한국해안 · 해양공학회논문집
제 24 권 제 1 호, pp. 16~25, 2012년 2월

단면 관측을 통한 경기만 염하수로의 대조기 평수시와 홍수시 유출입량 변화특성 조사

The Cross-sectional Mass Flux Observation at Yeomha Channel, Gyeonggi Bay at Spring Tide During Dry and Flood Season

이동환* · 윤병일* · 김종욱* · 구본호* · 우승범*
Dong Hwan Lee*, Byung Il Yoon*, Jong Wook Kim*, Bon Ho Gu* and Seung-Buhm Woo*

요 지 : 경기만 염하수로 입구인 영종대교 남단에서 평수기와 홍수기에 13시간동안 연속적으로 층별 유속관측을 수행하였다. 홍수기와 평수기에 한강과 임진강으로의 평균 담수유입량은 각각 약 8000 m^3/s, 200 m^3/s로 40배의 큰 차이를 보이는데 이러한 변화가 잔차류의 공간 분포와 총 유출입량에 어떠한 차이를 보이는지 분석하였다. 수집된 자료의 분석을 위하여 조석주기 동안의 평균이 필요하며, 반복 관측된 자료의 연직위치와 수평격자위치를 일치시킬 필요성이 있다. 따라서 본 연구에서 공간적 sigma 격자 체계로 변환시켰다. 변형된 sigma 좌표체계는 z-level상의 원시자료와 비교하였을 때 5%이내의 오차로 자료분석에 무리가 없는 것으로 판단되었다. 분석결과 평수기 단면 잔차류는 수로의 수심에 따라 패턴이 다른 수평적 2층 흐름 구조를 보였으며, 홍수기의 경우 표층에서는 낙조하고, 저층에서는 창조하는 수직적 2층 흐름구조를 보였다. 이는 담수의 유입량에 따라 단면에서 공간적 잔차류 흐름구조가 크게 변동되는 특성이 나타났다. 총 수송량은 평수기와 홍수기에 각각 359 m^3/s, 261 m^3/s 로 약 100 m^3/s의 차이를 보였다. 홍수기 많은 양의 담수 유입이 발생하였지만, 총 수송량과 적은 상관도를 보인 것은 염하수로 남단 해역에서 Stokes drift의 크기가 강하게 나타나기 때문으로 보여지며, 총량은 강화도와 영종도 사이의 조간대 지역으로 이동하는 것으로 짐작된다.

핵심용어 : 경기만 염하수로, 유출입량분석, ADCP, 단면관측, 잔차류

Abstract : To calculate the total mass flux that change in dry and flood season in the Yeomha Channel of Gyeonggi Bay, the 13 hour bottom tracking observation was performed from the southern extremity. The value of the total mass flux(Lagrange flux) was calculated as the sum of the Eulerian flux value and stroke drift value and the tidal residual flow was harmonically analyzed through the least-squares method. Moreover, the average during the tidal cycle is essential to calculate the mass flux and the tidal residual flow and there is the need to equate the grid of repeatedly observed data. Nevertheless, due to the great differences in the studied region, the number of vertical grid tends to change according to time and since the horizontal grid differs according to the transport speed of the ship as a characteristic of the bottom tracking observation, differences occur in the horizontal and vertical grid for each hour. Hence, the present study has vertically and horizontally normalized(sigma coordinate) to equate the grid per each hour. When compared to the z-level coordinate system, the Sigma coordinate system was evaluated to have no irrationalities in data analysis with 5% of error. As a result of the analysis, the tidal residual flow displayed the flow pattern of sagging in the both ends in the main waterway direction of dry season. During flood season, it was confirmed that the tidal residual flow was vertical 2-layer flow. As a result of the total mass flux, the ebb properties of 359 cm/s and 261 cm/s were observed during dry and flood season, respectively. The total mass flux was moving the intertidal region between Youngjong-do and Ganghwa-do.

Keyword : Gyeonggi Bay, Yeomha Channel, Han River, Mass flux analysis, ADCP, Bottom tracking observation, Residual flow

1. 서 론

우리나라 서해안에 위치한 경기만은 반일주조가 우세한 반폐쇄성 해역으로서 평균수심은 40 m 정도이며, 넓은 조간대와 크고 작은 섬을 가지고 있다. 경기만은 크게 염하수로와 석모수로, 장봉수로, 동수로와 서수로로 구성되어 있다. 또한 수

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

도 서울을 가로지르는 한강과 임진강, 예성강으로부터 다량의 담수와 오염물질을 배출하는 지역이다. 담수의 유입은 연중 70% 이상이 6월부터 9월의 우기에 집중되어 나타나기 때문에 계절적으로도 큰 변화를 보인다. Park et al.(2002)의 연구결과 평수기 염하수로의 한강담수 분담율은 약 60%라고 제시한 결과가 있으며, 이는 염하수로로의 담수 유입이 상당한 영향을 미침을 시사한다. 조석의 경우 7.9 m의 평균대조차와 3.5 m의 평균 소조차의 대조차 특성이 나타난다. 이러한 큰 조차로 인하여 넓은 조간대가 발달되어 있으며, 복잡한 지형특성을 지니기 때문에 독특한 해수 흐름특성이 나타나는 지역이다.

친환경적인 자연 생태 환경이었던 경기만은 최근 각종 간척사업 및 인천대교 건립, 국제공항 건설, 송도지역 매립과 같은 산업화로 해저지형 및 유동특성이 바뀌어져 왔다. 최근에는 염하수로 인근해역에서 건설 되고 있는 경인운하 사업과 조력발전의 후보지로 부각되고 있다. 이러한 막대한 개발압력에 따른 향후 해양환경변화를 예측하기 위해서는 무엇보다 현재의 해수 흐름특성에 대하여 면밀하게 파악하고 이해하고 있어야 한다.

경기만에서의 물리적 해수 흐름특성에 관한 기존의 연구로 이(1972)와 봉 등(1978)이 정점 관측을 통하여 잔차류 특성에 관하여 제시한 결과가 있으며, 임(1999)과 Park et al.(2002)이 EFDC를 이용한 수치모델을 통하여 홍수 시와 평수 시에 경기만에서의 mass flux를 산정한 연구 결과가 있다. 하지만 기존의 연구는 주로 정점관측과 수치모델 결과에 국한되어왔으며, 정점관측을 통한 mass flux 와 잔차류의 산정은 전 단면을 대표할 수 없는 한계점을 가진다. 따라서 본 연구에서는 공간적 해수흐름특성 파악과 전 단면에서의 mass flux 산출을 위하여 단면 관측을 수행하였다.

