ResearchGate

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: https://www.researchgate.net/publication/269811487

Spatial and Temporal Variability of Residual Current and Salinity according to Freshwater Discharge in Yeoungsan River Estuary

Article *in* Journal of Korean Society of Coastal and Ocean Engineers · April 2013

DOI: 10.9765/KSCOE.2013.25.2.103

CITATIONS
7

READS
193

5 authors, including:



J.W. Kim
Inha University
21 PUBLICATIONS **81** CITATIONS
SEE PROFILE



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 25 July 2017.

The user has requested enhancement of the downloaded file.

한국해안 · 해양공학회논문집
제 25 권 제 2 호, pp. 103~111, 2013년 4월
http://dx.doi.org/10.9765/KSCOE.2013.25.2.103

방류 유무에 따른 영산강 하구역의 시공간적 잔차류 및 염분 변화

Spatial and Temporal Variability of Residual Current and Salinity according to Freshwater Discharge in Yeoungsan River Estuary

김종욱* · 윤병일* · 송진일* · 임채욱* · 우승범*
Jong-Wook Kim*, Byung Il Yoon*, Jin Il Song*, Chae Wook Lim* and Seung-Buhm Woo*

요 지 : 방류 유무에 따른 유속, 잔차류 그리고 염분의 시공간적인 분포를 파악하기 위해서 영산강 하구둑에서 서쪽방향으로 7.5 km의 구간까지 방류 시와 미방류 시에 종단면의 유속, 수온 그리고 염분을 한 조석 주기 동안 1시간 간격으로 동시에 관측하였다. 미방류 시에 연구지역의 유속 형태는 창조지속 시간이 길고 낙조류가 강한 낙조우세 특성을 보인다. 방류 시에 표층 최대 유속은 최대 1.5 m/s의 제트류 형태로 방류되지만, 저층 유속은 미방류 시와 비교해보면 0.4 m/s로 크게 변하지 않는다. 방류 시의 수직 잔차류 분포는 담수의 영향으로 일반적인 하구에서 보이는 2층 흐름 구조를 가지는 반면에, 미방류 시에는 다층 흐름 구조가 나타난다. 일반적으로 방류로 인하여 하구둑 외측에서 강한 연직 혼합이 일어나는 것으로 알려져 있으나, 본 연구조사에서는 방류에 의해서 염분 성층이 발달하고, 표층과 저층간의 연직 혼합에 크게 기여하지 않는 것으로 나타났다. 이는 방류가 강하게 일어남에도 불구하고 하구둑 전면의 지형적 효과와 밀도 차에 의한 해수 흐름 특성에 의한 것으로 판단되며, 이를 통해 하구둑 방향의 물질수송은 수직 방향보다는 수평 방향으로 나타남을 알 수 있다.

핵심용어 : 영산강 하구, 방류, 잔차류, 염분 분포

Abstract : In this study, field measurements were conducted in the section about 7 km from sea dike to westward. The observations of along channel current were carried out, and water temperature and salinity were measured simultaneously at 10 stations during one tidal cycle, and sampling interval is 1 hour. The maximum ebb current is about 1.5 m/s at the surface layer but flood current is 0.4 m/s at the bottom layer during discharge period. Residual current during river discharge shows two layer structures which is typical characteristic of the estuary system. On the other hand, residual current during a period with no discharge has shown multi-layer structure different from general estuarine systems. The distribution of high salinity can be seen at the bottom layer as the effect of discharge does not reach down to the bottom layer during discharge. As a result, freshwater is not effected at the bottom layer during observation, and mixing of surface layer to bottom layer is reduced by stratification.

Keywords : Yeoungsan estuary, river discharge, residual current, salinity distribution

1. 서 론

우리나라 하구는 농업용수 확보를 위해서 영산강, 낙동강, 금강의 주요 지역에 하구둑이 설치되어 있다. 본 연구 지역인 영산강 하구둑은 1981년 2월에 완공 되었으며, 목포항 동쪽에 위치하고 있다. 목포항 서쪽의 외해에서는 달리도, 눌도와 화원반도 등 크고 작은 섬들 사이의 수로를 통해 조석, 조류가 전파되어 들어온다(Fig. 1). 목포항 검조소 자료에 의하면 영산강 하구는 평균대조차 약 4 m, 평균소조차 약 3 m인 중조차 해역이다. 하구둑 전면의 수로 폭은 1.8 km 내외이며, 하구둑 전면의 수심은 준설 작업으로 인해서 8~20 m까지 기복이 심한 지형을 가지고 있다. 하구둑에 의해서 하천과 해양 사이의 자연적인 물질순환은 차단되지만 제염, 하구둑 내·외측 수위차, 홍수 시 등의 이유로 인하여 인위적인 방류가 발생한다. 인위적이고 일시적인 하구둑 방류는 영산호 내측에 축적되어 있는 물질들이 하구둑 외측으로 짧은 시간에 매우 강하게 유출됨을 의미하며, 하구의 물질수송 및 환경에 많은 영향을 미치게 된다.

하구 지역의 물질순환에 대한 연구는 주 수로의 조석흐름(Friedrichs and Aubrey, 1988)과 조석을 제거한 흐름(Pritchard, 1956; Hansen and Rattray, 1966; Geyer et al., 2000; MacCready, 2004)에 대한 내용이 주로 진행되었다. 특히, 잔차류의 이층 흐름 구조는 주 수로 방향의 역학적인 중요성(Lerczak and Geyer, 2004)과 물질 확산(Smith, 1977)에 큰 의미가 있다. 영

*인하대학교 해양과학과 (Corresponding author: Seung-Buhm Woo, Department of Oceanography, College of Natural Science, Inha University, Incheon 402-751, Korea. Tel: 032-860-8255, Fax: 032-862-5236, sbwoo@inha.ac.kr)

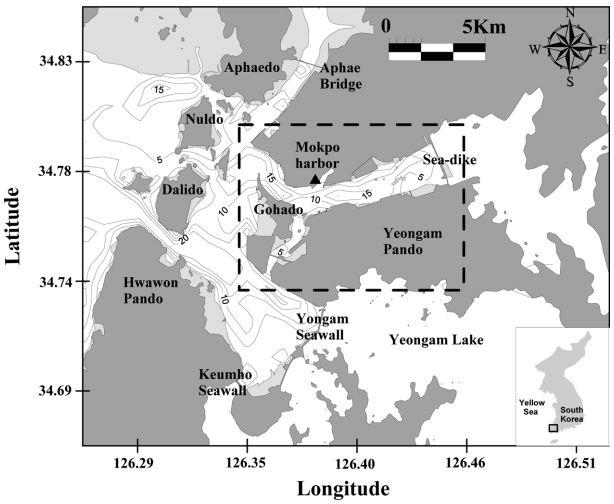


Fig. 1. The measurements obtained from this study were made in the box showing Yeoungsan river estuary. Thin line is depth contour.

