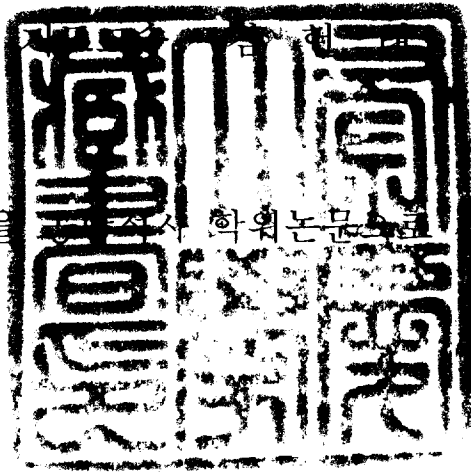


공학석사 학위논문

온배수 방류 시스템에 관한
기초적 연구

이 논문을 공학석사 학위논문으로 제출함.



2005년 8월

부 경 대 학 교 대 학 원

해 양 공 학 과

곽 기 수

박기수의 공학석사 학위논문을 인준함.

2005년 6월 일

주 심 공학박사 이 인 철



위 원 공학박사 류 청 로



위 원 공학박사 김 헌 태



목 차

List of Figures	iii
List of Tables	v
List of Symbols	vi
Abstract	ix
1. 서론	1
1.1 연구배경	1
1.2 연구목적 및 내용	3
2. POM(Princeton Ocean Model)의 개요	4
2.1 시그마 좌표계에서의 지배방정식	4
2.2 난류종결모델	9
2.3 연직경계조건	13
2.4 연직적분방정식	15
2.5 수치계산방법 및 격자배열	17
2.6 계산안정조건	20
3. 실 해역에서의 해수유동	21
3.1 해수유동 관측결과	21
3.2 모형수립	30
3.3 모델 검증	34
3.4 계산결과	39
4. 온배수 확산 특성	46
4.1 계산 조건 및 방법	46
4.2 실험결과	47
4.3 결과분석	59
5. 온배수가 해양생태계에 미치는 영향	69
5.1 식물플랑크톤	70

5.2 동물플랑크톤	70
5.3 해조류	71
5.4 저서동물	71
5.5 어류	72
6. 요약 및 결론	75
참 고 문 헌	77

List of Figures

- Fig. 2.1 The sigma coordinate system
- Fig. 2.2 A simplified illustration of the interaction of the
External Mode and the Internal Mode
- Fig. 2.3 Flow diagram of the code
- Fig. 3.1 Observation station of the tidal current
- Fig. 3.2 Stick diagram of tidal currents observed in ST-1(summer)
- Fig. 3.3 Stick diagram of tidal currents observed in ST-2(summer)
- Fig. 3.4 Stick diagram of tidal currents observed in ST-3(summer)
- Fig. 3.5 Stick diagram of tidal currents observed in ST-1(winter)
- Fig. 3.6 Stick diagram of tidal currents observed in ST-2(winter)
- Fig. 3.7 Stick diagram of tidal currents observed in ST-3(winter)
- Fig. 3.8 Scattered diagram of tidal currents observed in ST-1
- Fig. 3.9 Scattered diagram of tidal currents observed in ST-2
- Fig. 3.10 Scattered diagram of tidal currents observed in ST-3
- Fig. 3.11 Tidal currents observed in SC-1
- Fig. 3.12 Tidal currents observed in SC-2
- Fig. 3.13 Computational Grid System
- Fig. 3.14 Sea bottom topography
- Fig. 3.15 Check point of tidal elevation and currents
- Fig. 3.16 Comparison between observed and computed
tidal elevation
- Fig. 3.17 Stick diagram of tidal currents computed in tidal
observation station
- Fig. 3.18 Scattered diagram of tidal currents computed
in observation station

Fig. 3.19 Vector diagram of surface level at flood current
Fig. 3.20 Vector diagram of middle level at flood current
Fig. 3.21 Vector diagram of bottom level at flood current
Fig. 3.22 Vector diagram of surface level at ebb current
Fig. 3.23 Vector diagram of middle level at ebb current
Fig. 3.24 Vector diagram of bottom level at ebb current
Fig. 4.1 Change of water temperature on surface level(Case 1)
Fig. 4.2 Change of water temperature on middle level(Case 1)
Fig. 4.3 Change of water temperature on bottom level(Case 1)
Fig. 4.4 Change of water temperature on surface level(Case 2)
Fig. 4.5 Change of water temperature on middle level(Case 2)
Fig. 4.6 Change of water temperature on bottom level(Case 2)
Fig. 4.7 Change of water temperature on surface level(Case 3)
Fig. 4.8 Change of water temperature on middle level(Case 3)
Fig. 4.9 Change of water temperature on bottom level(Case 3)
Fig. 4.10 Comparing lines
Fig. 4.11 Water temperature distribution of Case 1(A-A')
Fig. 4.12 Water temperature distribution of Case 2(A-A')
Fig. 4.13 Water temperature distribution of Case 3(A-A')
Fig. 4.14 Water temperature distribution of Case 1(B-B')
Fig. 4.15 Water temperature distribution of Case 2(B-B')
Fig. 4.16 Water temperature distribution of Case 3(B-B')
Fig. 4.17 Water temperature distribution of Case 1(C-C')
Fig. 4.18 Water temperature distribution of Case 2(C-C')
Fig. 4.19 Water temperature distribution of Case 2(C-C')
Fig. 4.20 Comparison with water temperature on

bottom level(2.0℃)

Fig. 4.21 Comparison with water temperature on
bottom level(1.0℃)

List of Tables

Table 3.1 Summary of the current observation

Table 3.2 Vertical division on the sigma coordinate

Table 3.3 Tidal harmonic constants on the open boundary

Table 3.4 Computational conditions and parameters

Table 4.1 Equilibrium water temperature and coefficient of
heat exchange

Table 4.2 Computational conditions and method

Table 4.3 Distance of change on water temperature

Table 4.4 Area of change on water temperature

List of Symbols

A_H	horizontal heat diffusivity
A_M	horizontal kinematic viscosity (m ² /sec)
B_1	one of the turbulence closure constants
c_s	speed of sound
C_r	courant number
C_T	maximum internal gravity wave speed
D_E	ekman depth
f	coriolis parameter
g	gravity
G_x, G_y	dispersion term
$H(x, y)$	total depth
I, J, K	horizontal grid index and vertical grid index
K_H	vertical diffusivity (m ² /sec)
K_M	vertical kinematic viscosity (m ² /sec)
l	turbulence length scale
n	present time step
$n + 1$	future time step
P	pressure
P_{atm}	atmospheric pressure
P_r	prandtl number
R	short wave radiation flux
R_i	richardson number

S_c	schmidt number
S_M, S_H	function of a Richardson number
S	salinity(psu)
T	potential temperature(K)
t	time
t_0	reference time
U, V	velocity in x, y direction
$\bar{U}, \bar{V}$	depth-averaged U, V velocity
$U_{\max}$	maximum advective speed
$\bar{V}$	horizontal velocity vector(U, V)
$\tilde{W}$	wall proximity function
W	velocity in z direction
x, y, z	each computational direction on cartesian coordinate
$\Delta x, \Delta y$	grid size in x, y direction
Δz	vertical grid size in cartesian coordinate
Δt_E	external mode time step(sec)
Δt_I	internal mode time step(sec)
Δt	time step interval
u_τ	friction velocity
τ_x, τ_y	wind shear stresses in x, y direction
ϕ	representation of T, S, q^2 , q^2_l
ω	velocity component normal to sigma coordinate surface
∇	horizontal gradient

ρ	density of sea water
ρ_0	reference density
$\Delta\rho$	difference between density of sea and reference density
σ_t	prandtl number or schmidt number
$\Delta\sigma$	vertical grid size in transformed coordinate
k	von karman constant
η	water surface displacement
x^*, y^*, σ^*	transformed coordinate
q^2	twice the turbulence kinematic energy(m^2/sec^2)
$q^2 l$	$q^2 \times$ the turbulence length scale(m^3/sec^2)
Ω	angular velocity of the earth
Φ	latitude
$\bar{\rho}$	basin area average density

A study on the discharge system of thermal waste water

Ki-Su Kwak

*Department of Ocean Engineering, The Graduate School,
Pukyong National University*

Abstract

It is important to evaluate the distribution of thermal waste water from power plant. In order to predict the distribution of thermal waste water, this study used POM(Princeton Ocean Model) improved for applying to coastal area. This model is applied to the coastal circulation of Cheonsu Bay in South Korea and is calculated to the effect of thermal waste water from power plant. So it compared a distribution aspects at layer and section in accordance with the discharge of thermal waste water. With the discharge method of thermal waste water, it analyzed to the effect an oceanic ecosystem.

This study results are as follow :

- i) Comparing the computed results with the observed results, the tidal velocity and direction showed good agreement generally. The tidal velocity is about 1.5 m/sec on surface level and is about 0.9 m/sec on bottom level at flood tide. And the tidal velocity is

about 1.3 m/sec on surface level and is about 0.8 m/sec on bottom level at ebb tide.

- ii) The distribution discharged coastal area is larger than the other method that area changed water temperature below 1°C on surface level. The distribution discharged deep sea is larger than the other method that area changed water temperature over 2°C on bottom level.
- iii) As the effect which the distribution of thermal waste water causes in oceanic ecosystem, It is estimated that Phytoplankton · zooplankton and fishes is slightly affected by the discharged method of thermal waste water. But seaweeds and benthos is more affected by the discharge from deep sea, because the range of water temperature change on bottom level is large than the other.

1. 서론

1.1 연구배경

우리나라 연안해역은 연안역의 개발로 도시하수, 공장폐수 등의 오염물질 및 임해 발전소로부터 방류되는 온배수 등에 의하여 연안 수질 환경이 변화하고 있다. 우리나라 서·남해 연안은 복잡한 해안선과 섬들로 구성되어 있는 폐쇄성 해역이 대부분이다. 따라서, 이러한 해역에 오염물질이 유입되면 외해수와 내해수의 혼합에 의한 오염물질 농도의 희석이 미약하여 연안 해역에 오염물질이 축적된다.

연안해역의 해수유동은 조석에 의해 발생하는 조류, 바람에 의해 발생하는 취송류, 수온과 염분차에 의해 발생하는 밀도류에 의하여 주로 일어나며, 연안역에 위치해 있는 임해 발전소에서 냉각수로 사용한 후에 방류하는 온배수에 의해서도 일어난다.

임해 발전소에서 방류된 온배수는 주위 해수의 수온을 변화시켜 연안의 수질환경 및 생태계를 변화시키며, 온배수의 확산은 주변 해수의 유동, 방류된 온수와 주변 해수 사이의 온도차에 의한 밀도류, 온배수 젯트류 및 난류확산등에 의하여 지배된다.

따라서, 이러한 온배수가 방류되는 해역의 해수유동 및 확산 현상을 예측하기 위해서는 보다 정밀한 수치모델에 대한 연구가 필요하다.

POM을 이용한 해수유동에 관한 연구로는, 연직 확산항을 Mellor와 Yamada(1982)의 난류운동에너지와 난류의 특성 길이에 관한 확산 방정식의 해로부터 구하였으며, 내부모드와 외부모드를 분리 계산하여 계산의 효율성을 향상시켰다. 그리고 Blumberg와 Mellor(1987)는 시그마 좌표계에서 자유수면을 고려할 수 있는 모델을 개발하여 미국 북부 California 해안에서의 용승류와 동안 경계류(eastern boundary current)를 계산하여 모델의 효율성을 입증하였다. Moores와 Kang(1997)은 쓰시마 난류에 대하여 연직방향 26개층, 수평방향 격자간격은 10 km의 해상도를 가지는

POM을 동해에 적용하여 그 연직순환구조를 수치모의 하였으며, 黑山 順二 등(1998)은 수온, 염분 및 바람장을 초기조건 및 경계 조건으로 이용하여 연안해역에 분포하고 있는 만의 형상에 따라 외해에 대한 개방도를 분류하여 외양으로부터의 영향에 대한 연안 해수유동 변화 특성을 정량적으로 평가하였다.

국내에서는 해양연구원(1996)이 POM을 황해 및 동해 전역을 포함한 북서태평양을 대상으로 하는 영역에 적용(KEY 모델)하여 쿠로시오 해류가 미치는 각 해역의 유동 특성 및 바람장, 수온·염분장에 대한 계절적 분포에 대하여 연구하였으며, Hong 등(1997)은 득량만에 적용하여 M2 분조를 고려한 수온 및 속도장의 반응에 대하여 연구하였다. 강(1999)은 진해만을 포함하는 남해동부 해역에 적용하여 3차원적인 해수유동 특성 및 취송 순환을 재현하였으며, 이 등(2000)은 POM에서 지배방정식을 반음해법으로 차분화하여 Mode splitting을 제거하고 조간대 처리 기법을 도입하여 경기만의 조석 및 조류를 재현하였다. 장(2000)은 POM을 이용하여 낙동강 하구둑 건설 전·후의 해양환경 변화에 대하여 분석하였으며, 주(2002)는 POM을 이용하여 낙동강 하천 유출수가 낙동강 하구역 및 진해만 일원을 포함하는 연안해역에 미치는 영향 및 거동 특성을 규명하였다.

또한, 온배수 확산에 관련한 국내의 연구로는, 김(1982)이 THERMA 모형을 사용하여 고리 원자력 발전소의 온배수확산에 적용하였으며, 해양연구소(1990)는 3차원 다단 모형을 일도 화력 발전소 및 월성 원자력 발전소의 온배수확산에 적용하였다. 이 등(1995)은 $k-\epsilon$ 난류모형을 이용한 근해역 3차원 온배수 수치모형을 개발하여 가로 흐름이 존재하는 무한수역으로 방류되는 표면 온배수에 의한 온도장을 예측하였으며, 정 등(1995)은 3차원 수치모형을 개발하여 월성 원자력 발전소 주변 해역의 해수유동과 온배수 문제에 적용하였다.

1.2 연구목적 및 내용

해안 및 항만의 이용과 개발 그리고 연안 해역 공간에서 발생하는 각종 재해를 예방하는 차원에서 볼 때 해안에서 형성되는 여러 물리적인 현상들을 정확하게 이해하고 해석하여야 한다.

특히, 최근에는 안정적인 전력공급을 위한 발전소가 연안 해역에 시설되고 있으며, 이러한 발전소에서 방류되는 온배수가 주변 해역의 해양환경에 영향을 미치게 된다. 그러므로 연안해역에 방류된 온배수가 흐름에 의해 이류·확산되어 인근 해역에 미치는 영향을 평가하는 것은 상당히 중요한 과제이며, 방류된 온배수가 인근 해역에 미치는 영향을 최소화하기 위한 방류 시스템 개발도 상당히 중요하다.

따라서, 본 연구에서는 연안 해역의 해수유동 상황을 정확히 파악하고 온배수의 확산 특성을 규명하고자 하였다.

본 연구에서는 해양순환모델인 3차원 POM(Princeton Ocean Model)을 연안 해역에 적용할 수 있도록 변형시켜 반폐쇄성만인 천수만 인근 해역의 해수유동 현상을 파악하고 발전소에서 방류되는 온배수에 의한 확산 특성을 규명하여 방류 시스템에 따른 확산 특성을 분석하였다. 본 연구에서는 대상해역의 실제 검조기록을 조석조화분해한 값으로 조위 경계조건을 설정하였으며, 실험결과를 현장관측자료와 비교하여 검증을 실시하였으며, 공간적·층별 해수유동 변화 양상을 분석하였다. 검증된 해수유동 모델을 이용하여 인근 발전소에서 방류되는 온배수의 양을 대상으로 하여 온배수 방류 위치에 따른 확산 실험을 수행하였다. 방류 위치에 따른 온배수의 확산 양상을 층별 수평 확산 특성 및 단면별 확산 특성으로 비교·검토하였다.

또한, 온배수 확산 실험결과를 토대로 온배수 방류 시스템에 따라 생태계에 미치는 영향을 분석하였으며, 향후 온배수 방류 시스템 설계에 기초적 자료를 제공하고자 하였다.

2. POM(Princeton Ocean Model)의 개요

본 연구에서 해수유동 및 온배수확산에 사용되고 있는 수치모델은 Blumberg and Mellor(1987)에 의해 개발된 3차원 연안 해양 순환 모델인 POM(Princeton Ocean Model)으로, 주요 특징은 다음과 같다.

- 연직혼합계수를 산정하기 위하여 2차 난류종결모델을 이용하고 있다.
- 연직좌표를 수심에 대하여 분해하는 σ -좌표계를 도입하고 있다.
- 수평격자는 직교곡선좌표(curvilinear orthogonal coordinates)를 고려할 수 있으며, 'Arakawa C' 격자체계를 도입하고 있다.
- 수평시간차분은 양해법(explicit)으로 연직시간차분은 음해법(implicit)으로 풀고 있으며 후자의 도입에 의해 연직좌표에 대하여 시간 제약성이 완화되고, 표층과 저층의 경계층에서 상세한 연직해를 구할 수 있다.
- 이 모델은 자유표면과 시간스텝분리를 이용하고 있다. 이 모델에서의 외부모드는 2차원적이고, 외부파속도에 기초한 짧은 시간스텝의 CFL 조건을 취해야 하며, 내부모드는 3차원적이고 내부파속도에 기초하여 보다 긴 시간스텝의 CFL 조건을 취할 수 있기 때문에 계산 효율성에 있어서 매우 경제적이다.
- 완전한 열역학 방정식을 만족하고 있다.

2.1 σ -좌표계에서의 지배방정식

일반적으로 불규칙한 해저지형에서 수직적으로 등간격의 격자를 사용하면, 부분적으로 압력경사가 급변하는 부근이나 해수유동이

극심한 곳에서의 유동을 재현하는데 어려움이 많았다. 이를 개선한 방식이 σ -좌표계이며, Fig. 2.1에 모식도를 나타내었다. 본 수치 모델의 기본방정식은 유체정역학적 근사와 부시네스크 근사를 사용하였다.

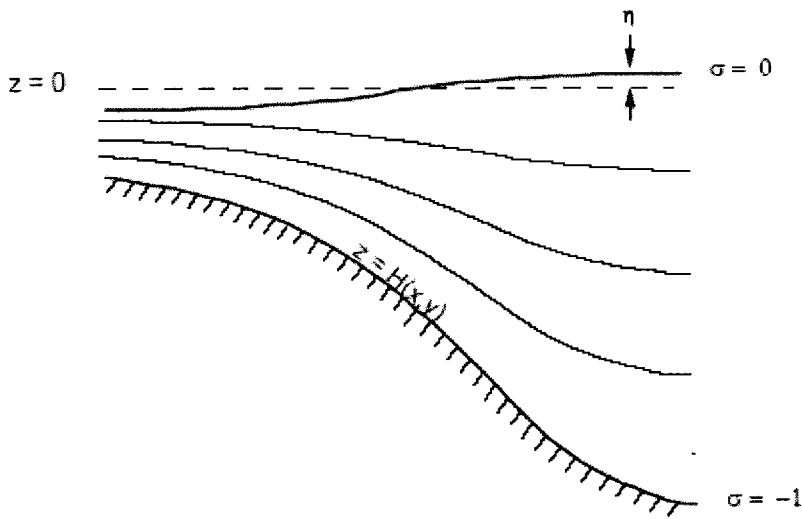


Fig. 2.1 The sigma coordinate system.

본 모델에서는 기존 직교좌표계 (x, y, z, t) 를 σ -좌표계 (x^*, y^*, σ, t^*) 로 변환하기 위해 새로운 독립변수를 도입하였다(Phillips, 1957).

$$x^* = x, y^* = y, \sigma = \frac{z - \eta}{H + \eta}, t^* = t \quad (2-1)$$

그리고, $D \equiv H + \eta$ 라 두고 체인법칙(chain rule)을 적용하여 이전 직각좌표계에서의 미분항을 σ -좌표계로 유도하면 다음의 관계가 얻어진다.

$$\frac{\partial G}{\partial x} = \frac{\partial G}{\partial x^*} - \frac{\partial G}{\partial \sigma} \left(\frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial x^*} + \frac{1}{D} \frac{\partial \eta}{\partial x^*} \right) \quad (2-2a)$$

$$\frac{\partial G}{\partial y} = \frac{\partial G}{\partial y^*} - \frac{\partial G}{\partial \sigma} \left(\frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial y^*} + \frac{1}{D} \frac{\partial \eta}{\partial y^*} \right) \quad (2-2b)$$

$$\frac{\partial G}{\partial z} = \frac{1}{D} \frac{\partial G}{\partial \sigma} \quad (2-2c)$$

$$\frac{\partial G}{\partial t} = \frac{\partial G}{\partial t^*} - \frac{\partial G}{\partial \sigma} \left(\frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial t^*} + \frac{1}{D} \frac{\partial \eta}{\partial t^*} \right) \quad (2-2d)$$

여기서, G 는 임의의 변수를 나타내고, σ 는 $z=\eta$ 인 곳에서 $\sigma=0$ 이고, $z=-H$ 인 곳에서 $\sigma=-1$ 의 범위로 변한다. 새로운 연직속도는 다음과 같이 정의된다.

$$\omega \equiv W - U\sigma \frac{\partial D}{\partial x^*} + \frac{\partial \eta}{\partial x^*} - V\sigma \frac{\partial D}{\partial y^*} + \frac{\partial \eta}{\partial y^*} - \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial t^*} + \frac{\partial \eta}{\partial t^*} \right) \quad (2-3)$$

해수면과 해저면에서의 경계조건은

$$\omega(x^*, y^*, 0, t^*) = 0 \quad (2-4a)$$

$$\omega(x^*, y^*, -1, t^*) = 0 \quad (2-4b)$$

와 같이되며, 연직적으로 적분된 G 는 다음과 같이 나타난다.

$$\bar{G} = \int_{-1}^0 G d\sigma \quad (2-5)$$

연속방정식은 다음과 같이 나타내어진다.

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial UD}{\partial x} + \frac{\partial VD}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} = 0 \quad (2-6)$$

또한, 운동량방정식은 다음과 같다.

$$\begin{aligned} & \frac{\partial UD}{\partial t} + \frac{\partial U^2 D}{\partial x} + \frac{\partial UVD}{\partial y} + \frac{\partial U\omega}{\partial \sigma} - fVD + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} \\ &= \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_M}{D} \frac{\partial U}{\partial \sigma} \right] - \frac{gD}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x} \int_{\sigma}^0 \rho d\sigma + \frac{gD}{\rho_0} \frac{\partial D}{\partial x} \int_{\sigma}^0 \sigma \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} d\sigma + DF_x \end{aligned} \quad (2-7)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial VD}{\partial t} + \frac{\partial UVD}{\partial x} + \frac{\partial V^2}{\partial y} + \frac{\partial V\omega}{\partial \sigma} - fUD + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} \\ &= \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_M}{D} \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right] - \frac{gD}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial y} \int_{\sigma}^0 \rho d\sigma + \frac{gD}{\rho_0} \frac{\partial D}{\partial y} \int_{\sigma}^0 \sigma \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} d\sigma + DF_y \end{aligned} \quad (2-8)$$

여기서, ρ_0 는 기준밀도, ρ 는 현장밀도, g 는 중력가속도, K_M 은 난류운동량 혼합의 연직와동 확산계수이다. 위도 변화에 대한 코리올리 계수 f 는 β 평면근사를 사용하고 있다.

