한 결과를 제시하였다. 특히 수질모형의 자료는 PGPLOT 그래픽언어와 마이크로소프트사의 Power Station 포트란의QuickWin 응용프로그램을 이용하여, 메뉴에 따라 수질변수를 마음데로 선택하여 동화상으로 모델결과를 해석할 수 있다[PLATE 4].

연안으로 유입되는 강물의 수질예측을 위한 수치모형과, 유기 화합물의 오염에 의한 먹이사슬내 생물군집의 체내 축적농도 추정모형이 구성되어 시 험운영되었다.

종합적으로 당해년도에서 연구된 3차원 유속현장관측, 3차원 연안 수리역학모형, 2차원/3차원 물질순환모형 그리고 연안에서의 오염부하량 산정 등이 함께 집적되어, 3차년도에는 한강과 임진강, 예성강이 혼합되는 광역경기만(백령도-천수만 대각선)에 적용될 예정이다. 실시간 검증기술도 함께 개발되어 우리나라 연안해수의 장단기 평가 및 예측을 위한 모형을 개발하여 실용화할 예정이다.

•			

제 2 장 해양수질 평가기법 개발 및 환경정보화

제 1 절 해양수질 평가를 위한 컴퓨터 프로그램 특성

본 연구사업의 목표달성을 위한 한가지 모듈은, 필요한 곳의 연안수질 자료를 필요시 쉽게 검색하고 통계분석 처리하며, 각종 관련 환경정보를 손 쉽게 비교할 수 있는 도구가 필요하다. 사용자의 일반성을 염두에 두고 어 떠한 도구가 가장 합리적일까하는 것에 대해 신중한 고려가 필요하다. 본 연구에서 그간 면밀히 검토된 '도구'는 첫째, 일반 PC에 쉽게 설치되어 활용 되어야 매체의 일반성을 유지할 수 있고, 둘째 GIS(그래픽 지리정보)와 환 경정보가 결합되어 일반 사용자도 언제든지 손쉽게 사용할 수 있어야 한다. 그리고 셋째, 각종 환경자료의 제시를 위해 멀티미디어의 선택 및 재생효과 가 포함되어 있어야 하며, 일정 기준의 기준치를 설정하여 점검할 수 있음 으로써 환경의 질을 다양한 접근방법으로 평가 할 수 있는 전문가(Expert) 시스템이 포함되어 있어야 한다. 지리정보에 지나친 관점을 둔 프로그램들 은 환경자료와의 연결과정에 많은 노력을 기울여 새로운 개발이 필요하고. 단순 자료처리 소프트웨어는 지리정보와의 인터페이싱이 어려워 또 다른 노 력이 필요하다. 이러한 점을 감안하여 본 연구에서는 캐나다 환경부의 수자 워연구소에서 개발하여. UN의 환경프로그램(UNEP)에서 세계 각국의 수질 관리 및 평가를 위해 표준화된 방법으로 공인하여 사용을 권장하고 있는 RAISON (Regional Analysis by Intelligent Systems ON microcomputer)을 선정하여 연구사업에서 활용한다. 본 연구사업을 통하여 RAISON의 기본틀 을 이용하고 여기에 우리나라 연안해역의 GIS와 환경정보 그리고 각종 환 경미디어를 혼합함으로써, 본 연구사업의 목표중의 하나인 연안수질 평가기 술 개발에 일익을 담당하고자 한다.

1. RAISON에 대한 소개

RAISON (Regional Analysis by Intelligent Systems ON microcomputer) 은 캐나다 환경부의 국립수자원연구소에서 개발된 통합 소프트웨어이다. 최근 가정마다 사용되고 있는 PC를 이용하는 팩키지로서, 데이터베이스, 워크시트 그리고 GIS (지리정보시스템)와 Expert (전문가) 시스템이 함께 복합된 그래 픽스 중심운영의 평가 시스템이다. RAISON은 모델과 데이터 간의 지능적 인터페이스를 제공해 주고 운영자와 컴퓨터간 기술적인 의견교환이 가능한 시스템이다.

RAISON 자체가 GIS (지리정보시스템)도 아니고, 데이터베이스도 아니지만, 이들을 잘 연결해 주는 훌륭한 기능을 가지고 있다. 기존의 대부분 상업제품의 자료와 호환이 가능하고 사용자의 활용에 따라 어떤 응용분야에도 사용이 가능하다. 이 시스템은 자료, 문서, 지도, 위성이미지, 사진, 비데오 등을 통합하여 제시할 수 있는 기능을 제공한다.

RAISON은 캐나다의 산성비 관리 프로그램을 위해 통합된 정보 및 관리 팩키지가 필요하여 1986년에 처음 개발되었다. 이후 RAISON은 많은 보완이 이루어져 현재 오대호의 유역관리 및 수질관리를 위한 환경정보시스템으로 널리 활용되고 있다. 특히 UNEP의 GEMS/Water Quality monitoring program에 채택되어 세계 각국의 수질관리를 위한 표준방식으로 사용되고 있어 지역, 국가 그리고 국제적 수질자료의 취급과 분석에 활용되고 있다.

RAISON 시스템은 지리정보를 바탕으로 한 자료분석 프로그램이다. 이는 자료를 제시하고 그것이 나타내는 지리적 정보와 함께 분석결과를 제시하여 추정 또는 평가를 위한 환경수단을 제공한다. RAISON은 데이터베이스, 워크시트, 그래픽 팩키지, 통계, 공간도표 제시, 좌표제공화면 인터페이스, 그리고 전문가 (Expert) 시스템 등이 함께 복합된 것이다. RAISON은 또한 수직 또는 수평 Contour Plot을 수행하여 제시할 수도 있다. 이러한 Contour Plot은 Layer 모듈에서 수심층마다의 분석자료로 활용된다.

2. RAISON 프로젝트의 응용

RAISON을 사용하려면 우선 대상 자료의 활용 목적인 프로젝트를 설정하여야 한다. 프로젝트 안에는 데이터베이스, 한개이상의 지리정보를 갖는 지도, 자료를 대표하는 관측정점 정보 등이 기본적으로 필요하다. 하나의 지도에서 더욱 자세한 다음의 지도 정보로 이동할 때에는 icon 이 필요하며, 아이콘은 임의의 지점에 연결프로그램을 설정할 수 있다. 프로젝트 안에는 RAISON의 고급 활용 용도인 공간도표 제시, 통계 제시, Contouring 그리고 여러 층의 정보 제시 등이 자료분석과 제시를 위해 포함된다.

가, 데이타

RAISON의 데이타는 데이타베이스에서 표의 형태로 보관된다. 데이타베이스의 표를 설정하기 위한 정보를 이미 알고 있기 때문에 RAISON은 관련 DB운영시스템으로 쉽게 찾아 필요한 통계분석을 실행 할 수 있다. 관측점 정보도 데이타베이스의 표 형태로 보관되어야 한다. 데이타베이스 안에는 수많은 표들이 들어 갈 수 있다. 일반적으로 데이타베이스는 필요시 일일이 손으로 직접 입력하여 작성할 수 있으며, 또는 기존의 다른 형태의 자료로부터 불러들여 사용할 수 있다. RAISON의 불러들이기 또는 다른 형태로 저장하기기능은 곧 데이타를 자유롭게 입출력 할 수 있음을 나타낸다. 또한 데이타베이스에 있는 자료를 워크시트로 불러들여 이곳에서 필요한 통계분석 작업을할 수도 있다. RAISON에서의 자료 활용도는 매우 높아서, Query(SQL)기능을 사용하면 여러 형태 또는 조건으로 각종 자료를 검색하여 찾아낼 수 있다.

나. 지도

RAISON의 응용을 위해서 작성되거나 저장된 그림을 Snapshot이라고 일 컫는다. 한개의 Snapshot은 주어진 RAISON 프로젝트와 관련이 있다. Snapshot 이 작성되었다함은 즉 지도, 좌표계 그리고 스케일이 결정됨을 뜻한다. 지원 되는 Snapshot으로는 Geo(평면도), mollweide, Lambert Conformal, Vertical and Polar Perspective 등이 있다. 한 프로젝트는 서로 다른 스케일의 지도 형태와 좌표계를 가진 여러개의 서로 다른 Snapshot을 가질 수 있다. Snapshot은 여러가지 map file로부터 만들어지며 Geo-reference (화면상에 어디를 누르든지 좌표가 나타나는 GIS 태) 지도를 기본으로 한다. 현재 널리 사용된고 있는 상용 map file 형태는 Arc View의 Shape file, MapInfo의 교환형태 파일, 그리고 SPANS의 vec/veh map file 등이다.

Snapshot은 비트맵이나 메타파일 형태로 저장된다. 그들은 필요에 따라 색상을 편집할 수 있다.

다. 관측점

지도에서의 자료를 대표하는 관측점은 관측점 위치를 알리는 좌표데이타와 연결되어 있다. 좌표를 관측점 데이타베이스에 입력하든지 또는 Snapshot에서 마우스로 직접 사이트의 위치를 선택하여 입력할 수 있다. 이사이트가 여러 데이타베이스와 연결되어 있을 때는 이곳의 각종 통계자료처리는 물론 자료의 특성을 그래픽으로 제시해, 즉시 가시화 할 수 있는 연계성이 있다. UTM 좌표계에 있는 자료는 바로 위도/경도 좌표계의 값으로 환산하여 출력될 수도 있다.

라. 아이콘

RAISON은 Snapshot 에 각종 기능을 대표하는 아이콘을 나타낼 수 있다. 아이콘을 마우스로 클릭하게 되면 특정부분의 더 상세한 Snapshot으로 진행하든지 또는 이전의 Snapshot으로 돌아가든지 하게 한다. RAISON에는 수많은 형태의 icon 모형이 있으며, 이를 이용하여 목적에 따라 상징적인 icon을 골라 Snapshot에 설치할 수 있다.

마. 결과의 제시

워크시트의 통계분석결과는 여러 형태의 그래프, 즉 차트, 그림 그리고 지도 형태로 제시한다. 자료 지역은 지도에서 점으로 나타낼 수 있으며, 여러개의 관측점을 한 묶음으로 그룹화하여, 통계특성을 분석하고 특정 해역의 Contour Plot을 그려 제시할 수 있다. RAISON은 공간 자료도형화 수단을 제공하여 자료와 그래프를 동시에 보여주는 기능을 갖고 있다. 분산도면, 막대그래프 또는 희귀도표와 같은 통계그래프는 공간자료도형화 수단을 통해정리될 수 있다. 통계 편차의 범위를 분석하고 각종 그래프에 여러가지의 오차범위를 함께 제시하는 수단도 갖고 있다.

3. RAISON의 설치 제원

RAISON을 설치하기 위한 가장 합리적인 기본적 하드웨어 제원은 다음과 같다.

- 펜티엄급 프로세서
- · 16 MB RAM
- · 윈도우 95
- ·마이크로소프트 비데오 .
- · 800 × 600 × 256 color 이상
- · 사운드카드
- ·16 MB 이상 하드디스크 공간

제 2 절 RAISON을 이용한 환경특성 분석 및 Expert(전문가) 시스템 개발

1. 프로젝트 시작

RAISON을 이용하여 본 연구사업에서 추진하고 있는 연안수질 평가기술 개발과 이에 따른 관측자료의 제시, 각종 통계자료 및 멀티미디어 그리고 각종 수치모형의 결과를 RAISON을 통하여 운영하고자 한다. RAISON의 시작은 사용목적에 따라 프로젝트를 설정하고 이에 맞는 Snapshot 과 자료의 입력과 통계처리, 각종 준비 사항의 설정 등이 요구된다.

새로운 프로젝트의 설정은 다음 과정을 거친다.

- i) 새로운 프로젝트 설정: 프로젝트 정보 선정
- ii) Make Snapshot 기능을 사용하여 지도를 프로젝트에 연결활용
- iii) 프로젝트와 관련된 관측점 정보와 여기에 필요한 데이타베이스 구축

맨 처음 프로젝트를 시작하면 여러개의 프로젝트중 실행하고자 하는 르 로젝트를 선정한다.

Fig. 2.1은 본 연구사업을 위해 제작된 동북아시아에서의 중심적 역할을 담당할 우리나라를 제시하는 시작 Snapshot의 모양이다. 본 연구를 통하여 개발되는 대부분의 기술 요소들은, 일반 사용자들을 목표로 실용화하기 위하여 개발되는 것이므로 PC에서 운영하면서 환경을 평가하고 예측하는 표준방식을 개발하고 있다. 따라서 제시되는 그림들은 대부분 PC화면에 나타난 상태의 모습이라서, 단순한 선으로 그려진 그림에 비해 분해도가 낮으나, 색상의 비교에 의해 보다 실용적이고 실질적 접근이 가능하도록 구성되어 있다.

프로젝트의 시작을 알리는 Snapshot 에 필요한 지도는 map file을 사용

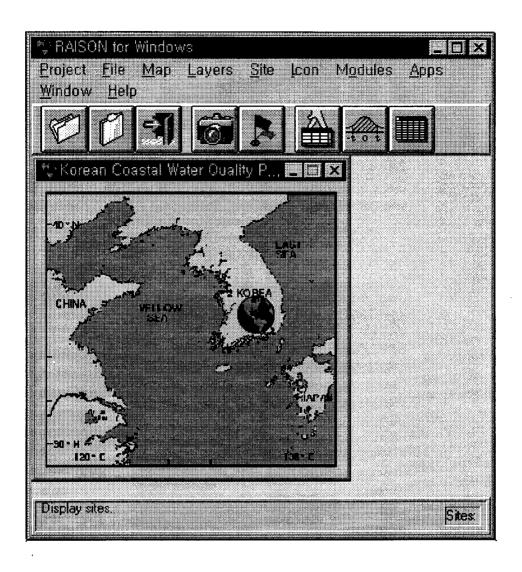


Fig. 2.1 A map starting the RAISON project to assess korea coastal water quality.

하며, 이는 각종 지도 또는 해도를 디지타이즈 한 자료로부터 만들어진다. Fig. 2.1 에서 보는 Snapshot은 위도/경도 좌표계를 사용하고 있으며, Snapshot 제작시 여러가지 좌표계중 마음데로 선정할 수 있다. 이렇게 설정된 Snapshot은 Geo-reference되어 있어, 어느곳에서든지 커서를 누르면 그곳의 좌표가 돌출되어 나타난다. Snapshot 의 일부는 마음데로 확대 또는 축소해서 볼 수 있으며, 어느때든지 새로운 Snapshot 그림으로 저장할 수 있다.

Snapshot에는 기본적으로 아이콘과 사이트(관측점)가 함께 한다. 아이콘은 일부 해역을 더 상세히 보여주는 다음 Snapshot과 연결시킬 수 있으며, 또는 거꾸로 앞면으로 이동에 필요한 제어단추이다. 사용자는 필요시 필요한 곳에 아이콘을 추가, 제거, 편집할 수 있다. 이때 아이콘의 설정에는 위치와 아이콘과 연결된 action을 사전에 준비하여야 한다.

2. 아이콘과 사이트(관측점)의 설정

RAISON은 아이콘과 사이트를 이용하여 기존의 Snapshot을 다른 데이 타베이스나 프로그램과 연결시킨다. 아이콘은 주로 선정하는 해역의 상세한 지도를 보여주고 자세한 분석을 하기 위한 단추로 사용된다. 아이콘의 모양과 위치는 Icon.mdb(윈도우 액세스 파일)로 저장되며, 임의로 추가, 변경 및 삭제가 자유롭다. 또한 아이콘을 다른 응용프로그램을 실행하도록 연결해놓으면 프로그램을 실행시킬 수도 있고, 텍스트파일 또는 멀티미디어와 연결되면 이러한 작용들이 제시된다.

관심해역에는 항상 대상 환경변수를 측정한 관측점 또는 특정해역의 환경을 대표하는 사이트를 설정할 필요가 있다. 사이트파일은 항상 필드, 사이트 이름 그리고 위치(위도/경도, UTM 등) 정보를 담고 있다. 사이트파일은 지리적 위치정보만 담고 있는 것이 아니고 여러 멀티미디어 파일과 Contouring 자료, 그리고 연결된 database를 선택하여 열 수 있는 기능도

있다. 사이트파일은 여러개의 Snapshot의 수많은 사이트를 한 파일에 저장할 수 있다. RAISON은 필요시 선택된 사이트만 보여주고 이들의 자료만 제시하여 선별적 통계분석을 할 수 있는 특징이 있다. 또한 Snapshot의 지리정보를 읽어 영역밖의 사이트는 자동적으로 분석 대상에서 제외한다.

Fig. 2.2는 Fig. 2.1의 아이콘으로부터 진입된 Snapshot이고 다시 각 연안해역별로 설정된 아이콘을 누르면 각 해역의 상세도가 제시된다. 경기만의 아이콘을 누르면 Fig. 2.3으로 진행하며, 이곳에는 1차년도 연구보고서(환경부, 1997)에서 데이타베이스를 구축한 연안수질모니터링 자료의 관측점들이 사이트로 제시되어 있음을 보이고 있다. 사이트는 한점씩 또는 그룹으로묶어 선정하면 여러가지 자료 통계분석을 시행할 수 있다.

사이트파일에는 사이트의 위치 뿐만 아니라, 각종 멀티미디어 기능을 포함시킬 수 있다. 즉 특정 지점의 해안선 모습이 보고싶으면 해안선 사진을 연결해 놓을 수 있고, 그곳의 파도소리를 듣고 싶으면 소리파일을 연결해 놓을 수 있다. 여기에 연결될 수 있는 파일확장자는 다음과 같다.

* WAV, AVI, BMP, WMF, ICO, PCX, TXT

Fig. 2.4는 Fig. 2.3으로부터 선택되어 상세한 그림을 보여주는 것으로써, 1차년도부터 수행되어온 천수만 해역의 수질관측점을 나타내고 있다. 지난 1년 반동안 거의 매월 관측된 각종 수질자료의 DB가 연결되어 있어 통계분석 및 수질평가에 필요한 분석자료가 확보되어 있다. 각 사이트는 목적에따라 선별적으로 선택이 가능하며, 특정 성질 또는 특징을 갖는 사이트를 찾아낼 수 있다. 즉 데이타베이스의 특정 범위를 설정하여 찾게 함으로써, 비정상적 값을 가진 사이트를 검사할 수 있다. Fig. 2.5에서 제시된 바와 같이 멀티미디어 기능의 연결을 편집해 놓은 후 Fig. 2.4의 한 사이트를 클릭하면 Fig. 2.6과 같이 그곳의 정경사진을 보여줄 수 있다. 즉 환경자료의 분석 과정에서 보다 현장과 친근해 질 수 있는 방법으로 활용할 수 있다.

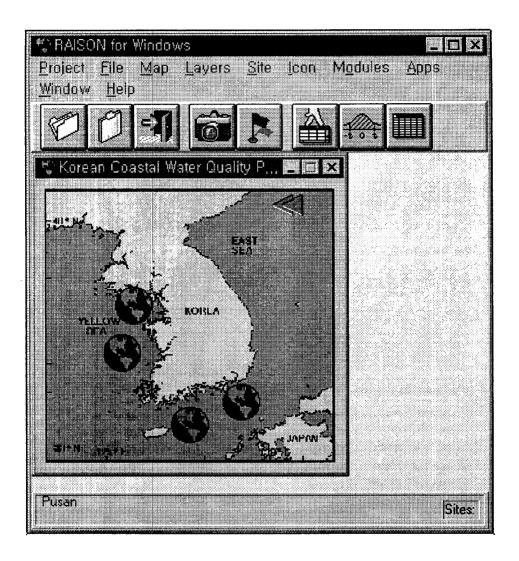


Fig. 2.2 Project map showing monitoring sites in coastal waters of Korea, and icons for further expansion of interested area.

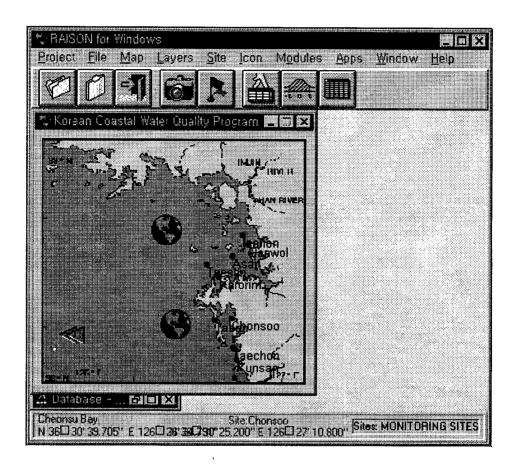


Fig. 2.3 Project map showing detail part for Kyunggi Bay waters.

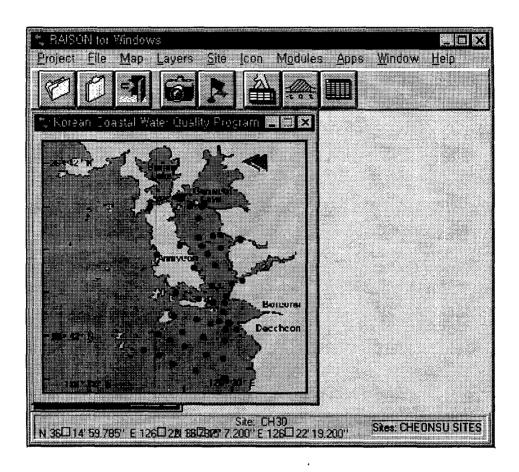


Fig. 2.4 A map showing water quality assessment area and sites for detailed parameters.

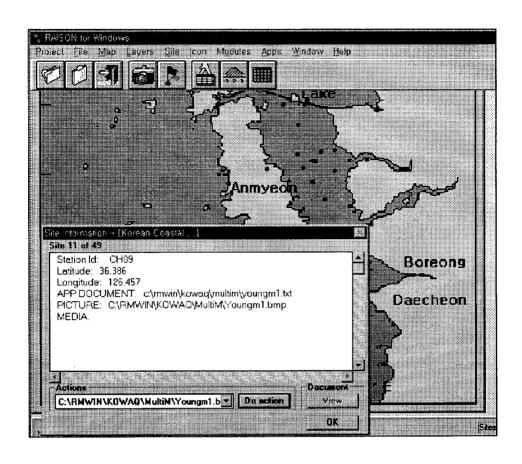


Fig. 2.5 Site information box to display the metadata.

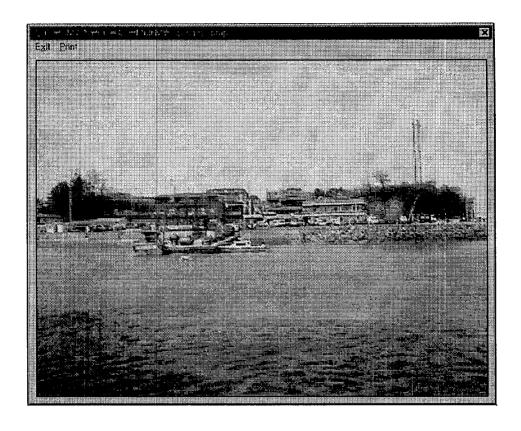


Fig. 2.6 Multimedia in the form of picture is shown by clicking on the site.

3. 데이타베이스와 워크시트

RAISON의 데이타베이스 관리시스템은 DB를 만들고 자료를 입력하고 외부자료를 불러들이거나 새로운 형식으로 저장하는 등 매우 중요한 역할을 한다. RAISON의 데이타베이스에는 자료외에 사이트, 아이콘, 지도 등의 자료관리를 위한 데이타베이스도 포함한다. RAISON에서 사용하는 데이타베이스의 기본적인 구성은 table layout에 의해 형식이 선정되고 여기에는 다음과 같은 변수들이 있다.

- 필드 이름 - 필드 형태 -필드 길이

Table layout을 이용하여 (Fig 2.7), 자료를 직접 입력하든지 또는 기존의 텍스트파일을 설정한 layout에 맞게 불러들여 새로운 데이타베이스를 구성할 수 있다. 각 필드의 형태는 주어진 필드에 따라 다르며, 자연수와 정수외에 텍스트, 메모 또는 Boolean Y/N을 포함시킬 수 있다.

RAISON의 데이타베이스는 기본적으로 마이크로소프트사의 액세스 파일 형식(*. mdb)으로 구성되지만, dBase의 *. dbf, Paradox의 *. dbf 그리고 Btrieve 의 *. dbf도 어려움 없이 활용될 수 있다.

RAISON에서 Snapshot과 연결된 데이타베이스를 연후 (Fig. 2.8), 필요한 사이트를 선정하여 필요한 자료를 찾아낼 수 있다. 이때 Query기능을 사용하여 특별한 조건을 제시할 수 있으며 (Fig. 2.9), 이때 조건표현은 각종수학 논리기호를 사용할 수 있다.

방대한 양의 데이타베이스를 그대로 불러들여 사용하기에는 한계가 많다. 이러한 데이타베이스중 필요한 부분만 선택하여 워크시트로 불러들이면 (Fig. 2.10), 전체 또는 부분적으로 직접 통계처리하여 분석결과를 제시할 수 있다 (Fig. 2.11).

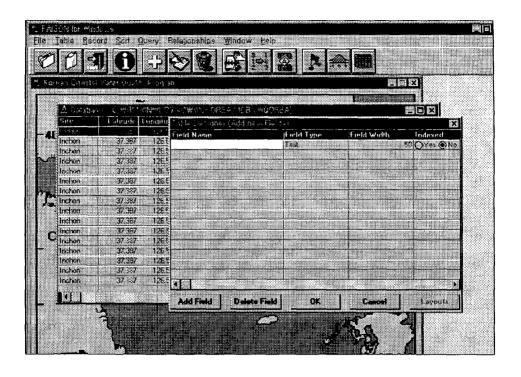


Fig. 2.7 A table designer to add extra data fields for multimedia and additional data.

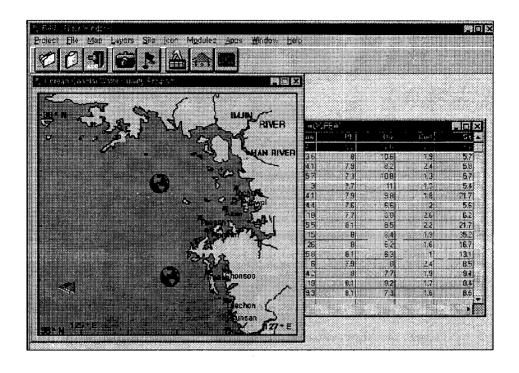


Fig. 2.8 Sites selected for further progress.

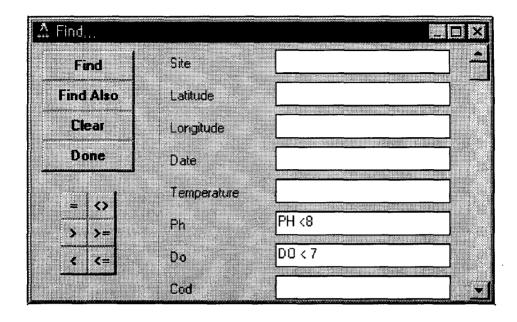


Fig. 2.9 The Query function to find any parameters and any values of specified condition.

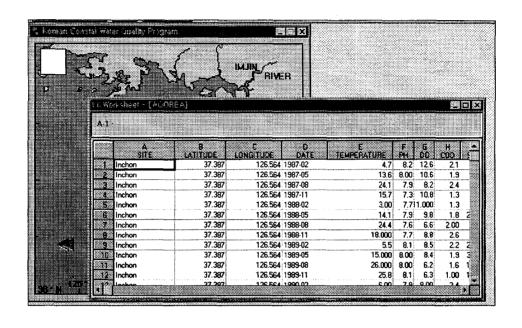


Fig. 2.10 A worksheet is opened for statistical analysis and graphs.

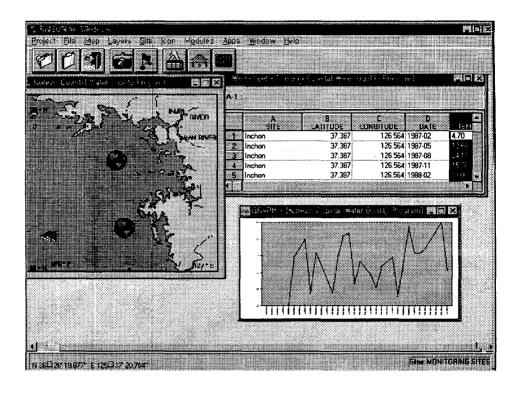


Fig. 2.11 An assessment process of selected sites for specified period of time.

4. RAISON의 그래픽 기능.

RAISON의 워크시트에서 분석되는 자료는 여러 형태의 그래픽기능으로 결과를 제시할 수 있다. RAISON이 지원하는 그래픽 형태는 선 그림, 막대그림, 분산 그림, 시계열 그림(Fig. 2.11) 그리고 박스 그림 등이다. X축과 Y축 그리고 축의 레이블, 선의 형태 및 색상, 자료의 범위, 글자 및 문자의모양 등은 사용자가 임의로 조정 가능하며 필요시 그림 배경색도 가능하다. 특히 통계분석에 의한 표준편차 또는 에러범위 등이 그래픽스에 함께 제시될 수 있음으로써 환경 통계분석치의 신뢰 범위를 제공할 수 있다. Y축은 6가지 서로 다른 부차적 축을 설정할 수 있으며, 변동이 심한 자료는 moving average 기능을 활용하여 단순한 평균변동을 볼 수도 있다.

RAISON에서 수행한 그래픽스 화면은 프린터로 직접 보내 프린팅할 수 있으며, 그림파일 이동을 위하여 파일로 저장할 수 있다.

이밖에 RAISON에는 Spatial Visualization 기능이 있어서 자료를 여러 그룹으로 나누어 특정 변수에 대한 공간적 분포를 한눈에 볼 수 있게 해준다. Thematic mapping 기능으로 자료를 여러 그룹으로 구성하여 일반적인통계분석 방법으로는 잘 나타나지 않는 경향을 이러한 수단으로 잘 확인할수 있는 장점이 있다. RAISON에는 수평 및 수직으로 Contour Plot 을 그릴수 있어서 필요에 따라 선택된 그룹의 사이트에 대한 농도분포를 파악할수있다. 이러한 방법은 수많은 사이트의 수많은 자료로부터, Contour Plot 의법위 및 변수를 PC에서 쉽게 바꿔가며 확인함으로써, 특정 변수의 분표 또는 변화경향과 'Source'를 나타내는 'hot spot'등을 찾는데 유용하게 사용된다.

5. RAISON의 전문가 (Expert) 시스템

RAISON의 하이라이트는 본 연구사업에서 추진하는 환경평가기술을 위

한 기본틀을 제공한다. Expert시스템은 환경에 맞는 논리를 바탕으로 설정한 어떤 기준 척도를 설정한 후, 환경 상태를 분류하고 (평가), 예측을 수행하며, 자문 또는 결론을 도출해 내는 시스템이다. 전문가 시스템은 두가지중요한 입력자료를 필요로 한다. 첫번째는 어떤 변수를 사용할 것인가하는 결정이고, 두번째는 상용변수의 특정값이다. 또한 변수에는 두가지 형태가 있다. 하나는 연속자료이고 다른것은 연속이지 못한 자료이다. 연속이지 못한 자료는 대체로 자료의 성격이 산만하다. 연속인 자료는 특정 범위 안에서 변화의 경향을 파악할 수 있게 해준다(menbership function). 연속인 자료는 지식을 바탕으로 한 기준척도의 설정을 하게 해준다.

전문가시스템은 기준척도 자체의 형태를 분석하고, 이 분석결과를 이용하여 소위 optimized decision tree를 설정한다. 그러면 사용자는 forward chaining 방법을 사용하여 사용자와 RAISON간 상호 대화형식으로 새로운 자료를 분류하고 예측하게 해준다. 이 부분의 완성은 3차년도에 이어져, 환경자료의 제시와 더불어 전문가 시스템의 활용을 제시할 예정이다.

6. 환경정보의 실시간 제공

본 연구에서 수집분석되는 환경정보와 예측되는 각종 수치모형 결과는 자료집이나 글과 표로 구성된 보고서 자체보다는, 누구든지 항상 열어 볼수 있고, 활용해 볼 수 있는 형태로 실용화하고 있다. 본 연구사업의 3차년도에서는 이러한 실용화 결과의 제지방법으로 CD-ROM을 작성하여 크게두가지 형태로 연구결과를 제시할 예정이다. 첫째는 PC자체만으로도 환경정보를 분석 제시하여 활용할 수 있도록 RAISON을 바탕으로 한 Expert 시스템을 보급하는 것이고, 둘째는 인터넷과 같은 통신정보망에 모델결과와 환경정보를 잘 구성하여 탑재함으로써 PC와 정보네트워크를 활용하면 누구든지 쉽게 접근할 수 있게 하는 것이다. 보다 정확한 환경예측을 위해서는 3차원 수리역학모형이 다수 구축되어 있고, 3차원 해류의 정밀관측을 수행한

바 있는 본 연구팀은 수행모형의 정밀도 향상을 위해 모델의 검증에도 많은 노력을 하고 있다. 이렇게 구축되는 3차원 수리역학모형은 수질모형의 이류 확산에 필요한 자료를 제공하여 장단기 수질예측프로그램의 운영에 기본틀이 될 것이다. Fig. 2.12는 본 연구사업의 내용을 알리는 홈페이지를 나타내고, 여기서 다시 연안수질 평가 및 예측기술 개발의 웹페이지 (Fig. 2.13)로 들어갈 수 있다. 이곳에서 본 연구사업 결과의 하이라이트를 볼 수 있으며, 특히 3차원 수리역학모형인 POM(Fig. 2.14)과 2차원 수질모형의 시험결과를 애니메이션 한 내용을 볼 수 있다. 또한 본 연구사업에서 운영하고 있는 천해용 ADP(매 1m 수심마다의 유속과 유향 관측)에 의해 관측된 서해연안의해류 수직구조의 변화를 볼 수 있다.

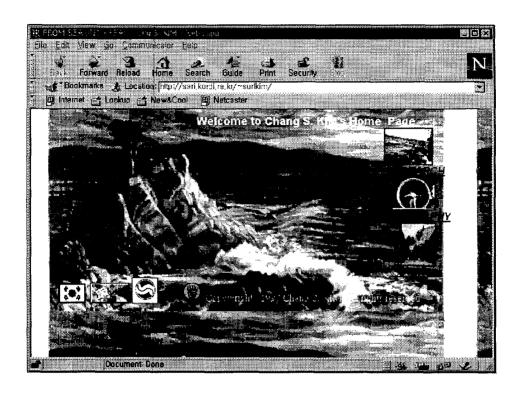


Fig. 2.12 Home page for the KOWAQ Program (http://www.kordi.re.kr/~surfkim)

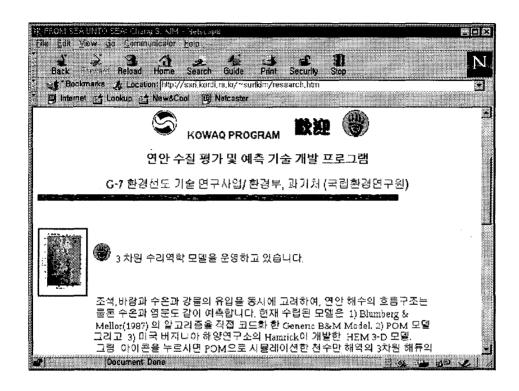


Fig. 2.13 Web page for the KOWAQ Program and its contents (http://www.kordi.re.kr./~surfkim).

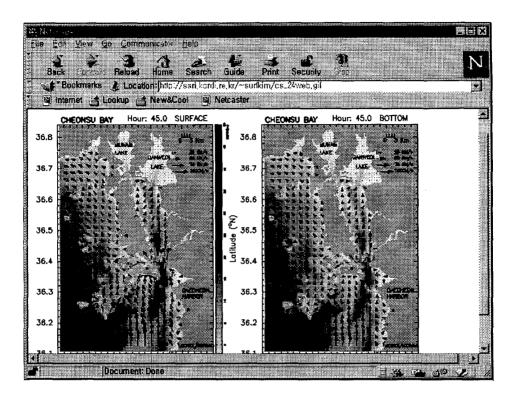


Fig. 2.14 A sample of animated 3-D tidal currents on websit, simulated using the POM 3-D hydrodynamic model.
 (http://www.kordi.re.kr/ ~surfkim → RESEARCH icon → 3-D hydrodynamic icon)

제 3 장 3차원 해수유동 및 수질 현장관측 기술 개발

제 1 절 첨단 현장관측 기기의 특성

다음은 본 연구실험에서 중요하게 활용하고 있는 Nortek사의 ADP의 제 원을 기술한다.

제원

센서 주파수 : 3MHz 1.5MHz 0.5MHz

작동최대수심: 200m 200m 200m

최대측정거리: 3-6m 15-25m 70-110m

(해수가 흐릴 때 최소거리/

해수가 가장 맑은 상태에 최대거리)

최대분해능: 0.2m 0.4m 1.0m

센서에서 첫번째 측정 cell 거리: 0.4m 0.8m 2m

cell 수: 128개까지 사용자 선택

유속측정범위 : ±10m/s

유속분해능 : 0.1cm/s

유속정밀도 : ±1% 측정값, ±0.5cm/s 이하

측정속도 : 최대 0.5Hz(2자료/초)

(내부에서는 훨씬 높은 샘플링 속도로

측정하여 평균한 속도임)

전력소모: 3W(작동중), 1mW(휴지기)

기록기: 10-85 MB Solid state

제 2 절 현장관측의 내용 및 활용방안

1. 현장관측

1차년도에 이어 본 연구과제의 실험대상해역인 천수먼과 인근해역에 대한 기본적 수질조사는 2차년도에도 계속되어 1997년 2월, 4월, 5월, 6월에 각각 32개 정점(Fig. 4.8)에서 계속 수행하였다. 천수만 인근해역에서 약 16개월간 한달 간격으로 관측된 일반 수질자료는 이미 본 연구서 4장에서 아주 유용하게 사용되었다. 즉 연안해수의 연간변화를 3차원 수리역학모형으로 시뮬레이션하는데 중요한 검증자료로 활용되었다. Fig. 3.1과 Fig. 3.2는 1차년도에 이어 수행된 1997년 4월과 6월의 모든 정점에서의 수온, 염분, 밀도와 DO를 나타낸다.

당해년도에는 3차원 해수유동모형의 검증자료 확보를 위해 장안퇴 부근해역(Fig. 3.4)에서 일반수질의 수평 및 수직 분포와 장기 정밀 해류구조를 관측하였다. Fig. 3.5에 표시된 수질관측정점에서 관측된 수질의 수평 및 수직 분포는 Fig. 3.3에 도시되었다. 조류혼합율이 매우 높은 곳이지만, 조류의 변화에 따른 수온의 변화가 매우 크게 나타나는 것이 특징이다.

정밀유속관측 대상 연구해역은 충남 서산군에 소재한 대산 앞바다인 가로림만으로부터 남으로는 천리포 북단, 서쪽으로는 선갑도, 북쪽으로는 영흥도 그리고 동쪽으로는 산업공단이 위치한 아산만 범위를 설정하였다. 특히관심의 대상은 단축 약 5km, 장축 약 20km의 모래언덕이 해저에 발달되어 있는 장안천퇴의 형태 및 주위 역학구조에 대한 연구이다. 연안가까이 발달된 장안퇴의 형상에 대해서는 앞장과 제 1차년도 보고서에서 기술한 바와같이, 지질학적인 관측은 많이 이루어져 왔으나, 역학적 메카니즘에 대한 연구는 결여되었었다. 따라서 본 연구에서는 첨단장비를 동원하여, 조류를 포함한 해류의 해수내부에서 수직구조가 어떠하며, 외력에 따라 어떻게 변화

CH9704CT

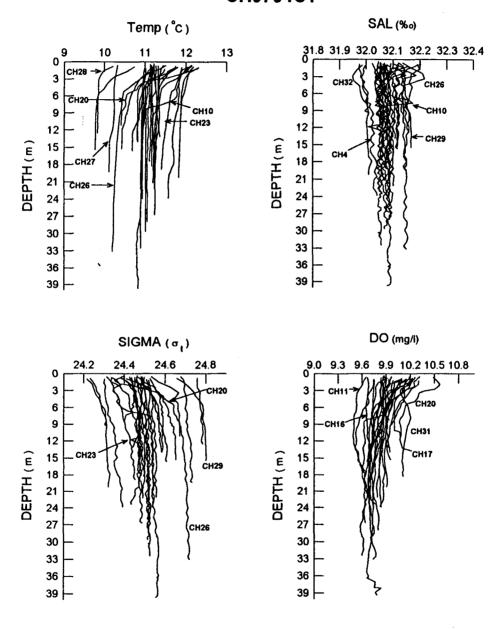


Fig. 3.1 Vertical profiles of T, S, sigma-t and DO at all stations observed in April, 1997 (Cheonsu Bay)

CH 9706

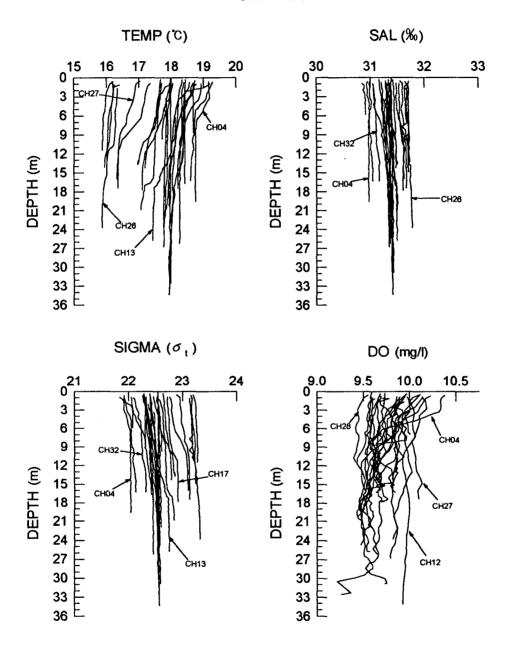


Fig. 3.2 Vertical profiles of T, S, sigma-t and DO at all stations observed in June, 1997 (Cheonsu Bay)

JG 9708

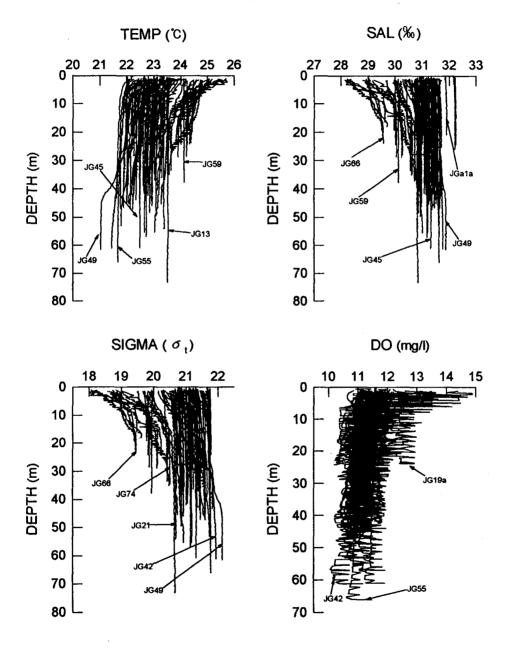


Fig. 3.3 Vertical profiles of T, S, sigma-t and DO at all stations observed in August, 1997 (Jang An Study Area).

하는가, 그리고 이로인한 해저경계층 역학요소의 변동사항은 어떠하고 그로부터 추정되는 퇴적물 이동은 어떻게 변화할까 등에 대한 질문의 답을 얻고자 한다. 이를 위해 현장실험과 다음장에서 기술하는 흐름과 파랑이 공존하는 경계층의 마찰속도를 추정하는 모델을 개발하고 있으며, 1차년도의 해저경계층 유속분포, 그리고 금년도에 걸쳐 추진되고 있는 부유물에 의한 성층시 해저경계층 유속분포 등을 검토하고, 모델과 현장관측과의 검증과정을위한 자료를 획득하였다.

Fig. 3.4는 대상 연구해역의 위치를 나타내며 Fig. 3.5은 현장관측 해역의 수심도와 해수 수질 및 특성을 관측한 정점 그리고 해류의 수직구조를 관측하기 위한 계류정점(ADP1, ADP2 지점)과 조석 관측점 등을 나타내고, Fig. 3.14는 실험이 실시된 97년 8월과 9월 삼길포에서의 조석 변화곡선을 나타낸다. 투입된 장비는 ADP1 지점에 NORTEK ADP 1대(0.5Mb), InterOcean의 S4P 1대, 안데라사의 RCM 2대가 서로 다른 수심에 설치되었으며, ADP2 지점에는 ADP 1대와 RCM 2대가 같은 지점 다른 수심에 설치되었다. 추후 3차원 수리역학모델과 해저경계층모델의 복합운영을 위하여, 연구대상해역의 바깥 경계 근해에서의 조석이 관측되었다.

Table 3.1은 현장실험내역을 나타내는 것으로써, 장비, 위치, 수심 그리고 자료획득 간격과 계류정보를 나타내고 있다. 일반적으로 1997년 8월 7일 부터 9월 11일까지 30일이 넘는 기간동안 각 계기로부터 매 10분마다의 유속을 관측하였으며, 특히 ADP는 바닥으로부터 0.6m 되는 곳의 유속을 시작으로 표면까지 매 1m수심 간격으로 자료를 성공적으로 획득함으로써 약 4000억개의 유속 프로파일을 측정하였다. 이는 국내의 연안에서는 처음 수행된 관측으로서, 지금까지 아무 검증자료 없이 수행되어온 3차원 수치모델링에 대한 좋은 검증자료로 활용될 것이다.

본 현장관측에 투입된 인원은 약 20여명이 넘으며 ADP를 부착하여 해저 바닥에 설치하는 바닥프레임(Fig. 3.6, Fig. 3.7)을 본 연구진에 의해 제작하여 성공적으로 활용하였다.

Table 3.1 Informations of field experiment (instrument types, water depth, location, deploy schedule and others.)

		Ctation			계기		시작	자료		
장비명	S/N	Station	위도	경도	'	수심			비교	
		ID			수심		일시	간격	3 13 4 -3 -3	
ADP1	N4517	JGADP	37°	126°	19.5m	20m	97.8.7.	10분	수심 1m간격	
		1	01.3894′	16.2730′			12:00		U,V	
S4	0700	JGS4P	37°	126°	19.5m	20m	97.8.7.		60cm aTb	
	0780		·					i 1	U,V,C,T,DO,	
	1679	1	01.4746′	16.5387′			12:00		ss	
RCM	RCM9	JGRCM	37°	126°	5m	20m	97.8.7. 10분	97.8.7.		
	-52	1	01.5123′	16.4014'	aTb	ZUIII	09:10	10元	11:24투입	
RCM	RCM7	JGRCM	37°	126°	15m	00	97.8.7.	10분	97.8.7.	
	-12060	1	01.5123′	16.4014	aTb	20m	09:10		11:24투입	
ADP2	4068	10.4 DD	079	1000			07.00	10분	수심 1m간격	
		JGADP	37°	126° 16.5128′	31.5m	32m	97.8.8.		U,V	
		2	00.6905′				12:00		97.8.10.재투입	
RCM	RCM7	JGRCM	37°	126°	5m	00	97.8.8.	10분	97.8.8.	
	-9705	2	00.6015′	16.4319′	aTb	28m	09:40		15:29재투입	
RCM	RCM7	JGRCM	37°	126°	15m	00	97.8.8.	10분	97.8.8.	
	-10970	2	00.6015′	16.4319′	aTb	28m	09:40		15:29재투입	
조위계	40604	선갑도	37°	126°	17m	17m	97.8.10	10분	97.8.10	
		북단	06.0982'	05.3890′			09:40		11:24재투입	
	40598	신도	36°	126°	11m	11m	97.8.10	10분	97.8.11	
			53.0418′	09.1586′			09:40		14:33재투입	
Set			0779	1000					8.8-8.19	
MONS		STM1	37°	126° 16.4319′	29.5m	30m			ADP2와	
(지질부)			00.6905′						동시관측	
아산만 한보철강 앞 - 선갑도 - 신도 해역의 78개 정점.										
OS200	327	CTD, DO, pH, SS를 수심 매 약 0.5m간격으로 관측.								
00200	02.	1	조석변화에 따른 Cross Section에서의 수질변화 측정.							
소식한와에 따른 Cross Securit에서의 구절한와 특성.										

KYUNGGI BAY HAN RIVER A Research Area CBONSE Gesoarch Area Longitude (°E)

Fig. 3.4 Location map of study areas.

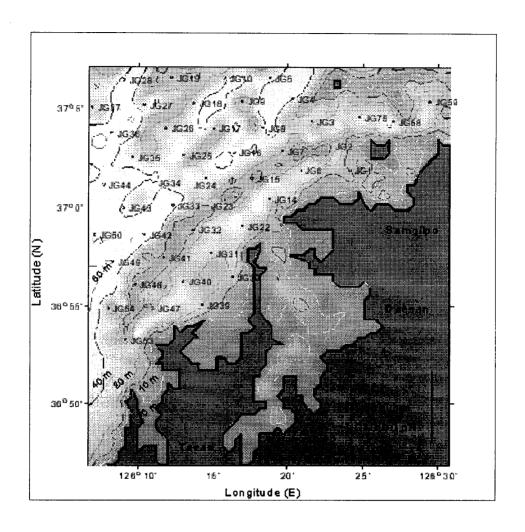


Fig. 3.5 Station map showing bathymetry and positions of moored instruments and hydrographic survey.

Fig. 3.6는 ADP를 부착하여 바닥에 계류할 스텐레스 재질(방향계 내장으로 인한 비자성을 필요로 하기 때문에)로 만들어진 해저설치대의 개략적인 제원을 나타낸다. Fig. 3.7은 S4P를 해저면으로부터 60cm 지점의 유속을 재기위해 고정하는 해저설치대의 모양을 타나낸다. 흐름에 의한 측정 유속의 변화를 막기 위하여 밧데리는 설치대 내부에 자리잡게 하고, ADP의 센서부분도 될 수 있으면 '깨끗한 주변'을 유지하도록 노력하였다. 경험상 결정하여 제작한 직각 모서리는 설치후 모래 등 퇴적물이 수직 벽에 모여들어 결국 완만한 경사를 제공해 줌으로써 (현장에서 잠수부 확인), 직각 모서리에 의한 와류의 영향도 최소화하였다. 밧데리를 장착한 후 설치대의 무게는 약 250kg중으로써 운반과 해상작업에서 주의를 요한다.

Fig. 3.8은 각종 계기의 수중 계류 방식과 각 센서들로부터 얻어지는 자료의 특성을 나타낸다. 국내에서는 아직까지 이렇게 정밀한 유속의 수직구조를 관측한 적이 없으며, 3차년도에 계획중인 해저면 1m 이내의 정밀유속관측과 연계하여 퇴적물 이동 모델 정립에 패러다임을 가져올 것으로 기대한다.

Fig. 3.9은 ADP가 설치대에 부착된 상태의 모양을 나타내며, Fig. 3.10는 97년 8월 7일 ADP를 해저에 설치하러 가는 선상에서의 모습이다. 해상 또는 해저에 고가의 장비(전체 장비 금액은 약 110백만원 규모)를 안전하게 설치하기 위하여, 본 연구팀은 각각의 해저설치대에 음파비콘을 설치하여 표시부이가 떨어져 나가도 음파의 강도로서 해저 소재지를 파악하고자 대비를 하였다. 또한 부이가 절단되어 해상에서 최대한 근접위치에 접근하기 위하여 Ashtech 회사의 GG+24 GPS를 활용하였으며, GG+24의 위치정밀도는 해상에서 DGPS모드를 사용하지 않더라도 ±15m안팎으로써 수색작업을 위해서는 충분한 정밀도를 제공하는 것으로 사료된다. 또한 기상에 의한 망실 또는 인위적 손망실에 대비하여 전체 장비에 대한 장비보험료(97년 9월 현재 장비가의 5.4%)를 구매하였다. Fig. 3.11은 해상에서 ADP를 해저에 설치하는 과정을 보이는 사진이며, Fig. 3.12은 ADP가 해저에 설치되어 있는 모습을 잠수부가 내려가 확인하면서 찍은 사진이다.

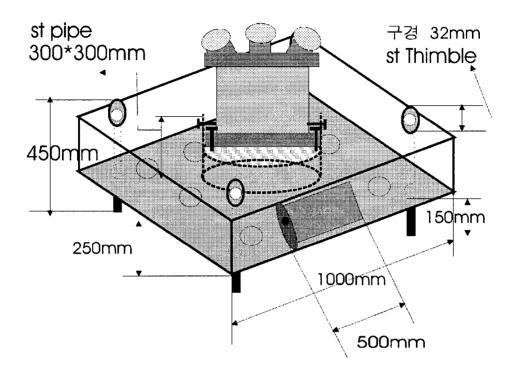


Fig. 3.6 A bottom mounting frame made of stainless steel and designed by KORDI team for ADP installation.

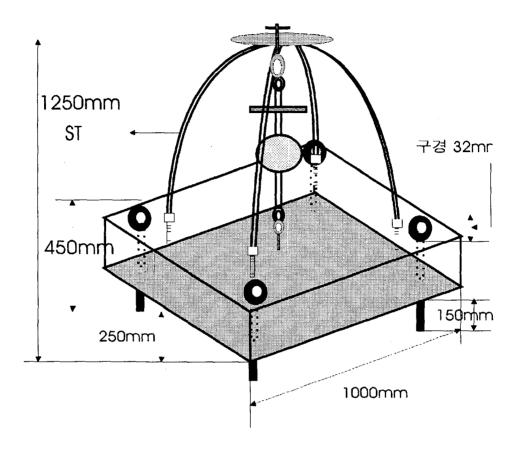


Fig. 3.7 A bottom mounting frame designed for S4P installation to measure the currents at 60cm above the bottom.

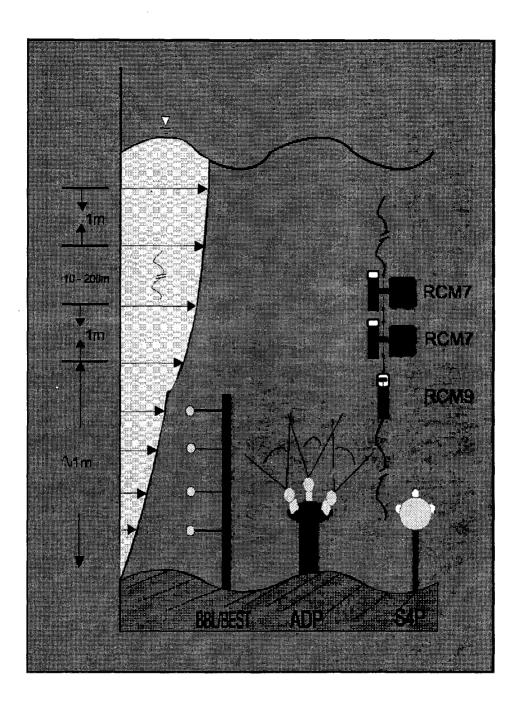


Fig. 3.8 Schematic view of instrument deployment to measure the vertical fine structure of coastal currents

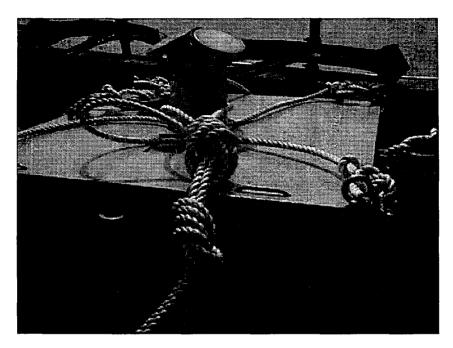


Fig. 3.9 Picture showing the ADP mounted on frame.



Fig. 3.10 A snapshot of board heading for deploying position of the ADP.

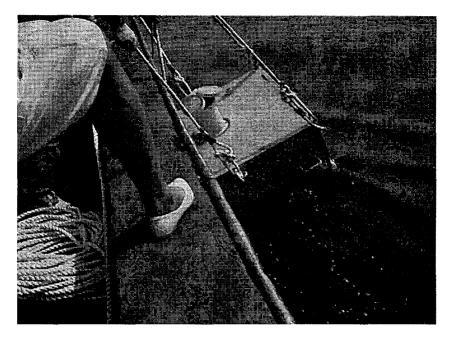


Fig. 3.11 Now the ADP is lowering down to the bottom.

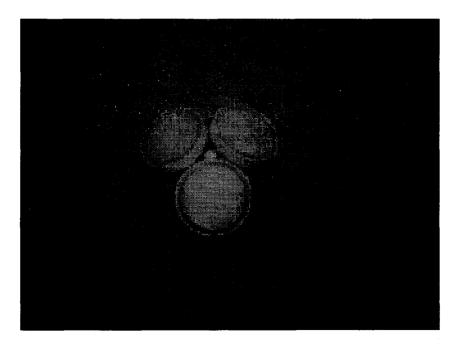


Fig. 3.12 Divertaken picture of the heads of ADP sitting on the bottom of 30m water depth.

2. 현장실험으로부터 얻은 자료

Table 3.1에 제시된 바와 같이 금번 현장실험에서는 서로 다른 유속 측정 계기에 의한 해류의 수직구조를 측정하였다. 기본적으로는 장안퇴 중심축을 기준으로 왼쪽 수로(선갑도 측)의 수심 약 25m되는 지점(ADP1 지점)과 오른쪽 수로(가로림만 입구 측)의 수심 약 25m되는 지점(ADP2 지점)에 각각 ADP 한대씩 해저에 설치하였다. ADP1 지점에는 바닥으로부터 약 0.6m되는 지점의 유속 관측을 위해 S4P를 해저설치대에 고정부착하여 관측하였으며, RCM 두대를 해저면으로부터 5m와 15m되는 곳에 설치하여 ADP 관측과 비교검토하였다. ADP2 지점에는 ADP 1대와 RCM 2대가 거의 같은 지점에 계류되었다. ADP는 해저면으로부터 약 1.5m되는 곳을 시작으로 매 1m마다 표층까지의 유속을 매 10분마다 관측하였으며, S4P와 RCM은 설치된 수심의 유속을 ADP와 같은 시각의 매 10분마다 유속을 측정하였다. 조석 특성을 관측하기 위하여 선갑도와 신도에 각각 1대씩의 조위계를 설치하여 매 10분마다의 해수면 변화를 측정하였다. 계류와 회수시 다소 시간의 차이는 있지만 대부분의 관측장비는 1997년 8월 7~10일간 설치되어 1997년 9월 8~10일 사이에 100% 성공적으로 회수되었다.

약 30일간의 자료를 모든 계기로부터 획득하여, 1차적으로 자료의 질 평가 및 상호 비교를 위해 자료를 시계열 및 특성적으로 제시하였다. 현장실험 기간 및 자료회수 기간이 당해년도 연구사업 기간의 마무리 단계에 들어있어, 상세한 자료의 분석과 해석은 3차년도로 미루고 금년도 보고서에는 획득된 자료의 일반적인 자료 질 평가 및 자료의 검색에 촛점을 두기로 한다. 3차년도에서 분석된 자료의 특성은 각종 수치모형 및 해석해와 비교되어 좋은 검증자료로 활용될 전망이다.

Fig. 3.13은 신도와 선갑도에서 각각 관측한 조석 시계열 자료로써, Fig. 3.14에 제시된 삼길포의 조석예보치와 정성적으로 일치하는 변화를 보임으로써,

JANGAN TIDE

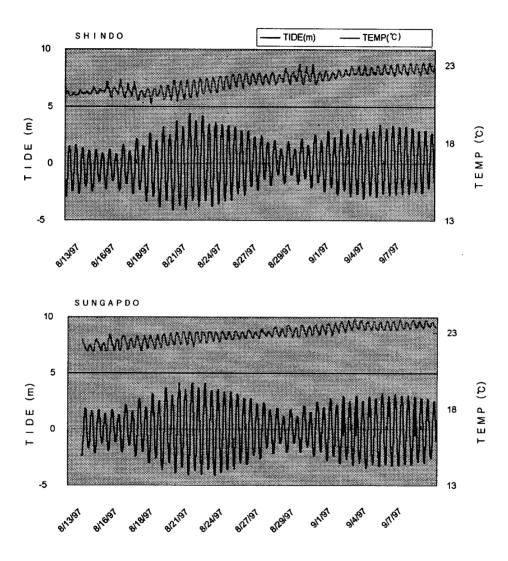


Fig. 3.13 Time series of tides observed at Shindo and Sungapdo.

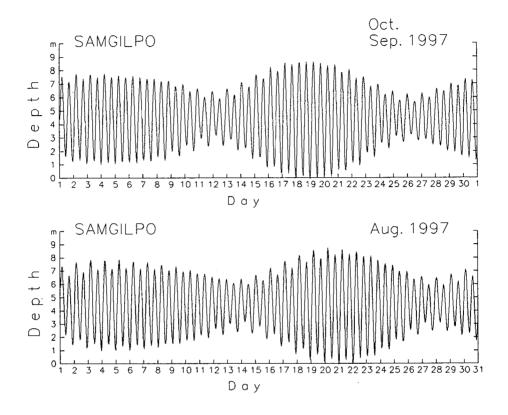


Fig. 3.14 Tides at Samgilpo predicted for experimental design.

일차적으로는 양질의 조석자료를 대상해역의 외해 경계선 부근에서 획득하였음을 알 수 있다. 대상해역의 대조기 조차는 약 9m 이상이며 조위계에 부착된 수온센서의 관측값은 매우 홍미로운 관심을 제시한다. 즉, 조위의 변화에 따라 연구해역의 저층 해수의 수온이 1~1.5℃ 이상 변화하는 점이다. 내만 깊숙히 높은 수온의 해수가 썰물을 따라 밖으로 흐르다가 다시 밀물시외해수가 진입하는 뚜렷한 현상으로 볼 수 있으며, 장안퇴 양쪽 수로를 통하여 매우 활발한 조류혼합에도 불구하고 수온의 조석주기에 따른 변화를 뚜렷이 보인다. 이에 대한 자세한 분석은 현재 진행중이며, 특히 연안에서의 온배수에 의한 수온 상승 및 변화범위에 의한 영향평가를 실행할 시에는 단편적인 수온관측으로 영향여부를 판단하는 것은 매우 위험할 수 있다는 것을 지적하고 싶다.

Fig. 3.15는 ADP1(SUN_RCM)과 ADP2(GAR_RCM) 지점에서 관측한 RCM에 의한 해류의 시계열 자료를 제시한다. 5m ATB와 15m ATB는 각각 바닥으로부터 5m, 15m에 계기를 설치했음을 나타낸다. 바닥으로부터 5m 상에서의 유속크기는 바닥으로부터 15m상의 유속의 70~80%에 이르고, S4P에 의해 관측한 바닥 0.6m상의 유속크기는 다시 40% 이내로 줄어든다. 선갑도 쪽 지점인 ADP1지점에서는 밀물시 60°, 썰물시 240°호름 주방향을 뚜렷이 나타낸다.

바닥으로부터 0.6m (S4P), 5m (RCM1), 15m (RCM2)와 같이 고전적 방법에 의한 유속을 측정하는 경우는 단일 지점에서의 해류변화 특성을 알 수는 있지만, 최근 3차원 수치모델에서 추구하는 유속의 미세한 수직변화의검증을 위해서는 별로 유용하게 쓸 수 없다. 특히 한 두 수심에서 관측한값으로 모델을 검증하였다면, 관측 수심에 따라 해류의 크기는 매우 민감하게 변화함으로 합리적인 검증방법이 아님에는 틀림없다.

Fig. 3.16는 ADP1 (SUN)과 ADP2 (GAR)에 의해 관측된 30여일간의 매수심 1m마다 표층까지의 유속이 매 10분마다 기록된 것을, 약 2일간 각 지점의 표층과 저층 유속을 시계열로 나타낸 것이다. 제시된 자료는 원시자료

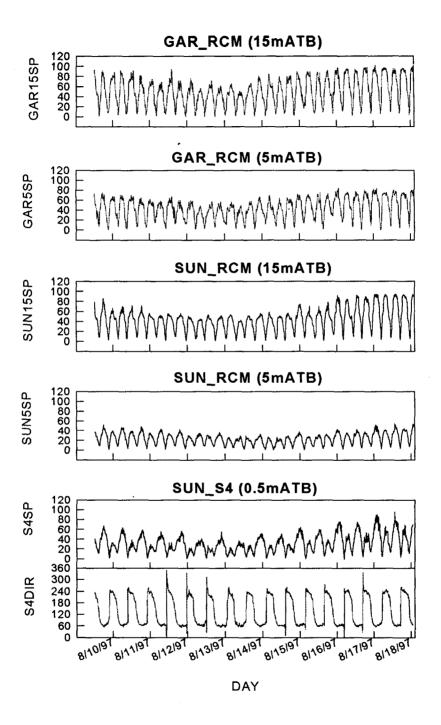
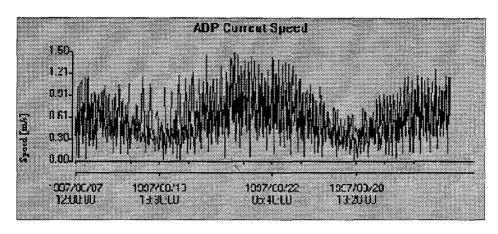


Fig. 3.15 Time series of currents observed by the RCM's at two sites (ADP1/SUN_RCM, ADP2/GAR_RCM).



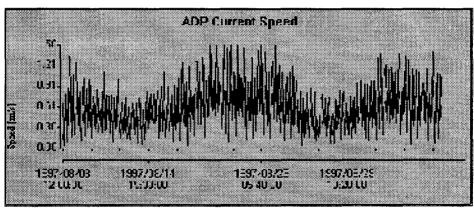


Fig. 3.16 A sample of coastal current structure (surface and bottom) observed using ADP's for about 30 days at every 10 minutes and every 1m water depth.

그대로 이며, 앞에서 논의한 유속과 유사한 형태를 보이면서 저충으로부터 표층까지 매우 정밀하게 유속을 측정하였음을 잘 나타내 주고 있다.

Fig. 3.17은 30여일간의 방대한 자료중 약 2일간의 ADP자료를 수심별 시간별로 나타낸 유속의 Contour Plot으로써, 비록 조류가 강하고 수심이 30m 안팎이지만 유속의 수직구조가 뚜렷이 나타난다. 앞에서도 언급하였지만 오른쪽 밑그림인 조위변화에 대해 수온의 변화가 1℃이상임을 보이고 있다.

Fig. 3.18은 ADP1 지점(선갑도 쪽)에서 관측된 ADP에 의한 해류의 수 직구조를 제시하고 있다. 여러 시간대에서의 수직구조로부터 조석변화에 따른 구조변화를 파악할 수 있으며, 창조류와 낙조류의 흐름 주방향, 그리고 동-서와 남-북 방향의 유속크기를 수직구조와 함께 제시함으로써, 해류의 흐름구조를 입체적으로 분석할 수 있는 자료를 제공한다. Fig. 3.19은 ADP2 지점(가로림만 쪽)의 유속구조로써, 선갑도 쪽 지점에 비해 남북방향 유속성분이 동서방향 유속성분보다 훨씬 우세한 모양을 보인다. 즉, 가로림만 쪽 지점에서는 남북방향의 흐름이, 선갑도 측 지점에서는 동서방향의 흐름이 우세한 흐름구조를 보임으로써, 장안퇴를 중심으로 한 Gyre 흐름구조의 형상을 보인다. 3차년도에는 보다 자세한 현장관측 자료의 분석과 함께 해저 경계층모형에 의한 유속 수직구조의 모델결과와의 비교검토가 이루어질 전망이다.

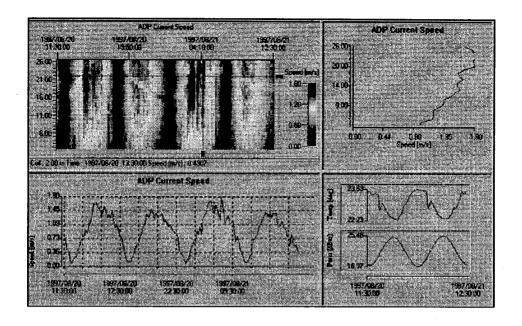


Fig. 3.17 A contour plot of coastal current observed using ADP.

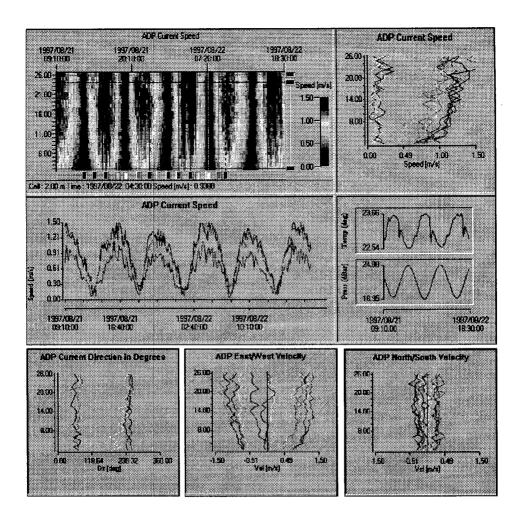


Fig. 3.18 Vertical profiles of currents observed at ADP1 site.

