ResearchGate

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: https://www.researchgate.net/publication/263621902

Numerical Study on Spring-Neap Variability of Net Volume Transport at Yeomha Channel in the Han River Estuary

Article *in* Journal of Korean Society of Coastal and Ocean Engineers · August 2012

DOI: 10.9765/KSCOE.2012.24.4.257

CITATIONS
4

READS
347

2 authors:



Byung il Yoon
Inha University
29 PUBLICATIONS **183** CITATIONS
SEE PROFILE



Seung Buhm Woo
Inha University
108 PUBLICATIONS **874** CITATIONS
SEE PROFILE

All content following this page was uploaded by Byung il Yoon on 29 April 2015.

The user has requested enhancement of the downloaded file.

한국해안 · 해양공학회논문집
제 24 권 제 4 호, pp. 257~268, 2012년 8월

한강하구 수로별 순 수송량과 대·소조기 변화에 따른 염하수로의 순 수송량 변동에 관한 수치해석적 연구

Numerical Study on Spring-Neap Variability of Net Volume Transport at Yeomha Channel in the Han River Estuary

윤병일* · 우승범*
Byung Il Yoon* and Seung-Buhm Woo*

요 지 : 경기만과 한강하구를 유기적으로 연결한 고해상도 격자시스템의 EFDC수치모델을 이용하여 한강하구 수로별 순 수송량을 연구하였다. 수치모델의 모의기간은 2009년 5월부터 8월까지 총 124일 동안 모의하였으며, 담수 유입량은 모의 기간 동안 실제 한강과 임진강의 담수량을 입력자료로 사용하였다. 수치모델 결과는 관측된 조석 조화상수를 이용하여 보정 작업을 수행하였고 조류 관측자료를 이용하여 검증하였다. 강화 북쪽수로와 염하수로에서 평수기 담수량이 유입되는 30일 동안의 순 수송량을 계산하면, 염하수로와 강화 북쪽수로를 통해서 경기만으로 유출되는 수송량은 56:44의 비율로 나타났다. 평수기 30일 동안에 염하수로로 유입된 순 수송량의 방향은 세어도 인근 지역까지 하류 방향이고, 인천항 전면과 영종대교 인근 지역의 순 수송량은 상류 방향으로 나타났다. 영종대교 인근 해역에서 하류와 상류 방향에서 유입된 순 수송량의 수렴대가 형성되고 강화도와 영종도 사이의 수로를 통해서 서쪽으로 유출된다. 염하수로의 대·소조기 변동에 따른 순 수송량의 변화를 비교하기 위하여, 대·소조기 각 4 조석주기 동안의 결과를 분석하였다. 외해에서 유입되는 순 수송량과 하구 상류에서 유출되는 순 수송량의 수렴대 위치가 대·소조기 변동에 따라서 상류 또는 하류로 이동되며, 서쪽으로 유출되는 위치가 다르게 나타난다. 대조기에 비하여 소조기 때 수렴대의 위치가 상류 방향으로 이동되는 이유는 1)대조기 때 수위의 증가에 의한 강화도와 영종도 사이의 수로를 통한 유출량 증가, 2)대조기 때 상류와 하류의 해수면 차이에 의한 하류 방향으로 순압력 증가, 3)소조기 때 혼합 작용의 감소에 의한 주 수로의 상류 방향으로의 경압력 증가라고 판단된다.

핵심용어 : EFDC모델, 순 수송량, 수렴대, 대소조기 변동, 한강하구, 염하수로

Abstract : The EFDC model with find grid resolution system connecting the Gyeong-Gi bay and Han River estuary was constructed to study on spring-neap variability of net volume transport at each channel of the Han River estuary. The simulation time of numerical model is 124 days from May to August, 2009 with freshwater discharge at Han, Imjin and Yeseong River. The calibration and verification of model results was confirmed using harmonic components of water level and tidal current. The net volume transport was calculated during 30 days with normal freshwater conditions at Seokmo channel and Yeomha channel around Ganghwado. The ebbing net volume transport of 44% and 56% is drained into Gyeong-Gi bay through Yeomha and Seokmo channel, respectively. The ebbing net volume transport nearby Seodo at Yeomha channel convergence flooding net volume transport at Incheon harbor, and drain (westward direction) through channel of tidal flat between Ganghwado and Yeongjongdo to the Gyeong-Gi bay. The averaged net volume transport during 4 tidal cycles was compared to variation of spring-neap periods of the Yeomha channel. The convergence position is moved up- and down-ward according to spring-neap variability. The movement of the convergence zone is appeared because 1) increasing of discharged rate tidal flat channel between Ganghwado and Yeongjongdo at the spring period, 2) The growth of barotropic forcing with downward direction at the spring tide, and 3) The strength of the baroclinic pressure gradient is greater than spring with mixing processes.

Keywords : EFDC model, net volume transport, spring-neap variability, convergence zone, Han River estuary, Yeomha channel

1. 서 론

서해 중부연안에 위치한 경기만 해역은 반일주조가 우세한 반 폐쇄성 지역으로 크고 작은 섬들과 수로들이 연결되어 있고 해안선이 복잡하며, 큰 조차로 인해서 조간대가 넓게 발달되어 있다(Fig. 1). 본 연구지역은 다양한 원인에 의한 조

* 인하대학교 해양과학과 (Corresponding author : Seung-Buhm Woo, Department of Oceanography, College of Natural Science, Inha University, Incheon 402-751, Korea. sbwoo@inha.ac.kr)

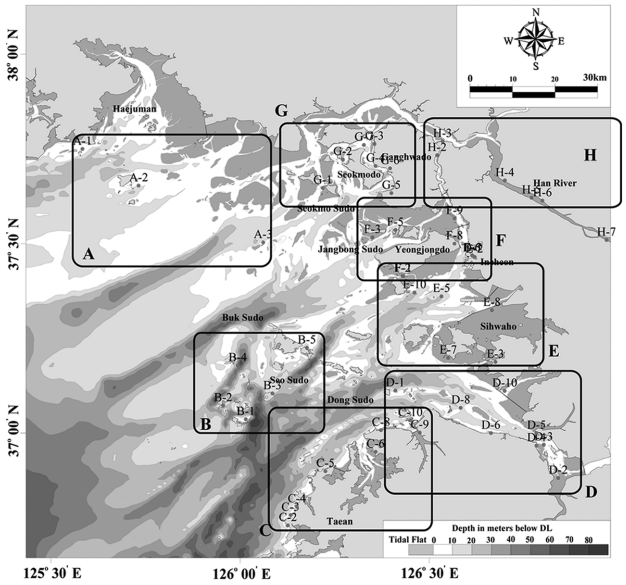


Fig. 1. A map showing the study area, the Gyeong-Gi Bay and Han River Estuary and depth in meters below DL. Station locations for observed tidal constituents with phase referred to 135°E (A, B and C: Open boundary region, D, E and F: Coastal region, G and H: Estuary region).

석과 조류변형(윤, 2006; 송 · 우, 2011; 윤 · 우, 2011), 계절적인 담수유입(Park et al., 2002)과 해수와의 혼합 및 성층형성(정 등, 2007) 그리고 열염순환으로 인해서 잔차류 및 수송량의 시공간적인 변화가 매우 복잡하다.

최(1987)는 경기만 주요 8개 분조에 대해 등조석도를 제시하였고, 김(1997)은 경기만의 평균적인 조석, 조류 및 염분 분포에 관한 수치 모델링 모의 결과를 통해서 외해 조석의 영향이 장봉도/용유도 해역보다 영종도/인천항 해역에 크게 미치며, 담수의 영향은 장봉도/용유도 해역에 더 크게 작용한다는 연구 결과를 제시하였다. 임(1999)은 담수 유입을 고려한 경기만 수치 모델링을 수행하여 한강하구 수로의 잔차 수송량을 제시하였다. 김(2001)은 서해 조석현상을 고려한 하천 모델 모의 시 신곡수중보의 영향과 한강 및 임진강 담수 유입량에 의해서 조석파의 전파가 크게 영향을 받는다고 하였다. 윤(2006)은 조류 관측자료 및 수치 모델링 연구를 통해서 한강 하구역은 비선형 천해분조가 강하게 나타나며, 낙조류가 우세하고 낙조 지속시간이 강한 해수순환 형태를 제시하였다. Kim et al.(2009)은 장기 관측한 유속결과로부터 석모수로의 조석 잔차류는 담수 유입에 의해서 지배된다고 제시하였고, 송·우(2011)는 염하수로에서 동시에 관측된 조류 및 조석자료를 이용하여 상류와 하류지역의 해수면 차이가 대·소조기에 따라 변하는 특성 때문에 장주기 조류성분의 흐름이 대 · 소조기에 따라 변한다고 제시하였다.

위와 같이 많은 연구자들이 관측자료 분석 및 수치모델 결과를 이용하여 경기만 해역의 다양한 연구결과를 제시하였다. 근래까지 경기만 해역에서 모의된 수치모델은 수행 목적에 따라 최선의 선택을 하였지만 몇 가지 한계점이 있다. 먼저, 모의되는 수치모델의 격자 영역을 보면 해양모델은 상류방향으로 신곡수중보에서 육상 경계조건을 설정하는 경우가 많기 때문에 조석파의 반사에 의한 왜곡과 담수 유입량의 부정확성이 존재할 수 있다. 하천모델의 경우 외해 개방경계조건을 부여하는 위치가 하구의 특정 지점으로 한정되기 때문에 외해, 하구 및 감조하천이 유기적으로 통합되지 않아 외해 조석조건을 정확하게 반영하지 못 할 수도 있다. 외해 조석과 담수가 지속적으로 상호 영향을 미치는 경기만 한강하구역의 수치모델 구축을 위해서는 모의 영역이 유기적으로 연결되어야만 한다. 그래야 각 외력 인자들을 수치모델 수행 시 통합적으로 적용할 수 있고 이 지역의 해수유동 특성의 정확한 재현이 가능하다.