하지만 단면관측은 선박 위에서 수행되기 때문에 장시간 관측이 매우 어려우며, 특히 경기만 해역의 경우 군사지역으로 일출시간에만 관측이 가능한 단점을 지닌다. 따라서 일단위 주기로 변화하는 조류 흐름특성을 파악할 수 없는 단점을 지닌다. 하지만 13시간의 반일주조 성분만으로도 잔차류, 조량 등의 대/소조별 변화 특성과 담수유입에 따른 변화를 분석하는 연구는 많이 수행되어 왔다. Webb et al.(2007)은 플로리다 해역근처에서 13시간 단면관측을 통하여 지형적 영향에 따른 흐름주조를 파악한 결과가 있으며, Caceres et al.(2002)은 13시간 단면관측을 통하여 담수 유입량에 따른 밀도류 변화와 잔차류 공간분포, 운동량을 분석한 연구결과가 있다. 또한 Fugate et al.(2007)은 12시간 동안의 단면관측을 통하여 수로곡률에 따른 운동량 변화를 파악하였으며, Caceres and Valle-Levinson(2003)는 조류 흐름이 강한 지역에서 13시간 단면관측을 통하여 공간적 잔차류와 횡방향 운동량을 계산한 연구결과가 있다. 본 연구는 담수의 유입량에 따른 flux와 잔차류 파악을 위하여 대조기 평수기와 대조기 홍수기에 13시간 연속관측을 수행하였으며 이 두 시점간에 시간차이는 있지만 유사한 조시에 관측이 수행되었다. 따라서 홍수기에 의한 영향만을 보기 위하여 연2회(평수기, 홍수기)의 관측자료로서 비교 분석하였다.

관측된 자료의 정확한 분석을 위해서는 양질의 자료획득과 연구지역 및 관측방법에 따라 합리적인 분석방법이 필요하다. 관측된 원시자료의 일괄된 격자구성을 위하여 sigma 좌표로 구성을 하였고 z-level의 원시 자료와의 검증을 하였다. 분석된 연구결과는 향후 연안개발사업에 앞서 하구환경변화를 파악하고 수치모델 검보정을 위한 기초자료로 유용하게 활용될 수 있을 것으로 기대된다. 특히 담수의 유입량에 따라 변화하는 잔차류와 총 mass flux의 변동을 파악하는 것은 강화도와 영종도 사이의 넓은 조간대 지역의 보존과 관리를 위한 중요한 결과로 활용될 것이다.

2. 연구 자료획득 및 자료처리

2.1 연구지역 및 관측자료 획득

본 연구지역인 경기만 염하수로 입구는 인천항인근의 개방된 해역에서 급격히 좁아지는 형태의 수로로 약 1600 m의 좁은 폭을 가진다. Fig. 2를 보면 평균 수심은 약 10 m이고, 동측에서 약 15 m와 서측에서 약 17 m의 골이 존재한다. 서측해역에서는 조간대가 발달되어 있고, 동측해역에서 수심이 급격히 감소하는 형태를 보인다.

관측은 2009년 7월에 대조기 홍수시 관측이 수행되었고, 2010년 10월에 대조기 평수시 관측이 수행되었다(Fig. 1, Table 1). 관측시기의 차이는 있지만 두 정선 모두 유사한 조

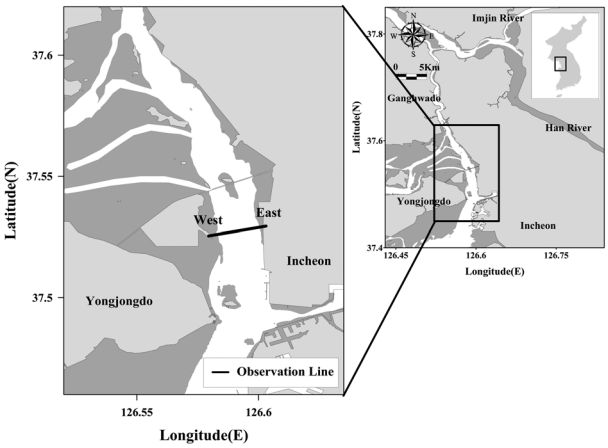


Fig. 1. Study area in the Gyeonggi bay and the ship track during the experiments of 2009, 2010.

Table 1. Bottom tracking observation

Station	Period	Survey duration	Survey interval	Each survey time
Observation Line	Spring tide Normal season (2010/10/24)	13 hours	60 min	10 min
	Spring tide Monsoon (2009/07/10)	13 hours	60 min	10 min

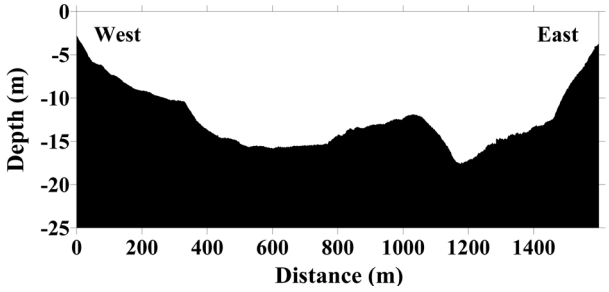


Fig. 2. The depth of ship track line. Looking into the estuary.

시에 수행되었다. 정선 관측장비는 RDI사의 600 kHz Acoustic Doppler Current Profiler(ADCP)를 이용하였다. 단면 유속관측은 선박에 ADCP 를 장착하고 수로를 횡단하면서 관측하는 방법으로 장비와 GPS가 연동되어 실시간 관측위치를 전송 받고, 습득한 데이터로 선속을 출력한다. 관측은 1시간 간격으로 13시간 동안 총 13회 왕복 관측하였으며 안정된 자료 획득을 위하여 선박의 이동속도는 평균 4~5 knot를 유지하였다. 수로폭이 약 1600 m 정도 이며 이를 횡단하는데 약 10분이 소요되었다. 단면 별 횡단시간에 따른 변화가 비록 존재하기 하지만, 10분 정도의 짧은 시간의 관측 결과이므로 조류의 12시간 주기특성을 고려하면 이는 1/72(T)기간 동안의 짧은 기간 변화이므로 횡단면 유속 변형에 의한 영향은 크지 않다고 판단된다.

선박에 장착된 ADCP는 해수면 하 0.8 m에 설치 되었고, 자료는 1 m의 수심간격으로 층별 유속 및 유향 자료를 획득하였다. 다만 선박이동관측은 경기만 해역의 경우 일몰시간 제약(군사지역)으로 인하여 선박운행이 가능한 시간에만(13시간 이하)관측이 가능하다는 단점을 가진다. 특히 이동중인 선박에 장착하여 관측하는 방법이기 때문에 자료습득에 있어서 주의가 필요하다. 안정된 데이터를 받기 위해서는 piching, rolling 컨트롤이 중요한데, 이를 해결하고자 프레임에 조절나사를 장착하여 선박형태에 따라서 보다 정확한 관측이 가능하도록 설계하였다. 또한 빠르게 이동해야 하는 정점에서 이동을 최대화 하기 위하여 선박에서 탈 부착이 쉽도록 조절 컨트롤러를 개발하였다. ADCP 에 직접 장착되는 프레임은 황 등(2004)이 개발한 방법으로 기포발생을 최소화할 수 있도록 수중의 몸체는 유선형으로 설계하였다.