온도와 염분에 대한 확산 방정식은 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$\frac{\partial TD}{\partial t} + \frac{\partial TUD}{\partial x} + \frac{\partial TVD}{\partial y} + \frac{\partial T\omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_H}{D} \frac{\partial T}{\partial \sigma} \right] + DF_T \quad (2-9)$$

$$\frac{\partial SD}{\partial t} + \frac{\partial SUD}{\partial x} + \frac{\partial SVD}{\partial y} + \frac{\partial S\omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_H}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right] + DF_S \quad (2-10)$$

여기서, T 는 포텐셜온도(또는 천해에서의 현장온도)이고, S 는 염분을 나타낸다. 열과 염의 난류혼합에 대한 연직와동확산은 K_H 로 나타낼 수 있다. 온도와 염분을 이용하여 밀도는 다음 형태의 상태방정식에 따라서 계산되어진다(Fofonoff, 1962).

$$\rho = \rho(T, S) \quad (2-11)$$

ρ 는 포텐셜 밀도이고, 이는 대기압 하에서 온위와 염분의 함수로서 평가되어진다. 그리고, 이것은 압력 경사향에 의한 압력효과가 중요하게 작용하는 심해에서 난류종결모델 내의 연직수괴의 안정성을 계산하기 위하여 정확한 밀도 정보를 제공한다.

모델에서 사용되는 격자간격 때문에 직접적으로 풀어지지 않은 작은 규모의 과정(process)에 기인하는 모든 운동은 수평혼합과정의 향으로 변수화된다. 식(2-7), (2-8), (2-9), (2-10)에서의 F_x , F_y , F_T 및 F_S 의 항은 직접 풀 수 없는 과정을 나타내며 분자확산과 유사하게 쓸 수 있다.

$$F_x = \frac{\partial}{\partial x} \left[2A_M \frac{\partial U}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[A_M \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) \right] \quad (2-12a)$$

$$F_y = \frac{\partial}{\partial y} \left[2A_M \frac{\partial U}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial x} \left[A_M \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) \right] \quad (2-12b)$$

그리고,

$$F_{T,S} = \frac{\partial}{\partial x} A_H \frac{\partial(T,S)}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} A_H \frac{\partial(T,S)}{\partial y} \quad (2-13)$$

여기서, A_M , A_H 는 수평확산 계수이다.

수평확산계수를 산정하는데 있어서 다음의 Smagorinsky 공식이 사용되었다.

$$A_M = C \Delta x \Delta y \frac{1}{2} |\nabla \vec{V} + (\nabla \vec{V})^T| \quad (2-14)$$

여기서,

$$\frac{|\nabla \vec{V} + (\nabla \vec{V})^T|}{2} = \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (2-15)$$

C (HORCON 파라미터)의 값이 0.1에서 0.2의 값을 가지면 매우 적절한 것으로 보이지만, 만약 격자간격이 매우 작으면, C 는 0이 된다(Oey et al., 1985a,b). Smagorinsky 공식에 의해 확산계수를 산정하는 방법의 이점은 C 가 무차원이라는 것이고, 해상도가 증가함에 따라 A_M 이 감소하고 만약 속도경사가 작다면 A_M 도 작다는 것이다.

2.2 난류종결모델

지배방정식은 운동량, 열, 염분의 난류확산을 고려하여 매개변수화된 Reynolds 응력항과 Flux항을 포함하고 있다. 본 모델에서 도입된 난류의 매개변수화는 Mellor와 Yamada(1974)의 논문에 근거하여 서술하였다.

식(2-7), (2-8), (2-9), (2-10)에서 연직혼합계수 K_M, K_H 는 난류의 운동학적 에너지 $q^2/2$ 과 난류의 규모 l 에 대한 방정식으로 난류를 특성화하는 Mellor와 Yamada(1982)의 2차 난류종결기법에 귀착하여 얻어지며 다음과 같다.

$$\begin{aligned} & \frac{\partial q^2 D}{\partial t} + \frac{\partial U q^2 D}{\partial x} + \frac{\partial V q^2 D}{\partial y} + \frac{\partial \omega q^2}{\partial \sigma} \\ &= \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_q}{D} \frac{\partial q^2}{\partial \sigma} \right) + \frac{2K_M}{D} \left[\left(\frac{\partial U}{\partial \sigma} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial \sigma} \right)^2 \right] \\ & \quad + \frac{2g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} - \frac{2Dq^3}{A_1} + DF_q \end{aligned} \quad (2-16)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial q^2 l D}{\partial t} + \frac{\partial U q^2 l D}{\partial x} + \frac{\partial V q^2 l D}{\partial y} + \frac{\partial \omega q^2}{\partial \sigma} \\ &= \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{K_q}{D} \frac{\partial q^2}{\partial \sigma} \right) + E_1 l \left\{ \frac{K_M}{D} \left[\left(\frac{\partial U}{\partial \sigma} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial \sigma} \right)^2 \right] + \frac{gE_3}{\rho_0} K_H \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \right\} \\ & \quad - \frac{Dq^3}{B_1} \tilde{W} + DF_l \end{aligned} \quad (2-17)$$

한편, 수평점성과 확산항은 다음과 같이 정의된다.

$$\begin{aligned} DF_x &\equiv \frac{\partial \widehat{\tau_{xx}}}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\left(\frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial x} + \frac{1}{D} \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) \widehat{\tau_{xx}} \right] \\ & \quad + \frac{\partial \widehat{\tau_{yx}}}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\left(\frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial y} + \frac{1}{D} \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) \widehat{\tau_{yx}} \right] \end{aligned} \quad (2-18)$$

$$\begin{aligned} DF_y &\equiv \frac{\partial \widehat{\tau_{yy}}}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\left(\frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial y} + \frac{1}{D} \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) \widehat{\tau_{yy}} \right] \\ & \quad + \frac{\partial \widehat{\tau_{xy}}}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\left(\frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial x} + \frac{1}{D} \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) \widehat{\tau_{xy}} \right] \end{aligned} \quad (2-19)$$

여기서,

$$\widehat{\tau_{xx}} = 2A_M \left[\frac{\partial UD}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) U \right] \quad (2-20)$$

$$\begin{aligned} \widehat{\tau_{xy}} = \widehat{\tau_{yx}} = A_M \left[\frac{\partial UD}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial y} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) U \right] \\ + \frac{\partial VD}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) V \end{aligned} \quad (2-21)$$

$$\widehat{\tau_{yy}} = 2A_M \left[\frac{\partial VD}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial y} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) V \right] \quad (2-22)$$

또한,

$$DF_{\theta_i} = \frac{\partial \widehat{q_x}}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\left(\frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial x} + \frac{1}{D} \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) \widehat{q_x} \right] \quad (2-23)$$

$$\widehat{q_x} = A_H \left[\frac{\partial \theta_i D}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) \theta_i \right] \quad (2-24)$$

$$\widehat{q_y} = A_H \left[\frac{\partial \theta_i D}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial y} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) \theta_i \right] \quad (2-25)$$

여기서, θ_i 는 $T, S, q^2, q^2 l$ 을 나타낸다.

난류종결모델을 포함하고 있기 때문에 혼합계수 K_M, K_H, K_q 를 다음의 표현으로 간단하게 나타낼 수 있다.

$$K_M = lqS_M \quad (2-26a)$$

$$K_H = lqS_H \quad (2-26b)$$

$$K_q = lqS_q \quad (2-26c)$$

안정함수 S_M, S_H, S_q 는 해석적으로 유도되고 대수 관계는 함수적으로 $\partial U/\partial z, \partial V/\partial z, g/\rho_0, \partial \rho/\partial z$ 와 q, l 에 의존된다.

이러한 관계는 Mellor(1973)가 기술한 종결가설(closure hypotheses)과 그 이후 Mellor와 Yamada(1982)에 의해 요약된 난류종결모델에 의해 유도된다. 이것은 다음과 같이 편리하게 정의된다.

$$G_M = \frac{l^2}{q^2} \left[\left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (2-27a)$$

$$G_H = \frac{l^2}{q^2} \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad (2-27b)$$

그래서, 안정함수는 다음과 같이 된다.

$$S_M [6A_1 A_2 G_M] + S_H [1 - 2A_2 B_2 G_H - 12A_1 A_2 G_H] = A_2 \quad (2-28a)$$

$$\begin{aligned} S_M [1 + 6A_1^2 G_M - 9A_1 A_2 G_H] - S_H [12A_1^2 G_H + 9A_1 A_2 G_H] \\ = A_1 (1 - 3C_1) \end{aligned} \quad (2-28b)$$

$$S_q = 0.20 \quad (2-28c)$$

이것은 G_M 과 G_H 의 함수로써 S_M, S_H 에 대해서 풀어진다. Mellor와 Yamada(1982)의 실험실 데이터에 기초하여 경험상수는 다음의 값들로 정의된다.

$$(A_1, A_2, B_1, B_2, C_1) = (0.92, 0.74, 16.6, 10.1, 0.08) \quad (2-29)$$

$$(E_1, E_2) = (1.8, 1.33) \quad (2-30)$$

이상에서 수평 확산항은 σ -좌표계로의 변환에서 얻어지는 일반적인 형태가 아닌 것으로 주어졌는데 이러한 근거는 Mellor와 blumberg(1985)에서 설명하고 있다. 그들은 모델에서 해저지형의 기울기가 클 때에 수평 확산이 부정확하다는 것을 발견하고 보다 단순한 새로운 식을 도입함으로써 해저지형이 급변하는 곳에서 현실적으로 해저경계층을 도모할 수 있도록 하였다.

2.3 연직경계조건

연속방정식(식(2-6))에 대한 연직경계조건은 다음과 같다.

$$\omega(0) = \omega(-1) = 0 \quad (2-31)$$

운동량방정식(식(2-7), (2-8))에 대한 경계조건은 아래와 같다.

$$\frac{K_M}{D} \left(\frac{\partial U}{\partial \sigma}, \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right) = - (\langle \omega u(0) \rangle, \langle \omega v(0) \rangle), \sigma \rightarrow 0 \quad (2-32a)$$

여기서, 식(2-32a)의 오른쪽 항은 ρ_0 로 나누어진 표면바람응력의 입력값이다.

$$\frac{K_M}{D} \left(\frac{\partial U}{\partial \sigma}, \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right) = C_z [U^2 + V^2]^{1/2} (U, V), \sigma \rightarrow -1 \quad (2-32b)$$

여기서,

$$C_z = MAX \left[\frac{k^2}{[\ln \{(1 + \sigma_{kb-1})H/z_0\}]^2, 0.0025} \right] \quad (2-32c)$$

Von Karman 상수 k 는 0.4이고 z_0 는 조도계수이다. 이것은 수치적으로 해저에서 가장 가까운 격자점에 적용된다. 이 조건은 “벽 법칙(law of the wall)”으로부터 유도된다. 해저면이 잘 분해되지 않는 곳에서는 $(1 + \sigma_{kb-1})H/z_0$ 는 크고, 식(2-32c)는 일반적인 항력계수식으로 변환시킬수 있다.

온도 및 염분에 대한 확산 방정식(식(2-9), (2-10))에 대한 경계조건은 다음과 같다.

$$\frac{K_M}{D} \left(\frac{\partial T}{\partial \sigma}, \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) = - \langle \omega \theta(0) \rangle, \sigma \rightarrow 0 \quad (3-33a)$$

$$\frac{K_M}{D} \left(\frac{\partial T}{\partial \sigma}, \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) = 0, \sigma \rightarrow -1 \quad (3-33b)$$

난류운동량 방정식(식(2-16), (2-17))의 경계조건은 아래와 같다.

$$[q^2(0), q^2 l(0)] = [B_1^{2/3} u_\tau^2(0), 0] \quad (2-34a)$$

$$[q^2(-1), q^2 l(-1)] = [B_1^{2/3} u_\tau^2(-1), 0] \quad (2-34b)$$

여기서, B_1 은 난류종결상수 중의 하나이고, u_τ 는 해수면과 해저면에서의 마찰속도이다.

2.4 연직적분방정식

연안순환의 역학을 지배하는 방정식은 빠르게 이동하는 외부중력과 느리게 이동하는 내부중력과 전파특성을 포함하고 있다. 컴퓨터 계산에 있어서, 이것은 연직구조 방정식(내부모드)으로부터 연직적으로 적분된 방정식(외부모드)을 계산시간 효율성을 위해 분리한다. 모드분리(Simons, 1974; Madala and Piacsek, 1977)로 알려진 이 기법은 속도와 열역학적 특성의 3차원 계산으로부터 개별적으로 속도수송을 풀어버림으로써 계산시간에 있어서 조금의 손실도 없이 자유수면 승강을 계산한다.

속도수송, 외부모드방정식은 내부모드 방정식을 수심에 대하여 적분하여 얻어지고, 이에 따라 모든 연직구조는 제거된다. 이와 같이, 식(2-6)을 $\sigma = -1$ 에서 $\sigma = 0$ 까지 적분하고 경계조건(2-31)을 사용하면 자유수면 승강에 대한 방정식을 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial \bar{U}D}{\partial x} + \frac{\partial \bar{V}D}{\partial y} = 0 \quad (3-35)$$

운동량 방정식을 적분하면 다음과 같이 된다.

$$\frac{\partial \bar{U}D}{\partial t} + \frac{\partial \bar{U}^2 D}{\partial x} + \frac{\partial \bar{U} \bar{V} D}{\partial y} - \bar{F}_x - f \bar{V} D + g D \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (2-36)$$

$$= -\langle \omega u(0) \rangle + \langle \omega u(-1) \rangle + G_x$$

$$- \frac{gD}{\rho_0} \int_{-1}^0 \int_{\sigma}^0 \left[D \frac{\partial \rho}{\partial x} - \frac{\partial D}{\partial x} \sigma \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \right] d\sigma d\sigma$$

$$\begin{aligned}
& \frac{\partial \bar{V}D}{\partial t} + \frac{\partial \bar{U}VD}{\partial x} + \frac{\partial \bar{V}^2 D}{\partial y} - \bar{F}_y + f\bar{U}D + gD\frac{\partial \eta}{\partial y} \quad (2-37) \\
& = -\langle \omega v(0) \rangle + \langle \omega v(-1) \rangle + G_y \\
& \quad - \frac{gD}{\rho_0} \int_{-1}^0 \int_{\sigma}^0 \left[D \frac{\partial \rho}{\partial y} - \frac{\partial D}{\partial y} \sigma \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} \right] d\sigma d\sigma
\end{aligned}$$

여기서, 상단 $\bar{\cdot}$ 는 다음과 같이 연직적으로 적분된 속도를 나타낸다.

$$(\bar{U}, \bar{V}) \equiv \int_{-1}^0 (U, V) d\sigma$$

바람응력성분은 $-\langle \omega u(0) \rangle$ 와 $-\langle \omega v(0) \rangle$ 이고, 해저마찰에 대한 저면응력성분은 $-\langle \omega u(-1) \rangle$ 와 $-\langle \omega v(-1) \rangle$ 이다. $\bar{F}_x$ 와 $\bar{F}_y$ 의 양은 다음과 같이 정의된다.

$$\bar{F}_x = \frac{\partial}{\partial x} \left[H \bar{2A}_M \frac{\partial \bar{U}}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[H \bar{A}_M \left(\frac{\partial \bar{U}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{V}}{\partial x} \right) \right] \quad (2-38a)$$

$$\bar{F}_y = \frac{\partial}{\partial y} \left[H \bar{2A}_M \frac{\partial \bar{V}}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial x} \left[H \bar{A}_M \left(\frac{\partial \bar{U}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{V}}{\partial x} \right) \right] \quad (2-38b)$$

또한, 분산항은 다음과 같이 정의된다.

$$G_x = \frac{\partial \overline{U^2 D}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{UVD}}{\partial y} - \widetilde{F}_x - \frac{\partial \overline{U^2 D}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{UVD}}{\partial y} + \overline{F}_x \quad (2-39a)$$

$$G_y = \frac{\partial \overline{UVD}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{V^2 D}}{\partial y} - \widetilde{F}_y - \frac{\partial \overline{UVD}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{V^2 D}}{\partial y} + \overline{F}_y \quad (2-39b)$$

여기서, A_M 이 연속적으로 변하지 않는 상수이면 식(2-39a)와 (2-39b)의 $\widetilde{F}_x$, $\overline{F}_x$, $\widetilde{F}_y$, $\overline{F}_y$ 항은 상쇄된다.

2.5 수치계산방법 및 격자배열

외부모드에서는 평균유속인 UA, VA와 표층 높이인 EL을 구하며, 내부모드에서는 U, V, T, S와 난류량에 대하여 계산을 수행하고 있다. Fig. 2.2는 외부모드와 내부모드에 대한 시간스텝의 진행 과정을 도시한 것이다.

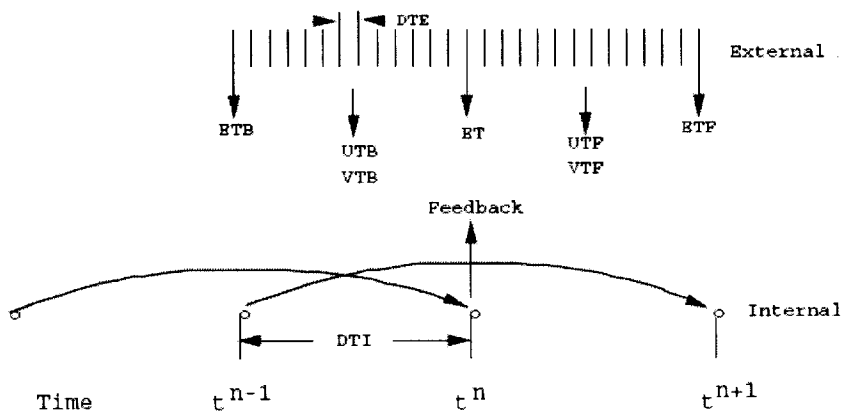


Fig. 2.2 A simplified illustration of the interaction of the External Mode and the Internal Mode.

외부모드에 대해서는 짧은 시간스텝 DTE가 사용되고, 내부모드는 보다 긴 시간스텝 DTI를 사용한다. 외부모드는 주로 내부모드에 수면승강에 대한 정보를 제공하고 반면에 내부모드는 외부모드에 운동량이류, 밀도적분과 저면응력에 대한 정보를 제공한다. 온도와 염분에 대한 이류향과 확산향을 다음과 같이 계산한다.

$$\frac{\partial DT}{\partial T} + Adv(T) - Dif(T) = \frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(K_H \frac{\partial T}{\partial \sigma} \right) - \frac{\partial R}{\partial \sigma} \quad (2-40)$$

여기서, $Adv(T)$, $Dif(T)$ 는 이류향과 확산향을 나타낸다.

Fig. 2.3은 POM의 기본 코드에 관한 개략적인 계산 흐름도이다.

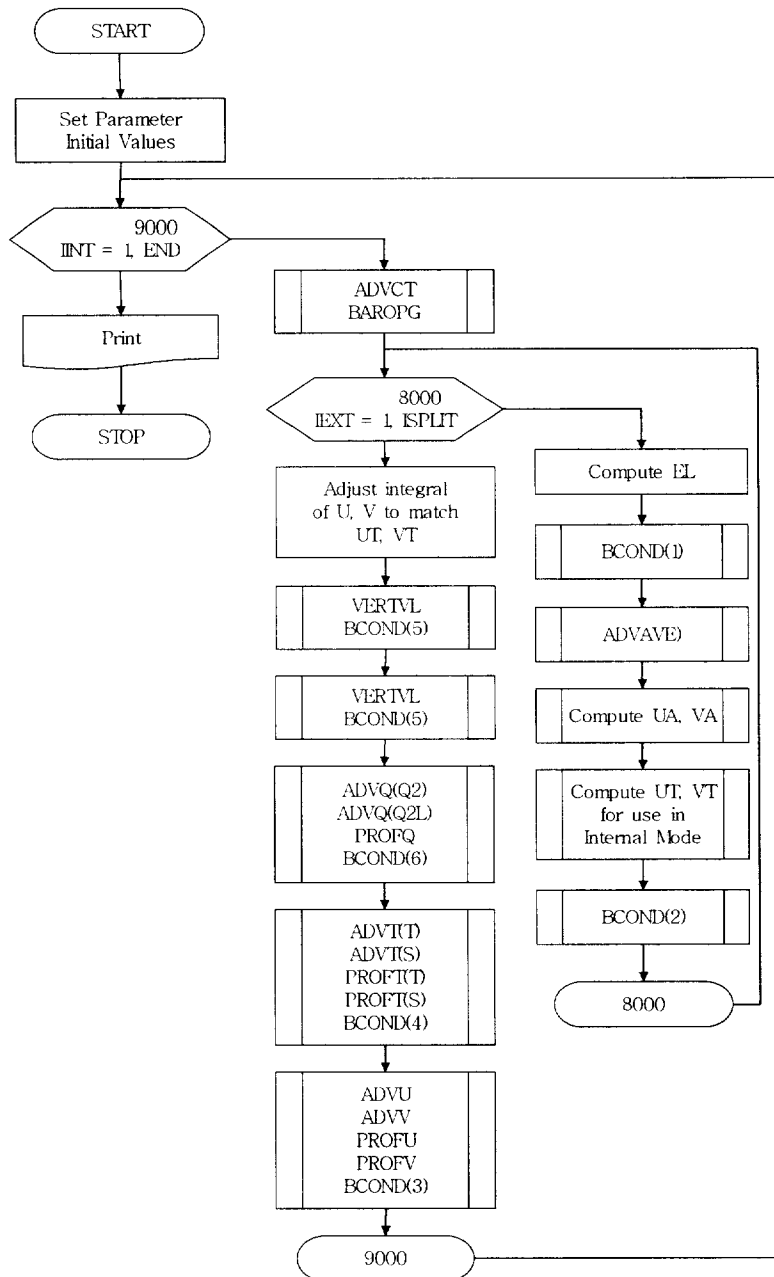


Fig. 2.3 Flow diagram of the code.

2.6 계산안정조건

연직적분, 외부모드, 수송방정식 상에서의 CFL(Courant-Friedrichs-Levy) 계산안정조건에 따른 시간간격은 다음과 같다.

$$\Delta t_E \leq \frac{1}{C_t} \left| \frac{1}{\delta x^2} + \frac{1}{\delta y^2} \right|^{-1/2} \quad (2-41a)$$

여기서,

$$C_t = 2(gH)^{1/2} + \overline{U_{\max}} \quad (2-41b)$$

$\overline{U_{\max}}$ 는 최대평균속도를 나타낸다.

내부모드의 시간 진행은 외부모드의 시간간격보다 제한이 완화되기 때문에 더 큰 시간간격을 사용할 수 있다. 내부 모드의 시간 스텝 간격은 외부모드와 유사하게 다음과 같이 표현된다.

$$\Delta T_I < \frac{1}{C_T} \left| \frac{1}{\delta x^2} + \frac{1}{\delta y^2} \right|^{-1/2} \quad (2-42)$$

여기서, C_T 는 $2C + U_{\max}$ 이고, 여기서 C_T 는 일상적으로 2 m/sec 정도의 크기를 가지는 최대 내부중력과속도이다. 그리고 $U_{\max}$ 는 최대이류속도이다.

3. 실 해역에서의 해수유동

3.1 해수유동 관측결과

3.2.1 연속조류

조시 변화에 따른 천수만 인근 해역의 장기적인 유동 특성을 파악하기 위하여 하계 및 동계에 걸쳐 15일 이상 연속조류 관측을 실시하였다.

연속 조류 관측은 도플러 유속계(RCM-9)를 이용하였으며, 유속계를 수심 약 3 m에 계류하여 10분 동안 평균한 유향 및 유속을 연속 관측하였다.

Table 3.1은 관측점 및 사용된 기기명과 기간을 나타낸 것이며, 각각의 관측 위치는 Fig. 3.1과 같다.

Table 3.1 Summary of the current observation

Station	Location	Period	Instrument
ST-1	N 36 ° 23 ' 38.5 " E 126 ° 29 ' 00.6 "	2004. 8. 28. ~ 2004. 9. 13.	RCM-9
ST-2	N 36 ° 23 ' 35.8 " E 126 ° 27 ' 25.7 "	2005. 1. 9. ~ 2005. 1. 25.	
ST-3	N 36 ° 18 ' 35.0 " E 126 ° 28 ' 00.0 "		

정점 ST-1에서 하계 및 동계에 15일 이상 연속 관측한 유동 자료를 조류 벡터도로 Fig. 3.2와 Fig. 3.5에 나타내었다. Fig. 3.2에서와 같이 하계에 흐름의 주 방향은 창조시 북-동 방향, 낙조시 남-서 방향으로 나타났다. Fig. 3.5에 나타낸 바와 같이 동계중에는 하계와 비슷한 양상으로 나타남을 알 수 있으며, 창·낙조시 흐름의 세기는 하계보다 다소 작게 나타났다.