다음으로 담수 유입량과 수치모델 결과의 신뢰성 및 정확성을 판단할 수 있는 보정과 검증에 대한 문제이다. 군사분계선이 인접한 한강 하구역은 접근이 어렵기 때문에 기본적인 조석, 조류관측이 지속적으로 수행되지 못하였다. 관측자료의 부족으로 한강 하구역의 물리적 특성에 관한 연구뿐 만이 아니라 수치모델 결과의 보정 및 검증 작업에 필요한 자료 수집도 원활하지 않다. 관측 자료의 한계를 고려 할 때 최선의 검증과 보정 자료를 취합하는 것이 중요하다. 담수 유입량 자료의 확보가 수월하지 않아 평균 유량을 사용하였고, 임진강은 유역면적비를 이용하여 산정하는 경우가 대부분이었다. 그러나 국가관측망시스템 구축으로 유입량 자료를 수집할 수 없는 예성강을 제외하고 한강 및 임진강은 실제 담수 유입량 자료를 수집하여 사용이 가능하다.

3개의 담수 유입 지역과 다수의 수로로 구성된 경기만 및 한강 하구역의 해수순환 특성은 각 수로 별로 독특한 특성으로 나타난다(Woo and Yoon, 2010; 윤 · 우, 2011). 또한, 조석의 대·소조기 변화 및 계절적으로 큰 차이를 보이는 담수 유입량을 고려할 때 각 수로의 순 수송량은 시공간적으로 상이하게 나타날 것이고, 각 수로의 보이는 순 수송량 차이는 퇴적물 및 물질이동에 직접적인 영향을 미칠 것이다. 본 연구에서는 경기만 외해지역과 한강 하구역이 통합적으로 연결된 고해상도 모델을 구축하였고, 다수의 조석자료를 이용한 보정을 통해서 수치모델의 민감도 분석을 수행하였다. 또한, 4개 정점에서 30일 이상 관측된 유속자료를 사용하여 검증 작업을 거쳐 신뢰성이 확보된 수치모델 결과를 이용하여 각 수로 별 평수기의 순 수송량의 비율과 대·소조기 변화에 따른 염하수로의 순 수송량의 차이를 제시하고자 한다.

2. 수치모델 구성

2.1 수치모델 개요 및 조간대 처리의 중요성

본 연구에 사용된 EFDC(Environmental Fluid Dynamics Code) 모델은 연안, 하구, 호소, 습지 및 저수지 등의 유동 및 물질이동의 모의가 가능한 수치모델로 국제적으로 다양한 지역에서 많은 연구 결과가 제시되어 있다(Kuo et al., 1996;

Shen et al., 1999; Jin et al., 2000; Yang and Hamrick, 2003; Yang and Hamrick, 2004; Zou et al., 2006). 국내에서도 해수유동 및 다양한 연구목적을 위해 널리 사용되고 있다. EFDC 모델을 활용한 국내 연구에는 섬진강과 광양만 해역의 해수와 담수의 혼합과 성층현상 수치모의(김 등, 2008; 강 등, 2011), 새만금 방조제 완공 후의 유동 및 수질모의(서 등, 2010), 남해안의 조위 및 조류 모의(권·강, 2007) 등이 있으며, 수치모델 계산시간의 효율화(정·최, 2011) 그리고 수치격자 민감도 분석(전·정, 2012)과 같이 지속적으로 수치모델에 대한 개선이 진행되고 있다.

EFDC 수치모델의 조간대 모의 방법은 Casulli and Cheng (1992)과 Leendertse and Gritton(1971)의 방법을 기초로 혼합하여 사용한다(Hamrick, 1994). Ji et al.(2001)은 Morro Bay에서 조간대 처리기법을 적용한 EFDC 수치모델을 사용하여 조위, 유속, 수온, 염분 등을 모의하여 관측자료를 잘 재현하였으며, EFDC 수치모델의 조간대 모의에 대한 전반적인 내용이 기술되어 있다. 경기만 한강하구와 같이 조간대가 발달된 해역을 수치모델로 모의 할 때는 조간대가 정확하게 모의되어야 M_4, M_6 같은 천해분조의 영향에 의한 창조, 낙조 우세 현상에 대한 정확한 모의가 가능하다(Fortunato et al., 1999). 강 등(2009)은 여러 수치모델을 조간대가 발달한 곰소만에 적용한 결과에서 전반적으로 EFDC 모델이 정확성과 안정성 및 적용성 등에서 가장 우수하다고 제시하였다.

본 연구해역의 경우 대조기 인천항의 조차가 8 m 이상으로 조간대가 넓게 발달되어 있으며, 조간대와 같은 지형적 원인에 의해 발생하는 천해분조의 영향이 크게 작용을 할 것으로 보인다. 수치모델 상에서 천해분조에 대한 정확한 모의가 가능해야 조위 및 창조, 낙조 유속의 정확성이 확보가 된다. 그러므로 조간대 지역이 넓게 발달된 경기만 한강하구역의 유속과 수로의 단면적을 이용한 순 수송량을 계산하기 위해 조간대 처리기법이 포함된 EFDC 모델을 본 연구 해역에 적용하였다.

EFDC 모델은 연속방정식과 수평방향 운동방정식, 열·염 보존방정식, 그리고 퇴적물 등을 포함한 물질보존방정식들로 구성되어있으며, 열염 보존방정식은 밀도 차에 의한 경압력에 의하여 운동방정식과 연계되어 있다. 기본적인 모델 구성은 Blumberg and Mellor(1987)의 POM(Princeton Ocean Model) 모델과 유사하며, 수치모델의 이론적 배경, 수치 기법에 관한 자세한 설명은 Hamrick(1994)에 기술되어 있다.

EFDC 모델은 수직방향으로 σ좌표계를 사용하고 수평방향으로는 직교 또는 곡선 직교 좌표계를 사용한다. 난류 모형으로 Mellor and Yamada(1982)의 turbulent closure scheme level 2.5를 사용하며, 수평 와동 점성계수로 Smagorinsky (1963)의 식을 이용하여 매시간 계산한다. 기본방정식은 3차원 Reynolds 평균 연속방정식 (1), (2)과 운동방정식 (3), (4), (5)과 상태방정식 (6) 그리고 물질보존방정식 (7), (8), (9)로 표현된다(Hamrick, 1994).

연속방정식

$$\frac{\partial m\zeta}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}(m_yH\int_0^1 u\ dz)+\frac{\partial}{\partial x_y}(m_xH\int_0^1 v\ dz)=0 \tag{1}$$

$$\frac{\partial m\zeta}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}(m_yH\ u)+\frac{\partial}{\partial y}(m_xH\ u)+\frac{\partial}{\partial z}(mH\ u)=0 \tag{2}$$

운동방정식

$$\begin{aligned}&\frac{\partial mHu}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}(m_yHuu)+\frac{\partial}{\partial y}(m_xHvu)+\frac{\partial}{\partial z}(mwu)\\&-\left(mf+v\frac{\partial}{\partial x}m_y-u\frac{\partial}{\partial y}m_x\right)hv=-m_yH\frac{\partial}{\partial x}(g\zeta+p)\\&-m_y\left(\frac{\partial h}{\partial x}-z\frac{\partial H}{\partial x}\right)\frac{\partial p}{\partial z}+\frac{\partial}{\partial z}\left(mH^{-1}A_v\frac{\partial u}{\partial z}\right)+Q_u\end{aligned} \tag{3}$$

$$\begin{aligned}&\frac{\partial mHv}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}(m_yHuv)+\frac{\partial}{\partial y}(m_xHvv)+\frac{\partial}{\partial z}(mwv)\\&-\left(mf+v\frac{\partial}{\partial x}m_y-u\frac{\partial}{\partial y}m_x\right)hu=-m_yH\frac{\partial}{\partial y}(g\zeta+p)\\&-m_x\left(\frac{\partial h}{\partial y}-z\frac{\partial H}{\partial y}\right)\frac{\partial p}{\partial z}+\frac{\partial}{\partial z}\left(mH^{-1}A_v\frac{\partial v}{\partial z}\right)+Q_v\end{aligned} \tag{4}$$

$$\frac{\partial p}{\partial z}=-gH(\rho-\rho_0)\rho_0^{-1}=-gHb \tag{5}$$

상태방정식

$$\rho=\rho(p,S,T) \tag{6}$$

물질보존 방정식

$$\begin{aligned}&\frac{\partial mHS}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}(m_yHuS)+\frac{\partial}{\partial z}(m_xHvS)+\frac{\partial}{\partial z}(mwS)\\&=\frac{\partial}{\partial z}\left(mH^{-1}A_b\frac{\partial S}{\partial z}\right)+Q_s\end{aligned} \tag{7}$$