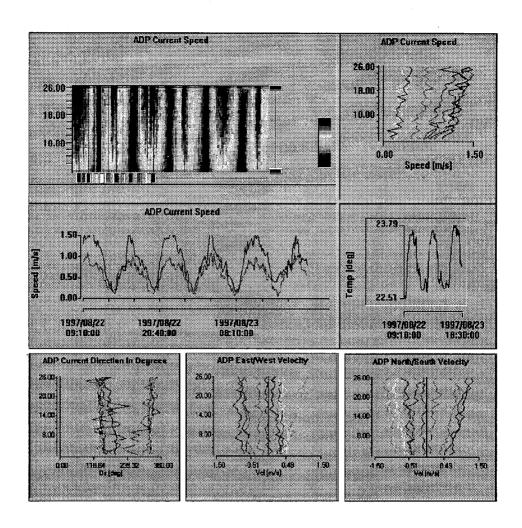


Fig. 3.19 Vertical profiles of currents observed at ADP2 site.

제 3 절 해저층 물질플럭스 관측 종합 실험 사례

1. 연안공정실험의 필요성

파랑의 영향이 바닥에 현저하게 미치는 천해에서의 역학과정은, 쇄파대 근처의 Nearshore Process와 유사한 점이 많다. 따라서 본 연구에서는 연안 역학의 외력으로부터 해안공정에 이르기까지의 과정을 종합적으로 이해하기 위하여 모델링과 현장관측을 동시에 실시하고 있다. 이러한 관점에서 선진 외국에서 수행하는 최첨단 현장실험을 검토하여 보고, 우리의 실정에 맞는 현장관측을 수행하고자 한다.

지난 1980년대부터 시작된 Nearshore Processer에 대한 연구는 미국의 ONR(미국 과학재단)과 NSF(미국 해군연구처)에 의한 장기적이고 정책적인 연구지원으로 매년 수백만불에 해당하는 연구비를 지원받아 왔다. 이로써, 거의 매 2~3년 마다 주제에 따라 대형 현장실험을 수행하여 왔으며, 이중에는 잘 알려진 바와 같이 Duck Experiment('80-'89)시리즈, Deliah Experiment, Super Duck에 이르면서 연안역학에 관한 각종 실험자료를 바탕으로 연안역학의 이론과 예측기술에 많은 발전을 가져왔다. 이 연안역학에는 무엇보다도 천해로 진입된 파랑의 선형 / 비선형 작용에 의한 변환, 쇄과 형태에 따른 에너지 소멸 특성, 잉여응력과 모멘텀 평형, 그리고 이에 따른 연안류 발생과 변환, mass transport wave setup(set down), 이에 따른 undertow, 이들의 수리역학적 에너지의 소멸은 연안에서의 퇴적물 이동의 형태로 뚜렷이 나타나, 해수운동과 퇴적물 이동간의 역학관계 등 현재 연안해양의 역학과정을 다루는 대부분의 주제들이 지난 20년간의 집중적인 연구비 투자에 의해 발전되어 왔다.

현재 우리가 연안공학에 활용하고 대부분의 이론과 모델의 발전은 끊임 없는 학문으로서의 발전에 바탕을 두고 있음을 알고 있다. 유럽 여러나라들은 유럽공동체 EC의 공동과학기금을 활용하여 MAST라는 다국가 대형연

구사업을 수행해 오고 있으며, 이 중 중요한 분야의 하나가 연안역학과 해 저충 퇴적물 이동 분야이다. 1997년도 미국 ONR과 NSF등에서 연구비 지원을 바탕으로 미육군공병대 연안공학센터 (CERC/현재는 이름이 바뀌어 Coastal Hydraulics Laborctory)에서 주관하는 SandyDuck Experiment를 수행하였다. 세계 각국의 약 50여개 연구팀이 각자의 연구비를 가지고 같은 기간 ('97. 7. 14 - '97. 10. 31) 미국 North Carolina의 Duck해안에서 개최되었다. 이를 위해서 Steering Committee, Logistic Committee, Scientific Committee 등이 지난 3년간 매년 2회씩 열려 참가를 희망하거나 확정된 각 PI들이 모여 공통적 실험목적과 방법, 입분담을 실시하여 장비, 인력, 연구대상, 시설의 공동활용, 자료의 배출 등에 대해 이미 모든 시뮬레이션이 끝난 상태이다. 그러면 우리의 쟁점과 연안개발 능력에 비추어 볼 때 이들은 무엇이 부족하여 이토록 많은 연구비를 오래 투자하고 이직도 이러한 실험을 하고 있는가에 대해 한번쯤 물어 볼 수 있겠다.

지금까지 연안역학과정에 관한 참고서나 논문을 보면 각기 제 나름대로 타당한 논리와 실험에 기초한 이론이나 실험식을 제시하고 이를 실제로 활 용하고 있다. 그러나 지난 10여년간 수행해 온 대형 현장실험으로부터 그 동안 엄두도 내지 못했던 쇄파대 근처의 파랑 입자운동과 파랑 특성, 난류 세기, 퇴적물 이동 등에 대한 측정장비가 신뢰할 만큼 발전하였다. 이로인 해 이론과 수치모델에만 거의 의존하던 연안역학과정이 현지관측에 의해 새 로운 현상들이 많이 나타났다. 대략적인 주제로써는, edge wave와 이에 따 른 연안 다국의 발달, wave breaking과 roller에 의한 에너지 소멸, 파랑과 흐름이 공존하는 혼합점 해저마찰력의 비선형성 등에 대한 연구는 지난 20 여년간 진행되어 온 종합적 현장실험에서 얻은 실험자료의 분석과 이론의 발전, 그리고 수치모델의 보완 등에서 얻어진 결과라고 할 수 있다.

지난 십여년 동안의 현장실험으로부터 연안해역에서의 역학과정과 천해 파랑 변화 특성 등은 어느 정도 만족할 만한 진전을 보여 왔다. 하지만 해 수운동과 퇴적물 이동의 상호작용의 이해와 현상규명에는 아직도 거리가 있 다. 이러한 문제는 지금까지의 어떤 이론도 수치모델도 연안해역의 퇴적물 이동현상을 정량적으로 예측하지 못하고 있으며, 무엇보다도 연안해역에서 (rip current), 복잡한 해서지형에 대한 연안류(longshore current)와 이안류, underflow 등을 포함한 해빈류(nearshore current) 등을 정확하게 예측하지 못하는 실정이다. 특히 최근 현장실험에서 관측된 해저사주가 발달된 곳에서는 기존의 이론으로는 쇄파가 일어나는 사주 위 그리고 해안선에서 최대연안류가 나타나야 함에도 불구하고, 관측은 오히려 해안선과 해저사주 간수심이 움푹 파인 골(trough)에 가장 강한 연안류를 보이고 있다. 많은 연구자들이 이를 설명하기 위하여 쇄파시 에너지를 전파할 수도 있다는 가정으로 열심히 연구하였으나, 사주 윗 부분에 나타나던 최대값을 다소 해안선쪽으로 이동은 시킬 수 있었으나 관측된 형태를 설명할 수는 없었다.

이들 현상의 설명을 위해 가능한 각종 가정과 가설을 제시하고 있으며, 최근에는 해저층에서의 마찰력에 의한 에너지 소멸이 trough에서 의 최대 연안류를 발생시킬 수 있다는 가정을 하고 이에 대한 연구가 한창 진행 중 이다. 이의 확실한 관측을 위해서 해저마찰계수를 직접 관측하려는 시도가 이루어 지고 있다.

해안선으로부터 수직방향인 외해방향의 역학구조는 wave setup과 under flow에 대한 연구가 지난 10년 동안 유행병처럼 이루어져 왔다. 하지만 판측에 의한 진리가 없는 한, 대부분 수치 또는 실험식에 의한 수치매개화 노력은 물거품으로 돌아갔다. 왜냐하면, 관측된 underflow 크기와 구조는 지금까지의 어떤 모형과 이론으로도 설명될 수 없었다. 이의 극복을 위해 표면의 쇄파에너지의 수심 내부 침투와 massfransport개념의 보충 도입, 그리고 해저 마찰에너지의 변환 등으로 설명하려는 노력이 금년 9월 14일부터 6주간 미국 동부 North Carolina의 Duck해변에서 또 다시 수백명의 과학자와 공학자 그리고 관련정부부처의 과학관(Science liaison officer)들이 한 곳에 모여 실험을 수행하였다. 항공기, 수륙양용 선박, 수심 5~7m까지 운전하여 들어갈 수 있는 높이 13m의 삼발이 관측차인 CRAB, 해안선으로부터 21m 연관되어 있는 Pier, 중앙처리 전산시스템, 각종 전원 및 자료 전송시스템 등이 동원되며, 외해의 물리 해양학적 조건의 관측을 위해 각종 방향, 파

랑관측 array, 레이다와 음파를 이용한 해수 흐름의 구조, 각종 관측 또는 예보되는 기상상태 등 매우 논리적이고 조직적인 현상실험의 표본으로 볼수 있다. 집중 관측해역은 해수와 퇴적물 상호작용의 규명을 위해 50개가 넘는 지점에 D, U, V, 난류, 퇴적물 농도 등 느슨한 수치모델의 격자망 Node 마다 frequency로 관측될 예정이다. 이러한 조밀한 격자망 형태의 지점에서 관측된 파랑, 흐름, 난류쇄기, 퇴적물 이동량, 농도 등으로부터, 마찰 게수의 산정을 보다 정량화하고 이로부터 천해파랑 변환에 대한 보다 정량적이고 정밀도 높은 예측이 이루어 질 것으로 믿는다. 관측값 외 정리로부터 얻어지는 실험해역의 수리현상에 대한 자료는, 이 세상에 존재하는 연안해역의 모든 수치모형에 대해 검증 자료를 제공할 것으로 기대한다.

SandyDuck의 목표는 종합적이고 논리적인 관측으로부터 퇴적물 이동에 대한 보다 정량적 접근을 하자는데 있다. SandyDuck실험 다음 후속 프로그램으로 확정된 것은 Wave Transform Derived Research로써 ONR에서 앞으로 약 7년간 연구비가 지원 될 전망이다. 1998년부터 시작될 이 프로그램은 실해에서의 바람점으로 시작되는 파랑모델링으로부터 쇄파대까지 이르는 과정의 역학적 변환과정을 다루고 있다.

현재 검토 중인 천해파랑 변환모델은 네덜란드에서 개발된 SWAN이 유력시 되고 있으며 WAM의 천해 version은 천해에서의 실질적 역학과정이고려되지 않은 약점을 가지고 있어 아마 채택되기 어려울 것으로도 평가되고 있다. 캐나다의 CCIW에서 최근 마이애미대학으로 자리를 옮긴 Donelyn박사팀에 대기 해양 상호작용에 대한 연구 모듈을 맡을 예정이고, 네델란드팀이 천해파랑 변환모델링, 스크립스의 Guza팀이 파랑전파 경로에서의 각종역학요소 관측, 그리고 NPS의 Thornton팀이 해저층 난류 및 마찰력 관측을 담당할 예정이다. 실험대상해역은 그동한 수 많은 좌표가 축적된 Duck 외해와 호주의 한 호수(현장이 있는곳)를 잡고 있다.

2. 연안실험 연구계획 : Sandy Duck

가. 서론

미국의 연안 연구자들은 1989년의 모임에서, 앞으로 20여년 동안의 연구 우선과제를 도출하였다. 그 결과 특별한 관심사로 부각된 특별히 공통적인 연구분야가 퇴적물이동에 대한 연구이었다. 1991년 재개된 회의에서 다음 7~8년 동안 수행할 수 있는 연안퇴적물 이동에 대한 현장실험연구가 필요함을 인식하고, SandyDuck이라는 현장실험을 추진하기로 결정하였다.

나. 배경

SandyDuck 실험은 지금까지 수행되어 온 주요 현장실험의 연속선상의 새로운 접근 계획이다. 본격적인 종합 현장실험은 1977~1982년 기간동안수행된 NSTS (Nearshore Sediment Transport Study) 이었으며, NSTS 실험에서는 연안수리역학요소의 모니터링과 함께 연안퇴적물 이동에 대한 연구를 강조하였다. 하지만 1980년대 초의 퇴적물 이동에 대한 관측기기의성능부족으로 단지 수리역학에 대한 연구만 진전되었다. 이어서 1982년부터 시작된 DUCK실험들은, DUCK82를 필두로 DUCK85, 1986년에 SUPERDUCK, 1990년에 DELILAH실험으로 이어졌다. 비록 퇴적물이동에 대한 관측이 부분적으로는 이루어졌지만, 거의 10년동안의 실험은 연안수리역학의 이해에 연구목표를 설정하였다. 하지만 거듭되는 DUCK실험으로부터 연안현상에 대한 이해의 중진은 다음 실험계획에 반영되었으며, 예로서 SUPERDUCK실험결과는 DELILAH실험을 계획하는데 반영되었다.

비록 DUCK 실험은 쇄파대부근의 수리현상에 대한 기본적 이해를 증진하는데 큰 역할을 하였지만, 이러한 자료의 활용에는 상당한 제한점이 뒤따랐다. 이러한 제한점 중에는 수평유속의 수직분포에 대한 관측결여가 가장 큰 문제였다. 장비를 탑제한 이동식 썰매장치에 의해 제한 관측된 수평유속의 수직구조에 대한 부분적 결과와, 연안 수리에 대한 이론적 근거가 이를 뒷받침하고 있다. 또한 DUCK85동안 매우 한정된 분량의 실시간 해저

지형 변화에 대한 측정이 있었을 뿐, 파고가 높은 폭풍해일기간의 관측은 이루어지지 못했다. 일부 연구팀에 의해 매우 작은 규모의 실험은 성공적이었으나, 이 결과는 큰 규모의 수리 현상 및 퇴적물 구성과 연계될 수 있는 정량적 접근이 불가능하였다. 해저 퇴적물구성, 연흔 그리고 저면형태에 따라 지형변화 및 연안수리 현상이 영향을 받음에도 불구하고, 이러한 지적은 DUCK실험기간 동안 처음으로 언급된 중규모연흔(megaripples)에 의한 영향이 DULILAH 실험에서 강조되었으나, 수리현상에만 국한하였다.

이러한 과거의 연속된 실험의 결과와 개선점을 바탕으로 추진예정인 Sandy Duck 실험은, 언급된 제한 사항과 함께 대규모 수리현상과 연안지형 변화를 야기시키는 기본적 요소인 소규모 및 중규모 퇴적물이동에 대한 현상 규명에 연구 촛점을 둔 점이 지금까지의 어떤 현장실험과도 연구내용과 방법을 달리한다.

다. 연구목표

연안공정에 대한 연구의 궁극적 목표는, 초기 지형, 퇴적물 특성, 시간에 따라 변하는 바람, 조석 그리고 입사파랑이 주어졌을 때, 자연 연안의 해저지형의 변형을 예측하는 데 있다. 이러한 예측은 현재로서는 불가능하다. 이유로서는 유체와 퇴적물간의 상호관계, 특히 복잡한 해저지형상의 작은 규모의 경계층 역학과 3차원 해수순환구조의 규명이 아직 불분명한 상태이기 때문이다. 최근 현장실험의 경향은 단순한 해저지형에서 해수 중간층에서의 파랑기인 호름을 관측하는 데 주력하고 있다. 아직 퇴적물의 반응에 대한 모델은 매우 원시적이거나 경험적이다. 계획되고 있는 SandyDuck 실험으로부터 복잡한 지형에서 3차원 순환형태의 흐름에 의한 연안과정의 이해를 얻고자 노력하고 있다. SandyDuck에서 계획중인 구체적인 실험 및연구 대상은 다음과 같다.

a. 저층경계층 역학 및 퇴적물 이동 역학 : 두 주제는 근본적으로 현

장자료의 결여로 인하여 규명되어있지 못하다. 퇴적물 이동 모델의 수립이 현장실험 및 자료에 근거하지 못했을 경우, (지금 대부분의 예 측모델이 그러하듯이), 연안해저 지형의 예측능력은 빈약한 상태를 벗 어나지 못할 것이다.

b. 지형, 파랑 그리고 3차원 연안순환 간의 상호 영향 : 유속장의 공 간구배는 연혼같은 작은 규모로부터 연안사주같은 대규모 지형에 의 한 수심공간 분포에 의해 발생하며, 한편 해저지형은 해수 유동에 의해 변화한다.

SandyDuck 실험은 크게 두가지, 즉 현실적 연안현상을 재현하는 종합적모델의 개발과, 이 모델의 가설을 증명하기 위한 실험분야로 구분된다. 개념적인 모델은 실험의 여러 측면을 증명하기 위해 개발되어야 하고, 서로다른 연구 방법간의 통합 관계를 강화하기 위한 현실적 가설을 설정할 필요가 있다. 실험분야에서는, 공간규모는 수㎝에서 약 100여 미터 단위, 시간규모로는 초 단위에서 수 주일간 변하는 퇴적물 이동 flux, 해저지형과 유속장의 관측을 기본요소로 하고 있다. 모델은, 대규모 해저지형의 변화를 시간 평균된 퇴적물 flux의 공간분포와 관련지을 것이다. 파랑과 흐름장에 영향을 미치는 지형변화과정은, 연혼의 생성과 이동, 대형 연혼, 해안 cusps, 연안사주, 해저 수로골, 그리고 다른 지형형태등의 거동을 포함한다. 관측결과들은 현존하는 대규모 및 소규모 퇴적물 이동 모델의 검증에 사용될 예정이고, 아직 존재하지 않는 새로운 과정에 대한 정보 (예: 중규모 연혼의 저면 전단력과 퇴적물 이동에 미치는 영향)를 제공할 예정이다.

지금까지 우리가 추구해온 연구 중 연안해저지형과 유체 운동간의 관계 규명은, 현상자체가 너무 복잡하고 이론적 뒷받침이 존재하지 않기 때문에 관측만으로는 만족할 만한 결과를 얻지 못한다. 따라서 모델은 실험계획을 포함하여 실험과정을 모두 포함하는 종합적인 것이어야 한다. 현재 사용되고 있는 3차원 해수 흐름과 지형변화에 대한 모델들은 매우 개략적이며, 또한 그들의 결과를 검증할 만한 현장관측 자료는 거의 없는 편이다.

SandyDuck 실험으로부터, 보다 정밀하게 관측된 초기 및 각종 경계조건을 포함하여 실험해역내의 검증자료를 제공함으로써, 파랑변환, 3차원 해수순환, 해저경계층 역학, 장주기 파랑영향 그리고 무엇보다도 이러한 수리현상과 해저지형간의 상호작용에 대한 이해의 증진을 가져올 것으로 생각된다. swash zone의 퇴적물 이동에 대한 경계조건으로서의 역할의 중요성 인식은 기존의 해안선 변형 모델의 기본적 취약성을 대변하고 있다.

라. 현장실험계획

계획된 실험은 집중적 실험과 장기 모니터링 실험으로 구분된다. 수주일 내지 수개월간의 연속적 그리고 집중적 장비의 설치에 의한 실험 (수개의 폭풍이 출현하기를 기대하며)에서는 유체와 퇴적물간의 기본적 상호 역학관계의 규명을 위해 설계된다. 모니터링 실험은 약 1년이상 지속적으로수행되며, 기본적으로 필요한 장비에 의한 대규모 해저지형의 변형과정을측정하게 된다. 이러한 목적의 달성을 위해, 연안 환경의 각종 요소를 정기적으로 관측하고, 환경자료의 획득이 용이한 북캐롤라이너의 미국 육군공병대의 연안관측시설 (관측 pier, 수륙 양용차량, 수심측량 특수장비, 고분해능의 Directional Wave Array, 항공기, 등)이 있는 Duck 연안을 실험장소로택하고 있다. 특히 이곳은 연안 천해과랑가 대규모 해저지형이 지난 10억년간 지속적으로 관측된 곳이기도 하다.

SandyDuck에서 수행될 연구내용을 공간 규모로 구분하면 다음과 같다.

- a. 해저경계층 규모 (퇴적물 처올림, 소류사와 부유사 이동 모드의 변환, 경계층 구조, 난류 변동 등)
- b. 파랑 입자운동 거리 10배이내 규모 (퇴적물의 수직분포, 퇴적물의 이류, 연흔, 중규모 연흔 등): 쇄파대에서는 수심 규모.
- c. 쇄파대 넓이 10배이내 규모 (해빈류, 천해파랑변환, 연안사주지형, 이안류, 등)

d. 대륙붕 규모 : 취송 순환 및 대륙붕에서의 퇴적물 이동, 연근해 파랑변환, 연근해 원격탐사 기술 등

마. 퇴적물이동 실험

연안에서의 지형변화는 Swash zone을 포함하여 대부분 물의 힘에 의해 일어나는 퇴적물 flux의 발산작용에 의해 일어난다. 이러한 발산작용의 규명은 수리현상과 연계하여 국지적 퇴적물 flux의 관측을 요구하고, 이들이서로 어떻게 작용되는가 하는 문제를 낳는다. 이 문제를 해결하기 위한 연구주제로서는 다음과 같은 것들이 있다.

- a. 시간에 따라 변하는 난류 경계층의 역학
- b. 시간에 따라 변하는 저면 전단응력에 의한 퇴적물이동의 임계치
- c. 평균류와 왕복 흐름의 공존장에서 전단응력과 퇴적물 flux를 통제하는 퇴적물에 의한 성층효과

지난 10여년 동안 개발되어온 부유물 측정장치로서, 매우 빠른 반응속도를 가진 음향과 광학적 센서 그리고 난류의 측정을 가능하게 하는 유속측정 센서들로 인하여, 이제야말로 상기 기술한 주제들에 대한 해답을 얻기 위한 연구가 시작될 때이다. 이러한 관점에서 SandyDuck은 3차원 연안수리현상에 의한 대규모 지형변화의 근본적 과정인 국지적 퇴적물이동에 대한 관측을 세계 최초로 수행할 기회를 가진다. 이에 따라 직접 또는 간접적으로 측정하고자하는 주요 항목은 다음과 같다.

- a. 넓은 주파수대역의 국지적 부유물질 이동량
- b. 수 cm에서 약 10m 공간규모의 해저지형 변화를 포함한 국지적 지형 변화
- c. 소류사 측정

- d. 해저면 전단응력
- e. 해저면 조도

상기 5개 항목중 어느 것도 쉽게 측정될 수는 없다. 하지만 어느 하나라도 잘 측정이 되면, 전체 과정을 이해하는 데 큰 도움이 된다. 이러한 목적의 달성을 위해서는 부유사 농도와 유속장의 수직구조를 측정해야 한다.이러한 관측은 퇴적물 이동에 대한 해석적 모델의 기본적 검증자료로 활용된다.

측정 센서들은 이안 및 연안 방향의 array형태로써 고정 말뚝에 부착하며, 조석과 파랑장의 변화에 따라 변하는 쇄파대 폭의 변화에 의한 정밀한 공간분포의 측정을 위해 이동식 썰매, 해저면 장비설치대 또는 CRAB(연안연구수륙양용차)에 설치되어 사용된다. 국지적 퇴적물 flux에 큰 영향을 미치는 연혼 또는 중규모 연혼같은 해저지형 형태의 시간 및 공간 변화는 고정점에서 음향고도계(Acoustic Altimeter)에 의해, 그리고 Side Scan Sonar의 궤도 왕복운동에 의해 측정될 수 있다. 최근에 개발된 음향장비는 쇄파대밖에서 매우 높은 분해능을 가진 퇴적물 농도의 수직구조를 관측할 수 있으며, 광학 후방산란계(Optical Backscatter Sensor: OBS)는 쇄파대 안팎에서의 부유사 농도를 측정한다. OBS와 유속계(주로 전자기식: Electromagnetic Sensor)의 복합 사용으로 부유퇴적물의 이동량을 측정할 수 있다. 이러한 장비들은 현재 사용가능하여 퇴적물이동 연구에 최대한 활용될 예정이며, 현재 개발중인 매우 높은 분해능의 유속계와 함께 부유사 측정센서 그리고소류사 센서 등도 SandyDuck에서 사용시도될 것으로 판단된다.

Fig. 3.20은 미국해군대학원(Naval Postgraduate School)의 Edward Thornton 교수와 Timothy Stanton 교수가 개발한 장비썰매로써 금번 Sandy duck 실험 기간중 많은 관심의 촛점이 되었던 장비이다. 이 장비썰매에는 수많은 센서들이 부착되어 있으며, 이들 센서들로부터 연구대상 주제는 약 5가지로서 다음과 같다.



Fig. 3.20 A 'hot' instrument SLED developed at NPS

(Ed Thonton and Tim Stanton) was deployed during Sandy Duck Experiment.

- a. 해수층의 수직구조 연구
 - BCDV (u, v, w)(z): 바닥으로부터 70cm 상부까지 매 1cm 마다의 u, v, w 측정.
 - 8개의 EM stack (u, v,)(z): 0.2m 2.7m
 - CADVP: 10cm 마다 표층까지의 난류세기 측정.
- b. 해저경계층 및 퇴적물 이동
 - BCDV : cm 단위의 (u, v, u)(z)와 부유사 농도 Conc(z)를 측정
 - 6개의 OBS array를 해안선 수직 외해 방향으로 설치.
 - CASP의 고정 설치 (부유사농도 측정)
- c. 해저지형 변화
 - CRAB : 연안연구 수륙양용차에 8요소의 sonar array 설치 : 8×5cm 분해능으로써 정밀 해저 프로파일을 측정
 - Scanning altimeter (x, y, z): 2×4m 영역의 1cm 분해능
- d. 천해파랑변화 및 파랑 set-up 연구
 - manometer 해수면 센서
 - -해안선 수직 외해 방향으로 파고계 array
 - SLED에 수압식 방향 파랑 스펙트럼 측정 array 설치
- e. 쇄파 및 공기방울 측정
 - Conductivity cells
 - BCDV 음파 산란
 - CADVP 음파 산란

부록 A는 본 연구진의 한명인 김창식 박사가 Sandy Duck 실험에 참가하여 NPS의 Stanton 교수와 함께 SLED에 대해 토의하는 장면과 함께 New York Times 지와 문화일보에 실린 Sandy Duck을 소개하는 기사의 글이다.

·		

제 4 장 연안수온변화의 수치 시뮬레이션

제 1 절 개요

제1차년도 사업에서는 천수만과 주변 해역의 조석·조류에 의한 해수유 동을 파악하기 위하여 밀도변화를 무시한 3차원 수치모형을 이용하여 주태음반일주조인 M_2 조석을 수치실험하였다. 수립된 수치모형의 결과는 1개월 동안 관측한 2개 지점의 조석자료 및 고정 관측소의 자료와 비교되었으며, 관측된 M_2 조석의 진폭과 위상에 일치하는 좋은 결과를 얻었다.

본 제2차년도 사업에서는 1996년 3월부터 1996년 11월까지 8회에 걸쳐소조기에 관측한 34 정점에서의 수온 연직구조 및 공간분포와 함께 2개 정점에 설치한 조위계에서 관측한 약 1개월 동안(96.11.7-96.12.10)의 수온 시계열 자료를 재현하고자 밀도변화를 고려한 3차원 수치모형을 이용하여 대상해역(36°04'N-36°42'N, 126°07′E-126°40′E)의 수온 연변화를 수치모의하였다.

보령의 기상자료를 입력으로 대기와 해양의 열교환을 정의한 후, 온도의 개방 경계조건을 달리하여 (개방경계의 법선방향 온도경사를 무시한 경우, 개방경계의 수온을 특정 수온으로 지정한 경우 및 개방경계 수온으로 특정 수온과 내부수온을 가중평균한 경우) M_2 조석, 바람과 함께 밀도차를 고려하는 3차원 수치모형을 이용하여 대상해역의 수온 변화를 1년간 수치실험하였다. 수치실험한 경우는 모두 12 경우로 각각의 실험은 대상해역의 수온 변화에 대한 개방경계수온의 영향, 해수면을 통한 열교환량의 영향(바람, 기온, 태양 복사량), 수온의 이류 및 확산에 대한 외력(조석, 바람, 밀도차)의 영향 및 온도 확산에 대한 연직확산계수의 영향을 파악하도록 구성하였다.

제2절에서는 사용된 기본방정식과 경계조건, 연직점성계수 또는 연직확산계수를 산정하는 난류모형 및 대기와 해양의 상호 열교환량을 계산하는 식을 간략히 살펴보았다. 제3절에서는 수심과 연직확산계수 값을 변화시킨

경우에 대하여 수온의 연직구조를 해석해와 점모형 수치모형을 통하여 살펴보았으며, 대상해역의 M_2 조석과 함께 여러 가지 입력조건을 어떻게 설정하였나 간략히 기술하였다. 제4절에서는 여러 가지 입력조건에 대한 천수만 및 주변해역의 수온 연변화 수치실험 결과를 토의하였다.

제 2 절 기본방정식 및 경계조건

1. 기본방정식

3차원 해수유동을 표현하는 난류성·비압축성 유체에 대한 연속방정식과 운동방정식, 온도의 이류·확산 방정식 및 상태방정식을 무차원 연직좌표계 인 (x, y, o, t)를 사용하여 나타내면 다음과 같다.

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial H\overline{u}}{\partial x} + \frac{\partial H\overline{v}}{\partial y} = 0 \tag{4.1}$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\omega}{H} \frac{\partial u}{\partial \sigma} - fv =
- g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{1}{H^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} (K_M \frac{\partial u}{\partial \sigma}) + F_u
- \frac{gH}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x} \int_{\sigma}^{0} \rho \, d\sigma + \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial H}{\partial x} \int_{\sigma}^{0} \sigma \frac{\partial \rho}{\partial x} \, d\sigma$$
(4.2)

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\omega}{H} \frac{\partial v}{\partial \sigma} + fu =$$

$$- g \frac{\partial \xi}{\partial y} + \frac{1}{H^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} (K_M \frac{\partial v}{\partial \sigma}) + F_v$$

$$- \frac{gH}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial y} \int_{\sigma}^{0} \rho \, d\sigma + \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial H}{\partial y} \int_{\sigma}^{0} \sigma \frac{\partial \rho}{\partial y} \, d\sigma$$
(4.3)

$$\omega(\sigma) = -\int_{\sigma}^{0} \left\{ \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial Hu}{\partial x} + \frac{\partial Hv}{\partial y} \right\} d\sigma \tag{4.4}$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + \frac{\omega}{H} \frac{\partial T}{\partial \sigma} =
+ \frac{1}{H^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} (K_H \frac{\partial T}{\partial \sigma}) + F_T$$
(4.5)

$$\rho = \rho(T, S_0) \tag{4.6}$$

여기서 $\sigma=(z-\zeta)/(h+\zeta)$ 이며, x와 y는 각각 평면상의 동향과 북향을 나타내며, z는 정지해면 상측 방향을 양으로 하는 연직좌표, u,v,ω 는 각각 x,y,σ 방향에 대한 유속성분, t는 시간, g는 중력가속도(9.81m/s), f는 전향력 계수(Coriolis coefficient), ζ 는 해수위, H는 총수심($=h+\zeta$), T는 해수온도, ρ 는 해수밀도, ρ_0 는 평균 해수밀도, S_0 는 염분(상수로 가정하였다), K_M 은 연직점성계수(vertical eddy viscosity), K_H 는 연직확산계수(vertical eddy diffusivity), F_u, F_v, F_T 는 각각 u,v,T의 수평확산 항, bar는 수심에 대해 평균된 변량($u=\int_{-1}^0 u\,d\rho v=\int_{-1}^0 v\,d\sigma$)을 나타낸다.

염분 변화에 대한 밀도 변화는 무시하였으며(S_0 =33‰), 상태 방정식으로 Friedrich and Levitus(1972)의 식을 사용하였다. 천수만과 주변 해역에 대해 관측된 염분은 계절적인 변화(29‰-33‰)를 보이나 수평 공간적인 변화는 상당히 작게 나타났다. 또한 여름철 개방경계 근처의 특정점을 제외하고는 연직적으로도 일정한 염분 분포를 보여 염분에 대한 밀도 변화는 무시할 수 있는 것으로 나타났다.

 σ 좌표는 $-h \le z \le \zeta$ 공간을 $-1 \le \sigma \le 0$ 으로 변환하는 무차원 연직좌표로 (x,y,z,t) 좌표계 하의 기본방정식들을 (x,y,σ,t) 좌표계 하의 기본 방정식들로 변환하는 과정은 제1차년도 보고서에 기술되었다. 수평확산항은 좌표변환에 의하여 고차항이 파생되나 본 연구에서는 상수의 수평확산계수 A_M 을 사용하여 다음식과 같이 단순화하였다.

$$(F_u, F_v, F_T) \approx A_M(\frac{\partial}{\partial x^2} + \frac{\partial}{\partial v^2}) (u, v, T)$$
 (4.7)

2. 경계조건

위의 기본방정식을 풀기 위해서는 적절한 경계조건이 필요하며, 일반적으로 고려될 경계조건으로는 연직방향의 해수면과 해저면에서의 경계조건 및 (x-y) 평면상의 측면에 정의되는 폐경계와 개방경계가 있다.

해수면 $(\sigma=0)$ 과 해저면 $(\sigma=-1)$ 에서의 경계조건은 각각 다음과 같다.

$$\rho_0 \frac{K_M}{H} \left(\frac{\partial u}{\partial \sigma}, \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right)_{\sigma=0} = (\tau_x^w, \tau_y^w) \tag{4.8a}$$

$$\rho_0 \frac{K_H}{H} (\frac{\partial T}{\partial \sigma})_{\sigma=0} = \frac{Q_n}{c_b}$$
 (4.8b)

$$\rho_0 \frac{K_M}{H} \left(\frac{\partial u}{\partial \sigma}, \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right)_{\sigma=-1} = (\tau_x^b, \tau_y^b) = \rho_0 c_f \sqrt{u_b^2 + v_b^2} (u_b, v_b)$$
(4.9a)

$$\rho_0 \frac{K_H}{H} (\frac{\partial T}{\partial \sigma})_{\sigma = -1} = 0 \tag{4.9b}$$

여기서 t_x^w , t_y^w 는 바람웅력의 x,y 방향성분이며, t_x^b , t_y^b 은 저면마찰웅력의 x,y 방향성분, c_b 는 정압비열(=0.96 kcal / kg·°C), Q_n 은 해수면을 통한 열의 순유입량, c_f 는 무차원의 저면마찰계수, u_b , v_b 는 저면근처에서의 유속이다.

(x - y) 평면상의 폐경계에는 법선유속(normal velocity)이 0인 폐경계조건과 법선방향의 온도경사가 없는 경계조건이 사용된다.

$$\vec{u} \cdot \vec{n} = 0 \tag{4.10}$$

$$\frac{\partial T}{\partial n} = 0 \tag{4.11}$$

여기서 $\stackrel{\rightarrow}{n}$ 은 법선벡터. $\stackrel{\rightarrow}{u}$ 은 평면 유속벡터. $\stackrel{\rightarrow}{n}$ 은 경계의 법선방향이다.

해수유동의 개방경계조건으로 제1차년도에서는 (x - y) 평면상의 개방경계에 변량의 값이 직접 주어지는 개방경계조건을 사용하였으나, 본 연구에서는 바람 또는 밀도차 등에 의한 내부의 교란을 개방경계를 통하여 방사시키기 위하여 방사경계조건(Flather, 1976)을 사용하였다. 이와는 달리 온도에대한 개방경계조건으로 다음과 같은 3가지 방법을 사용하였다.

$$q_n = q_T \pm \sqrt{g/H} (\zeta - \zeta_T) \tag{4.12}$$

$$\frac{\partial T}{\partial n} = 0 \tag{4.13a}$$

$$T_{open} = T_{ref}(t) \tag{4.13b}$$

$$T_{open} = \alpha T_{ref} + (1 - \alpha) T_{ini}$$
 (4.13c)

여기서 q_n 은 개방경계의 법선방향 유속, q_T 와 ζ_T 는 법선방향 조류 및 조위로 본 연구에서는 M_2 분조만을 고려하였으며, T_{ref} 는 대상해역 근처의 reference 온도, T_{int} 는 개방경계와 가장 가까운 계산영역 내부점의 온도, α 는 가중인자로 0과 1사이의 값을 갖는다.

3. 난류모형 및 열량 계산식

제1차년도에 사용하였던 등밀도하의 난류모형을 밀도차를 고려하는 형태로 확장하였다. 본 연구에서는 운동량의 연직점성계수 K_M 와 온도의 연직확산계수 K_H 가 동일하다고 가정하였다.

$$K_{M} = K_{H} = l^{2} \sqrt{\left(\frac{1}{H} \frac{\partial u}{\partial \sigma}\right)^{2} + \left(\frac{1}{H} \frac{\partial v}{\partial \sigma}\right)^{2} + \frac{g}{\rho_{0}} \frac{1}{H} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma}}$$
(4.14)

$$l = l_b \cdot MIN(c_L, 1.0)$$
 (4.15a)

$$l_{b} = 0.3 |\sigma| (1 - |\sigma|) H \tag{4.15b}$$

$$c_{L} = \frac{0.1x}{\sigma_{s}} \sqrt{\left(\frac{1}{H} \frac{\partial u}{\partial \sigma}\right)^{2} + \left(\frac{1}{H} \frac{\partial v}{\partial \sigma}\right)^{2} + \frac{g}{\rho_{0}} \frac{1}{H} \frac{\partial \rho}{\partial \sigma}}$$
(4.15c)

여기서 x = 0.4 (Karman 상수), $\sigma_s = 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ (해양의 특정주파수), l_p 는 미리 가정된 특성길이이며, c_L 은 마찰수심의 영향을 나타내는 매개변수이다.

위의 식은 Blumberg and Mellor(1987)의 q^2 방정식과 q^2l 방정식으로부터 난류에너지의 생성과 감쇄가 평형을 이룬다는 가정과 운동량과 온도의 연직확산계수가 같다는 가정으로부터 유도된 식이며, 마찰수심(depth of frictional influence)의 영향을 고려하도록 특성길이를 수정한 식이다. 등밀도의 경우에 대한 난류모형식의 유도과정은 이와 정(1996)에 기술되어 있다.

대기와 해양의 상호 열교환량을 계산하는 식은 경험식에 근거한 Bulk 공식으로 다음과 같이 표현할 수 있다.

$$Q_n = Q_0 - (Q_b + Q_e + Q_c) (4.16)$$

여기서 Q_0 는 해수에 흡수되는 태양복사량, Q_b 는 해수면에서 대기쪽으로 방사되는 유효장파 복사량, Q_c 는 해수의 상변화에 대한 잠열량, Q_c 는 해 수면과 대기의 현열교환량이다.

각각의 열량 Q_0 , Q_b , Q_e , Q_c 를 계산하는 식에도 상당히 많은 경험식이 있으나 본 연구에서는 이 등(1996)이 사용한 식을 사용하였다. 여기서는 이 등(1996)이 사용한 식을 $[kcal/m^2 \cdot sec]$ 단위를 사용하여 간략히 정리하였다.

$$Q_0 = 0.2084 \cdot s(t) \cdot \{0.61 + 0.2s(t)\} \cdot (1 - 0.71c) \tag{4.17a}$$

$$Q_b = 1.32 \cdot 10^{-11} \cdot (273 + T_s)^4 - 1.24 \cdot 10^{-16} \cdot (273 + T_a)^6 \cdot (1 + 0.17c^2)$$
(4.17b)

$$Q_c = 0.3168 \cdot 10^{-3} \cdot (T_s - T_a) \cdot |W| \tag{4.17c}$$

$$Q_e = 0.6555 \cdot 10^{-3} \cdot (e_s - e_g) \cdot |W| \tag{4.17d}$$

여기서 s(t)는 태양 고도에 대한 sine 값, c 는 운량 $(0 \le c \le 1)$, T_s 는 해수면 온도(SST), T_a 는 기온, |W| 는 풍속, e_s 는 포화수증기압(mb), e_a 는 수증기압(mb)으로 이슬점 온도의 함수로 주어진다.

각각의 열량을 계산하는 식에 대한 자세히 설명은 이 등(1996)에 기술되어 있으며, 여기서는 이들이 어떤 변수에 종속적인가 만을 간략히 살펴보기로 한다. Q_0 는 시간, 경도, 위도, 운량(cloudness) 및 경험상수(일사량의 수면반사율을 나타내는 albedo 등과 관련된 상수들)의 함수로써 일몰과 일출에 따른 태양복사량의 변화를 고려하는 특징을 갖고 있다. Q_b 는 기온, 해수면 온도, 운량의 함수로 최저 기온과 최고 기온으로부터 기온의 일변화를 고려할 수 있다. Q_e 는 이슬점 온도, 해수면 온도, 풍속 및 경험상수(증발또는 잠열과 관련된 상수들)의 함수이며, Q_c 는 기온, 해수면 온도, 풍속 및 경험상수(현열과 관련된 상수들)의 함수다.

제 3 절 수리역학 수치모델링

1. 열확산의 점모형 실험

천수만 및 주변해역에 대한 해수 온도의 연간 변화를 수치실험하기에 앞서 1차원 점모형 실험을 수행하였는데, 이는 온도의 연직확산을 결정하는데 중요한 연직확산계수의 반응을 살펴보기 위한 것이다. 이류 효과를 무시하고 상수의 연직확산계수를 사용할 경우, 수온 T(z,t)는 다음과 같은 기술될수 있다.

$$\frac{\partial T}{\partial t} = K_0 \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \tag{4.18a}$$

여기서 K_0 는 온도에 대한 상수의 연직확산계수이다.

위의 1차원 방정식은 해수면을 통해 일정한 열량 Q_0 가 주어지고 해저면을 통한 열교환이 없다는 경계조건을 가정하면,

$$\frac{\partial T}{\partial z}|_{z=0} = \frac{Q_0}{\rho c_b K_0} \tag{4.18b}$$

$$\frac{\partial T}{\partial z}|_{z=-h} = 0 \tag{4.18c}$$

해석해(Carslaw and Jaeger(1959) in Holloway(1991))는 다음과 같이 주어 진다.

$$T(z,t) = \frac{2Q_0\sqrt{K_0t}}{\rho C_p K_0} \sum_{n=0}^{\infty} \{ ierfc [\frac{2nh+|z|}{2\sqrt{K_0t}}] + ierfc [\frac{2(n+1)h-|z|}{2\sqrt{K_0t}}] \}$$
(4.19)

여기서 0°C의 초기조건을 가정하였고, 함수 ierfc는 다음과 같으며,

$$ierfc(x) = \exp(-x^2)/\sqrt{\pi} - x \cdot erfc(x)$$
 (4.20)

erfc는 오차 보조 함수(complimentary error function)이다.

본 연구에서는 $Q_0 = 100 \text{W/m}^2$ 로 고정한 후, 수심을 10, 20, 40, 80 m로 변화시키고 연직확산계수 K_0 를 5, 25, 250 cm 2 /s 로 변화시킨 경우에 대하여수치모형 결과와 위의 해석해를 비교하였다.

Fig. 4.1은 60일 또는 180일이 경과된 시점의 수온 연직구조로, 각각의 실선은 해석해에 의한 수온을 나타내며 \bigcirc 는 $K_0 = 5 \mathrm{cm}^2/\mathrm{s}$, \triangle 는 $K_0 = 25 \mathrm{cm}^2/\mathrm{s}$, 十는 $K_0 = 250 \mathrm{cm}^2/\mathrm{s}$ 에 대한 수치모형의 결과이다.

수심 10m인 경우, 수온의 연직구조는 해수면과 해저면의 온도차가 없는 직선의 형태를 보이고 있으며, 180일이 경과한 시점에서는 수온이 전 수심에 걸쳐 약 40° C에 달하였다. 수심이 매우 낮은 경우, 주어진 연직확산계수 $K_0 = 5 \text{cm}^2/\text{s}$ 는 수온을 연직적으로 혼합하기에 충분한 크기임을 보이고 있다.

수심 20m인 경우의 결과를 보면, $K_0 = 5$ cm 2 /s를 사용한 경우의 해수면과 해저면의 온도차는 60일 경과시 약 5°C에 달하고 있으며 180일이 경과한 시점의 해수면과 해저면의 온도차도 5°C로 거의 변하지 않음을 보이고 있다.

즉 시간이 경과함에도 수온의 연직구조는 일정한 형태가 유지되어 전체 수심의 온도가 동시에 증가하였음을 보이고 있다. 연직확산계수 $K_0 = 25 \text{cm}^2/\text{s}$ 를 사용한 경우의 해수면과 해저면의 온도차는 약 1°C 로 나타났으며, $K_0 = 250 \text{cm}^2/\text{s}$ 를 사용한 경우의 온도는 전 수심에 걸쳐 거의 동일하게 나타났다. 180일이 경과한 시점의 수온은 약 20°C 로 나타나 수심 10 m인 경우에 비해 늦게 수온이 늦게 상승함을 보이고 있다. 천수만 및 주변해역의 대부분수심은 20 m보다 낮기 때문에 K_0 가 $25 \text{cm}^2/\text{s}$ 보다 클 경우는 연직적으로 균일한 수온을 얻을 수 있을 것으로 판단된다.

수심 40m인 경우의 결과는 연직확산계수에 따라 수온의 연직구조가 서로 다르게 반응함을 보이고 있다. 연직확산계수 $K_0 = 5 \text{cm}^2/\text{s}$ 를 사용한 경우의 해수면과 해저면의 온도차는 시간이 경과함에 따라 $8^{\circ}\text{C}(60\,\text{Q})$, $9^{\circ}\text{C}(120\,\text{Q})$, $10^{\circ}\text{C}(180\,\text{Q})$ 로 약간씩 증가하였다. 그러나 $K_0 = 25 \text{cm}^2/\text{s}$ 과 $K_0 = 250 \text{cm}^2/\text{s}$ 를 사용한 경우의 해수면과 해저면의 온도차는 시간이 경과함에도 각각 약 2°C 와 0.2°C 로 일정하게 나타나 사용된 상수의 연직확산계수는 수온의 연직구조를 유지하기에 충분한 크기임을 보이고 있다.

수심 80m인 경우에 대한 수온의 연직구조는 다음과 같다. 연직확산계수 $K_0 = 5 \text{cm}^2/\text{s}$ 를 사용한 경우의 해저면 수온은 180일이 경과한 시점에도 약 0.6° C로 나타나 거의 해수면의 열이 전달되지 않았음을 보이고 있는 반면 해수면 온도는 약 16° C에 달하여 수심 40m인 경우의 해수면 온도와 거의 같은 크기임을 보이고 있다. 연직확산계수 $K_0 = 25 \text{cm}^2/\text{s}$ 과 $K_0 = 250 \text{cm}^2/\text{s}$ 를 사용한 경우의 해수면 온도는 180일 경과한 시점에도 약 7.5° C와 5° C로 나타나, 이류와 수평확산의 영향을 무시할 경우 황해의 심부에서 보이는 수온의 연변화를 설명하기에 부적합한 것으로 판단된다.

해석해가 있는 경우, 수치모형 결과를 해석해와 비교·검토하는 과정은 단순히 수치모형의 code에 대한 오류 여부만을 검사하는 것이 아니라 수치 모형에 사용되는 매개변수(예로, 연직점성계수 또는 연직확산계수)에 대한

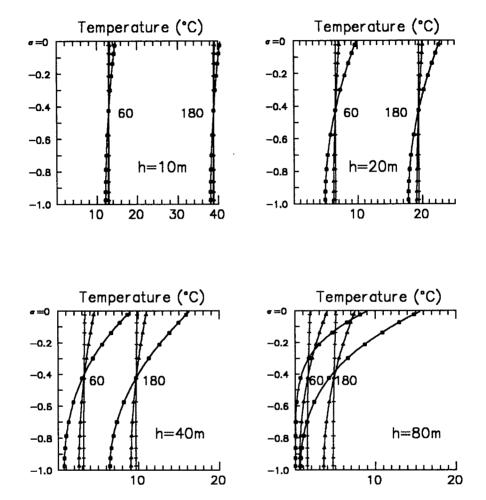


Fig. 4.1 Temperature profiles for varying values of vertical diffusivity $(\bigcirc: K_0 = 5 \text{cm}^2/\text{s}, \ \triangle: K_0 = 25 \text{cm}^2/\text{s} \text{ and } + : K_0 = 250 \text{cm}^2/\text{s})$ and depths (h=10m, 20m, 40m and 80m). Solid lines are analytic solutions and symbols denote point-model results. Numerals are elasped days.

수치모형의 반응을 평가한다는 점에서 중요하다. 최근 POM (Princeton Ocean Model) 또는 MOM (Modular Ocean Model)을 이용한 많은 연구가수행되고 있으나 사용된 수치모형의 결과와 해석해와의 비교·검토는 언급되지 않고 있는데(code의 오류 여부는 많은 사용자들로부터 검증 받았다 하더라도), 이럴 경우 연구자의 의도와는 무관하게 전혀 다른 결과를 해석하는 오류가 발생할 수 있다. 구체적인 예로써, code에 오류가 없는 경우라도 충분치 못한 연직분해능(10m의 연직 격자)을 사용하는 Grid-box 모형은 작은 연직(점성)확산계수(1 cm²/s)를 사용하여 Ekman 해 또는 위의 열확산 문제를 재현할 경우 분해능의 제한으로 인하여 Ekman 해 또는 위의 해석해와는 전혀 다른 10m 연직 격자에 평균된 유속 또는 수온을 얻게 되어 표층부근에 나타나는 강한 연직 변화율이 무시된 결과를 얻게 된다.

이상의 점모형 실험 결과로부터 사용된 연직격자는 연직확산계수에 따른 수온의 연직구조를 재현하기에 충분한 분해능을 갖고 있으며, 모형 결과는 해석해와 일치함을 보여 수치모형의 결과는 사용된 입력조건에 대해 신뢰할 수 있는 결과를 도출한다고 할 수 있다. 시간에 따른 수온 변화는 수심이 가장 중요한 요인으로 나타났으며, 이와 함께 적절한 연직확산계수를 선정 하는 것이 매우 중요함을 알 수 있다.

2. M₂ 조석·조류

제1차년도에서는 수평방향으로 375m의 등방 격자와 개방경계에 조위를 부여한 경계조건을 사용하여 대상해역의 조위 및 조류를 계산하였으나, 제2 차년도 사업에서는 수평방향으로 750m의 등방 격자와 개방경계에 방사개방 경계조건을 사용하였기 때문에 새로운 입력조건에 대한 조위 및 조류의 전반적인 결과를 제1차년도 결과와 비교하였다.

온도장을 해석하는데 조류에 의한 연직확산을 고려하기 위해서 대상해역 의 M_2 조석을 수치실험하였다. 대상해역은 공간적으로 $(63 \times 96 \times 12)$ 의 격자

로 구성되었으며, 수평방향으로 750m의 등방 격자를 사용하였고 연직방향으로는 12개의 가변 격자{0.05, 0.05, 0.075, 0.075, 0.10, 0.15, 0.15, 0.10, 0.75, 0.75, 0.05, 0.05}를 사용하였다. 연직방향의 분해능은 점모형 실험에서 알 수있는 바와 같이 수온의 연직구조를 재현하기에 충분한 분해능을 갖고 있다.

수치모형에 사용된 대상해역의 수심도는 Fig. 4.2와 같으며, 개방경계의 위치는 ×로 나타내었다. Fig. 4.3은 방사개방경계조건을 사용하여 구한 M2 조석에 대한 조석도이다. 진폭은 실선을 사용하여 5cm 간격으로 도시하였고, 지각은 점선을 사용하여 2° 간격으로 나타내었다. 제1차년도의 조석도와 완전히 일치하지는 않았는데, 이러한 차이는 사용된 수심 및 연안 경계가 낮은 분해능의 수평 격자를 사용함으로써 제1차년도의 수심 및 연안 경계와다르게 표현되기 때문에 야기된 것으로 판단된다. 낮은 분해능의 수평 격자를 사용했음에도 제1차년도의 조석도와 현재의 조석도는 거의 같은 결과를보여, 부여된 입력값 및 계산 결과는 대상해역의 조류 특성을 적절히 반영한 것으로 판단된다.

제1차년도에서 수행한 조석·조류 수치실험 결과, M₂ 조석의 진폭과 위상은 간월도의 경우 관측치와 계산치는 각각 (239.7cm, 97.8°)와 (242.3cm, 97.4°)로 나타났으며, 고정의 경우 관측치와 계산치는 각각 (228.5cm, 95.5°)와 (229.9cm, 94.0°), 원산도의 경우 관측치와 계산치는 각각 (228.3cm, 94.8°)와 (225.8cm, 94.4°)로 관측치와 부합하는 결과를 보인 바 있다. 본 계산에 의한 간월도, 고정 및 원산도에 대한 M₂ 조석의 진폭과 위상은 각각 (244.0cm, 95.6°), (230.6cm, 92.3°)및 (228.3cm, 93.8°)로 계산되었으며, 관측치와 부합하였다. 낮은 분해능의 수평 격자를 사용함으로써 관측점의 위치와 수치모형상의 위치가 다르게 나타나는 점 및 실제 수심이 평활화되어 나타나는 점 등으로 현재의 계산 결과가 관측치에 더욱 가깝다고 하더라도 제 1차년도의 결과보다 반드시 좋다고는 할 수 없다.

조류에 대한 관측치가 없기 때문에 수치모형의 결과만을 간략히 살펴보 았다. 표층 최강 창조류 및 표층 잔차류는 Fig. 4.4, Fig. 4.5와 같다. 최강

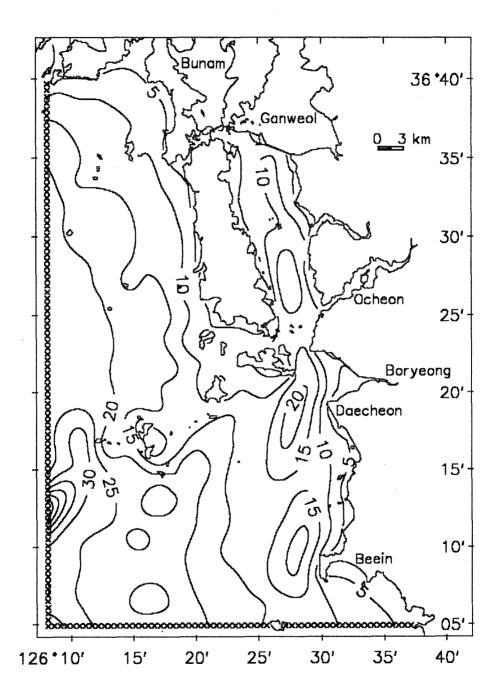


Fig. 4.2 Bathymetry of Cheonsu Bay and its Approaches.

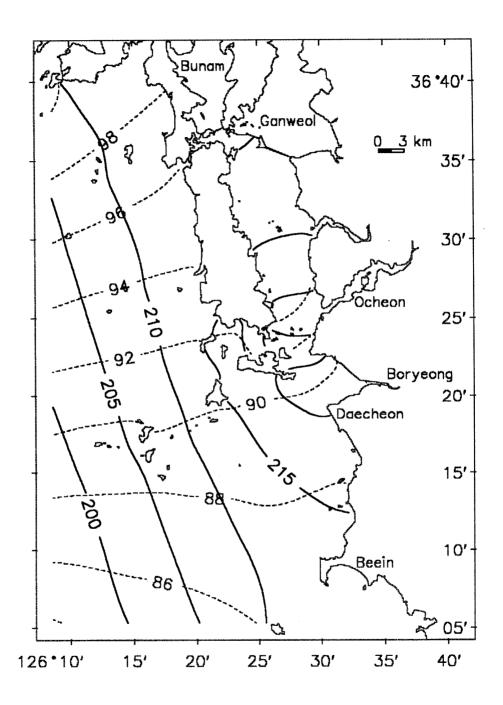


Fig. 4.3 Calculated M_2 tidal chart. (solid lines : amplitude in cm, dashed lines : phase lag in degree, referenced at $135^{\circ}E$)

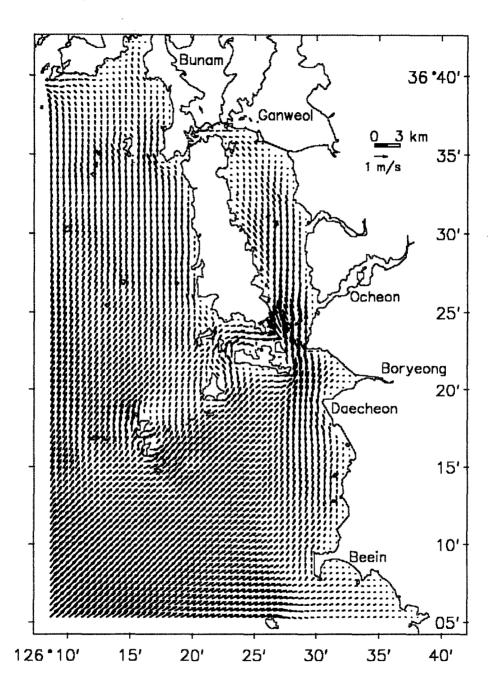


Fig. 4.4 Surface flood currents calculated with 3D barotropic tidal model.

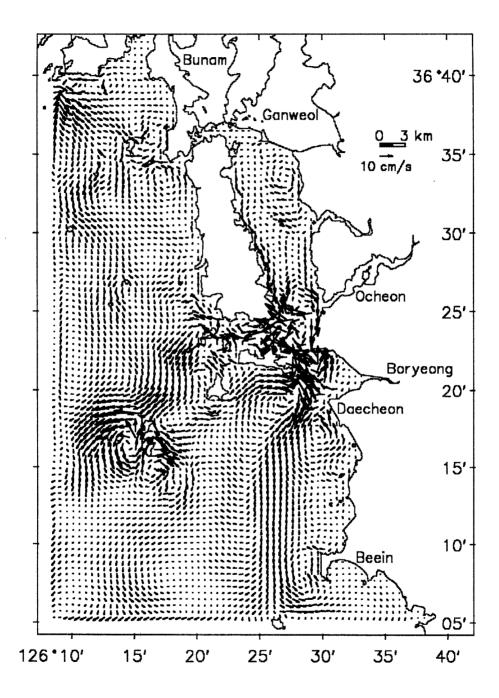


Fig. 4.5 Surface residual currents calculated with 3D barotropic tidal model.

창조류와 잔차류의 크기가 다름에 주의하기 바란다. 천수만 외해역의 창조류는 대체는 1 knot (≒0.5m/s) 보다 크게 나타났고, 천수만 입구의 창조류는 2 knot 이상의 북향류를 보이기도 하며, 천수만 내만의 북측 (간월도 부근) 유속은 10 cm/s에 달하였다. 한편 1조석 주기에 평균한 Eulerian 잔차류는 호도 서측에 반시계 방향의 와류를 형성하고 있으며 잔차류의 크기는 약10 cm/s에 달하고 있다. 대천항 서측부터 비인항 서측에 이르기까지 강한남향의 잔차류가 형성되었는데, 이는 창조류의 지속 시간보다 낙조류의 지속 시간이 더 길기 때문인 것으로 판단된다. 천수만 입구의 잔차류는 매우큰 유속과 함께 복잡한 유향을 보이고 있다. 창조류에 대한 조류의 연직구조를 살펴보면 Fig. 4.6과 같다(32번 위치는 Fig. 4.8에 나타내었다). 저층유속은 표층유속의 약 1/2 정도로 산정되었다. 저면마찰력이 전체 수심에 영향을 주어 유속의 연직구조는 저층으로 갈수록 감소하는 형태를 하고 있다. 조류의 수평 분포 및 연직구조는 관측치에 근거한 것이 아니며, 보다 정확한 유동장 및 수온장을 계산하기 위해서는 장기간에 걸친 관측이 요구된다.

3. 입력 자료 및 실험의 조건

해수의 온도 변화를 수치실험하기 위해서는 해수면에 대기와 해양의 상호 열교환량을 정의해 주어야 하며, 또한 개방경계의 수온을 (바람직하게는) 관측값으로 정의해 주어야 한다. 열교환량은 전술한 바와 같이 많은 변량의 함수로 구성되어 있으며, 본 연구에서는 보령기상관측소의 1996년 자료(시간별 바람, 일중 기온의 최고·최소값, 일평균 운량)를 이용하였다. 수온의 개방경계 조건으로 3가지 방법(식 4.13)을 검토하였는데, T_{ref} 로 격열비도(36°37′15″N, 125°33′20″E) 및 어청도(36°06′40″N, 125°59′15″E) 자료를 이용하였다. 국립수산진홍원에서 운영하는 한국해양자료센타의 격열비도와 어청도 자료를 내려받기(download)하여 각각의 55년간 자료를 일별로 산술평균하여 T_{ref} 로 정의하였다. 격렬비도 자료는 매일 오전 10시

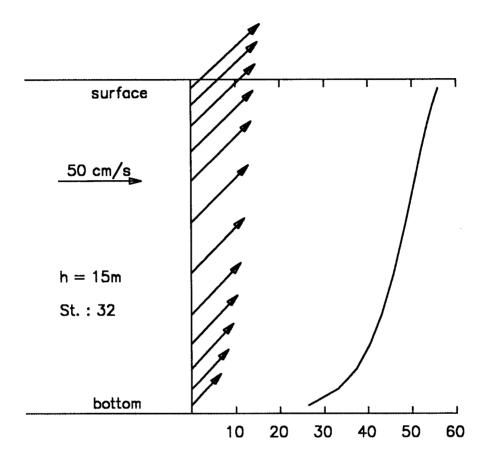


Fig. 4.6 Vertical profiles of maximum flood currents at St. 32.

에 측정한 해수면 수온 자료이며, 어청도 자료도 오전 10시에 측정한 해수면 수온 자료이다.

사용된 입력 자료의 시계열도는 Fig. 4.7과 같다. 사용된 바람 자료는 육상에 위치한 관측소에서 측정한 자료로, 시간에 따라 풍향 및 풍속이 상당히 많이 변한다. 이러한 매시간별 바람을 단순히 산술평균하여 일평균 또는 월평균 바람을 산출할 경우 바람 세기(풍속)가 약해지는 문제점이 야기된다. 특히 단순히 산술평균된 약한 바람을 사용할 경우 열교환량을 산정하는데

문제가 발생할 수 있다. 본 연구에서는 일평균 또는 월평균 바람을 산정하기 위하여, 매시간별 바람으로부터 주풍향을 결정한 후 풍속을 산술평균하였다. 예로써, 동풍 10m/s와 서풍 6m/s의 바람을 평균할 경우, 동풍 4m/s의 산술평균된 값 대신 동풍 8m/s의 바람을 사용하였다. 또한 해상풍과 육상풍은 차이를 보일 수 있으므로, 해상풍 모형에 의한 서해안의 1996년 풍속과 보령관측소의 풍속 차를 년평균한 결과 약 0.5m/s의 차이를 보여, 풍속을 일률적으로 0.5m/s 크게 하였다.

잠열량을 산정하는데 사용되는 이슬점 온도는 기온의 최저값 또는 월평 균된 기온에 3.4℃를 감한 온도를 사용하였다. 월평균된 값들은 선형 보간되 지 않고 일정한 값이 한달 내내 지속되는 것으로 가정하였다.

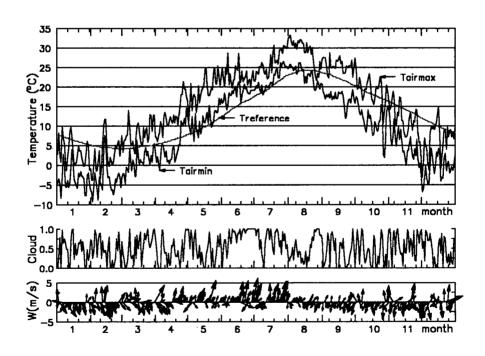


Fig. 4.7 Time series of observed inputs (air temperature, cloudness and wind) for heat flux and open boundary temperature (Tref).

초기의 수온장은 다음과 같이 구하였다. 1995년 기상자료를 입력으로 한표면 열교환량을 정의하고 1995년도 바람 및 M_2 조석을 외력으로 부여하였으며, 개방경계에서의 수온 경사를 무시한 no normal-gradienet condition을 사용하여 대상해역의 1년간 수온장을 계산한 후, 최종값을 1996년 수치실험의 초기 수온으로 사용하였다.

개방경계의 수온으로 T_{ref} 를 지정한 경우는 개방경계 수온의 시간변화는 고려되지 않았다. 가중평균한 개방경계조건을 사용할 경우, 가중치 (α) 로 0.05을 사용하였는데 매 계산 간격마다 내부점 수온과 T_{ref} 를 가중평균함으로써 실제 개방경계에 부여되는 수온은 시간에 따라 변화하게 된다.

Table 4.1은 수치실험한 경우를 요약한 것이다. 운동량 및 온도의 수평확산은 $50\text{m}^2/\text{s}$ 의 수평확산계수를 사용하여 처리하였고, 연직점성계수와 연직

Table 4.1 Description of numerical experiments

	Wind	Tair	Solar	Topen	Forcing	Remarks
Exp. 1	"	"	"	No-gradient	M ₂ + Wind	Open
Exp. 2	"	"	"	Specifed	"	Boundary
Exp. 3	W(hr)	Tair(hr)	So(hr)	Weighted	"	Conditions
Exp. 4	W(mon)	"	"	"	"	
Exp. 5	W(hr)	Tair(mon)	"	"	"	Heat
Exp. 6	"	Tair(hr)	So(mon)	"	"	Flux
Exp. 7	×	×	×	"	"	
Exp. 8*	W(hr)	Tair(hr)	So(hr)	"	×	
Exp. 9	"	"	"	"	Wind	Forcing
Exp. 10*	"	"	"	"	M ₂ Tide	
Exp. 11	"	"	"	"	M ₂ + Wind	MY model
Exp. 12	"	"	"	"	"	(250, 5)cm ² /s

*: Wind fields are not coupled with hydrodynamic equations

mon: Monthly-averaged values are used

확산계수는 식(4.14)를 사용하여 유동장으로부터 계산되도록 하였다. Exp. 11에서는 Mellor-Yamada의 난류모형을 사용하여 연직점성계수 및 연직확산계수를 산정하였으며, Exp. 12에서는 250cm²/s의 연직점성계수와 5cm²/s의 연직확산계수를 사용하였다. 이후의 모든 수치실험은 연직점성계수 및 연직확산값의 최소값이 5cm²/s보다 크도록 설정하였다.

제 4 절 수온의 연변화 수치실험 결과 및 토의

1. 개방경계수온의 영향

열확산의 점모형 실험에서 살펴본 바와 같이 수온의 변화는 수심과 연직확산계수에 따라 민감하게 변하였다. 따라서 개방경계의 수온도 수심에 따라 다르게 나타날 것으로 예상되나 관측값이 없어 식(4.13)의 3가지 경우를사용한 결과와 천수만 내의 여러 관측점과 비교하였다. Fig. 4.8은 관측점의위치를 나타낸다. 1번부터 34번까지는 CTD 관측지점(十)이며, 두 개의 조위계 관측지점(▲)-간월도(35번)와 원산도(36번)에는 해저면에 계류된 조위계에 내장된 수온 센서로부터 96. 11. 7부터 96. 12. 10까지 10분 간격의 연속적인 수온 자료가 있다-을 나타낸다.

수치시험은 외력으로 조석과 바람을 동시에 고려하며 또한 열교환량 (heat flux)에 따른 밀도차도 고려되었다. 열교환량은 매 1시간 간격으로 새로 계산되었다. 일평균된 운량을 제외한 입력변수(기온, 바람)는 시간 변화를 갖고 있으며, 따라서 계산된 net heat flux도 시간 변화를 갖고 있다. 모든 계산은 외부모드 계산간격으로 90초, 내부모드 계산간격으로 900초를 사용하였다.

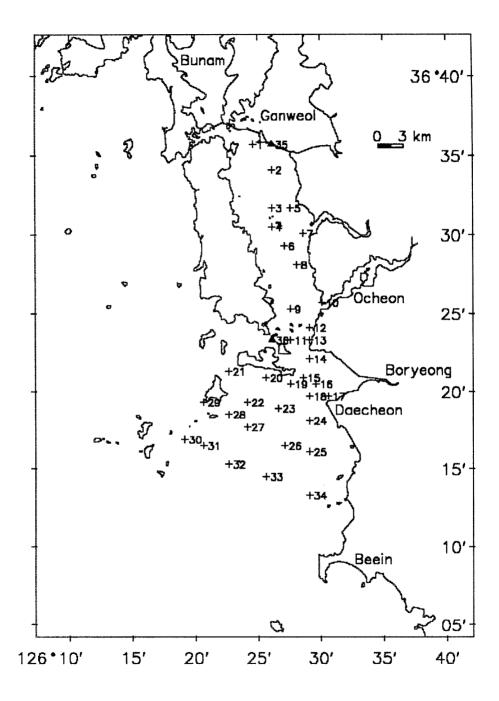


Fig. 4.8 Survey map showing the CTD stations (+) and two tide-gage points (▲) of Kanweol and Wonsan.