정선관측이 수행되는 동안 한강과 임진강에서 유입되는 담수량의 비교를 위한 자료를 수집하였다(Table 2). 경기만으로

Table 2. River discharge from Han river

Station	Period	Latitude (N)	Longitude (E)	Interval
Paldang	(2009/05/01~2009/08/01) (2010/10/01~2010/10/26)	37-32-45	127-14-15	10 min
Goonnam	(2009/05/01~2009/08/01) (2010/10/01~2010/10/26)	38-1-60	127-1-20	10 min
Jungok	(2009/05/01~2009/08/01) (2010/10/01~2010/10/26)	38-1-4	127-3-31	10 min

유입되는 담수는 유역 면적 비에 의해 계산된 예성강, 임진강, 한강의 평균 유량 비율은 1 : 2 : 6 정도이다(임, 1999). 또한 대부분의 담수는 한강으로부터 유입되며 연간 총유입량의 70%이상이 우기(6월부터 9월)에 집중된다(Park et al., 2002)는 연구결과가 있다. 또한 한강과 임진강으로부터 약 21억톤의 담수 유량이 유입된다는 보고가 있다(김, 2010). 이러한 연구결과를 보면 경기만과 하구의 수통은 두 하천(임진강, 한강)의 영향이 주도적으로 작용됨을 시사한다. 하지만 예성강에서 유입되는 담수는 관측자료가 없기 때문에 본 연구에서는 한강과 임진강의 담수유입만을 고려하였다. 자료는 한강홍수통제소에서 제공되고 있는 팔당댐 방류량 자료를 이용하여 한강으로의 담수 유입으로 정의하였다. 수위관측소에서 제공되는 자료는 수위-유량 관계식에 의하여 계산된 유량으로 이는 수위관측을 통하여 계산된다. 따라서 조석에 의한 왜곡으로 유량이 산정되므로 임진강에서 유입되는 담수는 군남과 전곡댐의 자료를 이용하였다(송 · 우, 2011).

2.2 자료처리

ADCP에서 관측된 원시자료의 후 처리는 수평 격자평균, 오차값 제거, 각도변환, sigma좌표변환의 총 4단계의 과정을 적용하였다. 첫째 단계로써, 각 격자에 해당하는 데이터를 앙상블 평균하였다. 단면관측은 실시간으로 자료를 획득하기 때문에 정점관측에서 획득하는 ADCP데이터처럼 시간 평균된 데이터를 획득할 수 없다. 따라서 단면관측에서 획득된 원시자료는 random error가 발생하게 되며, 자료분석에 오차가 발생한다. 본 연구에서는 이와 같은 문제를 해결하고자 기존에 Valle-Levinson(1999)이 사용하는 방법으로 원시자료에서 획득되는 수평적 10개의 데이터를 1개의 값으로 앙상블 평균하는 방법을 적용하였다.

둘째 단계에서는 오차보정을 수행하였다. 오차보정은 앙상블 평균된 자료에서 percent good이 80이하의 값을 가지는 구간과 오차유속(error velocity)의 값이 유속크기(magnitude)값의 10% 이상이 되는 좌표는 제거하였다. 여기서 percent good값은 ADCP에서 4개의 빔의 상관관계가 낮은 구간에 대한 척도로서 상관관계가 높으면 100으로 나타나고, 상관도가 떨어지는 구간은 80, 60, 40, 0등의 값으로 표출된다. 오차유속(error velocity)은 ADCP의 각 4개의 빔 별로 관측된 유속의 차이로서 나타나는 오차 유속 값이다.

셋째 단계에서는 각도변환을 하였다. 대부분의 음파식 유속계는 자북을 기준으로 하여 유향을 측정한다. 경기만은 해역의 진북은 좌북으로부터 시계방향의 7도 편차를 나타나며, 이를 기준으로 하여 동서방향의 유속과 남북방향의 유속을 진북 좌표계로 변환하였다. 또한 선박 위에서 관측된 유속 자료는 선박의 이동속도에 따라 유속과 유향이 변형될 수 있는데, 이를 보정하고자 Joyce(1989) 선속보정(Joyce correlation)의 방법을 적용하였다. 또한 관측된 정선 자료는 관측 위치에 따라서 수로를 대표할 수 있는 종축방향의 유속을 추출하고자

PCA(Principal Component Analysis)분석의 과정을 거쳤다. PCA분석은 유속자료(ADCP)에서 추출한 u(동서방향), v(남북방향)의 성분을 종 방향과 횡 방향의 새로운 좌표계로 선형변환 하는 기법으로 가장 지배적인 성분의 분석이 가능하다 (Preisendorfer and Mobley, 1988).

마지막 단계로 수직/수평적 sigma좌표변환을 수행하였다. 본 연구지역과 같이 대조차가 8 m되는 지역에서 z-level상의 데이터(표층에서 저층까지 관측된 원지자료의 수심)만을 이용하여 조화분해를 하게 되면, 표층 하 8 m까지의 데이터는 얻을 수 없을 뿐만 아니라 저조시의 표층 값이 고조시의 표층 하 8 m의 값과 조화분해를 하게 되는 오류를 범할 수 있기 때문에 관측 후 조석 성분을 제거하거나 mass flux산정을 위해서는 정규화(normalize)과정(sigma좌표)이 반드시 필요하다.

특히 본 연구는 단면관측을 수행하였기 때문에 수직적 해수면 높이 변화(시간에 따른 변화)와 공간적 관측위치에 따른 수심의 변화뿐만 아니라 거리에 해당하는 수평좌표까지 일괄적으로 같은 격자를 구성해야 하는 어려움이 있다. 이는 단면관측의 특성상 모든 정선을 매 순간마다 동일한 횡단면으로 관측하는 것은 사실상 불가능하며 같은 속도로 수행될 수도 없기 때문에 원시자료의 매 관측 간격 별 수평격자간 간격은 차이가 있을 수 밖에 없다. 따라서 시간적으로 같은 격자간 조화분해가 사실상 불가능하다. 이러한 문제를 해결하고자, 본 연구에서는 시작점에서부터 관측 횡단면의 거리를 사용하여 수평적 sigma격자를 구성하였다. 수직/수평적 sigma격자구성을 하면 본 연구지역 같이 조석이 큰 지역에서 전 수층의 모든 데이터를 사용할 수 있을 뿐만 아니라 공간적 관측자료 분석에 있어서 전 구간의 데이터를 일괄적으로 구성할 수 있기 때문에 용이하게 사용될 것으로 기대된다. 다음절에서는 공간적으로 구성한 sigma좌표의 유속 값과 z-level상의 유속 값을 비교하여 변환이 정확히 되었는지 검증하여 보았다

2.3 Sigma 좌표의 검증

일반적으로 정점관측의 경우 조시에 따른 수직적 총 격자수의 차이가 발생된다. 임의로 구성한 1차원 sigma격자의 해상도를 무한히 높이면 원시자료에 수렴하게 된다. 하지만 본 연구에서의 수직 격자는 조시에 따른 수심변화뿐만 아니라 관측구간에 따라 수심이 달라지게 되므로 선형보간에 있어서 오차가 가장 적게 발생하는 수직격자를 구성 하여야 한다. 또한 앞 절에서 언급한 것처럼 수평적 격자도 일괄 구성해야 하기 때문에 원시자료 좌표에서 sigma좌표로의 변형은 선형보간 시에 오차가 가장적은 공간 격자 개수를 정해야 한다. Fig. 3의 왼쪽은 z-level상의 원시자료를 나타낸 유속 그림이며, 오른쪽은 sigma좌표로 공간 변형된 유속을 나타낸 그림이다. 공간 변형된 좌표의 개수는 수직적으로 20개 격자(layer)와 수평적으로 201개 격자(column)로 구성하였다.

$$\sigma_z = \frac{Z}{H} \qquad \sigma_x = \frac{d}{L} \tag{1}$$

식(1)에서 σ_z는 sigma좌표로 변환된 수직격자(layer)를 나타내고, σ_x는 수평격자(column)를 나타낸다. H는 각 column 별 최대 수심 값이며, z는 표층으로부터의 수심 값이다. L은 관측 시작점과 종료 점까지의 최대 거리이며, d는 시작점에서부터 각 column별까지의 거리이다. 모든 column에서 수직적으로 0~1, 수평적으로도 0~1의 값으로 정규화 하였다. 변환된 각 셀의 격자는 새로 구성한 sigma 좌표 계의 수직 20개, 수평 201개 행렬로 선형보간 하였다.