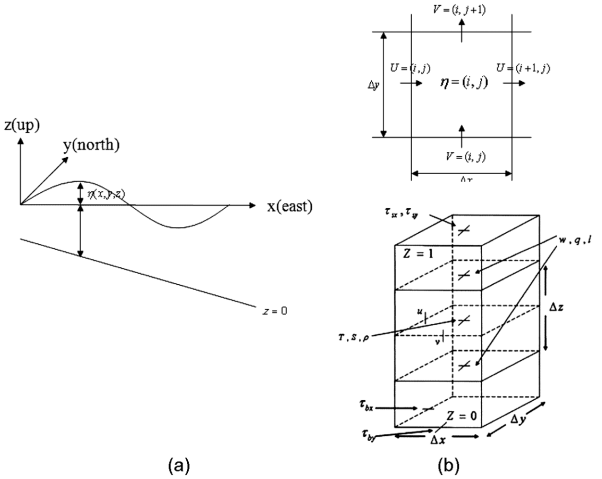


Fig. 2. Coordinate system (A) and locations of variable (B) on the grid system (*H* and *D* are defined at the same location as η). *U* and *V* indicate *x*- and y-direction velocity, respectively. *i* and *j* mean *x*- and *y*-grid numbers.

$$\frac{\partial mHT}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}(m_yHuT)+\frac{\partial}{\partial y}(m_xHvT)+\frac{\partial}{\partial z}(mwT) = \frac{\partial}{\partial z}\left(mH^{-1}A_b\frac{\partial T}{\partial z}\right)+Q_T \quad (8)$$

$$\frac{\partial mHC}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}(m_yHuC)+\frac{\partial}{\partial y}(m_xHvC)+\frac{\partial}{\partial z}(mwC) = \frac{\partial}{\partial z}\left(mH^{-1}K_b\frac{\partial C}{\partial z}+wC\right)+mHR_c+Q_c \quad (9)$$

여기서,

u, v : 직교하는 곡선좌표계 x, y에서의 수평유속

m_x, m_y : 곡선좌표계 임의거리 $ds^2 = m_x^2d_x^2+m_x^2d_x^2$ 을 만족시키는 metric tensor의 대각성분의 제곱근

H : 전체수심 (= h + ζ)

P : 수심 z에서 평균수압 ($\rho_o gH(1-z)$)으로부터의 변위를 ρ_o로 나눈 값

f : Coriolis force

A_v : 수직난류점성계수

Q_u, Q_v : 운동량 source-sink 항

ρ : 밀도

T, S : 수온, 염분

b : 부력

Q_T, Q_S : 수온 및 염분의 source-sink 항

w : 침강속도

ω : 변환된 무차원 수직좌표계 z에서의 수직유속성분

2.2 수치모델 수립

모델의 계산영역은 경기만 외해지역과 한강의 상류를 포함하는 해역으로 설정하였다(Fig. 3). 수치모델에 입력된 수심자료는 국립해양조사원에서 발생하는 최근 수치해도와 국지적으로 경기만 일대에서 시행된 측심자료를 이용하여 구한 값을 각 격자에 입력하였다. 외해 개방 경계조건은 경기만 해역에 가장 큰 영향을 미치는 4개 분조(M_2, S_2, K_1, O_1)의 진폭과 위상을 최(1987), 김(1997) 그리고 Lee et al.(2001)에서 제시한 등조석도를 참고하여 선형 내삽하여 부여하였다. 한강, 임진강 등의 담수 유입 및 조간대 지역 모의결과의 정확도를 높이기 위해 개방 경계지역에서 하구, 강 상류로 진입할수록 격자 크기를 상세화하는 가변격자로 외해 경계지역의 경우 2,000 m, 한강하구역의 경우 100 m 크기를 갖고 동서와 남북방향으로 250 × 250개의 격자망으로 구성하였다. 계산에 사용되는 수평방향의 유효 격자 개수는 총 23,802개이고, 수직방향의 격자개수는 5개로 구성하였다.

수평방향의 격자 크기는 세밀할수록 유동 특성의 재현의 정확도를 높일 수 있고, 조간대 및 천해역의 비선형 천해분조의 정확한 재현이 가능하다(서, 2011). 그러나 수치모델 모의시간의 증가, 수치계산의 시간간격의 감소로 인한 수치모델이 불안정한 단점이 존재한다. 본 연구지역 특히, 조간대의 해수유동 모의의 신뢰성 향상과 더불어 모델 안정화를 고려하여 수평격자 크기를 결정하였다. 그러나 조간대 지역에서는 유속크기 및 통수면적에 대한 변화(전·정, 2012)와 모의능력 향상(서, 2011)을 고려할 때 보다 상세한 수평격자 크기가 필요하다.

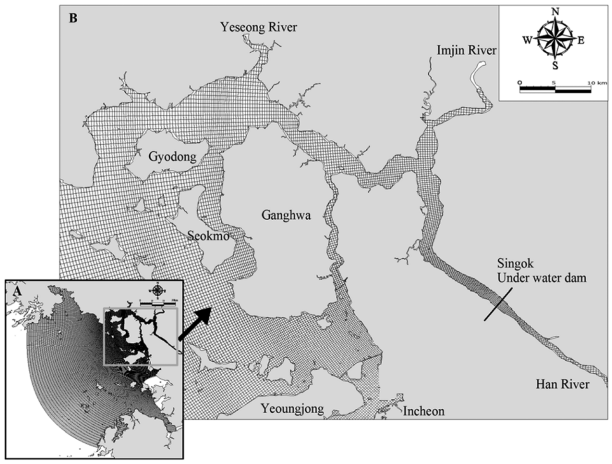


Fig. 3. A full horizontal orthogonal curvilinear grid consist of 250 × 250 cells (A), a close up of grid around Han River estuary (B). The vertical dimension is discretized with 5 sigma layers.

수치계산의 시간간격은 CFL(Courant-Friedrichs-Lewy) 조건을 만족시키는 4초를 사용하였다. 수치모델 모의기간은 2009년 5월부터 8월까지 총 124일이고 모델에 입력되는 담수 유입량은 모의기간 동안 실제 한강(팔당댐)과 임진강(군남, 전곡)의 담수량을 입력자료로 사용하였다. 해수 유동장에 대한 초기조건은 해수 흐름이 없는 상태(cold start)를 사용하였다.

저면 마찰은 bottom roughness height(Z_0)에 의해 결정되는 drag coefficient(C_D) 이용하여 Z_0가 증가하면 바닥에서 느끼는 마찰의 세기는 증가하고 반대로 Z_0가 감소를 하면 바닥에서 느끼는 마찰의 세기도 감소하게 된다(식 10). Drag coefficient는 시·공간적으로 변하며(Warner et al., 2005), 해수면 바닥의 저질의 상이한 분포, 수심의 불균일은 단일 마찰계수 적용에 따른 한계점이 존재한다. 서(2011)는 이러한 한계점을 해결하기 위해 조석주기 별로 다른 값을 적용하는 것을 제시하였다. 그러나 본 연구에서는 모든 격자에 동일한 바닥마찰 계수로 Z_0 값을 0.0025 m를 사용하였다. 조간대 영역의 비선형 천해분조 재현과 같은 실제 조석 현상에 대한 보다 정확한 모의를 위해서는 지역적 특성을 고려한 바닥마찰계수의 산정이 필요하다.

$$C_D = x^2\left(\ln\left[\frac{\Delta_1 H}{2z_0^*}\right]\right)^{-2} \quad (10)$$

Z_0 : bottom roughness height

3. 수치모델 결과

3.1 수치모델 보정

수치모델 결과의 보정을 위하여 수치모델 영역 내의 조석

조화상수 자료를 수집하였고, 수집된 자료의 원활한 비교를 위해서 각 영역 별로 개방 경계지역(A, B, C지역), 연안지역(D, E, F지역), 하구지역(G, H지역)으로 분류하여 제시하였다(Fig. 1). 수집된 조화상수는 비슷한 위치의 자료임에도 불구하고 조화상수 값의 차이가 나타나는데 이러한 결과는 Kang (1995)이 제시한 조화상수의 계절적 변동 및 관측기간 등의 차이로 판단된다. 올바른 비교를 위해서 국립해양조사원, 한국해양연구원과 같은 공신력이 있는 기관의 자료를 바탕으로 최신 관측자료, 장기 관측자료 등의 기준으로 선택하였다.

조석 조화상수 정점에 대하여 구역별로 절대상대오차(ARE; Absolute Relative Error)와, RMS(Root mean square)를 식(11)와 식(12)의 방법으로 산출하여 비교하였다. 절대상대오차는 수치계산 결과의 절대적인 크기가 관측자료와 얼마나 차이가 있는지를 백분율로 표현한 것으로, 그 차이가 적을수록 수치모델의 결과가 관측자료의 절대적인 크기를 잘 재현하는 것을 의미한다.

$$ARE(\%) = \left|\frac{Observed - Modeled}{Observed}\right| \times 100 \quad (11)$$

$$RMS = \sqrt{(Modeled - Observed)^2} \quad (12)$$

초기모델 결과를 보면 연안지역(D, E, F지역)과 하구지역(G, H지역)의 RMS가 개방 경계지역에 비하여 높게 나타났다(Fig. 4). Warner et al.(2005)는 수치모델의 민감도 분석을 통해서 바닥 마찰 및 난류 확산 계수, 개방경계 값, 수직· 수평 격자의 해상도가 수위, 유속 그리고 염분의 수치모델 결과에 영향을 미친다고 제시하였다. 그러므로 연안지역 및 하구지역에서 초기모델 결과의 정확성이 낮은 결과는 수위에 영향을 미치는 다양한 인자(바닥 마찰계수, 한강/임진강 담수 영향과 수심변화)에 대한 부정확한 입력조건 때문이라고 판단된다. 따라서 바닥 마찰계수, 담수의 영향, 수심 등의 입력조건을 수정하여 모델의 정확도를 향상시켰다.