산강 하구둑 전면의 수직 잔차 유속구조는 일반적인 하구에서 보이는 이층 순환구조(two-layer)와 다르게, 갑문 운영에 의한 불규칙한 담수유입 때문에 다층 구조(multi-layer)가 제시되었다(박 등, 2001). 이러한 잔차 유속에서 Geyer(1993)는 성층이 잔차류의 이층 흐름 구조를 강화 시키는 경향을 보인다고 제시하였지만, 수직적인 밀도 차에 의한 성층이 이층 흐름 구조를 약화시킨다는 결과(Chant and Wilson, 1997; Seim and Gregg, 1997; Chant, 2002; Lerczak and Geyer, 2004)도 연구되었다. 즉, 수직적인 염분 성층에 의해서 발생하는 경압력과 수직 전단응력의 균형은 이층 흐름 구조를 강화 혹은 약화 시키는데 주요한 이유가 될 수 있다(MacCready and Rhines, 1991). 또한 방류 시 발생하는 수직 염분구조와 강한 유속의 크기는 하구역의 성층과 혼합 현상을 발생시키는 중요한 요소이며, 외해 방향으로 유출되는 강한 담수 흐름과 유입되는 해수의 수렴으로 인하여 수평적인 퇴적물과 생물학적 물질 수송에도 중요한 의미가 된다(Garvine, 1974; Ralston and Stacey, 2005).

기존의 영산강 지역에 대한 연구를 종합하면, 하구둑 건설로 인해서 많은 습지가 간척지로 전환되었고, 감조수역이 크게 감소하였다(강 등, 1998; 이, 1994; 최, 1984). 조간대의 감소에도 불구하고 하구둑 건설로 인해 목포항에서는 낙조우세가 심화되었다(강 등, 1998). 영산강 하구둑 내측에서 조석의 진폭이 커져 고조시 연안에 인접한 저지대의 침수현상이 발생하였고, 하구둑에 의해서 조석파가 차단되고 유속이 감소하면서 하구 내 체류시간이 증가로 인한 오염물질의 집적으로 인한 환경오염이 우려되었다(강, 1996). 이렇듯 지금까지 영산강 하구 지역의 연구는 정점관측 위주로 진행되어 왔기 때문에 방류 유무에 의한 공간적인 담수와 해수의 혼합과정이나 이로 인한 물질순환 기작에 대한 연구결과는 미흡한 편이다. 그러므로 방류수에 의한 유속, 성층 그리고 잔차류 변화에 대한 종합적인 연구가 필요하다. 본 연구에서는 갑문 운영에 따른 방류 시와 미방류 시의 시공간적인 유속과 염분 변화에 대한 연속 관측을 통하여 과거 연구(Nepf and Geyer, 1996; Elias and Stive, 2006; Framinan et al., 2008)를 기반으로 잔차 흐름 구조를 비교 분석하여 하구둑 담수 방류에 의한 물질순환 기작을 보고자 한다.

2. 연구 지역 및 방법

2011년 8월 10일(방류 시)와 2011년 8월 15일(미방류 시)에 동일한 정선에서 수층별 유속 및 염분 연속 관측을 수행하였다(Fig. 2). 유속 관측장비는 RDI의 600 kHz Acoustic Doppler Current Profilers(ADCP)를 이용하였고, 염분은 Idronaut의 Conductivity Temperature Depth(CTD)를 사용하였다. 단

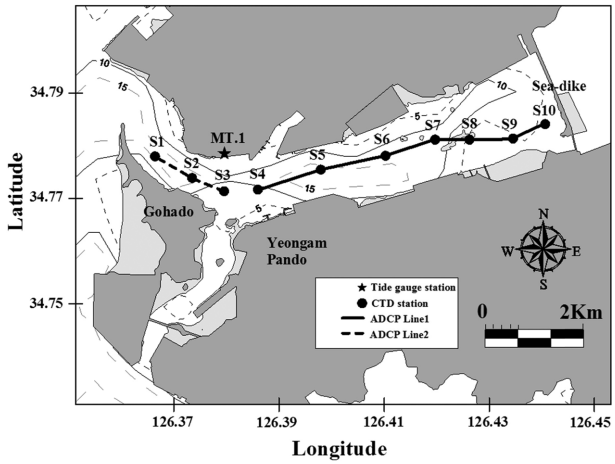


Fig. 2. Transect line of ADCP and CTD station at August 10 and 15. The dark circle is CTD stations (S1-S10) that were measured simultaneously with ADCP tracking. MT.1is indicated Mokpo tidal gauge station.

Table 1. Information of ADCP bottom tracking observation

St	Period	Observation time (hour)	Instruments	Observation Interval (minute)	Vertical Bin size (m)
Observation Line	Neap tide Discharge (2011/08/10)	13	ADCP (600 kHz) CTD (Idronaut, 304)	60	1 m
	Spring tide No discharge (2011/08/15)	13	ADCP (600 kHz) CTD (Idronaut, 304)	60	1 m

면에서의 층별 유속은 관측선박의 측면에 ADCP를 장착하고 수로를 종단하면서 관측하는 방법으로, ADCP에 GPS 및 노트북을 연결하여 실시간 유속자료 및 관측위치를 전송 받을 수 있다. 안정된 자료 획득을 위하여 관측선박의 이동속도는 평균 4~5 knot를 유지하였다. ADCP는 표면 하 0.8 m에 설치 되었고, 1 m의 수심간격으로 층별 유속 및 유향 자료를 획득 하였다. 2개의 종 방향 정선 관측(Fig 2; Line1과 Line2)은 1시간 간격으로 한 조석 주기 동안 총 13회 관측을 수행하였고, 10개의 정점에서 동시 CTD관측을 수행하여 연직 별 수온과 염분 자료를 획득하였다(Table 1).

ADCP 원시 자료로부터 분석을 위해 추출한 자료의 신뢰성을 향상시키기 위해서, 수평 격자 평균, 오류 데이터 제거, 각도 변환, 시그마 좌표 변환을 이 등(2012)과 최 등(2012)이 제시한 방법을 적용하였다. 수평 격자 10개의 값을 1개의 값으로 앙상블 평균 하였으며, ADCP의 원시자료 중에서 유속, 유향 결과 값에 대해서 error velocity, 선박의 pitch, roll을 고려하여 산출되는 Percent good 값이 80 이하이면 제거하였다. 오차 유속이 유속 크기 값의 10% 이상이면 제거하였고, 자북으로 제시된 유향을 7° 보정하여 진북 좌표계로 변환하였다. Joyce(1989)의 선속보정(Joyce correlation)의 방법을 적용하여 선속에 의해서 생기는 오차를 보정을 하였고, 조차가 큰 해역에서 자료 분석이 효과적으로 가능하게 시그마(Sigma) 좌표계로 변환하였다. 유속자료는 Preisendorfer and Mobley(1988)가 제시한 PCA (Principal component analysis) 분석을 이용하여 원시자료의 Ucomp(동서방향)와 Vcomp(남북방향)의 성분을 주 수로방향 성분의 고려가 가능하게 주축(major)방향과 종(minor)방향의 새로운 좌표계로 선형 변환하였다(Fig. 3).