정점 ST-2에서의 연속조류 관측결과를 Fig. 3.3과 Fig. 3.6에 나타내었다. 하계에 흐름의 주 방향은 창조시 북-서 방향, 낙조시 남-동 방향으로 나타났다. 동계의 창·낙조시 흐름의 주 방향은 하계와 유사하게 나타났다.

정점 ST-3에서의 연속조류 관측결과를 Fig. 3.4와 Fig. 3.7에 나타내었다. 하계에 흐름의 주 방향은 창조시 북쪽방향, 낙조시 남서방향으로 나타났다. 동계에는 하계와는 다르게 북방성분이 탁월하게 나타남을 알 수 있으며, 창·낙조시의 흐름의 주 방향은 하계와 유사하게 나타났다.

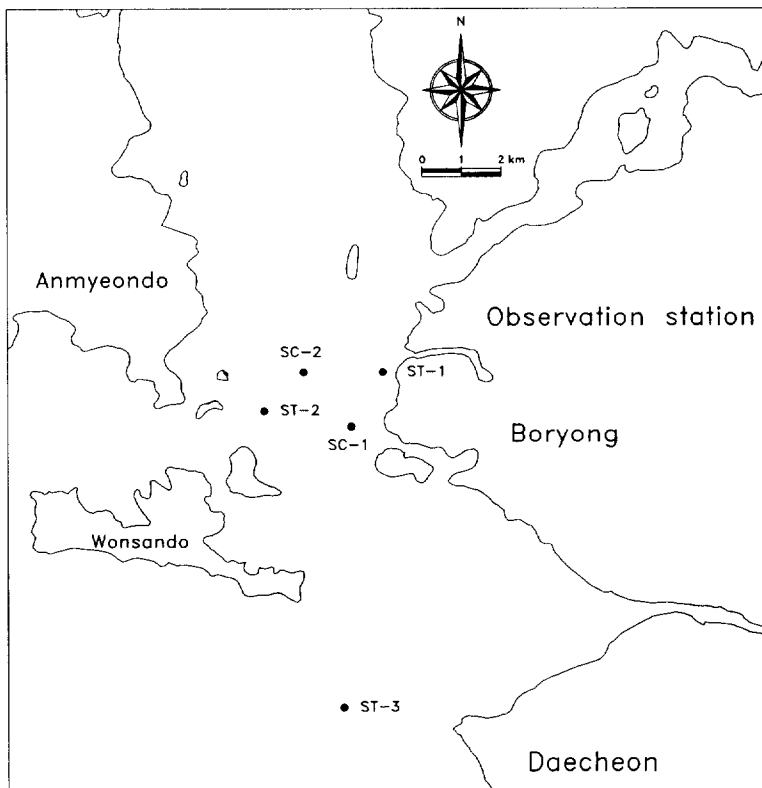


Fig. 3.1 Observation station of the tidal current.

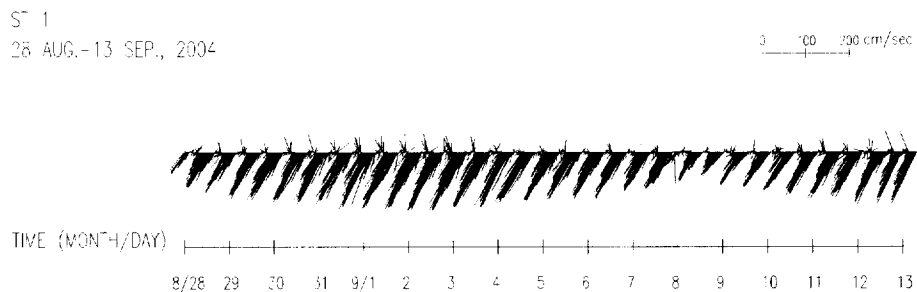


Fig. 3.2 Stick diagram of tidal currents observed in ST-1(summer).

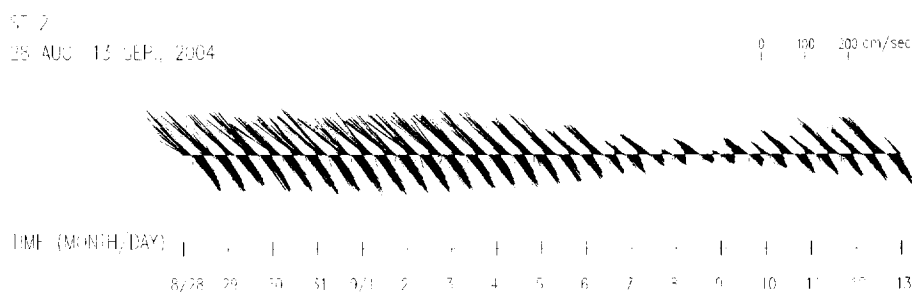


Fig. 3.3 Stick diagram of tidal currents observed in ST-2(summer).

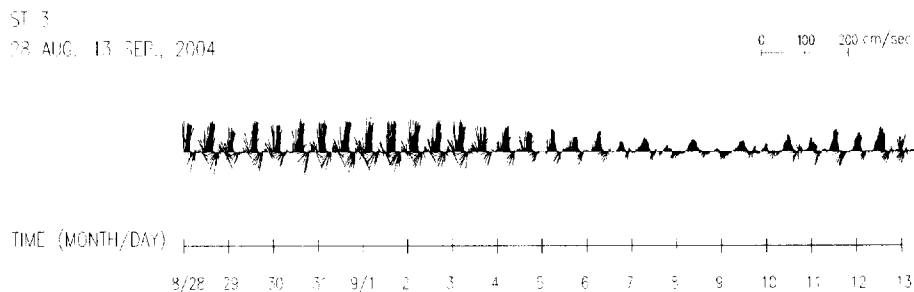


Fig. 3.4 Stick diagram of tidal currents observed in ST-3(summer).

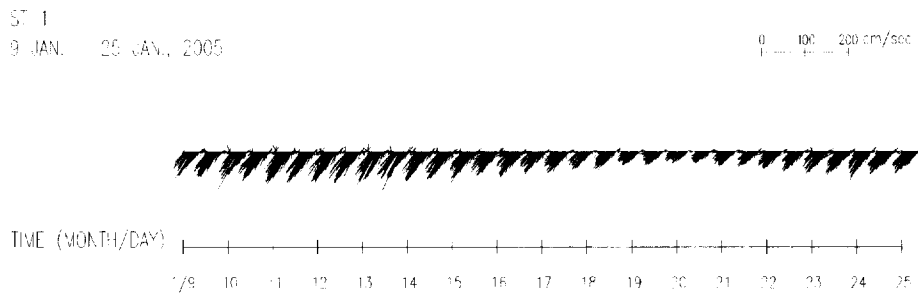


Fig. 3.5 Stick diagram of tidal currents observed in ST-1(winter).

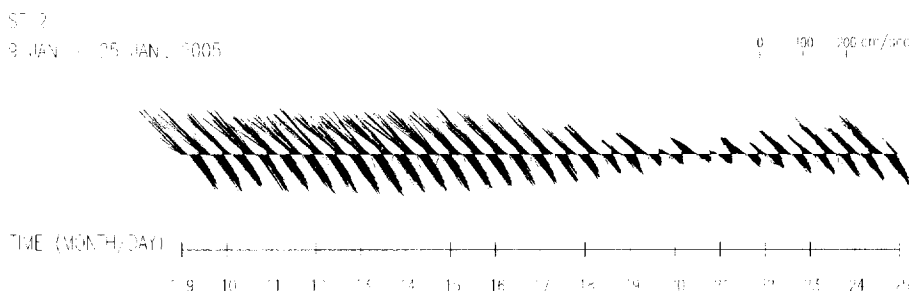


Fig. 3.6 Stick diagram of tidal currents observed in ST-2(winter).

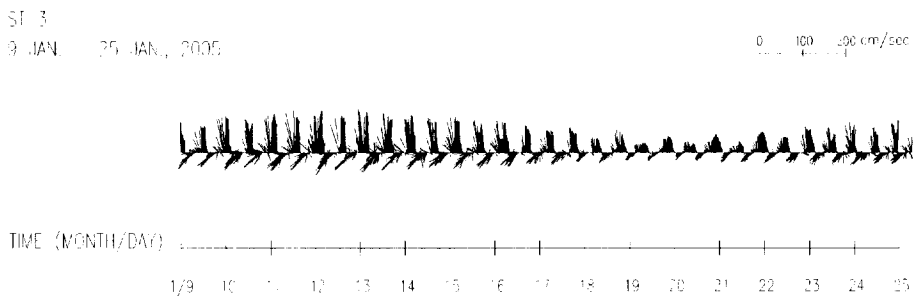


Fig. 3.7 Stick diagram of tidal currents observed in ST-3(winter).

조류의 주축방향과 그 집중도를 알아보기 위해서 각 정점의 조류 분산도를 Fig. 3.8 ~ Fig. 3.10에 나타내었다.

정점 ST-1에서 하계의 주 흐름 방향은 창조 및 낙조시 북동-남서 방향으로 흐름의 방향 분산성이 비교적 작다. 최강 창조시 유속은 33.8 cm/sec, 최강 낙조시 유속은 128.2 cm/sec로 나타나 최강 유속은 낙조시에 우세한 것으로 나타났다. 이는 정점 ST-1이 연안측 배수 방류구 부근에 위치하여 남서방향의 낙조 흐름이 우세한 것으로 판단된다. 동계의 주 흐름방향은 북동-남서 방향으로 동계와 유사하게 나타났다. 최강 창조시 유속은 27.0 cm/sec, 최강 낙조시 유속은 125.5 cm/sec로 나타나, 낙조시의 최강 유속이 우세한 것으로 나타났다.

정점 ST-2에서 하계의 주 흐름은 북서-남동 방향으로 왕복성 흐름이 우세하게 나타나고 있으며, 분산성이 적게 나타났다. 최강 창조시 유속은 212.4 cm/sec, 최강 낙조시 유속은 142.9 cm/sec로 나타나, 북서방향의 창조류가 우세한 것으로 나타났다. 동계에는 하계와 마찬가지로 북서-남동 방향의 왕복성 흐름이 나타났다. 최강 창조시 유속은 214.9 cm/sec, 최강 낙조시 유속은 146.9 cm/sec로 창조류가 우세한 것으로 나타났다.

정점 ST-3에서 하계의 흐름은 북-남서 방향의 왕복성 흐름이 나타나며, 정점이 외해쪽에 위치하고 있어 흐름의 방향 분산성이 약간 크게 나타났다. 최강 창조시 유속은 93.0 cm/sec, 최강 낙조시 유속은 62.2 cm/sec로 나타나 북쪽 방향의 창조류가 우세한 것으로 나타났다. 동계에는 하계와 마찬가지로 북-남서방향의 흐름이 나타났으며, 최강 창조시 유속은 113.4 cm/sec, 최강 낙조시 유속은 79.8 cm/sec로 창조류가 우세한 것으로 나타났다.



Fig. 3.8 Scattered diagram of tidal currents observed in ST-1.

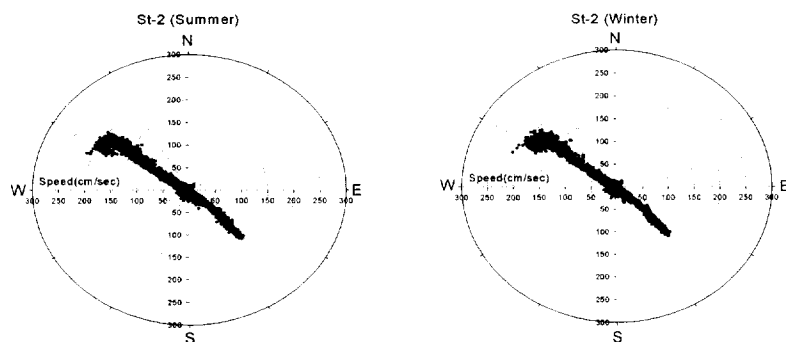


Fig. 3.9 Scattered diagram of tidal currents observed in ST-2.

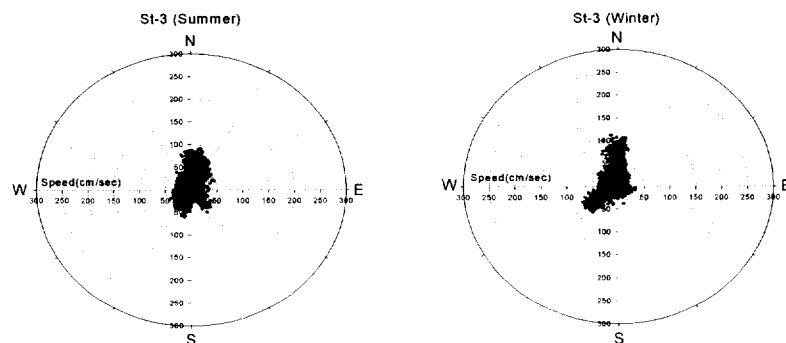


Fig. 3.10 Scattered diagram of tidal currents observed in ST-3.

3.2.2 층별조류

조사 대상 해역에서 층별 해수유동 특성을 파악하기 위하여 2004년 2월에 정점 SC-1과 SC-2의 해수면으로부터 수심의 80%, 50%, 20%에서 관측된 유동 자료를 Fig. 3.11과 Fig. 3.12에 시계열로 나타내었다.

정점 SC-1에서는 창조시 유속이 낙조시 유속에 비하여 크게 나타나고 있으며, 창조시 최강 유속은 표층 162.6 cm/sec, 중층 122.7 cm/sec, 저층 114.6 cm/sec 정도이며, 낙조시 최강 유속은 표층 102.7 cm/sec, 중층 101.4 cm/sec, 저층 84.9 cm/sec로 나타났다. 한편, 정점 SC-2에서는 낙조시의 유속이 창조시보다 크게 나타났으며, 창조시 최강 유속은 표층 47.4 cm/sec, 중층 62.7 cm/sec, 저층 49.5 cm/sec 정도이며, 낙조시 최강 유속은 표층 78.1 cm/sec, 중층 69.9 cm/sec, 저층 56.5 cm/sec로 나타났다.

전반적으로 정점 SC-1에서 유속이 정점 SC-2에서보다 강하게 흐르는 것으로 나타났다. 이는 정점 SC-1이 SC-2 보다 외해에 위치하고 수심이 깊이 유속이 크게 나타나는 것으로 검토되었다.

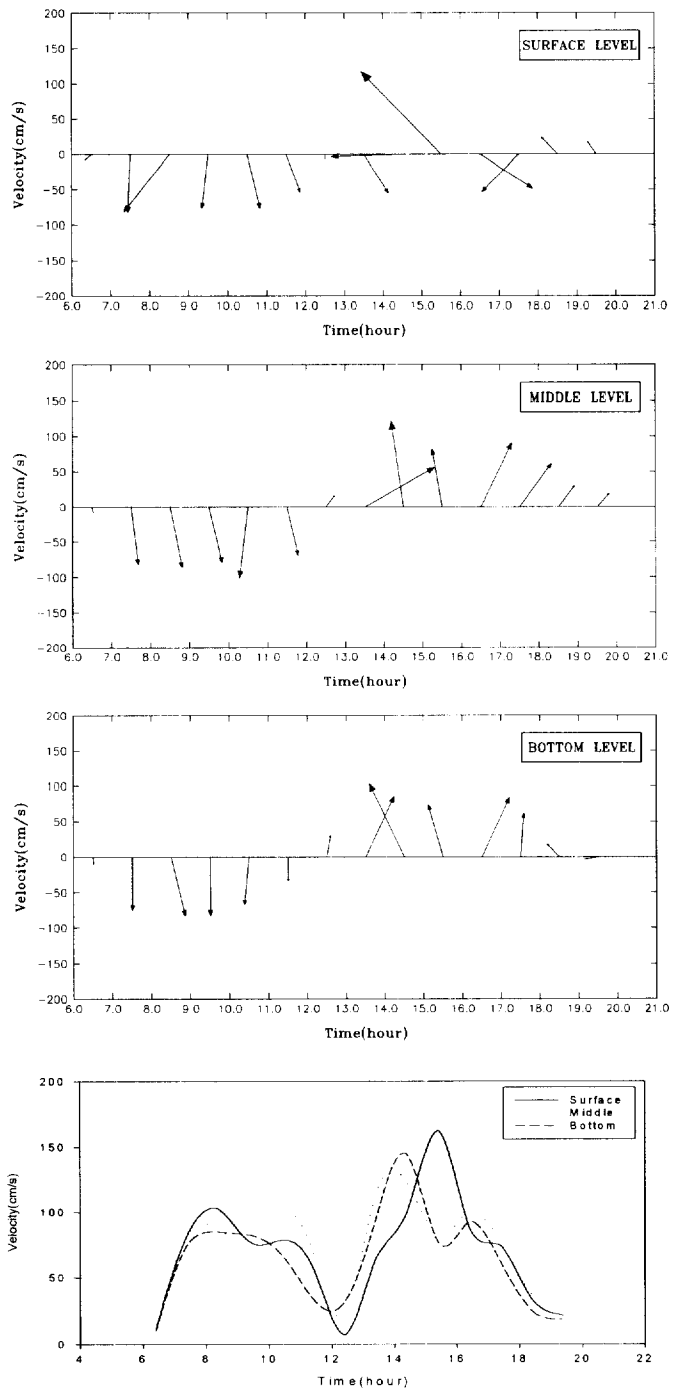


Fig. 3.11 Tidal currents observed in SC-1.

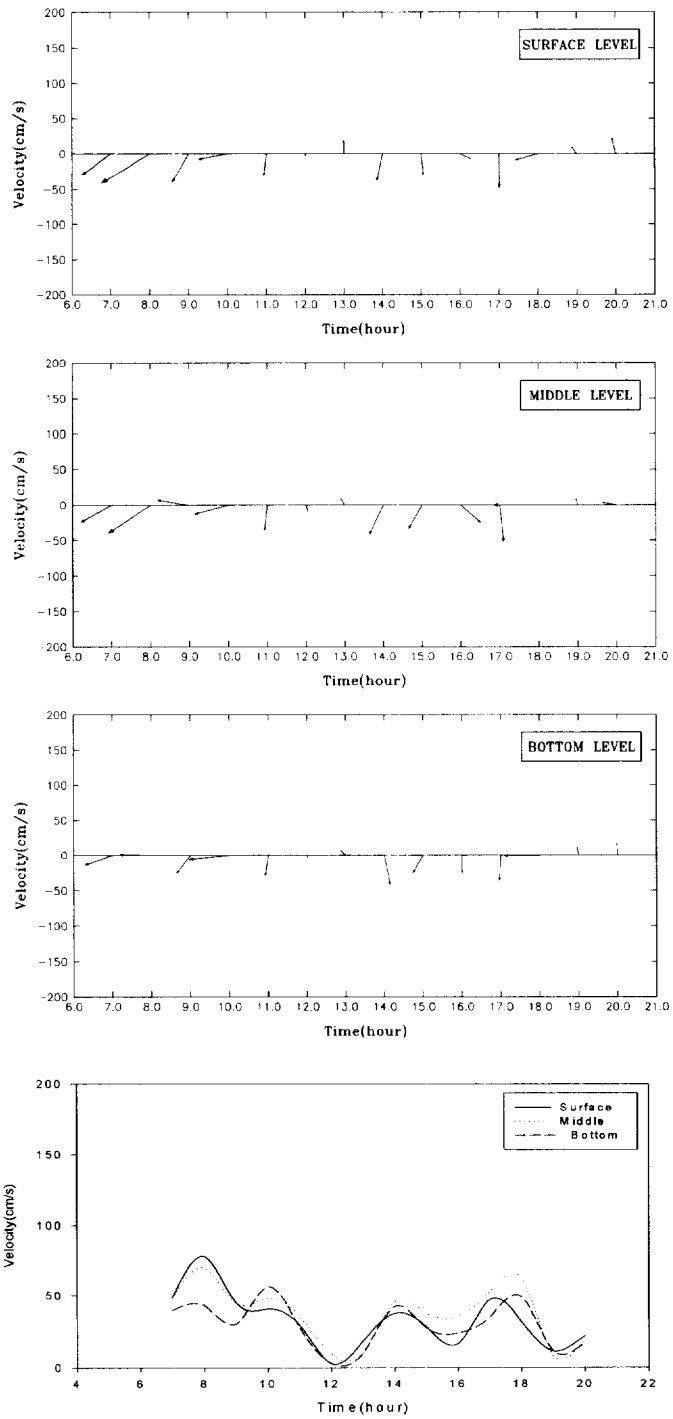


Fig. 3.12 Tidal currents observed in SC-2.

3.2 모형수립

3.2.1 계산 격자망 및 수심도

본 연구를 위한 계산영역은 북쪽으로 태안반도로부터 남쪽해역으로 비인만까지를 경계역으로 두고, 발전소를 중심으로 천수만을 포함하는 Fig. 3.13과 같은 계산 격자망을 구성하였다. 격자간격은 Δx , Δy 를 계산영역 규모에 적절하게 각각 200 m로 정하였으며, 계산 격자망은 x 방향인 동서방향으로 115개의 격자와 y 방향인 남북방향으로 225개의 격자망을 갖춘 $23.0 \text{ km} \times 45.0 \text{ km}$ 의 영역으로 구성하였다. 연직방향의 격자분할은 Table 3.2와 같이 6개의 층으로 등분($\Delta\sigma = 0.2$)하였다.

Table 3.2 Vertical division on the sigma coordinate

Level	Z	ZZ	DZ	DZZ
1	0.00	-0.10	0.20	0.20
2	-0.20	-0.30	0.20	0.20
3	-0.40	-0.50	0.20	0.20
4	-0.60	-0.70	0.20	0.20
5	-0.80	-0.90	0.20	0.20
6	-1.00	-1.10	0.00	0.00

계산영역의 해안지형 및 수심자료는 2003년 해양수산부 국립해양조사원에서 발행한 해도 NO. 322(축척 1:75,000)과 해도 NO. 333(축척 1:30,000)을 이용하여 작성하였으며, Fig. 3.14에 계산영역의 수심도를 나타내었다.

본 대상해역은 우리나라 서해 연안에 위치한 반폐쇄성 내만으로 썸, 원산도의 동쪽끝과 고정리 남서측에 있는 송도 사이를 입구로 하여 북방으로 약 40.0 km 만입되고, 만 중앙부의 최대폭은 약 10.0 km이다. 천수만 입구의 대천 앞바다에 발달된 깊은 수로가 최대 20.0 m 이상의 수심분포를 보이며 천수만과 연결되어 있다. 이곳을 통하여 천수만 입·퇴조량의 대부분이 통과하고 있으며, 만 내에서는 약 15 m 전·후의 수심분포와 일부 조간대가 분포하고 있다. 전반적인 수심분포는 외해쪽으로 갈수록 깊어지며 최대 수심은 약 35.0 m 정도를 보이고 있다.