3.2 수치모델 민감도 분석

수치모델의 민감도 분석은 바닥마찰 및 난류 확산계수, 수심 등과 같은 입력조건의 변화에 따른 수위, 유속의 모의에 가장 중요한 영향을 미치는 인자를 제시하는 것이다(Warner et al., 2005). 모델 민감도 분석결과 담수유입 및 바닥 마찰계수의 경우 비교 정점의 위치에 따라서 영향을 미치는 정도가 달랐다. 담수유입은 유입량을 증가 시키면서 비교하였고, 바닥 마찰계수의 경우 0.0025를 0.003으로 증가시키면 나타나는 진폭과 위상의 변화를 비교하였다. 민감도 분석의 과정은 Lane(2004)의 연구에서 제시한 물리적 인자의 변화에 바탕으로 두고 수행하였다.

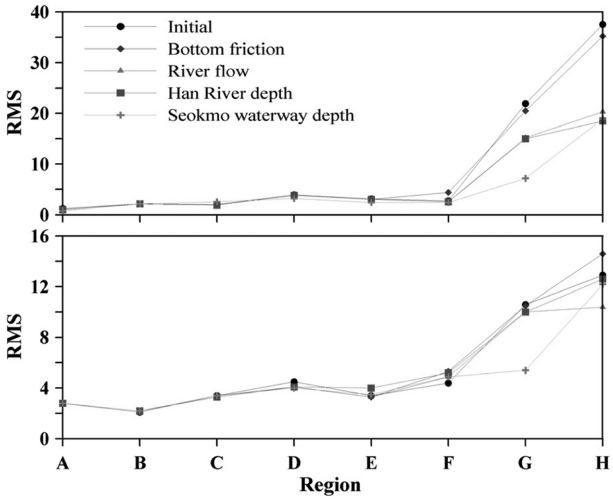


Fig. 4. Model results for region averaged RMS amplitude (top panel) and phase (bottom panel) error.

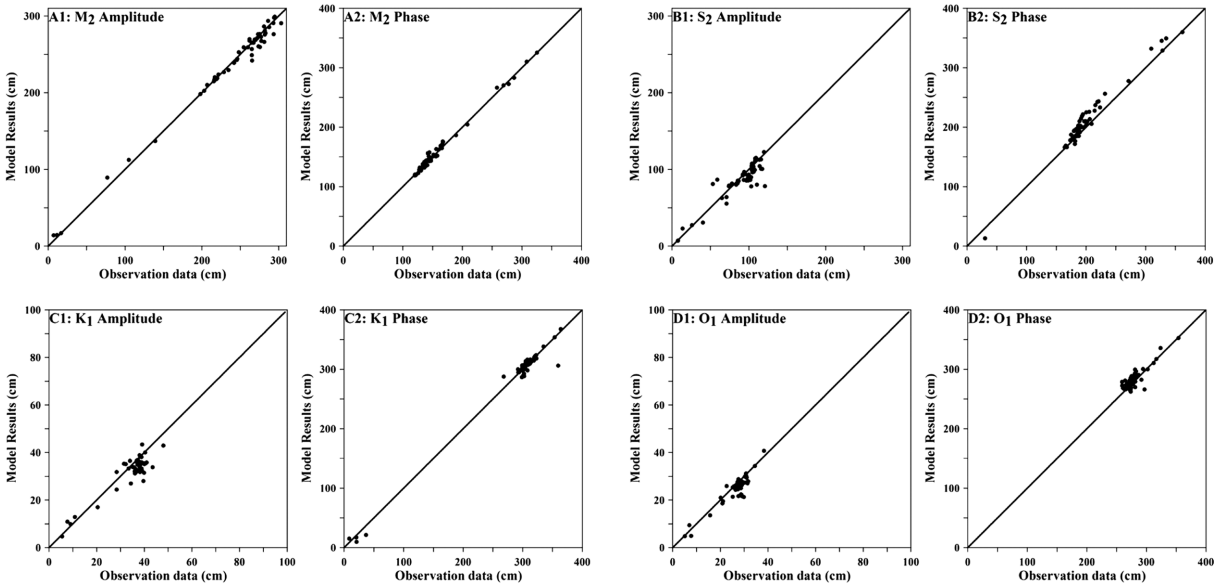


Fig. 5. Comparison between observations data (*x*-axis) and model results (*y*-axis) for amplitude (left) and phase (right) for the 4 major tidal constituents (M_2, S_2, K_1, and O_1).

Table 1. ARE(Absolute Relative Error) for 4 tidal components at each region

Region	Amplitude				Phase			
	Tidal constituents				Tidal constituents			
	M_2	S_2	K_1	O_1	M_2	S_2	K_1	O_1
A	0.4	2.9	2.2	3.9	1.7	1.8	0.6	2.6
B	1.0	2.8	2.7	3.8	1.6	1.4	0.7	2.8
C	1.7	1.8	5.5	1.1	2.0	2.3	1.8	3.6
D	3.2	2.4	3.9	1.9	2.7	6.1	2.5	3.1
E	2.9	3.5	2.2	1.6	2.2	5.5	1.8	2.4
F	2.0	3.2	5.5	7.6	2.8	7.3	3.5	3.1
G	4.3	5.8	7.4	10.2	3.2	9.1	1.1	5.6
H	8.8	11.2	8.5	12.6	4.3	10.4	5.4	7.9

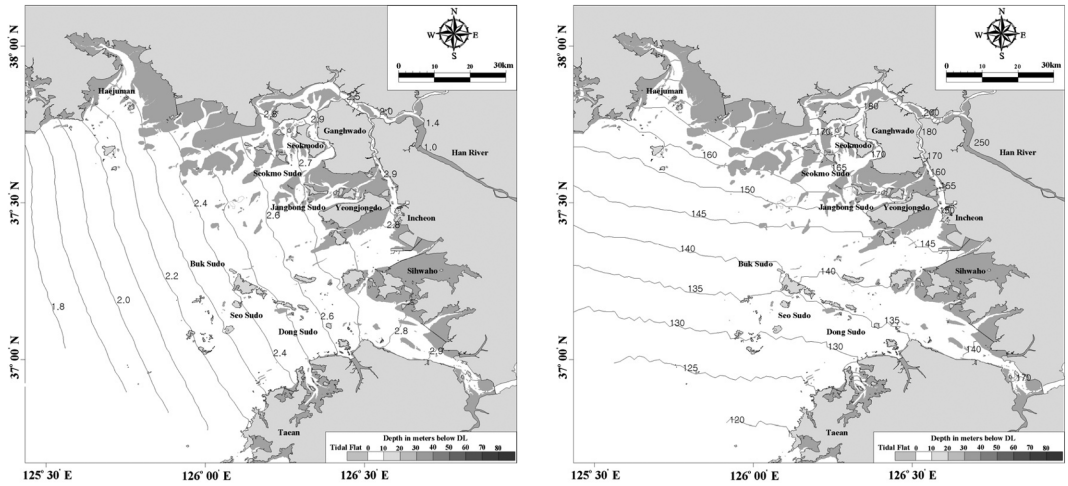


Fig. 6. Co-amplitude chart (left) of computed M_2 tide (unit: m) and co-phase chart (right) of computed M_2 tide (degree referred to 135°E).

담수유입량에 따라 하구지역(G와 H구역)을 비교하면 담수의 영향이 상대적으로 강하게 미치는 H구역이 G구역에 비하여 RMS 진폭 오차 감소율이 높았다(Fig. 4). 위상 RMS 오차를 보면 담수유입으로 인해서 H구역의 오차가 감소하는 것을 볼 수 있으며, G구역은 크게 감소하지 않는 것으로 보아 담수유입의 직접적인 영향은 H구역이 가장 높다고 판단된다. 신곡수중보를 고려한 한강지역의 수심 변화 결과는 신곡수중보가 위치한 H구역에 가장 큰 영향을 미친다. 이런 결과는 바닥마찰계수의 증가에 따른 결과와는 다른 인위적 구조물에 의한 조석 반사파 영향으로 보이며, 하구에 위치한 구조물의 위치, 제원 등이 조석 변화에 큰 영향을 미칠 것으로 판단된다. G구역은 신곡수중보의 영향을 직접적으로 받지는 않는 것으로 판단된다.