Z-level과 sigma 좌표 계에서 유속 값을 비교하기 위하여 Fig. 3에서 하얀색 실선에 해당하는 구간인 첫 번째 column ($\sigma_x = 0$)과 0.25, 0.5, 0.75 layer($\sigma_z = 0.25$, 0.5, 0.75)을 선택하여 유속 크기에 대한 비교를 수행하였다. Fig. 4에서 점선으로 나타낸 구간은 sigma로 변환 되었을 때의 유속 값이며, 실선은 z-level상의 유속 값을 나타낸다. $\sigma_z = 0.75$에서 x축(d/L)의 0.45인근에서 0.1 m/s의 오차를 보이지만, 전체적으로 변환된 격자의 오차는 0.05 m/s로 나타났다. 원시자료와의 유속 평균 오차 값은 5%이하로 공간 좌표 계로 변환되어도 자료분석에 큰 무리가 없는 것으로 나타났다.

3. 관측 결과

Fig. 5의 1~4는 2010년 10월 24일에 관측된 대조기 평수시

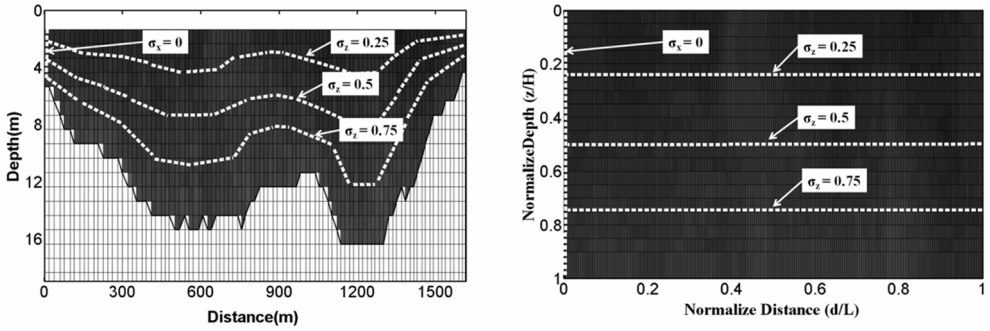


Fig. 3. The plot of left panel indicates raw data of z-level and right panel indicates transform of sigma coordinate. White dash line shows the location where z and sigma level data are compared.

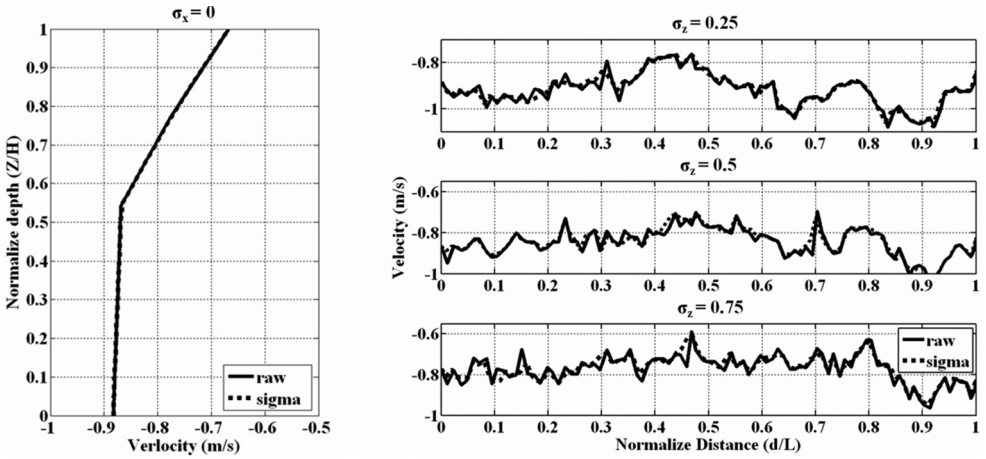


Fig. 4. The comparison of z-level and sigma coordinate data. (Left) First column, (Right) 0.25, 0.5, 0.75 layer.

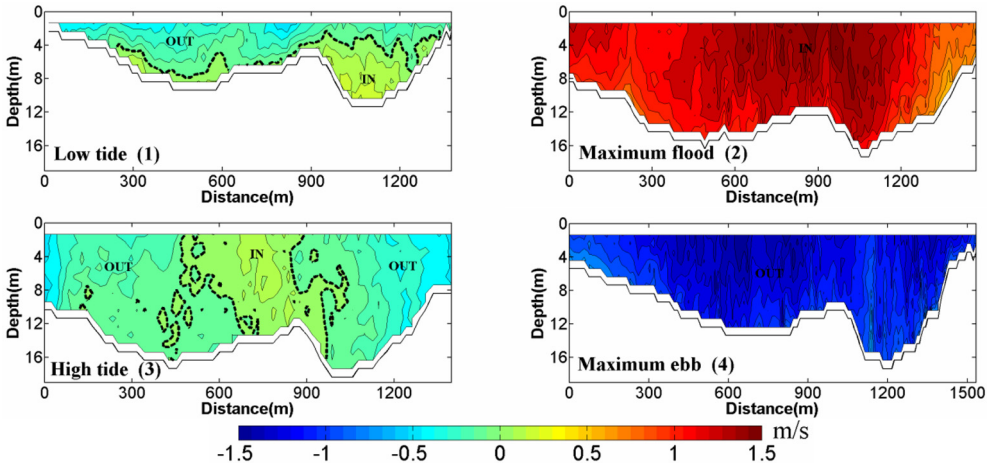


Fig. 5. The along-channel velocity at (1) low tide, (2) Maximum flood, (3) High tide, (4) Maximum ebb. Positive value flood and negative value ebb current during normal season. Looking into estuary.

자료이다. 정선을 횡단할 시 약 10분이 소요되었으며, 그림은 각 저조, 최강창조, 고조, 최강낙조의 순으로 나타낸 주축방향 유속관측 결과이다. 유속의 크기는 최강낙조 시 표층에서 평균 –140 cm/s, 최강창조 시 160 cm/s 로 창조의 크기가 강하게 나타났다. 저조 시 2층 흐름구조가 강하게 나타났으며, 수심이 가장 깊은 우측에서부터 창조가 시작되었다. 최강 창조 시 수로 중앙에서 가장강한 유속을 보였으며 수로 양끝단은 0.5~1 m/s 로 주 수로와 비교했을 때 상대적으로 약한 흐름을 보였다. 고조시에 수로 중앙을 제외하고 수로 양 끝단에서 먼저 낙조가 시작되었다. 최강낙조 시 전단면에서 강한 낙조 흐름을 보였으며, 오른쪽의 깊은 골보다 상대적으로 얕은 왼쪽의 골에서 좀 더 빠른 낙조 흐름패턴을 보였다.