(1) 개방경계의 수온 경사를 무시한 경우 (Exp. 1)

실제 해역의 수온 변화를 수치실험하기 위해서는 개방경계의 수온을 어떻게 정의할 것인가 하는 문제가 대두된다. 개방경계에 대한 관측 수온이 있다면 이를 개방경계조건으로 사용하는 것이 바람직하지만, 일반적으로 시·공간에 대해 연속적인 관측치를 얻기란 쉽지 않다. 개방경계에 대한 관측 수온이 없을 경우, 개방경계에서의 수온 경사를 무시한 no normal-gradient 경계조건은 가장 간단히 개방경계의 수온을 정의하는 방법이 될수 있다.

Fig. 4.9는 3월부터 11월에 걸쳐 관측된 CTD 자료의 수온과 계산 수온을 비교한 것이다. 관측 수온은 특정 시각에 대한 순간값으로 위치에 따라서는 오전, 오후 또는 하루 이상의 시간 변화가 있으며, 계산 수온은 1일 평균된 값이다. 3월의 계산 결과는 관측 수온보다 약 1.5℃ 낮게 산정하였으나 5월 의 계산 결과는 관측 수온과 거의 일치하였다. 6월부터 10월까지의 계산 결 과는 관측된 수온보다 최고 5°C 높게 산정하였다. 관측 수온과 계산된 수온 은 동시성을 갖고 있지 않다는 점을 감안하더라도 많은 차이를 보이고 있 다. 특히 개방경계와 많이 떨어진 곳에 위치한 1번-8번 지점의 여름철(6월, 7월, 8월) 관측 수온에는 연직적으로 약 1℃-2℃의 수온차가 보이나 계산된 수온에는 연직차가 거의 나타나지 않았다. 또한 6월의 관측점 22번부터 34 번에서 보이는 sin 형태의 수온 분포와는 달리 계산된 수온의 공간 분포에 는 sin 형태의 수온 분포가 매우 미약하게 나타났다. 10월에 대한 계산 수온 도 여전히 관측치보다는 높은 수온 분포를 보였으며, 계산된 수온 분포는 천수만 내만이 천수만 외해보다 높은 것으로 나타났다. 11월의 천수만 내만 의 계산 수온은 관측 수온과 부합하는 결과를 보이나 천수만 외해의 수온은 관측치에 비해 약 0.5°C-1°C 높은 결과를 보이고 있다.

개방경계에서의 수온 경사를 무시한 계산 결과는 겨울철 수온은 관측치

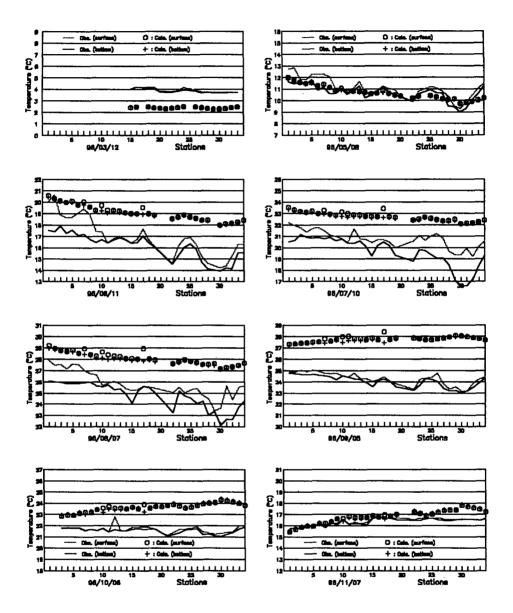


Fig. 4.9 Comparison of CTD data (solid lines) and calculated temperature over 8 months using no normal-gradient of temperature along open boundaries.

보다 낮게, 여름철 수온은 관측치보다 높게 산정하였다. 이러한 경향은 개방 경계의 수온에 황해 심부(수온)의 영향이 전혀 고려되지 않았기 때문이라고 판단된다. 개방경계의 수온을 내부점 온도로 지정할 경우는 개방경계의 수 심이 충분히 깊거나 개방경계의 수온이 계산 영역 내의 수온에 많은 영향을 미치지 않는 먼 곳일 경우에만 바람직한 결과를 얻을 수 있을 것으로 판단 된다.

월평균된 표층 수온의 공간 분포를 살펴보면 Fig. 4.10과 같다. CTD 자료와의 비교에서 살펴본 바와 같이 계산 수온의 연직차는 거의 나타나지 않아 저층 수온의 공간 분포도 표층 수온 분포와 거의 같았다. 2월의 수온장을 보면, 동서 방향의 등온선이 형성되고 천수만 내만의 수온이 천수만 외해역의 수온보다 낮게 나타나 수십이 낮을수록 많이 냉각되는 결과를 보이고 있다. 5월의 수온은 12°C 전후로 나타났으며, 8월의 수온은 개방경계를 포함하여 29°C 전후로 상당히 높게 나타났고 11월의 수온은 15°C 전후로 나타나 CTD 자료와 부합하는 결과를 보였다.

(2) T_{ref}로 지정한 경우 (Exp. 2)

개방경계에서의 수온 경사를 무시한 결과는, 겨울철 수온은 관측치보다 낮게, 여름철 수온은 관측치보다 높게 산정하였다. 이러한 계산 결과를 관측수온과 부합하도록 하기 위해서는 해수면을 통한 열교환량을 적절히 조절하거나 또는 적절한 개방경계의 수온을 지정함으로써 가능할 것으로 판단된다. 여기서는 개방경계의 수온을 바꿈으로써 이러한 효과가 재현되는지 살펴보았다. 즉 황해 심부의 해수는 수심이 얕은 연안역의 해수에 비해 겨울철에는 따뜻하고 여름철에는 차가운 점을 고려하면, 황해에서 관측된 수온을 개방경계조건으로 사용하면 관측치와 부합하는 수온 분포를 얻을 수 있을 것으로 예상된다.

전 절에서 기술한 바와 같이, T_{ref} 는 격열비도와 어청도의 55년간 해수

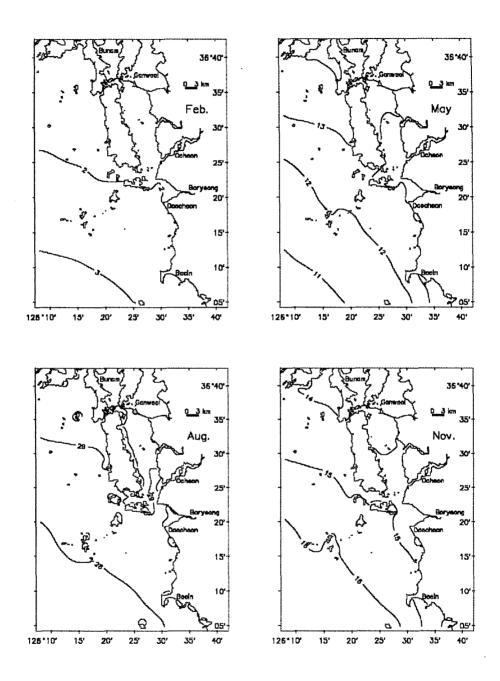


Fig. 4.10 Seasonal variations of monthly-averaged SST obtained using no normal-gradient of temperature along open boundaries.

면 수온 자료를 일별로 산술평균하여 정의하였으며, 이 경우 T_{ref} 의 일변화는 무시되었고 연직적으로 일정하다고 가정하였다. T_{ref} 는 황해 심부의 해수 수온 특성을 반영한 것으로 볼 수 있다. T_{ref} 의 시계열도는 Fig.~4.7의 국은 실선으로 제시되었다.

Fig. 4.11은 CTD 자료의 수온과 계산 수온을 비교한 것이다. 3월의 경우계산 수온은 관측 수온과 거의 부합하는 좋은 결과를 보이고 있으며, 5월의경우도 관측 수온과 부합하는 결과를 보이고 있으나 1번-8번 지점의 수온연직차는 여전히 재현되지 않았다. 6월의 결과를 살펴보면, 해수면 수온은관측치와 약 1℃ 정도의 오차 범위 내에서 부합하는 결과를 보이고 있으나해수면 수온과 거의 같게 계산된 저층 수온은관측 수온과 약 2℃ 차이를보이기도 한다. 이러한 차이에도 불구하고 관측점 22번부터 34번에서 보이는 sin 형태의 수온 분포를 어느 정도 재현하고 있다. 관측된 15℃ 이하의수온은 대상해역의 외해에 위치한 차가운 물이 개방경계를 통해 대상해역으로 유입되는 것으로 판단되나 많은 자료를 근거로 한 것은 아니다. 7월의결과도 해수면 수온의 경우는 관측치와 상당히 부합하는 결과를 보이고 있으나 20번-34번 지점의 저층 수온은 전혀 재현하지 못하고 있다. 8월의 결과는 관측 수온에 비해 모든 지점에서 약 1℃ 정도 높게 나타났다.

6월부터 8월 사이의 관측수온에는 수온의 연직차가 나타났으나 계산된 수온의 연직차는 거의 나타나지 않았다. 점모형 실험에서 살펴본 바와 같이 수온의 연직차를 보이기 위해서는 매우 작은 연직확산계수(<5cm²/s)를 사용하던가 또는 개방경계를 통해 낮은 수온의 해수가 들어오도록 하여야 하나본 연구에서는 개방경계에 연직적으로 일정한 T_{ref} 를 부여하였기 때문에 17℃ 이하로 관측된 7월 10일의 30번 근처 수온과 24℃ 이하로 관측된 8월 7일의 30번 근처 수온을 재현할 수 없었다. 참고로, 7월 10일의 T_{ref} 는 약 19℃이었으며, 8월 7일의 T_{ref} 는 약 24℃였다. 관측치에 보이는 저면의 낮은 수온은 개방경계를 통해 유입된 것으로 추정된다.

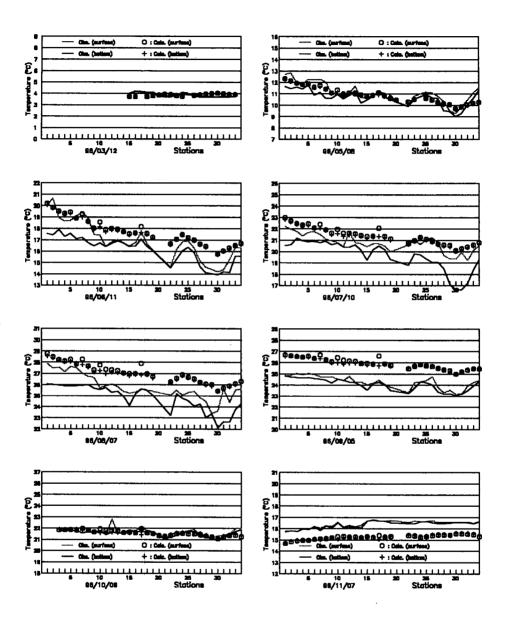


Fig. 4.11 Comparison of CTD data (solid lines) and calculated temperature over 8 months using specified temperature (Tref) along open boundaries.

9월의 계산 결과는 관측치에 비해 약 1.5° C 정도 높게 나타났으나 관측치에서 보이는 공간적인 수온 분포를 비교적 합리적으로 재현하고 있다. no normal-gradient 조건을 사용한 결과는 천수만 외해쪽으로 갈수록 높아지는 수온 분포를 보인 반면 개방경계 수온으로 T_{ref} 를 지정한 9월의 계산 결과는 천수만 외해쪽으로 갈수록 낮아지는 수온 분포를 보여 개방경계에 부여한 낮은 T_{ref} 의 영향이 거의 모든 해역의 수온 하강으로 나타남을 알 수 있다.

10월의 계산 수온은 관측 수온과 절대값 뿐만 아니라 공간 분포에서도 일치하는 결과를 보이고 있다. 그러나 11월의 결과는 관측 수온에 비해 약 1℃ 낮게 나타났다.

관측 수온과 계산된 수온을 단순히 비교할 경우라면 T_{ref} 값을 개방경계의 수온으로 지정한 경우가 가장 관측치와 부합하였으나, 수온의 월평균 분포(Fig. 4.12)를 보면 이 경우가 물리적으로 가장 타당하지 않은 결과를 보이고 있다. 개방경계의 수온으로 T_{ref} 를 강제적으로 부여하였지만 5월과 8월의 공간 분포도에서 보는 바와 같이, 수심과 해수유동이 다름에도 불구하고 개방경계의 수온을 같은 값으로 (특히 대상해역에 비해 황해 중앙부에위치한 관측 수온을) 설정한 것은 불합리하다고 판단된다.

(3) T_{ref} 와 내부 수온을 가중 평균한 경우 (Exp. 3)

수온의 no normal-gradient 조건은 수치적으로 계산 내부점의 수온(T_{ini})을 개방경계의 수온으로 정의하는 것과 동일하다. 수온에 대해 no normal-gradient 조건과 T_{ref} 로 지정한 조건의 단점을 보완하기 위하여, 개방경계의 수온으로 T_{ref} 와 T_{ini} 를 가중 평균한 수온을 정의하였다. 가중치(α)를 조절함으로써 no normal-gradient 조건(α =0.0)과 T_{ref} 로 지정한 조건(α =1.0)을 재현할 수도 있다. 여기서는 α =0.05를 사용하여 천수만 해역의 수온 변화를

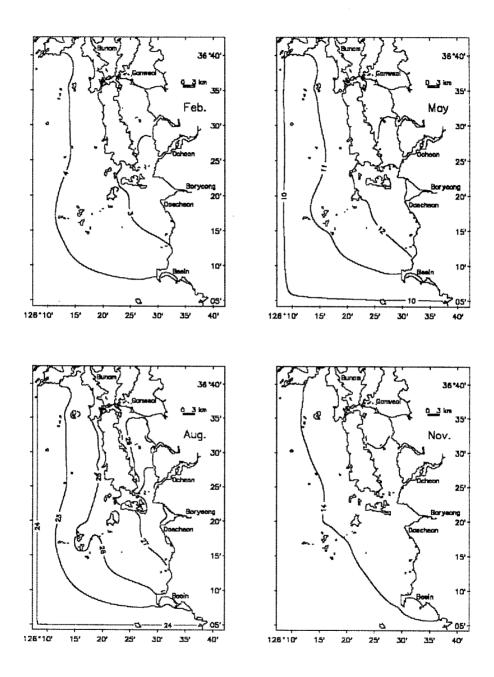


Fig. 4.12 Seasonal variations of monthly-averaged SST obtained using specified temperature (Tref) along open boundaries.

수치실험하였다.

계산 수온과 CTD 자료의 수온을 비교하면 Fig. 4.13과 같다. 3월의 경우계산 수온은 관측 수온에 비해 약 0.5°C 낮게 산정되어 no normal-gradient 조건을 사용한 결과(약 1.5°C 낮게 나타났음)보다는 관측치에 근접하였으나 T_{ref} 를 개방경계 수온으로 지정한 결과에 비해서는 관측치와 차이를 보이고 있다. 5월의 경우는 수온의 개방경계조건의 차이에 따른 수온 변화가 거의나타나지 않았고 관측 수온과 부합하는 좋은 결과를 보이고 있다.

6월, 7월 및 8월의 결과를 no normal-gradient 조건을 사용한 결과와 비교하면, 1번-19번 지점의 수온은 no normal-gradient 조건을 사용한 결과에비해 약 1.0°C 낮게 나타났으나 22번-33번 지점의 수온은 no normal-gradient 조건을 사용한 결과에비해 약 1.5°C 낮게 나타나 개방경계에 가까울수록 가중 평균한 영향이 크게 나타남을 보이고 있다. 여름철에 대해 계산된 수온은 관측 수온에비해 약 1-2°C 높게 나타났으나 no normal-gradient 조건을 사용한 결과에비해서는 상당히 개선되었음을 보이고 있다.

가중치 α를 크게 설정하거나 해수면 열교환량의 크기를 조정함으로써 여름철의 관측 수온을 재현할 수 있겠으나 개방경계 수온에 대한 관측치의 부재, 해수면 열교환량 식의 불확실성 및 수온의 연직확산계수 결정에 대한 어려움 등으로 관측 수온을 재현하고자 하는 수치실험은 수행되지 않았다.

9월의 결과는 관측 온도와 약 2-3°C의 차이를 보여, 비교된 기간 중 관측치와 가장 많은 수온차를 보였다. 10월의 계산 결과는 관측 수온에 비해 약 0.5°C 높게 나타났고, 11월의 결과는 관측 수온에 비해 약 0.5°C 낮게 나타났다. 이러한 수온차는 해수 수온의 일변화보다 작은 값으로 판단된다.

참고로 α =0.01를 사용한 결과는 Fig. 4.14와 같다. 가중치가 작아질수록 no normal-gradient 조건을 사용한 결과와 비슷해 짐은 식(4.13c)으로부터 알 수 있다. 많은 자료를 바탕으로 한 최적의 가중치를 구하는 문제도 요구된다.

Fig. 4.15는 월평균된 표층 수온의 공간 분포도이다. 2월의 등수온선 분

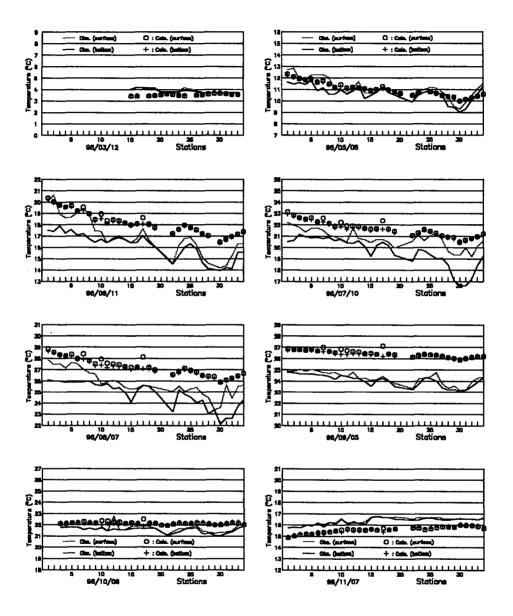


Fig. 4.13 Comparison of CTD data (solid lines) and calculated temperature over 8 months using weighted temperature (α =0.05) along open boundaries.

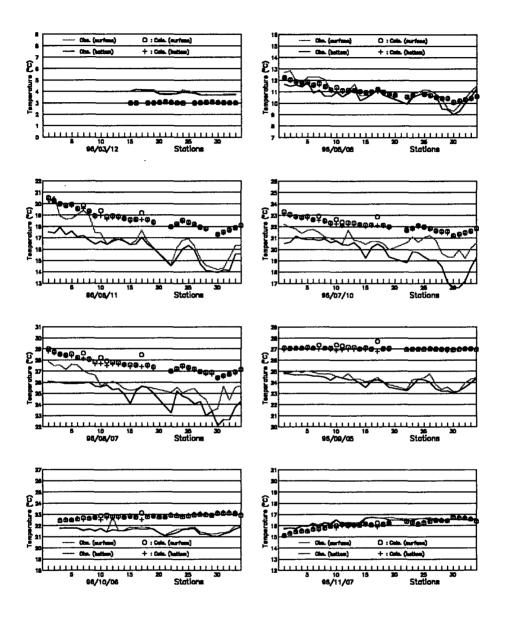


Fig. 4.14 Comparison of CTD data (solid lines) and calculated temperature over 8 months using weighted temperature (α =0.01) along open boundaries.

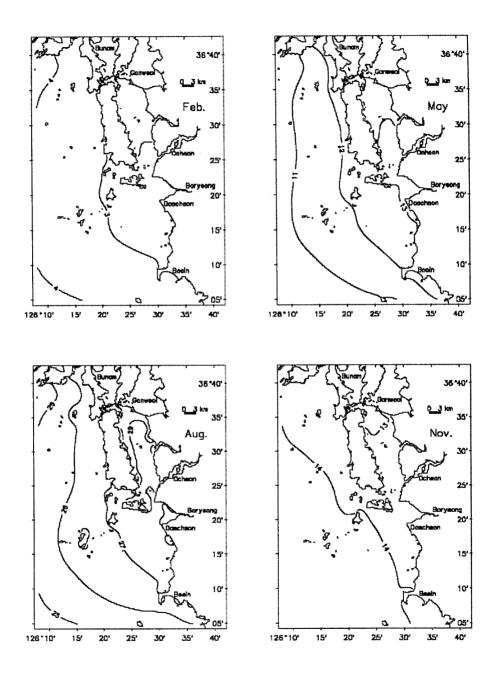


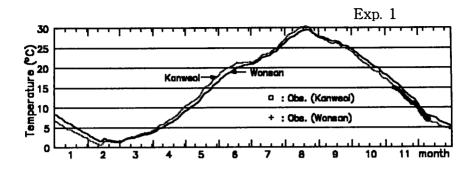
Fig. 4.15 Seasonal variations of monthly-averaged SST obtaine using weighted temperature (α =0.05) along open boundaries.

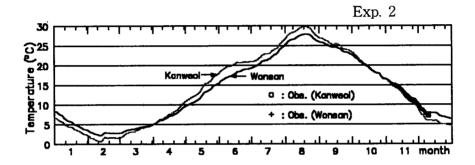
포는 T_{ref} 를 개방경계 수온으로 지정한 경우에 비해 약 1° C 낮게 나타났다. 5월의 등수온선 분포는 no normal-gradient 조건을 사용한 결과(Fig. 4.10) 와는 달리 남북방향의 등온선이 형성되었다. 또한 T_{ref} 를 사용한 결과와는 달리 수심이 낮은 남동쪽 개방경계(비인항 남쪽)에는 수온의 변화가 재현되었다. 8월의 26° C 등수온선은 T_{ref} 를 개방경계 수온으로 지정한 경우의 25° C 등수온선과 거의 일치하는 양상을 보이고 있다. 등온선이 적게 나타나수온의 공간 변화율은 T_{ref} 를 개방경계 수온으로 지정한 경우에 비해 작게 나타났음을 알 수 있다. 11월의 수온 공간 분포는 T_{ref} 를 지정한 조건을 사용한 결과와 비슷하게 나타났다.

개방경계에서의 수온에 따라 수온의 특정 시각에 대한 공간 분포는 많은 차이를 보였으나, 간월도와 원산도 2개 정점에서 연속 관측된 수온과 수치모형 결과는 많은 차이를 보이지 않았다. Fig. 4.16은 개방경계조건에 따른간월도와 원산도 지점에서의 수온 년변화와 연속 관측한 수온을 함께 도시한 것이다. 관측수온은 위치에 따른 차이가 거의 나타나지 않은 반면 수치모형 결과는 시간이 경과함에 따라 위치에 따른 수온차가 커지는 양상을 보이고 있다. 관측치와 계산결과를 정량적으로 비교하기 위하여 RMS(root mean square) 오차를 계산한 바, α =0.05인 경우는 0.64°C (α =0.01인 경우는 0.67°C), α =1.0일 경우(개방경계의 수온을 T_{ref} 로 지정함)는 0.68°C 및 α =0.0일 경우(개방경계의 수온을 내부 온도(T_{ini})로 지정함)는 0.93°C로 나타났다. α =1.0일 경우는 관측수온에 비해 계산된 수온이 낮게 나타났고, α =0.0일 경우는 관측수온에 비해 계산된 수온이 늦게 나타났고나 그 차이는 RMS 오차에서 본 바와 같이 매우 작았다.

2. 표면 열교환식의 영향

해수면을 통한 대기와 해양의 상호 열교환량을 계산하는 식에는 많은 기





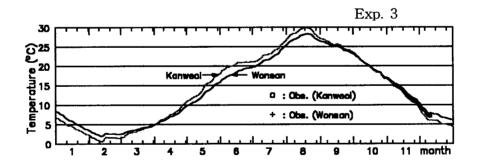


Fig. 4.16 Comparison of observed bottom temperature(symbols)from pressure-type tide gage and calculated temperature using different open boundary conditions of temperature (top: no normal-gradient of temperature, middle: specified temperature, bottom: weighted temperature).

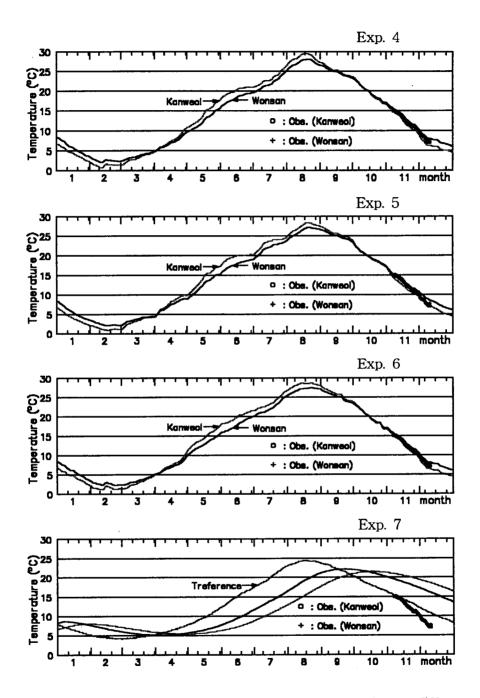


Fig. 4.17 Annual variations of sea water temperature due to different forcing (Exp. 4, Exp. 5, Exp. 6 and Exp. 7: from top to bottom) at Kanweol and Wonsan stations.

상 요소가 사용되고 있기 때문에 이들이 수온의 연변화에 어떠한 영향을 미치는가 살펴보았다. 바람, 기온 또는 태양복사량을 각각 일평균하여 사용한 경우(2개의 변량은 매시간별 자료를 사용하고 1개의 변량은 일평균된 변량을 사용한 경우)는 이들의 시간 변화를 고려한 경우와 비교하여 차이가 거의 나타나지 않았다. 여기서는 월평균된 바람, 대기온도 또는 태양복사량을 사용한 결과를 기술하였다(Table 4.1 참고). 월평균된 값들은 선형 내삽되지 않고 1개월 내내 같은 값이 유지되도록 하였다.

Fig. 4.17은 Exp. 4, Exp. 5, Exp. 6 및 Exp. 7에 대한 간월도 및 원산도 지점에 대한 수온의 연변화와 관측 수온을 나타낸 것이다. Heat flux 입력 조건을 변화시켜 얻은 수온은 전반적으로 커다란 차이를 보이지 않았다. 구체적인 차이점을 기술하면 다음과 같다.

월평균된 바람을 사용한 결과(Exp. 4)는 매시간 간격의 바람을 사용한 결과(Exp. 3)와 비교하여 두드러진 차이를 보이지 않고 있다. 즉 바람방향이 바뀜에 따른 수온의 이류 효과는 거의 무시할 수 있는 것으로 나타났다. 바람을 동서성분과 남북성분으로 구분한 후 이들을 단순히 산술 평균하지 않고(이럴 경우 풍속이 감소하는 결과를 초래한다), 주풍향을 구한 후 풍속을 산술 평균함으로써 풍속의 함수인 현열속 또는 잠열속의 영향을 적절히 고려한 결과라고 판단된다.

월평균된 기온을 사용한 결과(Exp. 5)는 2월 중순에 보였던 수온의 급격한 변화를 완화시키고 있으며, 매월 초순에 수온 변화가 심해지는 경향을 보이고 있다. 또한 8월 중순의 수온이 Exp. 3에 비해 낮게 나타났다.

매시간별 태양복사량을 고려한 Exp. 3에 의해서는 간월도 지점의 6월 중순 이후 수온은 일정한 값을 보인 반면 월평균된 태양 복사량을 사용한 결과(Exp. 6)는 간월도 지점의 6월 중순 수온이 서서히 상승하는 것으로 나타났다. Exp. 3에서는 6월 중순 이후에는 구름이 전체 하늘을 덮고 있어(운량=1) 작은 태양복사량(일평균 80W/m²)으로 수온이 상승하지 못한데 비하여월평균 태양복사량(110W/m²)을 사용한 경우는 해양으로부터 대기로 방출되

는 열량에 비해 태양복사량이 크기 때문에 수온은 서서히 상승하는 것으로 나타났다.

이와는 달리 해수면을 통한 열교환이 없다고 가정한 결과는 원산도 및 간월도 두 지점 모두 5.5°C의 최저 수온이 5월 초순에 나타났고, 22°C의 최고 수온은 원산도의 경우 9월 중순에 나타났고 개방경계에서 먼 곳에 위치한 간월도에서는 10월 중순에 나타났다. 계산 수온은 관측수온과는 많은 차이(5°C-15°C)를 보이고 있어, 천수만 및 주변해역의 수온 연변화는 해수면을 통한 열교환을 고려하지 않으면 설명할 수 없는 것으로 나타났다.

표면 열교환식의 변화에 따른 계산 수온의 공간 분포를 살펴보면 다음과 같다. Fig. 4.18은 월평균된 기온을 사용하여 계산한 수온과 관측 수온의 비교도이다. 3월, 5월, 6월 및 7월에 대한 계산 수온은 Exp. 3의 결과와 거의 같았다. 이와는 달리 8월의 계산 수온은 Exp. 3의 결과에 비해 약 2°C 낮게 나타나 관측 수온에 가까웠으나, 관측된 수온에서 보이는 수온의 연직차는 여전히 거의 나타나지 않았다. 9월과 10월에 대한 계산 수온은 Exp. 3의 결과와 거의 같게 나타났음에도 11월에 대한 수온은 Exp. 3의 결과에 비해 약 0.5°C 정도 낮게 나타나 기온 변화에 따라 수온도 비교적 빠르게 반응하는 것으로 판단된다.

월평균된 태양복사량을 사용한 결과를 Exp. 3의 결과와 비교하면 다음과 같다. 3월의 경우 Exp. 3에 비해 약 0.5°C 낮게 나타났고 5월의 경우는 Exp. 3에 비해 1.0°C-1.5°C 높게 나타나 관측 수온과는 약 1.5°C 정도의 차이를 보였다. 6월, 7월, 8월의 경우는 Exp. 3에 비해 약 1.0°C 낮게 나타난 반면 9월과 10월은 오히려 Exp. 3에 비해 약 0.5°C 높게 나타났고 11월의 수온은 Exp. 3의 결과와 거의 같게 나타났다. 매시간별 태양복사량을 사용한 결과와 약 1°C의 수온차를 보여, 운량의 정보를 얻기 어려울 경우 월평균된 태양복사량을 사용하는 것도 하나의 대안이 될 수 있는 것으로 판단된다.

월평균된 바람을 사용한 수온의 시·공간 분포는 Exp. 3의 결과와 거의 같게 나타나 강한 조류와 취송류를 동시에 고려한 경우 취송류에 의한 수온 의 이류 효과는 거의 무시할 수 있는 것을 재확인할 수 있었다.

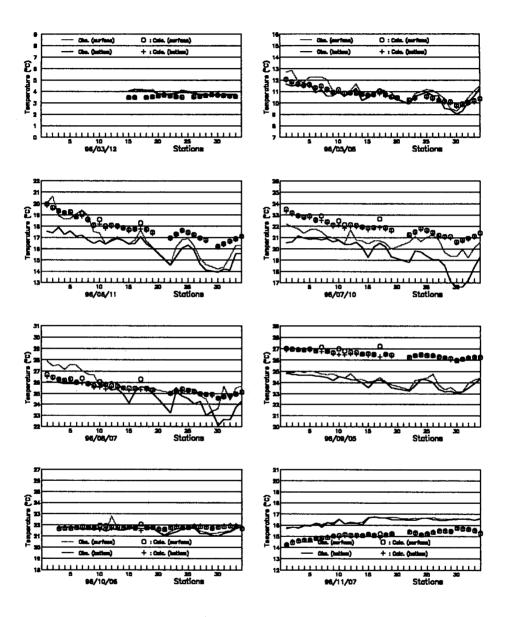


Fig. 4.18 Comparison of CTD data (solid lines) and calculated temperature over 8 months using monthly-averaged air temperature (Exp. 5).

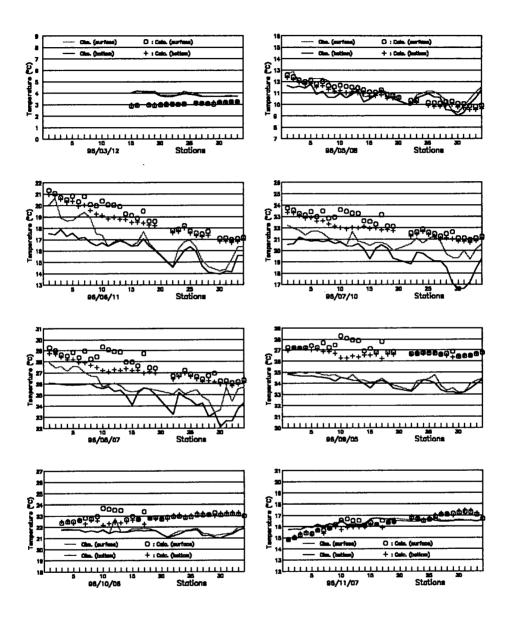


Fig. 4.19 Comparison of CTD data (solid lines) and calculated temperature over 8 months without external forcing (Exp. 8).

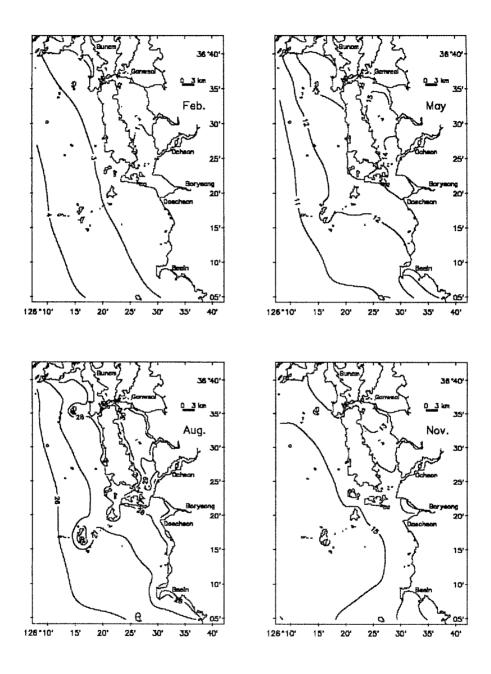


Fig. 4.20 Seasonal variations of monthly-averaged SST calculated without external forcing (Exp. 8).

3. 외력의 영향

사용된 난류모형은 연직점성(확산)계수 산정에 유속의 연직 shear를 사용하기 때문에 수온의 시·공간 분포에 미치는 외력의 영향은 유속장의 이류효과와 연직확산이 복합되어 나타난다. 여기서는 외력에 따른 수온의 변화와 연직(점성)확산계수의 크기로 나누어 살펴보았다.

(1) 외력에 따른 수온 변화

점모형 실험 결과(수심이 20m인 경우 연직확산계수로 5cm²/s를 사용한 경우 60일이 경과한 시점의 해수면과 해저면의 온도차는 약 5°C에 달하였고 25cm²/s를 사용한 경우의 온도차는 1°C였음)를 상기하면, 밀도차에 의한 유속의 연직 shear가 없는 경우(본 연구에서는 연직확산계수의 최소값을 5cm²/s로 하였다)는 최대 약 5°C에 이르는 수온차가 예상된다. 그러나 수온의 이류 및 수평확산 및 밀도류에 의한 연직확산 효과로 인하여 수온의 연직차는 점모형 결과보다는 작을 것으로 예상할 수 있다.

Fig. 4.19는 해수면을 통한 열교환만을 고려한 경우(Exp. 8)의 결과를 관측 수온과 비교한 것이다. 3월과 11월을 제외하면 계산된 수온의 연직차가(Exp. 3에 비해) 두드러지게 나타났다. 이러한 수온의 연직차 뿐만 아니라 5월과 6월의 20번 이후 관측 수온에서 보이는 개방경계 수온의 이류 영향이거의 나타나지 않고 있다. 계산된 수온의 시·공간 분포는 관측 수온과는 3°C 이상의 차이를 보이기도 하나 시간에 따른 변동성은 비교적 관측 수온의 양상을 반영한 것으로 볼 수 있다. 즉 사용된 열교환량식과 이에 관련된기상입력조건이 천수만 및 주변해역의 수온 년변화를 simulation하기에 적합함을 반증하는 것으로 볼 수 있다.

바람만을 고려한 경우(Exp. 9)의 결과에도 밀도류의 영향이 포함되었으

나 여기서는 편의상 단순히 바람만의 영향이라고 하였다. 사용된 식들이 선 형일 경우는 외력을 분리하여 적용할 수 있으나 비선형 방정식들을 사용할 경우에는 외력을 단순히 분리하여 적용하는 것은 많은 오류를 보일 수 있다 (이, 1995), 실제로 본 실험에서 사용된 바람장에 의해 생성되는 대상해역의 취송류는 강한 조류에 비해 상당히 약한 흐름으로써, 비선형 운동방정식 특 히 2차의 저면마찰식을 사용할 경우는 강한 조류의 영향을 적절히 반영한 선형의 마찰식으로 수정하여 사용하는 것이 바람직하며(Hunter, 1975; 이, 1995) 또한 연직점성(확산)계수에도 강한 조류에 의해 발생한 난류 효과(배 경난류)를 고려해 주어야 외력을 분리할 경우 생기는 오류를 줄일 수 있다. 여기서는 적절한 선형화 과정을 거치지 않고 기존 연구들에서 사용한 불합 리한 방법(강한 조류의 영향을 전혀 고려하지 않은 방법)을 하여 단순히 바 람만에 의한 연직확산 및 이류 효과를 보기로 하였다. 계산된 수온의 시ㆍ 공간 분포는 전체적으로는 Exp. 8의 결과와 비슷하나 취송류에 의한 연직확 산으로 겨울철 수온의 연직차는 Exp. 8에 비해서는 많이 줄었으나 여름철 수온의 연직차는 Exp. 8과 거의 비슷한 크기로 나타났다. 즉 바람만에 의해 서는 여름철의 성충을 파괴할 만한 연직확산이 발생하지 않는 것으로 나타 났다.

M₂ 조석만 고려한 경우(Exp. 10)의 결과는 조석과 바람을 동시에 고려한 경우(Exp. 3)의 결과(Fig. 4.13)와 거의 차이가 없었다. 전술한 바와 같이 강한 조류에 중첩된 미약한 취송류의 영향은 조류에 비해 거의 무시할 수 있는 것으로 나타났다. 부언하여 설명하면, 바람장을 단순히 산술 평균하여 풍속이 감소된 일평균 또는 월평균 바람을 사용하여도 해수 유동에는 커다란차이가 발생하지 않았으나 풍속이 감소된 평균된 바람을 사용하면 열교환량계산에 많은 영향을 주어 본 결과와는 상당히 다른 온도 분포를 보였다.

각각의 외력에 대한 월평균된 표층 수온의 공간 분포를 살펴보면 다음과 같다. 밀도류만이 계산되는 경우(Exp. 8)에 대한 결과는 Fig. 4.20과 같다. Exp. 3에 대한 결과(Fig. 4.15)에 비하여 수온의 등치선이 많이 나타나 수온

의 공간 변화가 크게 나타났음을 보이고 있다. 이는 밀도류만에 의한 이류 및 연직확산이 조류 및 취송류에 의한 이류 및 연직확산보다 작기 때문이다. 2월의 2°C 등수온선은 5m 등수심선과 거의 같게 나타났으며, 천수만 내만의 수온이 외해의 수온에 비해 낮게 나타났다. 이와는 달리 5월과 8월의수온은 천수만 내만이 외해에 비해 높게 나타나 수심이 낮은 천수만 내만의해수는 빨리 더위지고 또한 빨리 차가워지는 결과를 보였다. 11월의 외해수온은 Exp. 3에 비해 약 1°C 높게 나타났는데 이는 여름철에 더워진 해수가 11월의 수온에도 영향을 준 점 및 개방경계 수온의 이류 효과로 판단된다.

바람만을 고려한 경우(Exp. 9)에 대한 표층 수온의 공간 분포는 Exp. 8의 결과와 거의 비슷하였다. 즉 수온에 대해 (매시간 변하는) 바람의 이류 효과는 무시할 수 있는 것으로 나타났다. 한편 조석만을 고려한 결과는 조석과 바람을 동시에 고려한 Exp. 3의 결과(Fig. 4.15)와 두드러진 차이를 보이지 않았다.

(2) 외력에 따른 연직확산계수

계산된 수온은 거의 모든 지점에서 연직적으로 일정하게 나타났으나 수 온의 연직확산계수는 외력에 따라 많은 차이를 보였다. 정점 4(h=9m), 정점 15(h=22m) 및 정점 32번(h=15m)에 대하여 풍속이 약 3m/s에 달하였던 2월 20일, 5월 9일, 8월 28일 및 11월 15일의 일평균된 연직확산계수를 외력과 함께 살펴보았다.

해수면을 통한 열교환만을 고려한 경우(Exp. 8), 2월(20일), 5월(9일), 8월 (28일) 및 11월(15일)에 대한 수심평균된 연직확산계수는 정점 4에서는 7, 6, 9, 12 cm²/s, 정점 15에서는 13, 5, 19, 16 cm²/s, 정점 32에서는 9, 6, 18, 23 cm²/s로 나타났다. 5월(9일)에 대한 연직확산계수는 최소값으로 부여한 5cm²/s와 거의 같게 나타났다. 작은 연직확산계수가 사용되었으나 5월과 8

월의 해수면과 해저면의 수온차는 0.5°C보다 작았고, 2월과 11월의 경우의수온 연직차는 거의 나타나지 않았다. 연직확산계수를 산정하는 식(4.14)는수심과 유동특성의 함수로 정의되었음에도 불구하고 계산된 연직확산계수에는 수심의 영향이 거의 나타나지 않았는데, 이는 약한 밀도류에 의해서는 저면마찰력 또는 유속의 연직변화율이 매우 작아 수심의 영향이 나타나지 않은 것으로 판단된다.

바람만을 고려한 경우(Exp. 9), 2월(20일), 5월(9일), 8월(28일) 및 11월(15일)에 대한 수심평균되고 일평균된 연직확산계수는 정점 4에서는 11, 10, 10, 14 cm²/s, 정점 15에서는 20, 11, 16, 14 cm²/s, 정점 32에서는 15, 13, 22, 25 cm²/s로 나타났다. 계산된 연직확산계수 값은 바람에 의한 확산 효과를 반영한 것으로 추정되나 여전히 수심의 효과는 나타나지 않았다. Exp. 8과 같이 3개 정점 모두 겨울철로 갈수록 연직확산계수는 증가하였다. 특히 8월 28일에 대한 연직확산계수의 연직구조는 불규칙한 분포를 보였다 (Fig. 4.21a). 이러한 연직확산계수의 연직분포는 Mellor-Yamada 난류모형의 안정함수에 대한 stability와는 무관한 것으로(뒤의 난류모형의 영향을 참고하기바란다), 계산 결과는 식(4.14)와 식(4.15)에 사용된 부력 효과를 반영한 결과로 판단된다.

정점 15에 대한 여름철 연직확산계수의 연직구조는 불규칙한 분포를 보였는데, 불규칙한 연직확산계수의 연직구조가 어느 경우에 형성되는지 살펴보기 위하여 중간 수심에 대한 연직확산계수의 시계열도를 살펴보았다(Fig. 4.22) Fig. 4.22의 十는 일평균된 풍속이 3m/s 보다 큰 경우를 나타낸다. 풍속이 3m/s 이상인 경우, 등밀도에 대한 바람에 의한 마찰수심(d= k u*/f, 여기서 u*는 표면 마찰속도)은 약 12m로 중간 수심에도 바람에 의한 영향이나타난다. Fig. 4.22에서 보는 바와 같이 큰 연직확산계수는 바람에 의해 발생함을 알 수 있다(크기는 Fig. 4.21에서 살펴본 바와 같이 조류에 의한 연직확산에 비해 약 1/5이다). 한편 8월말과 9월초에는 약한 바람에도 불구하고 상당히 큰 연직확산계수가 산정되었는데, 이는 구름이 많거나 기온이 (갑

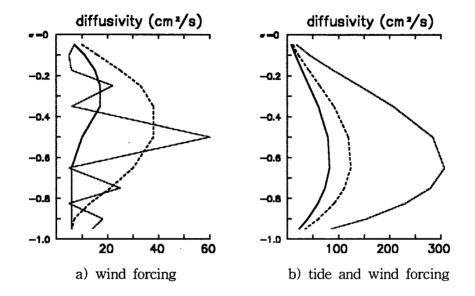


Fig. 4.21 Profiles of daily-averaged vertical eddy viscosity due to a) wind forcing and b) tide and wind forcing for St. 4 (normal line), St. 15 (heavy line) and St. 32 (dashed line) at 28, August.

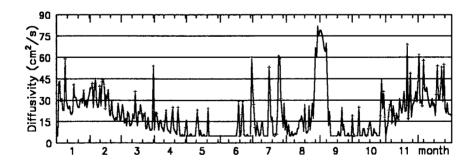


Fig. 4.22 Time series of daily-averaged vertical eddy viscosity at mid-depth due to wind forcing (Exp. 9). Plus symbol denotes $|W| \ge 3m/s$.

자기) 낮아짐에 따라 태양복사량보다 해양에서 대기로 방출되는 열량이 많아짐에 따라 불안정한 밀도구조를 형성하기 때문인 것으로 판단된다.

M₂ 조석만 고려한 경우(Exp. 10)는 계절에 관계없이 거의 일정한 연직확산계수를 보였다. 수심평균되고 일평균된 연직확산계수는 정점 4에서는 45 cm²/s, 정점 15에서는 170 cm²/s, 정점 32에서는 70 cm²/s로 나타났으며 계절에 따른 변동은 2% 이내로 매우 작았다. 연직확산계수의 연직분포는 수면하 65% 지점에서 최대값을 같는 포물형이었으며, 각각의 최대값은 80, 300, 120 cm²/s이었다. 특히 수심평균된 연직확산계수 값과 수심의 비가 비교적 일정하게 나타나 (정점 15에서의 최강 창조류는 정점 4와 정점 32의최강 창조류에 비해 약 1.5배 정도임을 감안하면) 계산된 연직(점성)확산계수는 수심의 영향을 반영한 것으로 볼 수 있다. 또한 조류에 의한 저면마찰력의 영향이 전체 수심에 미친 것을 유추할 수 있다(특성길이 산정식(4.15)는 마찰수심의 영향을 고려하도록 설정되었다). 조류에 의한 연직점성계수의 크기는 뒤의 난류모형의 영향을 참고하기 바란다. 계절에 따른 연직확산계수의 변화가 매우 적어 밀도차에 의해 난류확산이 제한되는 효과가 거의 나타나지 않은 것으로 판단되며, 따라서 대상해역의 조류 특성은 계절에 따라 거의 변하지 않을 것으로 추정된다.

M₂ 조석과 바람을 동시에 고려한 경우(Exp. 3)의 연직확산계수는 조석에 의한 연직확산계수와 바람에 의한 연직확산계수를 더한 값이 아니라 조석만에 의한 연직확산계수와 거의 같았다(Fig. 4.21b). 강한 조류에 더해진 약한취송류의 영향은 거의 나타나지 않아, 전술한 바와 같이 강한 조류 지역에대해 약한취송류를 산정할 경우 조류의 영향을 무시하고 단순히취송류에의한 난류확산 및 2차의 저면마찰식을 사용하는 것은 매우 불합리한 결과를산정함을 알 수 있다. 특히 외력을 분리할 경우, 조류에 의한 연직확산계수및 저면마찰력은 조석 주기에 대해 평균하여도 조석 잔차류와는 달리 0에가깝지 않음에 주의하여야 한다.

4. 난류모형의 영향

수온의 개방경계조건에 따른 영향과 기상 조건의 변화에 따른 해수면 열교환량의 영향을 식(4.14)에 의한 난류모형을 이용하여 살펴보았다. 등밀도의 경우는 일정 수심의 취송류 실험치와 수심 변화를 고려한 일정 유량의실험치를 이용하여 난류모형의 타당성이 입증된 바 있으나(이와 최, 1995), 밀도차를 고려한 본 경우 사용된 난류모형의 타당성은 검증되지 않았다. 여기서는 외력(조석과 바람)과 개방경계조건을 동일하게 설정하고(α=0.05) 다른 난류모형을 사용한 결과를 검토하였다.

(1) Mellor-Yamada 난류모형을 사용한 경우

Mellor-Yamada 난류모형(이후로는 MY 난류모형으로 표기)은 난류의 운동에너지와 난류 특성길이(또는 난류거시거리)에 대한 각각의 미분방정식을 해석하여 연직점성계수 또는 연직확산계수를 산정하는 모형이다(Mellor and Yamada, 1982; Blumberg and Mellor, 1987). 최근 MY 난류모형은 Galperin 등(1988)에 의해 수정되었고, Deleersnijder과 and Luyten (1994)는 안정함수에 대한 민감도 분석을 통하여 Galperin 등(1988)에 의해 수정된 안정함수를 사용할 경우 보다 물리적 관점에 부합하는 연직확산계수를 얻을 수 있음을 보였다.

한편 Blumberg 등(1992)은 개수로 흐름의 유속구조를 재현하기 위해 비대청의 벽면 근사 함수 (wall proximity function)을 도입하였고 Lynch 등 (1996)은 Blumberg 등(1992)이 제안한 벽면 근사 함수를 도입하여 실제의해양 문제에 적용하였다. Lee and Jung(1997)은 취송류, 일정 유량의 흐름 및 일정 유량의 흐름에 반대 방향의 바람이 분 3가지 경우에 대해 관측치와서로 다른 벽면 근사 함수를 사용한 MY 난류모형의 반응을 살펴보았다. 본연구에서는 Lee and Jung(1997)에서 살펴본 바와 같이 등밀도인 경우 관측치와 가장 부합하는 결과를 보인 대칭형의 벽면 근사 함수를 사용한 점을

제외하면 Lynch 등(1996)에 기술된 MY 난류모형 version을 사용하였다.

계산 수온과 CTD 자료의 수온을 비교하면 Fig. 4.23과 같다. 난류모형의 차이에도 불구하고 시·공간적인 수온의 분포와 월평균된 수온의 공간 분포는 Exp. 3의 결과와 거의 같게 나타났다. 수온의 공간 분포는 Exp. 3의 결과와 거의 같게 나타났다. 수온의 공간 분포는 Exp. 3의 결과와 거의 같게 나타났음에도 계산된 연직점성계수는 Exp. 3의 값과는 많은 차이를 보였다. 참고로 MY 난류모형에 의한 연직확산계수와 연직점성계수의 비는 약 1.25배(등밀도인 경우의 SH/SM)로 연직확산계수가 크게 산정된다. MY 난류모형에 의한 연직점성계수의 (연직확산계수는 여기에 약 1.25를 곱하면 된다) 계절에 따른 차이는 크지 않았으며, 일평균되고 수심평균된 연직확산계수는 75 cm²/s(정점 4), 475 cm²/s(정점 15), 150 cm²/s(정점 32)로나타나 본 연구에서 사용한 난류모형(식 4.14)에 의한 연직확산계수보다 큰 값을 보였다. 연직점성계수의 값은 식(4.14)와 많은 차이를 보였지만 MY 난류모형에 의한 연직점성계수의 합은 식(4.14)와 많은 차이를 보였지만 MY 난류모형에 의한 연직점성계수의 연직구조도 해수면하 65%에서 최대값을 갖는 포물형으로 나타났다.

(2) 상수인 연직(점성)확산계수를 사용한 경우

연직점성계수와 연직확산계수의 복잡한 물리성 때문에 이를 대상해역의 유동특성으로부터 경험적으로 결정하여 단순화하는 경험적 0-방정식 난류모형과 범용성 확장을 목표로 1970년 후반부터 난류방정식에 근거한 2-방정식 난류모형에 이르기까지 많은 난류모형이 개발되어 실제의 해양 문제에 적용되기도 하나 여전히 많은 논란의 대상이 되고 있다. 여기서는 연직점성계수로 250cm²/s. 연직확산계수로 5cm²/s를 사용한 결과를 검토한다.

특히 연직점성계수로 $250 \text{cm}^2/\text{s}$ 를 설정한 것은 조류의 영향이 지배적임을 고려하기 위한 것이다. Davies and Furnes (1980)는 천해역에 대해 조류에 의한 연직확산계수는 K_M = 0.0025 H |U| (여기서 |U|는 수십평균된 조류의 크기이다)로 계산할 수 있다고 하였는데 본 연구에서는 대상해역의 수십을

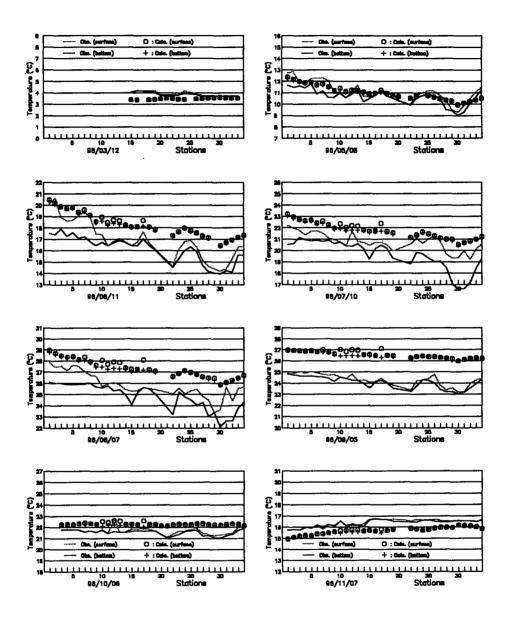


Fig. 4.23 Comparison of CTD data (solid lines) and calculated temperature over 8 months using Mellor-Yamada turbulence closure submodel (Exp. 11).

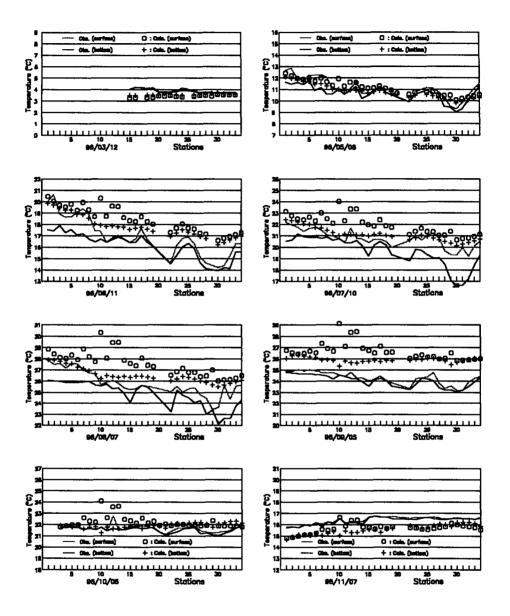


Fig. 4.24 Comparison of CTD data (solid lines) and calculated temperature over 8 months using constant diffusivity of $5 \text{cm}^2/\text{s}$ (Exp. 11).

20m, 조류의 크기를 0.5m/s로 가정하면 Davies and Furnes 식에 의한 연직점성계수는 250cm²/s가 된다. 연직확산계수는 임의로 5cm²/s를 사용하였는데, 추후 적절한 연직확산계수를 산정하는 연구가 요구된다 (참고로 해수에대한 molecular viscosity는 molecular diffusivity에 비해 약 10배 크다).

계산 수온과 CTD 자료의 수온을 비교하면 Fig. 4.24와 같다. 3월의 결과는 CTD 자료와 부합하는 연직적으로 균일한 수온을 보였다. 5월의 경우는 Exp. 3의 결과 보다는 연직수온차가 크게 나타났으며 관측치와도 부합하는 결과를 보이고 있다. 그러나 여름철의 계산 결과에는 수온의 연직차가 두드러지게 나타났다. 9월의 결과에도 상당한 수온의 연직차가 지속되고 있으며 (관측수온의 연직차는 매우 작다) 10월과 11월의 계산 결과에도 수온의 연직차가 남아 있다.

전절에서 살펴본 바와 같이 밀도차만을 고려하여 연직확산계수가 10 cm²/s 정도의 크기를 보인 경우 0.5℃ 내외의 수온 연직차가 나타난데 비하여 5cm²/s의 연직확산계수를 사용한 본 경우의 수온 연직차는 지점에 따라많은 차이를 보였다. 계산된 수온의 연직차가 관측된 수온의 연직차를 설명하기에는 무리가 따르나 추후 적절한 난류모형의 선택에 대한 가능성을 보였다고 할 수 있다.

5. 토의 및 요약

강한 조류 환경 하에서의 수온 연변화를 재현하기 위하여 밀도 변화를 고려하는 3차원 수치모형을 이용하였다. 보령의 기상자료를 입력으로 대기와 해양의 열교환을 정의한 후, 온도의 개방 경계조건을 달리하여 (개방경계의 법선방향 온도경사를 무시한 경우, 개방경계의 수온을 특정 수온으로 지정한 경우 및 개방경계 수온으로 특정수온과 내부수온을 가중평균한 경우) M_2 조석, 바람과 함께 밀도차를 고려하는 3차원 수치모형을 이용하여 대상해역의 수온 변화를 1년간 수치실험하였다.

수치실험한 경우는 모두 12 경우로 각각의 실험은 대상해역의 수온 변화에 대한 개방경계수온의 영향, 해수면을 통한 열교환량의 영향(바람, 기온,태양 복사량), 수온의 이류 및 확산에 대한 외력(조석, 바람, 밀도차)의 영향및 온도 확산에 대한 연직확산계수의 영향을 파악하도록 구성하였다. 수치모형 결과는 8회에 걸쳐 관측한 34 정점에서의 수온 연직구조 및 공간분포(CTD 자료)와 함께 2개 정점의 1개월에 걸친 연속 수온 시계열 자료와 비교되었다.

개방경계에서의 수온에 따라 수온의 특정 시각에 대한 공간 분포는 많은 차이를 보였다. 본 연구에서 제안된 가중평균한 수온을 사용한 경우 CTD 자료의 수온 공간 분포를 합리적으로 재현하였으나 관측 수온에 나타난 수온의 연직차는 재현하지 못하였다. 한편 겨울철에 관측한 간월도와 원산도 2개 정점의 연속 수온과 수치모형 결과는 개방경계의 수온에 관계없이 RMS 오차가 1°C 이내로 매우 정확하게 재현되었다.

대기와 해양의 열교환에 대한 입력 자료에 대한 민감도 분석을 통하여 사용된 수치모형은 입력 자료에 대해 적절히 반응함을 보였고 이와 함께 외력에 대한 천수만 및 주변 해역의 수온 연변화와 함께 수온의 연직 구조에 중요한 연직확산계수를 어떻게 정의할 것인가 하는 문제를 살펴보았다. 추후 개방경계 수온의 연직구조를 고려하고, 강한 조류 환경 하에서 수온의 연직차를 재현할 수 있는 난류모형의 개발이 요구된다. 이를 위해 장기간에 걸친 수온의 연직 구조와 함께 유속 구조를 관측할 수 있는 현장 실험(예로, ADP를 이용한 현장 실험)이 요구된다.

제 5 장 3차원 부영양화모델의 물리적 수송작용을 위한 Langrangian 연계 Interface

제 1 절 서론

1. 서론

본 연구의 1차년도에서 식물플랑크톤, 탄소 순환계, 인 순환계, 질소 순환계, 규소 순환계 및 용존산소 순환계를 포함하여 유기물질의 순환과정을 정량화하는 부영양화 수질모델을 구성하였다(환경부, 1997). 이 부영양화모델은 23개의 수질상태변수들로 구성되어 있다: 수온, 염분도, 3 그룹의 식물플랑크톤(예를 들면 규조류, 남조류, 녹조류), 비변형 입자성 유기탄소, 변형입자성 유기탄소, 용존 유기탄소, 비변형입자성 유기인, 변형입자성 유기인, 총 인산염, 비변형입자성유기질소, 변형입자성유기질소, 암모니아질소, 질산염질소, 입자성생물 규소, 총 규산염, 화학적산소요구량, 용존산소, 현탁물질, 총 반응성금속. 본 부영양화모델은 각각의 수질상대변수에 대하여 다음의질량보존방정식을 풀어서 수질상대변수의시·공간적인 분포를 계산한다.

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \frac{\partial (uc)}{\partial x} + \frac{\partial (vc)}{\partial y} + \frac{\partial (wc)}{\partial z}
= \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial c}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial c}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial c}{\partial z} \right) + S_c$$
(5.1)

수송작용이라 한다. 식 5.1의 마지막 항은 생지화학적 작용을 의미하고, 이는 내부적인 kinetic 반응들과 외부부하를 포함한다. 본 부영양화모델에 대한 자세한 설명(23개의 수질상태변수들에 대한 식 5.1의 수치적 해법과 변수들 간의 생지화학적 작용을 표현하는 실험식들)은 1차년도 보고서에 설명되어 있다(환경부, 1997).

본 부영양화모델에서 식 5.1의 물리적 수송작용을 계산하기 위하여 수리역학모델로부터 해수유동에 관한 정보를 - 즉, 해수면 위치, 속도장, 확산계수 등을 - 공급받아야 한다. 이런 과정을 부영양화모델과 수리역학모델의연계 interface라 지칭한다. 본 연구의 2차년도에서는 부영양화모델을 수리역학모델에 연계하는 interface를 구성하고, 이의 유효성을 검토한 뒤, 부영양화모델과 수리역학모델로 구성되는 일반 수질수치모델을 구성하는 것이목적이다. 또, 구성된 일반 수질수치모델을 특정 표본해역에 시험 적용하여, 구성된 알고리즘과 연계 interface를 수정·보완하는 것이 목적이다.

Dortch et al.(1992)은 Lagrangian 잔차속의 1차 추정법에 의한 1차 조간 (潮間) 연계 interface를 개발하였고, Cerco and Cole(1994)은 이 연계 interface를 사용하여 미국 체사피크만에 대한 조간 수질수치모델링을 실시하였다. 본 연구 보고서의 2장에서는 Dortch et al.(1992)이 개발한 1차 조간 연계 interface와 조내(潮內) 연계 interface를 정리 및 재구성하였고, 이 연계 interface를 이용하여 부영양화모델과 수리역학모델로 구성된 일반 수질수치모델을 구성하였다. 3장에서는 구성된 연계 interface 및 일반 수질수치모델의 유효성을 검토하기 위하여 조간 및 조내 연계 interface를 이상적이고 간단한 가상지역에 적용하여, 다양한 상황하에서, 수리역학모델이 계산한 물질 분포와 부영양화모델이 계산한 모델을 비교·검토하였다. 4장에는 본 연구의 전반적인 요약과 앞으로 수행하여야 할 과제들이 수록되어 있다.

본 연구의 1차년도 보고서(환경부, 1997)의 2장에 부영양화모델에서 사용된 지배 질량보존방정식(식 5.1)의 해법이 설명되어 있다. 본 연구의 2차년도에서 연계 interface를 구성할 때, 조내 수리역학모델과 조간 부영양화모델의 효율적인 연계를 위하여, 본 연구의 1차년도 보고서와는 다른 해법을 사

용하여 식 5.1을 풀었다. 본 연구에서는 수직방향으로 σ-좌표계를 사용하는 모델용으로 연계 interface를 개발하였고, σ-좌표계를 사용하는 모델용의 식 5.1의 해법이 5.2절에 설명되어 있다. 본 보고서에 설명된 연계 interface에서 몇 개 변수들의 정의만 수정하면, 수직방향으로 직교(z-)좌표계를 사용하는 모델용의 연계 interface로 변환시킬 수 있다.

2. 물리적 수송 식의 해법

지배 질량보존방정식(식 5.1)은 물리적 수송작용(이류와 확산에 의한 수송)과 생지화학적 작용으로 구성되어 있다. 본 부영양화 모델은 식 5.1의물리적 수송작용과 생지화학적 작용을 분리한 뒤 수치적으로 푼다. 조간부영양화모델의 기본방정식은 한(또는 여러) 조석주기 동안 평균한 조석 평균 질량보존방정식이고, 물리적 수송작용만을 포함하는 조석 평균 질량보존방정식은 다음과 같다(앞으로 이런 식물을 물리적 수송 식이라 지칭한다).

$$\frac{\partial \overline{c}}{\partial t} + \frac{\partial (u_L \overline{c})}{\partial x} + \frac{\partial (v_L \overline{c})}{\partial y} + \frac{\partial (w_L \overline{c})}{\partial z}
= \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial \overline{c}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial \overline{c}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial \overline{c}}{\partial z} \right)$$
(5.2)

여기서, overbar는 한(또는 여러) 조석주기에 대한 평균을 의미하고, 각각 x, y, z 방향의 난류확산계수인 K_x , K_y , K_z 는 조석 평균 확산계수를 의미한다. 그리고, 아래첨자 L은 Lagrangian 잔차속을 의미하고, 식 5.2를 Lagrangian 잔차수송식이라 부른다(식 5.5 참고).

물리적 수송 식(식 5.2)은 염보존방정식과 수학적으로 같은 모양을 갖고, 따라서 이를 푸는 유한차분법도 같다. 본 연구에서는 수직방향으로 σ-좌표 계를 사용하는 모델용으로 연계 interface를 개발하였다.

$$\sigma = \frac{z - \eta}{H + \eta} = \frac{z - \eta}{D} \tag{5.3}$$

여기서, η = 해수면 위치; H = 평균 해수면하 수심; D = 총수심. 식 5.3을 사용하여 식 5.2를 σ-좌표계로 변환하면 다음과 같다.

$$\frac{\partial cD}{\partial t} + \frac{\partial (u cD)}{\partial x} + \frac{\partial (v cD)}{\partial y} + \frac{\partial (wc)}{\partial \sigma}$$

$$= \frac{\partial}{\partial x} \left(DK_x \frac{\partial c}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(DK_y \frac{\partial c}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_z}{D} \frac{\partial c}{\partial \sigma} \right)$$
(5.4)

식 5.4를 포함하여 앞으로의 식은 표현상의 편의를 위하여, 혼동을 초래할 여지가 없을 때에는, 조석 평균을 나타내는 overbar와 Lagrangian 잔차속을 나타내는 아래첨자 L을 생략한다.

본 모델에서 식 5.4를 풀 때, 질량보존에 유의하기 위하여 모든 항에 격자의 표면적(△x_{i,j}·△y_{i,j})을 곱한 뒤 유한차분하였다. 식 5.4의 시간에 대한 미분항은 (i,j,k) 격자 중앙에서 2 time- level 유한차분법을 이용하여 t_{n-1}(현재 time step)부터 t_{n+1}(새 time step)까지 2·△t 동안 풀고, 이 때 이를 2개의 단계로 나누어서 푼다: 이류항과 수평방향의 확산항을 양해법(explicit)으로 푼 뒤, 수직방향의 난류확산항을 수치적인 안정(numerical stability)을 위하여 음해법(implicit)으로 푼다. 식 5.4를 풀 때 2 time-level 유한차분법을 이용하면서 2·△t(= t_{n+1} - t_{n-1}) 동안 푸는 것은 본 연구의 1차년도 보고서(환경부, 1997)의 2-2절에 설명된 kinetic 식 해법에서 기호상의 편의를 위해서다.

먼저 이류항과 수평방향의 확산항을 양해법으로 풀어 중간 계산값 c^* 를 구한다.

$$\Delta x_{i,j} \Delta y_{i,j} \frac{c_{i,j,k}^{*} D_{i,j}^{n+1} - c_{i,j,k} D_{i,j}^{n-1}}{2 \Delta t} = - (XFLUX_{i+1,j,k} - XFLUX_{i,j,k})
- (YFLUX_{i,j+1,k} - YFLUX_{i,j,k}) - (ZFLUX_{i,j,k} - ZFLUX_{i,j,k+1})
(5.5)$$

$$XFLUX_{i,j,k} = \Delta yx_{i,j} Dx_{i,j} [MAX(u_{i,j,k}, 0) \cdot c_{i-1,j,k} + MIN(u_{i,j,k}, 0) \cdot c_{i,j,k}
- \frac{(K_x)_{i-1,j,k} + (K_x)_{i,j,k}}{2} \frac{c_{i,j,k} - c_{i-1,j,k}}{\Delta xx_{i,j}}]$$
(5.6)

 $YFLUX_{i,j,k} = \Delta xy_{i,j}Dy_{i,j}[MAX(v_{i,j,k}, 0) \cdot c_{i,j-1,k} + MIN(v_{i,j,k}, 0) \cdot c_{i,j,k}]$

$$-\frac{(K_{y})_{i,j-1,k}+(K_{y})_{i,j,k}}{2}\frac{c_{i,j,k}-c_{i,j-1,k}}{2}]$$

(5.7)

$$ZFLUX_{i,j,k} = \lambda_1 \cdot \Delta x_{i,j} \Delta y_{i,j} \frac{w_{i,j,k}}{\Delta \sigma_k} \frac{c_{i,j,k-1} + c_{i,j,k}}{2}$$
(5.8)

$$\Delta x x_{i,j} = \frac{\Delta x_{i-1,j} + \Delta x_{i,j}}{2} \qquad \Delta x y_{i,j} = \frac{\Delta x_{i,j-1} + \Delta x_{i,j}}{2}$$
(5.9)

$$\Delta y x_{i,j} = \frac{\Delta y_{i-1,j} + \Delta y_{i,j}}{2}$$
 $\Delta y y_{i,j} = \frac{\Delta y_{i,j-1} + \Delta y_{i,j}}{2}$ (5.10)

$$Dx_{i,j} = \frac{D_{i-1,j} + D_{i,j}}{2} \qquad Dy_{i,j} = \frac{D_{i,j-1} + D_{i,j}}{2}$$
 (5.11)

여기서, 아래첨자 i, j, k = 각각 x(S-H), $y(\frac{4}{3}-H)$, $z(\dot{\gamma}-\Delta)$ 방향의 index; 위첨자 (n+1) = 새 time step(t = t_{n+1}); $\Delta\sigma_k$ = σ -좌표계에서 k 층의 격자 두께로 총 수심에 대한 분율. 본 모델에서 사용된 spatially staggered grid 와 변수들이 정의된 위치가 Fig. 5.1에 제시되어 있다. 식 5.5부터 식 5.11 까지에서 현재 time step을 나타내는 위첨자 (n-1)는 생략되었다. 식 5.6과 식 5.7에서 수평방향 이류항은 upwind scheme을 사용하여 풀었다. 식 5.8에서 $ZFLUX_{i,j,1}$ = 0이므로 표층(k = 1)에서는 λ_1 = 0이고, 그 이외의 층에서는 λ_1 = 1이다.