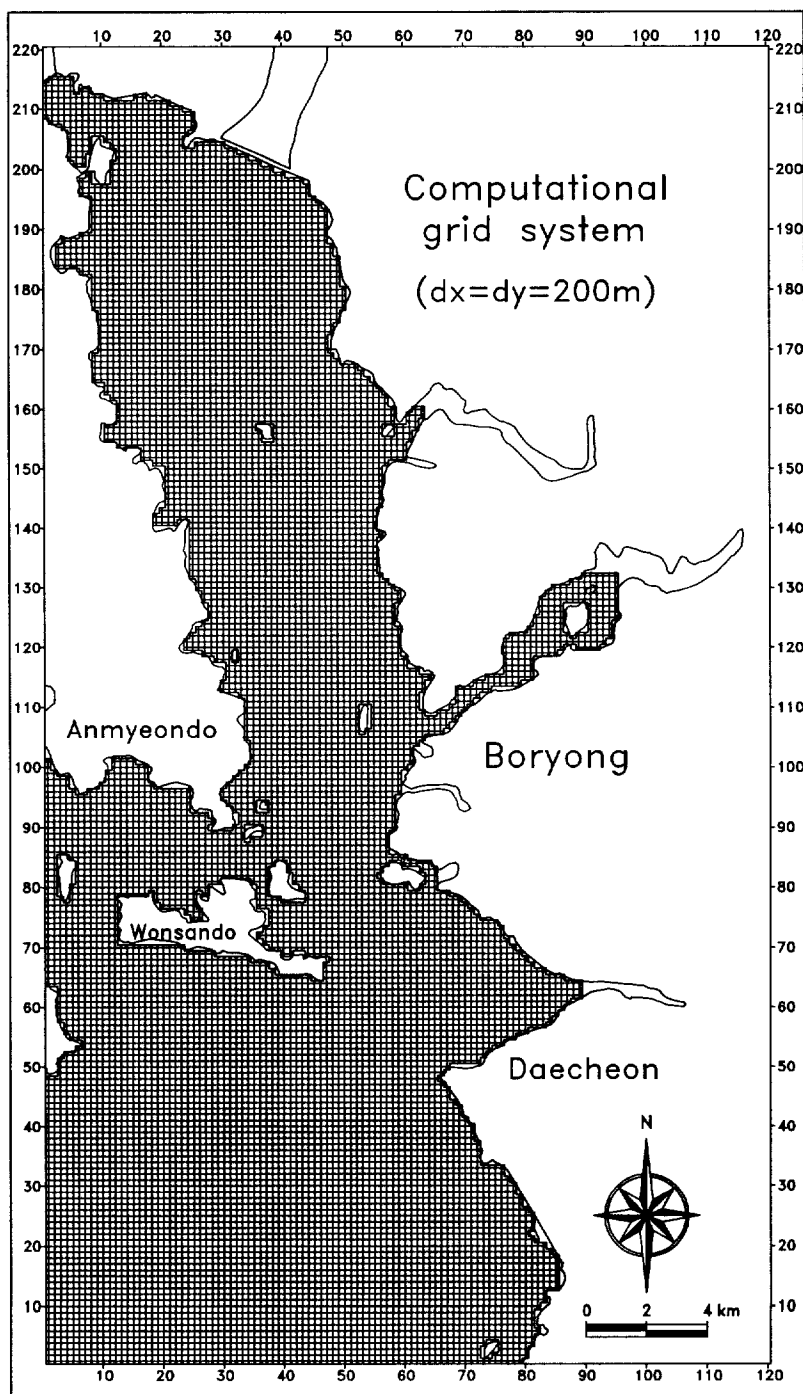


Fig. 3.13 Computational Grid System.

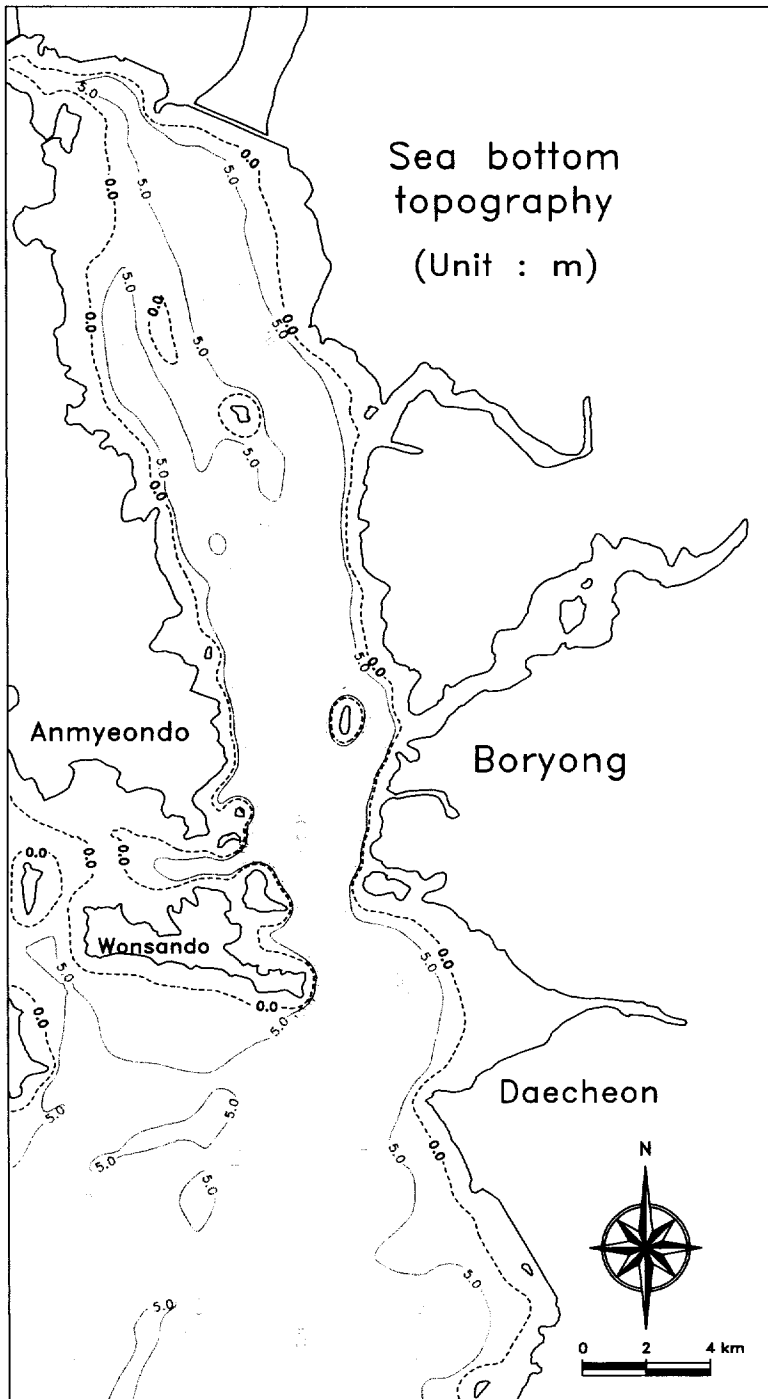


Fig. 3.14 Sea bottom topography.

3.2.2 계산 입력조건

대상해역의 개경계에서의 경계조건은 현지의 조위 검조소 관측 기록을 조석조화분해하여 그 값을 기초로하여 조위를 각각 산정하였다. 조석조화분해하여 얻어진 개경계에서의 조석조화상수는 Table 3.3과 같으며, 계산에 사용한 조건 및 입력자료는 Table 3.4와 같다.

Table 3.3 Tidal harmonic constants on the open boundary

Locations	M ₂		S ₂		K ₁		O ₁	
	H(m)	G(°)	H(m)	G(°)	H(m)	G(°)	H(m)	G(°)
Anmyeondo	2.052	94	0.732	132	0.362	273	0.272	252
Off-sea	2.022	93	0.722	129	0.362	270	0.242	233
Daecheon	2.031	92	0.731	127	0.354	273	0.265	234

Table 3.4 Computational conditions and parameters

Condition & Parameter	Used value
Computational grid system	I _{max} = 115 , J _{max} = 225
Grid spacing	$\Delta x = \Delta y = 200$ m
Internal time-step	Δt_I
External time-step	Δt_E
Total computation time	16 days
Central latitude	36° 23'
Initial salinity	35‰
Initial temperature	20°C
Water density	1,026 kg/m ³
Initial horizontal diffusive	50 m ² /sec
Initial vertical diffusive	0.001 m ² /sec

계산결과의 출력은 수치적으로 안정적인 해가 확보될 수 있도록 약 2조석 주기(50시간) 후부터 매시간 간격으로 각각 수위와 유속을 출력시켰으며, 대·중·소조기에 대하여 각각 25시간 동안의 조위 및 유속자료를 저장하였다. 또한, 개경계등에서 외력을 가하는데 있어서도 내부 및 외부모드 계산에 대한 RAMP 계수를 사용하

여 초기 계산시작 25시간 동안 조위등의 외력을 서서히 증가시키는 방법으로 수치해의 안정성을 도모하였다.

3.3 모델 검증

본 수치모형에서 재현한 해수유동에 대한 검증을 위하여 2004년 2월에 관측된 보령(T-1)에서의 조위 관측 자료를 이용하였다. 여기서, 조위 실측 자료는 조석조화분해하여 그 값을 모델에서의 조석 위상을 구하는 기준으로 정하였다. 또한, 고정, 대천, 송학 및 원산도를 포함하여 대상 해역의 전반적인 조위 재현성을 검증하기 위하여 4곳의 조위 검조소에서의 조위관측 결과와 비교하였다.

그리고, 2004년 2월에 관측한 대상 해역의 2개 정점에서 총별로 실측한 유속자료를 계산결과와 비교하였다.

대상 영역에서의 검증점의 분포는 Fig. 3.15와 같다. 여기서, 정점 T-1 ~ T-5는 조위 검증점을 나타낸 것이고, 정점 ST1 ~ ST3는 조류 검증점을 나타낸 것이다.

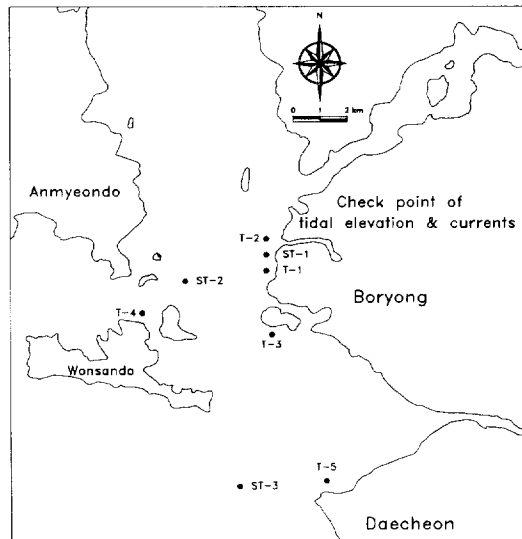


Fig. 3.15 Check point of tidal elevation and currents.

3.3.1 조위

Fig. 3.16은 보령 전면해역에서의 조위 관측자료(T-1), 고정 조위 검조소(T-2), 대천 조위 검조소(T-3), 송학 조위 검조소(T-4), 원산도 조위 검조소(T-5)에서의 조위관측 결과와 수치모형에서의 계산결과를 대조기 25시간 동안의 시계열로 각각 도시한 것이다.

전반적으로 각각의 조위 검증점에서 대상영역의 관측 결과와 계산 결과가 잘 일치하고 있음을 볼 수 있으며, 본 모델이 대상 해역의 조위를 잘 재현하고 있음을 알 수 있다.

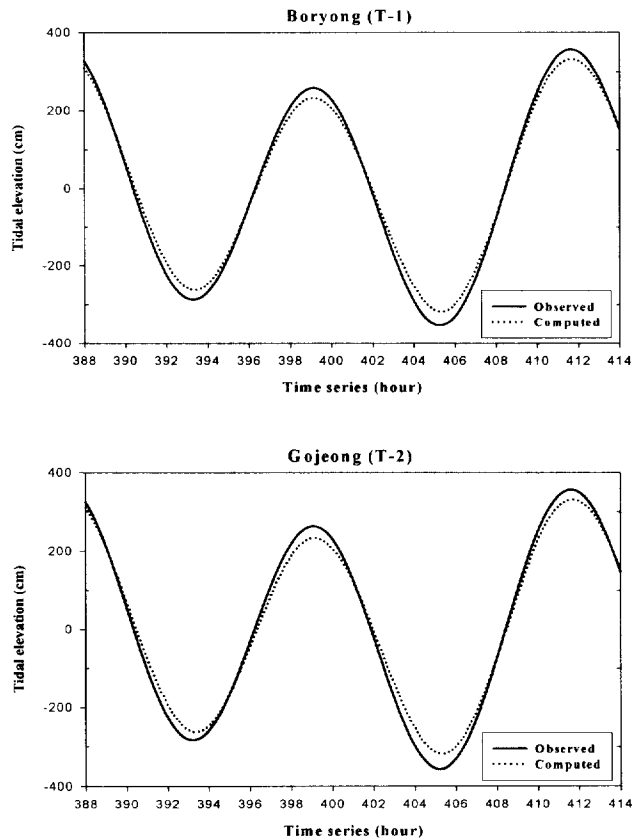


Fig. 3.16 Comparison between observed and computed tidal elevation(T-1~T-5).

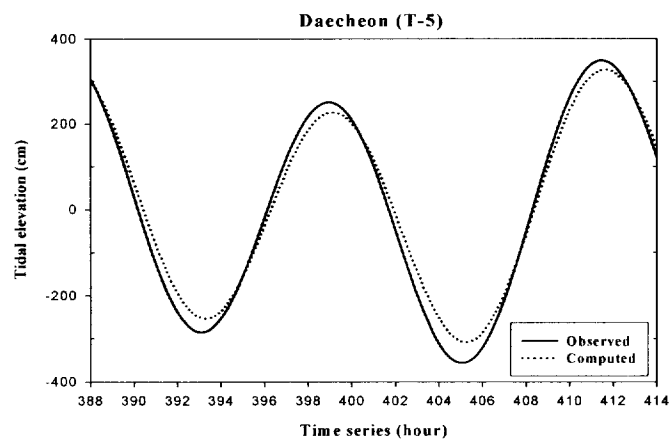
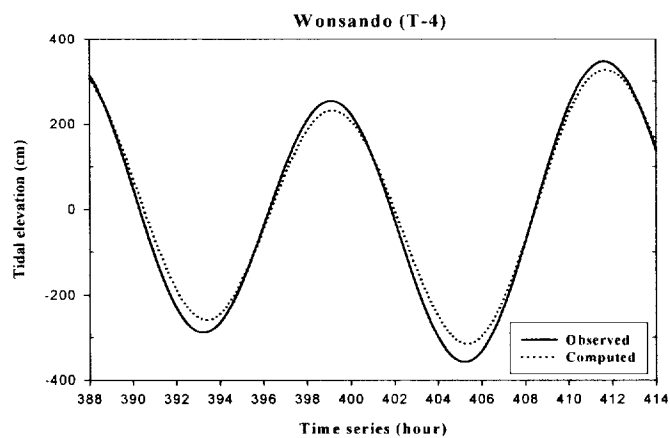
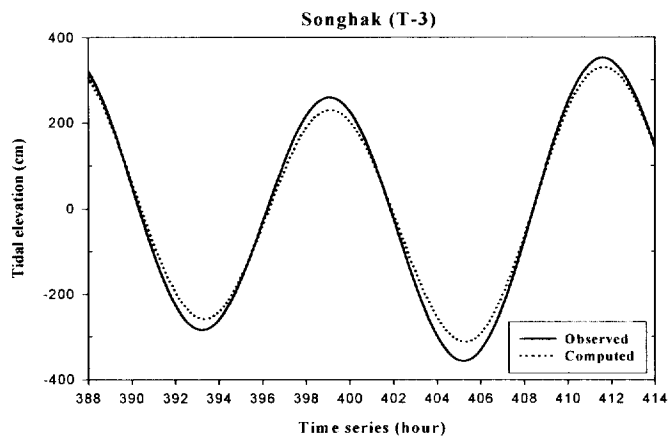


Fig. 3.16 Continued.

3.3.2 조류

현지의 조류 특징을 파악하기 위하여 정점별 유속 벡터도를 관측 결과와 계산 결과에 대하여 비교하였다. 관측결과, 정점 ST-1에서는 북동-남서 방향으로의 흐름이 우세하고, 정점 ST-2에서는 북서-남동 방향의 흐름이 우세하게 나타났으며, 정점 ST-3에서는 북-남서 방향의 흐름이 우세하였다. Fig. 3.17에 나타낸 수치 실험 계산결과는 현지 관측결과와 동일하게 하루 두차례 유향이 바뀌는 만일 주조 양상을 잘 나타내었으며, 정점 ST-1 ~ ST-3 모두에서 창조류 및 낙조류시의 유향을 잘 나타내었다.

Fig. 3.18은 각 정점별 계산된 조류 분산도이다. 현지 관측결과에 제시된 각 정점별 조류 분산도와 계산 결과에 의한 조류 분산도는 흐름의 주축 방향은 잘 재현하고 있으나, 전체적으로 관측 결과보다 계산 결과의 값이 작게 나타나고 있다. 이는 지형적인 영향과 바람 및 파랑에 의한 영향을 크게 받는 현지 관측 결과가 수치 계산 결과보다 다소 크게 평가된 것으로 판단된다.

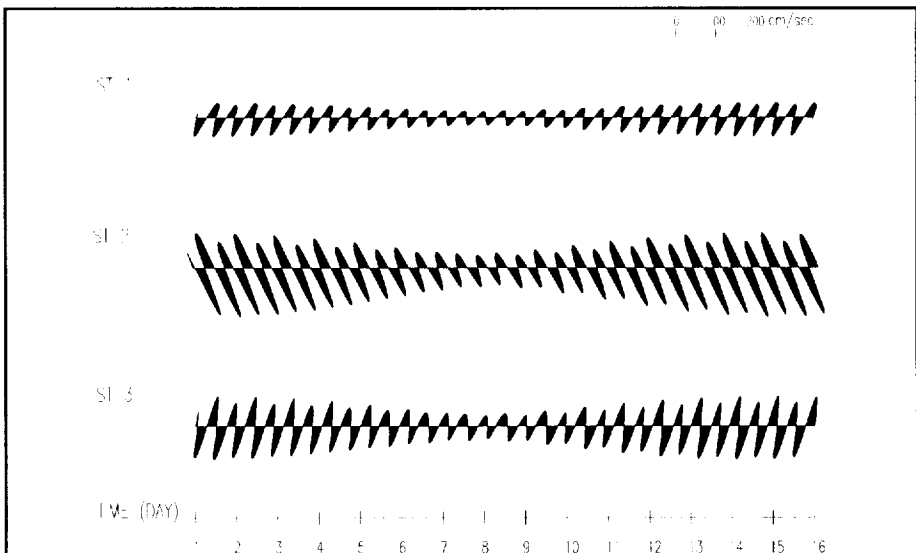


Fig. 3.17 Stick diagram of tidal currents computed in tidal observation station.

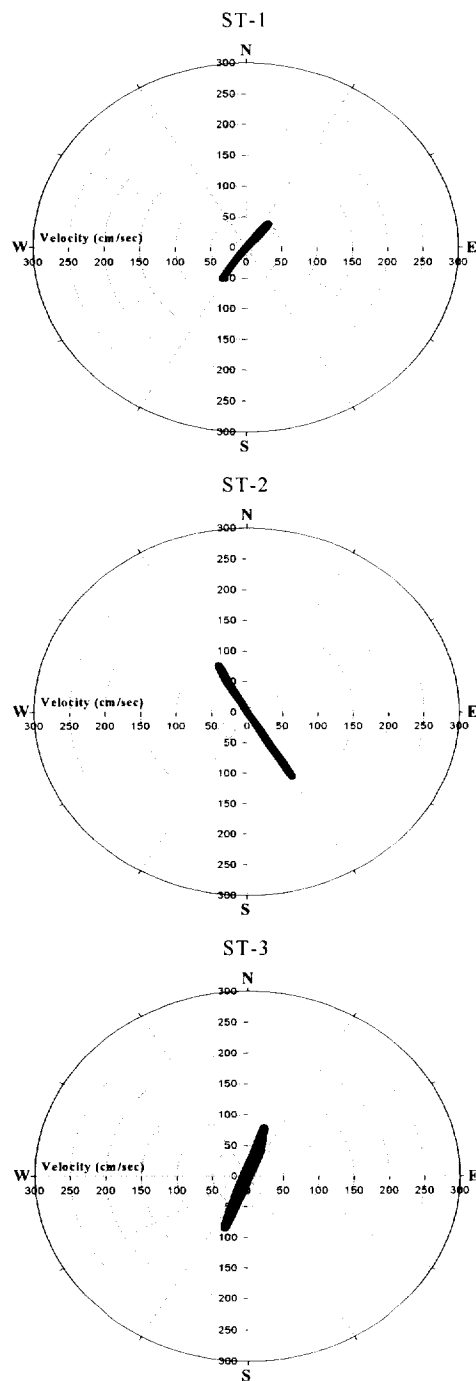


Fig. 3.18 Scattered diagram of tidal currents computed in observation station.

3.4 계산결과

Fig. 3.19 ~ Fig. 3.24는 조류 벡터도로서, POM 모델에서 고려할 수 있는 계산 모드 중 3차원 예측모드(Prognostic mode)에 해당하는 계산 결과로서 대조기의 각각의 조석 위상에 따른 조류 벡터도를 나타낸 것이다.

Fig. 3.19 ~ Fig. 3.21은 대조기 창조류 최강류시의 유속분포를 표층(level 1), 중층(level 3), 저층(level 5)으로 나누어 계산한 결과를 나타낸 것이다. 전반적인 조석의 흐름은 남서측 외해에서 유입된 흐름이 천수만 내쪽으로 복류하는 흐름이 형성된다. 발전소 인근 해역에서는 외해에서 유입된 흐름이 원산도를 중심으로 서쪽과 남쪽 방향에서 유입되는 흐름이 합류하면서 복류하는 흐름 양상이 나타난다. 창조류 최강류시의 연직적인 유속변화 양상이 표층과 저층중에서 저층에서 작게 나타나고 있는 것을 알수 있다.

Fig. 3.22 ~ Fig. 3.24는 대조기 낙조류 최강류시의 계산결과로서, 주 흐름은 창조류 최강류시와 반대 방향으로 나타났으며, 표층과 저층의 연직적인 유속 변화 양상은 비슷하게 나타났다.

이런 결과를 고찰해 볼 때, 전체적인 해수유동 계산결과는 천수만 및 발전소 인근의 흐름 특성을 잘 재현하고 있음을 보여준다.

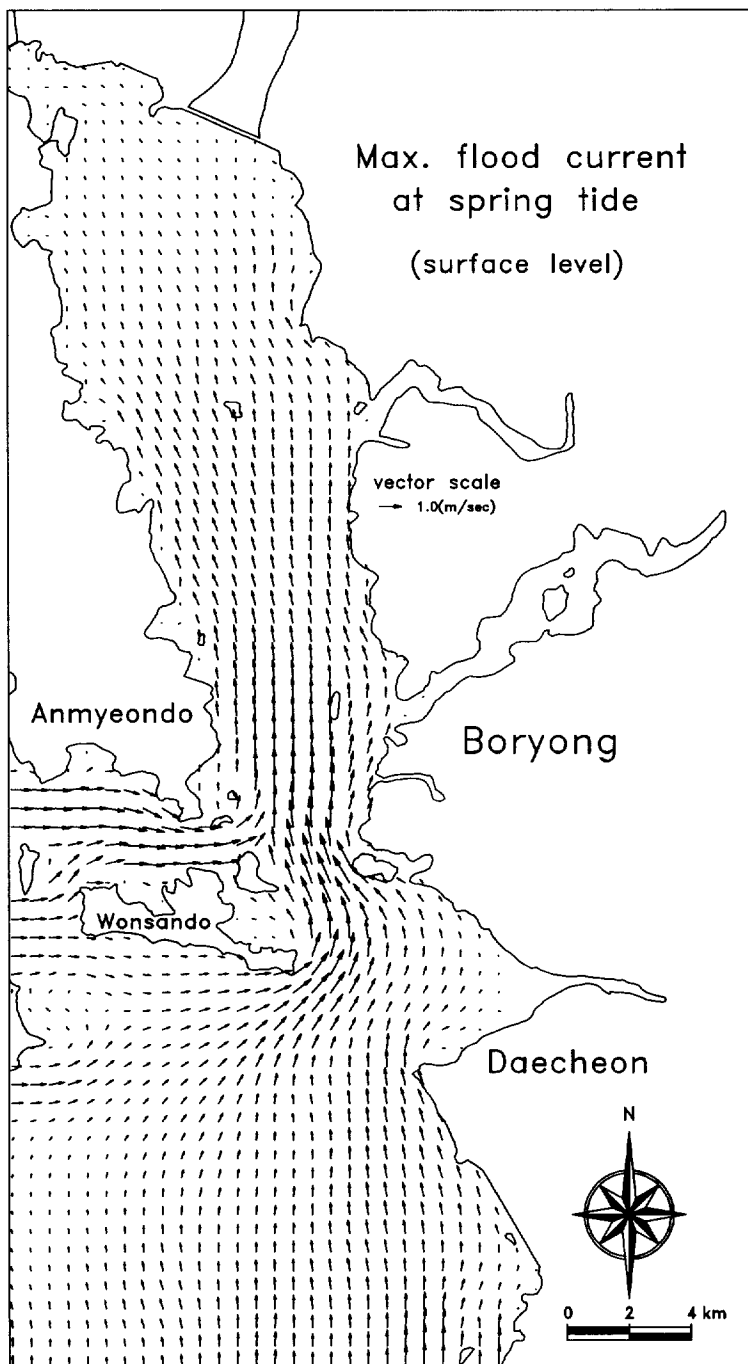


Fig. 3.19 Vector diagram of surface level
at flood current.