Fig. 6의 1~4는 2009년 7월 10일에 관측된 대조기 홍수시 자료이다. 정선을 횡단할 시 약 10분이 소요되었다. 유속의 크기는 최강낙조 시 –150 cm/s, 최강창조 시 150 cm/s로 낙조의 크기와 창조의 크기가 유사하게 나타났다. 저조 시 오른쪽의 깊은 골에서 가장 먼저 창조방향의 흐름이 나타났다. 최강 창조는 수로 중앙(800 m)에서 최대값을 보였고, 낙조하려는 강한 표층의 담수 영향으로 표층까지 최대의 유속을 보이지 못하였다. 특히 수로 양 끝단의 경우 동측에서 0.5 m/s이하의 약한 흐름을 보이는 구간도 나타났다. 고조시 수로 양 끝단에서 가장먼저 낙조가 시작되었으며 서측보다 동측에서 먼저 발생되었다. 최강 낙조는 전 단면에서 평균 1 m/s이상으로 강하게 나타났으며, 수로 중앙과 표층에서 주된 흐름이 나타났다.

홍수기에 많은 양의 담수 유입으로 최강 창조 시에도 최대 유속 구간이 수로 중앙에서 나타났다. 고조의 경우 평수 시에 수로중앙에서만 창조를 보인 반면 홍수 시에는 수로 양끝 단을 제외한 전 영역에서 강한 창조 흐름을 보였다.

담수를 방류하는 팔당댐은 연구지역까지 약 126 km 떨어져 있기 때문에 방류한 담수가 연구지역까지 도달되는 정확한 시간과 양은 관측자료에서 사실상 파악이 불가능하다. 특히 담수의 방류량에 따라 도달시간에 따른 차이가 발생하게 된다. 따라서 본 연구에서는 홍수통제소에서 제공되고 있는 홍수도달예상시간(수치모의 값)을 이용하여 팔당댐에서 연구지역까지 도착하는 시간을 계산하였다. Table 3은 한강홍수 통제소에서 제공되는 자료이며, 팔당댐에서 방류된 담수가 한강대교까지

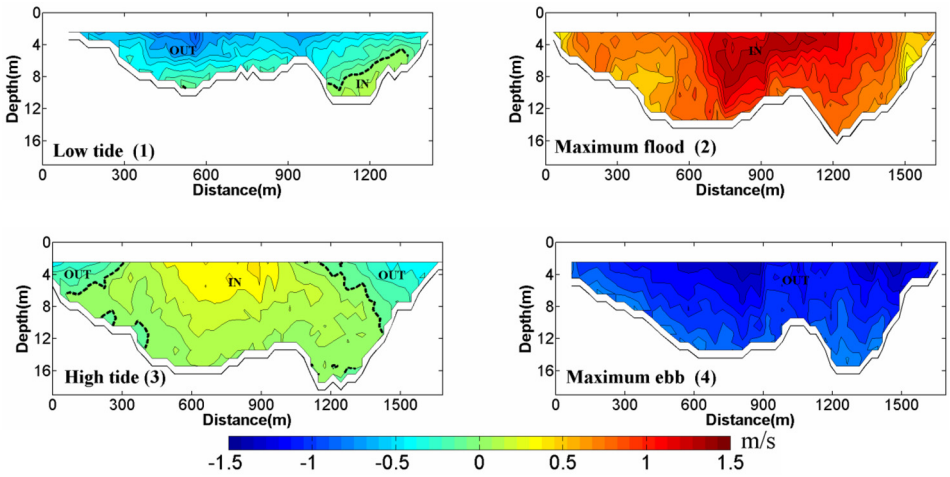


Fig. 6. The along-channel velocity at (1) low tide, (2) Maximum flood, (3) High tide, (4) Maximum ebb. Positive value flood and negative value ebb current during monsoon. Looking into estuary.

도달하는 시간을 제공하고 있다. 제공된 수치를 이용하여 팔당댐에서 관측정선까지의 거리로서 예상되는 도달시간을 계산하였다.

방류량 자료와 관측시점은 Fig. 7에 나타내었다. Fig. 7에서 왼쪽은 2009년 홍수기 담수량이며, 오른쪽은 2010년 평수기 담수량을 나타낸다. 화살표 부분은 관측 시점이며, 회색상자는 연구지역까지 도달 시 소요되는 시간을 의미한다. 2009년 5월~ 2009년 7월까지 담수의 유입량은 7월 8일 우기를 시작으로 7월 말까지 지속 되었으며, 우기 시(7월 9일~7월 10일) 평균 8000 m^3/s 의 담수가 유출 되었고, 관측시점인 7월 10일의 담수는 약 4800 m^3/s 로 나타났다. 2010년 10월 평수기 담수의 유입량은 평균 220 m^3/s 로 나타났으며, 관측시점인 2010년 10월 24일에는 약 200 m^3/s 의 담수가 유출되었다.

팔당댐에서 방류된 담수가 연구지역까지 도달하는데 걸리는 시간을 기준으로 관측시점에 해당하는 방류량을 구하였다. 평수기는 평균 방류량인 220 m^3/s 를 기준으로 약 27시간전에 방류된 담수자료를 활용하였다. 홍수기의 경우 우기 시 평균 방류량인 8000 m^3/s를 기준으로 약 18시간전에 방류한 방류량 자료를 이용하였다. 계산결과 평수시점에 해당하는 방류량은 200 m^3/s, 홍수기 관측시점에 해당되는 방류량은 7980 m^3/s로 계산되었다.

Table 3. Reaching time of river discharge at paldang

River discharge (m^3/s)	Channel length at observation line (hanriver bridge)	Speed (km/h)	Reaching time at hanriver bridge	Reaching time at observation line
~1000	126 km(36.3 km)	4.68	7 hour 45 min	26 hour 54 min
2000	126 km(36.3 km)	5.06	7 hour 10 min	24 hour 52 min
3000	126 km(36.3 km)	5.44	6 hour 40 min	23 hour 8 min
7500	126 km(36.3 km)	6.8	5 hour 20 min	18 hour 30 min
10000	126 km(36.3 km)	7.38	4 hour 55 min	17 hour 3 min
15000	126 km(36.3 km)	8.7	4 hour 10 min	14 hour 27 min

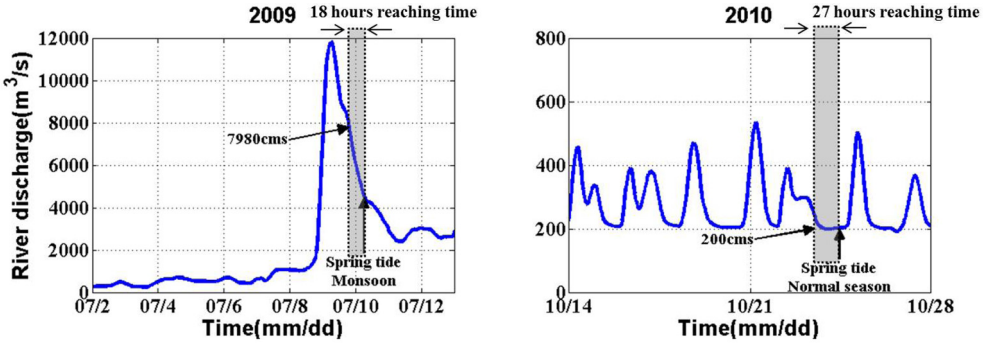


Fig. 7. Temporal variation of river discharge at 2009.7, 2010.10. The gray box indicated reaching time.