식 5.5에서 구한 중간 계산값 c^* 에 음해법을 이용하여 수직 확산항을 적용하면,

$$\frac{D_{i,j}^{n+1}c_{i,j,k}^{n+1} - D_{i,j}^{n+1}c_{i,j,k}^{*}}{2\Delta t} = \frac{1}{D_{i,j}^{n+1}} \frac{1}{\Delta \sigma_{k}} \left(\lambda_{1} \cdot (K_{z})_{i,j,k}^{n+1} \frac{c_{i,j,k-1}^{n+1} - c_{i,j,k}^{n+1}}{\Delta \sigma \sigma_{k}} \right) - (K_{z})_{i,j,k+1}^{n+1} \frac{c_{i,j,k}^{n+1} - c_{i,j,k+1}^{n+1}}{\Delta \sigma \sigma_{k+1}} \right)$$
(5.12)

$$\Delta\sigma\sigma_{\mathbf{k}} = \frac{\Delta\sigma_{\mathbf{k}-1} + \Delta\sigma_{\mathbf{k}}}{2} \tag{5.13}$$

수직방향으로 KC개의 층이 있을 때, 식 5.12은 KC×KC tri-diagonal 행렬로 표현될 수 있다.

$$[A][C^{n+1}] = [F] (5.14)$$

$$\begin{pmatrix}
D_{1} & E_{1} & 0 & . & . & . & 0 \\
B_{2} & D_{2} & E_{2} & 0 & . & . & 0 \\
0 & . & . & . & . & . & 0 \\
0 & . & B_{k} & D_{k} & E_{k} & . & 0 \\
0 & . & . & . & . & . & 0 \\
0 & . & . & . & B_{KC-1} & D_{KC-1} & E_{KC-1} \\
0 & . & . & . & B_{KC} & D_{KC}
\end{pmatrix}
\begin{pmatrix}
c_{1} \\ c_{2} \\ . \\ c_{k} \\ . \\ c_{KC-1} \\ c_{KC}
\end{pmatrix}^{n+1} = \begin{pmatrix}
F_{1} \\ F_{2} \\ . \\ F_{k} \\ . \\ F_{KC-1} \\ F_{KC}
\end{pmatrix}$$
(5.15)

$$B_{k} = \lambda_{1} \cdot \frac{(K_{z})_{i,j,k}^{n+1}}{\Delta \sigma \sigma_{k}} \qquad E_{k} = \lambda_{2} \cdot \frac{(K_{z})_{i,j,k+1}^{n+1}}{\Delta \sigma \sigma_{k+1}}$$

$$(5.16)$$

$$D_{k} = -(D_{i,j}^{n+1})^{2} \frac{\Delta \sigma_{k}}{2 \Delta t} - B_{k} - E_{k} \qquad F_{k} = -(D_{i,j}^{n+1})^{2} \frac{\Delta \sigma_{k}}{2 \Delta t} c_{k}^{*}$$
(5.17)

여기서, 바닥층(k = KC) 에서는 λ_2 = 0이고, 그 이외의 층에서는 λ_2 = 1이다. 식1-8의 행렬식은 SGTSL.FOR라는 LINPACK subroutine을 이용하여 풀었다.

식 5.5와 식 5.14을 $c_{i,j,k}^{n+1}$ 에 대하여 풀 때, 초기조건과 경계조건이 필요하다. 초기조건은 수질 상태변수들의 현장 관측자료로부터 추정하여야 한다. 해수표면과 바닥에서의 경계조건으로는 물질 flux가 없다는 다음의 식을 사용하였다.

$$\left(K_{z} \frac{\partial c}{\partial z}\right)_{1} = \left(K_{z} \frac{\partial c}{\partial z}\right)_{KC+1} = 0 \tag{5.18}$$

개방경계에서 개방경계조건은 upwind 이류 식을 사용하여 표현하였다. 예를 들어, 동쪽 개방경계(i = IC)에서는 다음과 같이 표현할 수 있다.

$$c_{IC}^{n+1} = c_{IC}^{n-1} + \frac{2\Delta t}{\Delta x x_{IC}} \left[\frac{u_{IC}^{n-1} + |u_{IC}^{n-1}|}{2} (c_{IC}^{n-1} - c_{IC-1}^{n-1}) + \frac{|u_{IC}^{n-1}| - u_{IC}^{n-1}}{2} (c_{BC}^{n-1} - c_{IC}^{n-1}) \right]$$
(5.19)

여기서, cBc는 개방경계격자(i=IC) 바깥의 밖의 농도값이고, 이는 관측자료로부터 추정하여야 한다. 식 5.19에서 경계값 cBc는 해수가 모델영역(modeling domain) 안으로 흘러 들어올 때에만 사용된다는 것을 알 수 있다.

수직방향 확산항을 음해법으로 풀었기 때문에 식 5.12은 안정도 조건에 의하여 제한을 받지 않는다. 그러나 식 5.6과 식 5.7에서 수평방향 이류항을 upwind 차분법으로 풀었기 때문에 식 5.20의 CFL 조건과 그리고 수평방향 확산항을 centered 차분법으로 풀었기 때문에 식 5.21의 diffusion 조건이식 5.5의 안정도 조건이 된다.

$$C_{r} = \frac{u(2 \cdot \Delta t)}{\Delta x} \le 1 \qquad \text{or} \qquad (2 \cdot \Delta t) \le \frac{\Delta x}{u} \qquad (5.20)$$

$$d = \frac{K_x(2 \cdot \Delta t)}{\Delta x^2} \le \frac{1}{2} \qquad \text{or} \qquad (2 \cdot \Delta t) \le \frac{\Delta x^2}{2K_x} \qquad (5.21)$$

부영양화모델에서 앞에서 설명된 방법으로 물리적 수송 식(식 5.4)을 수 치적으로 풀기 위해서는 수리역학모델로부터 식 5.5부터 식 5.17까지에 있는 변수값들을 전달받아야 하고, 이 과정을 연계 interface라 한다. 또한 조간부영양화모델의 장점들('1)조간(intertidal)수송과 Eulerian 잔차수송식'참고)을 살리기 위해서는 조내 수리역학모델로부터 조석 평균한 조간 정보들을 전달받는 것이 바람직하다. 조내 수리역학모델로부터 조간 또는 조내시간적 척도(time scale)로 물리적 수송작용에 관한 정보를 부영양화모델에 전달하는 연계 interface의 개념 및 구성이 제 2 절에 설명되어 있다.

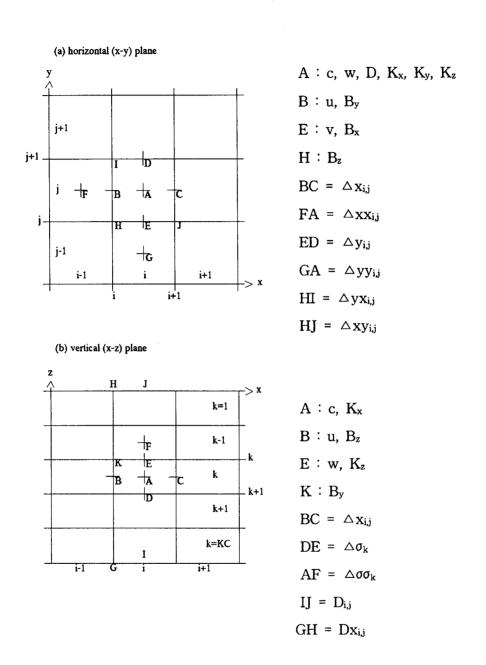


Fig. 5.1 Staggered grid system and the locations of variables in the x-y horizontal plane (a) and in the x-z vertical plane.

제 2 절 연계 interface 및 일반 수질수치모델 구성

- 1. 연계 interface의 개념
 - 1) 조간(intertidal) 수송과 Eulerian 잔차수송식 (residual transport equation)

하구를 포함하는 연안에서 해수는 조석, 해류, 바람, 민물유입 등 다양한 시간적 척도(time scales)를 갖는 기작력들에 의하여 움직인다. 따라서 이런 해수의 움직임을 정확하게 모의하기 위해서는 수리역학모델이 몇 분 정도의 시간적 척도를 갖는 조내모델이어야 한다. 그 반면에, 많은 생지화학적 현상들은 몇 일 또는 몇 달의 조간 시간적 척도를 갖고, 생지화학적 현상들에 대한 현장 자료들의 대부분도 조간 시간적 척도로 수집되었다. 따라서 조간 시간적 척도로 수집된 관측자료에 근거한 실험식들로 생지화학적 작용들을 표현하는 대부분의 수질수치모델들은 수질 상태의 조간 변화를 모의하는데 적합하다. 부영양화모델에서 가장 빠른 생지화학적 작용은 식물플랑크톤의 성장이고, 그 성장 계수는 보통 2 day⁻¹이다. 따라서 생지화학적 작용은 몇 시간 정도의 시간적 척도를 갖는다.

수질상태에 관한 한 우리는 짧은 시간(몇 분 또는 몇 시간 규모) 동안의 변화보다는 긴 시간(몇 일, 몇 달 또는 몇 년 규모) 동안의 변화에 더 관심이 있다. 조석이 지배적인 연안해역에서 긴 시간 동안의 물질의 이동과 전반적인 생태학적인 균형은 왕복성 조류가 아닌 잔차류(residual circulations)에 의하여 결정된다(Nihoul and Ronday, 1975). 따라서 장주기 동안의 해수유동에 따른 수질상태변수들의 이동, 즉 잔차류에 의한 물질의 이동을 수리역학모델이 정확하게 모의하는 것과 이를 부영양화모델에 정확하게 전달하는 연계 interface가수질수치모델의 신뢰성에 절대적으로 중요하다(Nihoul and Ronday, 1975; Najarian et al., 1984; Dortch et al., 1992; Park and Kuo, 1994).

부영양화모델을 수리역학모델에 연계시키는 방법은 근본적으로 직접적인 연계와 간접적인 연계 등 2가지가 있다. 직접적인 연계는 두 모델을 같은 공간적인 격자와 시간 단위를 사용하여 함께 실행하는 방법이다. 0, 1 또는 2차원 등 낮은 공간적인 해상도를 갖는 모델에서는 상대적으로 적은 계산량으로 인하여 직접적인 연계가 가능하다. 그러나 본 연구에서 구성하고자하는 일반 수질수치모델과 같이 공간적으로 3차원의 해상도를 갖고 또 23개의 수질상태변수를 포함할 경우 직접적인 연계는 계산량이 너무 많다. 간접적인 연계는 수리역학모델과 부영양화모델을 따로 실행시키는 방법이다. 수리역학모델 실행시 해수면 위치, 속도장, 확산계수 등의 수리역학 정보를 보관한 뒤, 부영양화모델 실행시 이를 입력자료로 사용하여 물리적 수송작용을 계산하는 방법이다. 본 연구에서 구성하려는 수질수치모델에서는 첫째 계산량을 줄이고 둘째 물리적 수송작용(몇 분)과 생지화학적 작용(몇 시간)의 서로 다른 시간적 척도를 고려하여, 조내모델인 수리역학모델로부터시 · 공간적으로 평균한 수리역학 정보를 조간모델인 부영양화모델에 제공하는 간접적 연계가 바람직하다.

순간적인(instantaneous) 변수들을 조석 평균 (\overline{a}) 과 조석 성분(A)으로 구성되어 있다고 볼 수 있다(Officer, 1976):

$$\mathbf{a} = \mathbf{a} + \mathbf{A} \tag{5.22}$$

여기서, overbar는 한(또는 여러) 조석주기에 대한 평균을, 대문자는 조석 평균과 실제의 차(즉, 조석 성분 = 한 주석주기 내에서의 변화량)를 의미한 다. 조간 부영양화모델의 기본 질량보존방정식은 식 5.1에 식 5.22을 대입 한 뒤 한 조석주기에 대하여 평균하여 구할 수 있다.

$$\frac{\partial \overline{c}}{\partial t} + \frac{\partial (\overline{u} c)}{\partial x} + \frac{\partial (\overline{v} c)}{\partial y} + \frac{\partial (\overline{w} c)}{\partial z} = -\frac{\partial (\overline{U} C)}{\partial x} - \frac{\partial (\overline{V} C)}{\partial y} \\
- \frac{\partial (\overline{W} C)}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial \overline{c}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial \overline{c}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial \overline{c}}{\partial z} \right) \tag{5.23}$$

식 5.23에서 내부적인 공급과 소모 및 외부적인 공급과 소모를 나타내는 Sc

항은 생략되었다. 식 5.23의 2번째부터 4번째 항의 조석 평균속도는 Eulerian 잔차속(residual velocity)이라 부르고, 이는 고정된 점에서 한(또는 여러) 조석주기에 대하여 평균한 값이다(Officer, 1976). 식 5.23의 5번째부터 7번째 항들은 조석분산(tidal dispersion)항이라 부르고, 이들은 물리적으로는 phase 영향에 의해 발생하고 수학적으로는 비선형 항인 이류항들을 한조석주기에 대하여 적분하여서 나온 항들이다(Fischer et al., 1979). 식 5.23에서 조석분산항을 확산항에 포함시켜, 조석분산과 난류확산을 평균농도의 확산으로 표현하는 Fickian 형태의 수식을 사용할 수 있다. 이를 x 방향에 대하여 표현하면,

$$K_{T,x} \frac{\partial \overline{c}}{\partial x} = -\overline{UC} + K_x \frac{\partial \overline{c}}{\partial x}$$
 (5.24)

여기서, $K_{T,x} = x$ 방향의 난류확산과 조석분산을 포함하는 조석분산계수 (Fischer et al., 1979). 따라서 조석 평균 질량보존방정식은 다음과 같이 표현될 수 있다.

$$\frac{\partial \overline{c}}{\partial t} + \frac{\partial (u_E \overline{c})}{\partial x} + \frac{\partial (v_E \overline{c})}{\partial y} + \frac{\partial (w_E \overline{c})}{\partial z}
= \frac{\partial}{\partial x} \left(K_{T,x} \frac{\partial \overline{c}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{T,y} \frac{\partial \overline{c}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{T,z} \frac{\partial \overline{c}}{\partial z} \right)$$
(5.25)

여기서, 아래첨자 E는 Eulerian 잔차속을 의미하고, 식 5.25를 Eulerian 잔차수송식이라 부른다. 식 5.25의 문제점은 이류현상인 조석분산을(조석분산항들은 식 5.1의 이류항을 조석주기에 대하여 평균함으로써 발생하였다) 확산현상으로 표현하였다는데 있다. 식 5.25와 같은 Eulerian 잔차수송식을 적용할 때에는 현장자료에 대하여 모델결과를 보정함으로써 조석분산계수를 구하여야 한다. 그러나 조석분산계수가 조석주기내에서 시·공간적으로 크게 변할 수 있는 변화량을 포함하므로(식 5.24의 U, C) 조석분산계수는 난류확산계수보다 적어도 한 차원(order)이 더 크고 또 그 변화폭도 크다. 게다가 조석분산계수는 대상 물질에 따라 달라질 수 있으므로(식 5.24의 C), 조석분산계수의 정확한 추정이 쉽지 않다(Dyer, 1973; Feng et al., 1986a and 1986b).

2) Lagrangian 잔차속 및 Lagrangian 잔차수송식

조간수송을 표현하는데 있어서, 조석분산계수를 사용하여야만 하는 Eulerian 잔차속 대신에 Lagrangian 잔차속을 이용하는 방법들이 많이 연구되어 왔다(Longuet-Higgins, 1969; Zimmerman, 1979; Awaji, 1982; Cheng and Casulli, 1982; Feng et al., 1986a and 1986b; Orbi and Salomon, 1988). Lagrangian 잔차속은 한 주석주기 동안의 특정 물 입자의 평균유속(net 이동거리를 경과 시간으로 나눈 것)인 Lagrangian 평균유속과 관련이 있고, Lagrangian 잔차속이 연속개념을 만족한다면, 이를 Eulerian 잔차속처럼 조간(즉, 조석 평균) 질량보존방정식에 사용할 수 있다(Feng, 1987).

Lagrangian 잔차속을 사용하면, 정확한 추정이 힘든 조석분산계수를 지배방 정식에서 제거할 수 있다.

Andrews and McIntyre(1978)는 Eulerian-Lagrangian transformation 이론을 사용하여 유한진폭변화에 의하여 발생하는 Lagrangian-mean 흐름에 대한 일반적인 Lagrangian-mean operator를 유도하였다. 그들은 Lagrangian 잔차속과 Eulerian 잔차속의 차이를 Stokes 보정으로 설명하였다. Feng et al.(1986a and 1986b)과 Feng(1987)은 각각 수심 적분 2차원 조간 질량보존 방정식과 3차원 조간 질량보존방정식을 small parameter perturbation 방법 (van Dyke, 1964)과 조석 평균을 이용하여 유도하였다. small parameter의 2차-order까지 고려하여 구한 정상상태의 3차원 질량보존방정식에서 Eulerian 잔차속 대신 Lagrangian 잔차속을 사용하여도 식의 형태가 변하지 않는다는 것을 보여주었다(Feng, 1987). Lagrangian 잔차속의 1차 추정값 (first-order estimate)은 Eulerian 잔차속과 Stokes drift 속도의 합으로 표현된다는 것도 보여주었다. 그러나 Feng et al.(1986a and 1986b)과 Feng(1987)의 결과는 약하게 비선형인 연안해역에만 적용될 수 있다. Hamrick(1987)도 small parameter perturbation 방법을 사용하여 수직방향으로 stretched 되고

(즉, σ-좌표계) 수평방향으로 curvilinear한 경계를 갖는 좌표계에 대하여 3 차원 조간 질량보존방정식을 유도하였다. Hamrick(1987)은 또한 순간 난류 확산계수를 한 또는 여러 조석주기에 대하여 평균을 함으로써 3차원 조간 확산계수를 구할 수 있다는 것도 보여주었다. 위의 연구 결과들에 의한 3 차원 Lagrangian 잔차수송식은 다음과 같다.

$$\frac{\partial \overline{c}}{\partial t} + \frac{\partial (u_L \overline{c})}{\partial x} + \frac{\partial (v_L \overline{c})}{\partial y} + \frac{\partial (w_L \overline{c})}{\partial z}$$

$$= \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial \overline{c}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial \overline{c}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial \overline{c}}{\partial z} \right)$$
(5.2) = (5.26)

여기서, 아래첨자 L은 Lagrangian 잔차속을 의미하고, 식 5.26를 Lagrangian 잔차수송식이라 부른다. 식 5.26에서는 Eulerian 잔차속 대신에 Lagrangian 잔차속이 사용되어 식 5.25와는 달리 조석분산항이 필요하지 않다.

Zimmerman(1979)은 Eulerian-Lagrangian transformation 이론을 사용하여 Lagrangian 잔차속의 1차 추정값(u_{L,1})은 Eulerian 잔차속과 Stokes drift 속도(u_S)의 합으로 표현된다는 것을 보여주었고, Feng et al.(1986a)도 small parameter perturbation 방법을 사용하여 같은 결과를 보여주었다. Lagrangian 잔차속의 2차 추정값(second-order estimate = u_{L,2})은 Eulerian 잔차속과 Stokes drift 속도 그리고 Lagrangian drift 속도(u_{LD})의 합으로 표시된다(Feng et al., 1986a)

$$u_{L,2} = u_{L,1} + x \cdot u_{LD} = u_E + u_S + x \cdot u_{LD}$$
 (5.27)

여기서, \varkappa = 어떤 해역의 비선형성의 척도인 small parameter(Feng et al., 1986a). Stokes drift는 조류의 공간에 대한 비일정성(non-uniformity)에 의하여 발생되고, Lagrangian drift 속도는 조류와 $u_{L,1}$ 사이의 비선형성에 의하여 발생된다. 따라서 2차 추정 Lagrangian 잔차속은 조석의 phase와 입자 방류 시간(release time)의 함수이다. 비선형성이 약한(즉, \varkappa 가 적은) 해역에서는 Lagrangian drift 속도가 무시될 수 있고, 따라서 $u_{L,1}$ 로 충분하다. 그러나 비선형성이 강한 영국해협(Orbi and Salomon, 1988)이나 South San Francisco 만(Cheng, 1983)에서는 $u_{L,1}$ 를 포함하는 $u_{L,2}$ 를 사용하거나 한 조석

주기보다 짧은 시간대에 대하여 잔차속을 계산하여야 한다(Hamrick, 1994).

본 연구에서는 Lagrangian 잔차수송을 이용하여 부영양화모델을 수리역 학모델에 연계시키는 2가지 interface 방법을 구성·시도하였다: 첫 번째 방 법은 Eulerian 잔차속과 Stokes drift 속도의 합으로 계산되는 uli이고, 두 번째 방법은 한 조석주기보다 짧은 시간대(대략 1 시간)에 대한 잔차속 계 산 방법이다. 첫 번째 방법은 비선형이 약한 해역에 많이 적용되어 왔고 또 그 유효성이 입증된 바 있다(Feng. 1987). 미국육군공병단에서 ur.1에 바 탕을 둔 연계 interface를 개발하였고, 이를 체사피크만의 3차원 수질연구를 위하여 성공리에 적용하였다(Dortch et al., 1992; Cerco and Cole, 1994). 따라서 uri을 사용하는 방법은 비선형성이 약한 우리나라 동해안의 연안해 역에 적용하기에 유력한 방법으로 생각된다. 그러나 비선형성이 강한 시스 템에서 Lagrangian 잔차속의 1차 추정값의 유효성은 아직까지 논의의 여지 가 많다(Hamrick, 1994). 한반도 서해안은 큰 조차로 인하여 비선형성이 세 계적으로 강한 연안해역이다. 따라서 우리나라 서해안에서와 같이 강한 비 선형성 때문에 Lagrangian 잔차속의 1차 추정값이 유효하지 않는 연안해역 을 위하여 한 조석주기보다 짧은 시간대(대략 1 시간)에 대한 잔차속 계산 방법도 본 연구에 포함하였다.

3) Stokes Drift

식 5.26의 Lagrangian 잔차속을 계산하기 위하여 Stokes drift를 계산하여야 한다. 1차-order의 Taylor series expansion을 이용하여 Longuet-Higgins(1969) 가 Stokes drift를 계산하는 수식을 유도하였다. 이 결과와 Feng et al.(1986a and 1986b) 및 Hamrick(1987)의 결과를 이용하면 Stokes drift를 다음과 같이 표현할 수 있다.

$$\underline{\mathbf{u}}_{S} = \int \underline{\mathbf{U}} d\mathbf{t} \cdot \nabla \underline{\mathbf{U}}$$
 (5.28)

여기서, 밑줄은 vector를 의미하고, overbar는 한(또는 여러) 조석주기에 대

한 평균을 의미하고, 대문자 속도(U)는 조류 성분(즉, periodic tidal current component)을 의미한다.

식 5.28은 수치모델에 사용되었을 때 연속 개념(즉, 부피 및 질량의 보존)을 반드시 지키지는 않는다. Hamrick(1987)이 연속 개념을 반드시 준수하는 Stokes drift에 대한 수식을 유도하였다.

$$\underline{\mathbf{u}}_{\mathrm{S}} = (\mathbf{u}_{\mathrm{S}}, \ \mathbf{v}_{\mathrm{S}}, \ \mathbf{w}_{\mathrm{S}}) = \mathrm{curl}\,\underline{B} = \nabla \times \underline{B} = \nabla \times (\mathbf{B}_{\mathrm{x}}, \ \mathbf{B}_{\mathrm{y}}, \ \mathbf{B}_{\mathrm{z}})$$
 (5.29) σ -좌표계에서 식2-8은 다음과 같이 표현된다.

$$u_{S} = \frac{\partial B_{z}}{\partial y} - \frac{1}{D} \frac{\partial B_{y}}{\partial \sigma} \qquad v_{S} = \frac{1}{D} \frac{\partial B_{x}}{\partial \sigma} - \frac{\partial B_{z}}{\partial x} \qquad w_{S} = \frac{\partial B_{y}}{\partial x} - \frac{\partial B_{x}}{\partial y}$$
(5.30)

식2-8과 식2-8-2의 vector potential B는 다음과 같이 정의된다.

$$B_x = \overline{V \int W dt}$$
 $B_y = \overline{W \int U dt}$ $B_z = \overline{U \int V dt}$ (5.31)

외적(curl)의 divergence는 0이므로 ▽·us = 0이고, 따라서 식 5.29의 Stokes drift 속도는 항상 연속 개념을 준수한다. 수리역학모델에서 연속방정식에 근거하여 계산되는 Eulerian 잔차속은 ▽·uɛ = 0. 따라서 연속의 개념을 준수하는 us와 uɛ로부터 계산한 uc,1도 연속의 개념을 준수한다.

2. Lagrangian 잔차속의 1차 추정값을 사용하는 연계 interface 구성

1) 개요

수리역학모델과 부영양화모델을 연계시키는 interface는 수리역학모델에서 계산된 수리역학 정보를 - 즉, 해수면 위치, 속도장, 확산계수 등을 - 처리하여 부영양화모델에 입력 자료로 제공한다. 따라서 연계 interface는 수리역학모델의 subroutines로 개발되어, 수리역학모델이 수행되는 동안 수리역학 정보를 처리하여 보관하고, 이를 부영양화모델 수행시에 입력 자료로 사용하여 물리적 수송작용을 계산한다. 일반적으로 수리역학모델과 부영양

화모델을 연계시키기 위해서는 서로간의 격자 구조를 연계시키는 map file 과 지형에 관한 정보(격자 길이, 부피, 단면적 등)가 필요하다.

연계 interface가 처리하여 부영양화모델에 제공하는 수리역학 정보는 시간에 따라 변하므로, 이의 연계는 조내 또는 조간 2가지 방식으로 이루어질수 있다. 조내 연계 방식은 몇 분에 해당하는 시간 간격으로 계산되는 수리역학 정보를 처리하여 약 1시간 간격으로 부영양화모델에 제공한다. 조내 연계 방식은 약 1시간 정도 동안의 간단한 산술적인 평균을 이용하는 방식이다. 조간 연계 방식은 몇 분에 해당하는 시간 간격으로 계산되는 수리역학 정보를 처리하여 한 조석주기 또는 몇 조석주기의 간격으로 부영양화모델에 제공한다. 따라서 조간 연계 방식은 조내 연계 방식에 비하여 계산량이 적고 보관하여야 하는 정보의 양도 약 1/10에 불과하다는 장점이 있으나, 비선형성이 강한 연안해역에서 조간 연계 방식의 유효성에는 아직 의문점이 있다(Hamrick, 1994). 조간 연계 방식은 Eulerian 잔차속과 Stokes drift 속도를 계산하여야 한다. 부영양화모델에서 물리적 수송작용을 계산할 때, 조내 연계 방식에서는 Eulerian 잔차속만을 이용하고 조간 연계 방식에서는 Lagrangian 잔차속의 1차 추정값(Eulerian 잔차속 + Stokes drift 속도)을 이용한다.

2) 부영양화모델에 전달되는 정보의 계산

수리역학모델의 subroutines인 연계 interface는 1) 수리역학모델 격자 체계와 부영양화모델 격자 체계를 연계시키고 시간을 동기화시킬 때 필요한 정보, 2) 부영양화모델에 필요한 지형에 관한 정보중 시간에 대하여 일정한 정보, 3) 부영양화모델의 물리적 수송작용 계산에 필요한 시간에 따라 변하는 수리역학 정보를 처리하여 부영양화모델에 전달한다.

해수의 유동이 물질의 순환에 비해서 좁은 공간에서 더 큰 변화를 보여 줄 수 있으므로, 수리역학모델에서 부영양화모델보다 더 조밀한 격자망을 사용할 수도 있다(예: Hall, 1989). 이런 grid overlaying을 사용할 때에는

수리역학모델에서의 격자번호와 부영양화모델에서의 격자번호를 mapping하는 정보가 필요하다. 가장 간단한 방법은 grid overlaying을 사용하지 않고, 두 모델의 격자번호를 일치시키는 것이다. 두 모델의 시간을 동기화시키기 위하여 Eulerian 잔차속 계산을 수행하는 시점과 종점의 시간 및 Eulerian 잔차속 계산시 평균을 구하는 시간 구간도 필요하다. 조내 방식의 연계에서는 평균 구간이 약 1 시간 정도가 될 것이고, 조간 방식에서는 평균 구간이 1 조석주기가 된다. 이렇게 두 모델의 격자 체계와 시간을 동기화시킬때 필요한 변수들로는 아래의 변수들이 있다.

- 각각 x, y, z 방향의 격자수와 격자 index
- Eulerian 잔차속 계산시 평균을 구하는 시간 구간 (△Tavg)
- Eulerian 잔차속 계산을 수행하는 시점과 종점의 시간

연계 interface subroutines는 시간에 대하여 일정한 지형에 관한 아래의 정보를 부영양화모델에 제공한다.

- 각 격자의 수평방향의 길이 : △x_{i,j}, △y_{i,j}

연계 interface는 또 물리적 수송작용 계산에 필요한 시간에 따라 변하는 아래의 수리역학 정보를 부영양화모델에 전달한다.

- 각 격자의 부피 : V_{i,j,k}
- 수직방향의 각 층 두께 : △σ_k
- x, y, z 방향의 각 격자 경계를 통한 이류에 의한 부피 수송량
- x, v, z 방향의 각 격자 경계를 통한 Stokes drift에 의한 부피 수송량
- x, y, z 방향의 각 격자 경계를 통한 수평 및 수직방향 난류확산에 의한 부피 수송량

본 연구의 1차년도 보고서(환경부, 1997)의 2장에서 설명된 부영양화모델에서 사용된 지배 질량보존방정식(식 5.1)의 해법에 의하면, 모델 계산이kinetic 식의 풀이와 함께 시작된다. 따라서 모델 계산 시작시 각 격자의부피($V_{i,j,k}$) 및 수직방향의 각 층 두께($V_{i,j,k}$ · $\Delta\sigma_{k}/(\Delta x_{i,j}\cdot \Delta y_{i,j})$)를 알아야 한다. 본 연계 interface에서는 Eulerian 잔차속 계산을 수행하는 시작하는 시점에서의 $V_{i,j,k}$ 및 $V_{i,j,k}$ · $\Delta\sigma_{k}/(\Delta x_{i,j}\cdot \Delta y_{i,j})$ 를 계산하여 출력하고, 이를 부영양화모델에서 초기값으로 사용한다. 그리고 식 5.5를 풀기 위하여 평균 구간의 시점과 종점에서의 $V_{i,j,k}$ 및 $V_{i,j,k}$ · $\Delta\sigma_{k}/(\Delta x_{i,j}\cdot \Delta y_{i,j})$ 를 부영양화모델에 전달된다.

시간에 따라 변하는 위의 수리역학 정보들 중에서 이류 및 확산에 의한 부피 수송에 관한 정보들은 질량보존에 유의하기 위하여 속도나 확산계수가 아닌 부피 수송량으로 계산하였다. 즉, 식 5.5부터 식5.11까지의 이류 및 수 평방향 난류확산에 의한 수송작용을 위해서는 속도나 확산계수가 아닌 아래 의 부피 수송량을 계산하여 부영양화모델에 전달하였다.

$$\Delta y x_{i,j} D x_{i,j} u_{i,j,k} \qquad \Delta y x_{i,j} D x_{i,j} \frac{(K_x)_{i-1,j,k} + (K_x)_{i,j,k}}{2 \Delta x x_{i,j}}$$
(5.32)

$$\Delta x y_{i,j} D y_{i,j} v_{i,j,k} \qquad \Delta x y_{i,j} D y_{i,j} \frac{(K_y)_{i,j-1,k} + (K_y)_{i,j,k}}{2 \Delta y y_{i,j}}$$
(5.33)

$$\lambda_1 \cdot \Delta \mathbf{x}_{i,j} \Delta \mathbf{y}_{i,j} \frac{\mathbf{w}_{i,j,k}}{\Delta \sigma_k} \tag{5.34}$$

식 5.14부터 식 5.15까지의 수직방향 난류확산에 의한 수송작용을 위해서는 확산계수가 아닌 아래의 부피 수송량을 계산하였다.

$$\lambda_{1} \cdot \frac{(K_{z})_{i,j,k}^{n+1}}{2\sigma\sigma_{k}} \qquad (D_{i,j}^{n+1})^{2} \frac{2\sigma_{k}}{22t}$$

$$(5.35)$$

식 5.32부터 식 5.35까지의 이류 및 확산에 의한 부피 수송량은 $(t,\ t+ \triangle T_{avg})$ 평균 구간에 대하여 평균을 내어 $t+ \triangle T_{avg}$ 시간에서 평균값을 구하여 출력하였다.

식 5.30과 식 5.31를 이용하여 Stokes drift 속도를 계산하려면, 속도장의 조석 평균 (\overline{u}) 과 한 주석주기 내에서의 변화량 $(U = u - \overline{u})$ 을 알아야 한다.

본 연계 interface에서는 Stokes drift 계산시 기억하여야 하는 변수값들을 최소화하기 위하여 아래의 방법을 사용하였다. 식 5.22을 이용하면 식 5.31의 vector potential을 다음과 같이 표현할 수 있다.

$$B_{x} = \overline{v \int w dt} - \overline{v} \overline{\int w dt} = \overline{v L_{z}} - \overline{v} \overline{L_{z}} \qquad L_{z} = \int w dt \qquad (5.36)$$

$$B_{y} = \overline{w \int u dt} - \overline{w} \overline{\int u dt} = \overline{w L_{x}} - \overline{w} \overline{L_{x}} \qquad L_{x} = \int u dt \qquad (5.37)$$

$$B_z = \overline{u \int v dt} - \overline{u} \overline{\int v dt} = \overline{u L_y} - \overline{u L_y} \qquad L_y = \int v dt \qquad (5.38)$$

여기서, L_x , L_y , L_z 에서의 적분 구간은 수리역학모델의 계산시간 간격(time step)이다. L_x , L_y , L_z 는 각각 x, y, z 방향으로 계산시간 간격 동안 이동한 거리를 ΔT_{avg} 시간 동안 누적한 이동 거리이고, 본 연계 interface에서는 trapezoidal 방법을 사용하여 누적 이동 거리를 계산한다. $t+\Delta T_{avg}$ 시간에서 식 5.36 부터 5.38을 이용하여 vector potential 성분(B_x , B_y , B_z)을 구할때, staggered grid를 사용하는 수리역학모델에서 B_x , B_y , B_z 를 Fig. 5.2의 위치에 정의하면 식 5.36 - 5.38의 B_x , B_y , B_z 는 다음과 같이 차분화할 수 있다.

$$(B_{x})_{i,j,k} = \frac{v_{i,j,k} + v_{i,j,k-1}}{2} \frac{(L_{z})_{i,j,k} + (L_{z})_{i,j-1,k}}{2} - \frac{v_{i,j,k} + v_{i,j,k-1}}{2} \frac{(L_{z})_{i,j,k} + (L_{z})_{i,j-1,k}}{2}$$
(5.39)

$$(B_{y})_{i,j,k} = \frac{\frac{w_{i,j,k} + w_{i-1,j,k}}{2} \frac{(L_{x})_{i,j,k} + (L_{x})_{i,j,k-1}}{2}}{\frac{w_{i,j,k} + w_{i-1,j,k}}{2} \frac{(L_{x})_{i,j,k} + (L_{x})_{i,j,k-1}}{2}}$$
(5.40)

$$(B_z)_{i,j,k} = \frac{\frac{u_{i,j,k} + u_{i,j-1,k}}{2} \frac{(L_y)_{i,j,k} + (L_y)_{i-1,j,k}}{2}}{\frac{u_{i,j,k} + u_{i,j-1,k}}{2} \frac{(L_y)_{i,j,k} + (L_y)_{i-1,j,k}}{2}}$$
(5.41)

질량의 보존을 위해서는 해수면과 바닥을 통하여 질량의 이동이 없으므로, ws가 0이어야 하고 따라서 B_x , B_y 가 0이어야 한다(식 5.36). 육지 경계에서와 담수 유입 경계에서는 B_x , B_y , B_z 모두가 0이어야 한다. 조석을 지정하는 개방경계에서는 식 5.39 - 5.41를 이용하여 경계에서 한 격자 안까지 B_x , B_y , B_z 를 계산할 수 있다. 따라서 부영양화모델이 수리역학모델보다 한 격자 안에서 시작하여야 하고, 두 모델의 격자번호를 mapping하는데 필요한 정보를 출력할 때 이를 유의하여야 한다.

Fig. 5.2에 정의된 B_x , B_y , B_z 의 위치에 의하면, B_x , B_y , B_z 에서 공간에 대한 미분항들은 2차-order centered 차분법으로 표시할 수 있고, 식 5.30의 Stokes drift 속도는 아래와 같이 표현할 수 있다.

$$(u_{S})_{i,j,k} = \frac{(B_{z})_{i,j+1,k} - (B_{z})_{i,j,k}}{\Delta y_{X_{i,j}}} - \frac{1}{Dx_{i,j,}} \frac{(B_{y})_{i,j,k} - (B_{y})_{i,j,k+1}}{\Delta \sigma_{k}}$$
(5.42)

$$(\mathbf{v}_{S})_{i,j,k} = \frac{1}{D\mathbf{y}_{i,j}} \frac{(\mathbf{B}_{x})_{i,j,k} - (\mathbf{B}_{x})_{i,j,k+1}}{\Delta \sigma_{k}} - \frac{(\mathbf{B}_{z})_{i+1,j,k} - (\mathbf{B}_{z})_{i,j,k}}{\Delta \mathbf{x} \mathbf{y}_{i,j}}$$
(5.43)

$$(\mathbf{w}_{S})_{i,j,k} = \frac{(\mathbf{B}_{y})_{i+1,j,k} - (\mathbf{B}_{y})_{i,j,k}}{\Delta \mathbf{x}_{i,j}} - \frac{(\mathbf{B}_{x})_{i,j+1,k} - (\mathbf{B}_{x})_{i,j,k}}{\Delta \mathbf{y}_{i,j}}$$
(5.44)

여기서, △yx_{i,j}와 △xy_{i,j}는 식 5.10와 식 5.9에 정의되어 있다. 식 5.32부터 식 5.34까지의 이류에 의한 부피 수송량과 마찬가지로 Stokes drift 속도의 경우에도 식 5.45를 사용하여 속도가 아닌 부피수송량을 계산하였다.

$$\Delta y x_{i,j} D x_{i,j} (u_S)_{i,j,k} \qquad \Delta x y_{i,j} D y_{i,j} (v_S)_{i,j,k} \qquad \lambda_1 \cdot \Delta x_{i,j} \Delta y_{i,j} (w_S \frac{)_{i,j,k}}{\Delta \sigma_k}$$

$$(5.45)$$

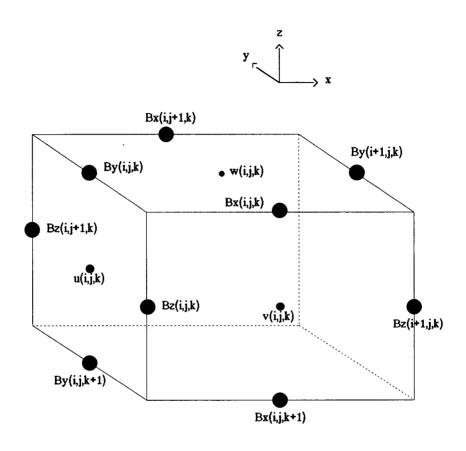


Fig. 5.2 Locations of velocity (u, v, w) and vector potential (Bx, By, Bz).

Stokes drift 속도에 의한 부피수송량을 $(t, t+\Delta T_{avg})$ 시간 구간에 대하여 평균을 내어 $t+\Delta T_{avg}$ 시간에 평균값을 출력하였다. 부영양화모델에서 조간 방식의 연계를 위해서는 Eulerian 잔차 부피수송량과 Stokes drift 부피수송량을 합하여 1차 추정 Lagrangian 잔차 부피수송량을 구하여 식 5.4에 적용한다. 부영양화모델에서 조내 방식의 연계를 위해서는 약 1시간 간격으로 평균을 낸 Eulerian 잔차 부피수송량만을 식 5.4에 적용한다.

3. 일반 수질수치모델 구성

앞에서 설명된 연계 interface를, 특정 수리역학모델을 염두에 두지 않고, 일반적인 module로 구성하였다. 직교 좌표계인 z-좌표계를 사용하는 수리역 학모델을 위해서는 수직방향의 몇 개 변수들에 대한 수정만을 하면 된다. 따라서 연계 interface를 특정 수리역학모델의 subroutines로 편입한 수리역 학모델을 구성하고, 이를 본 연구의 1차년도 보고서(환경부, 1997)에 설명된 부영양화모델과 연계시킨 일반 수질수치모델을 구성할 수 있다.

본 연구에서는 구성된 연계 interface를 Princeton Ocean Model(POM: Blumberg and Mellor, 1987)의 subroutines로 편입하고, 이와 환경부(1997)의 부영양화모델을 연계시키는 일반 수질수치모델을 구성하였다. 3차원 조내 수리역학모델인 POM은 여러 연안해역에 성공리에 적용된 바 있다(Oey et al., 1985; Galperin and Mellor, 1990). 본 연구에서 구성된 일반 수질수치모델의 구성은 다음과 같다.

- 1) POM을 특정 모델영역에 적용하여 조내 시간 척도로 해수유동을 모의한다.
- 2) 연계 interface는 모델영역 전반에 걸쳐 시간에 따라 변하는 물리적 수송 작용에 관한 정보를 사용자가 지정한 평균 간격으로 출력한다.
- 3) 부영양화모델은 이를 입력 자료로 이용하여 지배 질량보존방정식에서 물리적 수송작용에 관한 항들(즉, 물리적 수송 식)을 푼다. 부영양화모델은

환경부(1997)의 3장에 설명된 kinetic 식들을 풀고, 환경부(1997)의 3장에 설명된 해법을 이용하여 물리적 수송 식과 kinetic 식을 연계시켜 수질상대변수들의 시·공간적인 분포를 모의한다.

제 3 절 연계 interface의 적용

제 2 절에서 구성된 연계 interface 및 일반 수질수치모델에서 물리적 수송작용 계산의 유효성 및 적용성을 검토하기 위하여 일반 수질수치모델 (POM + 부영양화모델)을 이상적인 지형을 갖는 가상적인 연안해역에 적용하였다. 본 모델 적용의 목적은 수리역학모델인 POM이 계산한 보존성 물질의 분포와 연계 interface를 통하여 전달받은 물리적 수송작용의 정보를이용하여 부영양화모델이 계산한 분포가 얼마나 잘 일치하는가를 비교·검토하는 것이다.

1. 가상 해역 설정

본 연구에서 구성한 연계 interface의 이론적 유효성과 프로그램화의 정확성을 검토하기 위하여 수질수치모델을 남북 방향의 길이가 100 km, 동서방향의 길이가 10 km이고 평균해수면하 수심이 균일하게 10 m인 이상적인지형을 갖는 가상적인 만에 적용하였다. 가상 해역의 동쪽, 북쪽 및 서쪽은육지와 접하고 있고, 남쪽은 개방경계이다. 이 가상 해역을 수직 방향으로 4개의 층을 갖고, Δx = Δy = 2 km의 격자로 구성하였다(Fig. 5.3). 본 가상 해역에서의 기작력으로는 남쪽 개방경계를 통하여 M_2 분조가 전파되어들어오고, 북쪽 육지경계를 통하여 담수가 유입되는 상황을 고려하였다. Fig. 5.3의 R 지점에서 보존성 물질을 연속적으로 방류하여, 각각 POM과부영양화모델에서 질량보존방정식을 풀어, 그 결과들을 비교하였다.

본 모델영역에서 POM이 임의의 초기조건의 영향에서 완전히 벗어나는 데(즉, spin-up) 약 2일 정도의 시간이 소요된다. 따라서 물질의 방류와 연계 interface 출력은 POM 시작 후 2.875일부터 시작하였고, 부영양화모델의계산도 같은 시간에 시작하였다. POM에서는 internal mode 계산 간격(△ tH)으로 207초를 사용하였다. 부영양화모델에서도 수평방향 이류항과 난류확산항을 양해법으로 풀었기 때문에 식 5.20과 식 5.21의 안정도 조건을 만족시키는 계산 간격(△two)을 사용하여야 한다.

2. 비선형성이 약한 경우

먼저 본 가상 해역을 비선형성이 약한 시스템으로 설정하여 조내 및 조간 연계 interface의 정확도를 검토하였다. 이를 위하여 남쪽 개방경계에서 조차가 $0.6 \text{ m}0 \text{ M}_2$ 분조를 지정하였고, 북쪽 육지경계를 통하여 $10 \text{ m}^3 \text{ sec}^{-1}$ 의 담수 유입을 고려하였다. Fig. 5.3의 R 지점에서 100 kg sec^{-1} 의 물질을 연속적으로 방류하였다. POM에서 질량보존방정식은 $\Delta t_H = 207$ 초의 시간 간격을 이용하여 풀었다.

연계 interface에서 $\triangle T_{avg} = \triangle t_H = 207초를 사용할 때(즉, 평균을 내지 않고, 수리역학모델로부터의 정보가 부영양화모델의 계산 간격마다 전달될때), 두 모델이 계산한 물질의 분포는 거의 차이가 없었다(Fig. 5.4). 이는두 모델이 성공적으로 연계되었음을 의미한다. 특히 POM은 3 time level 유한차분법을 그리고 본 부영양화모델은 2 time level 유한차분법을 사용함에도 불구하고, Fig. 5.4에서 두 모델의 결과가 잘 일치하는 것은 차분법에 상관없이 두 모델을 연결하는 연계 interface의 프로그램화가 성공적이라는 것을 의미한다.$

1) 조내 연계 interface

연계 interface에서 $\Delta T_{avg} = 18 \cdot \Delta t_H = 3726초 = 1.035시간을 사용할 때,$

두 모델이 계산한 물질의 분포가 Fig. 5.5에 비교되어 있다. 이 조내 연계 interface에서는 부영양화모델이 Stokes drift는 사용하지 않고 1.035시간 동안의 평균 Eulerian 잔차 부피수송량을 사용하여 물리적 수송작용을 계산한다. 따라서 부영양화모델이 질량보존방정식을 풀 때, △twq = 1.035시간을 사용할 수 있다. 그러나 식 5.20이나 식 5.21의 안정도 조건을 만족시키기위하여 그리고 큰 △twq를 사용할수록 함께 커지는 절단오차(truncation error)를 고려하여 Fig. 5.5의 결과는 △twq = 0.5175시간을 사용하여 구한 것이다. 즉, 부영양화모델에서 2 time step 동안 같은 물리적 수송작용 정보를 2번 사용하여 질량보존방정식을 풀었다. 따라서 POM에 비교하여 부영양화모델에서의 물리적 수송작용 계산량이 1/9에 불과하다. 그리고 POM에서 매 18번의 internal mode 시간 간격에 대한 평균을 부영양화모델에 전달하기 때문에 Fig. 5.4의 경우에 비하여 POM이 출력하는 정보의 양이 1/18에 불과하다.

Fig. 5.5은 207초 간격으로 POM이 계산한 물질의 분포와 0.5175시간 간격으로 부영양화모델이 계산한 물질의 분포가 매우 유사함을 보여준다. 가장 큰 차이는 방류점인 R 지점(Fig. 5.3)에서 발생하고, 이는 POM과 부영양화모델이 사용하는 계산 시간 간격의 차이 때문이다. POM에서는 207초 동안 20,700 kg의 물질이 R 지점으로 유입되고 다음 계산이 진행되기 전에 20,700 kg중의 일부분이 이류 및 난류확산에 의하여 옆의 격자들로 이동되어 진다. 그러나 부영양화모델에서는 계산 간격인 0.5175시간 동안 9배에 해당하는 186,300 kg의 물질이 R 지점으로 유입되고 이들이 0.5175시간 동안 방류 격자에 머무르기 때문에 방류 격자에서 부영양화모델의 결과가 POM의 결과와 가장 큰 차이를 보일 수밖에 없다. 그러나 방류 격자 이외의 격자에서는 두 모델의 결과가 매우 잘 일치함을 알 수 있고, 방류 격자에서도 조석 평균 개념에서는 두 모델의 결과가 큰 차이를 보이지 않는다(본 연구에서 개발하는 연계 interface는 결국 조내의 변화를 잃을지라도 장주기 동안의 물질 이동을 모의하기 위하여 조석 평균 개념에서 물리적 수송 작용을 계산하는 방법이다).

2) 조간 연계 interface

연계 interface에서 △Tavg = 216·△tH = 12.42시간을 사용할 때, 두 모델이 계산한 물질의 분포가 Fig. 5.6에 비교되어 있다. 이 조간 연계 interface에서는 부영양화모델이 조석 평균 Eulerian 잔차 부피수송량과 조석 평균 Stokes drift 부피수송량을 합하여 구한 1차 추정 Lagrangian 잔차 부피수송량을 참하여 구한 1차 추정 Lagrangian 잔차 부피수송량을 사용하여 물리적 수송작용을 계산한다. 그러나 Fig. 5.5의 경우와 마찬가지로 안정도 조건(식 5.20과 식 5.21)과 절단오차를 고려하여 △twQ = 0.5175시간을 사용하였다 즉, 부영양화모델에서 24 time step 동안 같은 물리적 수송작용 정보를 24번 사용하여 질량보존방정식을 풀었다. 따라서 POM에 비교하여 부영양화모델에서의 물리적 수송작용 계산량은 1/9에 불과하다. 그리고 POM에서 매 216번의 internal mode 시간 간격에 대한 평균을 부영양화모델에 전달하기 때문에 POM이 출력하는 정보의 양이 Fig. 5.4의 경우에 비해서는 1/216에 불과하고 Fig. 5.5의 경우에 비해서는 1/12에 불과하다.

Fig. 5.6에서 POM의 결과는 매 207초마다 변하는 해수유동장에 의한 물질의 이동을 나타내고, 부영양화모델의 결과는 조석 평균 유동장에 의한 물질의 이동을 나타낸다. POM의 결과를 조석 주기에 대하여 평균을 구한 후이를 부영양화모델의 결과와 비교하여야 한다. Fig. 5.6의 예에서는 평균해수면하 수심이 10 m인 시스템에 조차가 0.6 m인 조석이 전파되어 들어오므로, 비선형성이 매우 약한 시스템이다. 따라서 조석 평균 Eulerian 잔차속과 조석 평균 Stokes drift 속도를 합하여 구한 1차 추정 Lagrangian 잔차속이 부영양화모델에서 물리적 수송작용을 잘 재현하고 있는 것을 알 수 있다. Fig. 5.6의 예에서는 1차 추정 Lagrangian 잔차속을 구성하는 Eulerian 잔차속과 Stokes drift 속도의 크기가 거의 비슷하다. 만약 우리가 Lagrangian 잔차수송식(식 5.26) 대신에 Eulerian 잔차수송식(식 5.25)을 사용한다면, Eulerian 잔차속과 order가 같은 Stokes drift 속도가 조석분산항

에 포함되고, 따라서 조석분산항을 얼마나 정확하게 모의하는지가 모델 결과의 정확도를 거의 결정 보게 될 것이다.

3. 비선형성이 강한 경우

본 가상 해역을 비선형성이 강한 시스템으로 설정하여 조내 및 조간 연계 interface를 시도하였다. 이를 위하여 남쪽 개방경계에서 조차가 3.0 m인 M_2 분조를 지정하였다. 당수 유입과 물질의 방류는 비선형성이 약한 경우와 마찬가지로, 북쪽 육지경계를 통하여 10 m³ sec⁻의 당수 유입을 그리고 Fig. 5.3의 R 지점에서 100 kg sec⁻의 연속적인 물질 방류를 고려하였다. 앞의 비선형성이 약한 경우와 비교해서 본 절에서 설정한 시스템은 조차가 평균해수면하 수심의 30%를 차지하는 조석이 매우 강한 지역이다. 따라서 POM에서 external mode와 internal mode를 풀 때, 시간 간격이 짧아져야 안정도를 유지할 수 있으므로, 질량보존방정식을 풀 때, △tH = 108 초를 사용하였다. 같은 이유로 부영양화모델에서 질량보존방정식을 풀 때에도 시간 간격이 짧아져야 한다(식 5.20과 식 5.21).

1) 조내 연계 interface

연계 interface에서 $\Delta T_{avg} = 18 \cdot \Delta t_H = 1944초 = 0.54시간을 사용할 때, 두 모델이 계산한 물질의 분포가 Fig. 5.7에 비교되어 있다. 이 조내 연계 interface에서는 앞에서의 경우처럼 부영양화모델이 Stokes drift는 사용하지 않고 0.54시간 동안의 평균 Eulerian 잔차 부피수송량을 사용하여 물리적 수송작용을 계산한다. 안정도 조건(식 5.20과 식 5.21)을 고려하여 <math>\Delta t_{WQ} = 0.27시간을 사용하였다. 즉, 부영양화모델에서 2 time step 동안 같은 물리적 수송작용 정보를 2번 사용하여 질량보존방정식을 풀었다. 따라서 POM에 비교하여 부영양화모델에서의 물리적 수송작용 계산량이 1/9로 줄었고, 또 수리역학모델과 부영양화모델을 같은 시간 간격으로 풀 때와 비교하여$

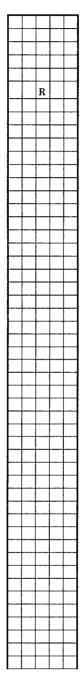
POM이 출력하는 정보의 양이 1/18로 줄었다.

Fig. 5.7의 결과는 Fig. 5.5의 경우처럼 108초 간격으로 POM이 계산한 물질의 분포와 0.27시간 간격으로 부영양화모델이 계산한 물질의 분포가 매우 유사함을 보여준다. 특히 두 모델 결과를 본 연구의 목표인 장주기 동안 물질의 이동을 모의하기 위한 연계 interface의 개발이라는 측면에서 비교하면 - 즉, 조석 평균 개념에서 비교하면 - 두 모델의 결과가 매우 잘 일치함을 알 수 있다.

2) 조간 연계 interface

본 절에서 설정한 시스템은 평균해수면하 수심이 10 m이고 조차가 30%를 차지하는 3.0 m이므로, 조석의 비대칭성에 의한 비선형성이 매우 강한 시스템이다. 비선형성이 강한 해역에서는 Lagrangian drift 속도를 무시할수 없으므로, 1차 추정 Lagrangian 잔차속으로 조석 평균 물질 이동을 설명하기가 어렵다(Hamrick, 1987). 본 예의 경우에도 부영양화모델에서 Eulerian 잔차속과 Stokes drift 속도만의 합으로 계산된 1차 추정 Lagrangian 잔차속을 이용하여 조석 평균 질량보존방정식을 풀려는 시도는 성공적이지 못하였다. 우리나라 서해안이나 영국해협(Orbi and Salomon, 1988) 또는 South San Francisco 만(Cheng, 1983)과 같이 비선형성이 강한해역에서는 1차 추정 Lagrangian 잔차속을 이용하는 조간 연계 interface 대신에 한 조석주기보다 짧은 시간대에 대하여 계산된 잔차속을 이용하는 조내 연계 interface를 사용하거나(Fig. 5.7) 또는 Eulerian 잔차속과 Stokes drift 속도에다가 Lagrangian drift 속도까지를 고려하는 2차 추정 Lagrangian 잔차속을 이용하여야 한다.

Lagrangian drift 속도는 조류와 1차 추정 Lagrangian 잔차속 사이의 비선 형성에 의하여 발생되므로, 2차 추정 Lagrangian 잔차속은 조석의 phase와 입자 방류 시간(release time)에 의하여 영향을 받는다. 따라서 Lagrangian



↑ north

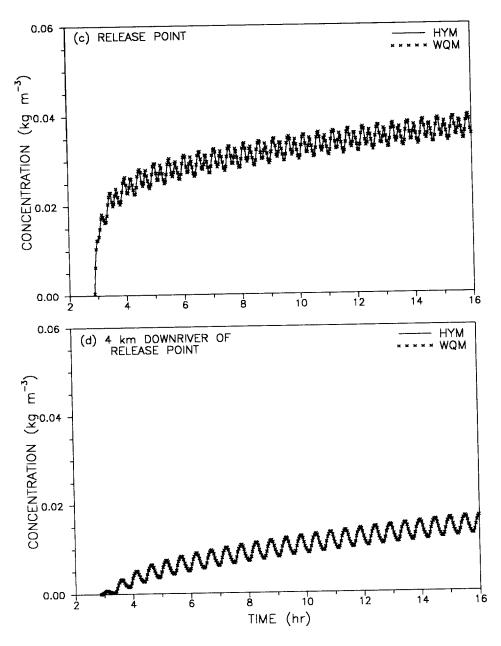


Fig. 5.4 Comparison between POM and eutrophication model using the same time interval.

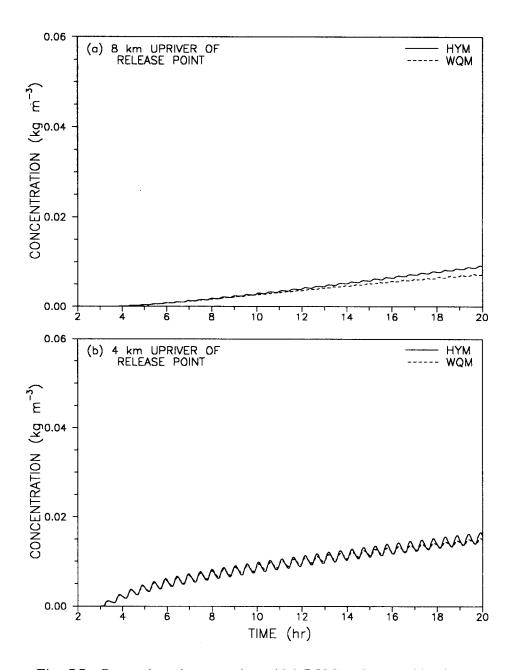


Fig. 5.5 Comparison between intratidal POM and eutrophication model using the averaged physical transport informations over 1.035 hours in weakly nonlinear system.

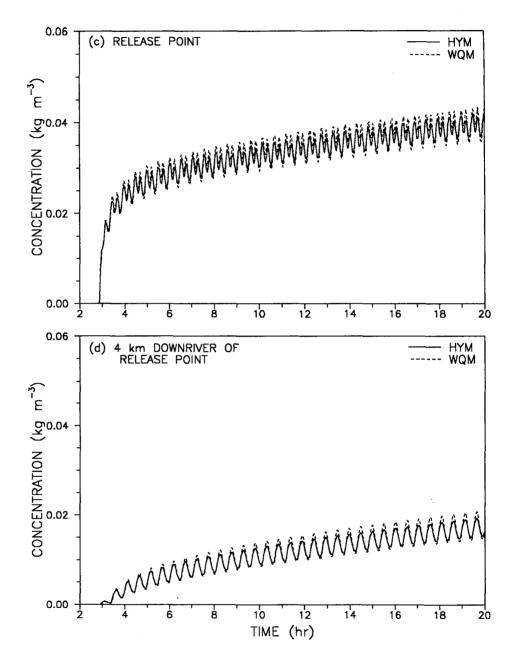


Fig. 5.5 (continued.)

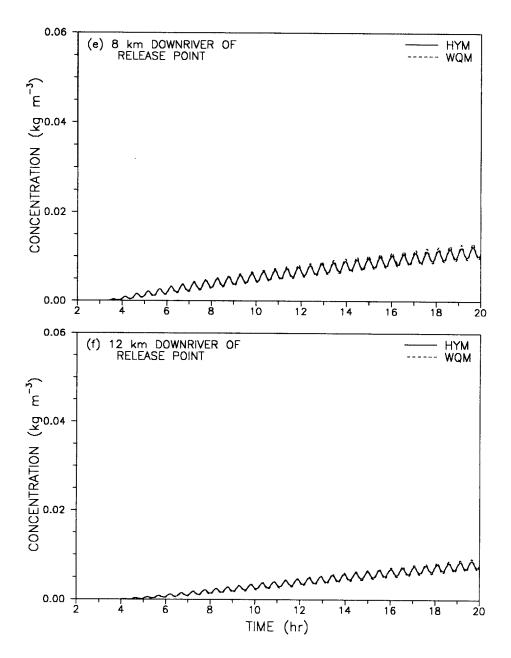


Fig. 5.5 (continued.)

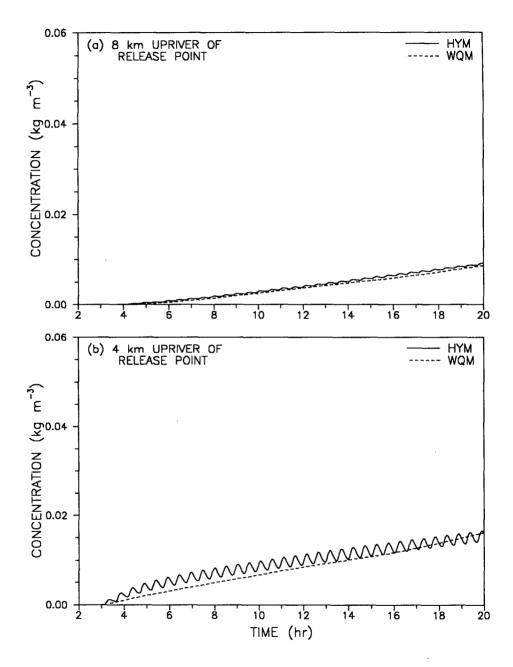


Fig. 5.6 Comparison between intratidal POM and eutrophication model using the first-order Lagrangian residual velocity in weakly nonlinear system.

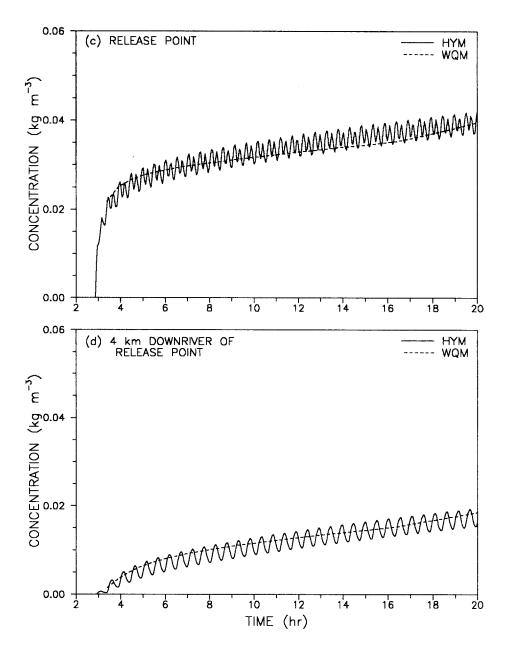


Fig. 5.6 (continued.)

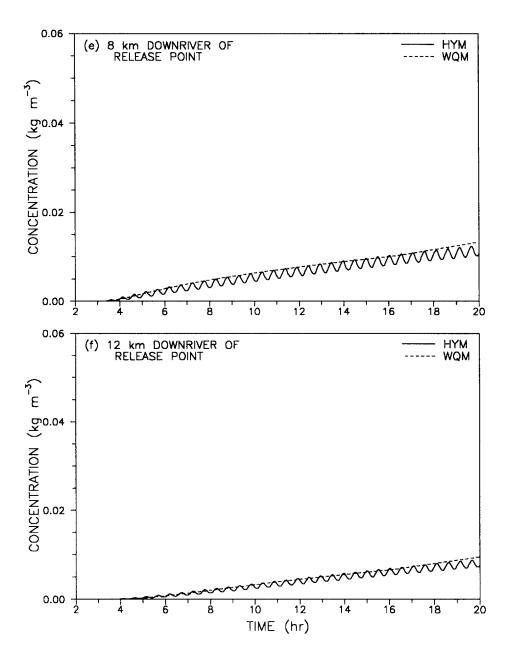


Fig. 5.6 (continued.)

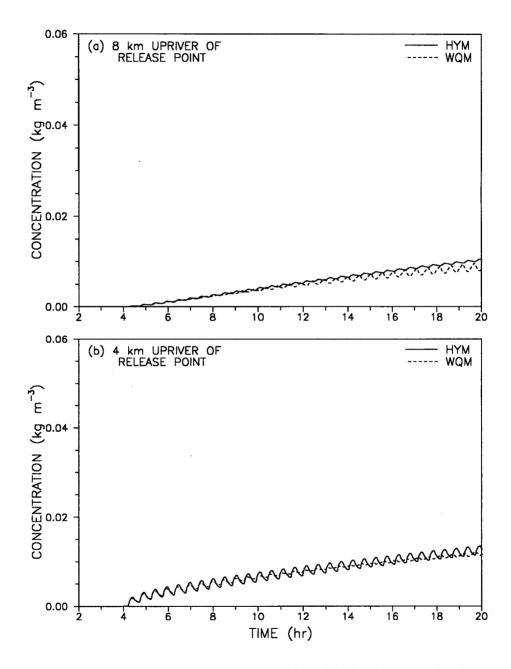


Fig. 5.7 Comparison between intratidal POM and eutrophication model using the averaged physical transport informations over 0.54 hours in strongly nonlinear system.

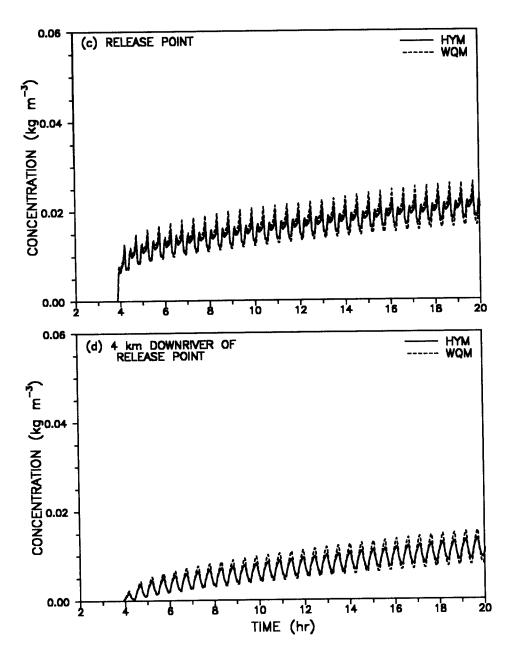


Fig. 5.7 (continued.)

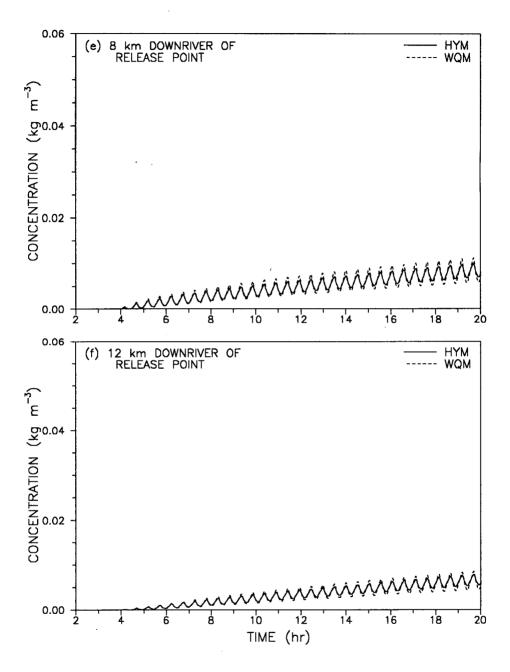


Fig. 5.7 (continued.)

drift 속도를(즉, 2차 추정 Lagrangian 잔차속을) 정확하게 계산하는 것이 쉽지 않다. 한 조석주기보다 짧은 시간대에 대하여 평균한 잔차속을 이용하는 조내 연계 interface는 2차 추정 Lagrangian 잔차속보다 효율적이지는 않다. 그러나 수리역학모델과 부영양화모델을 같은 시간 간격으로 풀 때와비교하여, 조내 연계 interface는 여전히 물리적 수송작용 계산량과 수리역학모델이 출력하는 정보의 양을 1/10 - 1/20 정도 줄여주는 효율적인 연계 방법이다(Fig. 5.7).