본 조사가 이루어 질 때의 방류 강도가 연중 평균에 비하여 어느 정도인지를 비교하기 위하여 영산강 하구둑 관리센터에서 1997년부터 2011년까지 톤(ton) 단위로 제공되는 하구둑 방류 자료를 연평균하여 월별 방류량의 합으로 나타내었다(Fig. 4(A)). 하구둑 방류량은 연중 70% 이상이 7월과 8월에 집중되어 방류되며, 2011년 8월 한달 동안에 방류된 방류량의 합은 $4.51 \times 10^8 m^3$로 15년의 연평균 방류 자료와 비교할 때 많은 양이 방류되었다. 담수 방류량은 8월 7~14일(Fig. 4(B)) 사이에 집중적으로 발생하였으며, 이 시기에 방류 시 유속 관측이 수행되었다. 방류 시(8월 10일) 방류량은 약 $4.09 \times 10^7 m^3$, $6.06 \times 10^7 m^3$ 총 2회 방류 되었고, 첫 회 방류는 오전 2시 26분부터 6시 23분까지 약 4시간 동안 정선관측을 수행하기 전에 사전 방류가 되었으며 두 번째 방류는 13시21분부터 18시03분에 완료 되었다. 미방류 시(8월 15일)는 관측 수행 중에는 방류가 발생하지 않았지만 8월7일 12시부터 8월 14일 20시 35분까지 총 14회의 지속적인 방류가 발생하였다(Fig. 4(B), 4(D) and 4(E)).

Fig. 4(C)에서 2011년 8월 1개월 동안 목포항 검조소(Fig. 2, MT.1 station)에서 1분 간격으로 관측된 조위 자료(국립해양조사원)을 나타내었으며, Fig. 4(D)와 Fig. 4(E)에는 조위 자료와 관측된 조류 자료의 수심 평균된 유속을 같이 제시하였다. 조류 곡선을 보면, 관측 시기동안 반일주기의 특성을 보이며, 창조 8시간과 낙조 5시간의 비대칭현상이 나타난다. 조위 자료에서 8월 1개월 기간 중에 최대 대조기 조차는 4.84 m이고, 최소 소조기 조차는 0.92 m로 대조기와 소조기의 차이가 3.92 m의 차이가 나타난다. 반면에 관측기간 동안의 대조기 조차는 3.65 m이고, 소조기 조차는 2.57 m로 대조기와 소조

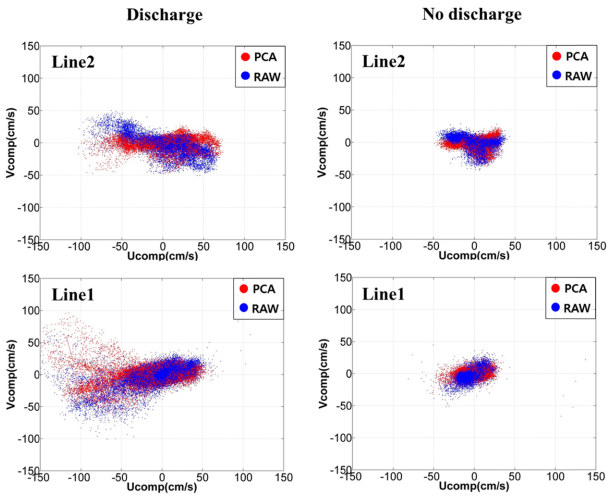


Fig. 3. PCA analysis results during discharge and no discharge period. The blue dot is velocity of each line before PCA analysis and the red dot is result of PCA analysis.

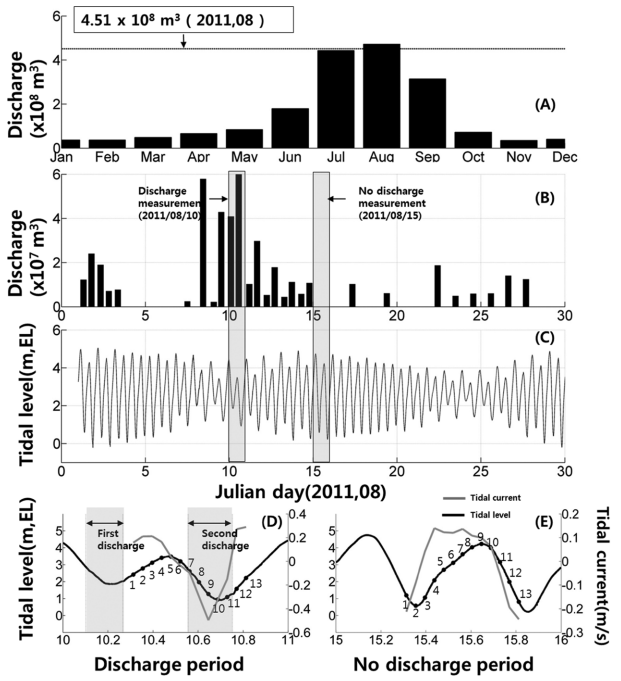


Fig. 4. (A) The yearly averaged sum of river discharge during 1997-2011. (B) Time variations of river discharge (C) water elevation in August (D) water elevation on 2011. 08.10 (E) water elevation on 2011.08.15. Gray line is depth-averaged tidal current. Black dot (•) is observation time of ADCP and CTD.

기 시의 차이는 1.08 m로 크지가 않았다. 따라서 대·소조기의 변동성에 비하여 방류 유무에 따른 물리적인 변화가 클 것으로 판단되기 때문에, 본 연구에서는 방류 유무에 따른 하구둑 인근의 유속, 염분, 잔차 변화를 중점적으로 분석하고자 한다.

3. 결 과

3.1 시공간적 조류 변화

Fig. 5은 2011년 8월 15일 1시간 간격으로 연속 관측된 미방류 시의 관측으로, 하구둑이 막혀있을 경우 조석에 의한 영향만으로 발생하는 주축 방향의 유속 분포를 볼 수 있다. Fig. 5의 우측 하단의 숫자는 정선 관측 시작 시간을 기준으로 1시간 간격으로 진행된 것을 의미하고 양의 값은 창조 방향의 유속을, 음의 값은 낙조 방향의 유속을 나타낸다. 기본적인 유속 형태는 창조의 지속시간이 길고 낙조의 지속시간이 짧게 나타나는 낙조 우세성을 보인다. 창조 시(Fig. 5; No. 3~9)에는 수로 입구 부분(Fig. 5; Line 2)의 중층부(표면 하 4~10 m) 사이에서 창조 방향 유속이 다른 관측 지역보다 두드러지게 나타나는 특성인 반면에 낙조 시(Fig. 5; No. 1, 11~13)에는 Line 2의 낙조 유속이 Line 1의 낙조 유속보다 강한 특징이 나타난다. 이러한 조류의 비대칭성 특징은 잔차류의 수직 구조와 크기를 결정하는 원인이 될 수 있으며 (Cheng and Valle-levinson, 2010), 창 · 낙조 시 모두 Line 2에서 Line 1에 비하여 상대적으로 약 0.3 m/s의 강한 유속이 발생하는 것으로 보아 하구둑에 의한 조류의 차단에 의해서 비대칭성 특징과 공간적인 차이가 발생한다고 판단된다.