4. 분석 결과

4.1 Mass flux

4.1.1 mass flux 계산

통수 단면에서의 mass flux산정은 식(2)에서 보는 바와 같이 실제 잔차 수송량인 lagrange수송량(Q_L)을 eulerian잔차 수송량(Q_E)과 stokes drift(Q_S)의 합으로 구성된다(Zimmerman, 1979).

$$Q_L = Q_E + Q_S \tag{2}$$

그러나 mass flux의 산정은 단면 총합을 계산한 뒤 시간평균을 취하는 것과 각 격자 별 시간평균을 취한 뒤 단면 총합을 계산하는 방법이 있으며 이의 계산과정에 따라서 그 값이 다르게 나타난다. 특히 본 연구지역 같이 수심이 급변하는 지역과 조차가 큰 지역에서는 위의 계산방법에 따라 그 값이 변질되므로 이를 신중히 검토할 필요성이 있다. 이에 대한 기존의 연구로 Kjerfve(1975)는 전 수심에 대한 조차의 비율에 따라 해수 잔차 수송량에 미치는 영향이 크게 다름을 제시하였으며, 조차의 비율을 고려하여 전 수층을 sigma좌표로 변환하였다. 본 연구에서는 기존연구에서 사용된 잔차 수송량 계산방법인 Sylaios and Boxall(1998)의 식을 이용하였으며, 공간적 sigma격자 구성으로 각 셀 별 flux값을 계산하였다.

$$\langle \sum_{m=1}^{M} u_m a_m \rangle = \sum_{m=1}^{M} \langle u_m \rangle \langle a_m \rangle + \sum_{m=1}^{M} \langle U_m A_m \rangle \tag{3}$$

$$U = u - \langle u \rangle$$
$$A = a - \langle a \rangle \tag{4}$$

식(3)에서 < >는 조석평균 값이고, M은 sigma로 바꾼 각 격자별 총 셀 갯수를 의미하며 m은 각 셀을 의미한다. 좌변항은 총 mass flux이며 우변의 첫번째 항은 Q_E의 값을 나타내고, 두번째항은 Q_S를 의미한다. 각 격자별 유속을 시간 평균한 뒤 산출된 값 <u>과 격자별 면적을 시간평균한 값 <a>을 곱한 뒤 공간적으로 합한 값을 Eulerian수송량으로 정의하였다. Stokes drift항(Q_s)은 유속 원시자료에서 시간평균 된 유속 값을 빼준 값을 원시자료의 면적의 값에서 시간평균 된 면적의 값을 빼준 값 식(4) 과 곱하여 공간적으로 합한 값으로 정의하였다.

4.1.2 mass flux 결과

Fig. 7을 보면 2009년 6월 11일~7월 2일까지의 담수는 200~500 m^3/s정도의 평수기 유입량을 유지하다가 7월 9일경에는 12000 m^3/s까지 증가한다. 2009년 관측기간 동안 약 8000 m^3/s의 담수 유입량은 평수기 관측시점인 2010년 담수 유입량과 비교했을 때, 약 40배 정도의 담수가 더 유입되었다. 담수 유입의 증가에 따른 수송량의 변동을 보면 Eulerian 잔차 수송량(Q_E)의 경우 평수기에 창조방향으로 141 m^3/s를 보였고, 홍수기에 595 m^3/s의 낙조 성분으로 나타났다. 이는 평수기에 비하여 홍수기에 약 750 m^3/s의 담수가 염하수로로 유입되었음을 보여준다. Stokes drift(Q_S)는 평수기와 홍수기에 각각 창조방향으로 217 m^3/s, 856 m^3/s를 보였으며, 차이를 보면 홍수기에 약 650 m^3/s가 증가되었다.

Q_E와 Q_S의 합인 총 수송량(Q_L)은 평수기와 홍수기에 각각 359 m^3/s, 261 m^3/s로 나타났다. 즉 많은 양의 담수 유입에도 불과하고 염하수로 입구에서 총 수송량에는 큰 차이를 발생시키지는 못하였다. Park et al.(2002)은 POM(Princeton Ocean Model)을 이용하여 담수 유입과 baroclinic을 고려하여 홍수기, 평수기의 담수유입조건을 변화하며 모의한 뒤 mass flux를 구간별로 나누어 비교하였다. Mass flux의 계산은 본 연구의 방법인 Sylaios and Boxall(1998)의 식을 사용하였으며, 수치모델의 입력조건은 한강의 평수기 5월~6월 동안의 평균 유량자료로 약 400 m^3/s와 홍수기 7월~8월 약 2300 m^3/s로 주었다. 담수 유입량의 증가에도 수치모델상의 총 mass flux에는 큰 변화가 없었으며 모두 북향하는 특성을 보였으며 이는 관측결과와 잘 부합되는 결과이다.

하지만 Table 4와 Fig. 8에서 보는 바와 같이 수치 모델에서의 홍수기와 평수기에 Stokes drift의 크기변화는 없었던 반면 관측에서는 홍수기에 평수기보다 약 4배 강한 크기를 보였다. 또한 Eulerian수송량의 차이도 크게 나타났다. 이는 모델의 입력조건에 해당하는 담수의 유입량보다 실 관측에서 나타난 담수의 유입량의 차이가 있기 때문으로 판단된다. 또한 본 연구는 13시간 동안의 단기 관측 이므로 M_2 와 M_4분조 이외의 일 단위 주기 등의 다른 외력들이 포함되어있기 때문에 이와 같은 차이가 발생 할 것으로 보인다. 홍수기와 평수기의 mass flux차이를 보면 담수 유입량에 따라서 Eulerian수송량과 Stokes drift의 차이를 발생시키지만, 총량은 두 시점 모두 창조하는 특성을 파악 할 수 있었다.