제 4 절 요약 및 앞으로의 과제

1. 요약

조석이 지배적인 연안해역에서 해수의 움직임을 정확하게 모의하기 위해 서는 수리역학모델이 근본적으로 조내모델이어야 한다. 그 반면에, 부영양 화모델로는 모의하는 현상들과 모델의 특성을 고려하고 우리의 주 관심사인 오염물질의 장주기 동안의 이동을 고려할 때 조간모델이 더 적합하다. 본 연구의 2차년도에서는 조내모델인 수리역학모델에서 평균적인 물리적 수송 작용을 계산하여, 이를 조간모델인 부영양화모델에 전달하는 연계 interface 를 구성하였다. 본 연구에서는 비선형성이 약한 연안해역용으로 한 조석주 기 동안의 평균 Eulerian 잔차속과 평균 Stokes drift 속도를 전달하는 조간 연계 interface와 비선형성이 강한 연안해역용으로 약 1시간 정도 동안의 평 균 Eulerian 잔차속을 전달하는 조간 연계 interface를 구성하여, 3차원 조간 수리역학모델인 POM에 설치하였다. Stokes drift 속도는 특히 Longuet-Higgins(1969)나 Feng et al.(1986a and 1986b)이 정의하고 유도한 수식이 아니라 연속 개념(즉, 부피 및 질량의 보존)을 반드시 지키는 수식 (Hamrick, 1987)을 사용하여 질량보존에 유의하였다.

본 연구에서는 구성된 연계 interface를 조내 수리역학모델인 POM(Blumberg and Mellor, 987)의 subroutines로 편입하고, 이와 본 연구의 1차년도 결과 (환경부, 1997)인 부영양화모델을 연계시켜 일반 수질수치모델을 구성하였다.

구성한 연계 interface가 POM과 부영양화모델을 정확하게 연계하는지를 검토하기 위하여 이상적인 지형을 갖는 가상적인 만에 일반 수질수치모델을 적용하였다. 비선형성이 약한 시스템에서는 조내 및 조간 연계 interface 모 두가 POM으로부터 물리적 수송작용에 관한 정보를 부영양화모델에 정확하 게 전달하는 것을 볼 수 있었다. 조내나 조간 연계 interface의 경우, 수리 역학모델과 부영양화모델을 같은 조내 계산 간격으로 풀 때와 비교하였을 때. 부영양화모델에서의 물리적 수송작용 계산량이 약 1/10 정도에 불과하였 다. 그리고 수리역학모델로부터 부영양화모델에 전달하기 위하여 출력하는 정보의 양도, 두 모델을 같은 계산 간격으로 풀 때와 비교하였을 때, 약 1/10(조내 연계) - 1/100(조간 연계) 정도에 불과하였다. 비선형성이 강한 경우에는 조석 평균 Eulerian 잔차속과 Stokes drift 속도의 합인 1차 추정 Lagrangian 잔차속으로는 정확한 물질의 이동 및 분포를 모의할 수 없었다. 이런 경우에는 약 1시간 정도 동안의 평균인 Eulerian 잔차속을 이용하는 조내 연계 interface를 사용하여야 한다. 이 경우에도 역시 수리역학모델과 부영양화모델을 같은 조내 계산 간격으로 풀 때와 비교하였을 때. 부영양화 모델에서의 물리적 수송작용 계산량이 약 1/10 정도에 불과하고, 부영양화모 델에 전달하기 위하여 수리역학모델이 출력하는 정보의 양도 약 1/10 정도 에 불과하였다.

2. 앞으로의 과제

본 연구의 1차년도에서는 식물플랑크톤, 탄소 순환계, 인 순환계, 질소 순환계, 규소 순환계 및 용존산소 순환계를 포함하여 유기물질의 순환과정 을 정량화하는 23개의 수질상태변수들로 구성된 부영양화 수질모델을 구성하였다(환경부, 1997). 환경부(1997)에는 이 부영양화모델에서 사용하는 kinetic 수식들과 이들의 해법이 설명되어 있고, 또 부영양화모델이 주요 kinetic 변수들의 변화에 대하여 어떻게 반응하는지가 설명되어 있다. 이 부영양화모델에서 수질상태변수들에 대하여 질량보존방정식을 풀 때, 이류 및 난류확산에 의한 물리적 수송작용에 관한 정보가 필요하고, 본 보고서에 설명된 연계 interface가 수리역학모델로부터 이 정보를 출력하여 부영양화모델에 전달한다. 따라서 해수유동을 모의하는 수리역학모델과 이 모델로부터 부영양화모델이 필요로 하는 정보를 출력하는 연계 interface와 이를 이용하여 수질상태변수들의 시·공간적인 분포를 모의하는 부영양화모델이 모여 일반 수질수치모델을 구성한다.

수리역학모델에는 바닥마찰계수나 수직난류혼합계수 등과 같이 우리가 아직 그 값을 정확하게 알지 못하는 변수들이 존재하고, 부영양화모델에는 더욱 많은 kinetic 변수들의 값을 우리가 정확하게 알지 못한다. 따라서 각각의 모델을 현장에 적용할 때에는 정확하게 알지 못하는 변수값들을 결정하기 위하여 모델 보정 및 검증이 필수적이다(Park, 1996). 수리역학모델의보정 및 검증을 위해서는 해수면 위치, 유속 및 염분도와 수온의 분포에 관한 관측자료가 필수적이고(Park, 1996), 부영양화모델의 보정 및 검증을 위해서는 본 연구의 1차년도 보고서(환경부, 1997) 4장에 설명된 많은 관측자료가 필요하다. 특히 부영양화모델은 포함하고 있는 kinetic 수식의 특성상시스템의 장주기 평균을 모의하는 모델이므로, 이 모델의 합리적인 적용을위해서는 단기간 동안 수집된 자료가 필요하다. 따라서 수질감시프로그램 자료와 같이 다년간 꾸준하게 수집한 자료들은 부영양화모델의 합리적인 적용에 매우 소중한 자료이다.

본 연구의 1차년도 및 2차년도 결과를 효과적으로 활용하기 위하여 앞으로 수행하여야 할 과제는 우리가 관심이 많은 특정 연안해역을 대상으로 수질수치모델을 적용하는 것이다. 합리적인 수질수치모델의 적용을 위하여

실시하여야 할 첫 번째 과제는 수리역학모델 및 부영양화모델의 적용에 필요한 관측자료의 수집이고, 이는 모델영역에서 구한 기존의 관측자료를 수집하는 것에서 출발하여야 한다. 수리역학모델과 부영양화모델의 적용을 위해서는 - 많은 변수들에 대한 많은 양의 자료가 필요하므로 시간적 여유를 갖고 기존의 자료를 수집·정리·분석하고, 부족한 관측자료를 파악하여, 이들을 수집하는 현장관측을 실시하여야 한다. 많은 관측자료에 근거하지 않고 특정 연안해역에 적용된수질수치모델의 결과는 큰 의미를 지닐 수 없다. 환경부(1997)의 4장에 기술된 관측자료를 이용하여 특정 연안해역에 대하여 보정 및 검증된 수질수치모델은 그 해역의 수질 관리를 돕는 합리적이고 객관적인 도구 역할을 할수 있다.

			·

제 6 장 천수만 해역의 영양염류 순환연구

제 1 절 서 론

천수만은 서해의 동부 충남 해안에 위치하며, 안면도와 충남 태안, 서산, 홍성, 보령 등 육지로 둘러싸인 남북 방향으로 약 40 km 길이, 동서 방향으로 약 10 km의 폭을 지닌 반폐쇄성 내만(內灣)으로 대규모 하천 유입이 없어 육지 기원의 오염물 유입이 적은 특징이 있다(환경부, 1997).

천수만은 특히 육수의 유입량이 적고, 만 입구를 통한 유입-유출하는 물질 플럭스의 정량화가 용이하며, 만의 형태가 거의 장방형이어서 모델링이 손쉬운 특징이 있다. 따라서 이 해역에 대한 수질예측 모델이 개발된다면이 모델의 활용으로 천수만 해역의 효율적인 수질관리가 가능할 것이며, 이모델을 다른 내만역에도 적용 가능할 것이다. 나아가 이 모델의 계속적인검증과 개선이 이루어진다면 이 모델들을 연안해역의 수질예측에 사용한다면 연근해 어업이나 양식업 등 수산업 진홍에 활용이 가능할 것이다. 따라서 천수만 해역에 대한 심충적 조사연구를 통하여 이 해역의 해양환경 보전을 위한 예측 기술의 개발이 극히 필요하다.

현재 공사가 진행중인 서해안 고속도로가 완공되는 수년 후부터 천수만 주변마을은 급속한 도시화를 이룰 것이며 대규모 산업시설이 들어설 것이며 가까운 장래에 천수만 해역은 상당한 해수수질 오염이 예상된다. 이때 오염의 진행여부를 정확히 파악하기 위해서는 현재의 수질 현황이 파악되어야한다.

용존 영양소 N, P, Si는 해양 생태계를 지탱하는 에너지 공급원인 식물 기초생산에 필요한 중요한 성분이다. 이들 영양염류는 해양식물의 광합성 동안 해수로부터 생체내로 흡수되어 입자태의 유기물로 변하고, 유기물 분해로 해수로 다시 용출하고, 퇴적물 중의 유기탄소와 함께 해저에 쌓이고, 퇴적물의 초기 속성작용으로 공극수로 용출하여 저층수로 확산되어 해수-생물계-퇴적물간을 순환하게 된다. 영양염류는 또한 都市 下水나 산업시설의

오폐수 중의 유기물에 함유되어 있어 이들 유기물이 바다에 유입되어 산화되는 과정을 통해 해수중에 재용출하며, 농경지에 뿌려진 질소비료, 인산비료나 가축의 분뇨로부터 바다에 유입되기도 한다. 해양환경에 유입된 영양염류는 적정량일 경우에는 해양의 기초생산력을 향상시키나, 적정량 이상의다량이 급격히 유입될 때 연안해역의 부영양화를 일으키고 심하면 赤潮(Red Tide)를 초래하기도 한다. 이러한 이유로 해수 수질오염을 모니터링하는 중요한 기법중의 하나는 용존 영양염의 분포와 순환과정을 파악하는 방법이다

해수중의 무기 영양염은 질소의 경우 질산태 (nitrate, NO₃), 아질산태 (nitrite, NO₂), 암모니아태(ammonium, NH₄)로 존재하며, 인의 경우 H₂PO₄, HPO₄²⁻, PO₄³⁻ 등의 인산태(phosphate)로 존재하며, 규소의 경우 규산[Si(OH)₄]의 형태로 해수중에 존재하며 생지화학적으로 순환한다. 이들 영양염류와 함께 광합성, 호흡, 유기물 분해 등을 통하여 생물작용과 밀접히 관련된 용존산소, 수층내 태양광의 투과 및 산란을 조절하여 광합성에 영향을 미치는 부유물질량, 해수내 용존 및 입자태 유기물 등 산소요구물질 분포의 총체적 지표인 화학적 산소요구량(COD), 입자태 유기탄소량 (POC) 등도 물질수환의 파악을 위해 영양염류와 함께 조사되는 항목이다.

제 2 절 재료 및 방법

1. 계절별 정기 현장조사와 채수

제2차년도 조사에서는 제1차년도와 동일한 방법으로, 천수만의 남북방향 주축을 따라 7개점, 오천 앞의 소만이 유입하는 지점의 1개점 및 외해수의 기준점으로 사용된 원산도와 용도 간 1개점 등 총 9개의 정점에서 계절별 4차의 정기조사를 실시하였다(Fig. 6.1, Table 6.1). 각 조사 정점의 경위도 좌표는 GPS (Magellan model NAV 5000D)를 사용하여 아래와 같이 제1차년도의 정점과 동일하게 결정하였다.

		조사 정점의	경위!	도 좌표	
정점	위 도	경 도	정점	위 도	경 도
1	36 °36′00″N	126 °24′00″E	6	36°25′00″N	126 °27′30″E
2	36 °34′00″N	126 °25′30″E	7	36 °25′30″N	126 °30′00″E
3	36 °32′00″N	126°26′00″E	8	36 °21′00″N	126 °29′00″E
4	36 °29′30″N	126°26′00″E	9	36 °18′30″N	126 °25′00″E
5	36 °27′00″N	126 °27′30″E			

계절별 정기 조사는 1997년 3월 15일에 겨울철 조사, 6월 28일에 봄철조사, 8월 11일에 여름철 조사, 10월 31일 가을철 조사를 실시하였다. 정기조사시에는 T, S, DO를 선상에서 측정하고 해수시료를 채취하였다. 해수시료는 van Dorn 채수기로 표층은 수면하 1 m에서, 저층은 해저면 위 1 m에서 시료를 채수하였다.

채취된 시료중 부유물질량 (SS), Si, NO₃, NO₂, NH₄, PO₄, Chlorophyll 등의 분석을 위한 시료는 0.45µm 공극을 가진 박막여과지로 채수 직후 선상에서 여과되었다. 퇴적물의 화학적 산소요구량 측정을 위한 표층 퇴적물시료는 Van Veen grab으로 채취하였다.

1997년 3월 15일의 현장조사에서는 천수만의 북부 해역에 실뱀장어 포집을 위한 정치망 어장이 밀집 설치되어 있어서 북쪽 4개 정점(정점1, 2, 3, 4)에는 선박의 접근이 불가능하여 시료채취가 생략 되였다. 1997년 10월 31일의 현장조사에서는 기상악화로 파랑이 강하여 천수만 바깥쪽 정점 9의 조사가 불가능하여 만 내부의 다른 8개 정점의 시료만 채취하였다.

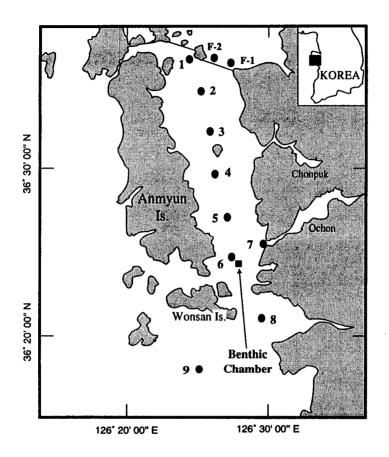


Fig. 6.1 Map showing the location of sampling stations in Cheonsu Bay.

Circles = seawater samples; square = benthic chamber.

2. Benthic chamber의 제작과 설치

1). 개량형 Benthic chamber의 제작

이 연구를 위하여 제1차 연도에서 사용하였던 플라스틱 benthic chamber 의 재질을 개선하여 경도와 내구성이 더욱 강한 PVC를 사용한 개량형의 chamber가 제작되었으며 그 형태는 Fig. 6.2와 같다. 개량형의 특징은 식물의 광합성으로 인한 영양염 소비를 방지하기 위해서 태양광을 차단할 수 있는 회색 불투명 강화 PVC 재질로 제작하였다. 또 Tygon tube를 사용하여 clip으로 개폐하였던 채수구를 개량하여 PVC pipe와 stop-cock로 대체하여 내구성을 높이고 수중작업이 원활하도록 개선하였고, chamber의 바깥 쪽 하단부를 따라 폭 5 cm 가량의 날개(wing)를 부착하여 퇴적층 위에 설치할때 안정된 자세를 취할 수 있도록 개선하였다.

제작된 benthic chamber는 실험실내에서 실측에 의해 바닥 면의 단면적을 측정하고, chamber에 담아지는 물의 무게로부터 內容積(internal volume)을 측정하고, valve의 작동여부, 설치 후의 안정성 등을 시험하고, 50 ㎡ 플라스틱 주사기를 사용하여 시료 채취의 모의 실험을 실험실 내에서 수차 실시하였다.

2) Benthic chamber의 설치

Chamber의 현장설치는 조류가 약한 조금 때(소조기)를 택하여 1996년 8월 10일부터 8월 15일까지 6일간에 걸쳐 수중작업에 경험이 많은 대학원생 3명으로 구성된 SCUBA team을 투입하여 천수만 입구 월도 주변 정기조사정점 6에 가까운 해저면 mud층 위에 개량형의 benthic chamber를 설치하였다. 설치된 benthic chamber는 강철선과 추(scuba용 납 weight)를 사용하여조류에 밀리지 않도록 해저면에 단단히 고정되었다.

BENTHIC CHAMBER DESIGN

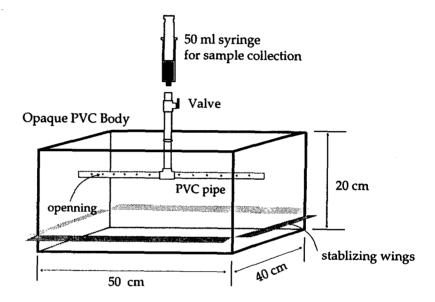


Fig. 6.2 A schematic diagram showing the design of the benthic chamber.

3) Benthic flux 측정용 시료채취

현장에 Benthic chamber를 설치한 SCUBA team은 5박 6일 동안 현장에 머물면서 chamber내의 해수를 시간대별로 채수하였다. 설치직후 해저면의부유물이 가라앉으면 즉시 초기농도 측정을 위한 저층수 시료를 채취였다. 시료 채취 초기에는 매 2~3시간 간격으로 시료를 채취하였으나 그후 점차시간 간격을 넓혀 12~24시간 간격으로 chamber내의 해수를 총 6일간(144시간)에 걸쳐 시간대별로 채취하였다. 시간별 채수는 정해진 시간 5분전에 잠수를 시작하여 chamber의 상태를 육안으로 점검한 후 이상이 없으면 정해진 시간에 50 ml 용량의 플라스틱 주사기로 채수구에 연결하고 valve를열어 20~30 ml 씩 여러 차례 채수한 후, 부상하여 hand vacuum pump와 0.45µm 공극의 on-line filter로 현장에서 여과하여 플라스틱 병에 넣고 질소로 충진한 후 air-tight하게 밀봉하여 즉시 ice-box에 넣어 실험실로 옮긴 뒤 분석시까지 냉동 보관하였다.

- 3. 화학적 분석방법
 - 1) 수온, 염분 및 용존산소 (T, S, DO)
- T, S, DO는 현장에서 Water Quality Monitor (TPS Model 90FL)에 연결된 T-S 및 DO electrode로 측정하였다. 현장에서 채수된 해수 시료에 황산망간과 알칼리성 요오드칼륨을 가하여 용존산소를 고정시켜 실험실로 옮긴 후 티오황산나트륨으로 유리된 요오드를 적정하는 Winkler 적정법으로 용존산소량을 측정하고 (Parsons et al., 1984), 현장에서 DO Sensor로 측정된 값과 비교하였다.
 - 2) 화학적 산소요구량 (COD) 및 퇴적물 산소요구량(SOD)

해수와 퇴적물의 산소요구물질 함량의 척도인 해수 COD 및 퇴적물

SOD는 환경오염공정시험법(환경부, 1995)에 따라 시료에 과망간산칼륨을 넣고 수욕 상에서 60분간 가열하여 유기물을 산화시킨 후 과망간산칼륨에 의해 유리된 요오드를 티오황산나트륨으로 적정하여 화학적 산소 요구량을 계산하는 습식 리플럭스 산화 후 적정법으로 측정하였다. 그러나 이 방법은 분석오차가 비교적 큰 것으로 알려져 있다. 따라서 이 연구에서는 적정의정밀도를 향상시키기 위해서 ±0.01 配의 정밀도를 가진 digital buret (BRAND Burette Disital II)을 사용하였다.

3) 암모니아태 질소 (NH₄)

시료 50 ml에 phenol, sodium nitroprusside용액을 가한 후, alkaline reagent와 sodium hypochrorite용액의 혼합용액(oxdizing solution)으로 산화시킨 후 발색시켜 spectrophotometer (Milton Roy Spectronic 1201)로 파장 640 nm에서 흡광도를 측정하였다 (Parsons et al., 1984).

4) 질산태 질소 (NO₃) 및 아질산태 질소 (NO₂)

해수 시료 100 ml를 cadmium-reduction column에 통과시켜 질산염을 아질산염으로 환원시킨 다음에 발색시약으로 sulphanilamide 용액과 N-(1-naphthyl)- ethylenediamine dihydrochloride용액을 가해서 발색시킨후 spectrophotometer로 파장 543 nm에서 흡광도를 측정하였다. 측정된 흡광도를 cadmium-reduction column의 효율로 보정하면 질산염과 아질산염의합이 측정된다 (Parsons et al., 1984). 시료의 일부를 취하여 cadmium column을 통과시키지 않고 위와 같은 방법으로 처리하면 아질산태만의 농도가 측정되며, 앞의 값과의 차이로 질산태의 농도가 계산된다.

5) 총질소 (Total Nitrogen)

총질소는 암모니아태 질소, 질산태 질소 및 아질산태 질소의 합으로 계

산되었다.

6) 인산태 인(PO₄)

시료에 ammonium molybdate, 황산, 타탈산 안티모니 칼륨을 가하고 ascorbic acid로 환원시켜 발색시킨 후 spectrophotometer로 파장 885 nm에서 흡광도 측정하였다.

여과된 해수시료 100 ml에 ammonium molybdate, 황산, potassium antimonyl tartrate의 혼합용액을 가하고 ascorbic acid로 환원시켜 발색시킨후 spectrophotometer로 파장 885 nm에서 흡광도를 측정하여 용존대로 존재하는 모든 반응성 인산염의 농도를 측정하였다 (Parsons et al., 1984).

7) 엽록소-a (Chlorophyll a)

해수 500ml를 3~5 방울의 MgCO₃ 용액을 가하며 유리섬유 여과지로 거른 후 입자태를 90% 아세톤으로 녹인 후 spectrofluorometer로 측정하였다 (Parsons et al., 1984).

8) 부유물질 (Suspended solid)

미리 건조시켜 무게를 측정한 GF/C filter paper (pore size 0.45 μm, diameter 47 mm) 로 해수시료 1리터를 여과한 후, GF/C 여과지를 105℃ 에서 2 시간 건조시킨 후 desiccator내에서 냉각시켜 무게를 측정하였다.

9) Benthic chamber 시료

SCUBA team이 Benthic chamber에서 시간대별로 채취한 해수시료는 hand vacuum pump와 0.45 ப 공극의 on-line filter를 사용하여 현장에서 여

과되어 플라스틱 병에 air-tight하게 밀봉 후 냉장되어 실험실로 옮겨져 용존산소(DO), NO₂, NO₃, NH₄, PO₄, Si 에 대하여 분석하였으며, 분석방법은 위의 해수시료 분석법과 동일하였다.

제 3 절 결과 및 토의

- 1. 계절별 정기조사
 - 1) 겨울철 조사 결과 (1997년 3월)

1997년 3월 15일의 현장조사에서는 천수만 북부 해역에 실뱀장어 포집을 위한 정치망 어장이 밀집되어 있어서 만 북쪽 4개 정점 (정점1, 2, 3, 4)에서 는 시료채취가 불가능하였으며, 나머지 5개 정점 시료의 분석결과는 Table 6. 1에 제시 되였다.

남쪽의 5개 정점을 비교하면 부유물질(S.S.)은 정점 9의 표층에서 16.20 mg/l로 최저치를 보이고 최북단 정점 6의 표층에서 41.40 mg/l로 최고치를 보였다 (Fig. 6.3a). 1997년에 3월에 5개 정점에서 조사된 이 부유물량은 1996년 2월에 9개 정점 모두에서 조사된 8.56~36.50 mg/l 범위의 값에 비하여 상당히 증가한 값이다. 화학적 산소요구량(C.O.D.)의 분포는 정점 5의 저층에서 3.45 mg/l로 최고치를 보였고 정점 8의 저층수에서 0.48mg/l로 최저치를 보여 보였다 (Fig. 6.3b). 1996년 겨울에 조사된 C.O.D. 분포는 북쪽에 높은 값을 보여 유기 오염물의 주요 유입원이 만의 북쪽에 존재함을 시사하였으나, 1997년 3월 조사에서는 만의 북쪽에 밀집하여 설치된 실뱀장어 정치망 어장으로 인하여 시료 채취가 불가능하여 이 사실을 재확인 할수 없었다. 용존산소의 분포는 정점에 따른 지역적 변화의 특성을 거의 보이지 않았다 (Fig. 6.3c).

질산염, 아질산염, 암모니아 등 질소계 영양염의 분포를 보면, 아질산태

조사해역의 겨울철 일반수질 분석결과 (1997년 3월 15일)

	요n 마	令	ЬН	바	SS	C. O. D.	8	iš.	NO2	NO3	NH4	속 살수	ğ
	(%)	9		Œ	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)
	32.1	5.7	8.19	::	35.8	1.92	8.26	0.175	0.028	0.536	0.143	0.70	0.037
	33.0	5.6	8.25		29.8	3.45	8.30	961.0	0.010	0.495	0.268	0.773	0.038
	33.2	5.7	8.27	0.1	41.4	0.80	8.05	0.261	0.010	0.494	0.072	0.576	0.029
	33.3	5.7	8.29		28.8	3.21	8.12	0.249	0.012	0.531	0.079	0.622	0.037
	33.2	5.9	8.27	1.0	30.0	1.12	737	0.223	0.013	0.505	0.079	0.597	0.037
	33.3	9.0	8.28		24.6	0.88	7.97	0.227	0.020	0.492	0.074	0.586	0.039
	33.3	5.9	8.03	6.0	19.1	1.20	7.89	0.340	0.011	0.487	0.042	0.540	0.048
	33.3	5.8	7.98		17.0	0.48	7.86	0.252	0.010	0.477	0.239	0.726	0.046
	33.3	9.6	8.00	8.0	16.2	2.40	7.88	0.209	0.012	0.516	0.030	0.558	0.047
	33.3	5.5	8.03		17.4	2.40	7.61	0.244	0.013	0.501	0.004	0.518	0.063
	33.1	5.7	8.16	0.95	26.01	1.79	7.93	0.24	0.014	0.503	0.103	0.620	0.042
	9.4	0.2	0.13	0.12	8.64	1.05	0.28	0.04	9000	0.019	0.088	0.086	600.0
	33.3	0.9	8.29	1.10	41.40	3.45	8.30	0.34	0.028	0.536	0.268	0.773	0.063
- 1	32.1	5.5	7.98	0.80	16.20	0.48	7.37	0.18	0.010	0.477	0.004	0.518	0.029

Table 6.1. Distribution of nutrients and some water quality parameters in Cheonsu Bay in winter (March 1997).

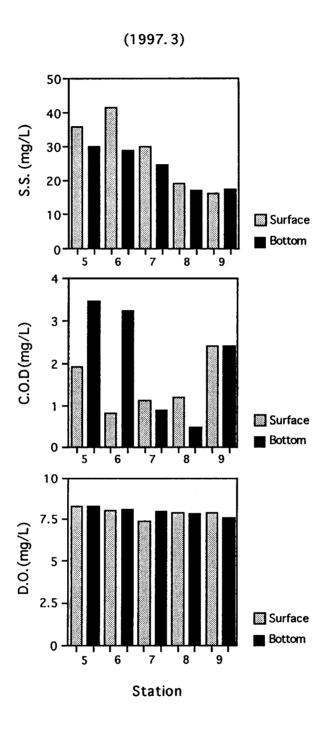


Fig. 6.3 Distribution of suspended solids (a), C.O.D. (b), and dissolved oxygen (c) in Cheonsu Bay in winter (March 1997).

질소(NO₂)는 정점 5의 표층에서 주변보다 특이하게 높아 0.028 mg/ℓ로 최고치를 보였고, 이곳 정점 5의 표층에서는 1996년 2월 조사에서도 특이하게 높은 값이 나타났던 사실로 미루어 주위에 국지적인 오염원이 존재할 가능성이 있다. 오염물 유입의 가능성이 높은 오천항의 수로 입구에 위치한 정점 7의 저층에서도 0.020 mg/ℓ로 특이하게 높은 값을 보였다 (Fig. 6.4a). 질산태 질소(NO₃)는 정점간에 큰 차이를 보이지는 않았으나 정점 5의 표층에서 0.503 mg/ℓ로 최고치를 보였다 (Fig. 6.4b). 암모니아태 질소(NH₄)는 정점 5와 정점 8의 저층에서 0.2 mg/ℓ 이상으로 주위보다 매우 높은 값을 보였고, 최소치는 1996년 2월 자료와 마찬가지로 만 외부의 정점 9에 나타났다 (Fig. 6.4c).

겨울철 총질소(TN)의 80% 이상을 질산태 질소가 차지하며, 암모니아태질소가 약 15%를 차지하였다. 따라서 총질소의 분포경향은 질산태 질소(NO3)의 분포에 의해 좌우되었다. 총질소는 정점 5의 저층에서 최고치를 보였고 정점 8의 저층에서도 주위보다 특이하게 높은 값을 보였다 (Fig. 6.5a). 인산염(PO4)의 분포는 만 바깥쪽의 정점 9에서 0.063 mg/l로 최고값을 보였다 (Fig. 6.5b). 97년 3월의 인산염 평균농도는 0.042 mg/l로 96년 2월의 평균 0.075 mg/l에 비하여 현저히 낮은 값이다. 또 만의 북쪽으로 갈수록인산염 농도가 점차 감소하는 분포는 96년 2월에 관측된 분포와 상반되는 경향이다. 규산염은 정점 8의 표층에서 0.34 mg/l로 특이하게 높은 값을보였고 정점 5의 표층에서 가장 낮았다. 규산염은 전년도 2월과 마찬가지로 만의 북쪽에서 남쪽으로 갈수록 점차 증가하는 경향을 약간 나타내었다 (Fig. 6.5c).

2) 봄철 조사 결과 (1997년 6월)

천수만에서 봄철에 측정된 영양염 및 관련 성분의 정점별 분포는 Table 6.2에 제시되어 있다. 부유물질은 평균 13.7 mg/ ℓ 로 겨울철 평균 26.0mg/ ℓ 이나 전년도 봄철 평균 29.2mg/ ℓ 에 비해 크게 감소하였으며, 지역간에 큰

조사해역의 봄철 일반수절 분석결과 (1997년 6월 28일)

ğ	(mg/L)	0.009	0.026	0.049	0.024	0.033	0.023	0.024	0.022	0.020	0.026	0.019	0.020	0.011	0.024	0.018	0.029	0.015	0.030	0.023	0.00	0.049	600.0
총절소	(mg/L)	0.889	0.347	0.439	0.253	0.480	0.120	0.363	0.099	0.670	0.291	0.793	0.226	999	0.081	0.233	0.103	0.200	0.180	0.357	0.249	0.889	0.081
NHA	(mg/L)	0.659	0.253	0.283	0.198	0.291	0.078	0.196	0.080	0.417	0.130	0.377	0.141	0.376	0.067	0.163	980.0	0.168	0.090	0.225	0.155	0.659	0.067
NO3	(mg/L)	0.213	0.084	0.136	0.047	0.171	0.035	0.145	600.0	0.216	0.150	9950	0.073	070	0.002	0.059	0.007	0.021	0.082	0.115	0.101	0.366	0.002
N02	(mg/L)	0.017	0.010	0.020	0.008	0.018	0.007	0.022	0.010	0.037	0.011	0.050	0.012	0.028	0.012	0.011	0.010	0.011	0.008	0.017	0.011	0.050	0 00
Si	(mg/L)	0.308	0.377	0.282	0320	0.232	0.197	0.280	0.211	0.278	0.170	0.280	0.130	0.274	0.142	0.151	0.152	0.142	0.109	0.23	80.0	0.38	0.11
8	(mg/L)	7.28	6.73	2.6	6.92	7.20	6.75	7.29	7.17	7.76	935	6.20	9.00	7.56	7.08	7.85	7.10	137	7.23	725	0.71	9.35	6.00
C. O. D.	(mg/L)	273	239	4.06	2.55	1.83	66:1	5.98	2.07	6.53	0.32	6.30	136	7.81	6.77	430	5.81	5.74	6.53	4.14	231	7.81	0.32
SS	(mg/L)	13.0	14.2	12.7	14.7	12.6	14.9	14.0	15.7	14.0	16.3	12.9	12.9	10.8	14.9	12.7	14.4	11.8	143	13.68	1.38	16.25	10.80
바	(E)	23		77		3.2		2.0		3.1		2.8		12		2.1		3.1		2.46	0.67	3.20	1.20
瓶		838	8.41	8.36	831	838	8.42	8.46	8.47	8.48	8.48	8.49	8.48	8.41	8.49	8. 4.	8.50	8.13	8.36	8.41	0.09	8.50	8.13
⊕	9	22.9	22.6	22.9	22.4	7.22	22.0	22.8	21.9	23.6	22.1	23.7	21.7	22.2	21.6	21.4	21.2	22.1	22.1	22.3	0.7	23.7	21.2
80 141	%	26.8	27.5	26.7	27.3	27.0	27.5	26.8	27.6	26.3	27.5	25.8	27.8	26.7	27.8	7.72	27.7	27.6	27.9	27.2	9.0	27.9	25.8
小		Ø	Ø	S	Ø	S	B	S	æ	S	B	S	æ	S	æ	S	æ	S	æ	Mean	S.D.	Max.	Min.
95 95		-		7		6		4		S		9		7		œ		6					

Table 6.2. Distribution of nutrients and some water quality parameters in Cheonsu Bay in spring (June 1997).

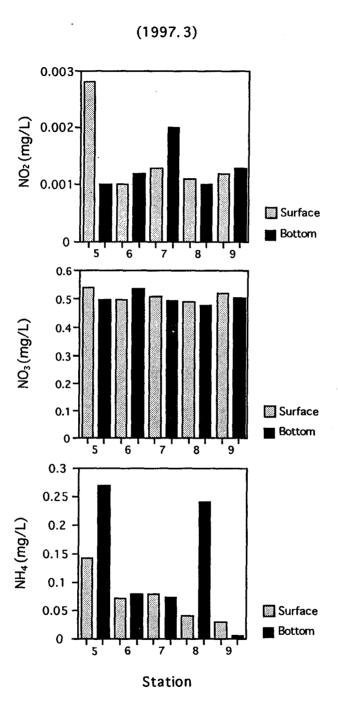


Fig. 6.4 Distribution of nitrites (a), nitrates (b), and ammonia (c) in Cheonsu Bay in winter (March 1997).

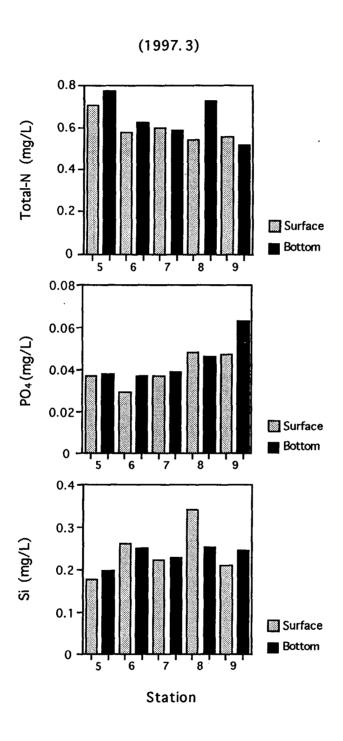


Fig. 6.5 Distribution of total nitrogen (a), phosphates (b), and silicate (c) in Cheonsu Bay in winter (March 1997).

차이가 없이 $10.8 \sim 16.3 \text{ mg}/\ell$ 의 분포를 보여, 96년 2월의 $14.1 \sim 41.4 \text{ mg}/\ell$ 범위에 비하여 변화의 폭이 매우 좁아졌다. COD는 $0.32 \sim 7.814 \text{ mg}/\ell$ 로 범위의 분포를 보였고, 오염물 유입의 가능성이 높은 오천항의 수로 입구에 위치한 정점 7의 표층에서 최고값이 나타났다 (Fig. 6.6b). 9개 정점의 COD 평균 $4.14 \text{ mg}/\ell$ 는 전년도 봄철의 평균 $2.16 \text{ mg}/\ell$ 에 비하여 약 2배 정도 증가한 값이다. 용존산소의 분포는 예년과 마찬가지로 정점에 따른 지역적 변화의 특성을 거의 보이지 않았다 (Fig. 6.6c).

봄철의 질소계 영양염의 분포를 보면, 아질산태 질소(NO2)는 대부분의 정점에서 저충보다 표층에 매우 높은 농도로 출현하였고 최고농도는 만의 중앙부인 정점 6의 표층에서 0.050 mg/ℓ이였고 만의 북쪽(정점 1.2)과 만 외부(정점 9)에서 비교적 낮게 나타났다 (Fig. 6.7a). 질산태 질소(NO₃)는 정 점 6의 표층에서 0.366 mg/ l 로 최고농도를 보였고, 정점 5, 7의 표층에서도 비교적 높은 값을 나타내었고, 9개 정점 평균 0.115 mg/l이었다 (Fig. 6.7b). 이는 97년 2월의 평균 농도 0.503 mg/l에 비하여 매우 낮은 수준이 며, 전년도 5월 평균 0.261 mg/ℓ의 약 1/2에 해당하는 값이다. 암모니아태 질소(NH₄)는 정점 1의 표층에서 0.659 mg/ℓ 정도로 현저히 높은 값을 보 였고, 9개 정점 평균 0.225 mg/l로 질산태 질소(NO₃)를 능가하는 값이다 (Fig. 6.7c). 연안해역에서 암모니아태 질소의 기원은 주로 육지에서 유입되 는 분변성 물질(fecal material)이다. 전년도 봄에도 암모니아태 질소가 정점 1,2에서 0.40 mg/ℓ정도로 높은 값을 보였던 사실로 미루어 만 북쪽 끝의 해수유동이 원활하지 못하고, 장마기를 전후하여 분변 기원의 오염물이 정 점 1,2 부근에서 유입되고 있음을 시사하고 있다. 이러한 오염원으로는 서산 시의 생활하수를 다량 포함하는 서산 A,B 지구 간척지 담수호(간월호, 부남 호)의 방류수를 상정할 수 있을 것이다.

해양환경에서 일반적으로 총질소(TN)의 분포경향이 질산대 질소에 의해 주도되는 것과는 달리, 천수만의 97년 6월중의 총질소 분포경향은 특이하게 도 암모니아대 질소가 상당한 부분을 차지하였다 (Fig. 6.8a). 이는 장마기에 많은 양의 분변성 물질들 예를 들어 서산 A,B 지구 담수호의 방류로 인한

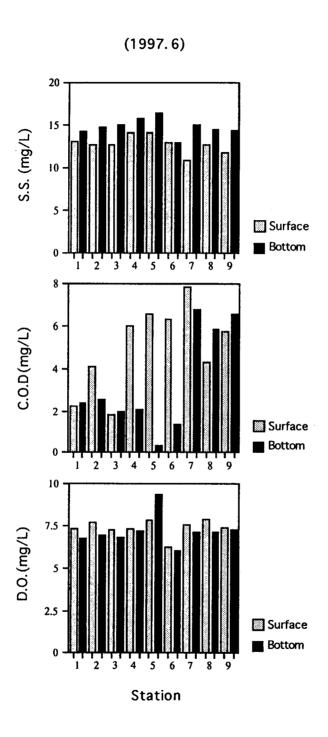


Fig. 6.6 Distribution of suspended solids (a), C.O.D.(b), and dissolved oxygen (c) in Cheonsu Bay in spring (June 1997).

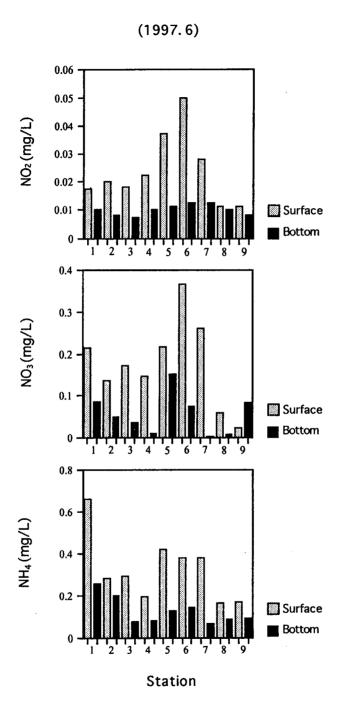


Fig. 6.7 Distribution of nitrites (a), nitrates (b), and ammonia (c) in Cheonsu Bay in spring (June 1997).

부영양화된 생활하수의 유입이나 인근 육지의 축산폐수 등이 빗물에 씻겨 천수만에 유입되기 때문인 것으로 생각된다. 인산염(PO₄)은 서산 A,B지구 방조제의 수문 앞의 정점 2의 표층에서 0.00.049 mg/ ℓ 로 최고값을 보였고 이는 9개 정점 평균 농도의 2배 이상 되는 값이었다 (Fig. 6.8b). 규산염도 전년도 봄철의 분포와 마찬가지로 정점 1,2의 저층에서 0.35 mg/ 이상의 높 은 값을 보였고 만 외부의 정점 9에서 최저치를 보였다 (Fig. 6.8c).

3) 여름철 조사 결과 (1997년 8월)

천수만의 여름철 영양염 및 관련 성분의 정점별 분포는 Table 6.3에 제시되어 있다. 부유물질은 정점간에 큰 차이가 없었으나 정점 1의 표층에 나타난 최고농도 17.25 mg/ ℓ 는 9개 정점의 평균 14.7 mg/ ℓ 에 비하여 약간 높은 값이었다 (Fig. 6.9a). 화학적 산소요구량(C.O.D.)은 정점 4의 표층에서 6.74 mg/ ℓ 로 최고치를 보였고, 정점 5와 6의 저층에서 현저히 낮은 값을 보였다 (Fig. 6.9b). 용존산소의 분포는 만의 북쪽에서 남쪽으로 갈수록 약간 감소하는 경향이 나타났고 (Fig. 6.9c), 최고치는 정점 2의 표층에서 10.04 mg/였다.

질소계 영양염의 여름철 분포를 보면, 아질산태 질소는 아질산태 질소는 평균 0.020 mg/ℓ로 전년도 여름철 평균 0.008 mg/ℓ에 비해 3배 가까운 값을 나타내었다 (Fig. 6.10a). 질산태 질소는 평균 0.308 mg/ℓ로 나타났고 오염물 유입의 가능성이 높은 오천항의 수로 입구에 위치한 정점 7의 표층에서 0.483 mg/ℓ로 최고치를 보였고 정점 1의 표층에서도 매우 높게 나타났으며, 정점 9의 저층에서 0.045 mg/ℓ로 최저치를 보여 최고치와 최저치가 10배 가까이 변화하였다 (Fig. 6.10b). 암모니아태 질소는 대부분의 정점에서 표층보다 저층에서 높게 나타났으며, 최고값은 0.464 mg/ℓ로 전년도 여름과 마찬가지로 정점 3에 출현하였다 (Fig. 6.10c). 여름철의 총질소 분포경향은 질산태와 암모니아태가 주도하였으며 그 농도비는 약 3:2의 비율을 보였다(Fig. 6.10d).

조사해역의 여름철 일반수질 분석결과 (1997년 8월 11일)

零	수씨	80 242	상	Ħd	내용	SS	C.O.D.	8	Si	NO2	NO3	NH4	春祖今	Š	chlorophyll a
		%	5		(E)	(mg/L)	(µg/m3)								
1	S	25.8	29.0	8.57	2.0	17.3	2.59	7.87	0.001	0.019	0.458	0.219	969.0	0.010	0.952
	М	26.5	27.9	878		13.1	5.97	5.05	0.062	0.027	0.237	0.376	0.640	0.087	0.215
7	S	25.8	30.2	8.63	2.8	12.5	3.24	10.04	0.013	910.0	0306	0.170	0.492	0.025	0.203
	Д	26.5	27.5	8.41		15.5	6.18	5.88	0.065	0.020	0.177	0.329	0.526	0.095	0.057
m	S	25.9	30.4	% 2	2.9	14.1	5.31	9.33	0.020	0.011	0.304	0.250	0.565	0.011	0.191
	m	263	27.8	8.4		14.8	5.78	5.05	0.071	0.018	0.183	0.464	0.665	0.088	690'0
4	S	26.3	29.1	8.55	3.0	13.3	6.74	7.85	0.025	0.015	0.383	0.244	0.642	0.017	0.418
	æ	26.5	27.7	8.54		15.7	4.16	6.74	0.035	810.0	0.267	0.288	0.573	0.020	0.587
8	S	26.5	28.8	8.61	3.1	14.9	5.26	7.66	0.018	900'0	0.307	0.146	0.459	0.012	0.459
	æ	26.5	27.6	8.55		15.8	1.49	6.32	0.027	0.017	0.405	0.111	0.533	0.024	0.614
9	S	26.4	29.3	8.62	3.8	13.2	3.82	7.48	0.029	0.022	0.321	0.161	0.504	0.012	85.0
	æ	26.7	27.4	8.55		14.9	1.67	6.63	0.036	0.018	0.159	0.308	0.485	0.021	0.55
7	S	26.4	27.6	8.53	3.5	16.1	5.23	6.38	0.064	0.033	0.483	0.230	0.746	0.034	1.155
	щ	7.92	27.4	8.56		14.4	5.66	6.58	0.046	0.021	0320	0.084	0.455	0.021	0.162
00	S	26.7	27.1	8.60	3.2	16.1	3.27	7.54	0.038	0.023	0.346	0.083	0.452	0.018	0.692
	Д	26.8	27.3	8.56		14.3	5.94	6.71	0.049	0.025	0.279	0.148	0.452	0.014	0.447
0	S	26.9	27.4	8.65	3.9	14.2	5.53	7.63	0.041	0.029	0.253	0.159	0.44	0.012	0.639
	Д	27.0	26.5	8.61		15.5	6.28	6.79	0.045	0.021	0.321	0.045	0.387	0.013	0.574
	Mean	26.5	28.1	8.55	3.13	14.73	4.51	7.09	0.04	0.020	0.308	0.212	0.540	0.030	0.476
	S.D.	63	=	0.08	0.57	1.24	1.67	1.27	0.02	900'0	0.000	0.111	0.101	0.028	0.296
	Max.	27.0	30.4	8.65	3.90	17.25	6.74	10.04	0.0	0.033	0.483	0.464	0.746	0.095	1.155
	Min.	25.8	26.5	8.38	2.00	12.50	1.49	5.05	0.00	9000	0.159	0.045	0.387	0.010	0.057

Table 6.3. Distribution of nutrients and some water quality parameters

in Cheonsu Bay in summer (August 21, 1997)

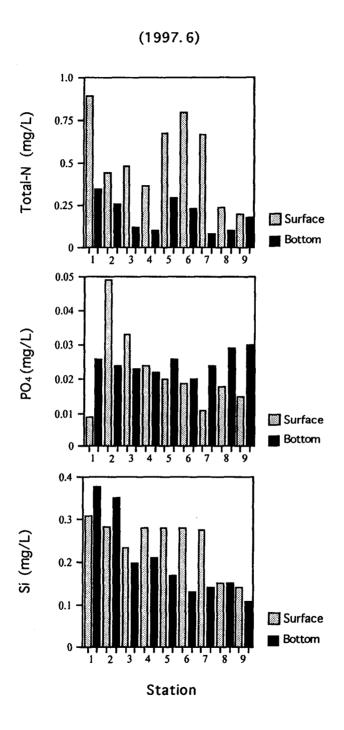


Fig. 6.8 Distribution of total nitrogen (a), phosphates (b), and silicate (c) in Cheonsu Bay in spring (June 1997).

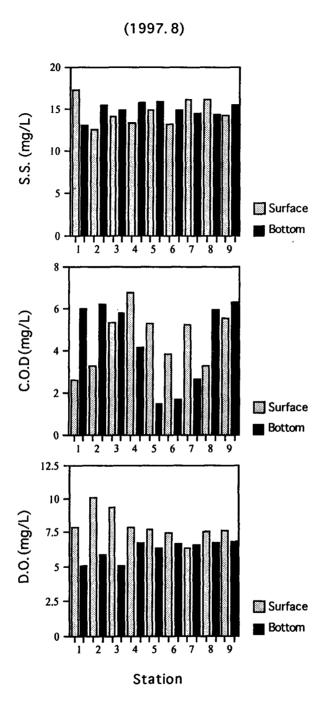


Fig. 6.9 Distribution of suspended solids (a), C.O.D.(b), and dissolved oxygen (c) in Cheonsu Bay in summer (August 1997).



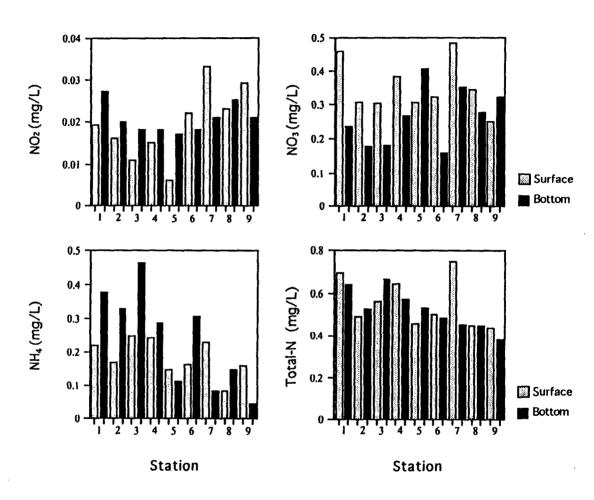


Fig. 6.10. Distribution of nitrites (a), nitrates (b), ammonia (c), and total nitrogen (d) in Cheonsu Bay in summer (August 1997).

인산염(PO₄) 농도는 정점 1~3의 저층에서 0.087~0.095 mg/ℓ 범위의 높은 값을 보였으며, 오염물 유입의 가능성이 높은 오천항의 수로 입구에 위치한 정점 7의 표층에서도 인산염이 높은 농도를 보였다(Fig. 6.11a). 96년 여름에도 정점 1~3의 저층에서 0.091~0.119 mg/ℓ의 높은 값이 나타났던 사실로 미루어, 여름철 만 북쪽에 인산염의 공급원이 존재함을 보여준다. 공급원은 아마 장마기에 방류된 서산 A,B지구 담수호의 부영양화된 물일 것이다. 규산염도 인산염과 마찬가지로 정점 1~3의 저층에서 0.062~0.071 mg/ℓ 범위의 높은 값을 보였다 Fig. 6.11b). 클로로필 a는 정점 1과 정점 7의 표층에서 높게 나타났으며, 이 2개 정점이 바로 육수가 유입될 수 있는지역에 위치하는 정점이다 (Fig. 6.11c).

4) 가을철 조사 결과 (1997년 10월)

1997년 10월 31일에 수행된 가을철 현장조사는 기상이 악화되고 파랑이 강하여서 천수만 바깥쪽 정점 9의 시료채취를 포기하고 만 내부 8개 정점의 시료만 채취하였다. 천수만에서 가을철에 측정된 영양염 및 수질 항목의 각정점별 분포는 Table 6.4에 제시되어 있다.

부유물질은 정점간에 큰 변화 없이 평균 15.6 mg/ ℓ 의 분포를 보였고 (Fig. 6.12a), 이는 전년도 가을철의 부유물 평균 22.2 mg/ ℓ 에 비해 약간 낮아진 값이다. COD는 정점 4,5,7의 표층에서 5.5~6.3 mg/ ℓ 이상의 높은 값을 보였고, 정점 2,7,8의 저층에서도 4.3~4.9 mg/ ℓ 의 비교적 높은 농도를나타내었고, 만 내부 8개 정점의 평균값이 3.86 mg/ ℓ 이었으며 (Fig. 6.12b), 이는 전년도 가을철 평균 5.86 mg/ ℓ 에 비해 다소 감소한 값이다. 용존산소의 분포는 정점 6,8의 낮은 값을 제외하고는 정점에 따른 지역적 변화의특성을 보이지 않았다 (Fig. 6.12c).

아질산대 질소(NO₂)는 만 북쪽 내부의 정점 $1\sim3$ 까지는 $0.035~mg/\ell$ 이하의 낮은 값을 보이다가 정점 4부터 남쪽으로는 갑자기 농도가 증가하여 약 $0.06~mg/\ell$ 정도의 높은 값을 나타내었다 (Fig. 6.13a). 아질산태 질소의

가을철 일반수질	
조사해역의 가옵칠 일반수질 분석결과 (1997년 10월 31	(in
가을철 일반수질	
가을철 일반수질	1049
가을철 일반수질	(1997년
小蛤鱼	분석결과
	일반수질
<u>자사해역의</u>	
	전수학요

45 95	令	18 14	수	Hd	퍼유士	SS	C.O.D.	8	Si	NO2	NO3	NH4	총절소	ğ	chlorophyll a
		(%)	5		(m)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(µg/m3)
-	S	28.7	143	8.63	1.8	14.0	2.48	6.7	0.324	0.029	0.023	7.000	0.129	0.556	0.011
	æ	28.9	14.6	8.62		14.5	3.62	6.45	0.328	0.027	0.041	0.069	0.137	0.545	0.011
7	S	28.8	14.3	8.63	1.8	15.3	3.89	6.73	0.329	0.028	0.029	0.080	0.137	0.537	0.052
	æ	28.9	14.8	8.61		13.6	426	6.45	0.320	0.031	0.005	0.059	0.095	0.539	0.012
æ	S	29.1	14.4	8.62	1.8	15.1	2.57	4. 4.	0.288	0.035	0.025	0.061	0.121	0.512	0.058
	Ø	53	14.5	8.62		15.9	2.41	629	0.302	0.034	0.036	0.045	0.115	0.530	0.046
4	S	29.1	14.1	8.60	1.5	14.0	5.53	6.04	0.237	090.0	0.0 4	0.048	0.152	0.474	0.012
	æ	29.1	14.0	8.61		15.8	334	6.45	0.234	0.062	0.019	0.033	0.114	0.430	0.011
s	S	28.9	13.9	8.64	==	16.4	5.89	6.41	0239	0.061	0.035	0.043	0.139	0.471	0.052
	ф	29.1	14.5	8.60		17.9	1.63	636	0.242	0.063	0.072	0.033	0.168	0.484	9000
9	S	29.1	15.1	8.58	1.1	162	4.74	5.40	0237	0.062	0.039	0.049	0.150	0.486	0.01
	B	29.1	15.0	8.59		16.1	2.02	6.49	0.241	0.063	0.033	0.056	0.152	0.472	9000
7	S	29.1	15.2	8.59	1.5	15.9	631	6.62	0.243	0.062	0.037	0.035	0.134	0.467	0.035
	B	29.2	14.5	8.60		16.8	4.63	6.51	0.265	0.063	0.114	0.038	0.215	0.492	0.005
00	S	29.1	14.4	8.61	1.5	16.2	3.52	5.49	0.248	0.061	0.053	0.034	0.148	0.564	0.041
	œ.	29.0	14.5	8.60		16.1	4.91	5.22	0.242	0.062	0.008	0.032	0.102	0.476	0.016
	Mean	29.0	14.5	8.61	151	15.59	3.86	627	0.27	0.050	0.038	0.050	0.138	0.502	0.024
	S.D.	0.1	4.0	0.02	0.29	1.15	1.41	0.48	0.04	0.016	0.026	0.016	0.028	0.039	0.019
	Max.	29.2	15.2	8.64	1.80	17.90	631	6.73	0.33	0.063	0.114	0.080	0.215	0.564	0.058
	Min.	28.7	13.9	8.58	1.10	13.55	1.63	5.22	0.23	0.027	0.002	0.032	0.095	0.430	0.005

Table 6.4. Distribution of nutrients and some water quality parameters in Cheonsu Bay in autumn (October 9, 1997)

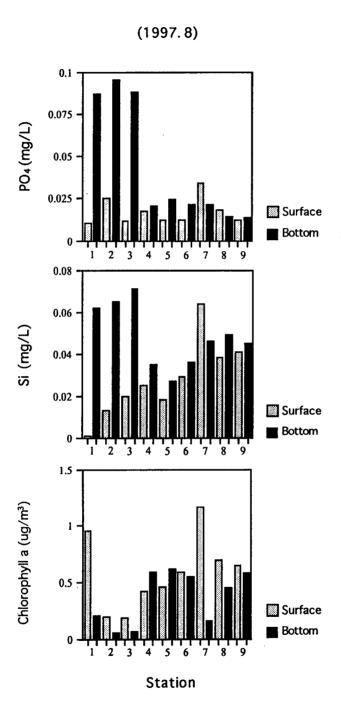


Fig. 6.11 Distribution of phosphate (a), silicate (b), and chlorophyll a (c) in Cheonsu Bay in autumn (August 1997).

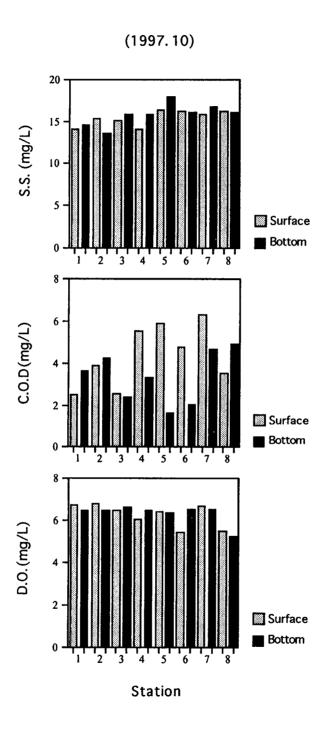


Fig. 6.12 Distribution of suspended solids (a), C.O.D.(b), and dissolved oxygen (c) in Cheonsu Bay in autumn (October 1997).

이러한 분포 특징은 전년도 9월에도 유사한 양상으로 출현하였다. 즉, 1996 년 9월의 조사결과를 보면 만 북쪽의 정점 1~4 까지는 아질산태 질소가 0.026 mg/ ℓ 이하의 낮은 값을 보였으나, 정점 5 및 그 남쪽에서는 그 농도 가 약 0.04 mg/ ℓ 로 크게 증가하였다. 아질산태 질소의 이러한 분포 양상은 매년 동일하게 나타날 것으로 추측된다.

질산태 질소(NO3)는 오염물 유입의 가능성이 높은 오천항의 수로 입구 에 위치한 정점 7의 저층에서 주위보다 현저히 높은 0.114 mg/ℓ의 값을 보였으며, 8개 정점의 평균값은 0.038 mg/l 이었으며 (Fig. 6.13b), 이는 전 년도 평균 0.512 mg/ℓ에 비하여 1/10 이하로 감소된 값이다. 암모니아태 질소(NH4)는 만의 북쪽에서 남쪽으로 갈수록 점차 감소하는 경향을 보였으 며, 8개 정점의 평균은 0.050 mg/ℓ이었다 (Fig. 6.13c). 총질소(TN)의 지역 별 분포 경향은 다른 계절에는 주로 질산태 질소(NO3)의 분포에 의해 주도 되었으나, 97년 가을철에는 질산태 질소와 암모니아 질소(NH4)가 이루는 경 향이 약 4:5의 비율로 합성된 결과로 표현되었다 (Fig. 6.13d). 인산염(PO4) 은 평균 0.502 mg/ℓ의 농도로 정점간에 큰 차이는 없으나 만의 북쪽에서 남쪽으로 갈수록 약간 감소하는 경향이 보이며 정점 8의 표층에서 0.564 mg/ℓ 로 주위보다 약간 높은 값이 출현하였다. 인산염 농도가 만의 북쪽에 서 남쪽으로 내려갈수록 점차 감소하는 경향은 전년도 가을철 조사에서는 더욱 뚜렷하게 나타났으며, 97년도 자료와 함께 해석할 때 인산염의 공급원 이 만 최북단에 존재하고 있음을 시사하며, 여름철 서산 A,B 지구에서 육수 와 함께 방류되어 만 북부의 해저면에 쌓인 유기물 함량이 높은 퇴적층일 것으로 추정된다. 규산염도 북쪽의 세 정점 1, 2, 3에서는 약 0.32 mg/ℓ 정 도로 높고 그 보다 남쪽의 정점에서는 약 0.24 mg/l로 감소하여, 전년도와 동일하게 만의 북쪽에서 높고 남쪽에서 낮아지는 경향을 보였다 (Fig. 6.14b). 클로로필 a는 몇 개 정점에서는 높고 다른 정점에서는 낮게 나타나 는 등 지역적 분포의 특성을 파악할 수 없었다 (Fig. 6.14c).

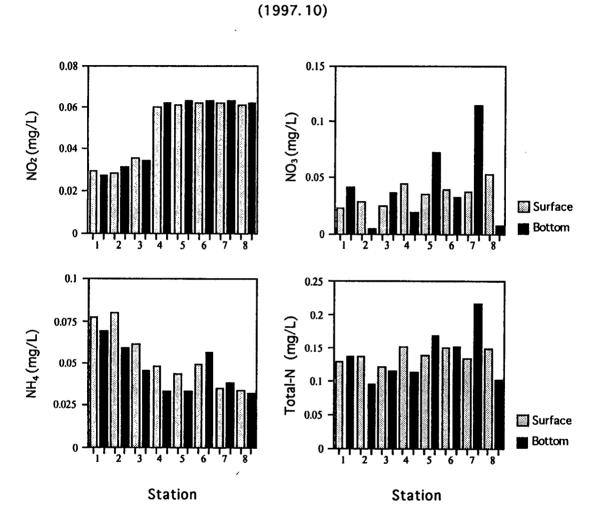


Fig. 6.13 Distribution of nitrites (a), nitrates (b), ammonia (c), and total nitogen (d) in Cheonsu Bay in autumn (October 1997).

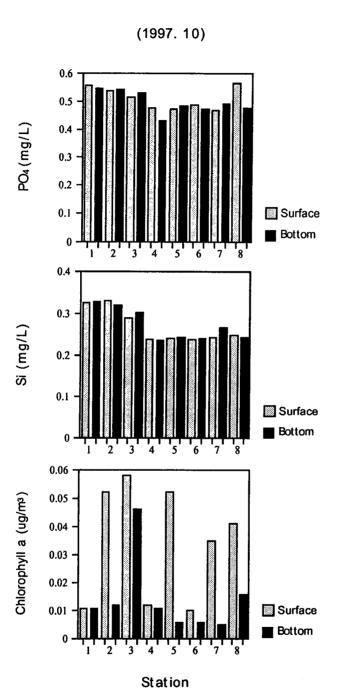


Fig. 6.14. Distribution of phosphate (a), silicate (b), and chlorophyll a (c) in Cheonsu Bay in autumn (October 1997).

2. Benthic flux 측정

1) Benthic flux 추정의 방법

제2차년도 연구에서도 제 1차년도와 동일한 방법으로 해저 퇴적층과 저 층 해수간의 영양염 플럭스를 추정하였다. 제1차년도 연구에 사용하였던 Benthic chamber의 재질과 성능을 개선하여 개량형의 Benthic chamber를 2 개조 제작하였다.

Benthic chamber를 퇴적층 표면에 설치하였을 때, 퇴적물의 초기 속성작용이 진행됨에 따라 유기물이 분해하고 영양염은 재광물화 되어 공극수를 따라 위쪽으로 확산하여 퇴적물-해수 계면을 지나 chamber 속으로 들어가게 된다. 이때 시간(t)에 따라 Chamber내의 임의의 화학 성분은 chamber내에 축적되게 되어 농도(C)는 점차 증가하다가 평형값(Ceq)에 도달하게 될 것이며, 그 농도와 시간 사이의 관계는 아래 식으로 표현된다.

위 식의 일차도함수 (dc/dt)로부터 계산된 t=0일 때의 값인 (dc/dt)_{t=0} 은 chamber가 설치되는 순간 (즉, chamber 설치 직전의 자연상태)의 시간에 따른 농도증가율을 나타낸다. 따라서 퇴적물에서 저층수로 향하는 flux는.

$$F=(dc/dt)_{x=0}$$
 (V/A) (6.2) 로 주어지며 이때, $F=flux$ $(g/m^2 hr)$, $V=benthic chamber의 內容積 (m^3) , $A=benthic chamber의 바닥면 면적 (m^2) 이다.$$

2) 영양염의 Benthic flux

제2차년도에는 Benthic flux 측정을 위하여 천수만 입구의 조사 정점 6

부근의 갯벌로 이루어진 해저면에 Benthic chamber를 약 6일간 설치하고 시료를 채취하였다. 설치 직후 chamber 내부의 부유된 퇴적물이 가라앉기를 기다려 설치후 17분에 최초로 채취를 시작하여 설치후 6일째 (144시간)의 채취까지 총 8회에 걸쳐 시료를 채취하였다. Chamber내의 여러 화학성분의 농도는 시간에 따라 Table 6.5의 자료와 같이 변화하였다. 이 자료를 토대로 각 성분에 대하여 최소자승법에 의하여 최적함수(best-fit equation)를 구하였다.

제2차년도의 인산염 자료에 대해 구해진 최적함수(Fig. 6.15)의 도함수로 부터 추정된 PO4의 benthic flux는 3.75 g/m² yr로 나타났다. 이 값은 제1 차년도인 1996년 10월에 동일한 방법으로 인근 해역에서 얻어진 플릭스의 추정치인 9.13 g/m² yr의 약 41%에 해당하는 값이다 (환경부, 1997). 따라서이 과제의 상위 과제에서 시도하는 천수만내 인산염의 수지균형 modeling에 사용될 인산염의 benthic flux는 제1차년도와 제2차년도의 평균을 취하여 6.44 g/m² yr의 값을 사용하면 타당할 것이다.

Benthic chamber 내의 규산염도 시간 증가에 따라 농도가 증가하였다. 이 자료에 대해 구해진 최적함수의 도함수로부터 추정된 규산염의 benthic flux는 126.8 g/m² yr로 나타났다. 제1차년도에 추정된 규산염의 benthic flux는 377.6 g/m² yr이므로 제1차년도와 제2차년도 추정치의 평균값인 252.2 g/m² yr는 천수만 규산염의 benthic flux로 사용하기에 타당한 값이다.

3. 퇴적물 산소요구량 (SOD)

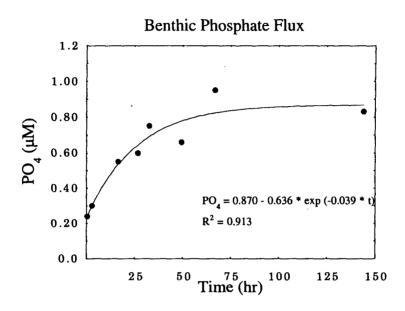
천수만 내 저층 퇴적물의 유기물 함량의 척도인 퇴적물 산소요구량 (Sediment Oxygen Demand)의 측정결과는 Table 6.6과 같다. 최고치는 만 북쪽의 정점 2에서 2.11 mg/g로 나타났고, 최저치는 정점 9에서 0.72 mg/g으로 나타났다. 퇴적물 산소요구량이 만의 북부 정점들에서 높은 값을 보이는 것은 입자태 유기물의 주된 유입원이 북쪽에 있음을 시사하며, 오염물질의 유입

Table 6.5. Concentration of nutrients and dissolved oxygen as a function of time in a benthic chamber deployed on the muddy sea floor of Cheonsu Bay (August 1997).

PO4	SiO2
(μΜ)	(μΜ)
0.24	10.29
0.3	11.96
0.55	15.75
0.6	22.27
0.75	40.31
0.66	55.67
0.95	62.95
0.83	67.15
	(μM) 0.24 0.3 0.55 0.6 0.75 0.66 0.95

Table 6.6. Chemical oxygen demand of sediment samples of Cheonsu Bay in August 1997.

St. No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
C.O.D. (mg/g)	1.24	2.11	1.03	1.42	0.88	0.80	0.76	1.43	0.72
Mear	n 1.15	j	Ma	ximum	2.11		Minimu	ım O	.72



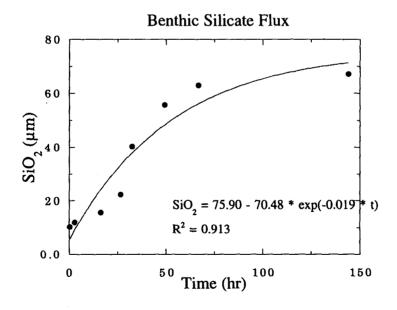


Fig. 6.15 Concentration of phosphate (a), and silicate (b) in seawater within the benthic chamber as a function of time (August 1997).

유입 가능성이 높은 오천항 수로의 입구에 위치한 정점 7에서 비교적 퇴적 물의 COD가 낮은 것은 아마도 최근 이 지역 일대에서 활발히 진행중인 보 령신항 건설공사로 인하여 다량 유입된 유기물 함량이 낮은 토사가 해저면 에 쌓여있기 때문인 것으로 추정된다.

제 4 절 결 론

제 1차년도에 이어 동일한 연구방법을 적용하여 천수만과 외해, 해수과 저층 퇴적물 사이의 물질 순환을 규명하기 위하여 천수만 내 영양염류의 계 절별 지역별 분포를 파악하기 위해서 수행된 본 연구의 제2차년도 사업을 통하여 다음의 몇가지가 밝혀졌다.

- 1) 1997년간 4계절에 걸쳐 천수만내 9개 조사정점에서 NO₃, NO₂, NH4, PO₄, Si(OH)₄ 등 영양염 분포, 부유물질량, 화학적 산소 요구량, 용존산소, 퇴적물 COD 등 주요 수질 관련 자료를 획득하였다.
- 2) 영양염의 지역별 분포를 보면 천수만의 북쪽 정점에서 농도가 높고 남쪽으로 갈수록 점차 감소하는 경향을 보여, 이들 영양염의 공급원이 만의 북쪽에 존재함을 시사하고 있다. 총질소(TN)의 지역별 분포는 주로 질산태 질소(NO₃)의 분포에 의해 주도되었으나, 봄철에는 암모니아태 질소의 분포 에 의해서도 상당한 영향을 받는 경향을 보였다.
- 3) 제1차년도에 계속하여 해저면의 mud층 위에 Benthic chamber를 설치하고 시간별로 채수하여 분석한 결과로부터 인산과 규산의 benthic flux를 추정하였다. 제2차년도에서 얻어진 결과는 인산태 인(PO₄)의 경우 benthic flux는 3.75 g/m² yr 이었고, 규산염(Si)의 benthic flux는 126.8 g/m² yr로 추정되었다. 제1차년도와 제2차년도에 얻어진 결과의 평균은 인산태 인은

6.44 g/m² yr이고 규산태 규소는 252.2 g/m² yr로 주어진다. 이 benthic flux 의 추정치는 천수만 내 물질순환의 연구를 위한 중요한 자료로 사용될 수 있다.