Fig. 6에 2011년 8월 10일 첫 번째 방류가 끝난 뒤 1시간 간격으로 연속 관측된 방류 시의 주축 방향 유속을 제시하였다. 고조 시(약 3시간 전(Fig. 6; No. 1))에 최강 창조 유속이 나타나며, 관측 시작 전에 이루어졌던 방류의 영향으로 상층부(표면 하 0~5 m)까지 0.56 m/s 이하의 낙조성분 유속이 약 2시간 지속되었다.

두번째 방류는 관측 시작 후 약 7시간이 지난 후부터 시작되어 이후 약 4시간 30분동안 지속되었다(Fig. 6; No. 8~11). 상층부(표면 하 0~10 m)에서는 방류수의 영향을 받아 약1.5 m/s의 낙조 흐름이 보이는 반면에 하층부(표면 하 10~20 m)에서는 0.47 m/s 이하의 창조 흐름이 나타난다. 방류된 담수는 상층부(표면 하 10 m 이내)에서만 영향을 주며 매우 강한 낙조 흐름으로 외해역으로 유출되고 있으며, 그 수평적인 거리는 관측 전 구간(0~7.5 km)에 걸쳐 나타난다. 특이한 점은 강한 방류임에도 불구하고 저층에 크게 영향을 미치지 않는다는 점과 방류가 일어날 경우 하층부에서의 창조 방향의 유속이 더욱 강해진다는 점이다(Fig. 6; No. 10,11). 이는 상층부에서의 낙조 방향의 방류가 하층부의 수괴를 연행작용(Entrainment)을 통하여 저층의 수괴가 상층 방향으로 유입된

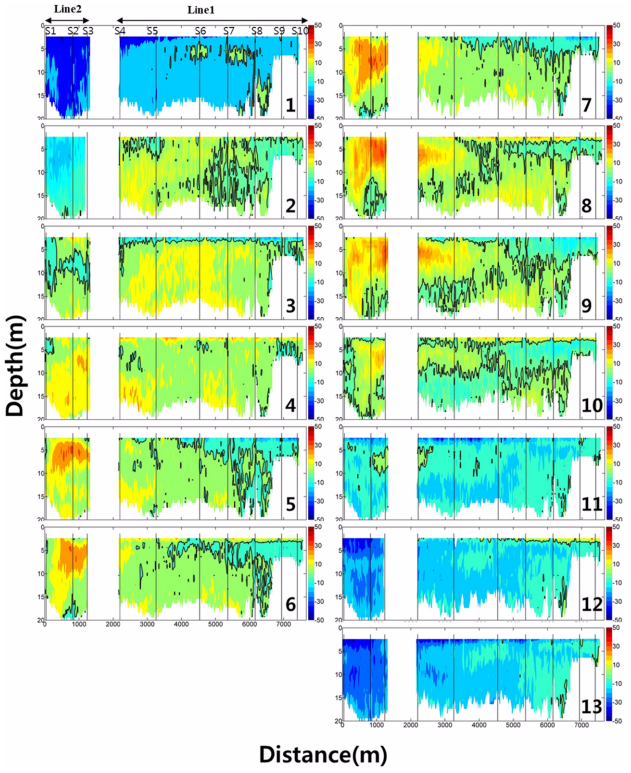


Fig. 5. Time variation of along-channel velocity profile during no discharge period from sea-dike to ocean at different time in one tidal cycle. Negative and positive indicate ebb and flood direction of along-channel current, respectively.

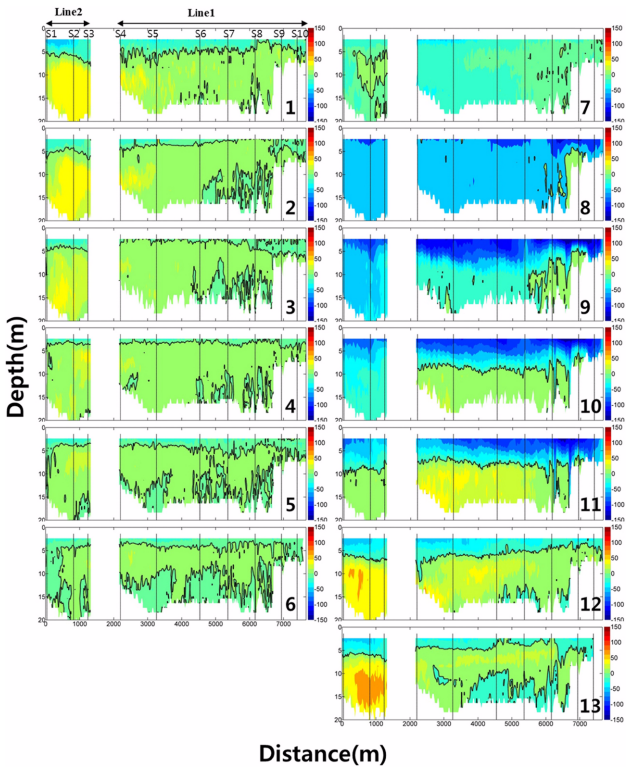


Fig. 6. Time variation of along-channel velocity profile during discharge period from sea-dike to ocean at different time in one tidal cycle. Negative and positive indicate ebb and flood direction of along-channel current, respectively.

다는 것을 의미한다. 즉 저층에서 외해역으로부터 하구둑 방향의 수평적인 물질수송은 방류 시에 오히려 활발히 나타난다고 볼 수 있다.

3.2 잔차류

전형적인 하구 잔차 유속은 표층의 외해 방향으로 나가는 흐름과 저층의 육지방향으로 유입되는 해수에 의한 2층 흐름(two-layer flow)의 형태를 보인다(Ianniello, 1977). 이러한 2층 흐름 구조는 조류와 담수 유입량에 의해서 형태 및 크기가 결정된다. 본 연구에서의 정선 관측자료는 13시간 동안의 단기간 관측자료이기 때문에 관측기간 동안의 산술적인 평균을 통해서 잔차 유속을 정의하기엔 무리가 있으며, 하루 이하의 주기로 변하는 단주기 전파특성을 파악하기 힘들다(이 등, 2012; 최 등, 2012). 그러나 13시간 이하의 주기를 갖는 M_2와 M_4분조는 최소자승법(Least square method)를 이용하여 추출이 가능하다. 본 연구에서는 원시자료에서 추출한 M_2와 M_4 분조를 제거 한 후에 산출된 값을 잔차 유속이라 정의하였고 식 (1)과 같이 제시된다(Lwiza et al., 1991).

$$u = u_0 + \sum A_{M2}\cos(\omega_{M2} \quad \varphi_{M2}) + \sum A_{M4}\cos(\omega_{M4} \quad \varphi_{M4}) \quad (1)$$

식 (1)에서 u는 주축방향의 유속(along-channel velocity)이고, u_0는 조석 평균된 값(residual)이다. A는 진폭(amplitude), ω은 각속도, φ 위상각을 의미한다.