한강 및 염하수로 정점의 경우 민감도 분석의 결과 가장 예민하게 반응하는 인자는 신곡수중보의 영향과 같은 수심변화와 한강 담수 유입량에 주로 작용하고 있다고 판단된다. 석모수로의 경우 한강 담수에 의한 영향은 상대적으로 적었다. 그러나 석모수로의 경우 다른 지역에 비하여 수심자료와 예성강 담수 유입량의 정확성이 높지 않기 때문에 모델 결과의 신뢰도가 낮다. 역으로 생각하면 예성강의 유입량과 석모수로 주변의 수심 영향이 이 지역의 조석체계에 영향을 미치고 있다고 판단할 수 있다. 관측된 조석의 조화상수와 보정된 수치모델 결과의 조화상수를 주요 4개 분조 별로 비교하여 Fig. 5에 제시하였고, 보정된 수치모델의 구역별 절대상대오차를 Table 1에 제시하였다. 지점별로 약간의 오차가 있지만

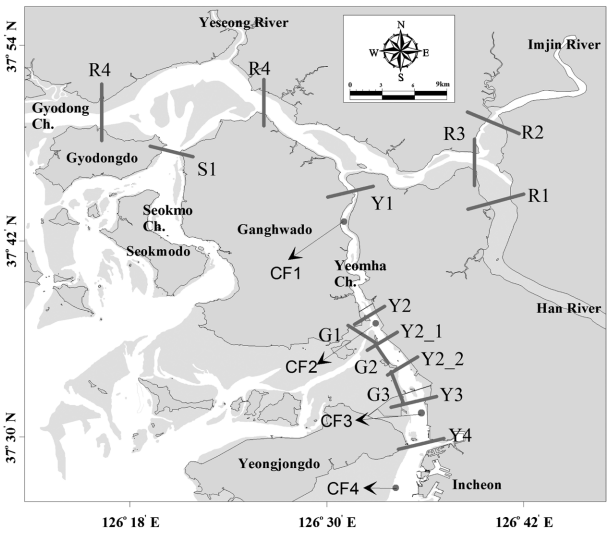


Fig. 7. Observed tidal current positions are marked circle (CF1 to CF4 stations). Net volume transport is calculated at gray lines of numerical model.

전반적인 조석의 경향은 잘 일치하고 있음을 확인 할 수 있다.

M_2분조의 등조차도 및 등조시도를 Fig. 7에 제시하였다. 이는 기존 연구(최, 1987; 김, 1997; Lee et al., 2002)와 비교하면 경기만 외해 지역의 경우 잘 일치한다. 한강 하구역은 기존 모델 결과와 직접적인 비교가 어렵지만 하구역으로 조석이 전파되면서 수심 감소에 의한 바닥마찰의 증가에 의해서 나타나는 조석 진폭의 감소와 위상의 증가를 잘 재현하고 있다. 강화도 동쪽의 염하수로의 경우 수로 입구에서 진폭 감소가 보이며 상대적으로 수심이 깊은 강화도 서쪽의 석모수로는 수로를 지난 이후에 진폭이 급격하게 감소하는 현상(윤 · 우, 2011)을 수치모델이 잘 표현하고 있다.

3.3 수치모델 검증

조석 조화상수를 이용하여 보정 작업을 마친 수치모델을 검

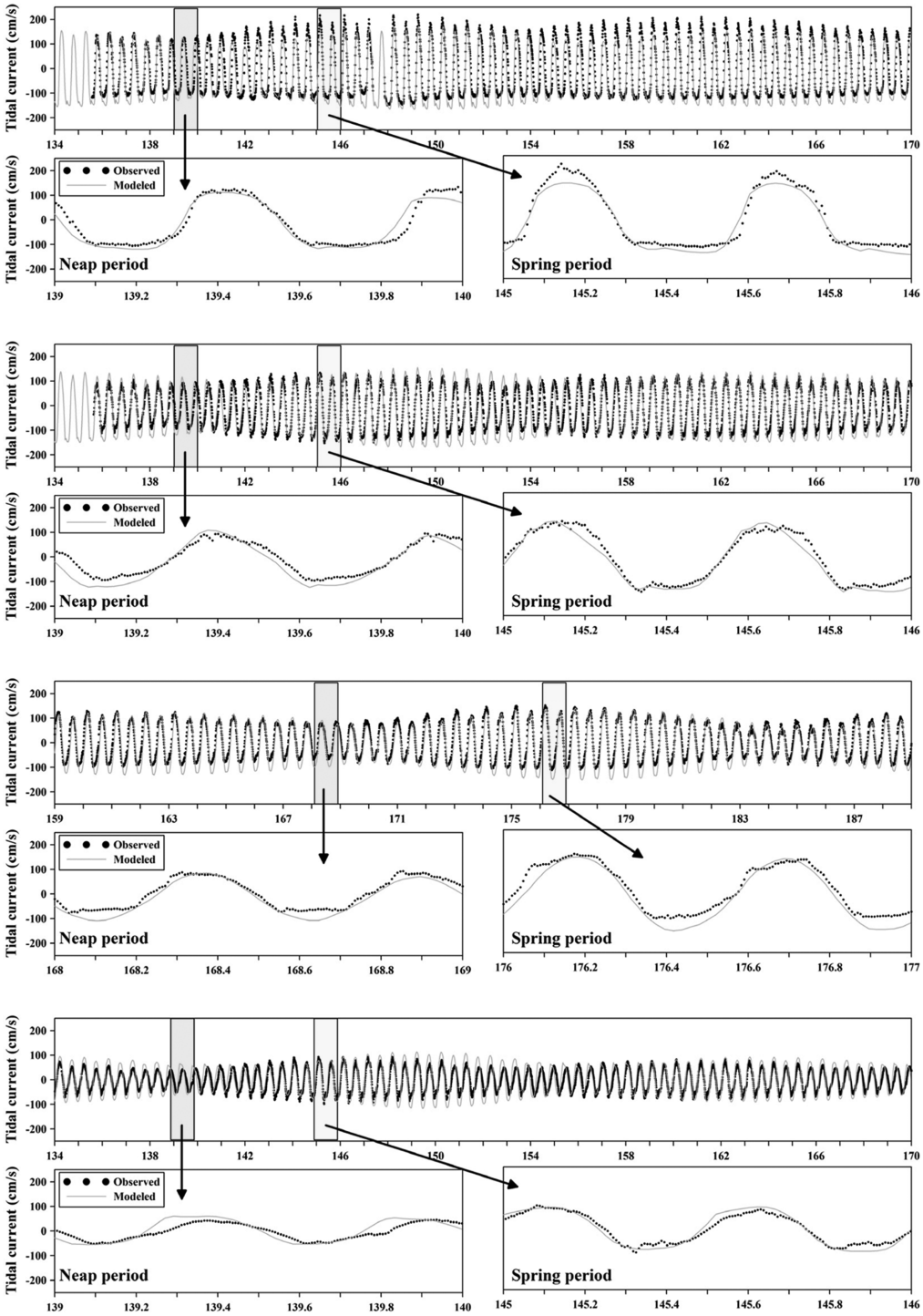


Fig. 8. Comparison of observed and modeled time series of averaged current at site CF1 (Yeomha channel northern entrance), CF2 (Yeomha channel southern entrance), CF3 (Yeongjong Br), and CF4 (Incheon harbor). Black circle and gray line mean observed data and model results, respectively.

증하기 위하여 수치모델의 모의 기간인 2009년 5월부터 8월 사이에 한강하구역에서 관측된 유속 자료를 확보하였다. 인천항 전면부터 염하수로 북쪽입구까지 총 4개 정점(Fig. 7)에서 ADCP(Acoustic Doppler current Profiler)를 이용하여 관측된 유속자료의 주성분 방향의 수심평균 유속과 수치모델 결과를 비교하였다(Fig. 8). Fig. 8에서 보는 바와 같이 각 정점 별로 수심 평균한 유속자료와 수치모델 결과가 전반적으로 일치하고 있다. 대·소조기 변동에 따라서 변하는 유속의 흐름을 모델이 잘 표현하고 있으며 특히, 창조와 낙조의 최강 유속과 지속 시간을 잘 재현하고 있다. 조석과 조류의 보정과 검증이 완료된 수치모델을 이용하여 한강하구 각 수로의 순 수송량 계산하였다.

3.4 각 수로 별 순 수송량

보정과 검증 작업을 마친 수치모델을 이용하여 Fig. 7에 제시한 각 수로의 단면에서 순 수송량을 식(13)과 식(14)을 이용하여 계산하였다. 수직, 수평적으로 N개의 격자를 갖는 단면에서 각 격자의 순간 단면적이 a_n이고 직각방향의 순간 유속이 u_n일 때 단면을 통과하여 지나는 수송량은 다음과 같이 표현할 수 있다.

$$Q(t) = \iint_A u(t)dA \tag{13}$$

$$Q(t) = \langle \sum_{n=1}^{N} u_n \cdot a_n \rangle = \sum_{n=1}^{N} \langle u_n \rangle \cdot \langle a_n \rangle + \sum_{n=1}^{N} \langle U_n \cdot A_n \rangle \tag{14}$$

여기서 〈 〉는 조석주기 보다 긴 시간에 대한 평균을 의미하고, U와 a는 유속과 단면적의 조석 성분으로 식(15)와 식(16)으로 정의된다. 식(14)에서 첫 번째 항은 Lagrangian net volume transport(L)이고, 두 번째 항은 Eulerian net volume transport(E), 그리고 마지막 항은 Stokes drift net volume transport(S)이다.