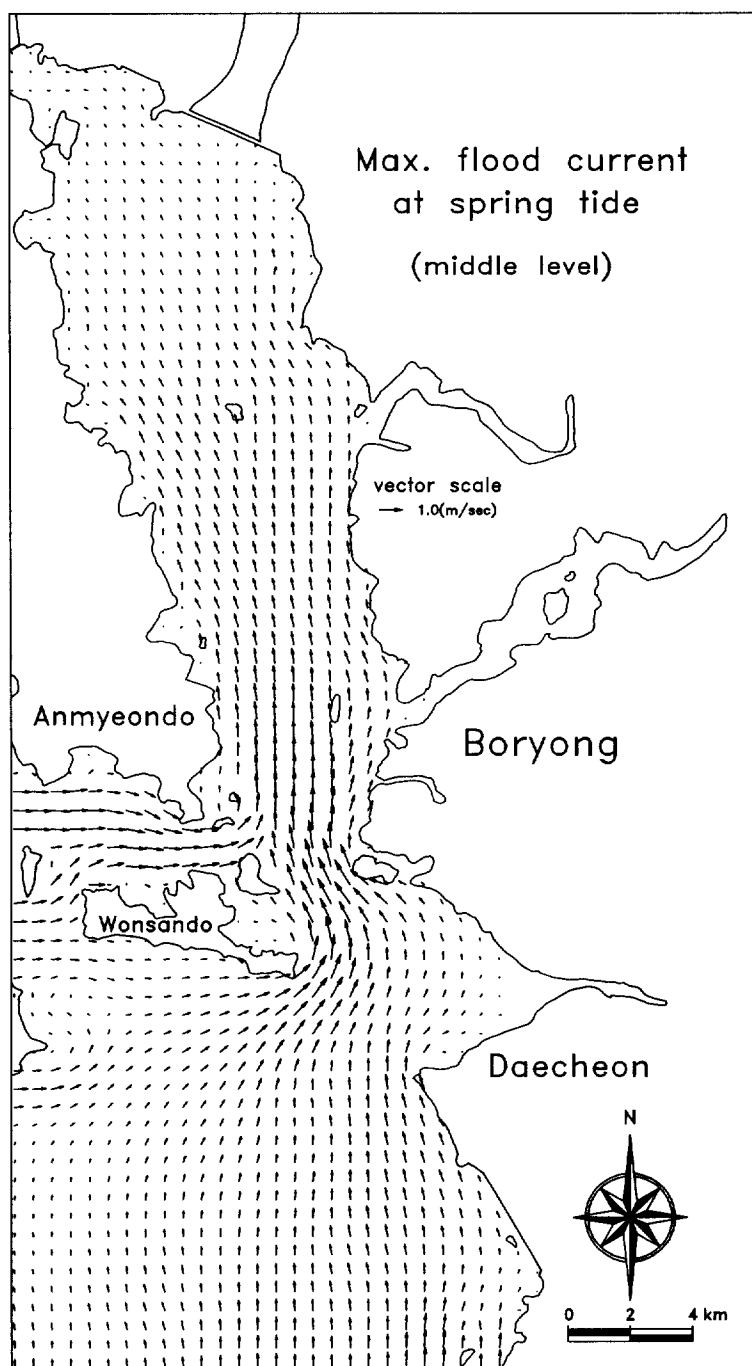


Fig. 3.20 Vector diagram of middle level
at flood current.

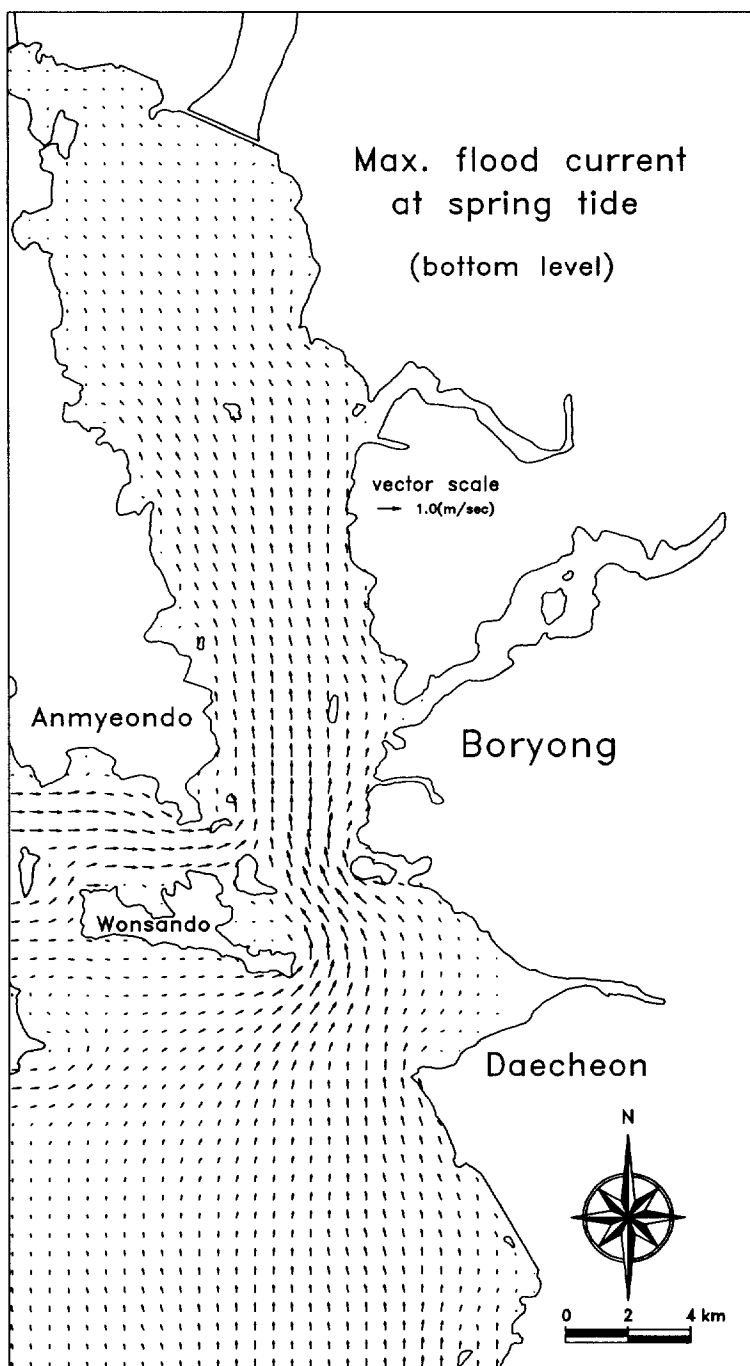


Fig. 3.21 Vector diagram of bottom level
at flood current.

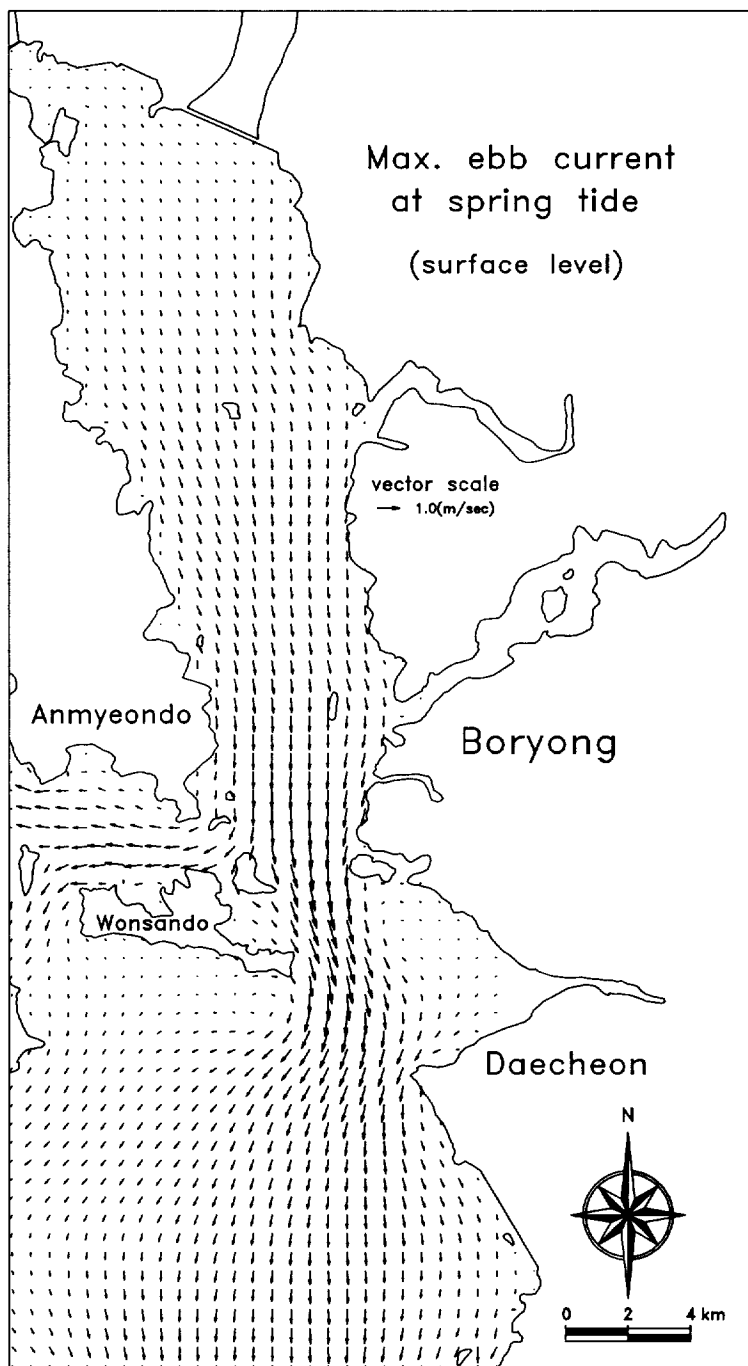


Fig. 3.22 Vector diagram of surface level
at ebb current.

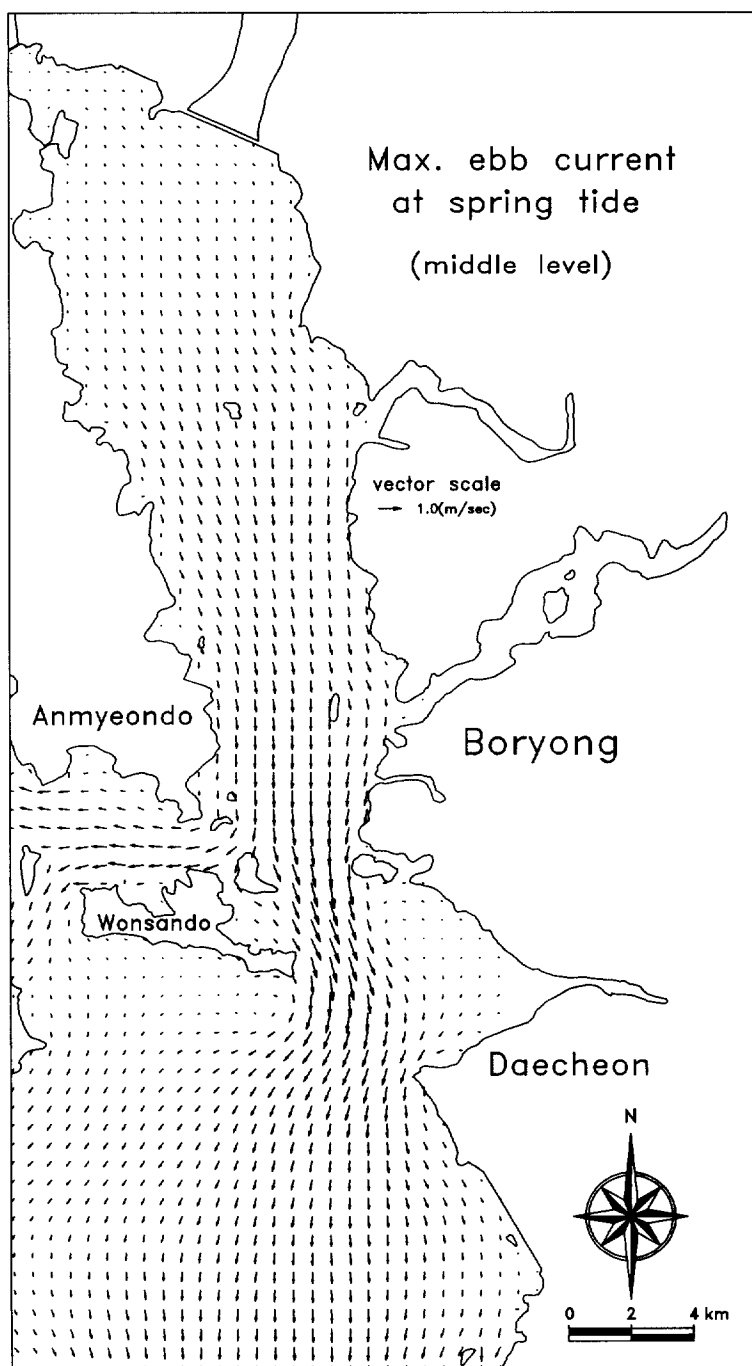


Fig. 3.23 Vector diagram of middle level
at ebb current.

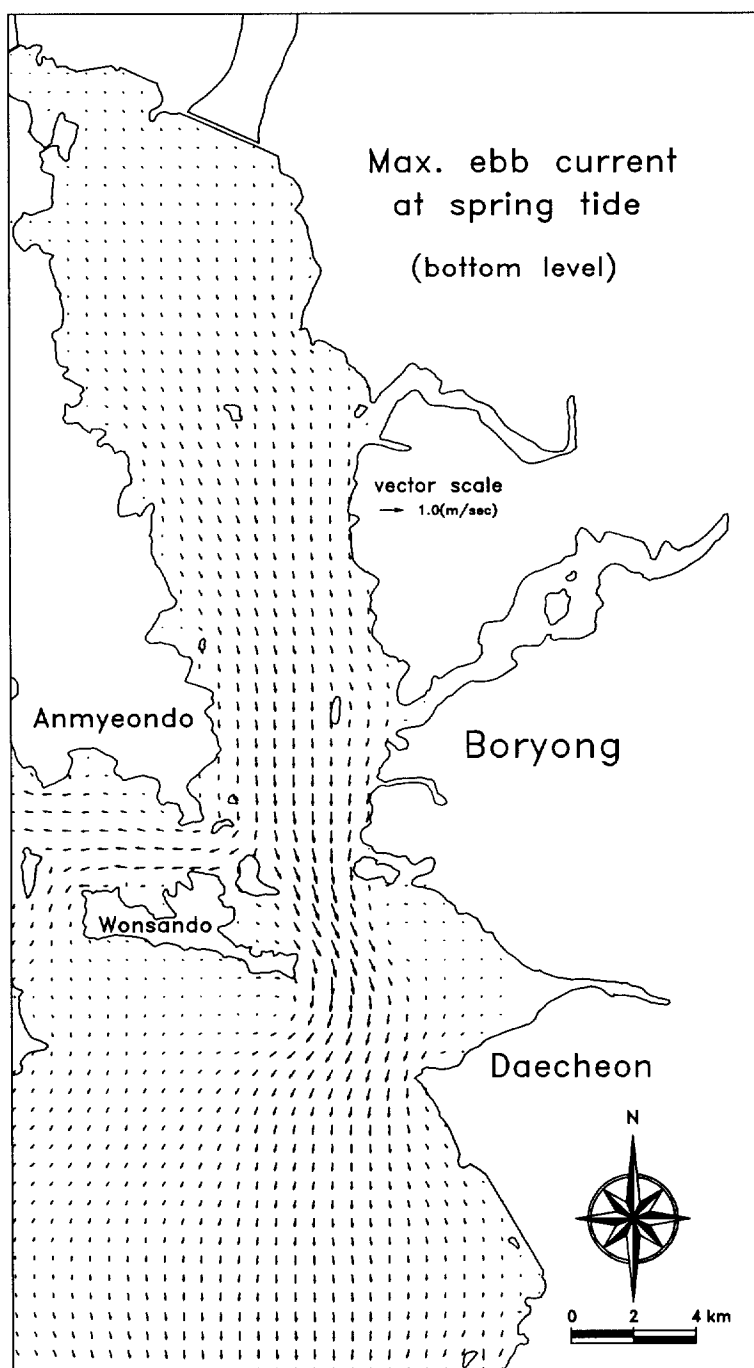


Fig. 3.24 Vector diagram of bottom level
at ebb current.

4. 온배수 확산 특성

앞 절에서 실시된 해수유동 모델을 이용하여 발전소에서 방류되는 온배수의 확산 범위에 대한 계산을 수행하였다.

본 연구에서는 발전소의 방류 시스템에 따른 온배수 확산 양상을 살펴보기 위하여, 기존의 방류구에서 방류되는 온배수(Case 1)의 확산 범위를 예측한 후, 기존 방류구에서 서쪽으로 1.0 km 떨어진 곳에서 온배수를 방류할 경우(Case 2)와 이중 방류관에서 온배수를 방류할 경우(Case 3)의 온배수 확산 범위를 예측하여 방류 지점에 따른 온배수의 확산 특성을 분석하였다.

4.1 계산 조건 및 방법

온배수의 확산 양상을 해석하기 위하여 천수만을 포함하는 해역에 대하여 계산영역을 설정하여 계산을 수행하였다. 계산영역 및 격자간격은 해수유동과 동일하며, 연직방향의 격자분할도 6개층으로 해수유동과 동일하게 등분하였다.

발전소에서 방류되는 온배수량을 입력값으로 하여 계산하였으며, 1983년부터 2002년간 20년 동안의 보령기상 관측소 기상자료를 이용하여 해양대기 및 열교환의 평형수온(T_e) 및 열교환계수의 7월(하계) 평균값을 계산하여 사용하였으며, Table 4.1에 각각의 값을 나타내었다.

Table 4.1 Equilibrium water temperature and coefficient of heat exchange

Section	Equilibrium water temp. (°C)	Temperature exchange coeff.(W/m ² /°C)
Summer (July)	26.9	2.094E-05

방류 시스템에 따른 입력조건은 Table 4.2에 나타내었으며, 입력 조건인 배수량, 상승수온 등은 한국중부발전(2004)의 자료를 참조하였다.

발전소의 배수 설계 온도차는 6.4℃이며, 표층 방류방식을 취하고 있다. 하지만 본 모델에서는 기존의 취수구 및 방류구 주변에서의 관측 결과를 근거로 하여 설계온도를 7.0℃로 설정하였으며, 배수 방식은 전층에서 동일하게 동시에 배수되도록 하였다.

계산시간은 대·소조기를 포함하는 18일간으로 설정하였으며, 계산 시간동안 계속 배수가 되는 것으로 하였다. 계산에 있어 초기조건으로 염분은 35.0 ‰로 하였다.

Table 4.2 Computational conditions and method

Section	Displacement (m ³ /sec)	Rising temp. (ΔT)	No. of drainage pipe	Drainage method
Case 1	156.0	+ 7.0℃	1 EA	coastal line
Case 2	156.0	+ 7.0℃	1 EA	1.0 km from coastal line
Case 3	156.0	+ 7.0℃	2 EA	1.0 km from coastal line

* 자료 : 보령복합화력발전소 기동으로 인한 주변해역의 해양영향조사 보고서, 2004, (주)한국중부발전

4.2 실험결과

4.2.1 연안 방류방식의 확산(Case 1)

연안에서 방류되는 온배수의 확산 범위를 예측하였으며, Fig. 4.1~Fig. 4.3에 연안에서의 온배수 확산 실험결과를 나타내었다.

표층에서의 방류 수온의 확산 범위가 가장 넓게 나타났으며, 수심이 깊어질수록 확산 범위가 크게 축소되어 나타났다. 전반적으로

창조시에는 천수만 내측의 북쪽 방향으로 확산되어 분포하며, 낙조시에는 대천항의 남쪽 방향으로 확산되어 나타났다.

발전소 온배수 방류지점(Source point)으로부터의 표층에서 수온 상승량 0.5°C 의 최대 확산은 북쪽으로 약 10.0 km, 남쪽으로 약 13.0 km 정도까지 나타났으며, 서쪽 해역으로는 약 6.0 km 에 걸쳐 분포하여 나타났다.

4.2.2 외해 방류방식의 확산(Case 2)

연안으로부터 서쪽으로 1.0 km 떨어진 곳에서 방류되는 온배수의 확산 범위를 예측하였으며, Fig. 4.4~Fig. 4.6에 온배수 확산 실험결과를 나타내었다.

온배수의 확산 양상은 연안 방류방식의 확산 양상의 비슷하게 나타났다. 전반적으로 외해 방류방식은 조류의 영향을 많이 받아 동-서방향의 확산보다는 남-북방향의 확산이 크게 나타났으며, 외해 방류방식의 확산 범위가 연안 방류방식의 확산 범위보다 작은 것을 알 수 있다.

층별 확산 범위는 연안에서의 방류되는 경우와는 달리 층별간 확산 범위가 크게 감소하여 나타나지 않았다. 수온 상승량 0.5°C 를 기준으로 표층과 저층의 확산 범위는 북쪽으로 약 2.0 km, 남쪽으로 약 1.0 km 정도의 차이로 나타났다. 이는 연안 방류방식(Case 1)와 크게 다른 확산 양상을 보여준다.

발전소 온배수 방류지점(Source point)으로부터의 표층에서 수온 상승량 0.5°C 의 최대 확산은 북쪽으로 약 10.0 km, 남쪽으로 약 8.6 km 정도까지 나타났으며, 서쪽 해역으로는 약 2.6 km 에 걸쳐 분포하여 나타났다.

4.2.3 이중 방류관 방식의 확산(Case 3)

남북으로 각각 1.0 km 떨어진 두개의 방류관에서 방류되는 온배

수의 확산 범위를 예측하였으며, Fig. 4.7~Fig. 4.9에 온배수 확산 실험결과를 나타내었다.

온배수의 확산 양상은 외해 방류방식(case 2)와 거의 유사하게 나타났으며, 2℃ 이상의 수온변화 범위가 조금 더 크게 형성되었으나, 전반적으로 수온 변화의 넓이는 외해 방류방식(case 2)보다 조금 작게 나타났다. 또한 층별간 온배수 확산 양상도 외해 방류방식(case 2)와 거의 유사하게 나타났다.

발전소 온배수 방류지점(Source point)으로부터의 표층에서 수온 상승량 0.5℃의 최대 확산은 북쪽으로 약 9.0 km, 남쪽으로 약 7.4 km 정도까지 나타났으며, 서쪽 해역으로는 약 2.4 km 에 걸쳐 분포하여 나타났다.