·			
			•

제 7 장 2차원/3차원 수질모형의 개발

제 1 절 3차원 POM 수리역학모형의 응용

POM 모델은 1977년부터 Alan Blumberg 와 George Mellor 가 공동으로 개발 시작한 수치모델로써, 프린스턴대학, NOAA 그리고 Dynalysis of Princeton 사의 공동개발품이다. 본 연구보고서 4장에서 기술된 Blumberg and Mellor (1987) 의 알고리즘을 바탕으로 코드화된 프로그램으로써, 현재 http://www.aos.princeton.edu/WWWPUBLIC/htdocs.pom 홈페이지로부터 프로그램을 다운로드 받을 수 있다. 본 연구보고서 제 4장에서 다루는 3차원 수치모형은 Blumberg and Mellor (1987)의 알고기즘을 본 연구팀이 득자적으로 3차원 수치모형으로 코드화하고 지속적으로 보완해온 개발프로그램이고, 소위 말하는 POM은 일차적으로 Public domain 에 있는 프로그램을 다운로드 받은 후 목적에 맞게 수정보완한 모델을 일컫는다.

본 연구에서는 연구팀이 자체 코드화하여 지난 10여년동안 지속적으로 개발한(김창식, 1987) 3차원 수치모형을 운영하고 있으며, 또한 대중적인 사용을 위해 Public domain에 있는 POM 모델을 입수하여 목적에 맞게 수정보완하여 병행사용하고 있다. 같은 알고리즘에 바탕을 둔 두 수치모형은 응용성에 다소 차이가 있으나, 본 연구진에 의해 개발된 3차원 수리역학모형은 수온, 염분을 동시에 고려하고 바람과 조석의 외력을 함께 입력시킬 수 있도록 개발되었다. 하지만 Public domain의 POM 모형은 단순지형에 대해바람만에 의한 해수유동만을 다루면서, 필요시 사용자가 수정보완하기를 권유하고 있다. 따라서 현재 상태의 POM으로는 본 연구진의 3차원 수리역학모형과 직접 비교가 수행되지 않았지만, 3차년도에는 관측된 3차원 유속구조를 이용하여 상호 비교가 계획되고 있다.

POM 모델의 특성은 제 4 장에서 기술된 본 연구진의 개발품인 3차원 수리역학모형과 알고리즘이 거의 동일하다.

- ㅇ 수직 혼합계수를 추정하기 위한 2차 모멘트 난류마감모듈을 사용한다.
- ㅇ 수심의 수직 좌표계를 시그마 좌표계를 사용한다.
- 수평적으로는 Curvilinear orthogonal 좌표계를 사용하고 Arakawa C유한차분 그리드를 사용한다.
- 수평방향의 시간차분은 explicit을, 수직 시간차분은 implicit을 사용한다.
 따라서 수직방향으로는 시간제약을 받지 않기때문에 표층과 저층 경계층에서는 매우 높은 분해능을 가질 수 있다.
- POM 모델은 자유표면을 허용하며, 짧은 time step을 사용할 수 있다.
 모델의 external 모드에서는 2차원이고 CFL 조건과 외부파 속도에 따라 매우 짧은 시간 간격을 사용한다. 그러나 internal 모드에서는 CFL 조건과 외부파 진행속도에 근거하여 긴 시간 간격을 사용한다.
- ㅇ 완전한 열역학적 접근이 가능하다.

난류마감모듈은 소위 일컫는 Mellor-Yamada의 Level 2.5 model을 사용한다. POM에서 사용하고 있는 난류마감모듈은 혼합층역학을 시뮬레이션하기에 충분한 정밀도를 갖고 있는 것으로 알려져 있다. 해저지형이 급격히변화하거나 경사진 곳의 해수유동 재현을 위해서는 시그마 좌표계가 필수적이다. 또한 표층과 저층경계층에서의 작은 길이 규모에서의 큰 변화를 분해하기 위해서도 필요하다. 하지만 해저지형변화가 매우 급격한 곳이나 천퇴등의 형상이 매우 뾰족한 지형에는 모델결과에 문제점이 있는 것으로 판단되어, 최근에는 multi-block grid 를 POM 모형에 연계 사용하는 예도 있다 (Ly, 1997).

POM 모형에 대한 자세한 내용과 지배방정식은 앞에서 제시한 POM 홈페이지에서 파일로 받을 수 있으며, 지배방정식은 본 연구보고서 제 4 장의 지배방정식과 동일하다.

POM 모형의 현지적용성을 검토하기 위하여 본 연구에서는 Public domain의 POM 모형으로부터 우선 외력을 조석으로 사용하고 각종 경계조건을 수정보완하여 본 연구사업의 현장 및 수치모형 실험해역인 천수만과

인근해역에 적용하였다. 다음 절에서는 POM 모형의 시험운영 결과를 제시하며, 아울러 수치모형에 의해 산출된 시간에 따른 유속장 변화를 애니매이 션 한 화상의 일부를 제시한다.

2. 3차원 POM 모형의 천수만 해역 적용

앞에서 기술된 3차원 POM 모형의 지속적인 보와을 위해서 천수만 해역 에 적용하였다. 적용 대상 해역과 적용 조건은 1차년도 보고서의 4장 4절에 제시된 환경과 조건을 그대로 사용하였다. POM의 특성상 대상해역의 수심 을 시험적으로 6등급으로 나누었으며, 시뮬레이션에서는 환경변화 전(서산방 조제 건설전)과 후(서산방조제 건설후)의 경우에 대해 약 15일간의 조류를 시뮬레이션하였다. 본 모형의 운영 목표는 수질모델과 연계할 수리역학모형 의 다양성을 유지함으로써, 본 연구사업에서 추진하고 있는 실용성 모델의 운용을 위해 일정시간마다의 모델 결과를 애니메이션하여 해수의 흐름구조 를 동적으로 취급하는데 그 목표를 두고 있다. 따라서 POM에 의해 시험운 영된 3차원 수리역학모형 결과는 PGPLOT 그래픽스 언어를 이용하여 도면 화 되었으며, 시간에 따라 연속된 도면은 애니메이션 응용프로그램을 이용 하여 PC에서 직접 동화상을 보거나 인터넷 상에서 움직이는 흐름구조를 볼 수 있게 하였다. Fig. 7.1은 3차원 수리역학모형인 POM을 천수만 해역에 적 용하여 얻은 결과를 대조기 낙조류부터 시작하여 표층해류와 저층해류의 흐 름 분포를 매 3시간마다 제시한 것으로써, 매 1시간마다의 유속변화를 애니 메이션한 파일의 일부를 보여주고 있다. 최강 낙조류와 최강 창조류의 분포 는 PLATE 2 와 PLATE 3에 잘 나타나있다.

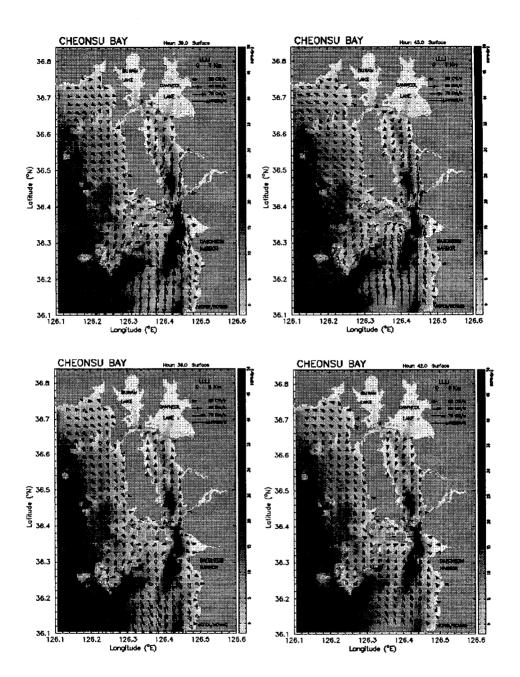


Fig. 7.1 Time sequential plots of tidal currents at surface and at bottom layers for a tidal cycle in Cheonsu Bay. The currents are simulated using the 3-D POM model. Animation of these plots can be seen at http://www.kordi.re.kr/~surfkim.

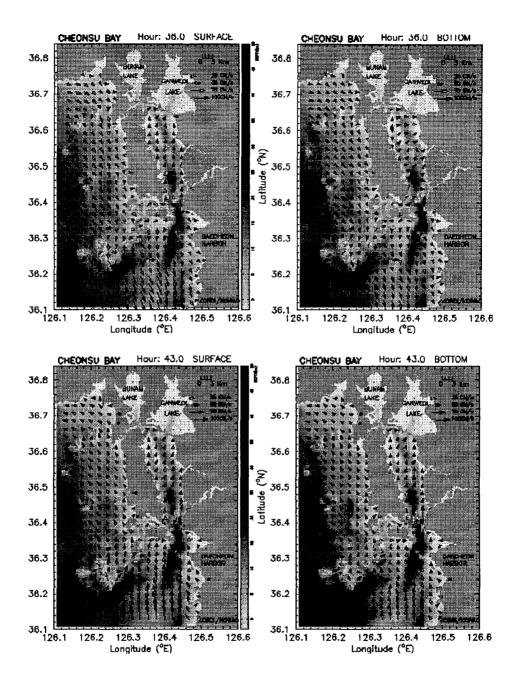


Fig. 7.1 (continued)

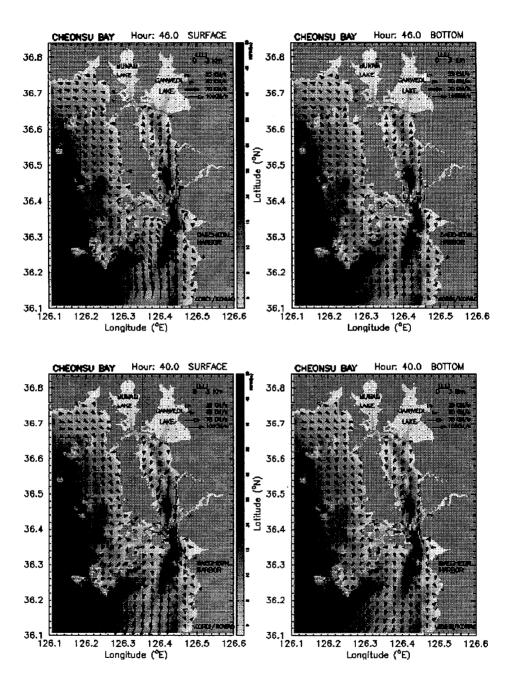


Fig. 7.1 (continued)

제 2 절 2차위 수질모형의 유영

연안해수의 수질은 일차적으로 큰 강이나 표면수로부터 유입되는 물질의 변화과정에 의해 지배받는다. 인간의 활동에 의해 보내지는 이러한 물질들은 주로 큰 강의 하구로부터 시작하여 인접 연안에 영향을 미친다. 따라서 하구와 연안에서의 수질변화에 대한 관심은 다른 어느 해역보다 높으며, 이곳은 해양생물의 좋은 서식처일 뿐 아니라, 우리에게 영향을 미치는 환경학적으로도 매우 중요한 곳이다. 하구와 연결된 조석 영향을 받는 강유역의물리적 그리고 지화학적 과정을 이해하고, 이로부터 필요한 환경관리 수단을 마련하기 위하여 수질변화에 대한 수치모형이 사용된다. 1차년도 보고서에서 언급되었듯이 수질모형은 수리역학모형과 물질순환모형이 결합된 것이다. 수리역학모형에서 계산된 각 지점별 해수면 변화와 각 지점별 각 수심별 유속변화는 곧 물질순환모형의 입력자료로 활용된다.

하구와 연결된 조석의 영향을 받는 강유역은 일반적으로 수직 균질하지 못하다. 즉 수심별 수리역학구조의 변화가 크다. 하지만 강 폭이 크지 않은 대부분 우리나라의 강은 지구자전의 효과나 측면순환에 대한 크기는 무시될 정도이다. 따라서 본 연구에서는 하구로 흘러들어오는 큰 강의 수질모형을 수직 2차원으로 처리하여 단기적 모니터링 및 예측을 위해 수치모형을 구성 하여 시험유영하고자 한다.

1. 수리역학 지배방정식

일반적인 3차원 수리역학 지배방정식은 1차년도 보고서 및 본 보고서 제 4 장에 잘 기술되어 있다. 2차원 plug flow에 대한 방정식은 다음과 같이고쳐 쓸 수 있다. 양(+)의 x축 방향은 바다쪽이고, z방향은 위쪽이 양(+)의 값이다

$$\frac{\partial (uB)}{\partial x} + \frac{\partial (wB)}{\partial z} = q_{p}$$
 (7.1)

$$\frac{\partial}{\partial t} (B_{\eta} \eta) + \frac{\partial}{\partial x} \int_{-H}^{\eta} (uB) dz = q$$
 (7.2)

$$\frac{\partial (uB)}{\partial t} + \frac{\partial (uBu)}{\partial x} + \frac{\partial (uBw)}{\partial z}$$

$$= -\frac{B}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(A_x B \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_z B \frac{\partial u}{\partial z} \right)$$
 (7.3)

$$\frac{\partial \mathbf{p}}{\partial \mathbf{z}} = -\rho \mathbf{g} \tag{7.4}$$

$$\frac{\partial (sB)}{\partial t} + \frac{\partial (sBu)}{\partial x} + \frac{\partial (sBw)}{\partial z}$$

$$= \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x B \frac{\partial s}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z B \frac{\partial s}{\partial z} \right) + S_0$$
 (7.5)

여기서 t=시간, η 는 평균해면으로부터의 해수면 변위, u & w =수평유속 및 수직유속, s= 염분도, $B \& B_{\eta}=$ 강폭과 측면유수지 포함한 강폭, H=수심, $q_p=$ 점오염원 부하량, q= 측면흐름, $p \& \rho=$ 앞력과 해수밀도, $A_x \& A_z=x$ 와 z 방향의 운동량 난류확산계수, $K_x \& K_z=$ 물질확산계수, $S_0=$ 염분의 Source/sink.

2. 경계조건

가. 해수표면

해수표면을 통하여 물질의 교화는 없다고 가장한다.

표면에 작용하는 바람응력은 z = 0 에서

$$\rho Az \frac{\partial u}{\partial z} = C_d \rho_a U_w | U_w |$$
 (7.6)

이며 아랫첨자 a는 공기의 성분에 해당하며, U_w 는 지상 10m에서의 풍속이다.

나. 해저층

해저층을 통하여 물질의 교환은 없다고 가정한다.

저층응력은 일반적으로 사용하는 z = -H에서

$$\tau_{b} = Az \frac{\partial u}{\partial z} = C_{d} U_{1} | U_{1} |$$
 (7.7)

을 사용하고, τ_b = 해저전단응력, U_1 은 바닥으로부터 첫번째 층에서의 유속이다.

다. 상류에서의 경계조건

모델의 최상류 경계점을 x = 0 으로 놓고, 이곳은 강수의 시작점 또는 조석의 영향이 미치는 최상단 지점으로 볼 수 있다. 이곳에서의 민물유량 및 염분은 알고 있는 것으로 가정한다.

$$U = \frac{Q(t)}{A}, \quad s = known \tag{7.8}$$

여기서 Q(t)는 민물유량, A는 단면적이다. 이곳에서의 유속 U는 수심이 얕기때문에 상수로 가정한다. 일반적으로 조석은 염분이 전파되는 곳보다 훨씬 더 상류쪽으로 전파하기 때문에 상류경계지점에서의 염분은 0 으로 놓는다.

라. 외해쪽 경계면

외해쪽 경계면 (x = 1)은 하구 입구쪽에 자리 잡는다. 해수면의 변화는 조화상수의 합성 또는 현지관측에 의해 시계열 자료로 입력된다.

식 (7.5)에 의해 제시되는 염분 균형방정식을 민족해야 한다. 이를 위해서는 외해경계층에서는 '전형적'인 염분이 존재하여 창조류에는 고염분이 하구로 흘러들어와 내부의 염분이 높아진다. 즉 x=1 에서

$$\frac{\partial s}{\partial t} = -\frac{\partial s}{\partial x} U \tag{7.9}$$

3. 물질순환 지배방정식

물질순환 지배방정식은 해수중에 용존되어 있는 물질 또는 부유되어 있는 물질들의 질량균형을 표현하는 식을로써, 이미 1차년도 보고서에 상세하게 기술되었다.

즉 질량보존방정식은,

$$\frac{\partial (cB)}{\partial t} + \frac{\partial (cBu)}{\partial x} + \frac{\partial (cBw)}{\partial z}
= \frac{\partial}{\partial x} (K_x B \frac{\partial c}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial z} (K_z B \frac{\partial c}{\partial z}) + B S_e + B S_i$$
(7.10)

여기서 c = 용존 또는 부유물질 농도, S_e = 경계면에서 추가(제거)되는 불질량, S_i = 생화학 과정에 의해 해수 내부에서 생산 또는 감소되는 물질량이다.

물리량(u, w, K_x , K_z) 등은 앞에서 언급한 수리역학 모듈에서 구해지며, 각각의 서로 다른 물질들의 이류, 확산 등은 식 (7.5)에서 제시된 염분보존방정식을 따른다.

본 연구에서 다루는 수질 항목은 8개의 상호 연계된 물질로써, 식물플랑크톤량(chl), 유기 태 질소(N1), 암모니아 질산염(N2), nitrite-nitrate 질산염(N3), 유기 인산염(P1), 무기 인산염(P2), CBOD 그리고 DO 등이다. 모든수질요소의 변화는 식 (7.10)에 의해 지배받으며, 단지 서로 다른 Se 와 Si 의 변화 관계식을 사용한다. 수질지배요소에 대한 세부적 지화학적 물질순환과정은 1차년도 보고서에 상세히 제시되어 있다.

물질순환모델의 운영에 필요한 경계조건도 수리역학모형의 경계조건과 유사하다. 단지 해수표면에서는 바랍의 작용에 의해 공기 주입이 일어나고 이에따른 DO의 공기 재주입 과정이 추가 된다.

4. 2차원 수질모형의 시험운영

식 (7.1)에서 식 (7.10)에 이르는 8가지 수질요소의 변화 추정을 위한 2차원 수질수치모형은 단순화한 하구 지형에 유한차분법으로 시간변동에 따른해수면 변화, 유속장의 변화 그리고 각 물질 농도의 변화를 시뮬레이션하였다.

본 연구에서 시험운영하는 모형의 입력조건은 기존의 가용한 자료를 바탕으로 하였으며, 수평적으로 100개의 cell(72km), 수직적으로 10개의 cell(수심 10m)을 유한차분화하여 운영하였다. 시험운영된 2차원 수질모형의 수행능력이 우수하게 나타나, 3차년도 연구에서는 한강과 임진강의 복합시스템에 직접 응용할 계획이다.

모델의 운영에 필요한 경계 및 초기조건의 소요제원은 다음과 같다.

- (a) 외해쪽 경계면에서의 η 와 s.
- (b) 상류경계면에서의 민물 유량.

- (c) 바람응력(일일변화, 기간평균 등).
- (d) 상류 및 외해경계면에서의 8가지 수질요소 (DO, Chl, CBOD, N1, N2, N3, P1, P2)의 평균 농도.
- (e) 8가지 수질요소의 점원 또는 비점원 부하량.
- (f) 영양염의 해저 flux 와 SOD.
- (g) 수온, 기온.
- (h) 태양복사량.

모델이 운영되면, 초기조건으로부터 각 시간대마다 u, w, 7, s 그리고 8 가지 수질요소를 각 지점별 각 수심별로 계산한다. 시험운영 결과 모델 결과는 10조석 주기 이내에서 안정된 값을 얻는다. 시험운영은 100 조석주기에 대해 운영하였으며, 모델 결과는 즉시 PC의 화면에 동화상으로 확인할수 있게 그래픽을 제시한다. 즉 모델 결과는 마이크로소프트사의 Fortran Power Station에서 제공하는 QuickWin Procedure를 그래픽 언어인 PGPLOT과 함께 연결 사용함으로써, 시간에 따라 변하는 해수면, 유속장, 그리고 수질 요소의 변화를 메뉴바에서 수시로 변경 선택하여 모니터링할수 있다. 이러한 응용은 주어진 조건에 대해 단기 모니터링을 하는데 입력조건을 주어 제어효과를 가시적으로 즉시 확인할 수 있는 장점이 있다. Fig. 7.2는 2차원 수질 모형을 100조석주기까지 운영하면서 진행되는 애니메이션 결과중 일부를 순간적으로 발췌한 것이다. 동화상 자체는 KOWAQ 홈페이지에서 확인할 수 있으며, 3차년도에는 2차원 수질모형을 한강과 임진강 하구에 적용하여, 다음 절에 기술될 3차원 수질 모형과 연계 활용될 예정이다.

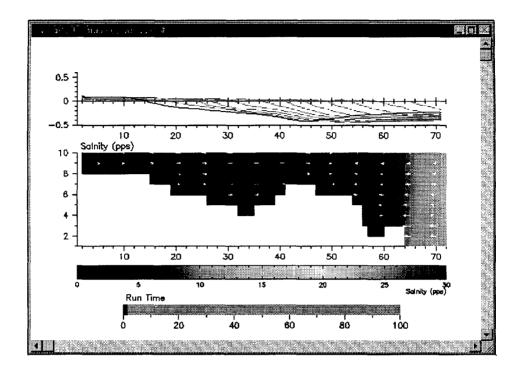


Fig. 7.2 2-D simulation of time-varying water quality in an estuary showing snapshots for salinity. Time sequence of surface elevation is on the top panel, and arrows in the middle panel indicate the direction and magnitude of the flow.

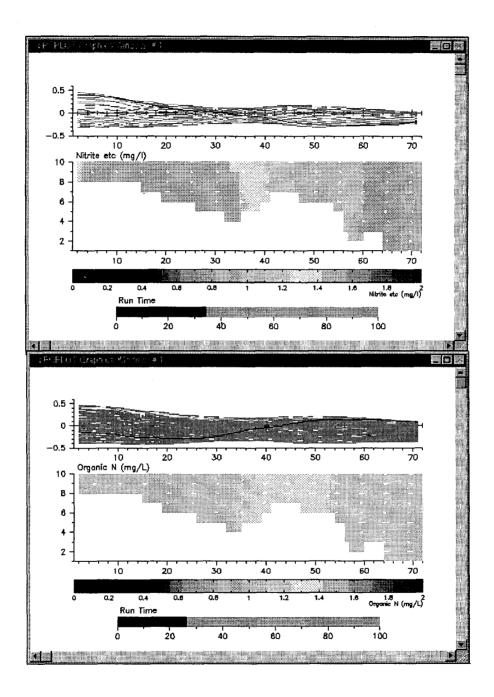


Fig. 7.2 (Continued). 2-D simulation of time-varying water quality in an estuary showing snapshots for Nitrite and Organic N.

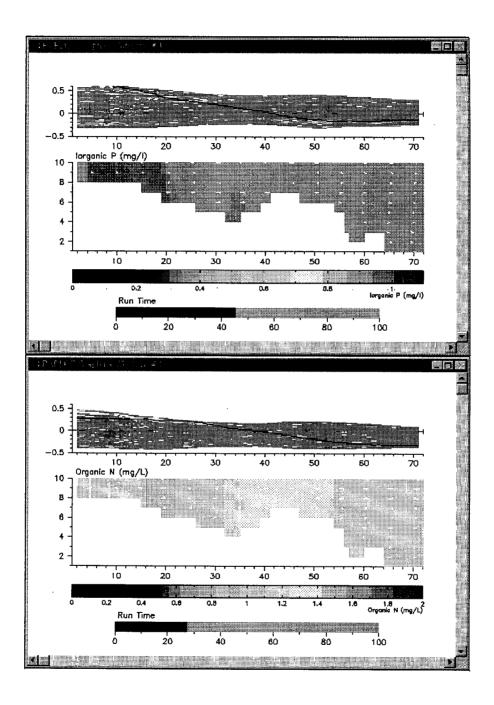


Fig. 7.2 (Continued). 2-D simulation of time-varying water quality in an estuary showing snapshots for Inorganic P and Organic P.

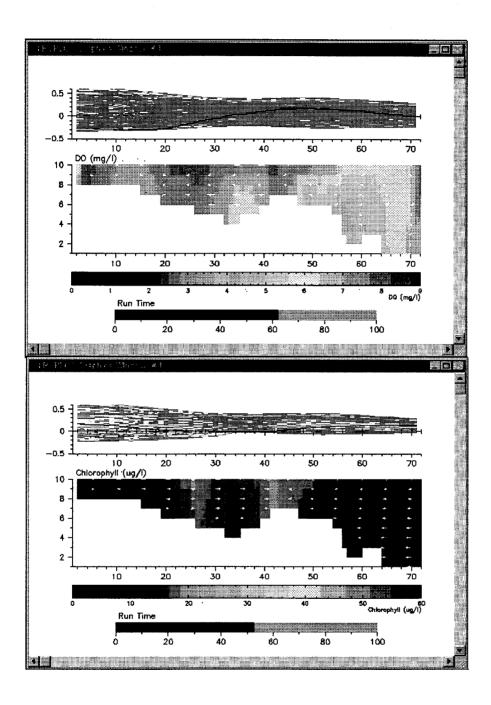


Fig. 7.2 (Continued). 2-D simulation of time-varying water quality in an estuary showing snapshots for DO and Chlorophyl.

제 3 절 3차원 수질모형의 시험운용

3차원 수질모형의 구성과 지배방정식 그리고 물질 각 요소의 지화학적 순환과정 등은 1차년도 보고서 (환경부, 1997)에 상세히 수록되어있다. 당해 년도 연구에서는 1차년도 연구에서 검토되어 제시된 3차원 수질모형을 구성하여 이상적인 지형에 대해 시험운용하였으며, 시험된 수치 모형은 3차년도에 한강, 임진강 수계를 포함한 광역 경기만 (백령도-천수만 대각선 해역)해역에 적용하기 위한 준비단계이다.

3차원 수질모형에서 필요한 수리역학요소의 입력은 본 연구진이 운용 가능한 다양한 3차원 수리역학모형 (Blumberg & Mellor 의 알고리즘을 직접코드화하여 보완한 3차원 모형, POM 3차원 모형, VIMS의 HEM-3D의 수리역학모형(Hamrick, 1992), 등)에 의해 준비되었다.

3차원 수질모형의 운영은 Fig. 7.3에서 보는 바와 같이 수평적으로 10×1 cells, 수직적으로 3개의 cells로써, 총 30개의 cells로 구성되었다. 각 cell에서 필요한 수리역학변수는 수리역학 수치모형에서 계산되어 각 cell 안에 있는 수리역학 cell의 전에 평균으로 입력된다. 각 cell은 고유번호를 가지고 있으며, 각 cell의 사방에는 경계번호가 주어진다.

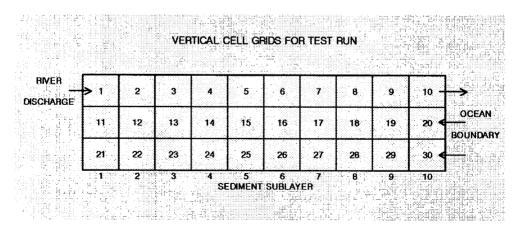


Fig. 7.3 30×1×3 grid system for 3-D water quality model implementation.

바닥층은 해저면에서 용출되는 물질의 flux를 교환하는 층이므로 퇴적층과 연계되어있다. 결국 3차원 수질모형은 3차원적 질량보존방정식의 해를 얻는 과정이다. 각각의 cell에 대한 각각의 수질변수는 다음 방정식의 지배를 받는다.

$$\frac{\delta \, V_j \, C_j}{\delta t} = \sum_{k=1}^n Q_k \, C_k^* + \sum_{k=1}^n A_k \, D_k \frac{\delta C}{\delta \, x_k} + \sum S_j \qquad (7.11)$$
 여기서 $V_j = j \text{ cell} 의 부피 (m^3)$ $C_j = j \text{ cell} 의 농도 (g m^{-3})$ $Q_k = j \text{ cell} 의 k 경계면으로 흐르는 유량 (m^3 s^{-1})$ $C_j^* = k 경계면을 따라 흐르는 물의 물질농도 (g m^{-3})$ $A_k = k 경계면의 면적 (m^2)$ $D_k = k 경계면에서의 확산계수 (m^2 s^{-1})$ $n = j \text{ cell} 에 연결된 경계면수$ $S_j = 외부 부하량 (g s^{-1})$

3차원 수질모형은 운용 매 시간마다 질량보존방정식을 다음과 같이 푼다.

- i) 내부의 source 와 sink를 검사한다. 이 과정은 변수의 변환과정이나 해 저층으로부터의 유출 등을 포함한다. 이 과정은 식 (7.11)의 $\sum S_j$ 의 일부를 제공하는 것이다.
- ii) 외부 부하량을 추가한다. 이 과정은 식 (7.11)의 $\sum S_{j}$ 를 모두 계산하는 것이다.
- iii) 모든 cell의 경계면에서의 종횡 방향의 이류와 확산을 계산한다.
- iv) 다음 시간단계인 t + △t 에서의 농도를 계산한다. 이 과정은 식(7.11)의 C에 대한 유한차분식의 해를 얻는 것이다.

v) 해수표면으로부터 바닥까지 수직수송을 계산한다. 계산은 표층 cell로 부터 맨 아래 cell까지 계산한다.

3차원 수질모형의 운영을 위해서는 22개 수질변수에 대한 초기 및 경계조건을 설정해야하며, 여기에는 매우 많은 양의 제어파일들이 있다. 당해년 도의 연구에서는 기존의 체사피크만에서 사용하는 제어파일을 이용하여 모델을 시험운영하여 모형의 운용성을 파악하였으며, 3차년도에는 우리나라 연안해역의 가용한 물질변수를 활용할 계획이다.

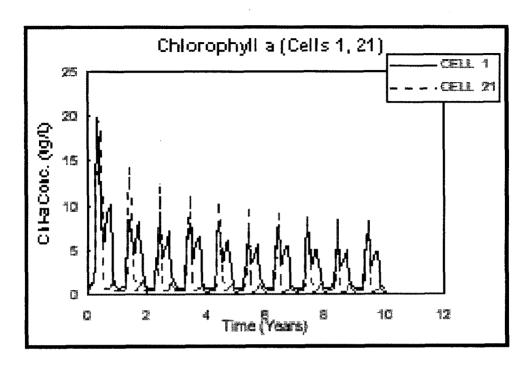
Fig. 7.4에서 Fig. 7.9는 시험운영된 3차원 수질모형의 결과를 나타낸다.

제 4 절 육상기인 오염원 정량화를 위한 수질모형

제 1 장에서 언급하였듯이 연안수질변화의 일차적 요인은 육상에서 유입되는 강물과 표면수에 의해 실려오는 물질에 있다. 물질이라함은 물속에 녹아있는 용존상태의 각종 영양염류, 독성물질 또는 병원체, 그리고 고형체의 영양염류 및 고체찌꺼기 등이다. 이들이 연안해수에 흘러들어오면 각종 지화학적 변화과정과 물리적 수송작용에 의해 다른 형태의 물질로 변하거나, 그대로 떠다니면서 주변 수질환경, 퇴적물 그리고 수계내부의 생물체에 영향을 미친다. 본 절에서는 이러한 각종 오염원의 정량화를 위한 과정을 수 치모형화하여 필요시 다차원 수질모델에 연계 운용할 준비를 하였다.

1. 유입강물의 오염도 추정 및 제어

강물이 유입되는 연안해역은 모든 점에서 매우 다양하며 복잡하다. 민물과 바닷물이 만나는 이곳의 염분은 다양하게 변화하며, 육지로부터 흘러들어오는 각종 영양염은 연안해역으로 하여금 어류 및 생물체가 가장 살기 좋은 곳을 제공하기도 한다. 하지만 좋은 측면이 있는 반면, 환경적 측면에서쉽게 영향을 받는 곳이 하구가 연결된 연안해역이다. 즉 유입강물의 상태의



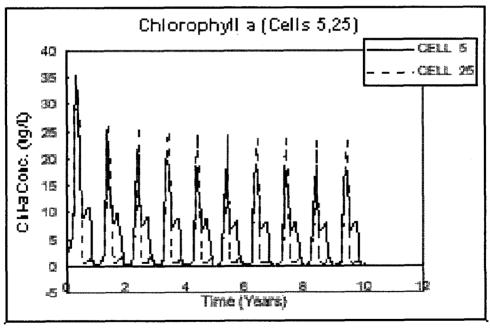
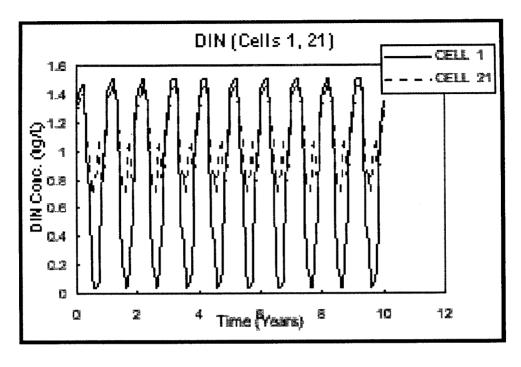


Fig. 7.4 Ten-Year simulation of Chlorophyll a at cell number 1, 21, 5 and 25.



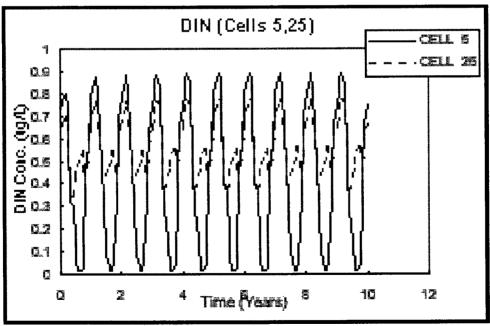
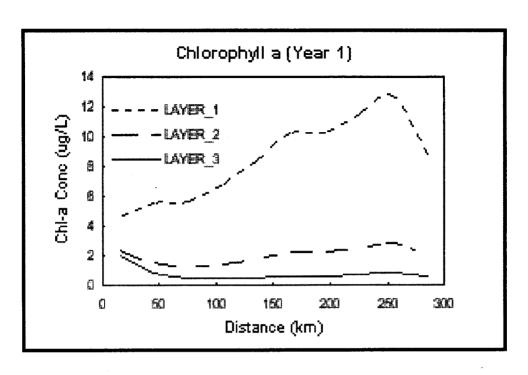


Fig. 7.5 Ten-Year simulation of Dissolved Inorganic Nitrogen(DIN) at cell unmber 1, 21, 5 and 25.



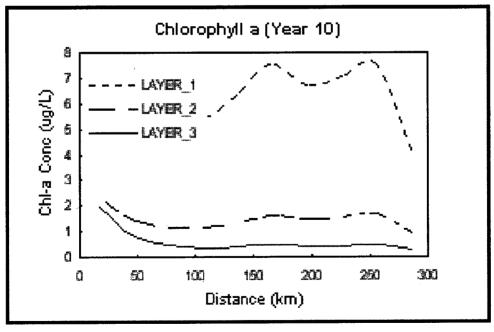
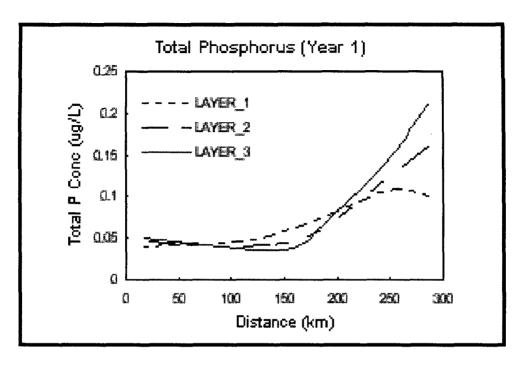


Fig. 7.6 Distribution of Chlophyll in the year 1 and year 10



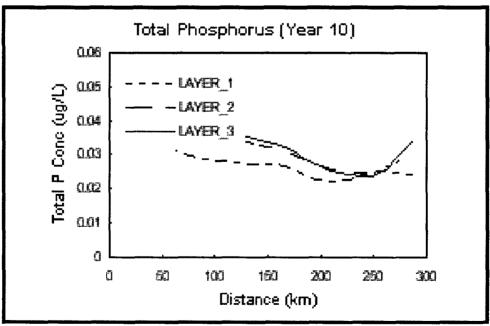
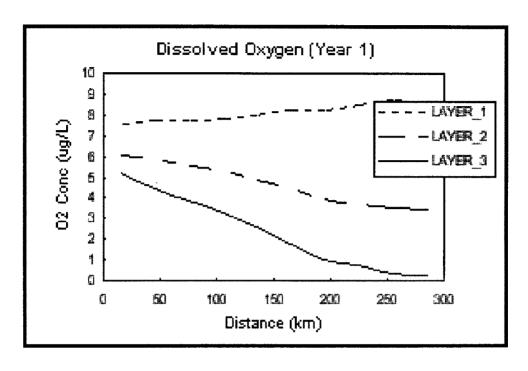


Fig. 7.7 Distribution of Total Phosphorus(TP) in the year 1 and year 10



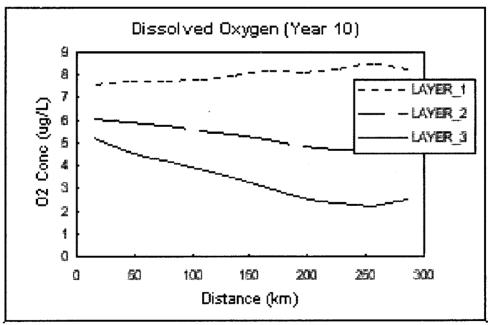
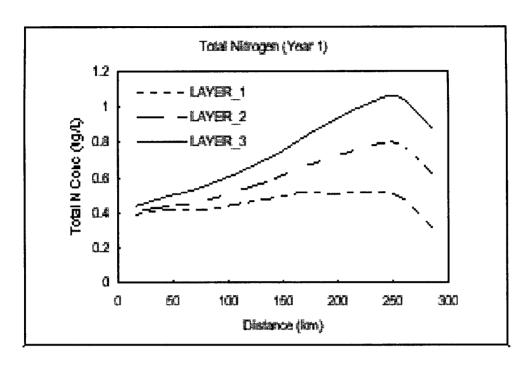


Fig. 7.8 Distribution of Dissolved Oxygen(DO) in the year 1 and year 10



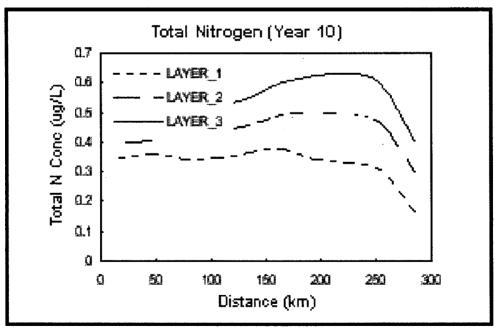


Fig. 7.9 Distribution of Total Nitrogen(TN) in the year 1 and year 10

질이 나쁠 경우 (높은 농도의 독성물질, 낮은 용존산소, 탁한 현탁물, 중금속함유, 농약성문의 과잉 등), 인접 연안해수의 질은 쉽게 낮아질 수 밖에 없다.

하구와 연결된 강으로부터 유입되는 오염부하량은 변수에 따라 하구에서 직접 모니터링 할 수도 있지만, 상류에서의 오염원과 기타 하천자료를 알면 필요한 요소의 부하량을 추정할 수 있어야 한다.

가. 점오염원에 의한 수질

1) 비보존성 물질

수질의 예측과 평가를 위해서 가장 기본적인 개념인 질량보존식 (mass balance equation)은 다음과 같다.

$$E \frac{d^2s}{dx^2} - U \frac{ds}{dx} - Ks = 0$$
 (7.12)

점오염원은 x=0 에 s_0 의 농도로 방출되면, $s=s_0$ at x=0, s=0 at $x=\pm\infty$ 이다. 여기서 E는 조석에 의한 혼합계수 [L^2/T] 로써 조류, 밀도 영향, 그리고 수직 및 수평 유속 경도에 의해 변한다. 비조석 유속인 U=Q/A 이며, Q는 순수유량 (조류량 : L^3/T) 이다.

식 (7.12)에 대한 해는

$$s = s_0 \exp(j_1 x)$$
 $x \le 0 (상류쪽)$ (7.13)

$$s = s_0 \exp(j_2 x)$$
 $x > 0$ (하류쪽) (7.14) 이고.

$$j_1 = \frac{U}{2E} (1 + \alpha)$$

$$j_2 = \frac{U}{2E} (1 - \alpha)$$

로써,
$$s_0 = \frac{W}{Q\alpha}$$
, $\alpha = \sqrt{1 + \frac{4KE}{U^2}}$ (7.15)

K는 소멸계수, W는 부하량(Q \times s) 이다. 점오염원 x=0에서의 농도는 s₀ 이며, 조석이 없는 곳에서는 $\alpha=1$ 이다. 하구에서는 조석 혼합효과를 나타내는 α 의 영향으로 강어귀 쪽과 강상류 쪽으로 물질이 이류됨을 알 수 있다. 하구에서는 소위 하구계수 KE / U^2 에 의해 각 지점에서의 농도분포가 영향을 받는다.

2) 보존성 물질

하구에서 염분과 같은 보존성 물질은 K=0 이므로, 질량보존식은 다음과 같다.

$$E\frac{d^2s}{dx^2} - U\frac{ds}{dx} = 0 (7.16)$$

경계조건은 s=0 at $x=-\infty$, $s=s_0$ at x=0이다.

식 (7.16)에 대한 해는,

$$s = s_0 \exp\left(\frac{Ux}{E}\right) \qquad , \quad x \le 0 \tag{7.17}$$

$$s = s_0 \qquad , \quad x > 0$$

$$s_0 = \frac{W}{Q} \qquad (7.18)$$

로써, 보존성 물질은 하류쪽에서는 단순히 $s = \frac{W}{Q}$ 로써 일정한 값을 유지하지만, 상류쪽으로는 거리에 따라 지수적으로 감소한다.

각각의 경우에 대한 해의 검토로부터, 하구로 유입되는 강물에 의한 오염물질의 농도는 여러 방법에 의해 제어될 수 있음을 알 수 있다. 즉 소멸상수 K에 의해 하류쪽 농도는 급격히 감소하는 점, 유속 U를 크게 하여 농도를 조절하는 방법, 그리고 오염원의 배출량 W에 의한 방법이 있음을 알수 있다.

식 (7.12)을 DO에 대해 다시 쓰면,

$$0 = -U \frac{dL}{dx} - K_r L \tag{7.19}$$

이 되며, 경계조건은 $L = L_0$ at x = 0 이다.

여기서 기준점 x = 0 에서의 CBOD 농도 L_0 는,

$$L_0 = \frac{W + L_u Q_u}{Q_u Q_e} = \frac{W + L_u Q_u}{Q}$$
 (7.20)

이다. 여기서 W는 강 상류 지점에서 방출류의 CBOD mass rate 이고, Q_u 와 Q_e 는 각각 상류 유속과 배출 유속이다. L_u 는 상류에서의 CBOD 농도이다. $4\cdot(7.20)$ 에 대한 해는,

$$L = L_0 \exp(-K_r \frac{X}{IJ}) = L_0 \exp(-K_r t^*)$$
 (7.21)

이고, K_r 은 DO 감소율, t^* 는 이동시간으로써, 하류지점 x 에서는 t^* = x/U 이다.

다음은 연안으로 유입되는 강의 임의 지점에서의 오염물질 농도를 추정하고 이를 감소시키기 위한 제어과정을 제시하는 모형의 일부를 보여준다.

- o 수중의 용존산소를 유지하기 위한 환경공학적 제어 방법은 다음과 같은 것이 있다.
 - i) 점원 또는 비점원의 COD 농도를 줄이는 방법.
 - ii) 점오염원의 방출류를 공기 주입시키는 방법.
 - iii) 흐름을 원할하게 하여 유량을 증가시키는 방법
 - iv) 터번이나 공기주입기 등을 사용하여 흐름 내부에서 공기 재주입 방법.
 - v) 퇴적물을 준설함으로써 SOD를 감소시키는 방법.
 - vi) 영양염류의 공급을 줄여 식물플랑크톤과 식물을 감소시켜 DO를 유지하는 방법.

나. 하구에서의 조석혼합계수 추정

하구에서 물질의 혼합정도를 추정하기 위해서는 식 (7.12)의 E계수인 조 석혼합계수를 알아야 한다. 이를 위한 추정 방법들을 소개한다.

- i) 조석혼합과정의 추적자로 염분을 사용.
- ii) 하구의 민물 부분에서 염료확산실험으로 추정.
- iii) 유속변화와 염분확산관계를 이용한 수리역학 방정식.

첫번째 (i)방법은 식 (7.17)을 사용하는 것이다. 즉 바다쪽 경계를 x = 0 또는 염분을 쉽게 알 수 있는 경계점을 설정하여 x = 0 으로 놓는다. 물이 흘러가는 쪽을 항상 거리좌표의 양의 값으로 정의한다. 그곳으로부터 하구 상류쪽으로 많은 지점에서 염분을 재어서 로그 방안지에 거리를 x 축,염분을 y 축으로 도표화 한다. 즉 식 (7.17)의 양변에 로그를 취하면.

$$\ln \frac{s}{s_0} = (\frac{U}{E}) x \tag{7.22}$$

이 되어 s_0 에 대한 s의 변화는 U/E를 기울기로 한다. 즉 U를 안다고 가정하면 E를 계산할 수 있다.

두번째 (ii) 방법은 염료를 추적자로 방출하여 염려의 퍼짐을 시간에 따라 측정한다. 시간에 따른 염료의 퍼짐 농도는 (Diachishin, 1963),

$$s = \frac{M}{A\sqrt{2\pi} \sigma_x} \exp\left[-\frac{1}{2} \left(\frac{x - U_t}{\sigma_x}\right)^2\right]$$
 (7.23)

이며, M은 배출된 염료의 질량이다. 그리고

$$\sigma_{\rm v} = \sqrt{2\rm ET}$$

(7.24)

이다. 여기서 시간 t는 조석 주기별 관측시간이며, 염료의 측정은 조석주기 마다 하여야 한다.

세번째 (iii) 방법은 일반적 유한차분법에 의하여 운동량/질량 방정식을 풀어서 구할 수 있으나, 1차원적 접근 방식으로는 매우 복잡한 편이다.

다. 유입강물의 지표수질 추정모형

하구에서의 유입 수질 추정은 연안해수의 수질예측을 위해 필요하다. 본 절에서 제시한 강 유역의 오염원에서 유출되는 부하량과 용존산소를 지시변 수로 여기는 수질의 관계를 분석하기 위한 응용모델을 구성하였다. 강의 흐름을 따라 지정된 지점에서의 염화물, 용존산소, 생물학적 산소요구량, 암모니아, 태 질소 등의 평균 농도를 배경 농도로 사용한다. 하구에 산재해 있는 도시하수와 산업폐수가 유입되는 경우, 임의 지점에서의 지표 수질 농도를 추정할 수 있다. Fig. 7.10은 하구 거리별 관측된 NH4-N 농도와 DO의 공간 분포를 나타내며, 하수처리장으로부터 유입되는 부하량에 대한 각종 제어가능 수단을 변화시킴으로써 그결과를 관측된 DO 분포와 비교 도시한 것이다.

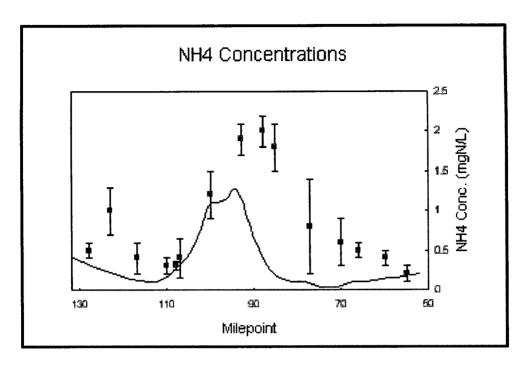
2. 유기물의 시간에 따른 생물체내 농축 추정

유기화합물이 물 속에 녹아 있을때 각종 생물들은 해수중 또는 퇴적물에 있는 화합물을 직접 섭취하거나 화합물을 포함하고 있는 다른 먹이를 먹음으로써 섭취할 수 있다. 또는 오염된 퇴적물을 영양소로 취할 경우에도 화합물을 섭취할 수 있다. 즉 생물체내의 특정 화합물의 축적은 먹이사슬과도 깊은 관계가 있다. 본 절에서는 일반적인 개념에 의한 4단계 먹이사슬에 의한 화합물의 이동과 이에 따른 생물체내 농도 축적에 대한 과정을 수식을 세워 합리화하고 이를 수치모형으로 구성하는 기술을 보여준다.

먼저 생물체 농도 (Bio concentration)와 생물체 축적 농도 (Bio accumulation)을 구분해 보자.

생물체 농도는 생물체가 해수중, 퇴적층의 공극수 또는 양쪽 모두에 의해서만 화합물이 이동되어 나타나는 농도이다. 생물체 축정농도 (Bio accumulation)는 해수 외에 퇴적물 또는 해수에 있는 먹이를 먹어서 취해진화합물 농도를 일컫는다. 여기에 먹이를 취해서 섭취한 화합물은 수계에서의 먹이사슬에 의해 지배를 받는다.

먹이에 의해 섭취하는 화합물은 (1) 먹이 소모량 (2) 먹이안에 있는 화합물의 농도 (3) 체내 섭취한 화합물 흡수율 등에 의해 영향을 받는다. 질량보존방정식은 다음과 같다(Thomann and Muller, 1987).



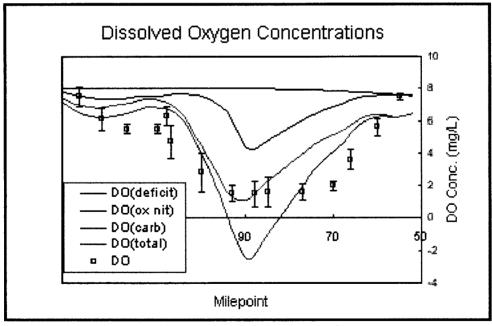


Fig. 7.10 Distribution of NH_4 and Dissolved Oxgen and response of DO to the control in various loadings.

$$\frac{d\nu}{dt} = k_u c - K' \nu + \alpha I \nu_{food}$$
 (7.25)

여기서 α = 화학적 흡수율

K' = 체외 배출량

k .. = 체내 섭취율

식 (7.25)의 해는 다음과 같다.

$$\nu = \frac{k_{u}c + \alpha I \nu_{food}}{K} (1 - e^{-K't})$$
 (7.26)

정상상태의 해는 다음과 같이 단순해 진다.

$$\nu = \frac{k_u c}{K'} + \frac{\alpha I \nu_{food}}{K'}$$

$$= N_w c + g \nu_{food}$$
(7.27)

역기서 $g = \frac{\alpha I}{K}$ = Biomagnification factor

$$N_w = \frac{k_u}{K} = Bioaccumulation factor (BAF)$$

이다. ① 식물 플랑크톤 - ② 동물 플랑크톤 - ③ 작은 물고기 - ④ 큰 물고기의 4단계 먹이사슬을 갖는 시스템에서 해수에 녹아있는 종도 c에 의한 각 군집별 체내 농도는 다음과 같이 쓸 수 있다.

① 식물 플랑크톤
$$\nu_1 = N_{wl}c$$

② 동물 플랑크톤
$$\nu_2 = N_{w2}c + g_{21} \nu_1$$

③ 작은 물고기
$$\nu_3 = N_{w3}c + g_{32} \nu_2$$

④ 큰 물고기
$$\nu_4 = N_{w4}c + g_{43} \nu_3$$

= Water Uptake + Food Chain Transfer

만약
$$N_{w1} = N_{w2} = N_{w3} = N_{w4} = N_{w}$$
,

$$g_{43} = g_{32} = g_{21} = g$$
 라 가정하면,

$$\nu_1 = N_w c$$

$$\nu_2 = [1+g] N_w c$$

$$\nu_3 = [1+g+g^2] N_w c$$

$$\nu_3 = [1+g+g^2+g^3] N_w c$$

로서 각 군집별 체내 농도 축적량은 $[1+g+g^2+g^3...]$ 로 표시되는 부분이 의미하는 Food Chain Accumulation에 의해 증가함을 알 수 있다.

Fig. 7.11 와 같이 비교적 간단한 2단계 먹이사슬에 의한 시간변화별 생물체내 축적농도 추저에 대한 모형이 구성되었다.

Level 1 에서의 질량보존방정식은,

$$\frac{d \nu_1}{dt} = k_{ul} c_w(t) + \alpha I_1 \nu_{food} - (K_{l,gill} + K_{l,egest} + G_1) \nu_1$$
(7.30)

이고, Level 2 에서는

$$\frac{d \nu_2}{dt} = k_{u2} c_w(t) + \alpha_{21} I_2 \nu_1 - (K_{2,gill} + K_{2,egest} + G_2) \nu_2$$
(7.31)

이 된다. 강물의 유량은 시간에 따라 변하는 것을 허용하여, 오염물질은 시간에 따라 변하며, 하구에서는 거의 균질하게 희석되어 일정한 농도를 갖는다고 가정한다(Fig. 7.12).

물고기의 성장계수는 시간의_ 함수이며, 화합물질의 체내 흡수율은 두 level 모두 5%로 가정한다. 초기 해수중 물질농도는 일정하게 $0.1\mu g/\ell$ 로 주어진다. 이 모델에서는 일정한 해수내 농도로부터 용해도와 화학적 흡수율 등을 변화시키며, level 1 과 level 2 생물 군집에 대한 체내 축적농도를 추정할 수 있다(Fig. 7.13). 이 모형은 연안수질이 특정 유기화합물에 의해 오염이 되었을 때 일정범위 해역 안에서 서식하는 먹이사슬 생물군집에 대한체내 축적농도를 일차적으로 추정할 수 있는데 활용될 수 있다.

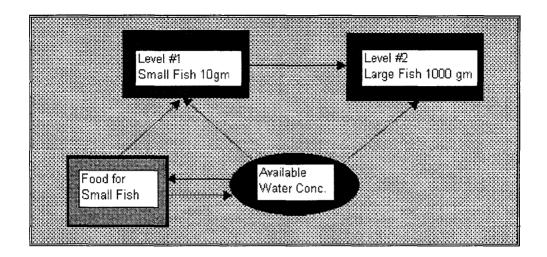


Fig. 7.11 Time variable two level food chain bioaccumulation model.

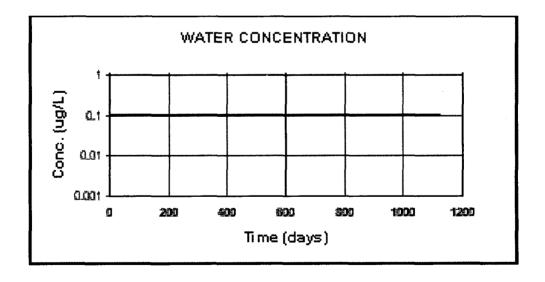
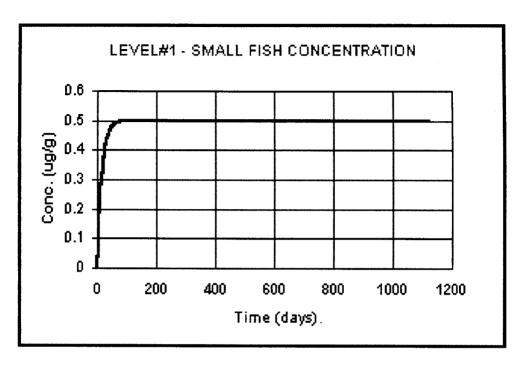


Fig. 7.12 Concentration of dissolved material in water.



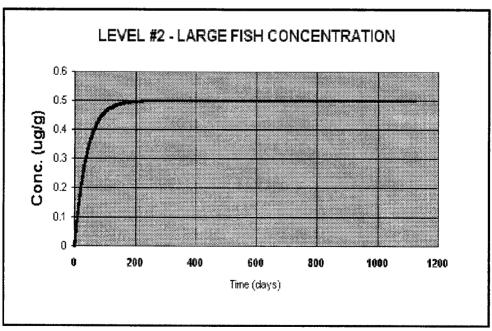


Fig. 7.13 Predicted concentration in Level 1 and Level 2 of food web.

제 8 장 결론과 향후 연구계획

1차년도 보고서(환경부, 1997)에서 언급하였듯이, 연안 수질예측모형은 3차원 수리역학모형과 물질순환모형을 복합운영하는 시스템이다. 이를 위해서는 환경요소의 특성 변화에 대한 과학적/공학적 지식을 바탕으로 문제를인식하고, 충분한 자료의 관측과 현장실험을 통하여 과학적 이해를 가지고있어야 한다. 이러한 과정은 문제의 해결을 위한 수질과 생태계모형을 구성하는데 필수적인 역할을 한다.

지난 1차년도에서는 본 연구사업의 궁극적인 목표를 달성하기 위하여 각종 문헌정보와 모델에 대한 비교검토, 그리고 3차원 수리역학과 수질모형에 대한 이론적 접근방법을 제시하였고, 모델의 검증자료로 활용될 일반 수질자료를 실험 대상해역인 천수만과 인근해역에서 거의 매월 관측하였다.

1차년도에 본 연구사업의 방향에 대한 기본 프레임을 설정하였고, 당해년도인 2차년도에는 현장관측과 3차원 수리역학 및 수질모형의 시험운영을 성공적으로 수행하였다. 제 2 장에서는 UNEP 에서 권장 사용하고 있는 수질평가 소프트웨어 팩키지인 RAISON을 활용하여 환경부와 해양수산부에 의해 장기간 모니터링된 연안수질 자료를, GIS를 동반한 자료분석 및 평가방법에 의해 제시하고 전문가 (Expert) 시스템을 활용하는 내용을 다루고 있다 (제 2 장). 특히 최첨단 유속관측장비를 사용하여 국내에서는 처음으로 연안에서 연안해류의 정밀한 수직구조를 약 30일간 두곳에서 관측하였으며 [PLATE 1], 많은 연구자들이 추진하고 있는 3차원 해수유동모델의 필수적검증자료로 활용될 전망이다(제 3 장). 3차원 수리역학모형이 다수 수립되어지금까지 국내에서 시도되지 못했던 연안 해수 수온의 연간변화를 시뮬레이션하여 약 16개월간 매월 관측한 일반 수질관측자료와 비교검증하였다(제 4 장).

강한 조류 환경 하에서의 수온 연변화를 재현하기 위하여 밀도 변화를 고려하는 3차원 수치모형을 이용하였다. 보령의 기상자료를 입력으로 대기 와 해양의 열교환을 정의한 후, 온도의 개방 경계조건을 달리하여 (개방경계의 법선방향 온도경사를 무시한 경우, 개방경계의 수온을 특정 수온으로 지정한 경우 및 개방경계 수온으로 특정수온과 내부수온을 가중평균한 경우) M_2 조석, 바람과 함께 밀도차를 고려하는 3차원 수치모형을 이용하여 대상해역의 수온 변화를 1년간 수치실험하였다.

수치실험한 경우는 모두 12 경우로 각각의 실험은 대상해역의 수온 변화에 대한 개방경계수온의 영향, 해수면을 통한 열교환량의 영향(바람, 기온,태양 복사량), 수온의 이류 및 확산에 대한 외력(조석, 바람, 밀도차)의 영향및 온도 확산에 대한 연직확산계수의 영향을 파악하도록 구성하였다. 수치모형 결과는 8회에 걸쳐 관측한 34 정점에서의 수온 연직구조 및 공간분포(CTD 자료)와 함께 2개 정점의 1개월에 걸친 연속 수온 시계열 자료와 비교되었다.

개방경계에서의 수온에 따라 수온의 특정 시각에 대한 공간 분포는 많은 차이를 보였다. 본 연구에서 제안된 가중평균한 수온을 사용한 경우 CTD 자료의 수온 공간 분포를 합리적으로 재현하였으나 관측 수온에 나타난 수온의 연직차는 재현하지 못하였다. 한편 겨울철에 관측한 간월도와 원산도 2개 정점의 연속 수온과 수치모형 결과는 개방경계의 수온에 관계없이 RMS 오차가 1℃ 이내로 매우 정확하게 재현되었다.

대기와 해양의 열교환에 대한 입력 자료에 대한 민감도 분석을 통하여 사용된 수치모형은 입력 자료에 대해 적절히 반응함을 보였고 이와 함께 외력에 대한 천수만 및 주변 해역의 수온 연변화와 함께 수온의 연직 구조에 중요한 연직확산계수를 어떻게 정의할 것인가 하는 문제를 살펴보았다. 추후 개방경계 수온의 연직구조를 고려하고, 강한 조류 환경 하에서 수온의 연직차를 재현할 수 있는 난류모형의 개발이 요구된다. 이를 위해 장기간에 걸친 수온의 연직 구조와 함께 유속 구조를 관측할 수 있는 현장 실험(예로, ADP를 이용한 현장 실험)이 요구된다.

연안수리역학모형에 의한 계산결과는 시뮬레이션 기간동안 너무 방대한

양의 자료를 담고 있기 때문에 물질순환모형에 직접 입력시키는 것은 여러 면에서 비능률적이다. 따라서 수리역학모형의 결과를 적당한 방법에 의해 자원을 최소화하고 계산을 빠르게 할 수 있는 Lagrangian 인터페이싱 방법이 고안되어 제시되었다(제 5 장).

본 연구에서는 비선형성이 약한 연안해역용으로 한 조석주기 동안의 평균 Eulerian 잔차속과 평균 Stokes drift 속도를 전달하는 조간 연계 interface와 비선형성이 강한 연안해역용으로 약 1시간 정도 동안의 평균 Eulerian 잔차속을 전달하는 조간 연계 interface를 구성하여, 3차원 조간 수리역학모델인 POM에 설치하였다.

구성한 연계 interface가 POM과 부영양화모델을 정확하게 연계하는지를 검토하기 위하여 이상적인 지형을 갖는 가상적인 만에 일반 수질수치모델을 적용하였다. 비선형성이 약한 시스템에서는 조내 및 조간 연계 interface 모 두가 POM으로부터 물리적 수송작용에 관한 정보를 부영양화모델에 정확하 게 전달하는 것을 볼 수 있었다.

1차년도부터 계속 측정해온 천수만의 영양염류 순환에 대한 관측결과가 제 6 장에 실려있다. 제 1차년도에 이어 동일한 연구방법을 적용하여 천수만과 외해, 해수과 저층 퇴적물 사이의 물질 순환을 규명하기 위하여 천수만 내 영양염류의 계절별 지역별 분포를 파악하기 위해서 수행된 본 연구의 제2차년도 사업을 통하여 다음의 몇가지가 밝혀졌다.

- 1) 1997년간 4계절에 걸쳐 천수만내 9개 조사정점에서 NO₃, NO₂, NH4, PO₄, Si(OH)₄ 등 영양염 분포, 부유물질량, 화학적 산소 요구량, 용존산소, 퇴적물 COD 등 주요 수질 관련 자료를 획득하였다.
- 2) 영양염의 지역별 분포를 보면 천수만의 북쪽 정점에서 농도가 높고 남쪽으로 갈수록 점차 감소하는 경향을 보여, 이들 영양염의 공급원이 만의 북쪽에 존재함을 시사하고 있다. 총질소(TN)의 지역별 분포는 주로 질산대 질소(NO₃)의 분포에 의해 주도되었으나, 봄철에는 암모니아태 질소의 분포 에 의해서도 상당한 영향을 받는 경향을 보였다.

3) 제1차년도에 계속하여 해저면의 mud층 위에 Benthic chamber를 설치하고 시간별로 채수하여 분석한 결과로부터 인산과 규산의 benthic flux를 추정하였다. 제2차년도에서 얻어진 결과는 인산태 인(PO4)의 경우 benthic flux는 3.75 g/m² yr 이었고, 규산염(Si)의 benthic flux는 126.8 g/m² yr로 추정되었다. 제1차년도와 제2차년도에 얻어진 결과의 평균은 인산태 인은 6.44 g/m² yr이고 규산태 규소는 252.2 g/m² yr로 주어진다. 이 benthic flux의 추정치는 천수만 내 물질순환의 연구를 위한 중요한 자료로 사용될 수있다.

제 7 장은 당해년도 연구사업의 결론적 결과로서 앞장에서 이루어진 연구성과들이 집적되어 수질모형을 이루는 장이다. 여러가지 3차원 수리역학모형중 실용화에 많은 연구자들이 관심을 갖고 있는 3차원 POM 모델을 천수만과 인근해역에 적용한 결과를 제시하고 있다[PLATE 2, 3]. 시간별로산출되는 모델결과를 PGPLOT 그래픽으로 그려서 애니메이션한 기술을 제시한다. 2차원과 3차원으로 구성한 수질모형을 각각 이상적 지형에 대해 적용한 결과를 제시하였다. 특히 수질모형의 자료는 PGPLOT 그래픽언어와마이크로소프트사의 Power Station 포트란의 QuickWin 응용프로그램을 이용하여, 메뉴에 따라 수질변수를 마음데로 선택하여 동영상으로 모델결과를해석할 수 있다[PLATE 4].

연안으로 유입되는 강물의 수질예측을 위한 수치모형과, 유기 화합물의 오염에 의한 먹이사슬내 생물군집의 체내 축적농도 추정모형이 구성되어 시 험운영되었다.

종합적으로 당해년도에서 연구된 3차원 유속현장관측, 3차원 연안 수리역학모형, 2차원/3차원 물질순환모형 그리고 연안에서의 오염부하량 산정 등이 함께 집적되어, 3차년도에는 한강과 임진강, 예성강이 혼합되는 광역경기만(백령도-천수만 대각선)에 적용될 예정이다. 실시간 검증기술(Fig. 8.1)도함께 개발되어 우리나라 연안해수의 장단기 평가 및 예측을 위한 모형을 개발하여 실용화할 예정이다.

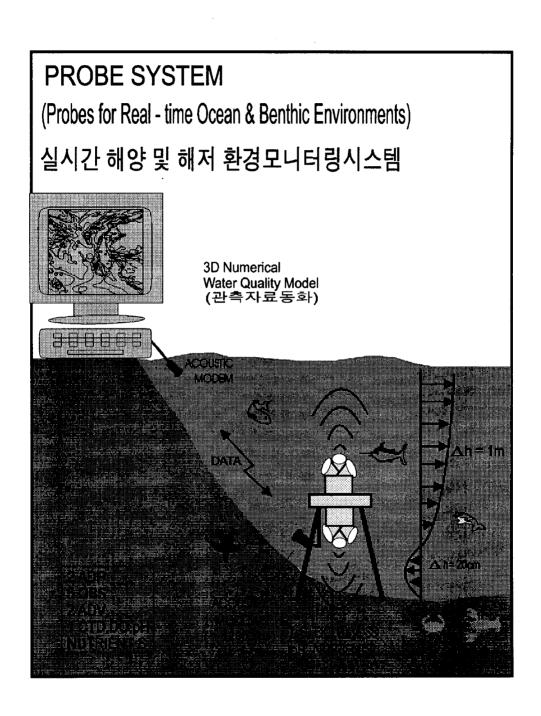


Fig. 8.1 Outlook of PROBE (Probes for Real-time Ocean Bottom layer Environmental) System.