$$U = u - \langle u \rangle \tag{15}$$

$$A = a - \langle a \rangle \tag{16}$$

한강, 임진강 및 예성강 담수 유입 지역을 포함하는 강화도 및 석모도 북쪽 해역의 평수기 30일 동안 평균한 순 수송량을 Fig. 9에 제시하였다. 각 단면의 Eulerian(E), Stokes(S) 그리고 Lagrangian(L) 수송량을 제시하였다. 음의 값과 양의 값은 각각 하류 방향(남쪽, 서쪽방향)과 상류 방향(북쪽, 동쪽방향)의 순 수송량의 방향을 의미한다. 평수기 30일 동안의 Lagrangian(L) 순 수송량은 염하수로(Y1 단면), 석모수로(S1 단면) 그리고 교동수로(R5 단면)에서 모두 외해 방향으로 나타났다. R1 단면에서 한강하구로 유출되는 순 수송량(L)은 −772 m^3/s이고, R2 단면에서 유출되는 순 수송량은 −121 m^3/s 이다. 강화도 동쪽의 염하수로로 −368 m^3/s 유입되고, 강화도 북쪽 수로를 통해서 유출되는 순 수송량은 −471 m^3/s로 나타났다. 즉, 한강 및 임진강에서 유입된 유량의 약 56%

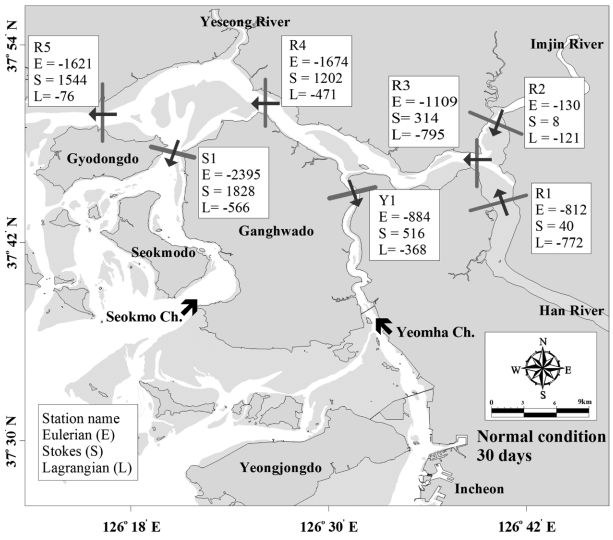


Fig. 9. Net volume transport at cross-sections during 30 days with normal river discharge condition. Arrows indicate transport direction, and positive and negative values indicate flooding and ebbing directions, respectively.

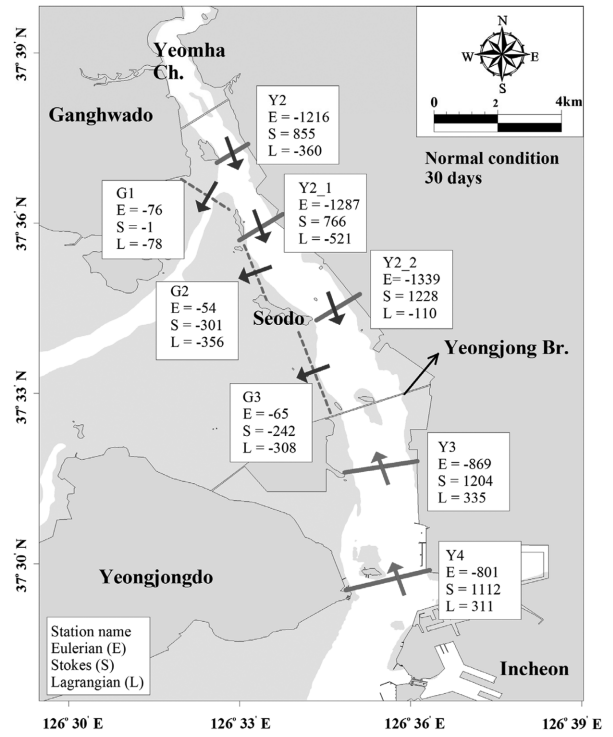


Fig. 10. Net volume transport rate at cross-sections of Yeomha channel and Incheon Harbor during 30 days with normal river discharge condition. Arrows indicate transport direction, and positive and negative values indicate flooding and ebbing directions, respectively.

가 R4 단면을 통하여 경기만으로 빠져나가고, Y1 단면을 통하여 약 44%가 빠져나가는 것으로 나타났다.

Park et al.(2002)의 연구결과를 보면 평수기 동안의 염하수로와 강화북수로의 순 수송량은 60%와 40%로 약간의 차이를 보여준다. 다른 결과를 보여주는 이유는 Park et al. (2002)에서는 30일 동안 평수기 담수 유입량(408 m^3/s)을 입

력자료로 사용하였지만, 본 연구에서는 실제 모의기간 동안의 한강과 임진강의 담수 유입량을 입력자료로 사용했기 때문이다. Park et al.(2002)의 연구결과에서 홍수기 동안의 두 수로의 순 수송량은 염하수로는 24%, 강화북수로는 76%로 나타나므로, Park et al.(2002)의 평수기 보다 많은 유량(Fig. 13A)이 입력되기 때문에 염하 보다 강화북수로의 순 수송량이 많게 나타난다.

강화도 동쪽의 염하수로와 영종대교 남쪽해역, 인천항까지 평수기 30일 동안의 순 수송량을 계산하였다(Fig. 10). 세어도에서 하류방향으로 Eulerian(E) 성분이 감소하고, Stoke(S) 성분의 증가로 외해에서 상류로 유입되는 양의 방향의 순 수송량이 증가한다. 영종대교 부근(Y2 남쪽 해역과 Y3 북쪽 해역)에서는 외해에서 유입되는 순 수송량과 상류에서 유출되는 순 수송량이 만나는 수렴지역이 형성되는 것으로 나타났다. 수렴된 순 수송량은 강화도와 영종도 사이의 수로를 통해서 경기만 해역으로 유출되는 것을 G3 단면을 통해서 확인 할 수 있다. 또한, G1과 G2 단면에서도 모두 서쪽방향으로 유출되는 흐름이 나타나므로, 강화도와 영종도 사이의 조간대 수로는 주 수로에 비하여 수심, 폭 등의 규모는 작지만 이 해역의 물질이동 및 해수 유출입에 지대한 영향을 미친다.

3.5 대, 소조기 순 수송량 변화

Fig. 11와 Fig. 12에 평수기 30일 기간 중에서 대·소조기 각각 4 조석주기만을 고려하여 계산한 대·소조기 순 수송량을 각각 제시하였다. 소조기에는 Y2_1와 Y2_2 단면 사이 해역에서 수렴대가 형성되어 G3 단면을 통해서 가장 많은 양이 유출되는 것으로 나타났다(Fig. 12). 그러나 대조기에는 Y2_2과 Y3단면 사이 해역에서 수렴되어 G2 단면으로 순 수송량이 유출된다(Fig. 12). 소조기에 비하여 대조기 때 조석 및 조류 현상이 일반적으로 강하기 때문에 소조기 때 수렴 지역에 남쪽(하류)방향에 나타날 것이라는 예상과는 다른 결과가 도출되었다. 소조기 때 수렴대가 하류 방향으로 이동하는 이유는 다음의 3가지 이유 때문이라고 판단한다.

Y2_2 단면의 E와 S값을 비교해 보면, 대조기 때는 E > S 이지만 소조기 때는 E < S의 형태를 보여준다. 즉, 조석의 대·소조기의 변화에 따라서 순압력의 차이가 발생을 하고 수렴지역이 Y3 단면과 Y2_1 단면 사이로 이동된다. 대·소조기의 순압력 차이가 발생하는 원인은 송·우(2011)의 상류와 하류의 해역의 해수면 차이가 대·소조기에 따라서 다르게 나타나기 때문에 발생하는 순압력에 의해서 E 값이 대조기 때 커지기 때문에 하류 방향의 순 수송량이 커진다.

Staecy et al.(2001)은 경압력에 의한 유속의 크기는 식 (17)과 같다고 제시하였다.

$$u_g = \frac{\frac{1}{\rho}\frac{\partial \rho}{\partial x} g H^2}{u_*} \tag{17}$$

여기서, H는 수심이고 u_*는 난류를 대신하는 마찰유속(friction

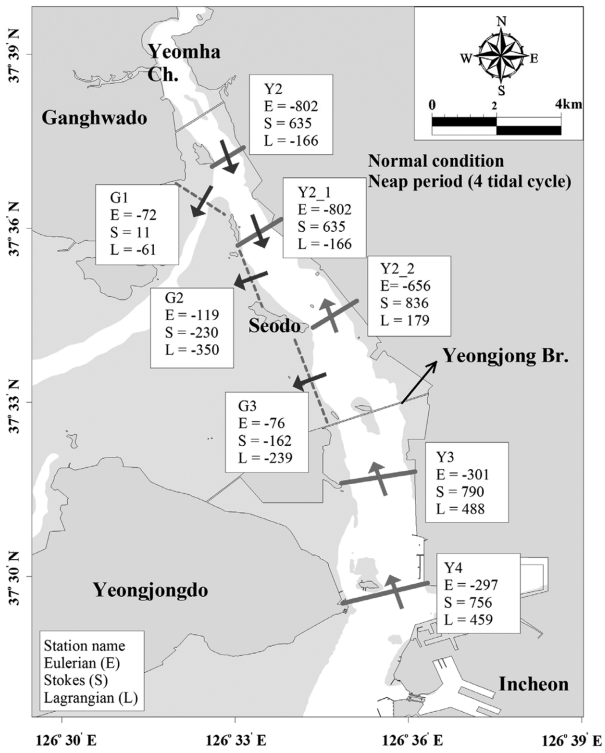


Fig. 11. Net volume transport rate at cross-sections of Yeomha channel during neap tide. Arrows indicate transport direction, and positive and negative values indicate flooding and ebbing directions, respectively.