미방류 시(Fig. 7(B)) 잔차 유속 분포는 복잡한 다층 흐름 구조를 보인다. 수심이 작고, 하구둑과 가까운 S9와 S10 인근에서는 0.03 m/s의 낙조방향의 잔차 유속 분포가 나타난다. 반면에 수심이 급격히 깊어지면서 S2~S6까지 상층부(표면 하 4 m)에서 0.01~0.02 m/s 낙조 방향의 잔차 유속, 중층부(표면 하 4~12 m)에서는 창조 방향의 유속 분포, 저층부(표면 하 12~20 m) 에서는 공간적으로 복잡한 잔차 유속 패턴이 조사되었다. 이러한 공간적인 잔차 유속의 분포 특성은 조석파 차단으로 인한 창조와 낙조의 비대칭성 효과, 급격히 변하는 지형 효과, 바람에 의한 응력 효과 등 여러 가지 이유가 있을 수 있을 수 있다. 주목할 만한 특징은 잔차 흐름 구조가 일반적인 2층 하구 흐름 구조와는 다른 다층 흐름 구조를 가지고 있다는 것이다.

방류 시(Fig. 7(A))에는 미방류 시와 다르게 일반적인 하구의 2층 흐름 구조가 나타난다. Fig. 7(A)의 S1~S10의 관측영역에서 상층부(표면 하 3~10 m)까지 방류에 의하여 약 0.1~0.4 m/s이상의 낙조방향의 잔차 유속 분포가 보이고, 저층부(표면 하 10~20 m)에서 0.12~0.20 m/s 창조방향의 잔차 유속 분포가 나타난다. 이러한 공간적인 잔차 유속 구조는 일반적인 하구에서 흔히 볼 수 있는 2층 흐름 구조이나, 담수 방류가 표면 하 9~10 m에 제한적으로 작용한다는 점에서 방류에 의하여 상층부와 저층부의 수직적인 물질 교환보다는 외해에서 유입되는 해수와의 수평적인 물질교환이 활발할 것으로 예상된다. 그러므로 물질순환은 조류에 의한 영향보다는 잦은 하구둑 담수 방류가 크게 작용을 할 수 있다고 판단된다.

3.3 조류 진폭의 차이

Line 1의 방류 시와 미방류 시의 조류의 M_2 진폭을 Fig. 8에 제시하였다. M_2 진폭은 식 (1)에 제시되었던 최소 자승법을 이용하여 산출하였다. 하구둑 방류에 의해서 전체 관측 영역에서 미방류 시의 M_2의 진폭보다 방류 시의 진폭의 크기가 높게 나타난다. 방류 시와 미방류 시에 M_2 진폭의 큰 차이점은 Line 1에서 나타나며, 방류 시의 표층 진폭이 약 0.5 m/s로 미방류 시의 0.1 m/s에 비하여 방류에 의하여 높게 나타난다. 또한, 일반적으로 하구둑에 의한 조류 차단에 의하여 미방류 시에 외해(Line 2)보다 하구둑(Line 1)에서 진폭의

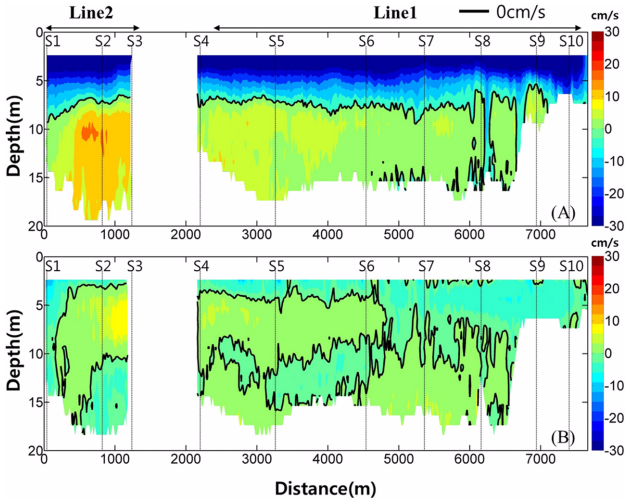


Fig. 7. Distribution of residual velocity during discharge (A) and during no discharge period (B). Negative and positive indicate ebb and flood direction of residual current, respectively. *Y*-axis is vertical depth (m) and *X*-axis is distance (km) from ocean to sea-dike.

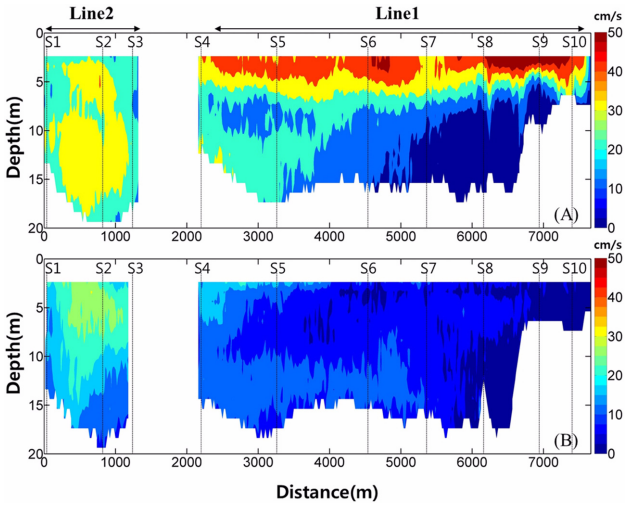


Fig. 8. Tidal current amplitude of M_2 component during discharge (A) and during no discharge period (B).

크기가 약하지만 방류 시에는 하구둑(Line 1)에서 높게 나타난다. 이러한 방류에 따른 조류 진폭의 상승은 2층 잔차 유속 특징을 형성하는 데 기여하며(Winant and Guillermo, 2003), 방류의 영향이 S7~S9의 저층부 진폭 변화에 영향이 없다는 점에서 급격한 지형적인 변화로 인하여 수직적으로 표층과 저층의 물질 순환이 활발하게 이뤄지기 힘들다는 것으로 판단된다.

3.4 시공간적 염분 변화

하구의 시공간적인 염분 변화는 일반적으로 담수와 대소조기, 고조와 저조와 같은 조석 변화에 의해서 결정된다(Hansen and Rattray, 1965; Kranenberg, 1986; MacCready, 1999; Monismith et al., 2002; MacCready, 2004; Lerczak et al., 2006; Geyer et al., 2008b). 본 연구 지역인 영산강 하구는 하구둑에 의해서 차단되어 있기 때문에 조류에 의한 염분 변화보다는 하구둑에서의 방류 유무에 의하여 상대적으로 염분 변화가 크게 나타나게 된다. 해수 순환에 있어서 밀도와 염분의 관계성을 제시 하기 위하여 Table 2에 방류 시와 미방류 시에 관측 된 수온, 염분 그리고 밀도의 최대값, 최소값, 평균값 그리고 표준편차를 나타내었다. 방류 시의 염분의 범위는 1.36~31.58 psu로 큰 차이를 보이는 반면에, 수온은 24.19~25.34°C로 작은 차이를 보인다. 미방류 시 염분의 범위는 6.52~30.24 psu로 변화가 큰 반면에, 수온은 23.98~26.85°C로 작은 차이를 보인다. Guerrero et al.(1997)은 이러한 시공간적인 염분 변화가 수온의 변화에 비하여 크게 차이가 날 경우 밀도는 염분에 의해서 제어된다고 제시하였다.