	·		
			•

참고문헌

- 과학기술처 (김창식), 1993. 폭풍시 연안류 변동에 따른 연안재해요소 연구 (I), 과학기술처 BSPN 00189-617-2, 190p.
- 과학기술처 (김창식), 1994. 폭풍시 연안류 변동에 따른 연안재해요소 연구(Ⅱ), 과학기술처 BSPN 00237-714-2, 99p.
- 김창식, 1997. 내대륙붕에서의 파랑과 흐름의 복합된 해저 Ekman 경계층의 유속분포 추정. 행양연구, 19(1), 21-34.
- 김창식, 이종찬, 1988. 3차원 해수유동모델의 적용. 해양연구, 한국해양연구소, 11(1), 45-55.
- 이종찬, 1995. 등밀도 해역에 대한 난류모형의 개발 및 황해·동중국해 취송순 환에의 적용. 성균관대학교 박사학위논문, 241pp.
- 이종찬, 정경태, 1996. 점모형을 이용한 조류와 취송류의 비선형 상호작용. 한국 해안·해양공학회지 8(1): 28-36.
- 이종찬, 최병호, 1995. 등밀도 수로흐름에서의 난류모형 비교. 한국해양학회지, 30(1): 13-26.
- 이호진, 정경태, 소재귀, 강관수, 정종률, 1996. 밀도 변화를 포함하는 3차원 연직함수 전개모형, 한국해안·해양공학회지, 8 (2): 123-136.
- 환경부 (1997). 연안수질 평가 및 예측기술개발. 선도기술개발사업의 제2단계 1차년도 연차보고서, 한국해양연구소/김창식, 356 pp.
- 환경부 (1997). 해저층 퇴적물 이동 관측 및 예측기술. BSPN00302-933-5, 한국해양연구소, pp259
- Andrews, D.G. and M.E. McIntyre (1978) An exact theory of nonlinear waves on a Lagrangian-mean flow. J. of Fluid Mechanics, 89(4): 609-646.
- Awaji, T. (1982) Water mixing in a tidal current and the effect of turbulence on tidal exchange through a strait. J. of Physical

- Oceanography, 12: 501-514.
- Blumberg, A.F. and G.L. Mellor, 1987. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. In: Three-dimensional Coastal Ocean Models, edited N.S. Heaps, Coastal and Estuarine Science 4. American Geophysical Union. Washington, D.C. 1-16.
- Blumberg, A.F., B. Galperin and D.J. O'Connor, 1992. Modelling vertical structure of open-channel flows. J. Hydr. Eng., ASCE, 118(8): 1119-1134.
- Blumberg, A.F. and G.L. Mellor (1987) A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model, pp. 1-16. In: N.S. Heaps (ed.), Three Dimensional Coastal Models, American Geophysical Union, Washington, D.C.
- Carslaw, H.S. and J.C. Jaeger, 1959. Conduction of heat in solids, Oxford Univ. Press, 510pp.
- Cerco, C.F. and T.M. Cole (1994) Three-dimensional eutrophication model of Chesapeake Bay: Volume 1, main report. Technical Report EL-94-4, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.
- Cheng, R.T. and V. Casulli (1982) On Lagrangian residual currents with applications in South San Francisco Bay, California. Water Resources Research, 18(6): 1652–1662.
- Cheng, R.T. (1983) Euler-Lagrangian computations in estuarine hydrodynamics, pp. 341–352. In: C. Taylor, J.A. Johnson and R. Smith (eds.), Proceedings of the 3rd International Conference on Numerical Methods in Laminar and Turbulent Flow, Academic Press, U.K.
- Chester R. (1990) Marine Geochemistry, Unwin Hyman, London, 698 p.
- Davies, A.M. and G.K. Furnes (1980) Observed and computed M2 tidal

- currents in the North Sea. Journal of Physical Oceanography, 10, 237–257.
- Deleersnijder, E. and P. Luyten, 1994. On the practical advantages of the quasi-equilibrium version of the Mellor and Yamada level 2.5 turbulence closure applied to marine modelling. Appl. Math. Modelling, 18: 281–287.
- Diachishin, A. 1963. Dye dispersion studies, J. Sanit. Eng. Div. Proc., ASCE, 89(SA1), 29-49
- Dortch, M.S., R.S. Chapman and S.R. Abt (1992) Application of three-dimensional Lagrangian residual transport. J. of Hydraulic Engineering, ASCE, 118(6): 831–848.
- Dyer, K.R. (1973) Estuaries: a physical introduction. John Wiley and Sons, Inc., NY.
- Flather, R.A. (1976) A tidal model of the North-West European continental shelf. Memories dela Societe Royal des Sciences de Liege, 6, 141–164.
- Friedrich, H. and S. Levitus, 1972. An approximation to the equation of state for sea water, suitable for numerical ocean models. J. Phys. Oceanogr., 2 (4): 514-517.
- Feng, S., R.T. Cheng and P. Xi (1986a) On tide-induced residual current and residual transport, 1. Lagrangian residual current. Water Resources Research, 22(12): 1623–1634.
- Feng, S., R.T. Cheng and P. Xi (1986b) On tide-induced residual current and residual transport, 1. Residual transport with application in South San Francisco Bay, California. Water Resources Research, 22(12): 1635–1646.
- Feng, S. (1987) A three-dimensional weakly nonlinear model of tide-induced Lagrangian residual current and mass transport,

- with an application to the Bohai Sea, pp. 471-488. In: J.C.J. Nihoul and B.M. Jamart (eds.), Three-dimensional Models of Marine and Estuarine Dynamics, Elsevier Oceanographic Series 45, Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.
- Fischer, H.B., E.J. List, R.C.Y. Koh, J. Imberger and N.H. Brooks (1979)

 Mixing in inlands and coastal waters. Academic Press, NY.
- Franson M.A. (1985) Standard methods for the examination of water and waste water, Amer. Public Health Assoc.-Amer. Water Works Assoc.-Water Pollut. Control Fedr., Washington D. C., 16th eds., 1268 p.
- Froelich P.N., Kim K.H., Jahnke R., Burnett W.C., Soutar A. and Deakin M. (1983) Pore water fluoride in Peru continental margin sediments: Uptake from seawater, Geochim. Cosmochim. Acta vol. 47, 1605–1612.
- Galperin, B., L.H. Kantha, S. Hassid and A. Rosati, 1988.A quasi-equilibrium turbulent energy model for geophysical flows.J. Atmos. Sci., 45: 55-62.
- Galperin,B. and G.L.Mellor (1990) A time-dependent, three-dimensional model of the Delaware Bay and River system, Part 1: description of the model and tidal analysis, Part 2: three-dimensional flow fields and residual circulation. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 31(3): 231–281.
- Hall, R.W. (1989) Los Angeles and Long Beach Harbors, California, model enhancement program: numerical water quality model study of harbor enhancements. Draft Final Report, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS.
- Hamrick, J.M. (1987) Time averaged estuarine mass transport equations, pp. 624-629. In: Proceedings of the 1987 National

- Conference on Hydraulic Engineering, Hydraulics Division, ASCE, Williamsburg, VA.
- Hamrick, J.M. 1992. A three-dimensional environmental fluid dynamics computer code: theoretical and computational aspects. Special Report in Applied Marine Science and Ocean Eng. (SRAMSOE) No. 317. VIMS, The College of William and Mary, VA.
- Hamrick, J.M. (1994) Linking hydrodynamic and biogeochemical transport models for estuarine and coastal waters, pp. 591–608.
 In: M.L. Spaulding, K.W. Bedford, A.F. Blumberg, R.T. Cheng and J.C. Swanson (eds.), Proceedings of the 3rd International Conference on Estuarine and Coastal Modeling, ASCE, NY.
- Holloway, P.E., 1991. On the dissipation of internal tides. In: Tidal Hydrodynamics, edited B.B. Parker, John Wiley & Sons, 449–468.
- Hunter, J.R. 1975. A note on quadratic friction in the presence of tides, Estuarine and Cosatal Marine Sci., 3(4), 473-475.
- Kuo, A.Y., M. Nichols and J. Lewis. 1978. Modelling sediment movement in the turbidity maximum of an estuary. Bulletin 111. Virginia Water Resources Research Center, Virginia Polytechnic Institute and State Univ., Blacksburg, VA. 76pp.
- Lee, J.C. and K.T. Jung, 1997. On the length scale and the wall proximity function in the Mellor-Yamada level 2.5 turbulence closure model for homogeneous flows. J. of Korean Soc. of Oceanography, (in press)
- Lynch, D.R., T.C. IP Justin, C.E. Naimie and F.E. Werner, 1996.

 Comprehensive coastal circulation model with application to the Gulf of Maine. Cont. Shelf Res., 16(7): 875–906.
- Longuet-Higgins, M.S. (1969) On the transport of mass by time-varying ocean currents. Deep-Sea Research, 16: 431-447.
- Ly, L. N. 1997. Numerical multi-block grid in coastal ocean circulation

- modeling computational physics (submitted).
- Mellor, G.L. and T. Yamada, 1982. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. Rev. Geophys. Space Phys., 20 (4): 851-875.
- Najarian, T.O., D.-P. Wang and P.S. Huang (1984) Lagrangian transport model for estuaries. J. of Waterways, Port, Coastal and Ocean Engineering, ASCE, 110(3): 321-333.
- Nihoul, J.C.J. and R.C. Ronday (1975) The influence of the tidal stress on the residual circulation. Tellus, 27: 484–489.
- Oey, L.-Y., G.L. Mellor and R.I. Hires (1985) A three-dimensional simulation of the Hudson-Raritan estuary, Part 1: description of the mode and model simulations, Part II: comparison with observation, Part III: salt flux analysis. J. of Physical Oceanography, 15(12): 1676–1720.
- Officer, C.B. (1976) Physical oceanography of estuaries (and associated coastal waters). John Wiley and Sons, Inc., NY.
- Orbi, A. and J. Salomon (1988) Tidal dynamics in the Norman-Breton Gulf. Oceanologica Acta, 11(1): 55-63.
- Park, K. and A.Y. Kuo (1994) Numerical modeling of advective and diffusive transport in tidal Rappahannock Estuary, Virginia, pp. 461–474. In: M.L. Spaulding, K.W. Bedford, A.F. Blumberg, R.T. Cheng and J.C. Swanson (eds.), Proceedings of the 3rd International Conference on Estuarine and Coastal Modeling, ASCE, NY.
- Park, K. (1996) Concept of surface water quality modeling in tidal rivers and estuaries. Environmental Engineering Research, 1(1): 1–13.
- Parsons T.R., Maita Y. and Lalli C.M. (1984) A Manual of Chemical

- and Biological Methods for Seawater Analysis, Pergamon Press, 173 p.
- Thornton, E.B. and C.S.Kim. 1993. Longshore current and wave modulation at tidal frequency inside the surf zone.

 J.Geophys. Res. 98, 16509-16519.
- Thomann, R.V. and J.A. Mueller. 1987. Principles of surface water quality modeling and control. Harper & Row, Publishers, NY. 644 pp.
- van Dyke, M. (1964) Perturbation methods in fluid mechanics.

 Academic Press, NY.
- Whitford, D.J. and E.B. Thornton. 1995. Lonshore currents over a barred beach, I.Field experisment.J. of Physical Oceanography (submitted).
- Zimmerman, J.T.F. (1979) On the Euler-Lagrangian transformation and the Stokes' drift in the presence of oscillatory and residual currents. Deep-Sea Research, 26A: 505-520.



부록-A 발표된 홍보게재물 모음

미국 노스캐롤라이나 아우터뱅크 해안에 장맛빛 등이 트기 직 전, 몇 사람이 해안 모래언덕을 넘어서 해변에 놓여있는 괴상하게 생긴 물체를 향해 걸어가고 있다. 밑바닥이 약 2m의 정방형인 이 물체는 같은 표이의 금속프레임 곳곳에 수십개의 각종 센서와 계 속기, 전원공급 팩, 사료기록장의 역 여러 장치를 부착하고 있다. 몇분 등안 센서들의 부착상태를 점검한 사람들이 준비가 완료됐 다는 신호를 보내면 또다른 금속 괴물체가 앞으로 다가온다. 이 물체는 10m 높이의 쇠기동으로 만들어진 삼각추 모양의 정상에

조그마한 운전석과 연진이 놓여있고,사람 키만큼 큰 바퀴 3개를 달고 있다. 물속에서 썰매처럼 바닥을 따라 움직이는 금속프레임 물제 (S.E.L.D·이라 장비썰매)는 괴상하게 생긴 삼발이차 크립 (Crab)과 연결된다. 연인 연구 수륙양용 자랑인 크램은 수십 약 5~6m까지 제처럼 존점히 움직여 이동할 수 있다. 크램이 서서히 용직여 최고대(해변에서 파도가 부셔지는 영역)를 지나 물쪽으로 이동하면 금속 장비 썰매도 끌려 들어간다. 큰 파도가 크림의 쇠 기동을 칠 때마다 수록왕용차는 심하게 진동한다.

낆 스탠톤박사 해군대학원 业

바다 모래는 어디로 가는가?

미국 캘리포니아주 또트레이에 있는 미 해군대학원(NPS)의 해양학자인 스탠톤박사는 이제까지의 어떤 영구사 입보다 규모가 큰 연안연구 사업의 책 임자중 현사립이다. 연구사업의 적은 무엇이 해변에 있는 모래를 움직이 고, 해변에 끊임없이 작용하는 바란과 파도, 해수의 상태에 따라 어떻게 해변

위치한 미국 육군공범단 연안현장실험 센터(FRF)에 1백여명의 연구진이 수십대의 트럭으로 장비를 실어오면서 현장실험은 시작됐다. 여러 대학과 연구소에서 참가한 해양마학자들은 이곳 센터에 대속된 여러 과학자 및 기술자들과 합세해 수주일 동안 실험해역에서 바둑관같은 격자망 모양으로 해져에 많

상태, 해서지형의 변화를 관측하고 있다. 약 42m 높이의 탑에는 각종 기상 센서들이 부착되고, 해안선에서 외해 변화으로 설치된 약 5백5m 같이의 연 구용 다리 (Pref)에는 각종 환경측정 장 지와 레일을 따라 움직이는 이용식 건 인차가 있다. 올해의 실험에는 1백명 이 넘는 과환자들이 모여 수십 개의 서 로 다른 연안 퇴적물 이동현상의 규명 과 퇴적물 이동 예측기술의 정립을 모 색하고 있다.

A)

과학자 100여명

計用人

아우터랭크

中岭

퇴적물이동

많을수록

子

市 머

8 현장속했다 주민 비문 보 의류의 환경 만 사 점이 맞춰졌 면 사 점이 맞춰졌 면 바람은 육인되어 의 바람은 영향의 이 안에 스트로 이 안에 스펙로 하시아 되고 다시 밝혀

재생되는가의 대 요요인 생과무의서의

한 가장 기본적인 영역인 최파마에서의 모래 움직임이 탐구 대상이다. 스탠플박시는 최파대에서의 왕복성 물업자 운동으로 인해 생성되는 연속적 모래되어(연急 確數)에 대해 연구를 하 고 있다. 그는 물업자 운동에 의해 모 래알낌이가 저층바닥으로부터 수층으로 은 장비를 설치하기 위한 작업을 진행했고, 일부는 장비를 실은 썰택에 센사들을 부착하고 보트, 제트스키 등을 준비했다. 과학자들은 개조한 트레일터 20여대를 해변히 모래한던데 설치해간이 설험실로 사용했다. 연안 현장실 함 시설에서는 매일 매일 기상과 해상

의 모양이 변화하는지를 규명하는 것이다. 만약 모든 연구계획이 성공적으로 맡나면 그 결과는 연안공학자들이 침식 된 해변을 보수하는데 혈융될 것이며, 해군의 성룡 자전과 지정학자의 해변형태 보존 노력에도 도움을 줄 것이다.지난 6월, 미개발지인 이곳 해변에

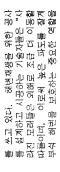
떠올라 다른 곳으로 이동하는 곳인 해 저바닥 경계층에 대해 관심을 기울이고

바닥으로부터 त्र रह

원디덕 현장실험에서는 각 연구팀이 단 자료의 해석을 위해서 다른 연구 의 자료가 협조적 보완 약할을 하기 단에 단순한 싫내 실험장치로는 역부

샌디덕 현장실험에서 장비썰매를 끄는데 활용되는 연안연구 수륙양용차 크램. 축이다. 플로리다 대학교 댄 레인즈교수와 영국 이스트앵글리아대학 크리스 빈센트교수 팀은 파랑이 지나감에 따라 모매팝이에서 모래가 솜사탕처럼 떨어 저 나오는 것을 관측하였다. 또 다른 지나는 경기요~% 내에 단대를 기를 가지 있다.
그는 "회자경계층 역학에서 무엇보다 중요한 역할을 하는 것이 작은 모리급이가 모면 많을수록 고次은 큰 더 많은 되목물이 이동하고 있음을 나타낸다는 것이라는 장비를 고안했다. 이것은 서로 다른 것이 약는 장비를 고안했다. 이것은 서로 다른 곳에 위치한 레이더시 도플러 유수씨로서 한

사 나u 학저결과 지질



十级的 이동역학 交替 는 다 대 실험자료 입자침식등 品品

연구자인 남플로리다 대학교의 피터 하우드교수는 모래곱이의 수직 중심시료 를 채취해 일정 기간 동안 모래곱이속 에 알마만큼의 모래가 축적되는가를 축

일반적으로 이 두 그룹의 연구자들은 시로 다른 시간규모의 현상을 연구한다. 그러나 이곳에서는 두 가지 현상이 전 증의 당호자용이 강조된다. 태크마이 어박시는 "지집학자들이 오랜 옛날 해 번에 만한 지질학자 증거 해석을 위해 사는 이곳에 와서 현재 무엇이 어떻게 쌓이고 있는가를 보는 것이 가장 좋은 방법"이라고 강조됐다.

육군공병단 또한 연안에 대해 특별한 관심을 가지고 있다. 때면 공병단은 단순히 얼마나 빨리 모래가 사라지는가 를 관찰하기 위해서 침식되고 있는 해 변에 모래를 투입하는 데만 수천만달러

수행한다'고 주장한다. 대조적으로 연안 지질학자들은 사라진 모래들이 연안 대만으로 유입되게나 더 깊은 외래로 들어가 되지만 보고로 돌아오지 않는다고 말고있다. 보스캐롤라이나 턱 해변에서 열리고 있는 설점은 과연 어떤 상황에서 어느 그룹의 주장이 왔은지를 밝혀준 것이다. 실점을 위한 제정적 지원을 담당하는 해근연습으로 바꾸고 상륙자전과 해안보존 문제 화결에 가는고 상륙자전과 해안보존 문제 화결로그램 책임자 도 되지만 등록적 등록이 있다는 해관연구소의 연안약한 함께 이 있다는 해관연구소의 연안약한 함께 이 있다는 해관연구소의 연안약한 기록 기를 함시한 도시스 건대반사는 과 학자들이 해변 현황당 즉시에 되었다는 된

의사하기 의리 의료를 부지하고 보이다. 의사하기 모래 이름을 부지하고 보이다. 한 독별한 관심을 갖고 있다. "우리는 어느 왜보의 목함시다. 다구나 주민들 산이 의원의 무합니다. 다구나 주민들 안 실험장비는 활동, 실험을 위해 해 변에서 서성거리는 것조차 싫어합니다. 그래서 원석탄사 발전이 동원됩니다... 교회점 이동역한은 퇴자물 제 일자. 점식과 되적인상, 연안사주의 모래급 이 등을 유적이는 역학적 점의 규정에 대한 연구를 의미하며, 이 분야의 발 전은 다른 학문 분야에 비해 그리 크지

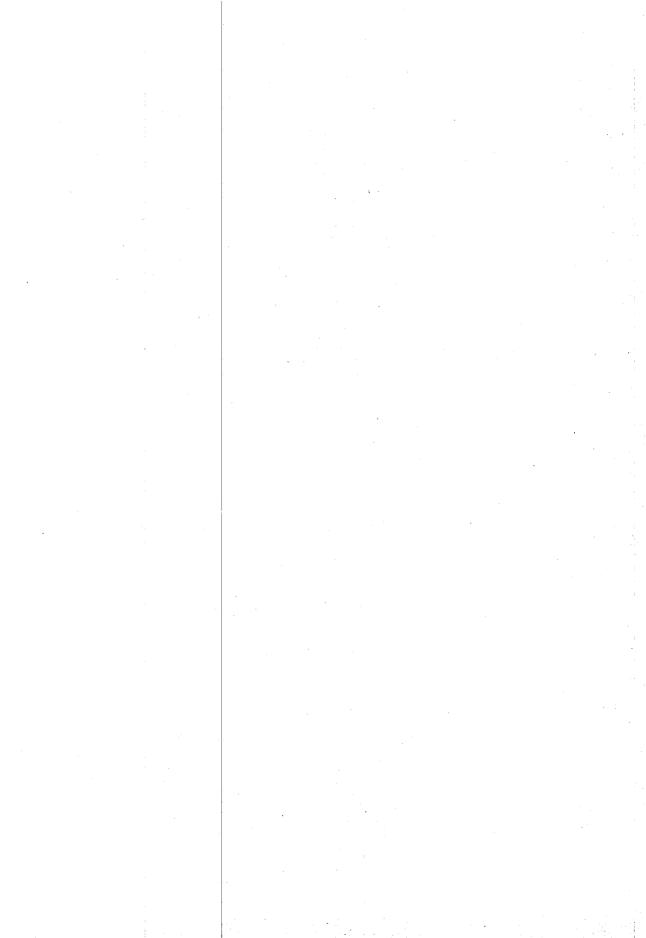
있는 지는 설명이다. 않다는 설명이다. "여기 모인 사람들은 때우 청조적입니다. 그들은 하는 일의 목적을 잘 이 해하고 있으며 좋은 자료를 수집해 활동 사업의 성광 최선의 방법입니다 해하고 ^^... 한 보고서를 직성할 수... 한 보고서를 직성할 수... 비크마이어텍사는 연구 사임 '~ 자신감을 드려웠다.

< Cornelia Der #S면구소 신



▲ 미국 해군대학원 환료가(김장식) 박사가 연구장비 행위 했다. 요이 기념활명을 했다. 요이 사다 봅니면 97과 하의 사다 봅니면 97과 한 한 사다 보기를 모르면 하는 한 왕으면 91. 20년 만든 및 에드워드 스튜피수 당기 함께서 팀 스탠트 등과 함께 차정연기를 이동연기분이어 점절 인수 인턴 모든 된 전단 한 이후 연안 된 점점 이동연기분이어 점절 인수인넷 문의 surkin®

부록-B 발표된 연구논문 모음



내대륙붕에서의 파랑과 흐름이 복합된 해저 Ekman 경계층의 유속분포 추정

김창식

한국해양연구소 연안공학부

Estimation of Velocity Profile in the Bottom Ekman Layer on the Inner Continental Shelf

Chang Shik KIM

Coastal Engineering Division, KORDI Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea

> Reprinted from OCEAN RESEARCH Vol. 19 No. 1

		•	
·			

내대륙붕에서의 파랑과 흐름이 복합된 해저 Ekman 경계층의 유속분포 추정

김창식

한국해양연구소 연안공학부

Estimation of Velocity Profile in the Bottom Ekman Layer on the Inner Continental Shelf

Chang Shik KIM

Coastal Engineering Division, KORDI Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea

Abstract: Two numerical models for the Bottom Boundary Layer(BBL) in the ocean have been assembled based on existing theoretical works: the near bottom model for a wave and current combined regime and the full bottom Ekman Layer model.

The models predict the near bottom velocity profiles and shear velocities in the bottom layer from inputs of wave, current and bottom conditions.

A few test runs of model indicate the importance of non-linear interaction between the wave and current in increasing the mean stress and hydrodynamic roughness. The Ekman Layer model was found to be useful for estimating the bottom velocity profiles where observed data are sparse.

The BBL models are ready to be verified with the field observation of near bottom flows, which is planned for consequent field experiment.

The developed BBL models are expanding to include the influence of stratifications and are coupled to 2-D and 3-D ocean circulation and wave models for better prediction of bottom environmental parameters

Key words: 해저경계층(Bottom Boundary Layer), 유속분포(Velocity Profile), 파랑-흐름 상호작용 (Wave-current interaction), 저층 Ekman 경계층(Bottom Ekman Boundary Layer), 해저 전단응력(Bottom stress), 수치모형(Numerical model).

서 론

해양의 해저총은 항상 움직이는 바닷물의 영향을 받고 끊임없는 변화를 한다. 파랑의 영향이 탁월하게 나타나는 해안선 부근의 쇄파대에서는 비교적 얕은 수심과 비교적 좁은 폭에서 많은 에너지가 소멸되므로 퇴적물 이동 현상이 주로 파랑에 의해 뚜렷이 나타난다. 쇄파대 부근의 퇴적물 이동 현상은 퇴적물 공급과 이동이 평형을 이루는 닫힌 시스템으로 간주되어 왔으나(Dean 1991), 대륙붕에서 해 안선까지의 해저층이 하나의 열린 시스템으로 작용하여 쇄파대에서 대륙붕 해저층까지 퇴적물이 왕복 이동을 하는 것으로 관측되기도 하였다(Wright 1993; Nittrouer and Wright 1994). 쇄파대 바깥으로부터 수심 50m∼100m까지 이르는 내대륙붕을 포함하여 수심 150m 안팎의 외대륙붕까지의 해저층은 연안 퇴적물의 공급원 역할을 하고 있으며, 태풍과 폭풍 해일과 같은 큰 파도에 의한 물 입자 운동이해저층에 영향을 미치는 곳이다. 따라서 해류와 조류가 항상존재하면서 높은 파랑에 의한 입자운동의 영향이 복합적으로 나타나는 내대륙붕 해저층은 역학적 그리고 해저 환경학적으로 하구를 포함한 연안과 외해를 잇는 매우 중요한역할을 한다.

최근 연구 동향에서 나타나듯이, 내대륙붕의 해저층에서

의 퇴적물 교란의 원동력은 단순한 파랑입자 운동만도 아니고, 단순한 2차원 해류의 흐름도 아님이 제시되어(Swift 1979; Cacchione and Drake 1990; Grant and Madsen 1979), 파랑과 흐름의 비선형 복합현상이 중요함을 나타내었다. 현재 진행 또는 계획 중인 여러 나라의 cross-margin 물질이동에 대한 대형 연구과제에서도 내대륙붕 해저층 역학구조의 규명을 우선적 연구주제로 삼고 있다(Brink et al. 1992; Holligan and deBoois 1993; NERC 1992).

내대륙붕 해저바닥와 표면은 파랑과 흐름의 복합작용에 의한 마찰력이 작용한다(Grant and Madsen 1986). 해저경 계층은 파랑과 흐름이 상호 비선형적으로 작용하는 곳이며, 물 흐름에 의한 역학 현상과 퇴적물의 물리적 이동 현상이 상호 영향을 미치는 곳이기도 하다. 파랑과 흐름간의 상호 작용뿐만 아니라, 해저 지형 형상과의 작용에 의해서도 해저 전단응력(bed stress)을 변화시킨다. 따라서 해저경계층에서 파랑과 흐름에 의한 유속구조를 파악하고 해저 지형 형상과의 상호관계를 규명하는 것은 곧 내대륙붕에서의 퇴적물이동연구에 대한 기본적 과정이다.

외대륙붕 해역으로부터 내대륙붕으로 이동하면서 해수의 물리적 운동 특성은 해저마찰력이 무시되는 지형류 평형 상태로부터 점차 해저마찰력의 영향이 전체 수심층에 미 치는 비선형 상태로 변화한다. 즉 해저 Ekman 경계층의 유속변화 형태가 전체 흐름구조와 퇴적물 이동의 원동력인 해저 전단응력에 중요한 영향을 미친다. 하지만 대륙붕의 해저층 유속구조의 관측은 해저바닥으로부터 수 미터 이 내에서 많은 관측값을 얻어야 하는 극히 어려운 문제이다. 최근 해저경계층 유속과 각종 환경요소의 경계층 내에서의 수직 변화를 측정하는 장비들은 빠른 속도로 발전하고 있다. 본 연구에서는 장비들에 의한 관측계획 수립과 관측치의 비교 검토, 그리고 극히 제한된 현장관측값으로부터 해저 경계층 유속분포를 추정할 수 있는 수치모형을 위한 알고 리즘을 구성하였다. 본 연구에서 다루고 있는 알고리즘의 기본 방정식과 해는 잘 알려진 Grant and Madsen(1979, 1986; 여기부터 GM79라 일컫는다)의 파랑-흐름 공존시 복합경계층 역학에 대한 이론식을 사용하였다.

GM79의 이론을 바탕으로 하여 수치모형을 위한 알고리즘을 구성한 후, 단순한 경우에 대해 시험적용 하였으며, 해저 Ekman 경계층 이론에 대한 해를 이용하여 GM79를 응용한 알고리즘을 구성하였다. 수심 중 임의의 한 점에서의 파랑과 흐름 또는 파랑과 지형류 정보를 입력하고 해저 지형형태 특성을 입력해 주면 해저경계층 또는 해저 Ekman 경계층에서의 유속 수직구조를 연속적으로 얻을 수 있다. 이로써 해저경계층의 주요 변수인 해저 전단응력, 해저 파랑경계층 두께, 복합경계층 두께 등의 추정이 이루어 질 수있다.

파랑-흐룜 해저경계층과 해저 Ekman 경계층

본 연구에서 다루는 해저경계층은 지구 자전효과와 서로

다른 외력에 의한 서로 다른 두께를 가진 경계충들이 복합되어 상호작용 되는 곳이다. Fig. 1은 서로 다른 주기의 흐름 특성에 따라 일어날 수 있는 해양의 해저경계충의 개략적 구조를 나타낸다. 여기에서 파랑과 흐름에 의한 복합경계충(δ_w)은 흐름에 의한 경계충(δ,)의 일부분을 차지하고 있으며, 흐름구조의 수심에 따른 변화도 단순한 변화 곡선에서 벗어나 불연속성을 보여주고 있다.

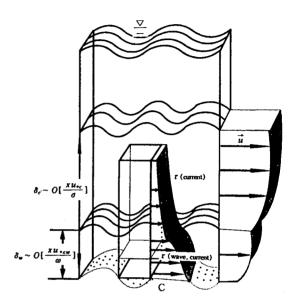


Fig. 1. Schematic figure showing the bottom boundary layer structure in the ocean.

일반적으로 지구 자전효과가 중요한 경우, 해양에서의 해저경계층의 두께 규모는 1/f에 비례하고, 여기서 f는 관성 (inertial)주파수이다. 지구 자전외 다른 외력, 즉 조석, 내부파, 파랑 등에 의한 해저경계층 두께의 길이규모는 1/6에 비례하며, 여기서 σ 는 외력의 각주파수(angular frequency)이다. 따라서 10초주기의 파랑은 약 0.1m 안팎의 경계층두께를 가지며, 지구 자전효과를 받는 Ekman 경계층은 수십미터 두께의 경계층을 갖는다.

해양에서 지구 자전효과의 중요성 여부를 결정짓는 Rossby Number는 (U/fL)로써, L은 길이특성 규모, U는 속도 특성 규모이다. 해저면 가까이에서의 수직운동의 규모는 해저면으로부터의 거리에 비례하므로 일반적으로 L/U≪f⁻¹로써 해저면 가까이에서는 자전효과가 무시된다. 하지만 해수충 내부로 올라가면서 L/U>f⁻¹이 되면 해저경계층 상부로부터는 자전효과도 중요하게 나타난다. 이러한 해저경계면의 역학 구조를 예측하기 위한 해저경계층은 크게 파랑해류복합 해저경계층과 지구 자전효과를 고려하는 저충 Ekman 경계층으로 구분할 수 있다. 물론 저층 Ekman 경계층의 바닥부분은 파랑-흐름 복합경계층과 일치한다. 본 연구에

서는 기존의 이론적 전개를 바탕으로 해양에서 응용할 수 있는 해저경계층에 대한 관계식 도출과 아울러 해저경계층에서의 유속구조를 변화시킬 수 있는 외력 조건, 해저층형태 그리고 각종 성층에 대한 영향을 해석적으로 분석한후, 이들의 수치모델 코드화를 위한 알고리즘을 제시하고자한다.

해저경계층 역학의 이론적 배경과 연구의 동기

본 연구에서 다루고 있는 해저경계층은 거의 매일 파랑과 해류가 공존하는 대륙붕으로부터 해안선 쇄파대 밖까지의 해저면을 포함한다. 해저경계층 모델에서 가장 중요한 기 능은 주어진 환경 조건에 대해 해저면 근처의 유속구조를 정확하게 추정하는 것이다. 이러한 예측모델의 시작은 파 '랑과 해류가 공존하는 난류흐름장으로서 실제 해양에 적 용될 수 있어야 한다. 본 연구에서는 성층이 되지 않은 경우의 파랑과 해류의 복합경계층 역학과, 해류에 의한 Ekman 경계층의 특성을 예측할 수 있는 모델의 코드화와 알고리즘 구성 및 이들의 시험운영을 포함한다. 해류와 파 랑이 공존하는 경우의 해저경계층 역학의 총체적 이론 전 개는 Grant and Madsen(1979, 1982, 1986)에 의해 시작되 었다. GM79를 이론의 근원적 발상지로 하여 기타 여러 형태의 추가적 이론과 실험적 관계식의 보완이 이루어지고 있지만, GM79가 제시하는 이론적 해석 결과에 대한 실험적 또는 현장관측에 의한 검증이 이루어지지 못하여 왔다. 그 러나 최근 수 년 이래 제작되고 있는 해저경계층의 역학요소 관측장비의 개발로 보다 효율적인 검증과 이론에 대한 보 완적 개선이 이루어 질 것으로 기대한다. 하지만 해저경계층 역학의 이론 및 장비의 사용을 통하여 각종 환경 상황에서의 해저 유속분포를 관측하고 추정하여, 각종 퇴적물 이동에 미치는 요소의 추산 그리고 퇴적물 이동 과정을 정량화하기 위해서는 해저경계층의 연속적인 유속구조의 추정이 필요 하다.

지구 자전효과에 의한 해저경계층을 고려한 연구는 그렇게 많지 않으며, 지금까지의 파랑과 흐름장을 동시에 고려한 퇴적물 이동에 대한 연구는 주로 쇄파대 근처(김창식 1990; Thornton and Kim 1993), 연안 구조물 설치에 따른해안선 변형 추정과 항만 인접 또는 연안 산업시설의 주변해역에 대한 부유사 확산 예측이 연구의 중심을 이루어 왔다(김창식 등 1993).

날로 악화가 우려되어가는 연안 해역의 수질오염은 곧 퇴적물의 강한 흡착성으로 인하여 퇴적물의 질(Sediment Quality)이 나빠질 것이고, 이들의 외해와의 이동 및 교환은 연안 및 외해의 해수 수질 변화에도 직접적인 오염원이 되기도 한다. 이러한 관점에서 대륙붕에서 연안까지의 해 저경계층에 대한 연구와 퇴적물의 대륙붕-연안간 또는 해 안선 방향으로의 이동 및 교환에 대한 이론 및 실험적 접근이 필요한 때이다.

본 연구에서는 파랑-해류 복합 해저경계층과 해저 Ekman

경계층 모델링을 구분하여 각종 입력에 대해 필요한 요소의 예측을 실시하고, 예측을 위한 알고리즘 수립은 기존의 이 론식과 그 해를 근거로 하고 있다.

파랑과 흐름의 복합 해저경계층 모델

지배방정식

해양의 해저면에는 흐름 특성에 따라 뚜렷이 구분되는 해저경계층이 존재한다. 각 경계층에서 유체의 수평운동을 해류(c)와 비정상흐름인 파랑(w) 성분으로 분리하면 다음과 같은 지배방정식을 얻는다(Grant and Madsen 1979, 1986).

$$\frac{\partial_{u_w}}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \nabla_H P_\epsilon - \frac{1}{\rho} \nabla_H P_w + \frac{\partial}{\partial z} \nu_i \frac{\partial u_w}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \nu_i \frac{\partial u_\epsilon}{\partial z}$$
(1)

여기서 t는 시간, p는 밀도, ∇ t는 수평벡터 operator이고 P는 압력항이다. 그리고 u는 유속벡터이고, v t는 단류확산 계수를 나타낸다. x, y, z는 직교좌표계이며, z는 바닥으로 부터 상반으로 +이다.

난류마감 ; 난류확산 계수

식 (1)을 풀기 위하여 사용되는 난류확산 계수의 하나 는

$$v_t = xu \cdot z \tag{2}$$

로 표현될 수 있으며, 여기에서 x는 von Karman상수($x\approx0$. 4)이고 u_{\bullet} 전단속도(shear velocity)로써, $u_{\bullet}=\sqrt{\tau_b/\rho}$ 로 정의되며, τ_b 는 바닥 전단응력이다. (1)에 의해 주어지는 서로 다른 경계층 호름은 각각의 호름 특성에 의해 주어지므로, 각각의 경계층 내에서 ν_i 가 u_{\bullet} 를 사용하여 표현되어야 한다.

전단속도의 크기 | u•c|는 시간 평균된 전단응력을 이용하여 표현되며, 파랑경계층 밖에서의 흐름 전단응력(r。)은 다음과 같이 주어진다.

$$\rho^{-1}|\tau_c| = |u_{\bullet c}|^2 = \frac{1}{2} f_{ab} V_2 |u_b|^2 \tag{3}$$

파랑운동에 대해 해류가 비교적 약할 때, V₂는 다음과 같이 간략하게 표현 될 수 있다.

$$V_2 = (2/\pi)(|u_a|/|u_b|)[4-3\sin^2\phi_c]^{\frac{1}{2}}$$
 (4)

| u_a|는 바닥으로부터 a 떨어진 곳의 해류속도 크기이고, ø는 해류가 파랑의 진행 방향과 이루는 각도이다. u_b는 선형이론에 의한 파랑입자의 바닥근처(자유흐름 지역)에 서의 최대 속도를 나타낸다.

GM79에서 제시한 V_2 의 완전한 해에 의한 값과 간략하게 표현된 식 (4)에 의한 V_2 를 $|u_a|/|u_b|$ 의 변화에 따라 ϕ_c 에 대해 도시한 것이 Fig. 2이다. 간략한 식 (4)의 사용은 $|u_a|/|u_b|$ 가 작으며, 해류와 파랑이 이루는 각 ϕ_c 가 비교적 적은 경우에 효율적으로 사용될 수 있음을 보여준다.

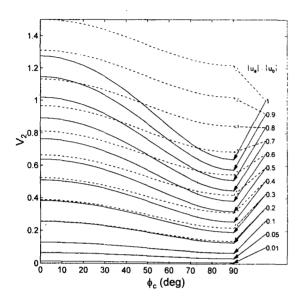


Fig. 2. Numerical solutions for V₂. The solid lines are for full solution of GM79, and dotted lines are approximate solutions for Eqn(4).

비선형 문제를 보다 용이하게 하기 위하여 전단력을 식 (3)에 의해 주어지는 변조된 해류에 의한 것과 비정상류 상태인 파랑에 의한 것으로 분리해 보자. 물론 파랑경계층 밖에서는 오직 해류에 의한 전단력이 있을 뿐이고, 전단력의 방향은 해류와 동일한 방향이다.

파랑과 해류가 공존하는 경우의 경계층 내의 전단력의 특성은 공존효과에 의한 최대 해저전단력 $\tau_{b,max}$ 에 의해 주어진다.

$$|\tau_{b \max}| = \frac{1}{2} f_{\alpha \nu} \rho \alpha |u_b|^2 \tag{5}$$

여기서

$$a = 1 + (|u_a|/|u_b|)^2 + 2(|u_a|/|u_b|)\cos\phi_c \tag{6}$$

식 (5)를 이용하여 경계충 내의 난류세기를 다음과 같이 표현할 수 있다.

$$|u_{*cw}| = (|\tau_{b \max}|/\rho)^{\frac{1}{2}} = (\frac{1}{2}f_{cw}\alpha)^{\frac{1}{2}}|u_{b}|$$
 (7)

여기에서 | u_{*ac} |는 파랑과 해류 상호작용에 의하여 나타난 비선형 효과의 크기를 의미한다.

파랑경계층 밖의 난류세기를 나타내는 식 (3)과 파랑경 계층 내부의 난류세기를 나타내는 식 (7)을 이용하여 각 경계층에서의 난류확산계수를 나타내면.

$$v_c = x \mid u_{*c} \mid z, \qquad z > \delta_w \tag{8}$$

$$\nu_{cw} = x \mid u_{*cw} \mid z, \qquad z < \delta_w \tag{9}$$

으로써, δ "는 파랑경계층 두께이다.

식 (8)과 식 (9)에 의해 주어진 난류확산계수는 해저 바닥으로부터의 거리 z에 비례하며 증가한다. 파랑경계층 내부에서는 이 가정이 물리적 운동세기가 거리 규모에 비례함과 일치하여 아무런 문제를 야기시키지 않는다. 하지만 자유 흐름을 갖는 내부 수층에서는 난류확산계수의 변화는 거의 없어야 한다. 여기서 다루는 난류확산계수는 시간에 대해 변하지 않음으로써, 최대 전단력과 관련된 경계층 역학을 제시하고 이에 따른 난류세기를 추정한다. 이는 단순하고 비교적 정확한 결과를 낳지만, 보다 정밀한 경계층 역학의 추정을 위해서는 시간에 따라 변하는 난류확산계수의 도입도 고려해 볼 가치가 있다(Trowbridge and Madsen 1984). 하지만 실험결과에 의하면 시간 변화를 포함한 경우 1차적 해에서 큰 차이를 보이지 않으며, 난류확산 계수의 수직구조가 시간변동성보다 더욱 중요함을 보이고 있다(Jonsson and Carlson 1976).

파랑운동에 대한 일반해

파랑경계층 밖에서의 파랑운동은 식 (1)과 식 (8)에 의해.

$$\frac{\partial u_w}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \nabla_H P_w, \quad z > \delta_w \tag{10}$$

과 같은 일반적 선형 파랑식인 Euler방정식을 얻는다. 파랑경계층의 경계면에서의 입자운동의 연속성, 해저바닥에서의 no-slip조건, 그리고 파랑경계층 상부 경계면에서는 유속이 내부 자유유속과 같아야 하는 경계조건 등을 이용하면, 식 (10)으로부터 다음과 같은 파랑경계층 내부에서의 유속구조에 대한 일반해를 얻는다.

파랑경계층 내부에서의 유속구조는

$$|u_{w}| = \left[1 + \frac{0.5}{(\text{Ker } 2\zeta_{0}^{\frac{1}{2}} + i \text{ Kei } 2\zeta_{0}^{\frac{1}{2}})} (\ln \zeta + 1.154 + \frac{i\pi}{2})\right] |u_{\infty}|$$
(11)

이고, Ker과 Kei는 zeroth order Kelvin 함수들이다. $\zeta=z/l$, z는 바닥으로부터의 거리, l은 특성 길이 규모이다. i = $(-1)^{1/2}$, 무차원 길이 $\zeta_0=k_0/30l$ 이고, k_0 는 해저면의 물리적 거침도(roughness)를 나타낸다. 즉, 수심에 따른 파랑입자 속도의 크기는(Grant and Madsen. 1979)

$$|u_w(z)| = \{ [(Ker 2 \zeta_0^{\frac{1}{2}})^2 + (Kei 2 \zeta_0^{\frac{1}{2}})^2 - Ker 2 \zeta_0^{\frac{1}{2}} Ker 2 \zeta_0^{\frac{1}{2}} \} \}$$

$$-Kei 2 \zeta_0^{\frac{1}{2}} Kei 2 \zeta^{\frac{1}{2}} \right]^2 + (Ker 2 \zeta^{\frac{1}{2}} Kei 2 \zeta_0^{\frac{1}{2}}$$

$$-Ker 2 \zeta_0^{\frac{1}{2}} Kei 2 \zeta_0^{\frac{1}{2}})^2 \cdot |u_{\infty}| \cdot$$

$$\frac{1}{(Ker 2 \zeta_0^{\frac{1}{2}})^2 + (Kei 2 \zeta_0^{\frac{1}{2}})^2}$$
(12)

이고 자유 유속과 $u_{\omega}(z)$ 간의 위상각은 아래와 같다.

$$a_{\rho} = \tan^{-1} \left[\frac{Ker 2 \, \zeta^{\frac{1}{2}} \, Kei \, 2 \, \zeta_{0}^{\frac{1}{2}}}{(Ker \, 2 \, \zeta_{0}^{\frac{1}{2}})^{2} + (Kei \, 2 \, \zeta_{0}^{\frac{1}{2}})^{2} - Ker \, 2 \, \zeta_{0}^{\frac{1}{2}} \, Ker \, 2 \, \zeta^{\frac{1}{2}}} - \frac{-Kei \, 2 \, \zeta^{\frac{1}{2}} \, Ker \, 2 \, \zeta^{\frac{1}{2}}}{-Kei \, 2 \, \zeta^{\frac{1}{2}} \, Kei \, 2 \, \zeta^{\frac{1}{2}}} \right]$$

$$(13)$$

파랑과 해류가 공존하는 해저경계층에서 상호 비선형작용에 의한 |u*ac|는, uw와 Ker 및 Kei 함수를 통하여 효과가 반영되었으며, 바닥의 거침도는 식 (11)에서와 같이 25를 물리적 거침도 k,와 관련지음으로써 효과가 반영되었다.

정상흐름에 대한 일반해

파랑경계층 밖에서의 해류운동방정식은 수평압력 경도를 무시하고 바닥 가까이에서는 일정한 전단력을 가정하면 파랑경계층 밖과 경계층 내부의 운동은 식 (1), (2)와 (9) 로부터

$$x | u_{*c}| z \frac{\partial u_c}{\partial z} = u^2_{*c}, \qquad z > \delta_w$$
 (14)

$$x \mid u_{*_{cw}} \mid z \frac{\partial u_c}{\partial z} = u_{*_c}^2, \quad z < \delta_w$$
 (15)

파랑경계층 내부에서의 유속구조는 식 (15)를 다음 경 계조건을 이용하여 적분하여 얻는다.

$$u_c = 0$$
 at $z = z_0 = k \sqrt{30}$ (16)

그러면 파랑경계층 내부에서 정상 흐름의 크기는

$$|u_c| = \frac{|u_{*c}|}{x} \left(\frac{|u_{*c}|}{|u_{*w}|} \right) \ln \frac{30z}{k_b} \qquad z < \delta_w$$
 (17)

과 같이 되어 파랑의 흐름에 대한 영향이 $|u *_c|/|u *_{\infty}|$ 항을 통하여 나타난다. $|u *_c|/|u *_{\infty}|$ 는 항상 I보다 작은 값으로써, 파랑이 존재함으로써 독립적으로 있는 경우의 흐름 속도보다 훨씬 감소함을 의미한다.

파랑경계층 밖에서의 흐름속도는 경계조건

$$u_{\epsilon} = 0 \quad at \quad z = k_{b} / 30 \tag{18}$$

을 이용하면

$$u_c = \frac{|u_{*c}|}{x} \ln \frac{30z}{k_{bc}}, \qquad z > \delta_w$$
 (19)

와 같이 된다. 여기에서 k_k 는 겉보기 거침도로서 물리적 거침도 외에 파랑경계층에 존재하는 난류로 인하여 강화 되는 수리역학적 거침도가 반영된 거침도를 나타낸다. 이때식 (19)로 부터, 파랑경계층 밖의 호름속도도 겉보기 거침도 k_k 를 통하여 파랑의 흐름에 대한 비선형 효과가 반영되고 있음을 알 수 있다. 즉, 해저경계층에서의 난류상태가 완전히 발달된 경우에는 수리역학적으로 매우 거친 저면 상태를 나타내며, 이 효과는 곧 흐름이 form drag라는 형태로 흐름에 대한 저항력을 높이게 되고, Nikuradse거침도로 알려진 skin friction보다 훨씬 큰 저항력을 느끼게 된다. 이렇게 난류효과로 증가된 겉보기 거침도 k_k 는 form drag의 영향으로 전단응력을 크게 만드는 역할을 한다.

거침도 추정

해저경계층 역학에서 중요한 변수 증의 하나가 해저면 물리적 거침도이다. 거침도 높이 특성(k_b)은 거침 길이특성 (z_o)과 $z_o=k_b/30$ 이라는 관계를 갖는다.

식 (13)과 $|A_b| = |u_b|/\omega$ 를 이용하면 겉보기 거침도의 물리적 거침도에 대한 비율은

$$\frac{k_{bc}}{k_{b}} = \left[24 \frac{|u *_{cu}|}{|u_{b}|} \left(\frac{|A_{b}|}{k_{b}} \right) \right]^{\beta}$$

$$\beta = \left(1 - \frac{|u *_{c}|}{|u_{b}|} \cdot \frac{|u_{b}|}{|u *_{cu}|} \right)$$
(20)

이 된다. 만약 $|A_b|/k_b$ 와 ϕ_c 그리고 f_{ce} 와 이에 따른 $|u_a|/k_b$ 가 주어지면 k_b/k_b 값은 계산될 수 있다.

Fig. 3은 식 (20)을 $a = 0^{\circ}$ 인 경우 도시화 한 것으로써, 파랑의 흐름에 대한 영향은, 흐름 유속이 커지거나 즉, $|u_a|/|u_b|$ 이 크거나, 파랑과 해류가 이루는 각도가 커질 경우 감소됨을 알 수 있다. 일반적으로 $|u_a|/|u_b| > 1.0으로$ 큰 경우에는 해류와 파랑이 이루는 각이 45°보다 큰 경우

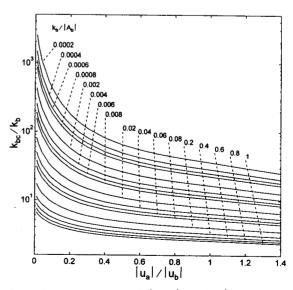


Fig. 3. Relationship between k_{bc}/k_b , k_b/A_b and u_a/u_b .

보다 적은 영향을 보인다. $|u_a|/|u_b|$ 가 0.25보다 작은 경우에는 겉보기 거침도 k_k 가 물리적 거침도 k_b 보다 훨씬 커짐을 보이며, 대부분 해양에서 일어나는 경우가 이러한 범위에 들어간다.

저면마찰의 추정

본 이론의 사용을 위해서는 파랑과 흐름의 공존장에서의 저면마찰계수를 추정해야 한다. Jonsson(1966)에서 사용한 바와 같이, 파랑과 흐름에 의한 최대 속도를 저충 최대 전단력과 관계지어 파랑-흐름 마찰계수 f_∞ 를 정의한다.

$$|\tau_{b \max}|/\rho = |u_{\alpha \omega}|^2 = \frac{1}{2} f_{\alpha \omega} \alpha |u_b|^2$$
 (21)

여기서 $a=1+(|u_a|/|u_b|)^2+2(|u_a|/|u_b|)\cos\phi_c$ 이다.

저층 최대 전단응력은 정상류인 흐름에 의한 성분과 비정상류인 파랑에 의한 성분으로 구분할 수 있으며, 식 (7), 그리고 $|A_b| = |u_b|/\omega$, 식 (3)과 최대 파랑 전단속도로부터 파랑-흐름 공존시 마찰계수는

$$\left[0.097 \left(\frac{k_{b}}{|A_{b}|}\right)^{\frac{1}{2}} \cdot \frac{K}{f_{co}^{3/4}}\right]^{2} + 2\left[(0.097) \left(\frac{k_{b}}{|A_{b}|}\right)^{\frac{1}{2}} \cdot \frac{K}{f_{co}^{3/4}}\right] \\
\cdot \left[\frac{V_{2}}{2a^{1/4}}\right] \cos \overline{\phi}_{c} = \frac{a^{3/2}}{4} - \frac{V_{2}^{2}}{4a^{1/2}} \tag{22}$$

와 같이 된다. 여기서

$$K = \frac{1}{2\zeta_0^{\frac{1}{2}}} \left\{ \frac{1}{(Ker^2 2\zeta_0^{\frac{1}{2}} + Ker^2 2\zeta_0^{\frac{1}{2}})^{\frac{1}{2}}} \right\}$$
(23)

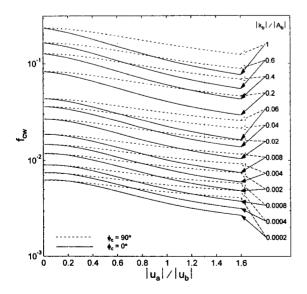


Fig. 4. Estimated friction factor f_{cw} for $|u_a|/|u_b|$ and $k_b/|A_b|$ at $\phi_c=90^\circ$ and $\phi_c=90^\circ$.

이다. 식 (22)에 의해 주어지는 파랑-흐름 마찰계수를 $k_b/|A_b|$ 의 $|u_a|/|u_b|$ 그리고 $\phi_c=0^\circ$ 와 90° 의 경우에 대해 Fig. 4에 도시하였다. $|u_a|/|u_b|$ 가 작을 때 f_{cw} 는 ϕ_c 에 의해 영향을 받지않는 경향을 보이고 일반적으로 ϕ_c 가 60° 보다 작을 경우에는 식 (22)는 만족할만한 f_{cw} 를 추정하는 것으로 알려져 있다. 흐름이 없는 경우 식 (22)는 단순한 파랑의 경우로서 Jonsson and Carlson(1976)에 의한 실험결과와 좋은 임치를 보인다.

해저경계층 유속분포를 구하는 알고리즘

파랑과 흐름이 공존하는 경우의 해저경계층에서 복합된 유속분포와 이에 의한 전단응력의 해를 구하기 위해서는 파랑마찰계수와 겉보기 거침도를 먼저 알아야 한다. 이 두 변수의 특성은 식 (20)에서와 같이 상대적 거침도인 $k_b/|A_b|$, 유속비율 $|u_a|/|u_b|$, 그리고 흐름각도인 ϕ ,의 함수로 나타내진다. 특히 ϕ ,와 $|u_a|/|u_b|$ 는 미리 알 수 없는 값으로써 파랑과 흐름 문제에 대한 해를 구하는 과정에서 얻어진다

해류흐름은 바닥에서의 일정한 높이 z,에서의 크기 $|u_{\sigma}|$ 와 파랑과 이루는 각 ϕ_c 에 의해 특성이 주어진다. 파랑의 경우해저면 가까이의 입자속도 $|u_b|$ 와 왕복유동거리 $|A_b|$ 에 의해 특징이 설정된다. 유채-퇴적물 경계면의 특성은 물리적 저층 거침도 k_b 에 의해 추정된다. 따라서 4개의 무차원 변수인

$$\frac{z_r}{k_b}, \frac{|u_\sigma|}{|u_b|}, \frac{k_b}{|A_b|}, \overline{\phi}_c \tag{24}$$

이 구성된다. 이들 4개의 변수로부터 해저경계층의 저면 전단응력과 유속장을 계산하기 위한 필요 변수인 $\phi_{c,}$ $|u_a|$ $/|u_b|$, f_{cw} 그리고 k_b/k_b 항에 대해 반복계산법으로 해를 구할 수 있다.

먼저 ϕ_c 와 $|u_a|/|u_b|$ 를 초기 추정한 후, 이 두 추정값과식 (24)의 $k_b/|A_b|$, ϕ 로 식 (22)의 f_{co} 를 추정한다. 그런 후 식 (21)로부터 k_b/k_b 를 구할 수 있다. V_2 와 α 는 GM79의해와 식 (7)을 이용하여 $|u_{*c}|$ 와 $|u_{*co}|$ 를 구할 수 있다. 하지만 지금까지 추정된 해는 완전하지 않다.

식 (19)에서 주어진 z=z,에서의 유속크기인 $|u_{\sigma}|$ 은 k_{b} $/k_{b}$ 와 $|u_{*c}|$ 를 이용해 주어진다. 식 (19)의 $|u_{\sigma}|$ 은 식 (24)에서의 값과 일치해야 한다. 따라서 식 (19)에서 임시 추정된 $|u_{\sigma}|/|u_{b}|$ 와 ϕ_{c} 를 이용하여 구한 $|u_{\sigma}|$ 의 값이 주어진 값과 일치 하도록 반복접근 계산을 하여야 한다.

연안 가까운 곳을 제외한 대부분 해양의 해저경계층에서는 $|u_a|/|u_b|$ 의 값이 작다. 만약 $|u_a|/|u_b|$ 가 0.25보다작을 경우에는 해를 구하는 과정이 더욱 단순해 진다. 즉, 식 (4)에 제시된 바와 같이 약식의 V_2 와 ϕ_c 를 이용할 수도 있다.

파랑과 흐름 복합 해저경계층 모델의 시험 운영

앞에서 기술된 균질 해저경계층 모델에 대한 시험운영이 두 가지의 경우에 대해 사도되었다. 모델 지배방정식에 대한 해법 알고리즘은 앞에서 제시되었으며, 이를 바탕으로 모델코드화가 이루어졌다.

구성된 파랑과 흐름 복합 해저경계층 모델의 운영을 위해서는 파랑, 흐름 해저면, 성층에 관련된 입력자료가 필요하다. 보다 단순한 경우의 유속구조 추정을 위해 수온과염분, 부유물질에 의한 성층, 그리고 비균질적 저층 퇴적물의구성 및 바닥 형태 등을 제외하면, 파랑과 흐름 및 저층거참상태에 대한 입력자료가 요구된다. 파랑자료로서는 저층 최대 파랑유속 | \(\mu_i\) | 과 최대 왕복유동거리 | \(A_i\) 만이 입력자료로 필요하며, 나머지 변수들은 대부분 모델내에서 관계식에 의해 무차원 값으로 추정되어져 사용된다. 흐름입력자료로서는 해저 바닥으로부터 \(\pi\) 떨어진 곳의 유속 | \(\mu_i\) 과 파랑과 이루는 각 \(\phi_i\) 이 필요하다. 저면 바닥거침도 (\(k_i\))는 직접 입력되든지, 또는 모델 내부에서 계산된다. 이때한가지 퇴적물 크기에 대해 추정되므로, 저층 퇴적물이 여러복합크기의 혼합체일 경우에는 \(k_i\)의 추정의 변형이 필요하다

본 파랑과 흐름 복합 해저경계층 모델의 시험운영은 일 상조건의 파랑과 흐름이 존재할 경우와 폭풍파랑의 환경 조건일 경우로 구분하여 시도되였으며, 모델의 일차적 알 고리즘 검증을 위해 계산된 값과 이론적 추정값과 비교 검토되었다.

Case 1은 일상의 해상상태 조건으로써, u_b = 10cm/sec, A_b = 25cm, u_r = 10cm/sec, ϕ_c =0°가 z_r =100cm에서 입력되었다. 물리적 거침도는 k_s =6cm로 주어졌다.

Case 2는 폭풍파랑의 경우로써, 해저 바닥면의 퇴적물이 움직여 질 수 있는 경우이다. 해저 바닥의 물리적 거침도는 연혼과 같은 바닥 형태나 또는 저면 퇴적물의 이동상태를 허용하는 조건의 값으로 주어졌다. 과랑조건으로는 $u_b=50$ cm/sec, $A_b=120cm$, $z_r=100cm$ 에서 관측된 $u_r=50cm/sec$, $\phi_r=0$ °로 주어지고 바닥 퇴적물은 d=0.001인 fine sand로 가정하였다.

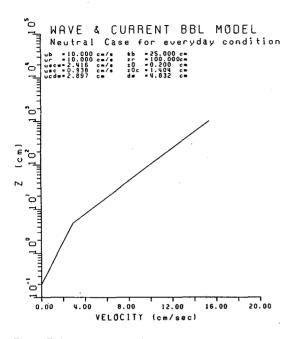
Fig. 5는 Case 1의 입력조건에 대한 파랑과 흐름 복합해저경계층에서의 유속수직구조를 모델로 계산한 결과를도시한 것이다. 파랑경계층 두께는 4.8cm, 파랑경계층 밖에서의 유속은 2.9cm/sec, 물리적 거침도는 0.2cm, 그리고바닥 마찰속도는 해류만 존재할 때의 0.9cm/sec 보다 강화된 2.4cm/sec을 보이고 있다. Table 1은 Case 1에 대한 입력자료와 모델에 의해 추정된 각종 변수의 값을 제시한 것으로써, 이론적 추정치와 잘 일치함을 보이고 있다.

Fig. 6은 Case 2에 대한 폭풍파랑의 환경조건에 대한 파 랑과 흐름 복합 해저경계층에서의 유속구조를 모델로 계

Table 1. Model parameters(inputs and calculated) for case 1 in the wave and current BBL Model(Numbers in parenthesis represent the related equations).

in parentnesis	represent the related equa	ations).	
Near Bottom, Wave	e & Current Model.		
Input wave Para	meters:		
u_b (4)	=0.100000E+02	$A_b(22)$	=0.250000E+02
Input Current Pa	arameters:		
u_r/u_b	=0.100000E+01	z_r/A_b	=0.400000E+01
$\overline{\phi}$ (22)	=0.000000E+00		
Input Bottom Pa	rameters:		
k_b/A_b	=0.240000E+00		
Calculated Model	Parameters:		
u_r/u_b	=0.100001E+01		
u_a/u_b	=0.157985E+00	φ	=0.000000E+00
V_2 (4)	=0.201988E+00	α (6)	=0.134093E+01
k_b/A_b (20)	=0.240000E+00		
k (23)	=0.178300E+01	f_{cw} (22)	=0.870563E-01
$u *_c/u_b$ (20)	=0.937665E-01	$u*_{cw}/u_b$	=0.241595E+00
δ_w/A_b	=0.193276E+00		
k_{bc}/k_b (20)	=0.701926E+01	k_{bc}/A_b	=0.168462E+01
z_o/A_b	=0.800000E-02	z_{∞}/A_b	=0.561541E-01
Dimensional Para	meters:		
$u_b(4)$	=0.100000E+02	A_b	=0.250000E+02
u_r	=0.100001E+02	$z_r(19)$	=0.100000E+03
$u*_{cw}(21)$	=0.241595E+01	z _o (16)	=0.200000E+00
$u*_{c}(3)$	=0.937665E+00	z_{α} (16)	=0.140385E+01
$u_c(\delta_w)$ (17)	=0.289743E+01	δ_w	=0.483190E+01

28 KIM, C.S.



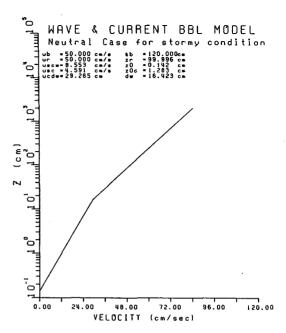


Fig. 5. Estimated velocity profile in the wave and current bottom boundary layer for everyday wave condition.

Fig. 6. Estimated velocity profile in the wave and current bottom boundary layer for a storm condition.

Table 2. Model parameters(inputs and calculated) for case 2 in the wave and current BBL Model(Numbers in parenthesis represent the related equations).

Near Bottom, Wave	Near Bottom, Wave & Current Model.					
	Input wave Parameters:					
$u_b(4)$	=0.500000E+02	$A_b(22)$	=0.120000E+03			
Input Current P	arameters:					
*	=0.1000000E+01	z_r/A_b	=0.833300E+00			
$\overline{\phi}$	=0.0000000E+00					
Input Bottom Pa	rameters:					
k_b/A_b	=0.0355					
Calculated Mode	l Parameters:					
u_r/u_b	=0.100000E+01					
u_a/u_b	=0.473314E+00	ø	=0.000000E+00			
$V_2(4)$	=0.625399E+00	a (6)	=0.217065E+01			
k_b/A_b (20)	=0.355167E-01					
k (23)	=0.231463E+01	$f_{cw}\left(22\right)$	=0.269640E-01			
$u_{*c}/u_{b}(20)$	=0.918239E-01	$u *_{cw}/u_b$	=0.171069E+00			
δ_{w}/A_{b}	=0.136856E+00					
k_{bc}/k_b (20)	=0.902887E+01	k_{bc}/A_b	=0.320675E+00			
z_o/A_b	=0.118389E-02	z_{∞}/A_b	=0.106892E-01			
Dimensional Parameters:						
$u_b(4)$	=0.500000E+02	A_b	=0.120000E+03			
u,	=0.500000E+02	$z_r(19)$	=0.999960E+02			
$u_{*cv}(21)$	=0.855347E+01	z _o (16)	=0.142067E+00			
u*c (3)	=0.459120E+01	z_{∞} (16)	=0.128270E+01			
$u_{c}(\delta_{w})$ (17)	=0.292654E+02	δ_w	=0.164227E+02			

산하여 도시한 것이다. Case 1에 비해 파랑경계층 두께가 16.8cm로 커졌으며, 물리적 거침도는 0.14cm로 오히려 낮아졌다. 이는 파랑경계층 밖에서의 흐름속도가 29cm/sec으로 증가되고 파랑과 흐름에 의한 복합 따찰속도가 8.7cm/sec로 증가되면서 일어나는 저층의 퇴적물이 이동상태에 있는 영향으로 해석할 수 있다. Table 2에서는 Case 2에 대한 모델입력자료와 모델이 추정한 각종 저층 환경변수를 제시한 것으로서, 폭풍시에도 이론적 추정치와 좋은 일치를 보인다. 즉, 수립된 해저경계층에 대한 모델 코드화 및 알고리즘 구성이 매우 합리적이고 비교적 정확한 예측값을 재현하고 있음을 나타낸다.

해저 Ekman 경계층 모델

앞에서 기술된 해저경계층 모델은 주로 해저 바닥으로 부터 2~4m 두께인 해저층 log프로파일 지역의 한 점의 정보를 이용하여 전체 해저경계층 유속구조를 계산하는 방법을 제시하였다. 하지만 해저층 5m 이내의 유속관측은 쉬운 일이 아니다. 일반적 유속관측은 해저경계층 밖에서 이루어지고, 해수 순환 모델에 의한 유속 입력도 대부분 해저경계층 밖의 값이다. 이러한 관점에서 파랑과 흐름이 공존하는 파랑 해저경계층 외에 자유흐름장을 포함하는 전체 경계층에서의 유속구조 계산이 요구된다.

이때 경계층의 수직길이 규모는 U/f이므로, 지구 자전 효과가 고려되어야 한다. 해양의 해저경계층의 바깥 내부 지역에서의 흐름은 가끔 수온과 염분에 의한 성층의 효과도 고려되어야 한다. 이러한 항들은 해양 저충경계층 또는 해저 Ekman 경계층 모델에 포함되어 앞에서 다룬 파랑과 흐름에 의한 복합 해저경계층과 결합된다.

저층 Ekman 경계층의 유속구조

준정상상태의 Ekman 경계층의 운동방정식은 다음과 같다 (Pedlosky 1979).

$$-fv_{c} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P_{c}}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_{lm} \frac{\partial u_{c}}{\partial z} \right) \tag{25}$$

$$fu_{c} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P_{c}}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu_{tm} \frac{\partial v_{c}}{\partial z} \right)$$
 (26)

파랑 경계층에서 해류는 일정한 전단력 구간에 자리잡고 이곳에서는 식 (25)와 식 (26)에서와 같이 응력분산항이 압력과 Coriolis항 보다 우세하다. 시간평균한 바닥 응력을 **방향으로 가정하면, 식 (25)와 식 (26)으로부터 파랑 경계층의 해류는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\nu_{cw} \frac{\partial u_c}{\partial t} = |u_{*c}|^2, \quad z < \delta_w \tag{27}$$

$$\nu_{\alpha} \frac{\partial v_{c}}{\partial z} = 0, \qquad z < \delta_{w}$$
 (28)

식 (9)의 난류확산계수를 이용하여, z,에 no-slip 조건을 적용하면, 파랑경계층 내의 해류에 대한 해는

$$u_c = \frac{|u_{*c}|}{x} \frac{|u_{*c}|}{|u_{*cw}|} \ln \frac{z}{z_0}, v_c = 0, \quad z < \delta_w$$
 (29)

와 같이 된다.

해저 Ekman 경계층 위쪽에서는 전단력 분산항이 무시 되고 해류는 다시 압력경도와 평형을 이루는 지형류 평형 조건을 갖게 된다.

$$-fv_s = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P_c}{\partial x}, \quad z > \delta_c \tag{30}$$

$$fu_{s} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P_{c}}{\partial y}, \quad z > \delta_{c}$$
 (31)

여기서 (u_s, v_e) 는 지형류의 좌표성분이고, δ_c 는 흐름 경계 층의 두께를 나타낸다. Ekman 경계층 전 구간을 통하여 압력경도가 무시되는 경계층 가정을 할 경우, 식 (30)과 식 (31)을 이용하면 식 (25)와 식 (26)은 다음과 같이 재표현될 수 있다.

$$-f(v_{\epsilon}-v_{g}) = \frac{\partial}{\partial z} \left[v_{im} \frac{\partial}{\partial z} (u_{\epsilon}-u_{g}) \right]$$
 (32)

$$f(u_c - u_g) = \frac{\partial}{\partial z} \left[\nu_{im} \frac{\partial}{\partial z} (v_c - v_g) \right]$$
 (33)

식 (32)와 식 (33)을 δ_x≤z≤δ,에서의 흐름 구조를 위해 풀어야 한다. 경계조건으로는 Ekman 경계층 맨 위쪽에서는 유속이 지형류와 같음을 이용한다.

$$u_c \rightarrow u_\sigma$$
, $v_c \rightarrow v_\sigma$ as $z \rightarrow \delta_c$ (34)

그리고 평균 전단응력은 파랑경계층의 경계면을 지나며 연속이어야 한다.

$$\nu_{lm} \frac{\partial u_c}{\partial z} = |u *_c|^2, \ \nu_{lm} \frac{\partial v_c}{\partial z} = 0 \quad at \quad z = \delta_w$$
 (35)

식 (32)와 식 (33)은 경계조건 식 (34)와 식 (35)를 이용하여 수치해석방법에 의해 풀어진다. 성충에 의한 보정이 없는 경우, 해양 경계충의 복소수 유속 함수는

$$(u_c - u_g) + i(v_c - v_g) = \frac{|u *_c|}{x} (\ln \zeta + 1.1544 + i \pi/2)$$
 (36)

과 같이 되고, 지형류에 대해 풀면

$$u_{g} = \frac{|u_{*c}|}{x} \frac{|u_{*c}|}{|u_{*cw}|} \ln \frac{\delta_{w}}{z_{0}} - \frac{|u_{*c}|}{x} (\ln \zeta_{w} + 1.1544)$$
(37)

$$v_{g} = \frac{-|u_{*c}|}{x} \cdot \frac{\pi}{2} \tag{38}$$

과 같이 된다. 여기서 $\zeta=z/l_o$ $\zeta_\kappa=\delta_\kappa/l_c$, l_c 는 경계층 길이규모이다.