4.2 Residual

4.2.1 Residual 계산

잔차류는 해수유동 흐름에서 조석 성분을 제거한 흐름으로

Table 4. Residual volume transport rates at observation line in the normal period and monsoon for Park et al.(2002) and our research

Station	Period	River discharge	Observation time	Lagrangian (Total mass flux)	Eulerian	Stokes drift
Park et al. (2002)	Normal season	400cms	2month	868	98	771
	Monsoon	2400cms	2month	675	-87	761
Our research. 2011	Normal season	200cms	13hour	359	141	217
	Monsoon	8000cms	13hour	261	-595	856

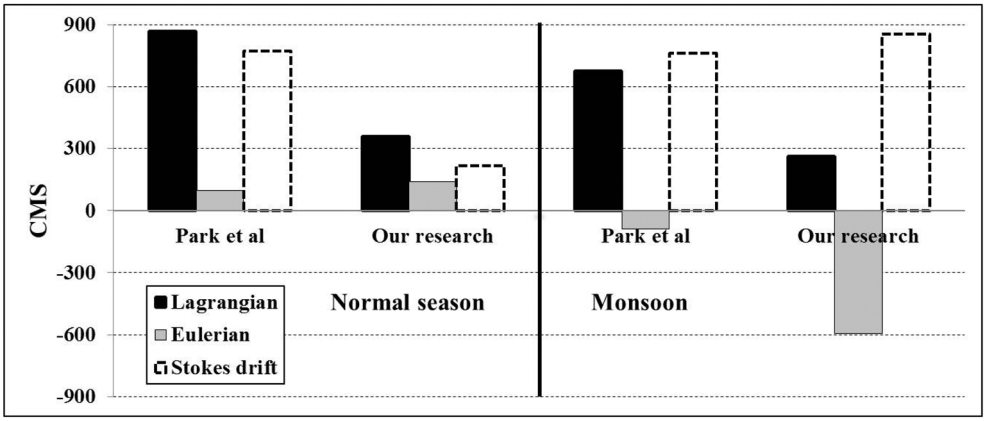


Fig. 8. Residual volume transport rates at observation line in the normal period and monsoon for Park et al.(2002) and our research.

정의된다(Kreeke, 1992). 특히 잔차류는 해역의 특성에 따라 바뀌는 조석 전파 특성이 다르며, 지형적 영향으로 인한 비선형 분조 및 담수의 유입, 바람등의 외력조건에 의하여 발생원인이 변동되는 특성을 보인다(Yanagi et al., 2003). 이러한 잔차류 변동성은 장기적 유동특성 변화와 퇴적물과 같은 입자 이동에 있어서 중요한 기작으로 작용한다. 본 연구에서의 정선 관측은 13시간 동안의 단기간 관측자료 이기 때문에 전 관측기간 동안 자료의 평균으로서 잔차류를 정의하기엔 무리가 있으며, 일 단위(K_1, O_1등)주기로 변하는 단주기 전파특성을 파악 할 수가 없다. 하지만 13시간 이하의 주기를 갖는 M_2와 M_4 분조는 뽑아낼 수 있다(Valle-Levinson, 1999). 자료의 계산은 최소자승법(Least square method)을 통하여 조화분해를 하였다(Lwiza et al., 1991). 조화분해는 sigma좌표로 전환하여 시간별로 일치된 좌표(각 셀별로 13개의 자료구성)로 조석성분을 제거하였다.

$$u = u_0 + \sum A_{M_2}\cos(\omega_{M_2}-\phi_{M_2}) + \sum A_{M_4}\cos(\omega_{M_4}-\phi_{M_4}) \quad (5)$$

식(5)에서 u는 주 측 방향의 유속(along-channel velocity)이고, u_0는 조석 평균된 값(residual)이다. A는 M_2와 M_4의 진폭, ω는 각속도, ϕ은 위상각을 나타낸다. 위 식에서 M_2와 M_4 분조의 진폭과 위상을 고려하여 원시자료(u)의 차이를 잔차류라 정의하였다(Valle-Levinson, 1999).

4.2.2 Residual 결과

Fig. 9은 M_2와 M_4 분조의 조석성분을 제거한 단면 잔차류를 도식한 그림이며, 위의 그림은 평수기, 아래는 홍수기를 나타낸다. 평수기 단면에서 잔차류 공간 분포는 주수로(상대적으로 수심이 깊은 곳)에서 15 cm/s의 창조류 성분을 보이고 수심이 상대적으로 낮은 채널 양끝단 에서는 동쪽(1500 m)인근해역에서 18 cm/s, 서쪽(300 m)인근해역에서 13 cm/s의 낙조류 성분을 보였다. 즉, 수평적으로 잔차류 흐름구조가 변동되는 특성을 보였다. 홍수기는 평수기와 비교하여 주 수로(수심이 상대적으로 깊은 곳)에서 창조류 성분이 표층까지 영향을 주지

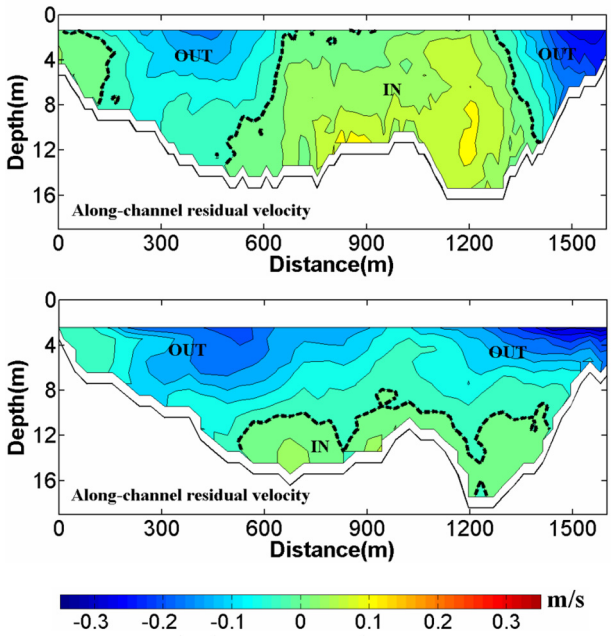


Fig. 9. The along-channel of residual current during normal season(up), monsoon(down) Looking into estuary. Positive and negative values indicate flood and ebb directions.

못하고 표층 하 10 m 부근까지 낙조류 성분을 보이는 수직적 2층 흐름 구조를 보였다. 동측에서 낙조류 성분은 평수기와 마찬가지로 서쪽보다 강하게 나타났다. 평수기 수로중앙에서 유입되는 형태를 보인 잔차류는 홍수기가 되면 수로 중앙에서 유입 성분은 줄어들고 상대적으로 수심이 낮은 채널 양 끝 단에서 낙조방향의 잔차류 성분은 크게 변동되지 않음을 보였다. 이처럼 단면에서 잔차류 변동이 크게 나타나는 것은 고정 정점의 관측만으로는 전 단면을 대표할 수 없다는 것을 반증한다.

단면 잔차 flux는 계산된 잔차류의 값과 각 격자 별 평균 면적을 곱한 뒤 전 구간을 더하여 구하였다. 계산결과 평수기와 홍수기 각각 낙조방향으로 70 m^3/s, 840 m^3/s를 보였다. 따라서 염하수로로의 한강담수 분담율은 평수기와 홍수기 각각 35%(70/200 m^3/s), 9.5%(840/8000 m^3/s)로 계산되었다. 홍수

시의 담수 방류의 영향이 평수시보다 적은 비율로 나타났으며, 이는 염하수로로 유입되는 담수의 분담율이 평수시에 높게 나타나는 것을 의미한다. 기존의 수치모델 결과를 보면 Park et al.(2002)의 경우 평수시 와 홍수시 염하수로로의 한강 담수 분담율이 각각 60% 24%라고 제시된 결과가 있으며, 김 등(2010)은 평수기 2~3% 정도의 분담율을 가진다는 결과를 제시하였다. 하지만 두 결과모두 수치모델의 결과로서 한계를 보인다. 본 연구의 관측결과도 한 조석주기의 관측을 통해 산출된 값으로 조석의 비선형성과 경압력, 순압력등과 같은 다양한 원인이 포함되어 있는 오류를 가진다. 따라서 장기 관측이나 연별로 관측을 수행하여 좀 더 면밀한 분석이 필요하며 향후 보정된 수치모델을 본 연구 해역에 추가적으로 수행하고자 한다.