Fig. 9는 8월 14일 20시 35분까지 하구둑 담수 방류를 하고 약 11시간 후 미방류 시의 시공간적인 염분 변화를 나타내었다. 미방류 시 상층부(표면 하 0~7 m)에서 강한 성층이 나타나며, 수심 7 m 이하에서는 염수의 유입으로 인하여 26~28 psu 이상의 고염수가 혼합된 형태로 분포한다. Fig. 9의 No.11의 S5~S7 사이에서 나타나는 염분의 일시적인 수직 혼합은 인근 지역 외부에서 유입되는 폐수라고 판단된다. 이러한 상층부와 저층부에서의 염분 차이는 사전에 방류된 담수의 영향으로 판단되며, 방류의 영향이 약 22시간 후에도 상층부에 남아 있는 것을 알 수 있다. 특히, 시간이 지남에 따라서 Line 2의 창조류(Fig. 5; No. 3~9)가 강해지면서 담수의 영향이 외해와 혼합되어 성층 강도가 약화 되지만, 하구둑과 가까울수록(Fig. 10; S6~S10) 조류의 강도가 약해지면서 염분 성층이 상대적으로 오래 유지 되는 것이 조사되었다. 이것은 창조 시 하구둑의 차단에 의해서 발생되는 낙조류가 외해로부터 유입되는 해수 혼합을 억제하여 염분 성층을 유지시켜 주는 기작이 될 수 있다고 생각된다(Fig. 5; No 5~9).

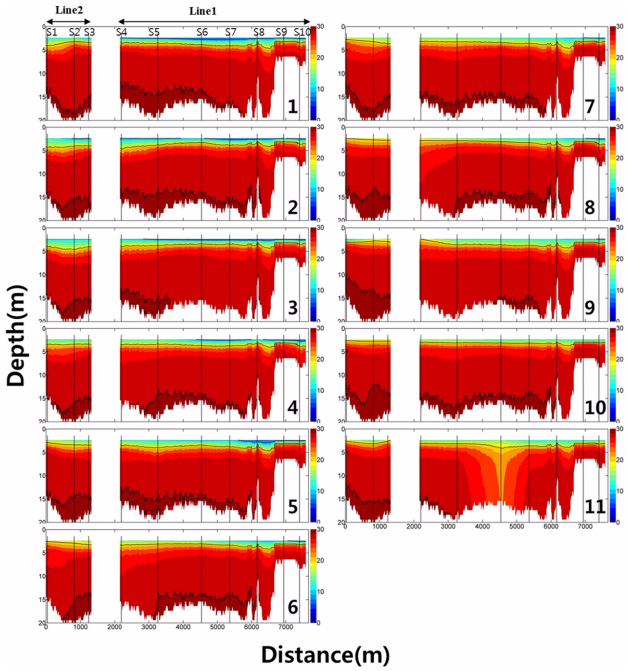


Fig. 9. Time variation of vertical salinity during no discharge period from ocean to sea-dike.

Fig. 10에 2011년 8월 10일 2시 26분부터 6시 23분까지의 사전 방류와 13시 21분부터 18시 3분까지(Fig. 10; No. 7~11) 방류 시의 시공간적인 염분 변화를 나타내었다. 사전 방류에 의하여 전체 관측 영역 상층부(표면 하 3~6 m)에서 0~10 psu의 저염수가 존재하였으며, 염분 성층은 수심 10 m까지 강하게 형성되었다(Fig. 10; No. 1~6). 특히, 두번째 방류(Fig. 10; No 7~11)가 일어났을 시의 염분 변화를 보면 수직적으로는 하구둑 인근(Fig. 10; S8~S10)에서부터 담수가 확산되어 중층부(Fig. 10; No. 9. S8) 수심 15 m까지 영향을 주며, 수평

Table 2. Statistics of salinity, temperature, and density at volume-averaged salinity

Period		Temperature (°C)	Salinity (psu).	Density (kg/m^3)
Neap tide Discharge (2011/08/10)	Minimum	23.98	1.36	998.25
	Maximum	26.85	31.58	1021.05
	Mean	24.97	23.23	1014.55
	SD*	0.96	10.40	8.04
Spring tide No discharge (2011/08/15)	Minimum	24.19	6.52	1001.89
	Maximum	25.34	30.24	1019.97
	Mean	24.50	26.85	1017.04
	SD*	0.32	5.62	4.31

*SD: Standard deviation

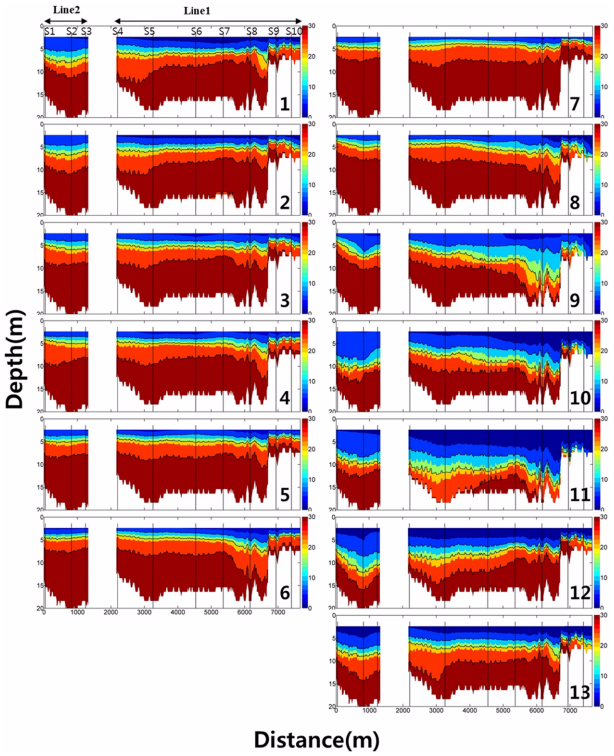


Fig. 10. Time variation of vertical salinity during discharge period from ocean to sea-dike.

적으로는 Line 2까지 관측 영역 전체에 영향을 받는 것으로 조사되었다. 방류가 끝난 후(Fig. 10; No. 12~13) 저층에서부터 고염수가 침입하여 약 2시간만에 수심 10 m로 회복하는 것이 나타났으며, 창조류(Fig. 6; No.1~5)에 의하여 유입되는 해수의 영향은 염분 성층 발달에 의해서 수직적인 혼합은 크게 일어나지 않는 것으로 조사되었다. 주목할 만한 점은 방류수의 영향이 S4~S8에서의 저층부에 직접적으로 영향을 미치지 않는다는 점이다(Fig. 10; No. 9~11). 이것은 하구둑 방류로 인하여 저층의 물질 수송은 크게 이루어지지 않는 것으로 판단할 수 있으며, 저층의 창조 방향의 잔차 유속에 의해서(Fig. 7(A)) 저층수의 물질 수송은 수평적으로만 이뤄진다고 판단된다.