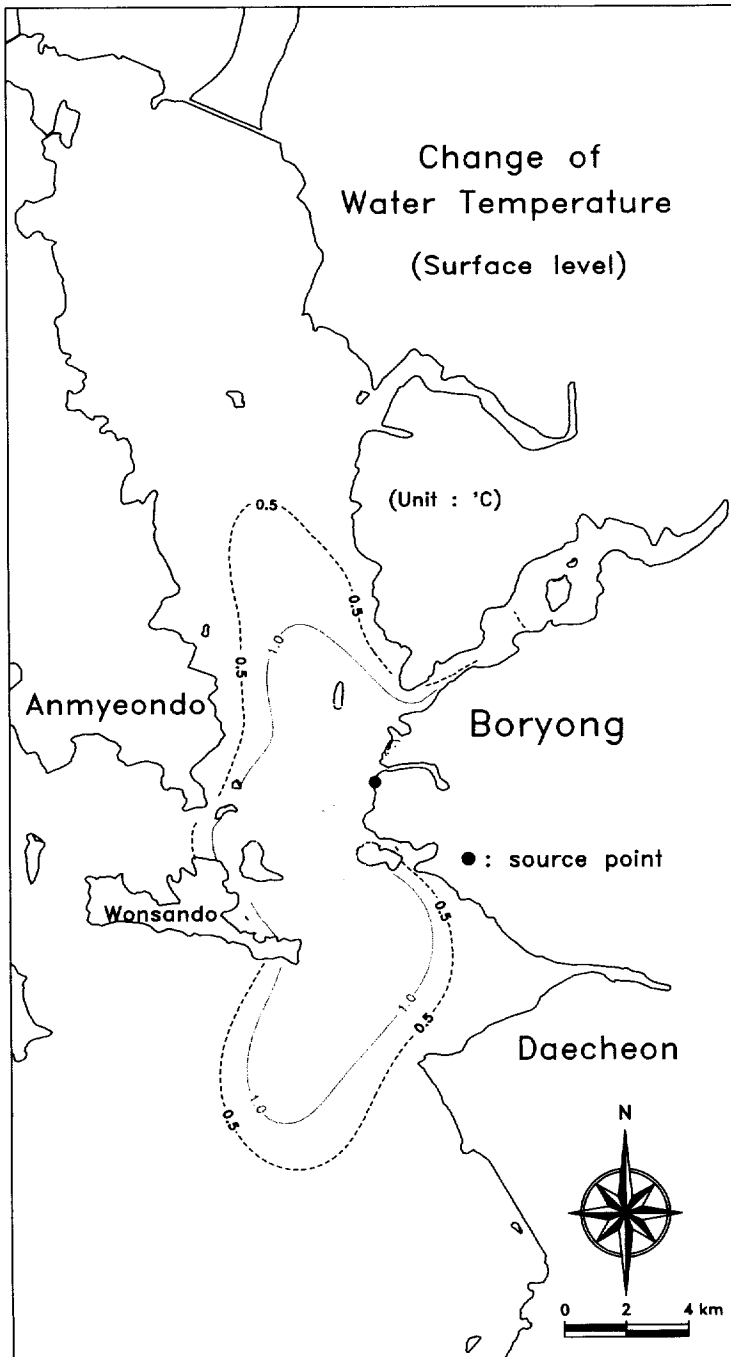


Fig. 4.1 Change of water temperature on surface level(Case 1).

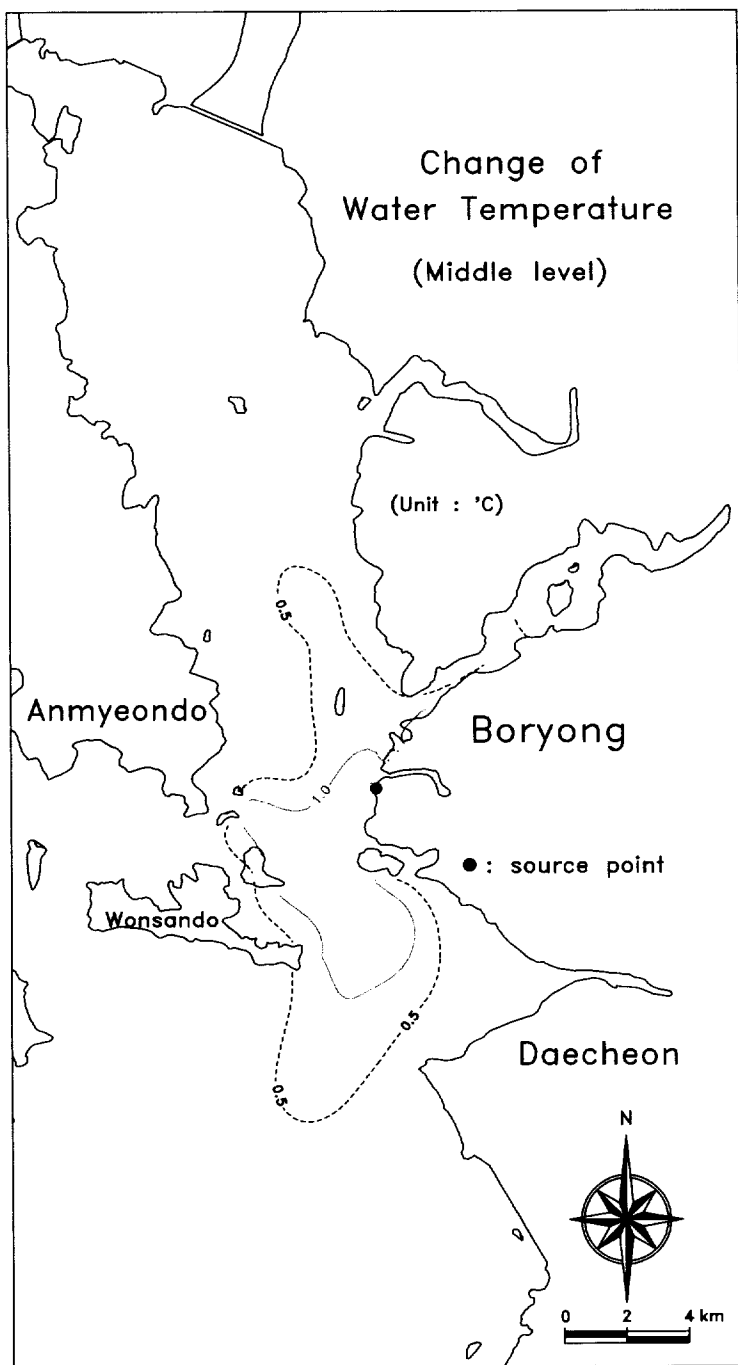


Fig. 4.2 Change of water temperature on middle level(Case 1).

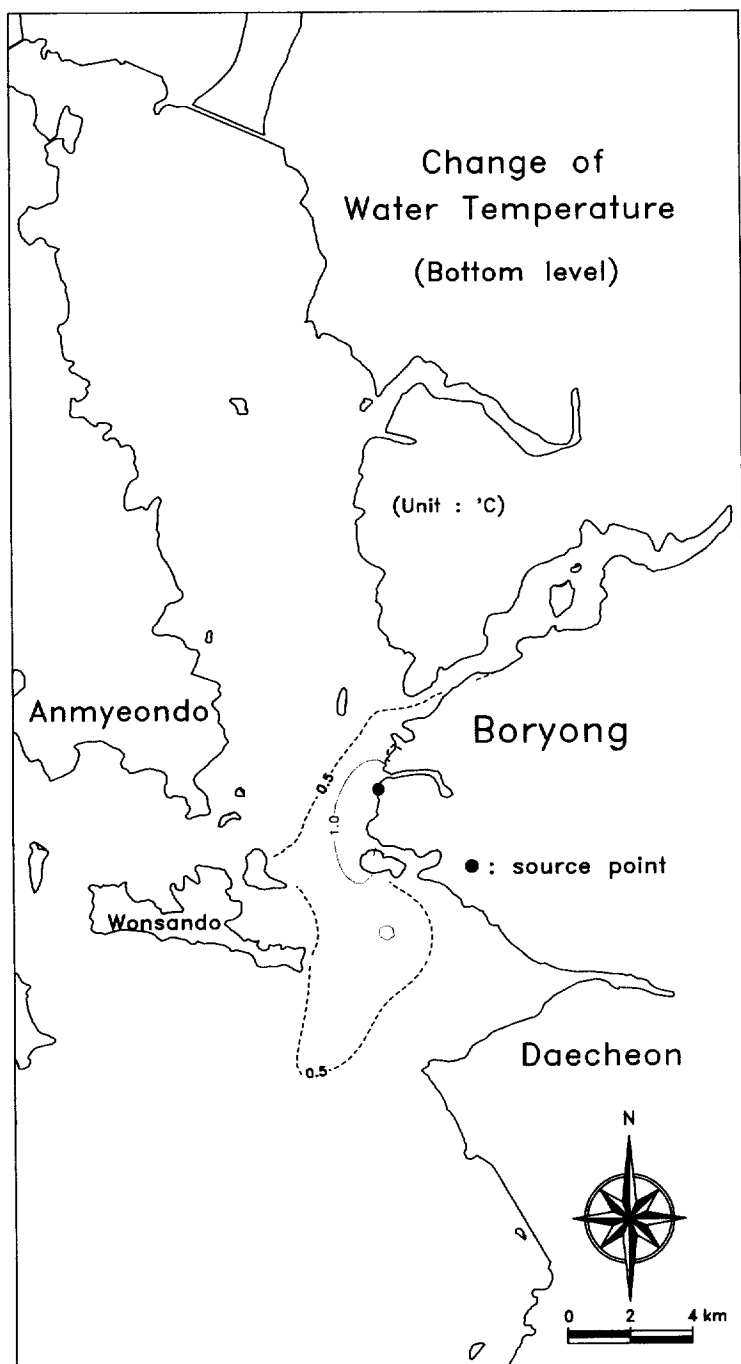


Fig. 4.3 Change of water temperature on
bottom level(Case 1).

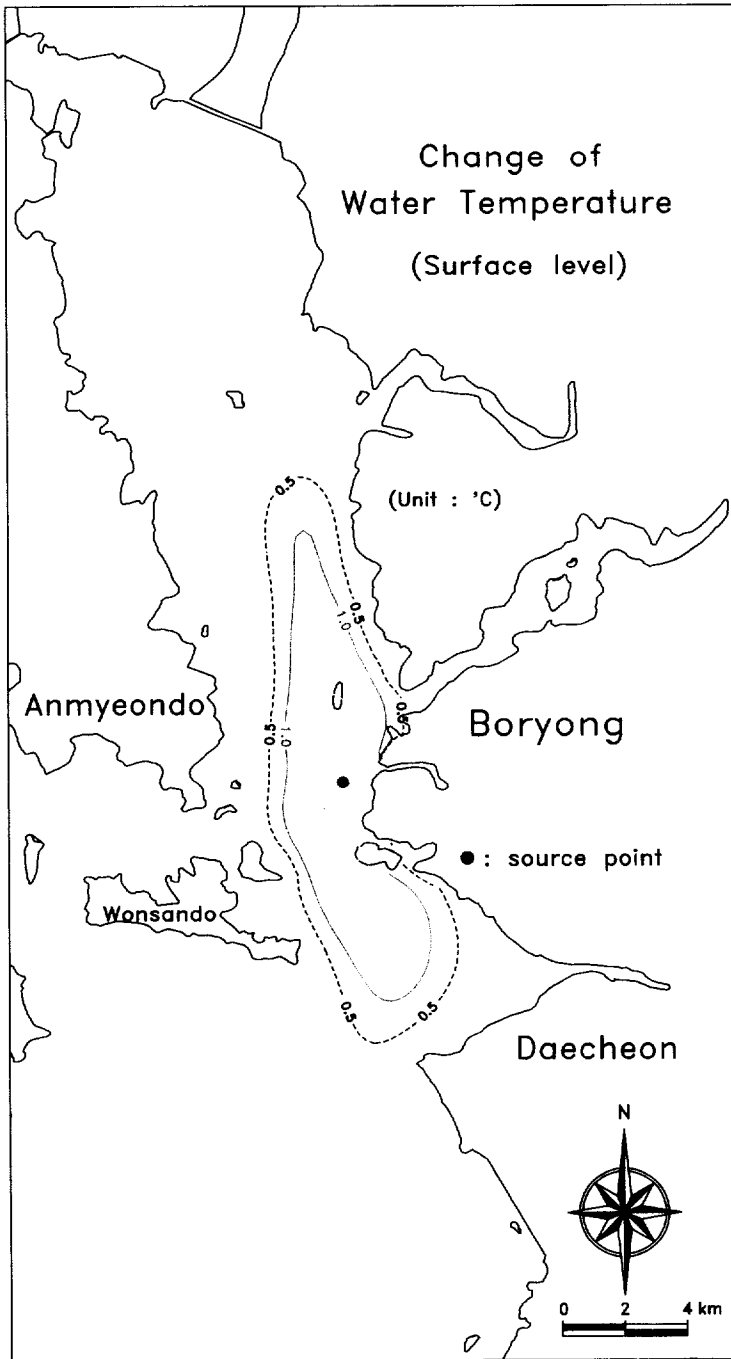


Fig. 4.4 Change of water temperature on surface level(Case 2).

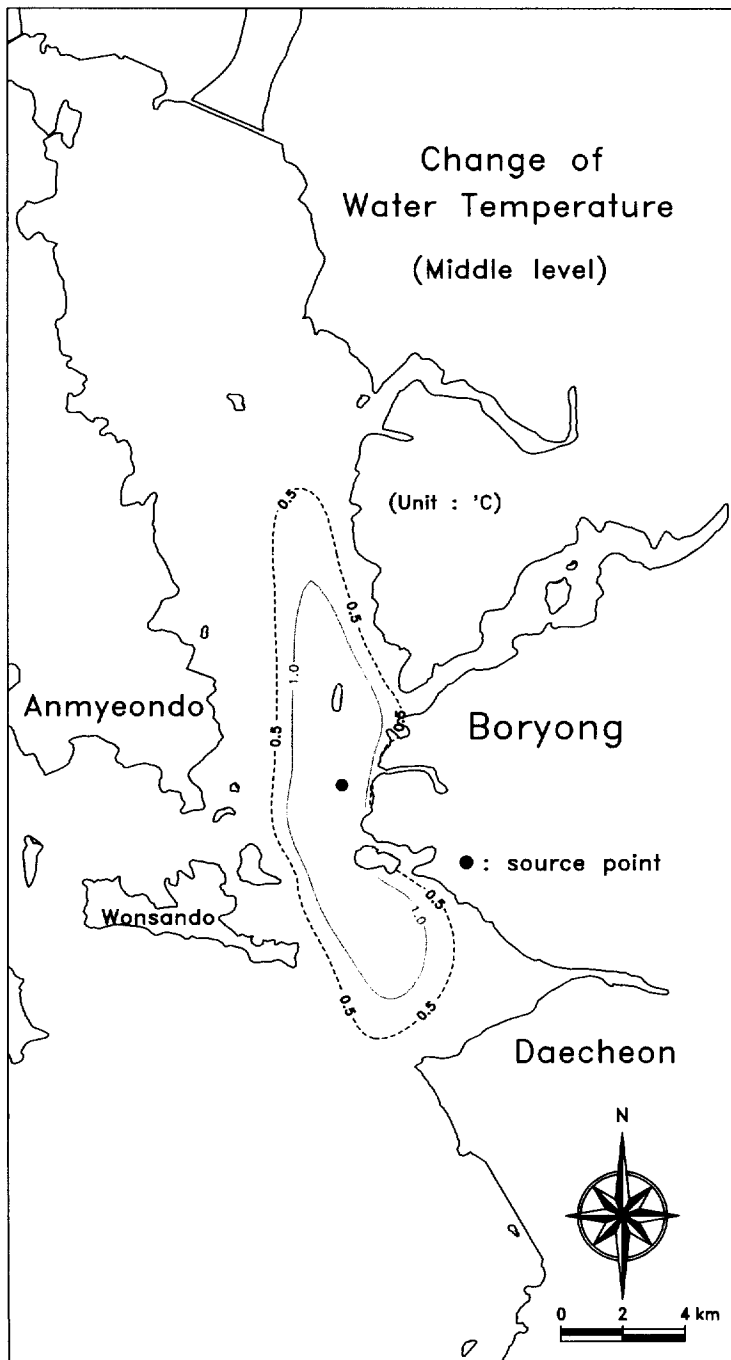


Fig. 4.5 Change of water temperature on middle level(Case 2).

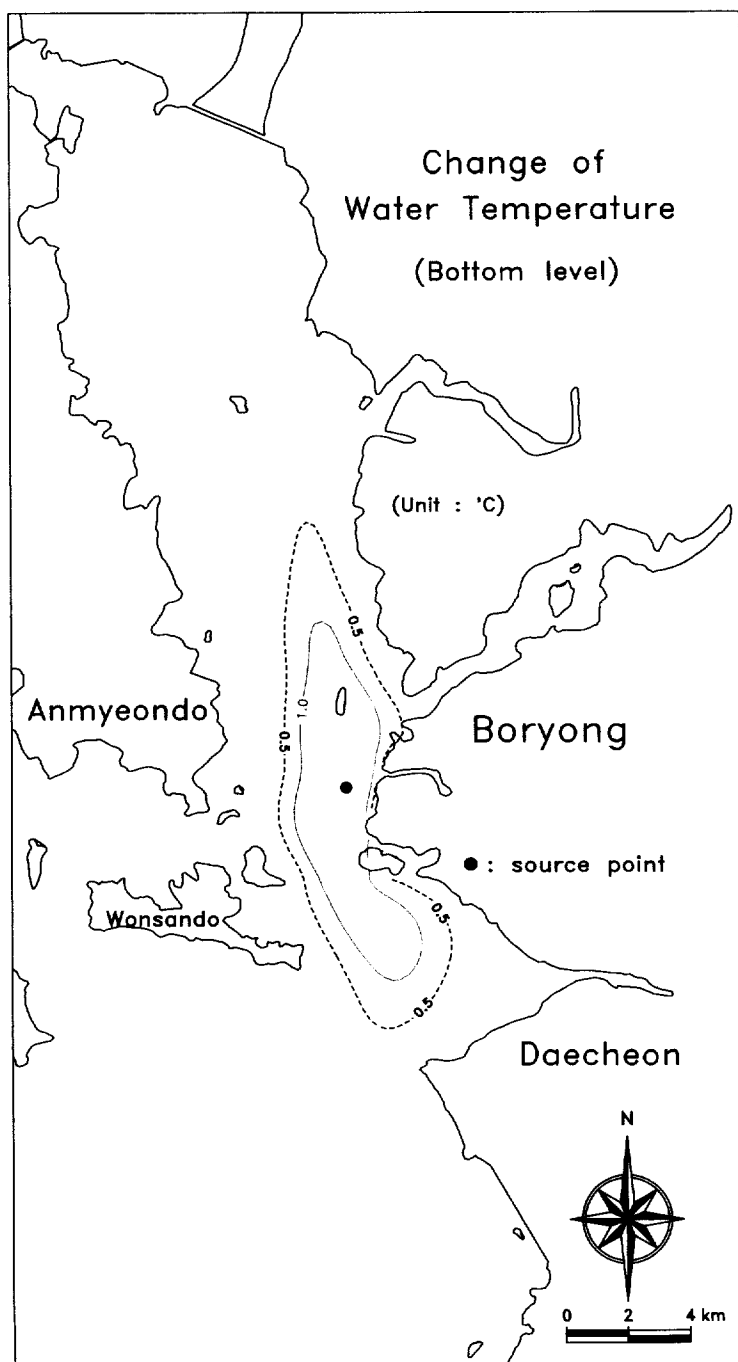


Fig. 4.6 Change of water temperature on
bottom level(Case 2).

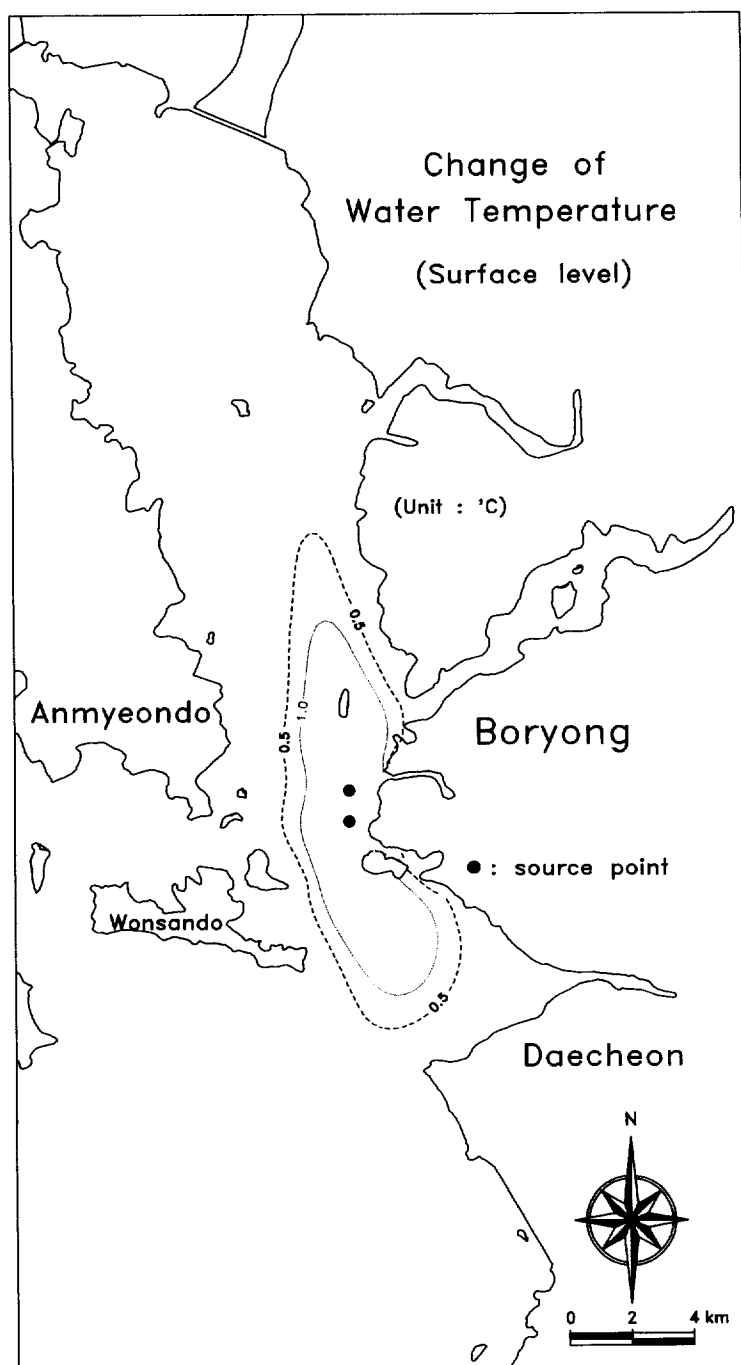


Fig. 4.7 Change of water temperature on surface level(Case 3).