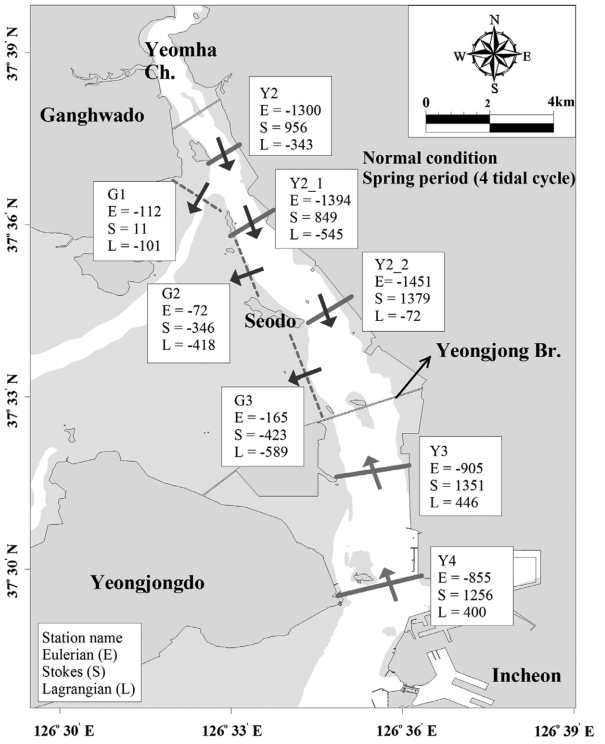


Fig. 12. Net volume transport rate at cross-sections of Yeomha channel during spring tide. Arrows indicate transport direction, and positive and negative values indicate flooding and ebbing directions, respectively.

Table 3. Net volume transport through cross-section between Gangwhado and Yeongjongdo during spring and neap period

Period	Flow in(m^3/s)	Net volume transport of cross-section(m^3/s)			Flow out(m^3/s) (G1 + G2 + G3)
		G1	G2	G3	
Spring	954	101	418	589	1108
Neap	654	61	350	239	650

Table 2. An example of the scale for the baroclinic flow and density gradient value in the Gyeong-Gi bay. Density gradient values based on the observation of May, 2007, and the friction velocity calculated by $u_*^2 = C_D U^2$ (Stacey and Ralston, 2005), where U is a mean velocity, and C_D(= 0.0025) is drag coefficient

	Spring period	Neap period
$\frac{1}{\rho}\frac{\partial \rho}{\partial x} gH^2$ (m^2/s^2)	1×10^{-4}	1.5×10^{-4}
u_g(m/s)	0.21	0.31

velocity) 즉, 수직혼합을 의미한다. 마찰유속이 증가를 하면, 혼합이 증가를 하게 되고 경압 흐름이 감소를 한다. 대조기에 비하여 유속이 강하지 않은 소조기 동안에는 혼합이 감소를 하고 경압 흐름이 증가를 한다. 이런 결과는 Nunes-Vax et al.(1989)의 연구에서 경압 흐름이 증가하면 경압 순 수송량이 증가하는 것과 같은 맥락으로 나타나며, Kang and Iorio(2008)은 정조와 최강 유속이 발생할 때의 성층의 강도 차이에 의해서 경압 흐름의 변화를 연구하였다.

식(17)에 의하면 대조기 때의 마찰유속이 소조기 때보다 크기 때문에 동일한 수평방향의 밀도변화라면, 경압력에 의한 유속 크기(u_g)는 대조기 때 작아진다. 대·소조기의 정량적인 u_g를 구하기 위해서는 수평방향의 밀도변화를 알아야 하지만 본 연구에서 제시할 수 없는 제한점이 있기 때문에 윤·우(2012)의 연구 결과에서 제시된 대·소조기의 강화대교와 초지대교 사이 주 수로 방향의 수평 밀도변화를 고려하여 계산하면 Table 2와 같이 제시된다. 즉, 대 · 소조기의 밀도차이에 의해서 발생하는 상류방향의 경압류가 소조기 때 크기 때문에 경압 순수송량이 상류방향으로 증가하고 수렴대의 위치 또한 상류로 이동한다.

Fig. 13에 모델 모의기간 동안에 2조석 주기 동안의 평균된 Stokes drift(S), Eulerian(E) 그리고 Lagrangian(L) 수송량의 시간 변화를 제시하였다. 대·소조기에 따라서 각 수송량의 변화가 보이는데 대조기 때의 상류 방향의 S와 하류방향의 E가 증가를 하지만 하류방향의 E값의 증가가 크기 때문에 하류방향의 L값이 커진다. 대·소조기의 변화는 모든 정점에서 나타나지만, Y1 정점(Fig. 13C)은 대부분 하류방향의 수송량을 보여주며, Y3 정점(Fig. 13E)는 상류 방향의 수송량으로 나타난다. Y2 정점은 대·소조기에 따라서 순 수송량이 하류 또는 상류로 이동되는 것을 보인다.

마지막으로 대조기 때의 수위 상승으로 인한 강화도-영종도 사이의 조간대로의 순 유출량 증가로 주 수로 상류방향으로의 순 수송량 감소 때문이라고 판단된다. 소조기와 대조기

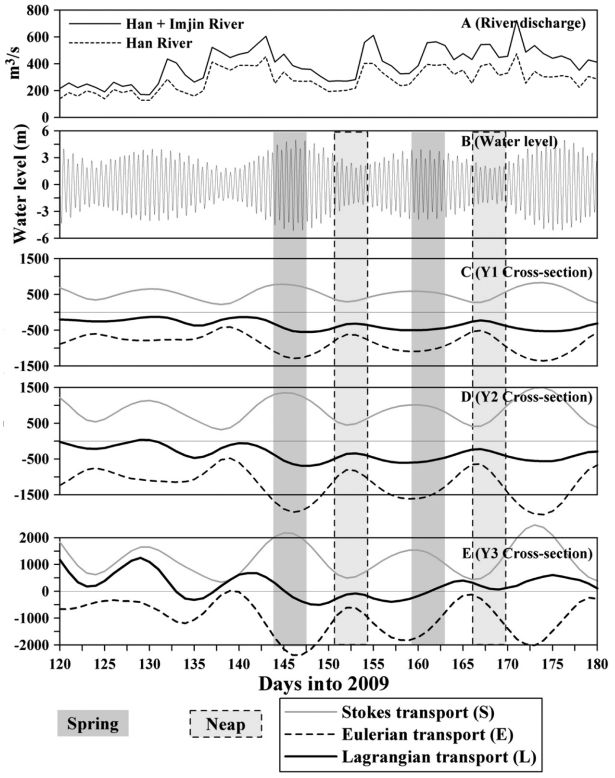


Fig. 13. Time series of river discharge (a), water level (b). 4 tidal cycles-averaged volume transport (c, d and e) at Y1, Y2 and Y3 cross-section. At C, D and E panel, a black thick line, dotted line and gray line is Stokes, Eulerian and Lagrangian volume transport, respectively. Negative transport is downward (seaward) direction.

때의 강화도와 영종도 사이의 단면을 통해서 빠져나가는 순 수송량을 비교하면 Table 3와 같이 나타난다. 소조기에 비해 대조기 때 상류에서의 유입량과 외해에서 유입되는 양(Flow in)이 많기는 하지만, 대조기 때 강화도와 영종도로 유출되는 양(Flow out)이 크기 때문에 대조기 때 수렴대의 위치가 소조기에 비해 하류에 위치하게 된다. 특히, G3 단면을 통해서 빠져나가는 양의 차이가 소조기에 비해 대조기 때 2배 이상 크기 때문에 상류로 유입되는 양이 크게 작아진다.

염하수로의 수렴지역에서는 양쪽에서 진입하는 수송량의 영향으로 상당히 복잡한 흐름이 예상되며, 순 수송량의 방향과 크기에 따라서 퇴적물의 침식, 이동 그리고 조간대 형성 등에도 큰 영향을 미칠 것으로 판단된다. 지금까지 평수기 30일 동안의 평균된 순 수송량의 수로 별 차이와 대, 소조기 동안의 수렴지역의 이동에 대해서 연구하였다. 퇴적물의 이동과 조간대 형성은 평수기 때 상류에서 유입되는 토사에 의해서 발달되기도 하지만 홍수기 단기간에 엄청난 양의 토사

로 인해서 급격하게 형성될 가능성도 있다. 그러므로 홍수기 기간 동안의 실제 담수 유입량 자료를 이용하여 평수기와 홍수기의 순 수송량 변화에 대해서 연구할 필요성이 있다.