3.5 평균 염분

Fig. 11에 미방류 시(Fig. 11(B))와 방류 시(Fig. 11(A))의 공간적으로 13시간 평균한 염분 분포를 나타내었다. 미방류 시와 방류 시 평균 염분 차이는 저층부(표면 하 10~20 m)와 상층부(표면 하 3~5 m)에서 뚜렷하게 나타난다. 방류 시의 저층부의 염분은 약 30 psu로 미방류 시의 약 25 psu에 비하여 약 5 psu 이상 높게 나타난다. 이것은 방류의 영향에 의하여 표층부의 일시적인 높은 유량 유출로 인한 연행작용(Entrainment)이 저층부에 작용하여 미방류 시보다 외해의 높은 염분의 해수가 유입되는 것으로 판단된다. 상층부의 염분 차이는 방류 시가 미방류 시에 비하여 뚜렷하게 차이가 나지만 저염수는 방류수의 영향을 받지 않는다. 따라서, 저염수는 표층에 제한

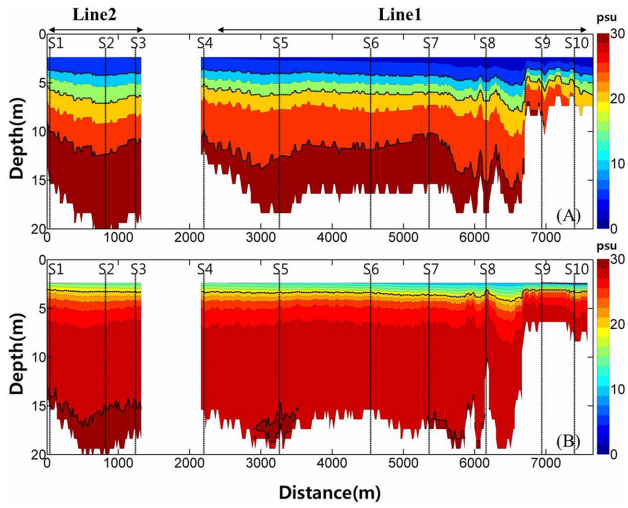


Fig. 11. Distribution of mean averaged salinity during discharge (A) and during no discharge period (B).

되어 외해로 유출되거나 일정 기간의 체류시간에 의해서 고염수의 해수와 혼합될 것으로 생각된다.

3.6 수직 염분 성층과 수직 잔차 유속 분포

Fig. 12는 방류 시(Fig. 12(B) and (D))와 미방류 시(Fig. 12(A) and (C))의 정점 S1, S5, S8에서의 시간별 수직 염분과 잔차 유속을 나타내었다. S1은 하구둑으로부터 서쪽 방향으로 7 km 떨어져 있는 외해와 가장 가까운 위치이고, S5는 5 km, 그리고 S8은 1.5 km 하구둑에서 가장 가까운 정점이다. 방류 시에는 수직 잔차 유속 구조와 수직 염분 구조가 방류의 영향으로 동일한 2층 흐름 구조를 보이는 반면에 미방류 시에는 복잡한 다층 흐름 구조를 나타낸다. 미방류 시에 각

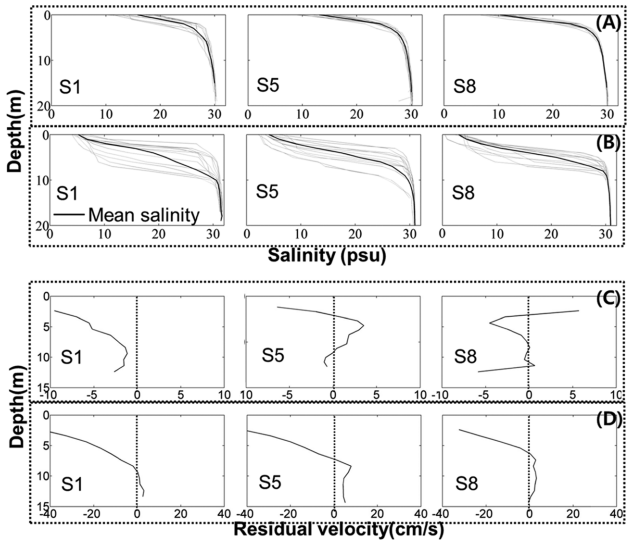


Fig. 12. Vertical profile of mean salinity and residual velocity at S1, S5, and S8 during no discharge (A and C) and during discharge period(B and D). The gray line means time variation of salinity profile and black line is mean salinity (A and B).

정점의 수직 염분 분포는 하구둑(S8)과 가까울수록 표층과 저층 차이가 크게 나타나며, 수직 잔차 유속 분포는 약 수심 5 m 지점에서 창조 흐름에서 낙조 흐름으로 변하게 된다. 위와 같은 특징은 하구둑 차단에 의하여 조류의 영향이 작아지고, 수평적인 염분 차이에 의해서 발생하는 경압력(baroclinic forcing)에 의해 나타난다고 판단된다. 반면에 방류 시 각 정점의 수직 염분 분포(Fig. 12(B))는 미방류 시보다 수직 염분 차이가 크고 염분이 급격히 변하는 수심이 표면 하 10 m까지 확장 되며, 수직 잔차 유속 구조는 미방류 시보다 잔차 유속 크기가 0.3 m/s 이상 강해지고 복잡한 수직 구조에 비하여 일반적인 하구에서 볼 수 있는 2층 흐름 구조로 나타난다. 방류 시의 가장 강한 외력 조건은 하구둑 내·외측 수위차에 의해서 발생하는 순압력(barotropic forcing)이다. 이 외력에 의해서 생성되는 강한 제트류는 저층의 창조 방향의 유속을 강화시켜 복잡한 다층 흐름 구조에서 2층 흐름 구조를 나타나게 하는 것으로 판단된다.

4. 결 론

영산강 하구둑에서 방류 유무에 따른 해수순환과 염분변화 특성을 파악하기 위해서 주 수로를 따라서 유속과 염분의 시공간적인 변화를 조사하였다. 미방류 시 하구둑 전면에서 목포항 전면 인근까지의 수직 잔차류 흐름은 표면 하 4~11 m까지는 창조방향의 잔차 흐름을 보이나, 표면 하 1~4 m와 표면 하 11~22 m에서는 낙조방향을 보이는 수직적으로 복잡한 다층 흐름 구조를 보인다. 반면에 방류 시 잔차 흐름은 일반적인 하구에서 보이는 표층은 낙조 방향으로 흐르고, 저층은 창조 방향으로 흐르는 2층 흐름 구조가 나타낸다. 즉, 갑문 운영 조건에 따라서 하구로 유입되는 담수에 의해서 시공간적인 잔차 흐름이 변한다.

미방류 시의 염분 분포는 표면 하 5 m까지는 저염분이 분포하지만, 저층은 해수의 유입으로 인한 고염분이 분포한다. 반면에 방류 시에는 저염분의 담수가 표면 하 최대 10 m 지점까지 분포한다. 강한 방류임에도 불구하고 방류 시와 미방류 시 모두 저층의 고염분 분포는 유지되었다. 수평적인 염분의 차이는 큰 차이가 없으나 수직적인 염분의 차이는 방류에 의해서 큰 차이를 보였다.