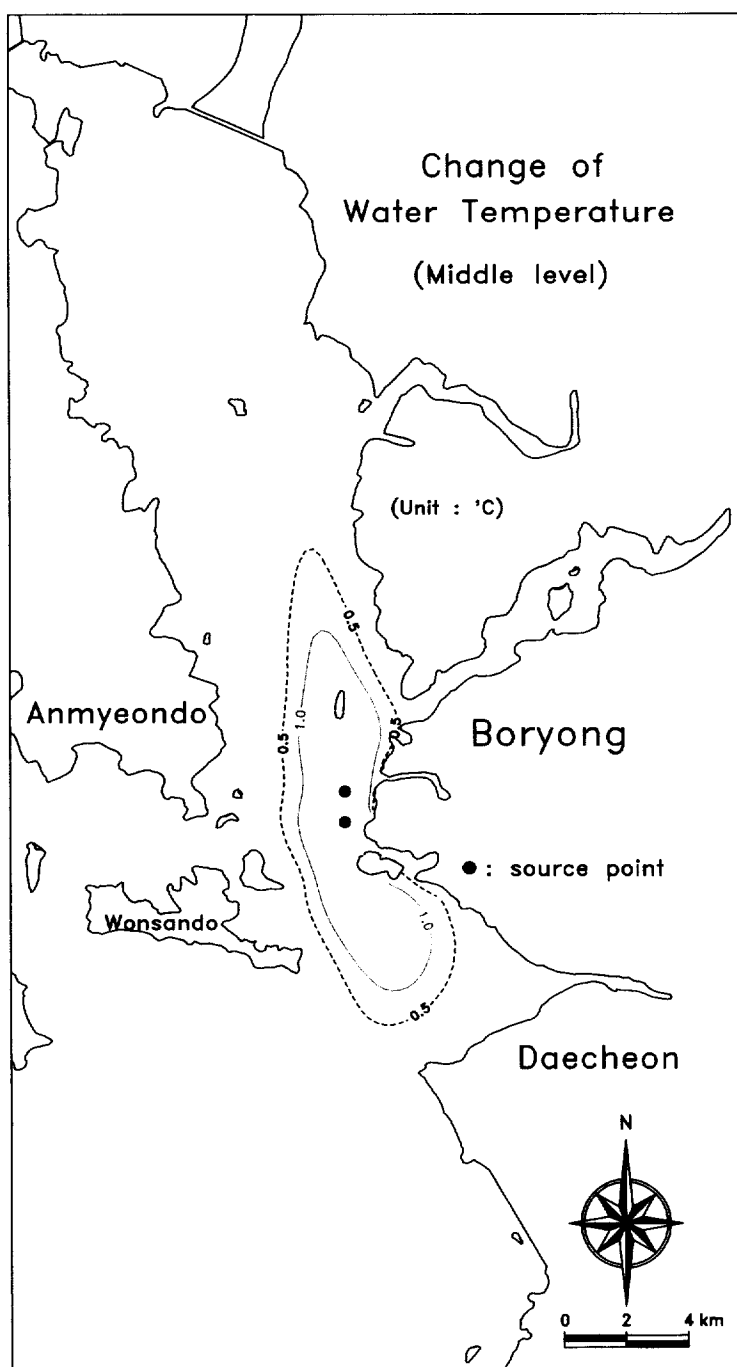


Fig. 4.8 Change of water temperature on middle level(Case 3).

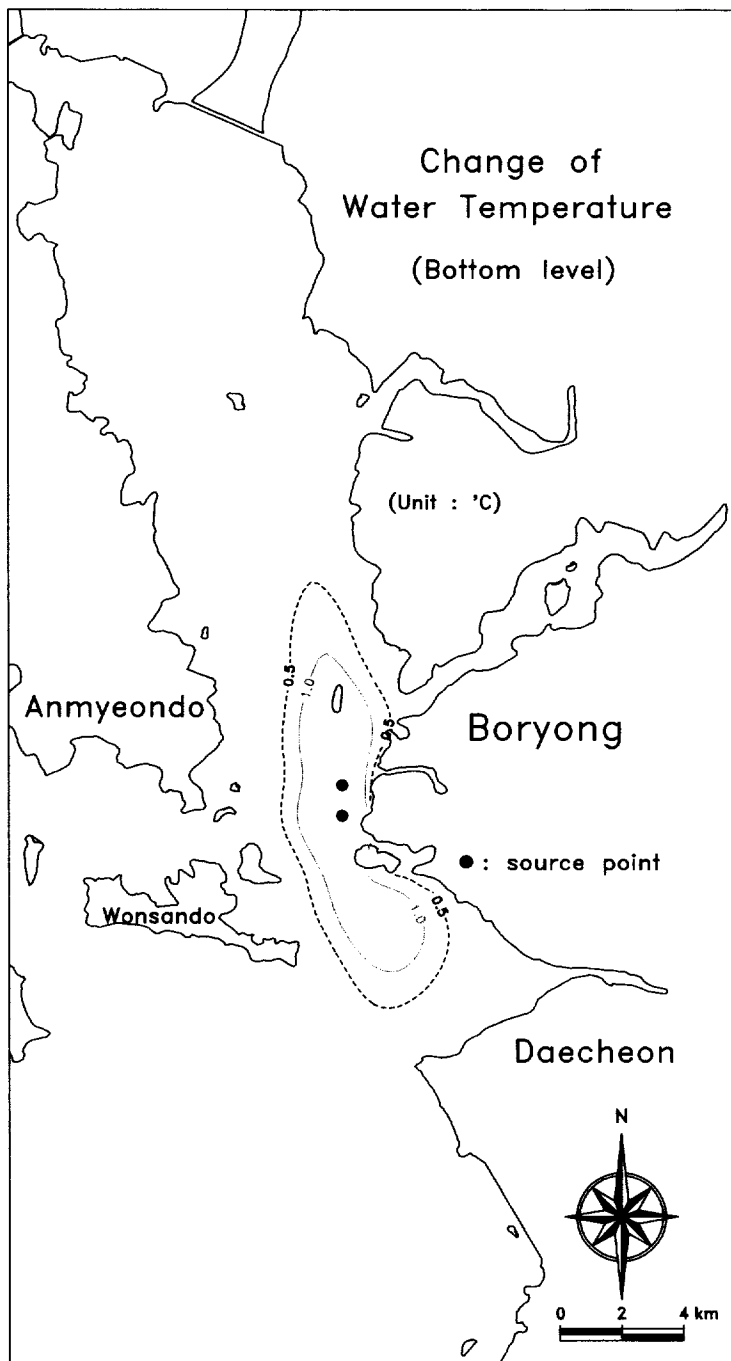


Fig. 4.9 Change of water temperature on bottom level(Case 3).

4.3 결과분석

온배수에 의한 수온의 연직변화를 관찰하기 위하여 동서단면(A-A', B-B')과 남북단면(C-C')을 정하여 온도의 변화를 살펴 보았다. 동서단면의 경우 온배수 방류지점으로부터 남쪽과 북쪽으로 각각 약 1.0 km 떨어진 곳에서의 연직단면을 선정하여 온배수 방류위치에 따른 수온의 연직변화를 파악하였다(Fig. 4.10 참조).

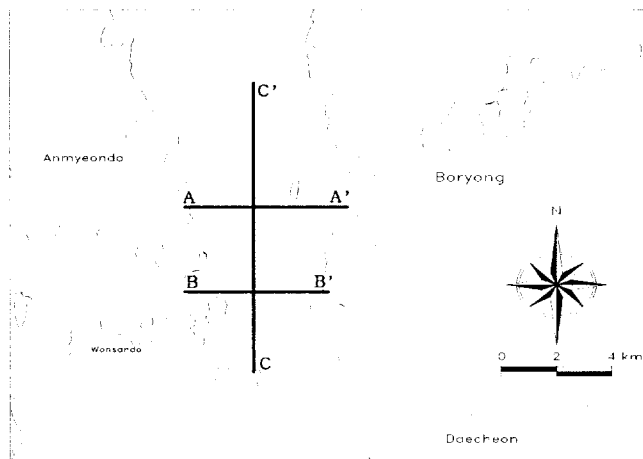


Fig. 4.10 Comparing lines.

4.3.1 동서단면의 온도 수직 분포

연안 방류방식(Case 1)과 외해 방류방식(Case 2) 및 이중 방류관 방식(Case 3)의 동서단면 수온 분포를 Fig. 4.11 ~ Fig. 4.16에 각 실험별로 나타내었다.

연안 방류방식(Case 1)은 북쪽의 동서단면(A-A')에서의 수온 연직 분포가 연안에서 가까울수록 수온이 높아져 연안에서의 층별 온도차는 약 1 °C 정도로 나타났으나, 안면도 인근 해역의 층별 온도차는 거의 미미한 것으로 나타나는 것을 알 수 있다. 그러나, 외해 방류방식(Case 2) 및 이중 방류관 방식(Case 3)의 경우 연안 방류방식과 달리 수온의 연직 분포는 온배수 방류지점에 가까

울수록 수온이 높아졌으며, 온배수 방류 지점에서는 저층의 온도가 약 22.0 ℃ 정도로 높아지는 것을 알 수 있다. 이는 방류지점의 수심 및 강한 조류의 영향으로 인하여 표층과 저층의 연직 혼합이 활발하게 일어나기 때문인 것으로 판단된다. 그러나, 온배수 방류 지점을 제외한 연안 및 안면도 인근에 가까울수록 층별 수온차는 급격히 줄어드는 것을 알 수 있다.

연안 방류방식(Case 1)의 남쪽의 동서단면(B-B') 연직 수온 분포는 북쪽(A-A')보다 더 복잡한 양상으로 나타났다. 연안에서의 표층과 저층의 온도는 약 3 ℃ 이상 차이가 났으며, 원산도 인근 해역에서의 온도차는 약 2 ℃ 정도로 나타났다. 외해 방류방식(Case 2) 및 이중 방류관 방식(Case 3)에서의 연직 수온 분포는 앞서 북쪽의 동서단면(A-A')의 분포와 유사한 경향을 나타내었다. 보령 전면 해역에으로 갈수록 층별 수온차는 일정하게 유지되는 것으로 나타났으며, 원산도 인근 해역에서의 층별 유속차는 거의 없는 것으로 나타났다.

4.3.2 남북단면의 온도 수직 분포

연안 방류방식(Case 1)과 외해 방류방식(Case 2) 및 이중 방류관 방식(Case 3)의 남북 단면 수온 분포를 Fig. 4.17 ~ Fig. 4.19에 각 실험별로 나타내었다.

연안 방류방식(Case 1)에 의한 남북단면(C-C')의 층별 온도 변화는 다소 복잡한 양상으로 나타났다. 남쪽의 표층과 저층의 수온은 약 4 ℃ 정도 차이가 나는 것으로 나타났으나, 북쪽에서의 수온차는 1 ℃ 이내인 것으로 나타났다. 연안 방류방식(Case 1)으로 방류된 온배수는 강한 조류와 지형의 영향으로 남쪽에서는 북쪽과 달리 층별간 혼합기작이 활발하게 일어나는 것을 알 수 있다. 외해 방류방식(Case 2) 및 이중 방류관 방식(Case 3)의 경우, 남북단면(C-C')의 남쪽 층별 수온은 거의 변화가 없는 것으로 나타

났으며, 북쪽으로 갈수록 표층과 저층의 온도차가 발생하기 시작하며 최대 온도차는 1 ℃ 이내인 것으로 나타났다. 또한 외해 방류 방식(Case 2)이 이중 방류관 방식(Case 3) 보다 층별간 혼합기 작이 조금 더 큰 것으로 나타났다.

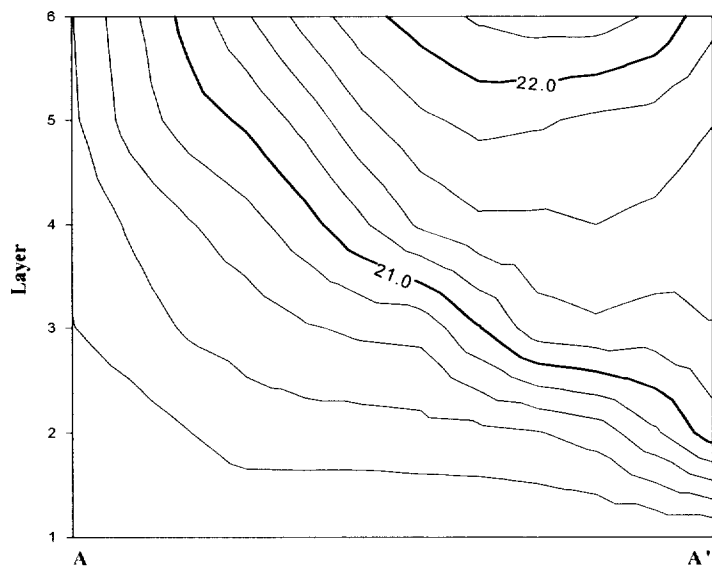


Fig. 4.11 Water temperature distribution of
Case 1 (A-A').

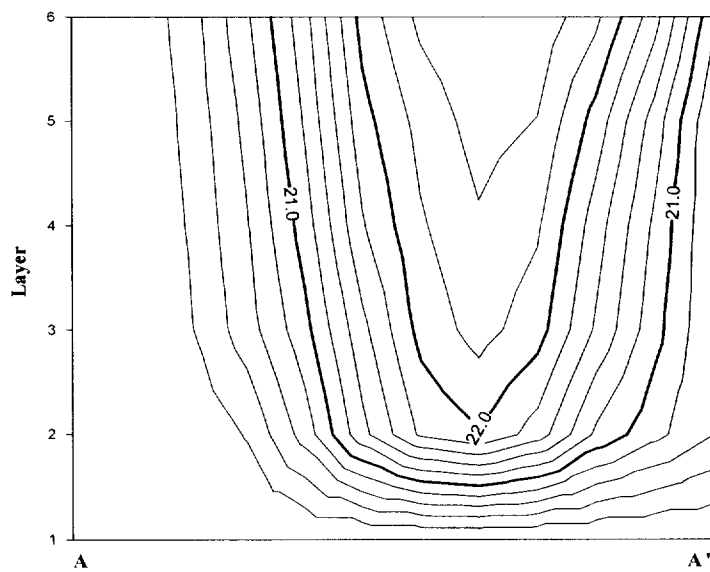


Fig. 4.12 Water temperature distribution of
Case 2 (A-A').

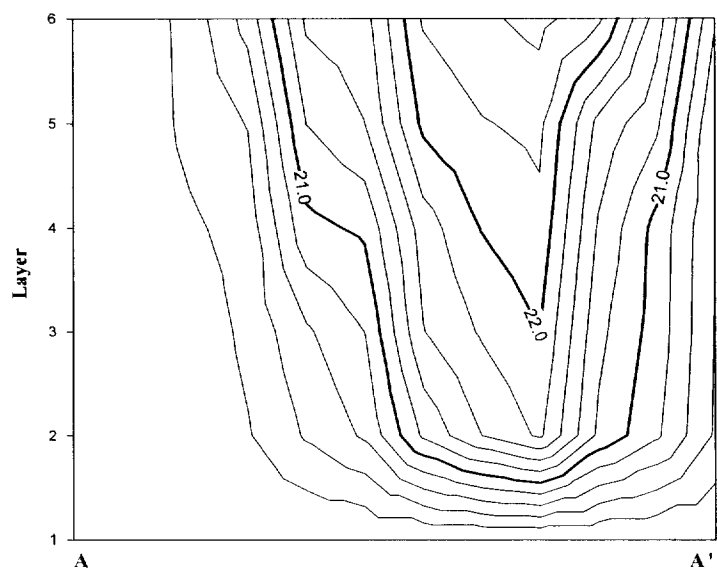


Fig. 4.13 Water temperature distribution of
Case 3(A-A').

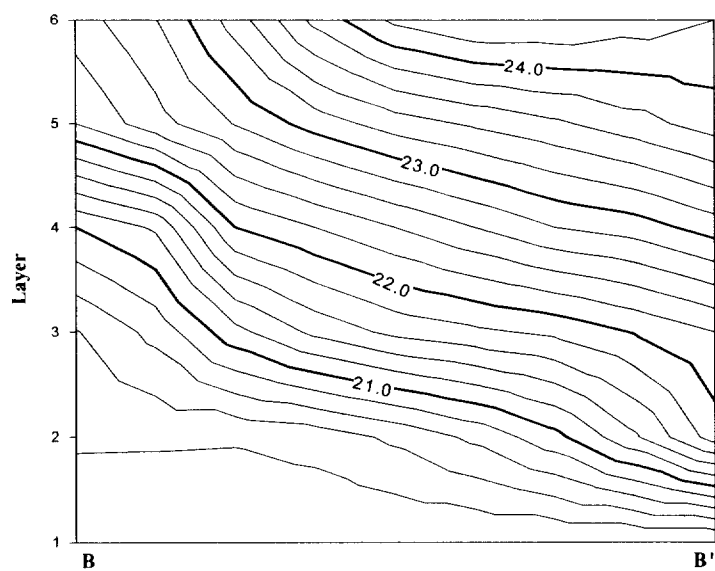


Fig. 4.14 Water temperature distribution of
Case 1(B-B').

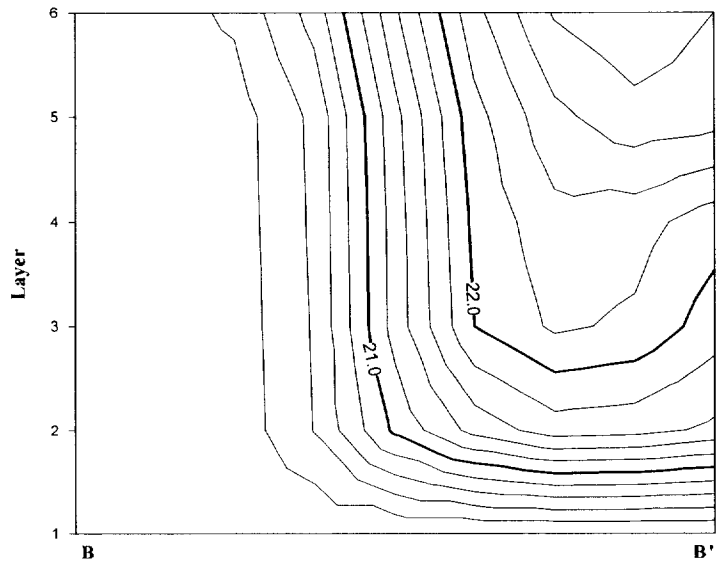


Fig. 4.15 Water temperature distribution of
Case 2(B-B').

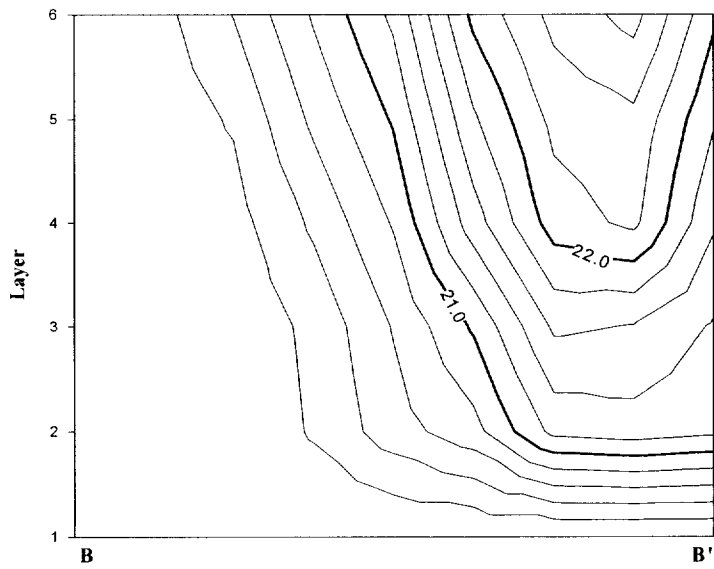


Fig. 4.16 Water temperature distribution of
Case 3(B-B').

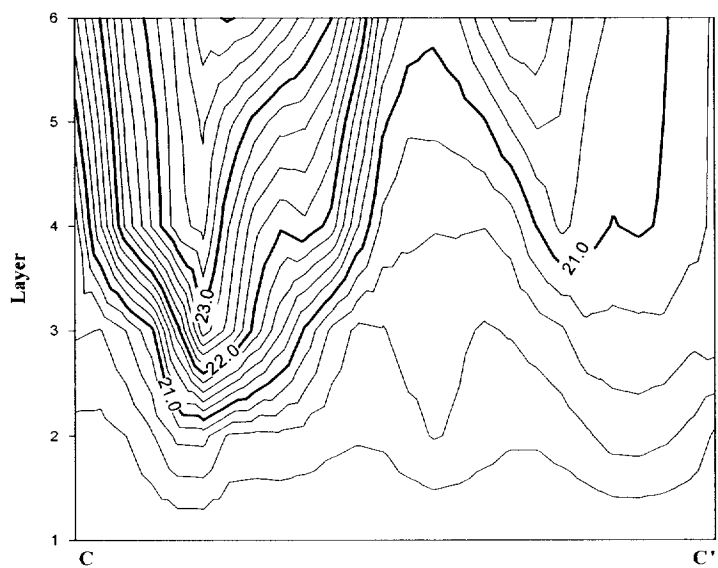


Fig. 4.17 Water temperature distribution of
Case 1 (C-C').

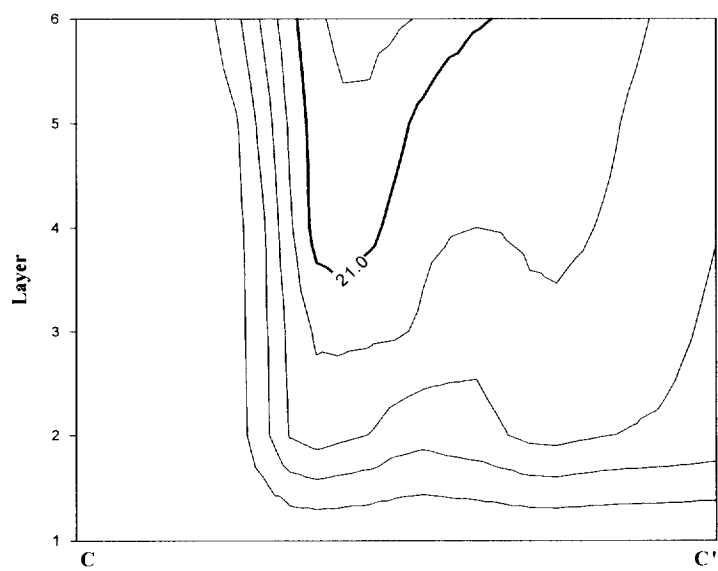


Fig. 4.18 Water temperature distribution of
Case 2 (C-C').

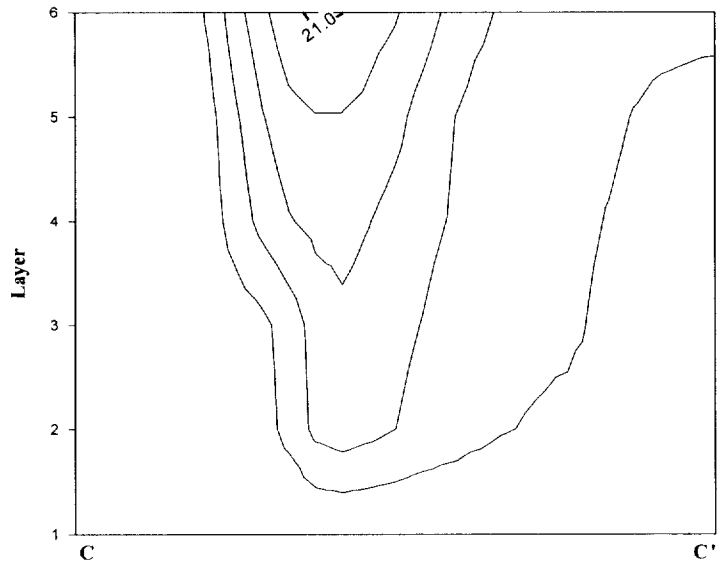


Fig. 4.19 Water temperature distribution of
Case 3(C-C').

4.3.3 온배수 확산 범위

온배수의 방류 위치에 따른 온배수의 확산 범위를 파악하기 위하여 각 방향별 수온 변화 범위를 Table 4.3에 나타내었으며, 온배수 방류 위치에 따른 온도변화 면적비를 파악하기 위하여 Table 4.4에 층별 온도변화 면적을 각각 나타내었다.