5. 결 론

경기만과 같은 조차가 큰 지역에서 관측자료분석은 세심한 주의가 필요하다. 특히 잔차류 나 mass flux의 산정은 조석평균을 한 뒤 공간평균을 하는 방법과 공간평균을 한 뒤 조석평균을 하느냐에 따라서 그 값이 변질될 수 있다. 본 연구지역처럼 조석이 큰 지역에서는 조석평균을 한 뒤에 공간평균의 순서로 분석하는 것이 합리적이며, 이와 같은 순서를 위해서는 수직적 수평적 그리고 매 순간(time step)별 같은 격자구성이 필요하다. 따라서 본 연구에서는 sigma좌표 체계를 구성하고, 원시자료와의 비교를 통한 검증을 수행하였다. 검증결과 원시자료와 비교하였을 때, 5%내외의 작은 오차범위를 보였다. 본 연구지역과 같이 조차가 큰 지역에서 관측을 수행하거나 단면 연속관측을 수행할 시 가장 효율적인 분석방법이라고 생각된다.

단면 mass flux의 산정을 위해 Sylaios and Boxall(1998)의 식을 이용하여 Stokes drift, Eulerian수송량 으로 나누고 두 항의 합으로 총 mass flux(Lagrangian)를 계산하였다. Stokes drift (Qs)의 경우 평수기 217 m^3/s, 홍수기 856 m^3/s를 나타냈으며, Eulerian수송량은 평수기에 141 m^3/s, 홍수기에 –595 m^3/s로 담수의 유입량에 따라 두 시점간 큰 차이를 보였다. 하지만 총 mass flux는 평수기와 홍수기에 각각 359 m^3/s, 261 m^3/s로 약 100 m^3/s의 차이를 보였다. 이는 Stokes drift가 본 연구해역에서 강하게 작용되기 때문으로 사료된다. 즉 염하수로 남단에서 총 수송량은 평수기와 홍수기 100 m^3/s의 차이를 보이지만 창조방향 성분을 보이며, 영종도와 강화도 사이의 조간대 지역으로 이동될 것으로 짐작된다.

단면에서 담수 유입량 변동에 따른 단면 잔차류의 변화를 보기 위하여 각 격자별 조화분해를 수행하였다. 평수 시에는 주수로(수심이 상대적으로 깊은 곳)에서 저층부터 표층까지 창조하고 수로 양끝 단(수심이 상대적으로 얕은 곳)에서는 낙조 하는 흐름특성을 보였다. 반면 홍수기에는 저층에서는 창조하고 표층에서는 낙조 하는 수직적 2층흐름 구조를 보였다. 이는 담수유입에 따라서 잔차류 흐름패턴이 변동되고 있음을 보여준다. 또한 염하수로의 담수유입 분담율은 평수기와 홍수기에 각각 35%, 9.5%로 평수기에 높은 비율로 나타났다.

향후 염하수로에서 총 mass flux이동 기작에 대하여 면밀하게 분석하기 위하여 염하수로 북단과 남단의 2개 구간을 나누어 관측을 수행하고자 한다. 이를 통해 영종도와 강화도 사이의 조간대 지역으로 유 출입되는 총 수송량을 정량적으로 제시하고자 한다.

감사의 글

이 논문은 인하대학교의 지원에 의하여 연구되었습니다.

참고문헌

김정대, 정신택, 조홍연, 김태헌 (2010). 경기만 및 한강하구의 순유량 및 확산모형의 불확실성 분석. 한국해안·해양공학회, 22(5), 344-351.

김창식, 임학수, 김진아, 김선정, 박광순, 정경태 (2010). 경기만 조석 잔차류 산정 및 변동성. 한국해안·해양공학회, 22(6), 353-360.

봉종헌 (1978). 인천항부근 수로의 조류. The Journal of the Oceanological Spciety of Korea, 13(1), 29-34.

송용식, 우승범 (2011). 염하수로 인근에서 조석 변형과 장주기 조류성분의 변동 특성. 한국해안·해양공학회, 23(5), 394-400.

이석우 (1972). 인천항의 조석·조류 및 조량에 대하여 The Journal of the Oceanological Society of Korea, 7(2), 86-97.

황산철, 전동철, 강재훈, 김철수 (2004). 소형선박용 착탈식 ADCP 고정장치 개발 Ocean and Polar Research, 26(3), 481-486.

Bret M. Webb, Jeffrey N. King, Bilge Tutak, Arnoldo Valle-Levinson. (2007). Flow structure at a trifurcation near a North Florida inlet Continental Shelf Research 27, 1528-1547.

Fugate, D.C., Friedrichs, C.T., Sanford, L.P. (2007). Lateral dynamics and associated transport of sediment in the upper reaches of a partially mixed estuary, Chesapeake Bay, USA. Continental Shelf Research 27, 679-698.

Joyce, T.M. (1989). On In Situ “Calibration” of Shipboard ADCPs. J. Atmos. Oceanic Technol., 6, 169-172.

Kjerfve, B. (1975). Velocity Averaging in Estuaries Characterized by a Large Tidal Range to Depth Ratio, Est. and Coast. Mar. Cci., 3, 311-323.

Kreeke, J. van de. (1992). Residual flow in Naples Bay and irs effect on constituent concentration, constituent flux and residence time. Dynamics and exchanges in estuaries and the coastal zone (D. Prandle, Ed.), AGU, 117-133.

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, Korea. Journal of Hydraulic engineering, 257-267.

Lwiza, K. M. M., Bowers, D. G. and Simpson, J. H. (1991). Residual and tidal flow at a tidal mixing front in the North Sea, Continental Shelf Research., 11(11), 1379-1395.

Mario Caćeres and Valle-Levinson, A. (2003). Observations of cross-channel structure of flow in an energetic tidal channel, Journal of geophysical Research, vol. 108, 11-1 11-10.

Mario Caćeres (2002). Transverse variability of flow and density in a Chilean fjord, Continental Shelf Research 22, 1683-1698.

Preisendorfer, R. W. and Mobley, C. D. (1988). Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography. Elsevier, 425.

Sylaios, G. and Boxall, S. R. (1988). Residual currents and flux estimates in a partially mixed estuary, Continental Shelf Research., 46, 671-682.

Valle-Levinson, A. (1999). Spatial Gradients in the Flow Over an Estuarine Channel. Estuaries, 22, 179-193.

Yanagi, T., Manabu, M., Nomuram M. and Furukawa, K. (2003). Spring-neap tidal variation of residual flow in Tokyo Bay, Japan. Continental Shelf Research, 23, 1087-1097.

Zimmerman, J.T.F. (1979). On the Euler-Lagrange Transformation and the Stokeś drift in the Presence of Oscillatory and Residual currents. Deep-sea Res., 26A, 505-520.

원고접수일: 2011년 11월 29일
수정본채택: 2012년 1월 2일
게재확정일: 2012년 1월 26일