종합하면, 1) 방류 시에 표층 유속은 강한 제트류의 형태로 방류 되지만, 저층 유속에는 크게 영향을 끼치지 않으며, 연행작용에 의해서 저층 유속이 강화 되는 것으로 나타난다. 2) 영산강 하구역의 성층의 강도는 인위적인 하구둑 방류 유무에 의하여 조절되며, 대량의 방류가 발생을 하더라도 저층 염분에 미치는 영향은 제한적으로 작용한다. 3) 하구둑의 차단으로 인하여 상대적으로 Line 2보다 Line 1에서 물리적인 변화가 작게 나타나며, 방류에 의해서 잔차 유속은 복잡한 다층 흐름 구조에서 2층 흐름 구조로 나타난다. 이러한 특징으로 인하여 영산강 하구의 물질 교환은 수직 방향보다는 수평 방향으로 활발이 발생할 것으로 생각된다.

감사의 글

이 논문은 2013년 해양수산부의 재원으로 한국해양과학기술진흥원의 지원을 받아 수행된 연구임(하구역종합관리시스템 개발연구).

참고문헌

강주환, 송재준, 오남선 (1998). 낙조우세와 관련된 목포해역의 조류특성 분석. 대한토목학회논문집, 18, 185-193.

강주환 (1996). 하구둑 및 방조제 건설에 따른 목포해역의 환경변화. 대한토목학회논문집, 16, 611-619.

박래환, 조양기, 조 철, 선연종, 박경양 (2001). 2000년 여름 영산강 하구의 해수 특성과 순환, 한국해양학회지, 6(4), 218-224.

이석우 (1994). 영산강 하구둑 건설에 따른 목포항의 조위의 변화. 한국항만협회지, 18, 27-37

이동환, 윤병일, 김종욱, 구본호, 우승범 (2012). 단면 관측을 통한 경기만 염하수로의 대조기 평수시와 홍수시 유출입량 변화특성 조사. 한국해안해양공학회 논문집, 24(1), 16~25.

최병호 (1984). 영산강하구의 방조제건설에 따른 조위변화, 대한토목공학논문집, 4, 113-124.

최낙용, 윤병일, 김종욱, 송진일, 임은표, 우승범 (2012). 대,소조기시 한강하구 석모수로에서 단면 잔차류와 성층간의 관계 연구. 한국해안해양공학회 논문집, 24(3), 149-158.

Chant, R.J. (2002). Secondary flows in a region of flow curvature: relationship with tidal forcing and river discharge. J. Geophys. Res., doi:10.1023/2001JC001082

Chant, R.J. and Wilson, R.E. (1997). Secondary circulation in a highly stratified channel. J. Geophys. Res. 102, 23,207-23,215.

Cheng, P. and Valle-Levinson, A. (2010). Residual Currents Induced by Asymmetric Tidal Mixing in Weakly Stratified Narrow Estuaries. J. Phys. Oceangr., 40, 2135-2147

Elias, E.P.L. and Stive, M.J.F. (2006). The effect of stratification on the residual flow in a mixed-energy tide-dominated inlet. In A Sanchez-Arcilla (Ed.), Coastal Dynamics 2005: proceedings of the 5th international conference, 1-13.

Framinan, M.B., Valle-Levinson, A., Sepúlveda, H.H. and Brown, O.B. (2008). Tidal variations of flow convergence, shear and stratification at the Rio de la Plata estuary turbidity front. Journal of Geophysical Research, 113, C8.

Friedrichs, C.T. and Aubrey, D.G. (1988). Tidal Distortion in Shallow Well-Mixed Estuaries: A Synthesis. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 27, 521-545.

Garvine, R.W. (1974). Dynamics of small-scale oceanic fronts, J. Phys. Oceanogr., 4(4), 557-569.

Geyer, W.R., Trowbridge, J.H and Bowen, M.N. (2000). The dynamics of a partially mixed estuary. J. Phys. Oceanogr. 30, 2035-2048.

Geyer, W.R. (1993). Boundary mixing and arrested Ekman layers: rotating stratified flow near a sloping boundary. Ann. Rev. Fluid

Mech. 25, 291-323.

Geyer, W.R., Chant R. and Houghton R. (2008b). Tidal and spring-neap variations in horizontal dispersion in a partiaaly mixed estuary, J. Geophys.Res,113,C07023, doi : 10.1029/2007JC004644.

Guerrero, R., Acham, E., Framinan, M. and Lasta, C. (1997). Physical oceanography of the Rio de la Plata estuary, Argentina, Cont. Shelf Res., 17, 727-742.

Hansen, D.V. and Rattray, M. (1965). Gravitational circulation in straits and estuaries. J. Mar. Res., 23, 104-122.

Hansen, D.V. and Rattray, M. (1966). New dimensions in estuary classification. Limnol. Oceanogr. 11, 319-326.

Ianniello, J.P. (1977). Tidally induced residual currents in estuaries of constant breadth and depth. J. Mar. Res., 35, 755-786.

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

Kranenberg, C. (1986). A time scale for long-term salt intrusion in well-mixed estuaries. J. Phys. Oceanogr., 16, 1329-1331.

Lerczak, J. A. and Geyer, W. R. (2004). Modeling the lateral circulation in straight, stratified estuaries.. J. Phys. Oceanogr., 34, 1410-1428.

Lerczak, J. A., Geyer, W. R. and Chant, R. J. (2006). Mechanisms driving the time-dependent salt flux in a partially stratified estuary. J. Phys. Oceanogr., 36, 2283-2298.

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.

MacCready, P. (1999). Estuarine adjustment to changes in river flow and tidal mixing. J. Phys. Oceanogr., 29, 708-726.

MacCready, P. and Rhines, P.B. (1991). Buoyant inhibition of Ekman transport on a slope and its effect on stratified spin-up. J. Fluid. Mech. 223, 631-661.

MacCready, P. (2004). Toward a unified theory of tidally-averaged estuarine salinity structure. Estuaries 27(4), 561-570.

Monismith, S. G., Kimmerer, W., Burau, J. R., Stacey, M.T. (2002). Structure and flow-induced variability of the subtidal salinity field in northern San Francisco Bay. J. Phys. Oceanogr., 32, 3003-3019.

Nepf, H. and Geyer, W.R. (1996). Intra-tidal variations in stratification and mixing in the Hudson Estuary. J. Geophys. Res., 101, 12079-12086.

Preisendorfer, R. and Mobley, C. (1988). Theory of fluorescent irradiance fields in natural waters. J. Geophys.Res,93(D9): doi: 10.1029/88JD00037. issn: 0148-0227.

Pritchard, D.W. (1956). The dynamic structure of a coastal plain estuary. J. Mar. Res., 17, 412-423.

Ralston, D.K. and Stacey, M.T. (2005). Stratification and turbulence in subtidal channels through intertidal mudflats. J. Geophys.Res.110, Article C08009,2005.

Seim, H.E. and Gregg, M.C. (1997). The importance of aspiration and channel curvature in producing strong vertical mixing over a sill. J. Geophys. Res., 102, 3451-3472.

Smith, R. (1977). Long term dispersion of contaminants in small estuaries. J. Fluid Mech. 82, 129-146.

Winant, C.D. and Guillermo, G.V. (2003). Tidal Dynamics and Residual Circulation in a Well-Mixed Inverse Estuary. J. Phys. Oceanogr., 33, 1365-1379.

원고접수일: 2012년 10월 22일
수정본채택: 2013년 3월 13일 (1차)
2013년 4월 17일 (2차)
게재확정일: 2013년 4월 23일

View publication stats