식 (37)과 식 (38)을 지형류 유속에 대해 이용하면 파랑 경계층 위의 해저층 유속은 식 (36)으로부터 다음과 같이 주어진다.

$$u_c = \frac{|u_{s_c}|}{x} \cdot \ln \frac{z}{z_{uc}}, \quad v_c = 0$$
 (39)

$$\frac{z_{uc}}{z_{u}} = \left(\frac{\delta_{u}}{z_{u}}\right)^{1-|\mathcal{U}_{\tau}|/|\mathcal{U}_{\tau uc}|} \tag{40}$$

식 (39)에서와 같이 선형 난류확산계수를 이용하고 성 충조건을 배제할 경우 Ekman 경계층의 유속구조는 과랑-흐름의 해저경계층 내부에서와 같이 저층 가까이에서는 log프로파일을 갖는다.

해저 Ekman 경계층의 유속구조를 구하는 알고리즘

해저 Ekman 경계층 모델은 Coriolis효과와 수온과 염분에 의한 성충효과를 고려하므로, Coriolis변수와 Brunt-Vaisala frequency(N)가 입력 자료로 준비되어야 한다. 앞에서와 같이 속도와 길이 규모를 각각 $|u_b|$ 와 $|A_b|$ 로 정하면, Ekman 경계층 모델에서의 기본적 입력자료는

$$\frac{|u_r|}{|u_b|}$$
, $\frac{z_r}{|A_b|}$, ϕ_r , $\frac{k_b}{|A_b|}$, $\frac{g|A_b|}{|u_b|^2}$, $\frac{f|A_b|}{|u_b|}$ $\stackrel{\text{Pl}}{\approx}$ $\frac{N|A_b|}{|u_b|}$

이고, u,은 일정높이 z,에서의 유속, ¢은 |u,|와 |ub|가 이루는 각도이다. 만약 z,이 일정한 전단력 구역에 있다면, ¢은 수심 평균방향 如과 일치한다. 하지만 Coriolis 가속도는 일정 전단력 구역 위에서 흐름을 회전하게 만들기 때문에, 일반적으로 ¢≠호이다.

해저 바닥으로 내려갈수록 흐름은 왼쪽으로 선회하며 나선 구조를 보인다. 따라서 ϕ 는 ϕ 이 양일 경우와 음의 값일 때마다 다른 값을 갖는다. 그러므로 $\overline{\phi}$ 와는 달리 ϕ 은 -90° $\leq \phi \leq 90$ °에서만 유효하나, Ekman 경계층에서의 유속의 해를 위해 사용되는 반복접근해법은 앞 장에서 기술된 바와 유사하다. 이 경우에는 $|u_a|/|u_b|$ 와 $\overline{\phi}$ 가 미지수로써 추정에 의해 먼저 주어진 후 반복 접근방법에 의해 구해진다. 이 로부터, $\overline{\phi}$, α , V_2 , f_{am} , $|u_{*c}|$, $|u_{*ac}|$, δ_* 와 z_* 가 계산된다. 그러면 식 (37)~식 (39)의 관계식으로부터 유속구조에 대한 해를 구할 수 있다. 만약 z,에서 계산된 유속과 방향이 주어진 값인 $|u_r|$ 과 ϕ 와 일치하지 않으면, 새로운 $|u_a|/|u_b|$ 와 $\overline{\phi}$ 를 찾기 위하여 계산이 반복된다.

Ekman 경계층 모델의 시험운영

Ekman 경계층 모델에 대한 시험운영은 Ekman 경계층 유속구조가 외부 파랑과 유속의 환경조건에 의해 어떻게 달라지는지 또한 기존의 Ekman 경계층 해에 대한 유효성검증을 하기 위하여 두가지 경우에 대해 시험운영 하였다. 모델의 시험운영을 위한 전형적인 일상 해양의 입력 조 건으로는, $|u_b|=10cm/sec$, $|A_b|=25cm$, $|u_t|=10cm/sec$ 그리고 $\phi=0^\circ$, $z_r=100cm$ 이다. 물리적 거침도 $k_b=6cm$ 이고 $g=980cm/sec^2$, f=0.0001rad/sec, 저층 혼합층 $z_m=10m$ 윗부분 수층의 Brunt-Vaisala frequency $N=3\cdot cycles/hour=0.005$ rad/sec, 혼합층 내의 N=0이며, 일반적으로 수심 100m에서의 저층 혼합층 두께가 약 $20\sim40m$ 인 경우의 시험운영조건이다.

첫번째 시험운영은 성충이 되지 않고, 난류확산계수가 식 (8)과 같이 선형식으로 나타내진 경우이다. 이 경우는 다음과 같은 해석해를 갖는다.

$$w = \frac{|u \cdot c|}{x} \cdot \zeta_{\pi}^{-\frac{1}{2}} \frac{Ker 2\zeta^{-\frac{1}{2}} + i Kei 2\zeta^{-\frac{1}{2}}}{Ker 2\zeta^{\frac{1}{2}} + i Kei 2\zeta^{\frac{1}{2}}}$$
(41)

시험운영의 결과인 Ekman 경계층의 유속구조와 회전각 도가 각각 Fig. 7에 제시되어 있으며, 이는 식 (41)에 의한 해석해와 잘 일치한다. 이 경우 Ekman 경계층은 파랑 경계층 높이를 $\delta_{u}=4.8cm$ 로 추정한다. 파랑 경계층 내에서는 최대 전단 속도로 대표되는 유속을 $|u_{*cc}|=2.4cm/sec$ 으로 추정 하며, 물리적 거침도는 z₆=1.4cm로 계산되었다. 이와같이 파랑경계층 내에서의 유속구조와 저층변수들의 값들은 파 랑-흐름 복합경계층 모델의 결과와 동일한 결과를 보인다 (Fig. 5). Ekman 경계층의 높이는 약 38m. 식 (37)과 식 (38)에 의해 $u_g = 16cm/sec$, $\theta_g = -13$ °인 지형류가 계산되었다. 지형류의 유속을 나타내는 높이는 대략 z=&~35m로 추 정되었다. Table 3은 Ekman 경계층 모델의 첫번째 시험운 영에 사용된 입력조건과 이를 바탕으로 한 알고리즘에 의해 추산된 각종 변수의 값을 제시하고 있다. 이로부터 Ekman 경계층의 모델은 해저층의 일정한 표준높이(예:z,≈1m) 에서의 유속관측으로부터 파랑경계층 내부 및 해수층 내 부에서의 지형류 크기와 지형류 유속크기가 나타나는 바 닥으로부터의 거리를 추정하는데 유용하게 활용될 수 있 음을 보인다.

두 번째 경우의 시험운영은 난류확산 계수가

$$\nu_{tc} = x \mid u_{+c} \mid z e^{-2.4 z \hbar c} \tag{42}$$

와 같이 지수적으로 나타내는 경우이다. 두번째 경우는 폭 풍파랑의 경우에 해당하는 조건으로써, $u_b=50cm/sec$, $A_b=120cm$, $u_s/u_b=1$, $\phi_s=0^\circ$, $z_s/A_b=0.8333$, $fA_b/u_b=0.00024$ 등을 사용하였다.

Fig. 8은 두번째 경우에 대한 Ekmam 경계층 모델의시험운영 결과를 도시한 것이다. 추정된 지형류의 크기와회전각도는 $u_s=102cm/sec$, $\theta_s=-12^\circ$ 이다. Ekman 경계층높이는 $\delta_c=50m$ 로 증가되었고, 파랑경계층높이는 약 17cm로 추산되었다. 회전각도는 case 1에 비해 훨씬 감소하였으며, Ekman 경계층 두께는 수층 내부까지로 확장되어 강한 전단응력을 보여준다. 바닥에서의 전단속도는 8.7cm/sec로써, 일상조건에 비해 약 4배 증가된 전단속도를 보임으로써 폭풍시 퇴적물 이동의 원동력이 증가됨을 보이고 있다. Table

Table 3. Model parameters(inputs and calculated) for case 1 in the bottom Ekman Layer Model(Numbers in parenthesis represent the related equations).

	y o o		W. W.
•	Vave & Current Model.		
Input Wave Para			
$u_b(4)$	=0.100000E+02	A_b (22)	=0.250000E+02
Input Current P	arameters:		
u_r/u_b	=0.100000E+01	z_r/A_b	=0.400000E+01
ø	= 0.000000E + 00	f/ω	=0.250000E-03
Input Bottom Pa	arameters:		
k_b/A_b	= 0.240000E + 00		
Calculated Mode	l Parameters:		
u_r/u_b	=0.100003E+01	ф,	=408040E-03
u_a/u_b	=0.157195E+00	$oldsymbol{\phi}_c$	=0.231392E+01
$\overline{\phi}_{c}$	=0.120484E+01		
V_2 (4)	=0.200848E+00	$\alpha(6)$	=0.133884E+01
k_b/A_b (20)	=0.240000E+00		
k (23)	=0.178291E+01	f_{cw} (22)	=0.870978E-01
$u*_c/u_b$ (20)	=0.935239E-01	$u*_c/u_b$	=0.241465E+00
δ_w/A_b	=0.193172E+00	δ_c/A_b	=0.299276E+03
k_{bc}/k_b (20)	=0.703474E+01	k_{bc}/A_b	=0.168834E+01
z_o/A_b	=0.800000E-02	z_{oc}/A_b	=0.562779E-01
Dimensional Para	ameters:		
$u_b(4)$	=0.100000E+02	A_b	=0.250000E+02
u_r	=0.100003E+02	$z_r(19)$	=0.100000E+03
$u_{*cw}(21)$	=0.241465E+01	z_o (16)	=0.200000E+00
$u_{*c}(3)$	=0.935239E+00	z_{oc} (16)	=0.140695E+01
$u_c(\delta_w)$ (17)	=0.288352E+01	δ_w	=0.482929E+01
$u_c(\delta_c)$	=0.168741E+02	δ_c	=0.748191E+04

Table 4. Model parameters(inputs and calculated) for case 2 in the bottom Ekman Layer Model(Numbers in parenthesis represent the related equations).

Ekman Layer, Wav	Ekman Layer, Wave & Current Model.					
Input Wave Para	Input Wave Parameters:					
$u_b(4)$	=0.500000E+02	A_b (22)	=0.120000E+03			
Input Current Pa	arameters:					
u_r/u_b	=0.100000E+01	z_r/A_b	=0.833300E+00			
4	=0.000000E+00	f/ω	=0.240000E-03			
Input Bottom Pa	rameters:					
k_b/A_b	=0.000000E+00					
Calculated Mode	l Parameters:					
u_{r}/u_{b}	=0.100001E+01	ø,	=338323E-03			
u_a/u_b	=0.472317E+00	ϕ_c	=0.355718E+00			
$\overline{\phi}_{c}$	= 0.201675E + 00					
$V_2(4)$	=0.623977E+00	a (6)	=0.216770E+01			
k_b/A_b (20)	=0.355167E-01					
k (23)	=0.231448E+01	$f_{cw}(22)$	=0.269848E-01			
u *c/ub	=0.917549E-01	$u*_{cw}/u_b$	=0.171019E+00			
δ_w/A_b	=0.136815E+00	δ_c/A_b	=0.305850E+03			
k_{bc}/k_b (20)	=0.903816E+01	$k_{bc}/\hat{A_b}$	=0.321006E+00			
z_o/A_b	=0.118389E-02	z_{∞}/A_b	=0.107002E-01			
Dimensional Para	Dimensional Parameters:					
$u_b(4)$	=0.500000E+02	A_b	=0.120000E+03			
u _r	=0.500007E+02	z, (19)	=0.999960E+02			
u * cw (21)	=0.855095E+01	z _o (16)	=0.142067E+00			
u*c (3)	=0.458774E+01	z_{∞} (16)	=0.128402E+01			
$u_{c}\left(\delta_{w}\right)\left(17\right)$	=0.292282E+02	δ_w	=0.164178E+02			
$u_c(\delta_c)$	=0.101208E+03	δε	=0.367020E+05			

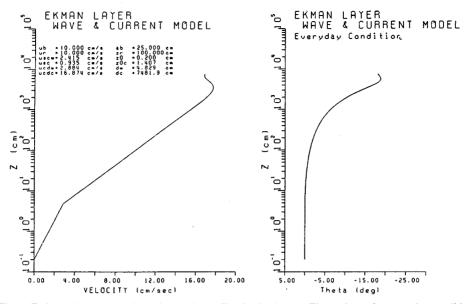


Fig. 7. Estimated velocity and veering angle profiles in the bottom Ekman layer for everyday condition.

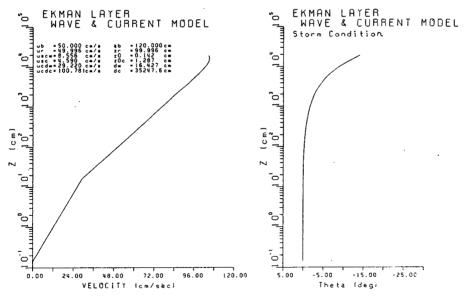


Fig. 8. Estimated velocity and veering angle profiles in the bottom Ekman layer for a storm condition.

4는 case 2에 대한 모델제원을 나타낸다. 파랑경계층에서의 제반변수와 유속구조는 Fig. 6에서의 파랑-흐름 복합 해저 경계층에서의 추산제원과 동일한 값을 보여줌으로써 매우 안정된 계산결과를 나타낸다. Ekman 경계층 모델은 파랑-흐름 해저경계층 모델의 수심 내부로의 확장으로 볼 수 있으며, 수심 내부의 지형류 유속장까지의 유속분포와 흐름의 회전각 변화구조를 나타낼 수 있는 장점이 있다.

결 론

파랑과 흐름이 공존하는 해저경계층에서의 역학구조에 대한 이론식과 해를 이용하여 알고리즘을 구성한 후 수치 코드화하여, 경계층에서의 유속구조와 각종 환경변수를 추정하는 수치모형을 구성하였다. 구성된 모형을 바탕으로 파랑과 흐름이 공존하는 해저층 유속장의 흐름구조의 예

축에 대한 활용성이 검토되었으며, 이를 이용하여 해양의 지구자전에 의한 저충 Ekman 경계층의 유속분포와 지형류의 회전방향을 추정하는 해저 Ekman 경계층 모델을 수립하였다. 이로써 해수 수중 1~2개 표준 수심의 관측치를 이용하여 해저 파랑경계층에서의 유속구조 및 해저 환경변수를 추정할 수 있으며, 자전효과를 고려한 저충 Ekman 유속장의 유속구조와 흐름 회전각도의 추정을 할 수 있다. 수립된 모델의 운영을 통하여 해양의 파랑경계층 및 수십미터에 달하는 해저 Ekman 경계층 유속구조를 예측함으로써, 퇴적물 이동과 해저 구조물에 작용하는 항력에 대한기동력이 되는 저충 최대 전단응력의 추정과 평균각도를 예측할 수 있는 기반을 마련하였다. 추후 실시예정인 해저경계층의 정밀 유속구조 관측과 퇴적물 이동 관측자료를 비교 검토하여 수온과 염분 그리고 부유 물질에 의하여성층이 되는 경우의 예측모델로 확대 보완 중이다.

3차원 해수유동 모델과 해저 Ekman 경계층 모델의 접목이 시도되고 있으며, 우리나라 주변 해역의 대륙붕 해양환경 에서의 해저경계층 요소 추정을 위한 현장관측과 모델의 현장자료에 의한 비교검증이 추진되고 있다.

사 사

본 연구는 한국해양연구소 기본연구과제 BSPE00547과, 과학기술처 및 환경부가 공동주관하는 G-7 환경선도기술 사업 2단계 연구사업의 일환으로 이루어졌음을 밝힙니다. 본 논문의 원고를 면밀히 검토하여 매우 유익한 조언과 제언을 해주신 한국해양연구소 해양물리부의 이재학 박사와 익명의 원고 심사위원에게 감사드립니다.

요 약

해양의 해저 경계층 내의 유속분포를 추정하는 두가지의 수치모델이 구성되었다. 하나는 파랑과 흐름의 영향이 복 합된 해저 경계층에서의 흐름구조를 추정하는 모델로써, Grant and Madsen(1979)의 알고리즘을 바탕으로 하고 있다. 다른 하나는 지구 자전의 효과에 의해 형성되는 해저 Ekman 경계층에서의 흐름 크기와 방향에 대한 수직구조를 추정 하는 모델로써, 이의 추정 범위는 파랑과 흐름의 복합 해저 경계층을 포함하여 해저 Ekman 경계층까지이다. 모델 결 과는, 북반구에서 자유 흐름장의 지형류 수충으로부터 해 저면으로 갈수록 좌회전하는 유속구조에 대한 해석해와 비교되었으며, 매우 만족할 만한 결과를 얻었다. 파랑-흐 름의 복합 해저 경계층 모델은 해저 경계층 내 임의의 수 심에서의 관측값을 이용하여 경계층 전체의 유속 변화를 추정함으로써, 해저 바닥의 마찰 속도와 전단응력의 추산이 가능하다. 해저 Ekman 경계층 모델은 높은 파랑이 해류와 공존시 형성하는 해저층 유속구조를 추정하며, Ekman 경 계충 내의 평균류, 파랑 특성 그리고 해류와 파랑이 이루는 각을 입력하여 자유흐름인 수충 내부의 지형류를 추정할 수도 있다.

균질한 해수에 대해 구성된 본 모델은, 해수 밀도와 부유사 등에 의한 밀도 성충, 해저면 바닥의 연혼(ripple)같은 형상 등의 특성에 따른 유속구조 변화의 추정도 가능하도록 보완중이며, 현장관측에 의한 해저 경계층의 유속 구조 비교도수행될 예정이다.

구성된 두 모델은 파랑의 영향이 지배적인 쇄파대로부터 지구 자전 효과와 파랑의 영향이 함께 미치는 내대륙붕의 해저 경계층에 이르기까지, 하구 및 연안으로부터 외해로의 퇴적물 이동 및 오염물질의 저층 이동 기구 규명에 활용될 수 있다.

참고문헌

김창식. 1990. 취송순환에 대한 파랑흐름의 영향. 한국해양 연구소 보고서. BSPE00156-282-2. 67p.

김창식 등. 1993. 폭풍시 연안류 변동에 따른 연안재해요소 연구. 한국해양연구소 보고서. BSPN00189-617-2. 190p.

Brink, K.H. et al. 1992. Coastal Ocean Processes(CoOP): A Science Prospectus. Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, MA. 88p.

Cacchione, D.A. and D.E. Drake. 1990. Shelf sediment transport, in The Sea, Vol. 9. LeMehaute, B. and D.M. Hanes eds. John Wiley & Sons, New York. 729p.

Dean, R.G. 1991. Equilibrium beach profiles: Characteristics and applications. J. Coastal Res. 7: 53-84.

Grant, W.D. and O.S. Madsen. 1979. Combined wave and current interaction with a rough bottom. J. Geophys. Res. 84: 1797-1808.

Grant, W.D. and O.S. Madsen. 1982. Moveable bed roughness in unsteady oscillatory flow. J. Geophys. Res. 87: 469-481.

Grant, W.D. and O.S. Madsen. 1986. The continental shelf bottom boundary layer. Annu. Rev. Fluid Mech. 18: 265-305

Holligan, P.M. and H. deBoois eds. 1993. Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone(LOICZ) Science Plan. International Council Scientific Unions, Stockholm. 50p.

Jonsson, I.G. 1966. Wave boundary layers and friction factors. P.127-148. In 10th Proc. Wastal Eng. Conf.

Jonsson, I.G. and N.A. Carlson. 1976. Experimental and theoretical investigations in an oscillatory turbulent boundary layer. J. Hydraulic Res. 14: 45-60.

Nittrour, C.A. and L.D. Wright. 1994. Transport of particle across continental shelves. Rev. Geophys. 32(1): 85-113.

Natural Environment Research Council 1992. Land-Ocean Interaction Study(LOIS) Science Plan for a Community Research Project. NERC, Wiltshire. 31p.

34 KIM. C.S.

Pedlosky, J. 1979. Geophysical Fluid Dynamics. Springer-Verlag, New York. 624p.

Swift, D.J.P. 1979. Continental shelf sedimentation, *In Stanley*, D.J. and D.J.P. Swift eds., Marine Sediment Transport and Environmental Management. Wiley, New York. 311p.

Thornton, E.B. and C.S. Kim. 1993. Longshore current and wave height modulation at tidal frequency inside the surf zone. J. Geophys. Res. 98: 16509-16519.

Trowbridge, J. and O.S. Madsen. 1984. Turbulent wave boun-

dary layers. I. model formulation and first order solution. J. Geophys. Res. 89: 7989-8007.

Wright, L.D. 1993. Micromorphodynamics of the inner continental shelf: A Middle Atlantic Bight Case Study. J. Coastal Res. 15: 93-124.

Received Feb. 24, 1997 Accepted Apr. 29, 1997

Development of a Frequency-domain Tidal Model Using Finite Difference Method

Jong Chan LEE, Ki Cheon JUN, and Chang Shik KIM

Coastal Engineering Division, KORDI Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea

유한차분법을 이용한 주파수영역 조석모형 개발

이종찬 • 전기천 • 김창식

한국해양연구소 연안공학연구부

Reprinted from OCEAN RESEARCH Vol. 19 No. 1



Development of a Frequency-domain Tidal Model Using Finite Difference Method

Jong Chan LEE, Ki Cheon JUN, and Chang Shik KIM

Coastal Engineering Division, KORDI Ansan P.O. Box 29, Seoul 425-600, Korea

유한차분법을 이용한 주파수영역 조석모형 개발

이종찬 · 전기천 · 김창식

한국해양연구소 연안공학연구부

Abstract: A two-dimensional tidal model using finite difference method in frequency domain is presented with no-normal flow at land boundaries. In order to compare the performance and sensitivity of the frequency-domain model with conventional time-domain models, numerical experiments are first conducted in an idealized basin with varying values of water depth and bottom friction coefficient. The experiments show that both tidal amplitude and phase lags are sensitive to bottom friction and nonlinear terms. The distribution of phase lags shows an excellent agreement among the model results, however, differences in amplitude between frequency-domain model and time-domain models are approximately less than 5% when an identical bottom friction coefficient is used. The model has been applied to a real topography and compared with the results of conventional models to demonstrate the prospecting use for the contingent action plan.

Key words: Frequency-domain tidal model, Time-domain tidal model, Finite difference method, Tidal simulations. Linear and nonlinear models.

Introduction

During the past decade, numerous papers have proposed to apply numerical methods to tide simulation. Real topography and coastal geometry are approximated by finite difference grids or the finite elements. It is usual that tidal elevation and tidal currents are obtained by solving a set of discretized equations in sequence of discrete time steps. Advantages of the conventional (nonlinear) time-domain method are such that it can handle not only nonlinear effects such as the M4 tide, slowly-varying residual sea-surface elevation and currents but also non-periodic phenomena such as storm surges. Disadvantages of the time-domain method are such that it requires a large computational time for a very fine grid system because

time step should be small enough to fulfill the well-known Courant-Friedrich-Lewy stability condition for explicit finite difference schemes.

Another approach to tidal modelling is the harmonic method which assumes sinusoidal variation in time of dependent variables and takes the finite number of observed harmonic constants at the coast as boundary condition. The harmonic method of tide is a useful and simple method in studying tides in frequency domain provided tidal observations at coasts are sufficient to specify boundary conditions. In the conventional harmonic method, one can obtain a complex partial differential equation for sea surface elevation, tide constants are determined by solution of Dirichlet boundary value problem of sea surface elevation (Kang and Choi 1987). Application of the conventional harmonic

method, however, is very limited if tidal observations in the coastal area are scarce, and it can be used only as objective interpolation technique even though extensive tidal data exist.

In this study, a harmonic model which can handle no-normal flow condition at land boundary is defined as a frequency-domain model. A significant work on a frequency-domain tidal modelling has been done using the finite element method(Peason and Winter 1977; Le Provost et al. 1981; Lynch and Gray 1987; Westerink et al. 1988; Lynch et al. 1992; Walters 1992; Suh 1993, 1994) because early time-dependent finite element models required a large computational time. In the finite element method, no-normal flow at coast is treated as a natural boundary condition, a pre-processing of an optimal spatial discretization is required, and the conventional sparse and banded FEM matrices which are complicated for coding should be solved.

In case of accidental events such as oil spill and search-and-rescue, we might need to disseminate the information on tidal flows at the accident site to act for the contingent plans. Water depth data will be available relatively easily once digital bathymetric charts are prepared. Tidal elevations along the open boundaries could be obtained using the objective interpolation method(Kang and Choi 1987) or using the tidal charts. A comprehensive review of tidal charts adjacent to Korean peninsula which could be useful in specifying open boundary elevations can be found in Choi and Fang(1993).

The need for predicting the tidal elevation without much efforts at any coastal region has motivated development of a frequency-domain tidal model using the finite difference method. Snyder et al. (1979) have developed a frequency-domain tidal model which can handle nonlinear effects using the finite difference method, but their elliptic equations are slightly different from the present study. This difference seems to be important for the treatment of the land boundary condition. This will be discussed in the later part of this paper. In this study, two different time-domain tidal models are used for comparison with the results of the frequency-domain tidal model. One is a linear twodimensional model, and the other is a nonlinear twodimensional model. Intercomparisons between frequency-domain tidal model and time-domain tidal models are carried out in an idealized test basin. In addition,

the performance of the model has been demonstrated in the application to a complex real coastal region, its result is compared with a linear time-domain twodimensional model result and a nonlinear time-domain three-dimensional model result.

Governing Equations

The depth-integrated two-dimensional tidal equations of momentum and continuity including nonlinear advective terms are

$$u_{t} + uu_{x} + vu_{y} - fv = -g\zeta_{x} - F^{x},$$

$$v_{t} + uv_{x} + vv_{y} + fu = -g\zeta_{y} - F^{x},$$

$$\zeta_{t} + \{(h + \zeta)u\}_{t} + \{(h + \zeta)v\}_{t} = 0.$$
(1)

where subscripts denote partial derivatives, t is time, x and y are eastward and northward directions, u and v are east-going and north-going components of depth-integrated barotropic velocity respectively, ζ is the elevation of sea surface, f is the Coriolis parameter, g is the acceleration due to gravity, h is water depth below the undisturbed surface, (F^x, F^y) are bottom friction components.

Assuming that tidal elevation is negligible compared to water depth and nonlinear advective terms are small, the equations (1) are then,

$$u_{i}-fv = -g\zeta_{x}-\gamma u,$$

$$v_{i}+fu = -g\zeta_{y}-\gamma v,$$

$$\zeta_{i}+(hu)_{x}+(hv)_{y}=0,$$
(2)

where γ is a linearized bottom friction coefficient.

To solve the linearized tidal equations in frequency domain, we assume that u, v and ζ vary sinusoidally in time. That is,

$$u(x, y, t) = U(x, y) \exp(i\omega t),$$

$$v(x, y, t) = V(x, y) \exp(i\omega t),$$

$$\zeta(x, y, t) = Z(x, y) \exp(i\omega t),$$
(3)

where ω is the angular frequency of tidal motion, i is imaginary number (= $\sqrt{-1}$), U, V and Z are complex amplitudes. By using (3), the equations (2) become

$$(i\omega + \gamma)U - fV = -gZ_{s}$$

$$(i\omega + \gamma)V + fU = -gZ_{s}$$

$$i\omega Z + (hU)_{s} + (hV)_{s} = 0.$$
(4)

After algebraic manipulation we can get U and V as follows:

$$U = -g \frac{(i\omega + \gamma)Z_x + fZ_y}{(i\omega + \gamma)^2 + f^2}$$

$$V = -g \frac{(i\omega + \gamma)Z_y - fZ_x}{(i\omega + \gamma)^2 + f^2}$$
(5)

Substituting U and V into the continuity equation in (4) gives

$$(hZ_x)_x + (hZ_y)_y + C_f\{(hZ_y)_x - (hZ_x)_y\} + C_yZ = 0,$$
 (6)

where C_f and C_{∞} are constants defined by

$$C_{f} = \frac{f}{i\omega + \gamma}, \quad C_{\omega} = -i\frac{\omega}{g}\frac{(i\omega + \gamma)^{2} + f^{2}}{i\omega + \gamma}$$
 (7)

Boundary conditions are as follows: at land boundaries the component of depth mean currents normal to the boundary is set to zero, and along the open boundaries tidal elevations (or complex amplitude of elevation) are specified, thus

$$\zeta_{open} = a \cos(\omega t - \phi)$$
 in time-domain models, (8a) $Z_{open} = a \exp(-i\phi)$ in frequency-domain model. (8b)

In equation (8b) the amplitude a and phase lag ϕ are given by

$$a(x, y) = (Z_r^2 + Z_r^2)^{1/2}, \ \phi(x, y) = \tan^{-1}(-Z_r/Z_r),$$
 (9)

where Z_r and Z_i are the real and imaginary parts of Z(x, y) respectively.

Numerical Method

To solve the equations (1), (2) and (6) numerically, the finite difference method is used. The nonlinear equations (1) are solved in time domain by using an alternating direction implicit method on the Arakawa-C grid system(Fig. 1). A detailed description of the numerical scheme in the time-domain model could be found in Lee *et al.*(1996). A linear bottom friction law is applied at the sea bottom.

The complex equation (6) for tidal elevation is solved using the central difference method on the Arakawa-C grid system. The elevation Z at (i, j)th grid is represented in terms of Z values at surrounding grids by

$$c_{1}Z_{(i,j)} = c_{2}Z_{(i-1,j)} + c_{2}Z_{(i+1,j)} + c_{4}Z_{(i,j-1)} + c_{5}Z_{(i,j+1)} + c_{4}Z_{(i-1,j-1)} + c_{5}Z_{(i+1,j-1)} + c_{5}Z_{(i-1,j+1)} + c_{5}Z_{(i-1,j+1)}$$
(10)

where i and j are grid numbers in x and y directions

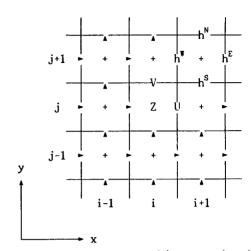


Fig. 1. Arrangement of elevation(Z), velocities(U, V) and water depth(h) on a staggered finite difference grid system.

respectively, and the multipliers are given by

$$c_{1} = (h^{E} + h^{W})(\Delta y/\Delta x) + (h^{N} + h^{S})(\Delta x/\Delta y) - C_{*}\Delta x \Delta y$$

$$c_{2} = h^{W}(\Delta y/\Delta x) + 0.25 C_{f} (h^{N} - h^{S})$$

$$c_{3} = h^{E}(\Delta y/\Delta x) - 0.25 C_{f} (h^{N} - h^{S})$$

$$c_{4} = h^{S}(\Delta x/\Delta y) - 0.25 C_{f} (h^{E} - h^{W})$$

$$c_{5} = h^{N}(\Delta x/\Delta y) + 0.25 C_{f} (h^{E} - h^{W})$$

$$c_{6} = 0.25 C_{f} (h^{W} - h^{S})$$

$$c_{7} = -0.25 C_{f} (h^{E} - h^{S})$$

$$c_{8} = -0.25 C_{f} (h^{E} - h^{N})$$

$$c_{9} = 0.25 C_{f} (h^{E} - h^{N})$$

In equation (11), Δx , Δy are grid spacings, h's are depth defined in Fig. 1. The land boundary condition can be satisfied approximately if the depth of nearest exterior grid is set to zero(For example, $U_{\alpha,\beta}=0$ is replaced by $h_{\alpha,\beta}^E=0$ in the multipliers). In addition, the values of Z at exterior grid should be replaced by the nearest interior values. At the northern boundary grid $(h_{\alpha_{k-k},j+l}^N=h_{\alpha_{k-k},j+l}^N=h_{\alpha_{k-k},j+l}^N=0)$, for example, Z value is determined as follow:

$$\hat{c}_{1}Z_{(i,j)} = \hat{c}_{2}Z_{(i-1,j)} + \hat{c}_{3}Z_{(i+1,j)} + c_{4}Z_{(i,j-1)} + c_{6}Z_{(i-1,j-1)} + c_{7}Z_{(i+1,j-1)}$$
where $\hat{c}_{1} = c_{1} - 0.5 C_{f}(h_{(i,j)}^{E} - h_{(i,j)}^{W}),$

$$\hat{c}_{2} = h_{(i,j)}^{W}(\Delta y/\Delta x) - 0.25 C_{f}h_{(i,j)}^{S},$$
(12)

$$\hat{c}_3 = h_{(i,j)}^E(\Delta y/\Delta x) + 0.25 C_t h_{(i,j)}^S$$

Since the depth and its derivatives vary from one grid to the other, the values of multipliers in equation (11) vary from grid to grid. The values of Z at interior

grids can be found by the iteration of the equation (10). More efficient convergence is achieved by the successive over-relaxation(SOR) method. The SOR iteration formula corresponding to the equation (10) is

$$Z_{(i,j)}^{(k+1)} = Z_{(i,j)}^{(k)} + \frac{\rlap/p}{c_1} (R.H.S \text{ of } (10) - c_1 Z_{(i,j)})^{(k)},$$
 (13)

Model Experiment and Results

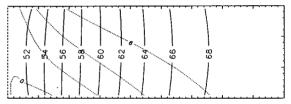
Experiment in an idealized test basin

The frequency-domain model is compared with the time-domain models for an idealized test basin. The model basin is composed of $180km \times 60km$ with 4km grid spacing. Open boundaries are located along the west side of basin, and other sides are closed. The open boundary elevations are specified with M_2 tide of amplitude 50cm and zero phase $\log (\zeta_{open} = 0.5 \cos \omega_{M_2}t)$. The value of Coriolis parameter f is set to $0.85 \times 10^{-4} \, \text{s}^{-1} (36^{\circ} \, \text{N})$. Numerical experiments are carried out for the cases of constant and sloping water depth and for two values of linear bottom friction parameter $(\gamma = f/2, 2f)$.

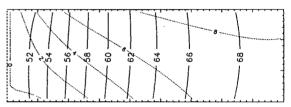
Fig. 2 shows the calculated M_2 tidal charts in a uniform water depth of 100m with $\gamma = f/2$. Fig. 2a shows the result from the nonlinear time-domain model (NTM), and Fig. 2b is from the linear frequency-domain model(LFM). In this simple case, there was no difference between the linear time-domain model (LTM) and NTM. When the friction parameter is less than the Coriolis parameter, the discrepancy in tidal amplitude and phase lag between NTM and LFM are approximately less than 5% in this simple case. LFM underestimates the tidal amplitude and phase lag com-

pared to NTM. The model results show that the amplitudes and phase lags increase gradually from the open boundary to the head of the basin. The amplitude and phase lag for u obtained by LFM and NTM(or LTM) are almost similar in the uniform water depth.

Fig. 3 shows the tidal charts computed by two models of NTM and LFM with $\gamma=2f$. Compared with the results obtained with $\gamma=f/2$, the amplitude near the end coast reduces slightly, however, the phase lag increases considerably. High water at the head of the basin occurs about one hour later compared



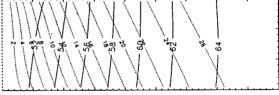
(a) Nonlinear time-domain model(NTM)



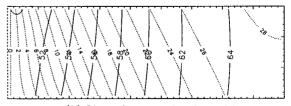
(b) Linear frequency-domain model(LFM)

Fig. 2. M_2 tidal charts computed by a) NTM and b) LFM with $\gamma = f/2$.

-: amplitude(cm), ···: phase lag(deg.)



(a) Nonlinear time-domain model



(b) Linear frequency-domain model

Fig. 3. Same as Fig. 2 except $\gamma = 2f$. —: amplitude(cm), ...: phase lag(deg.)

with that at the open boundary. When the friction parameter is greater than the Coriolis parameter, the difference in tidal amplitude and phase lag between NTM and LFM reduces. These results show that the amplitudes obtained by LFM are slightly smaller compared with those obtained by time-domain models.

The effect of bottom topography is studied by varying the water depth. If water depth is shallow and varies spatially, nonlinear terms could be important. For this we examined a case that water depth become shallower linearly from the open boundaries to the east coast. The depth contour is depicted in Fig. 4.

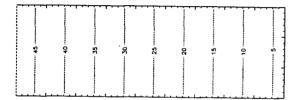


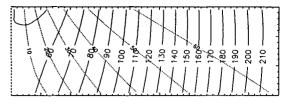
Fig. 4. Contour of sloping depth in meters.

Fig. 5 shows the tidal charts computed by numerical models in a basin of sloping water depth with $\gamma = f/2$. The distribution of phase lags shows an excellent agreement among the model results, and amplitude in time-domain models also is almost similar to each other. However, discrepancy in tidal amplitudes between LFM and LTM is approximately 10%. This may be due to the approximation of no normal flow at coast. Difference in tidal amplitude seems to decrease as the basin becomes more open with broad open boundaries. Fig. 6 shows the corresponding amplitude and phase lag for u obtained by LFM and NTM. Overall patterns of u amplitude are almost similar in both models.

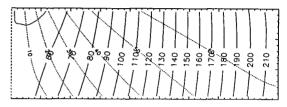
Fig. 7 shows tidal charts calculated by NTM and LFM with $\gamma=2f$ in a basin of sloping water depth. When the friction parameter is greater than the Coriolis parameter, the results from LFM are similar to those from NTM even though the water depth varies. Results from LTM are almost identical to those from NTM in this case, implying that nonlinear effects decrease considerably.

Application to a real topography

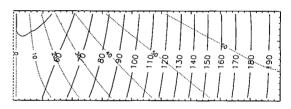
The developed frequency-domain tidal model is applied to Cheonsoo Bay and Approaches(36°04'N~36°



(a) Nonlinear time-domain model

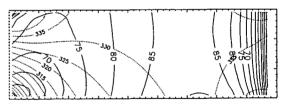


(b) Linear time-domain model

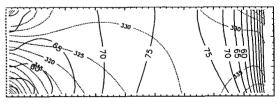


(c) Linear frequency-domain model

Fig. 5. M_2 tidal charts in sloping depth with $\gamma = f/2$. -: amplitude(cm), $\cdots:$ phase lag(deg.)



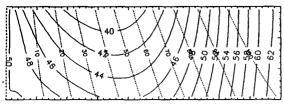
(a) Nonlinear time-domain model(NTM)



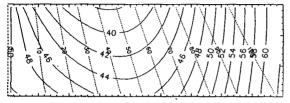
(b) Linear frequency-domain model(LFM)

Fig. 6. Co-amplitude and co-phase for u component computed by a) NTM and b) LFM with $\gamma = f/2$.

—: amplitude(cm/s), ...: phase lag(deg.)



(a) Nonlinear time-domain model



(b) Linear frequency-domain model

Fig. 7. M_2 tidal charts in sloping depth with $\gamma=2f$. —: amplitude(cm), ...: phase lag(deg.)

42'N, 126°07'E∼126°40'E) for the evaluation of land boundary treatment in a region of complex geometry. The Cheonsoo Bay and Approaches(CBA) is located on the western side of Korea. The bathymetry of CBA is shown in Fig. 8. Grid spacings in both x-direction and y-direction are set to 375m. We choose the reference latitude at 36°30'N for the calculation of the Cori-

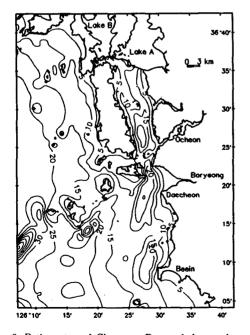


Fig. 8. Bathymetry of Cheonsoo Bay and Approaches.

olis parameter(f). The linear bottom friction coefficient (γ) is set to the same value of the Coriolis parameter in this applications.

Fig. 9 shows the M₂ tidal chart computed using the nonlinear 3D hydrodynamic model (KORDI 1996) with a quadratic bottom friction. This result is used as the reference tidal chart for comparison of other models performance. The bottom friction is assumed to be a constant over the whole region in this study. We applied LTM and LFM models to CBA for model intercomparison. Fig. 10 and Fig. 11 are the tidal charts computed by LTM and LFM respectively. There is small but insignificant difference between NTM(3D) and LTM(or LFM) because of the presence of nonlinear effects, but difference between LTM and LFM is negligible. Better performance of LFM seems to be obtained if broad open boundaries exist. The savings of computational time in LFM reaches approximately 40% that of LTM for CBA simulation. Calculations show that the frequency-domain tidal model predict the tidal elevation with sufficient accuracy when compared with the linear and the nonlinear time-domain tidal models.

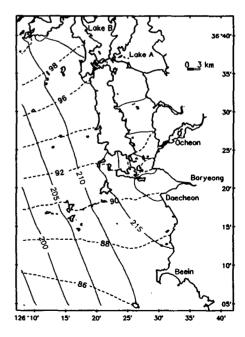


Fig. 9. M₂ tidal charts computed by nonlinear 3D hydrodynamic model. — : amplitude(cm), …: phase lag (deg.), referenced at 135°E

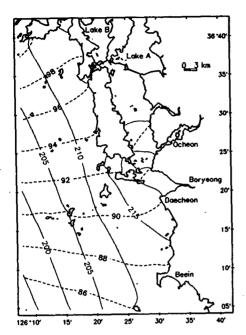


Fig. 10. M₂ tidal charts computed by LTM with γ=f. — : amplitude(cm), … : phase lag(deg.), referenced at 135°E

Conclusions and Discussion

This paper is concerned with the development of a linear frequency-domain tidal model with no-normal flow at coastal boundaries for the use as a tool of supplying tidal information in emergency situations. An intercomparison of frequency-domain and time-domain tidal models was made with applications to an idealized test basin and a real topography to investigate the influences of bottom topography and tidal friction on the distributions of amplitude and phase lags of M_2 tide.

When the friction parameter is smaller than the Coriolis parameter, LFM underestimates tidal amplitude and phase lag slightly compared to NTM in both constant and sloping depths. However, the results from LFM are similar to those of NTM even though the water depth varies when the friction parameter is larger than the Coriolis parameter. The results from LFM applied to a real topography show a little difference (<5% in amplitude) with the results from nonlinear 3D time-domain hydrodynamic model. Two linear models LFM and LTM, however, show nearly identical solutions even in complex topography of spatially varying

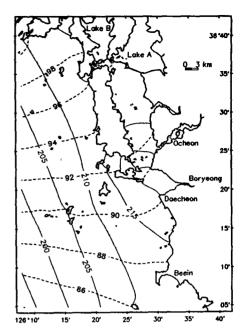


Fig. 11. M₂ tidal charts computed by LFM with γ=f. — : amplitude(cm), ···: phase lag(deg.), referenced at 135°E

water depths. Despite its simplicity, the linear frequency-domain model is equally capable of reproducing the distribution of tidal elevation and phase lags. The developed frequency-domain tidal model can be more efficient and faster than time-domain tidal models when a very fine grid system is used.

The effects of bottom friction on the distributions of amplitude and phase lags of M_2 tide are dominant compared with other nonlinear effects. The bottom friction coefficient was set to constant over the whole region regardless of depth changes in this study, however, it is necessary to consider the bottom friction coefficient to vary with water depth for more accurate prediction of tide. In addition, a study on data assimilation techniques which use the observed tidal constants in the numerical simulation is needed to improve the performance of tidal models.

Acknowledgements

This research was supported by the G-7 Environmental Engineering Technology Development Project under contract Phase II 9-4-1 co-sponsored by the Ministry of Environments Korea and by the Ministry of Science and Technology Korea. The authors appreciate comments from Professor Y.Q. Kang. The manuscript was considerably improved by the constructive comments of Dr. K.T. Jung.

요 약

주파수 영역에서 유한차분법을 사용한 2차원 조석 수치 모형을 개발하였다. 개발된 모형에는 연안에 대한 법선방 향의 유속을 허용하지 않는 경계조건이 사용되었다. 모형의 적용성과 민감도를 평가하기 위하여 직사각형 basin에 대해 수심과 저면마찰계수를 변화시킨 경우에 대하여 수치실험 하였으며, 시간 영역에서의 선형 및 비선형 2차원 조석모형 결과와 비교되었다. 실험 결과, 조위의 진폭 및 지각은 저 면마찰과 비선형성에 민감하였다. 동일한 저면마찰계수가 사용된 경우, 모든 모델의 지각은 일치하였으며, 주파수 영역 모형에 의해 계산된 진폭은 시간 영역 모형에 의한 진폭에 비해 근사적으로 5% 정도의 차이를 보였다. 우발적인 상 황에 대해 신속하게 대처할 수 있는 가능성을 검토하기 위하여 수립된 모형을 실제 지형에 적용하였으며, 기존의 시간 영역의 조석모형 결과들과 비교하였다.

References

- Choi, B.H. and G. Fang. 1993. A review of tidal models for the East China and Yellow Seas. J. Korean Soc. of Coastal and Ocean Engineers 5(2): 151-171.
- Kang, Y.Q. and S.-W. Choi. 1987. Objective interpolation of the M₂ tide in the East Sea. Bull. Korean Fish. Soc. 20(6) : 477-483.
- KORDI. 1996. Development of coastal water quality assessment and prediction technology.(in Korean) KORDI report BSPN00303-945-2.
- Le Provost, C., G. Rougier, and A. Poncet. 1981. Numerical modeling of the harmonic constituents of the tides, with application to the English Channel. J. Phys. Oceanogr. 11(5): 1123-1138.

- Lee, J.C., K.T. Jung, and B.H. Choi. 1996. Effect of nonlinear terms on the generation of M₂ tide residual elevation and M₄ tide in the Yellow Sea and the East China Sea.(in Korean) J. Korean Soc. Coastal and Ocean Engineers 8(2): 137-145.
- Lynch, D.R. and W.G. Gray. 1987. Three-dimensional hydrodynamics on finite elements. Part I: Linearized harmonic model. Int. J. for Num. Method in Fluids 7:871-909.
- Lynch, D.R., F.E. Werner, D.A. Greenberg, and J.W. Loder. 1992. Diagnostic model for baroclinic, wind-driven and tidal circulation in shallow seas. Cont. Shelf Res. 12(1): 37-64
- Pearson, C.E. and D.F. Winter. 1977. On the calculation of tidal currents in homogeneous estuaries. J. Phys. Oceanogr. 7:520-531.
- Snyder, R.L., M. Sidjabar, and J.H. Filloux. 1978. A study of tides, setup and bottom friction in a shallow semi-enclosed basin. Part II: Tidal model and comparison with data. J. Phys. Oceanogr. 9: 170-188.
- Suh, S.W. 1993. Characteristics of time stepping and harmonic finite element models for coastal hydrodynamic simulation.(in Korean) J. Korean Soc. Coastal and Ocean Engineers 5(4): 406-413.
- Suh, S.W. 1994. A finite element model for impact assessment of dike construction.(in Korean) J. Korean Soc. Coastal and Ocean Engineers 6(2): 196-204.
- Walters, R.A. 1992. A three-dimensional, finite element model for coastal and estuarine circulation. Cont. Shelf Res. 12 (1): 83-102.
- Westerink, J.J., J.J. Connor, and K.D. Stolzenbach. 1988. A frequency-time domain finite element model for tidal circulation based on the least-squares harmonic analysis method. Int. J. for Num. Method in Fluids 8:813-843.

Received Jan. 29, 1997 Accepted Apr. 29, 1997

On the Length Scale and the Wall Proximity Function in the Mellor-Yamada Level 2.5 Turbulence Closure Model for Homogeneous Flows

JONG CHAN LEE AND KYUNG TAE JUNG*
*Korea Ocean Research and Development Institute, Ansan P.O. Box 29, Ansan 425-600, Korea

Relation between the length scale and the wall proximity function in the Mellor-Yamada level 2.5 turbulence closure model has been investigated through various experiments using a range of wall proximity functions. The model performance has been evaluated quantitatively by comparing with laboratory data for wind-driven flow (Baines and Knapp, 1965) and for open-channel flows without and with adverse wind action (Tsuruya, 1985). Comparison shows that a symmetric wall proximity function used by Blumberg and Mellor(1987) gives rise to current profiles with better accuracy than asymmetric wall proximity functions considered. It is noted that in modelling homogeneous flows the length scale $l = 0.31|\mathbf{z}|(1+\mathbf{z}/h)$ can be used with tolerable accuracy.

INTRODUCTION

An unique feature of POM (Princeton Ocean Model) is that a turbulence closure submodel on the basis of the Mellor and Yamada level 2.5 model (hereafter MY level 2.5 model) is imbedded. However, its application has been mostly confined to simulating processes in stratified situations. Only a small amount of work has been done using the turbulence model for the homogeneous, unstratified flows in shelf and coastal sea regions (for example, Xing and Davies, 1996).

Originally, the MY level 2.5 model based on the second-moment closure of turbulence assumes that all length scales be everywhere proportional to each other (they said it was their greatest weakness). The proper prescription of the length scale containing complex correlations whose behavior is little known, is one of the major unresolved issues in turbulence modelling (Kantha and Clayson, 1994). Although the MY level 2.5 model has been successfully applied to various problems in coastal and oceanic phenomena, no rigorous work on the length scale has been done in the simulation of homogeneous flows particularly under presence of wind action.

In this paper, the performance of the MY level 2.5 model with a range of wall proximity functions is investigated through various experiments. We first carry out point model experiments for wind-driven and tidal currents in a homogeneous unbounded

deep ocean. Besides, the model performance has been evaluated quantitatively by comparing with laboratory data for wind-driven flow in a closed channel (Baines and Knapp, 1965) and for flow-controlled channel flows without and with adverse wind action (Tsuruya, 1985). Special attention has been paid to the relation between the length scale and wall proximity functions.

THE MY LEVEL 2.5 MODEL

We briefly describe the level 2.5 turbulence energy model developed by Mellor and Yamada (1982). Details of the model are given in Blumberg and Mellor (1987).

In the MY level 2.5 model the vertical eddy viscosity K_{M} is given by

$$K_{M} = l \cdot q \cdot S_{M} \tag{1}$$

where l is a length scale termed the turbulence macroscale, q is a velocity scale obtained from the turbulent kinetic energy (TKE = $q^2/2$), and S_M is a dimensionless stability function.

According to the quasi-equilibrium closure of Galperin *et al.* (1988), the modified stability function (S_M) in homogeneous flows reduces to a constant; $S_M = 0.39327$. A slight small value $S_M = 0.3920(=B_1^{-1/3})$ was used by Blumberg *et al.* (1992), and this value is used in this study.

The governing equations for TKE and the length

scale in (x-z) two-dimensional flow are given by

$$\frac{\partial q^{2}}{\partial t} + u \frac{\partial q^{2}}{\partial x} + w \frac{\partial q^{2}}{\partial z} = 2K_{M} \left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^{2} - \frac{2q^{3}}{B_{1}l} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{q} \frac{\partial q^{2}}{\partial z}\right) + F_{q} \qquad (2)$$

$$\frac{\partial q^{2}l}{\partial t} + u \frac{\partial q^{2}l}{\partial x} + w \frac{\partial q^{2}l}{\partial z} = lE_{1}K_{M} \left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^{2} - \frac{q^{3}}{B_{1}}W + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{q} \frac{\partial q^{2}l}{\partial z}\right) + F_{l} \qquad (3)$$

where t is the time, (x, z) form a Cartesian coordinate system, u is the horizontal velocity component, w is the vertical component of velocity, K_q is the eddy diffusivity of the turbulence model variables, and W is the wall proximity function. B_1 (= 16.6) and E_1 (=1.8) are empirical constants specified using laboratory data (Mellor and Yamada, 1982). F_q and F_1 are horizontal mixing terms the expression of which is given in Blumberg and Mellor (1987) and will not be repeated here.

The wall proximity function W takes the form:

$$W = 1 + E_2 \left(\frac{l}{kL}\right)^2 \tag{4}$$

where E_2 (=1.33) is an empirical constant, k(=0.4) is the von Karman constant, L is a measure of the distance away from a boundary, the specific description of which will be discussed later.

The boundary conditions of the turbulence model variables at the sea surface (z=0) and bottom (z=-h) are:

$$(q^2, q^2l)_{z=0} = (B_1^{-2/3}u_{*s}^2, 0)$$
 (5a)

$$(q^2, q^2 l)_{z=-h} = (B_1^{-2/3} u_{*b}^2, 0)$$
 (5b)

where $u_{..}$ is the surface friction velocity (= $\sqrt{\tau_w/\rho_0}$, τ_w is wind stress), $u_{.b}$ is the bottom friction velocity (= $\sqrt{\tau_b/\rho_0}$, τ_b is bottom stress), ρ_0 is the reference water density (assumed constant).

The constants involved in the MY level 2.5 model and the boundary conditions (5a) and (5b) are derived under the assumption that turbulent energy production and dissipation are balanced, which is the assumption of level 2 in the MY hierarchy. With the assumption of level 2, the asymptotic length scale can be determined by an algebraic equation,

Table 1. Summary of measure of distance (L) in wall proximity function

Notation	Measure of distance (L) in wall proximity function	Remarks
W1	z	L increases from the surface
W2	h+z	L increases from the bottom
W3	z (1+z/h)	L is symmetric
W4	$ z (1+z\hbar)$	Asymmetry of L is enforced
	$\sqrt{(z/h)^2 + E_3/E_2(1+z/h)}$	

$$l = k\sqrt{\frac{E_1 - 1}{E_2}} L = 0.31L \tag{6}$$

Table 1 summarizes a range of L considered in this study. The simplest form W1 was used by Deleersnijder and Luyten (1994) in numerical experiments dealing with the stress-driven deepening of the ocean mixed layer. The second form W2 is considered in this study because the asymptotic length scale is similar to those given by Blackadar (1962), and often used by researchers in tidal flow modelling (Mellor and Yamada, 1982; Mofield and Lavelle, 1984; Davies and Jones, 1987). Use of W3 could be found in Blumberg and Mellor (1987) for the response of stratified ocean due to wind forcing and Xing and Davies (1996) for tidal current in Irish Sea. The last one W4 was used by Blumberg et al. (1992) in calculating the openchannel flow to account for the effect of free surface with new coefficient E₃(=0.25). Recently it was applied to coastal circulation by Lynch et al. (1996) to incorporates asymmetry of the length scale among surface and bottom walls.

NUMERICAL EXPERIMENTS AND RESULTS

Wind-driven current and tidal current in open sea

The governing equations for wind-driven and tidal currents in a homogeneous unbounded ocean are

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \frac{\partial u}{\partial z} \right) \tag{7}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \frac{\partial v}{\partial z} \right)$$
 (8)

where (x, y, z) form a right-handed Cartesian coordinate system, p is pressure, (u, v) are the

horizontal velocity components and f is the Coriolis parameter.

The surface and bottom boundary conditions for the momentum equations are

$$\rho_0 K_M \left(\frac{\partial u}{\partial z} , \frac{\partial v}{\partial z} \right)_{z=0} = (\tau_w^x, \tau_w^y)$$
 (9a)

$$\rho_0 K_M \left(\frac{\partial u}{\partial z} , \frac{\partial v}{\partial z} \right)_{z=-h} = (\tau_b^x, \tau_b^y) = \rho_0 k_f (u_b, v_b)$$
(9b)

where (τ_w^x, τ_w^y) are horizontal components of wind stress, (τ_b^x, τ_b^y) are horizontal components of bottom stress, k_t is a linear bottom friction coefficient (in velocity unit) and (u_b, v_b) are near-bottom velocity components.

First, simulations of wind-driven currents were

carried out with input parameters: $(\tau_w^x, \tau_w^y) = (0.1, 0.1) \text{ N/m}^2$, $(\frac{\partial p}{\partial x}, \frac{\partial p}{\partial y}) = (0, 0)$, $f = 9.3 \times 10^5 \text{ s}^1$, h = 100 m and $k_f = 0.005 \text{ (m/s)}$. In practical calculations the vertical axis was represented by a normalized coordinate, $\sigma = \text{z/h}$ and was divided equally into 100 levels. Calculations are started with condition of no motion and the time step Δt is set to 120 s.

Fig. 1 shows profiles of u, $K_{\rm M}$, q^2 and l/h at t=60 hours. Results obtained using W1, W2, W3 and W4 are represented by lines with circles, triangles, plus and cross symbols, respectively. It is evident that surface currents subject to steady wind forcing are sensitive to the wall proximity function. Use of different wall proximity function gives considerable difference in l and consequently $K_{\rm M}$.

It is seen that W3 produces the strongest surface

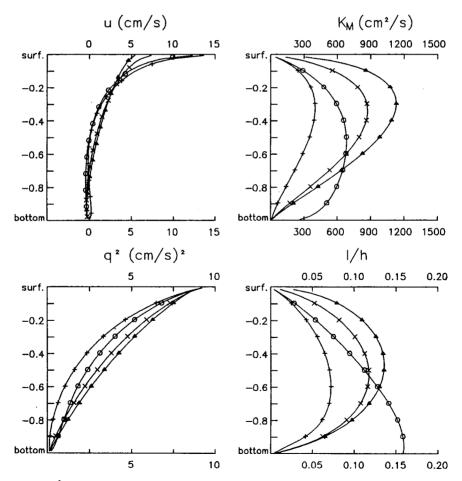


Fig. 1. Profiles of u, K_M , q^2 and l/h for wind-driven currents obtained using a point model with a range of wall proximity functions. circles: W1, triangles: W2, plus symbol: W3, cross symbol: W4.

currents with considerable vertical shear, while W2 produces the weakest surface current. Current profiles obtained using W1 are almost equivalent to those obtained using W3, and current profiles obtained using W4 are similar to those obtained using W2 except for the slight difference near the sea surface.

Changing L in the wall proximity function yields the modification of the length scale *l* throughout the depth, giving significant difference in its depthmean value and profiles. The length scale obtained using W1 shows a linear profile increasing from the surface, while the length scales obtained using other wall proximity functions show parabolic profiles with a maximum at approximately mid-depth. It is noted that the length scale profile computed with W4 is almost symmetric despite the asymmetric nature

of W4. Turbulent kinetic energy q² decreases from the surface to the bottom and are almost same in profiles and magnitudes independently of wall proximity functions.

The mean value and the near surface variation of the vertical eddy viscosity K_M are strongly affected by the form of wall proximity function. It is worth noting that K_M is mainly dependent upon l rather than q^2 (Note that l/q is an order of 10^3).

In the second experiment, oscillatory tidal currents are simulated with the pressure gradient prescribed as an external forcing, thus,

$$-\frac{1}{\rho_0} \left(\frac{\partial p}{\partial x}, \frac{\partial p}{\partial y} \right) = \omega(U_r, V_r) \cos(\omega t)$$
 (10)

where $\omega=1.45\times10^{-4}~{\rm s}^{-1}~({\rm S_2~tide})$ and $\omega\cdot(U_r,V_r)$ are

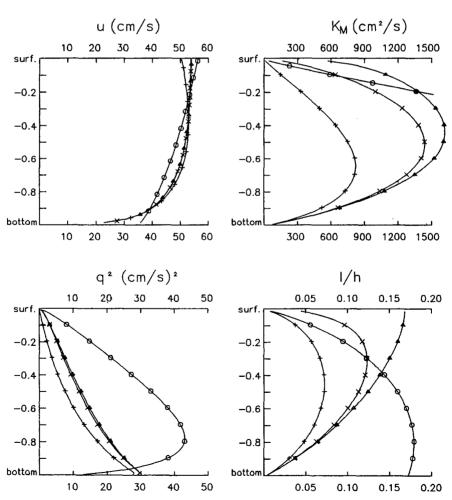


Fig. 2. Profiles of u amplitude, tide-averaged K_M , q^2 and l/h for tidal current obtained using a point model with a range of wall proximity function. Symbols are same as Fig. 1.

amplitudes of tidal forcing.

In this experiments, τ_w^x , τ_w^y , V_r and f are set to zero, U_r is set to 0.5 m/s (if the vertical diffusion term in the momentum equation could be neglected, then the amplitude of tidal current equals to U_r) and other parameters are same as those of the wind-driven current experiment.

Fig. 2 shows profiles of tidal current amplitude, tide-averaged K_M , q^2 and l/h. Profiles of near-bottom tidal current amplitude are almost similar to each other except for the case of W1. The profile of tidal current amplitude obtained using W1 shows a linear variation over the whole water column, while other profiles show a sharp gradient near the bottom but little gradient above mid-depth.

The length scale profile above the mid-depth obtained using W1 is similar to that derived by equation (6). Calculation with W2 shows a length scale profile linearly increasing from the bottom, and the ratio of l to h reaches approximately 0.16. The length scale obtained using W3 is almost identical to its asymptotic profile throughout the whole water column. It is noted that the length scale profile obtained using W4 is conspicuously asymmetric and is almost identical to its asymptotic profile even in the absence of free surface variation.

Results obtained using W2, W3 and W4 show profiles of q^2 decreasing from the bottom to the surface, while calculation with W1 shows an asymmetric profile with a maximum around σ =-0.8.

The vertical eddy viscosity K_M obtained using W1 shows a maximum value of 4400 cm²/s at σ =-0.8. Calculation using W3 shows an asymmetric profile with a maximum value of 800 cm²/s at σ =-0.7, while calculations using W2 and W4 show almost symmetric profiles with maximum values (1,600 cm²/s and 1,400 cm²/s) at mid-depth.

Wind-driven flow in closed channel

In this part, model performance has been evaluated quantitatively by comparing with laboratory data obtained by Baines and Knapp (1965).

We consider a closed channel the longitudinal direction of which equals to x coordinate. The (x-z) two-dimensional model solves continuity and x-directed momentum equation,

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial (H\overline{u})}{\partial x} = 0 \tag{11}$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \frac{\partial u}{\partial z} \right) + F_u$$
(12)

where

$$\overline{u} = \int_{-h}^{\zeta} u \ dz \tag{13a}$$

$$w(z) = -\frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^{z} u \ dz \tag{13b}$$

In the above equation ζ is the free surface elevation, g is acceleration due to gravity, H is the total water depth $(=h+\zeta)$ and F_u is the horizontal diffusion term.

The channel is approximated by staggered grids. The actual calculations use a σ -coordinate { $\sigma = (z-\zeta)$ /H}. Simulations of wind-driven flow were carried out for 400 seconds with input parameters: $u_{.x} = 0.875$ cm/s ($\tau_{\rm w}^{\rm x} = 0.78$ N/m²), h=32.8 cm, $k_{\rm f} = 0.001$ (m/s), $\Delta t = 0.25$ s, $\Delta x = 0.5$ m and $\Delta \sigma = 0.01$. The motion is again generated from a state of no motion.

Fig. 3 shows profiles of u, K_M , q^2 and l/H obtained using a range of wall proximity functions. The observed data in Baines and Knapp's experiment are represented by square symbols. It is again evident that surface current and the length scale due to steady wind forcing are significantly affected by the wall proximity function, while profiles of turbulence kinetic energy q^2 are almost similar to each other regardless of the form of wall proximity functions.

Unlike the point model experiment of wind-driven currents in an unbounded deep ocean (h=100 m), all of the length scale profiles obtained using different wall proximity functions show parabolic variations because vertical diffusion terms in q^2 and q^2 l equation are not negligible in this shallow channel flow (h=32.8 cm). The ratios of l to H obtained using W2, W3 and W4 are almost identical to those of wind-driven current in an unbounded deep ocean.

The computed q^2 profiles using four wall proximity functions show little difference. It is again evident that profiles of velocity, K_M and l are considerably changed by the form of L, but profiles of q^2 are altered very slightly.

For the quantitative evaluation of model results, root mean square errors (RMSE in cm/s) are examined. The best results (RMSE=1.41) were obtained using W1, while relatively poor results (RMSE=3.33) were obtained using W2. It is noted that benefits of using W4 are marginal (RMSE=2.69) and still considerable errors can arise in reproducing velocity

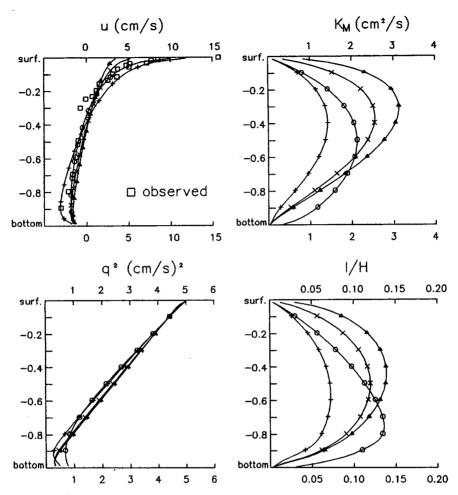


Fig. 3. Profiles of u, K_M , q^2 and l/H for wind-driven currents in wind-driven flow experiment in closed channel. Square symbols are Baines and Knapp (1965)'s experiment data, other symbols are same as Fig. 1.

shear near the surface. The profiles obtained using W3 (RMSE=1.67) are in a fairly good agreement with the observed data. It is noted that a sharp velocity gradient near the surface is satisfactorily reproduced.

Pearce and Cooper (1981) reproduced Baines and Knapp's experimental data using a numerical model. They obtained an excellent current profile with an eddy viscosity profile, which increases linearly from surface and remains constant (2 cm²/s) below σ =-0.2. It is worth noting that the profile of $K_{\rm M}$ obtained using W1 is almost similar to those of Pearce and Cooper's. Lee (1996) successfully reproduced the current profile using Prandtl mixing length model with the asymptotic length scale of W 3. It is indicated that the asymptotic profile l=0.31|z| (1+z/h) is an useful alternative to q²l equation for simple flow conditions.

Flow-controlled channel flow

Tsuruya (1985) has investigated turbulence structure of channel flows without and with wind action through laboratory experiments. In his experiment, the water depth at measuring section was controlled to remain a constant level of 45 cm with mean velocities of 23.8 and 30.3 cm/s. In this study, one case of Tsuruya's experiment (mean current velocity at measuring section A, $\overline{u}|_{x}=30.3$ cm/s, see Tsuruya (1985) for detailed descriptions of the experiment) was simulated with input parameters: $t_w^x=0$, $k_r=0.001$ (m/s), $\Delta t=0.25$ s, $\Delta x=0.25$ m and $\Delta \sigma=0.01$. A constant flow-rate is specified at one lateral boundary, and a radiation boundary condition is used at the other lateral boundary. Values of flow-rate and water depth were chosen by trial and error in order to account for

the condition of $\overline{\mathbf{u}}_{|_{A}}$ =30.3 cm/s and H=45cm.

Fig. 4 shows profiles of u, K_M , q^2 and l/H obtained using a range of wall proximity functions. The overall variations of u above σ =-0.8 are similar to each other while the velocity gradient near the bottom obtained using W1 are significantly different from others. The best results (RMSE=0.69) were obtained using W3, while relatively poor results (RMSE=1.73) were obtained using W1. The results obtained using W2 and W4 were reasonably good with RMSE=1.29 and RMSE=1.21, respectively.

Unlike the point model experiment for tidal current in an unbounded deep ocean (h=100m), the length scale does not approach to zero near the surface because the vertical diffusion terms in q² and q²l equation are no longer negligible in this shallow channel flow (H=45cm). The length scales

obtained using W2 and W4 show profiles similar to Blackadar(1962)'s formula which has a maximum value at the surface.

Once again the wall proximity functions give rise to significant difference in the profiles of l and K_M . However, current profiles are insensitive to the wall proximity functions (and eddy viscosity) except for the case of W1 which reproduces little gradient near the bottom.

Flow-controlled channel flow under adverse wind action

As a final test, the channel flow under adverse wind action has been investigated. The model simulation continued for 200 seconds with same parameters used in c) except for $u_{..}=1.41$ cm/s

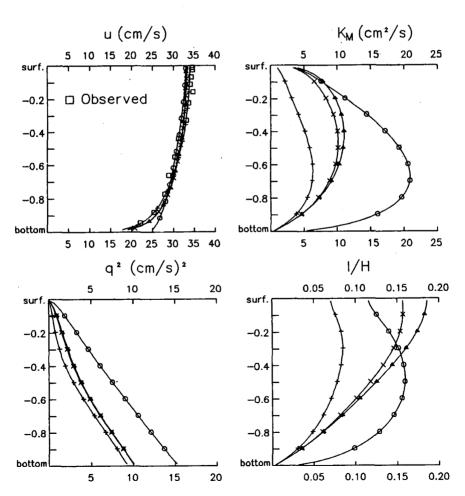


Fig. 4. Profiles of u, K_M , q^2 and l/H for flow-controlled channel flow without wind forcing. Square symbols are Tsuruya (1985)'s experiment data, other symbols are same as Fig. 1.

- Mellor, G.L. and T., Yamada, 1982. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20(4)**: 851-875.
- Mofjeld, H.O. and J.W., Lavelle, 1984. Setting the length scale in a second-order closure model of the unstratified bottom boundary layer. J. Phys. Oceanogr., 14: 833-839.
- Tsuruya, H., 1985. Turbulent structure of currents under the action of wind shear. J. Hydrosci. and Hydr. Eng., 3(1): 23-43. Xing and Davies, 1996. Application of a range of turbulence energy models to the determination M4 tidal current profiles. Cont. Shelf Res., 16: 517-547.