5. 결 론

한강하구 강화도 주변 수로의 순 수송량에 대한 정량적 제시와 대·소조기 변동에 따른 수송 메커니즘을 이해하기 위해서 고해상도 EFDC 수치모델을 구축하였다. 수치모델 결과는 조석 조화상수 및 유속 관측자료를 이용하여 보정 및 검증 작업을 수행하였다. 한강하구의 주요 외력 조건인 조석 및 조류를 잘 재현하는 수치모델을 이용하여 한강 하구역 수로별 유입, 유출되는 순 수송량을 계산하였다. 평수기 30일 동안 계산한 순 수송량을 비교하면 석모수로와 염하수로의 순 수송량 비율은 약 6:4 정도로 나타났다. 영종대교 인근 해역에서는 염하수로에서 유입되는 하류 방향의 순 수송량과 인천항 이후에 육지 방향으로의 순 수송량의 수렴대가 발생한다. 수렴된 순 수송량은 서쪽의 강화도와 영종도 사이의 조간대의 수로를 통해서 유출되는 것으로 나타났다. 순 수송량 수렴대는 대·소조기 변동에 따라서 변화하는 Stoke drift와 Eulerian 수송량의의 차이, 경압 수송량(Baroclinic transport) 때문에 상류 또는 하류로 이동하는 현상이 나타났다.

순 수송량의 방향과 크기에 대한 연구는 퇴적물의 침식과 이동, 조간대 형성과 소멸에 큰 영향을 미치므로 중요하다. 그러나 염하수로를 포함하는 경기만 한강하구역의 순 수송량에 대한 기작과 정량적인 산출은 관측자료의 한계로 제한점이 많다. 그러므로 수치모델은 평수기 수로 별 순 수송량과 대·소조기 변동에 따른 순 수송량을 제공할 수 있는 유용한 방법이다. 기존 수치모델 연구에서 다양한 것을 개선을 하였지만, 본 연구에서 사용된 수치모델 역시 한계점이 존재하기 때문에 추후 이런 점을 개선하여 한강하구 및 강화도 주변의 순 수송량 메커니즘을 규명하고자 한다.

감사의 글

이 논문은 2011년 국토해양부의 재원으로 한국해양과학기술진흥원의 지원을 받아 수행된 연구임(해수순환 및 생태계 변화 예측기술개발).

참고문헌

강영승, 채영기, 이형래 (2011). 광양만과 진주만 해역에서 담수 유입으로 인한 밀도성층 변화. 한국해안·해양공학회논문집, 23(1), 126-137.

강주환, 박선중, 김양선, 소재귀 (2009). 해수유동모형의 조간대 모의 특성, 한국해안·해양공학회 논문집, 21(5), 357-370.

권석재, 강태순 (2007). 남해안의 조위 및 조류거동 수치모의. 한국해안 · 해양공학회 논문집, 19(3), 253-265.

김원 (2001). 신곡수중보와 조석운동을 고려한 한강 본류의 흐름특성. 대한토목학회논문집, 21(3B), 305-314.

김종규, 곽경일, 정정호 (2008). 섬진강 하구역의 3차원 혼합특성 연구. 한국해양환경공학회지, 11(3), 164-174.

김홍선 (1997). 경기만에서의 해수 유동과 염분 분포에 대한 수치모델링. 석사학위청구논문, 인하대학교.

서승원 (2011). 서해연안 상세현상을 통한 천해조석 및 조석비대칭 재현. 한국해안·해양공학회 논문집, 23(4), 313-325.

서승원, 이화영, 유상철 (2010). 방조제 완공에 따른 호내부 수질변화 모의. 한국해안·해양공학회 논문집, 22(4), 258-271.

송용식, 우승범 (2011). 염하수로 인근에서 조석 변형과 장주기 조류성분의 변동 특성. 한국해안·해양공학회 논문집, 23(5), 393-400.

윤병일 (2006). 경기만 한강하구 조석/조류 전파 특성 및 비선형 천해분조에 대한 수치모델링. 석사학위청구논문, 인하대학교.

윤병일, 우승범 (2011). 조석 전파 특성을 활용한 한강하구 주요 수로의 지형학적 수렴과 바닥 마찰 간의 관계에 대한 연구. 한국해안 · 해양공학회 논문집, 23(5), 382-392.

윤병일, 우승범 (2012). 한강하구 염하수로 주변의 조석변화에 따른 염분분포와 담수와의 상관관계. 한국해안·해양공학회 논문집, (심사중)

임효혁 (1999). 경기만에서의 수치모델링을 이용한 한강수 유입 연구. 석사학위청구논문, 인하대학교.

전지혜, 정세웅 (2012). 새만금호 3차원 수리·수질모델(EFDC)의 수치격자 민감도 분석. 한국물환경학회지, 28(1), 26-37.

정정호, 김국진, 양근호, 장윤영, 박선환, 김영택 (2007). 경기만 내 담수 유입으로 인한 시·공간적인 염분변화에 대한 연구. 한국환경영향평가학회, 16(6), 421-432.

정태성, 최종화 (2011). EFDC 해수유동모형의 계산시간 효율화. 한국해양환경공학회지, 14(2), 121-129.

최병호, (1987). 인천만 조석의 주분조. 한국항만협회지 “항만” 37-50.

Blumberg, A. F. and Mellor G. L. (1987). A Description of a Three-Dimensional Coastal Ocean Circulation Model. (ed : Heaps., N. S.), Three Dimensional Coastal Models, American Geophysical Union, Washington, D.C.

Casulli, V. and Cheng, R. (1992). Semi-implicit finite difference methods for three-dimensional shallow water flow. International J. for Numerical Methods in Fluids, 15, 629-648.

Fortunato, A. B., Oliveira, A. and Baptista, A. M. (1999). On the effect of tidal flats on the hydrodynamics of the Tagus estuary. Acta Oceanologica Sinica, 22(1), 31-44.

Hamrick, J. M. (1994). Application of the EFDC, environmental fluid dynamics computer code to SFWMD Water Conservation Area 2A. Report JMH-SFWMD-94-01, Williamsburg, VA, 126 p.

Ji, Z. G., Morton, M. R. and Hamrick, J. M. (2001). Wetting and drying simulation of estuarine processes. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 53, 683-700.

Jin, K. R., Hamrick, J. M. and Tisdale, T. S. (2000), Application of a three-dimensional hydrodynamic model for Lake Okeechobee, Journal of Hydraulic Engineering, 106, 758-772.

Kang, K. R. and Iorio D. D. (2008). A study of estuarine flow using

the roving ADCP data. Ocean Science Journal, 43(2), 81-90

Kang, S. K. (1995). Seasonal variability of the M2 tide in the seas adjacent Korea, Continental Shelf Research, 15(9), 1087-1113

Kim, C. S., Lim, H. S., Kim J. A. and Kim, S. J. (2009). Residual flow and its implication to macro-tidal flats in Kyunggi Bay estuary of Korea. Journal of Coastal Research, SI56, 976-980.

Kuo, A. Y., Shen, J. and Hamrick, J. M. (1996). The effect of acceleration on bottom shear stress in tidal estuaries. Journal of Waterways, Ports, Coastal and Ocean Engineering. 122, 75-83.

Lane, A., (2004). Bathymetric Evolution of the Mersey Estuary, UK, 1906-1997: Causes and Effects. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 59, 249-263

Lee, J. C., Kim, C. S. and Jung, K. T. (2001). Comparison of Bottom Friction Formulations for Single-Constituent Tidal Simulations in Kyunggi Bay. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 53, 701-715.

Leendertse, J. J. and Gritton, E. C. (1971). A water quality simulation model of well mixed estuaries and coastal seas: Vol.2, computational procedures. Rand Corp., Report R-708-NYC, New York.

Mellor G. L. and Yamada, T. (1982). Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems, Review of Geophysics and space Physics. 20, 851-875.

Nunes Vaz, R. A., Lenon, G. W. and de Silva Samarasinghe, J. R. (1989). The negative role of turbulence in estuarine mass transport, Estuarine Coastal Shelf Sci., 28, 361-377.

Park, K., Oh, J. H., Kim, H. S. and Im, H. H. (2002). Case study: Mass Transport Mechanism in Kyunggi Bay around Han River Mouth. Journal of Hydraulic Engineering, 128(3): 257-267.

Shen, J., Boon, J. D. and Kuo, A. Y. (1999). A modeling study of a tidal intrusion front and its impact on larval dispersion in the James River estuary, Virginia. Estuaries, 22, 681-692.

Smagorinsky, J., (1963). General circulation experiments with primitive equations I. the basic experiment. Mon. Weather Rev., 91, 99-164.

Stacey, M. T., Burau, J. R. and Monismith, S. G. (2001). Creation of residual flows in a partially stratified estuary. J. Geophy. Res., 106, 17013-17037

Warner, J. C., Geyer, W. R. and Lerczak, J. A. (2005). Numerical modelling of an estuary: a comprehensive skill assessment. Journal of Geophysical Research, 110, C05001.

Woo, S. B. and Yoon, B. I., (2011). The Classification of Estuary and Tidal Propagation Characteristics in the Gyeong-Gi Bay, South Korea. Journal of Coastal Research, SI64, 1624-1628.

Yang, Z. and Hamrick, J. M. (2003). Variational inverse parameter estimation in a cohesive sediment transport model: an adjoint approach. Journal of Geophysical Research, 108(C2), 3055, doi:10.1029/2002JC001423

Yang, Z. and Hamrick, J. M. (2004). Optimal control of salinity boundary condition in a tidal model using a variational inverse method. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 62, 13-24.

Zou, R., Carter, S., Shoemaker, L., Parker, A. and Henry, T. (2006). An integrated hydrodynamic and water quality modeling system to support nutrient TMDL development for Wissahickon Creek. Journal of Environmental Engineering, 132, 555-566.

원고접수일: 2012년 5월 25일
수정본채택: 2012년 6월 29일
게재확정일: 2012년 7월 13일

View publication stats