$0.5\text{ }^{\circ}\text{C} \leq T < 1.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 인 경우의 온도변화가 발생하는 면적은 연안 방류방식(Case 1)가 외해 방류방식(Case 2) 및 이중 방류관 방식(Case 3)보다 전층에서 더 크게 나타났으며, $1.0\text{ }^{\circ}\text{C} \leq T < 2.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 인 경우는 표층과 중층에서는 연안 방류방식(Case 1)이 더 크게 나타났으나, 저층에서는 외해 방류방식(Case 2) 및 이중 방류관 방식(Case 3)이 더 크게 나타났다. 또한, $2.0\text{ }^{\circ}\text{C} \leq T < 3.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 인 경우는 표층에서는 연안 방류방식(Case 1)이 더 크게 나타났으며, 중층과 저층에서는 외해 방류방식(Case 2) 및 이중 방류관 방식(Case 3)이 더 큰 것으로 나타났다.

또한, 외해 방류방식(Case 2)과 이중 방류관 방식(Case 3)을 비교해보면, $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 의 온도변화가 발생하는 최대 거리는 외해 방류방식(Case 2)이 전반적으로 더 크게 나타났다.

Table 4.3 Distance of change on water temperature

(Unit : km)

Temperature		Case 1			Case 2			Case 3		
		North	South	West	North	South	West	North	South	West
0.5 $^{\circ}\text{C}$	surface	10.0	13.0	6.0	10.0	8.6	2.6	9.0	7.4	2.4
	middle	7.6	11.0	5.0	9.6	8.2	2.2	8.4	7.2	2.2
	bottom	2.6	9.6	3.8	8.6	8.0	2.0	7.2	7.0	2.0
1.0 $^{\circ}\text{C}$	surface	5.8	11.4	5.4	8.2	7.2	2.0	6.2	6.4	1.8
	middle	1.4	6.8	4.4	6.6	7.0	1.8	5.8	6.2	1.6
	bottom	1.0	2.2	3.0	5.4	6.4	1.6	4.8	5.8	1.4
3.0 $^{\circ}\text{C}$	surface	0.8	3.8	4.0	—	1.8	1.4	—	—	—
	middle	0.4	1.0	0.6	—	1.4	1.0	—	—	—
	bottom	—	0.8	0.4	—	—	—	—	—	—

Table 4.4 Area of change on water temperature

(Unit : km²)

Temperature		Case 1	Case 2	Case 3	Ratio 1*	Ratio 2*
0.5 °C ≤ T < 1.0 °C	surface	40.2	16.8	14.8	0.58	0.63
	middle	32.0	16.2	12.6	0.49	0.61
	bottom	27.4	14.8	11.2	0.46	0.60
1.0 °C ≤ T < 2.0 °C	surface	33.8	14.6	12.6	0.57	0.63
	middle	22.2	14.4	11.0	0.35	0.50
	bottom	5.8	13.2	9.0	-1.28	-0.55
2.0 °C ≤ T < 3.0 °C	surface	20.8	10.2	6.6	0.51	0.68
	middle	3.8	6.0	8.0	-0.58	-1.11
	bottom	1.2	5.0	4.4	-3.17	-2.67

* Ratio 1 = $\left(\frac{\text{Case1} - \text{Case2}}{\text{Case1}} \right)$ Ratio 2 = $\left(\frac{\text{Case1} - \text{Case3}}{\text{Case1}} \right)$

5. 온배수가 해양생태계에 미치는 영향

온배수가 생태계에 미칠 수 있는 주된 잠재적 효과는 장기적 또는 단기적으로 열 및 물리화학적 압박의 영향을 받게 된다. 온배수가 해양생태계에 미치는 악영향은 몇 가지로 분류해 보면, 첫째 해양생물의 대사활동에 미치는 영향, 둘째 해수의 산소용해도 감소에 따른 영향, 셋째 대용량의 냉각수 취·배수 과정에서 발생하는 생물에 대한 물리적 손상, 넷째 부착생물 방제처리와 관련된 중금속 및 화학물질의 용출 및 확산 등이 있을 수 있다.

환경의 온도변화는 모든 생물과정에 있어서 가장 중요한 요인의 하나로 온배수의 배출은 주변해역의 해양생물군집과 생태계의 변화를 초래할 수 있다. 이러한 점과 관련하여 Hall 등(1978)은 생물의 물리적, 화학적, 생리적, 행동적 변화들이 결합해서 수계 내에서 1차 및 2차 생산량, 군집호흡, 종조성, 생물량 및 영양염 동태 등을 변화시킴으로써 전체 생태계에 영향을 미치는 것으로 보고한 바 있다.

대부분의 수생생물은 30 ℃ ~ 35 ℃의 온도범위 내에서 장기간 노출될 경우 치사를 일으킬 수 있는 것으로 알려져 있다. 이동능력이 있는 생물은 수온이 아주 높지 않을 경우에 온배수를 피할 수 있으나 저서생물군집은 직접 온배수의 영향을 받게 된다. 또한 겨울철에는 발전소의 온배수 주위로 생물체들이 모여 생활하는 것이 보통이며 이러한 조건에서 발전소의 가동을 급격히 중단하면 많은 생물이 해수의 급냉으로 충격(cold shock)을 받게 될 수도 있다.

본 연구에서는 앞서 수행한 온배수 확산 실험결과를 토대로, 방류 시스템에 따라 달리 방류된 온배수가 주변해수와 혼합하면서 자연 해수온도가 상승하는 온도의 범위에서 해양생태계 미치는 영향에 대하여 검토·분석하였다.

5.1 식물플랑크톤

자연에서 조류는 한 대연안의 -40°C 에서 온천의 75°C 에 걸친 넓은 범위에 분포한다. 그러나 대부분은 조류의 최적생장온도는 Hawkes(1969)가 제시한 주요 조류집단의 최적 생장 온도는 돌말류가 $15^{\circ}\text{C} \sim 25^{\circ}\text{C}$, 녹조류 $25^{\circ}\text{C} \sim 35^{\circ}\text{C}$, 남조류 $30^{\circ}\text{C} \sim 40^{\circ}\text{C}$ 이며, 예외가 되는 조류집단도 있음을 명시해둔다.

온배수 방류로 인한 영향을 식물플랑크톤의 입장에서 살펴보는 데에는 무엇보다도 온배수 확산 범위와 수온 상승의 정도가 중요하다. 본 실험결과에서 예측된 각 경우별 최적생장온도 이상의 온도 변화가 발생하는 곳은 거의 없는 것으로 나타났다(Fig. 4.14 ~ Fig. 4.16 참조). 따라서 수온의 상승이 직접적으로 생리적 영향을 미쳐 특정 분류군의 분포를 어렵게 하는 것은 매우 제한된 배수구 주변 해안선 일대에 국한될 것으로 보이고, 이 영향 역시 해수가 계속적으로 혼합 이동된다는 면에서 대상 해역에서 큰 영향은 미칠 것으로 판단되지는 않는다.

5.2 동물플랑크톤

온배수가 동물플랑크톤에 미치는 영향은 온배수로 인하여 먹이가 되는 식물플랑크톤이나 포식자에 해당되는 어류 등에 미쳐 이들과 유기적인 관계에 있는 동물플랑크톤의 종조성이나 개체수 분포가 영향을 받는 경우이다. 이는 생태계 구조상 그 영향을 파악하기가 매우 어렵다는 특성을 가진다.

천수만 인근 해역에서의 온배수에 의한 동물플랑크톤에의 영향은 수온 상승으로 인한 해양생태계 전반에 걸친 매우 복합적인 영향만이 문제시 될 수 있을 것으로 판단되나, 먹이가 되는 식물플랑크톤에 미치는 영향이나 포식자인 어류에 미치는 영향 등이 매우 크지 않다는 면에서 동물플랑크톤에 미치는 영향 역시 크지 않을 것으로 판단된다.

5.3 해조류

우리나라에서 양식하는 주요 해조류는 김, 미역, 그리고 다시마가 주종을 이루고, 이들 외에 파래, 모자반, 톳 등이 양식되고 있으며, 청각, 갈래곰보, 우뚝가사리 등도 양식을 시도하고 있다.

본 실험에서 설정한 여름철의 온도변화가 주요 양식 해조류에 미치는 효과를 간단히 살펴보면, 미역의 경우 남방형은 25℃의 온도 조건에서 배우체의 생존률이 매우 낮았고, 30℃의 모든 광도 조건에서 10일 ~ 40일 이내에 사멸한 것으로 나타났으며, 북방형의 임계온도도 30℃ 부근으로 추정된다. 다시마의 발아와 성장에 미치는 수온과 광량은 25℃의 수온에서 포자가 전혀 발아하지 않았다(Kang and Ko, 1999). 따라서, 해수온도가 25℃ 이상인 경우 미역 및 다시마의 생장에 심각한 영향을 주는 것으로 나타났다.

본 실험에서의 각 경우별 실험결과 저층에서의 2℃ 이상 수온 변화 면적은 Fig. 4.20에서와 같이 외해 방류방식(Case 2)이 가장 큰 것으로 나타났으며, 이는 해조류에 미치는 영향이 연안 방류방식(Case 1) 및 이중 방류관 방식(Case 3)보다 더 크게 나타날 수 있는 것으로 판단된다. 또한, 앞 절에서 분석한 동서단면 및 남북단면의 수온 분포에서도 외해 방류방식(Case 2)이 타 방식보다 저층에 더 큰 영향이 있는 것으로 나타났다(Fig. 4.11 ~ Fig. 4.16 참조).

5.4 저서동물

이동능력이 적은 저서동물은 온수에 가장 취약한 생물군이며, 대부분 해저에 분포하여 서식하고 있다.

본 실험결과 저층에서 온배수로 인한 상승온도가 $1.0\text{ }^{\circ}\text{C} \leq T < 2.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 인 확산 면적은 외해 방류방식(Case 2)이 크게 나타나 연안 방류방식(Case 1) 및 이중 방류관 방식(Case 3)보다 저서동물의 생육 및 성장에 영향을 크게 미치는 것으로 예상할 수 있

다(Fig. 4.21 참조).

하지만, 대형 저서무척추동물의 경우는 일반적으로 온도에 대한 적응력이 커서 온배수에 의한 수온의 변화에 덜 민감한 것으로 알려져 있다. 특히, 우리나라 연안의 조간대나 조하대에 서식하는 대부분의 저서동물은 4계절의 온도변화에 잘 적응하고, 기온 또는 수온 변화보다는 저질의 변화나 염도의 변화에 따라 서식범위가 제한되는 것으로 나타났다(김 등, 1979; 김과 권, 1984; 김과 장, 1987; 산업기지개발공사, 1985, 1986, 1987).

5.5 어류

어류의 경우는 비교적 유동성이 크기 때문에 수온이 상승하면 능동적으로 도피할 수 있다. 따라서, 실험결과 각 경우별 온배수 방류에 따른 온배수의 확산 범위는 어류에 미치는 영향이 거의 없을 것으로 판단되며, 단지 온배수로 인하여 계절적 변화에 따라 온배수 확산범위 내에 온수성 어류 및 냉수성 어류의 유입 및 회피 등으로 어류의 개체수가 변화할 것으로 판단된다.

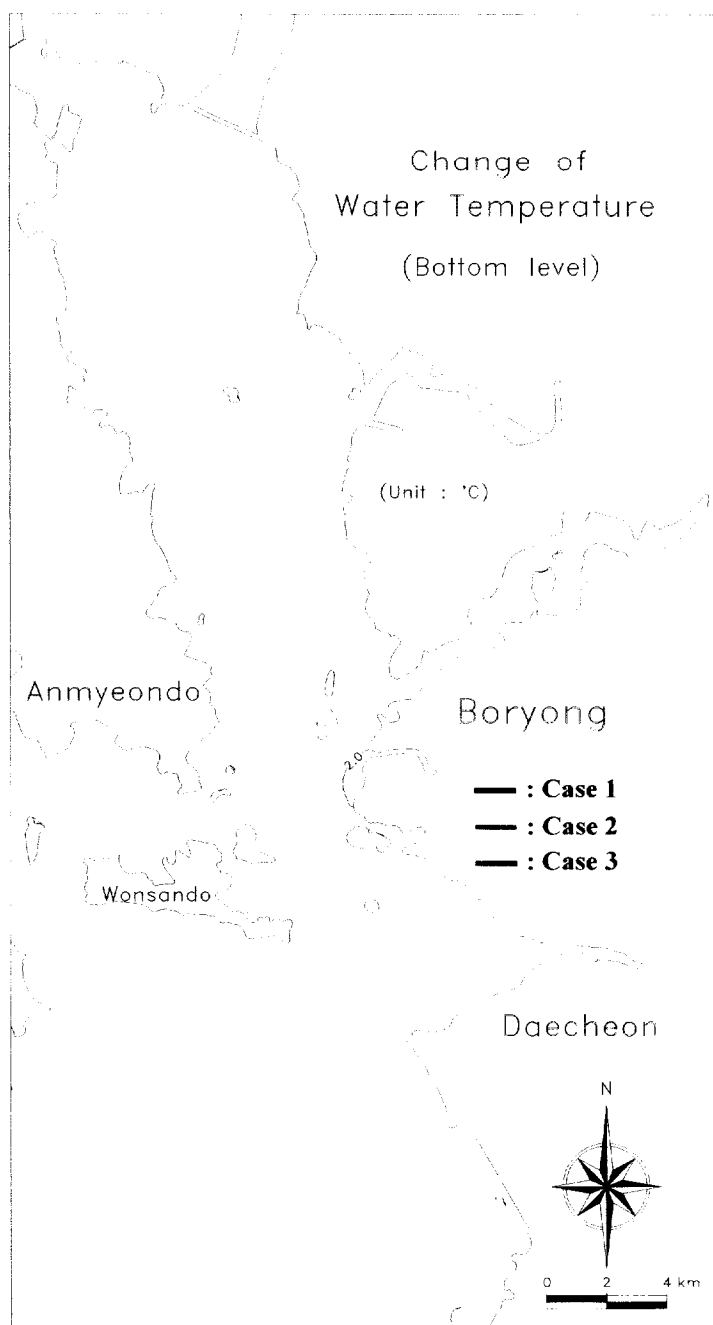


Fig. 4.20 Comparison with water temperature
on bottom level(2.0°C).

6. 요약 및 결론

본 연구에서는 해양순환모델인 3차원 POM(Princeton Ocean Model)을 연안 해역에 적용할 수 있도록 변형하여 해수유동과 온배수 확산 현상을 규명하였다. 연안해역의 해수유동 및 온배수 확산의 실험적 적용은 서해안에 위치한 천수만 인근해역을 대상으로 실험을 수행하였다.

천수만은 반폐쇄성만으로 만 입구부에서의 조류 흐름이 탁월한 곳이며, 인근 발전소에서 방류되는 온배수로 인한 해양 물리환경 변화가 발생하는 해역으로, 본 연구에서는 천수만의 해수유동 특성을 파악하기 위하여 수치실험을 하였으며, 이를 검증하기 위하여 해양 관측자료와 비교·분석하였다. 해수유동 수치실험 결과와 해양 관측결과를 통한 대상해역의 조류의 크기와 방향을 볼 때, 전반적으로 수치실험 결과와 해양 관측결과가 비슷하게 나타났다. 또한, 온배수의 방류 시스템에 따른 확산 특성을 파악하기 위하여 수치실험을 수행하였으며, 실험결과를 토대로 온배수가 해양생태계에 미치는 영향을 검토하였다.

본 연구에서의 결과를 정리·요약하면 다음과 같다.

- 1) 대상해역의 창조시 조류의 경로는 남서측 외해에서 유입된 흐름이 천수만내로 복류하고, 표층에서의 최강 유속은 천수만 입구부에서 1.5 m/sec 정도의 크기로 나타났으며, 저층에서의 최강 유속은 약 0.9 m/sec 정도로 나타났다. 낙조시에는 천수만 입구부에서 남류하는 흐름이 남쪽과 서쪽 해역으로의 흐름을 형성하며, 표층 및 저층에서의 최강 유속은 천수만 입구부에서 각각 1.3 m/sec, 0.8 m/sec 정도로 형성되었다. 전반적으로 창조시의 유속이 낙조시보다 크게 나타나서 창조류가 탁월한 해역인 것으로 나타났다.
- 2) 연안 방류방식의 확산은 조류의 흐름에 따라 남쪽과 북쪽으로

확산되어 분포하였으며, 층별 확산 범위의 차이가 뚜렷하게 나타났다. 한편, 외해 방류방식의 확산 양상은 연안에서의 확산 범위보다 축소되어 나타났으며, 층별 확산 범위의 차이가 크게 나타나지 않았다.

- 3) 연안 방류방식이 외해 및 이중 방류관 방식보다 전층에서 1.0℃ 이하의 온도변화가 발생하는 면적이 더 크게 나타났다. 따라서 연안 방류방식의 확산이 외해 및 이중 방류관에서 방류된 온배수보다 더 넓은 해역에 영향을 미치는 것으로 판단된다.
- 4) 각 실험별 확산 범위를 기준으로 온배수가 해양생태계에 미치는 영향에 대하여 분석한 결과, 식·동물플랑크톤 및 어류 등은 방류 시스템에 따른 영향이 미미할 것으로 판단되었으며, 해조류 및 저서동물의 경우 저층에서의 수온 변화 범위가 큰 외해 방류방식이 연안 및 이중 방류관 방류방식보다 조금 더 큰 영향을 미칠 것으로 판단된다.

이상 온배수 방류 시스템에 따른 온배수 확산 양상을 살펴보았으며, 이는 향후 해양생태계 보호를 위한 연구시 기초적인 자료로 이용할 수 있을 것이다. 앞으로 해역의 환경에 따른 방류 위치 및 방류 방식등에 대한 보다 폭넓고 다양한 측면에서 연구가 이루어져야 하겠다.

끝으로 본 연구에서 적용된 수치모형 실험결과를 사후 해양물리 조사 등으로 모형의 정도를 향상시키고 더 나아가 수치모형 실험의 재검증 및 보완을 통하여 온배수로 인한 해양 환경 변화를 최소화하기 위한 연구개발이 계속되어야 할 것이다.

참고문헌

- Blumberg, A. F. and Herring, H. H.(1987) : Circulation Modelling using Orthogonal Curvilinear Coordinates, in Three Dimensional Models of Marine and Estuarine Dynamics, edited by J. C. J. Nihoul and B. M. Jamart, Elsevier Oceanography Series, 45, pp. 55~58.
- Blumberg, A. F. and Kantha, L. H.(1985) : Open boundary condition for circulation model, Journal of Hydro Engineering, ASCE, Vol.111, No.2, pp. 237~255.
- Blumberg, A. F. and Mellor, G. L.(1983) : Diagnostic and prognostic numerical circulation studies of the South Atlantic Bight, Journal of Geophys. Res., Vol.88, pp. 4579~4592.
- Blumberg, A. F. and G. L. Mellor(1987) : A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model, Three-Dimensional Coastal Ocean Model, N. S. Heaps, ed., Vol.4, American Geophysical Union, Washington, D. C., pp. 1~16.
- Blumberg, A. F. and Mellor, G. L.(1981a) : A numerical calculation of the circulation in the Gulf of Mexico, Dynalysis of Princeton, Report No.66, 1981a, pp. 153.
- Blumberg, A. F. and Mellor, G. L.(1981b) : Some results from a Gulf of Mexico circulation model, in Proc. 8th Ocean Energy Conf., Department of Energy, Washington, D.C., pp. 483~493.
- Bryan, K.(1969) : A numerical method for the study of the circulation of the world ocean, J. Comput. Phys., 4, No.3, pp.347~376.

- Cha-Kyum Kim(1994) : Three-dimensional Numerical Model Experiments of Tidal and Wind-Driven Currents in Chinhae-Bay, The Journal of the Korean Society of Oceanography, Vol.29, No.2, pp. 95~106.
- Christopher N. K. Moores and Hee Sook Kang(1997) : Simulation of the Tsushima Warm Current in the East Sea, International Symposium on Tsushima Warm Current, pp. 1~38.
- Chul-hoon Hong and Yong-kyu Choi(1997) : The Response of Temperature and Velocity Fields to M_2 Tide in Deukryang Bay in Southern Sea of Korea, Journal of the Korean Fisheries Society, Vol.30, No.4.
- Chul-hoon Hong(1998) : The Effect of a Typhoon on Sea Level Variations in the Korea Strait Using the Princeton Ocean Model, 1998 International Year of the Ocean-Memorial Joint Meeting and Syposium of the Korean Societies on Fisheries and Ocean Science, pp. 437.
- George L. Mellor and T. Yamada(1974) : A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers, J. Atmos. Sci., 31, pp. 1791~1896.
- George L. Mellor and T. Yamada(1982) : Development of turbulence closure model for geophysical fluid problems, Rev. Geophys. Space Phys., 20, No.4, pp. 851~875.
- Kao, T. W., C. Park, and H. P. Pao(1977) : Buoyant surface discharge and small-scale oceanic fronts : A numerical study, J. Geophys. Res., 82(12), pp. 1747~1752.

- Kao, T. W.(1981) : The dynamics of small scale fronts, Part I : Shelf water structure due to freshwater discharge, J. Phys. Oceanogr., 11, pp. 1215~1223.
- Lakshmi H. Kantha, George L. Mellor and Alan F. Blumberg(1982) : A diagnostic Calculation of the General Circulation in the South Atlantic Bight, J. Phys. Oceanogr., Vol.12, pp. 805~819.
- Mellor, G. L. and Yamada, T.(1974) : A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layer, J. of the Atmos. Sci., Vol.31, pp. 1791~1806.
- Mellor, G. L. and Yamada, T.(1982) : Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems, Rev. of Geophys. and Space Phys., Vol.20, No.4, pp. 851~875.
- Oey, L. Y., and P. Chen(1992) : A model simulation of circulation in the Northeast Atlantic Shelves and seas. J. Geophys. Res., 97, pp. 20087~20115.
- Oey, L. Y. and G. L. Mellor(1993) : Subtidal variability of estuarine outflow plume and coastal current : A model study, J. Phys. Oceanogr., 23, pp. 164~171.
- Smagorinsky, J.,(1963) : General circulation experiments with the primitive equations, I. basic experiment, Mon. Weather Rev., 91, pp. 99~164.
- 강태순(1998) : 삼차원 해수유동모델을 이용한 남해동부해역 해수 유동 특성연구, 석사학위논문, 부경대학교.
- 강주환(1991) : 유환차분모형에 의한 하구의 염도확산 분석, 박사 학위논문, 서울대학교.

- 김종화 · 장선덕(1985) : 거제만의 해수교환, 한국수산학회지, 제18권 제2호, pp. 101~108.
- 박경 · 오정환(1998) : 천수만과 인근연안에서 수역학모델의 보정 및 검증, 한국해양해양공학회지, 제10권 제3호, pp. 109~119.
- 이상호 · 최현용 · 오임상(1995) : 하계 금강 Plume의 구조와 변동, 한국해양학회지, 30(2), pp. 125~137.
- 이종섭 · 주귀홍 · 이왕관(2001) : 입자추적모형에 의한 해수교환률 산정방법, 대한토목학회논문집, 제21권 제6-B호, pp. 619~632.
- 장성태(2000) : 낙동강하구의 해양환경에 관한 연구, 박사학위논문, 동아대학교.
- 정태성(1994) : 연안해수유동 및 온배수확산에 관한 3차원 수치모형, 박사학위논문, 서울대학교.
- 정태성(1996) : 연안 해수유동에 관한 3차원 난류모형의 비교평가, 제8권 제3호, pp. 256~267.
- 정태성 · 김상익 · 강시환(1998) : 해수순환과 온배수 확산에 관한 3차원 수치모델링, 한국해양환경공학회지, 제1권 제1호, pp. 93~101.
- 최병중(2001) : 3차원 해수유동모델을 이용한 담수유출의 혼합거동에 관한 연구, 석사학위논문, 부경대학교.
- 한국전력공사(1999) : 발전소 온배수 심층방류기술 연구.
- 한국중부발전(2004) : 보령화력발전소 주변해역의 해양영향조사.
- 한국해양연구소(2000) : 보령화력발전소 주변해역 온배수 영향조사.