황해 중동부해역에서 CTD와 음향탐지기로 관측한 내부파와 표층 혼합

이상호* · 최병주 · 정우진¹

군산대학교 해양과학대학 해양학과
¹국립해양조사원

Internal Waves and Surface Mixing Observed by CTD and Echo Sounder in the mid-eastern Yellow Sea

SANG-HO LEE*, BYOUNG-JU CHOI AND WOO JIN JEONG¹

Department of Oceanography, College of Ocean Science and Technology, Kunsan National University, Kunsan 573-701, Korea
¹Korea Hydrographic and Oceanographic Administration, Busan 606-806, Korea

황해 중동부 해역에서 2012년 9월에 동서방향으로 설정된 단면과 금강 하구 외측 저염수 지역의 정박지점에서 음향탐지기를 이용하여 음향 후방산란 구조(acoustic backscatter profile)를 측정하였으며 CTD로 물성구조도 관측하였다. 수심 50 m 부근 해역에 발달한 해저사주 주변에서 조석전선이 형성되었다. 이 사주의 동쪽에서 저조 때 음향탐지기로 관측된 내부파는 파고가 약 15 m, 평균파장이 500 m 정도이며, 파형이 비선형 오목형 파(depression wave)였다. 이 내부파는 남동쪽으로 흐르는 조류가 사주를 지나면서 만든 조석내부파로 해석되었다. 약한 비선형성 단독 내부파 이론을 적용하였을 때 오목형 내부파들의 전파속도는 약 50 cm/s 정도이고, 주기는 16~18분 정도로 계산되었다. 강한 음향 산란층이 국지적으로 7 m 정도 상승된 지역의 해면에서 *Dinoflagellates Cochlodinium*에 의한 적조가 관찰되었다. 금강하구 외측 정박지점에서 한 시간간격으로 관측한 물성구조는 해륙풍과 조류에 따른 염분약층 깊이가 변동을 보여 주었다. 창조류가 북동쪽으로 강하게 흐르고 육풍이 서쪽으로 7 m/s 이상 불었을 때에는 염분약층이 일시적으로 상승하였고, 음향구조 영상은 해면 하 약 5 m까지 복잡한 구조를 보였는데 포획과 관입 형태를 갖는 강하고 약한 산란신호의 기울어진 음향구조가 수 십초 간격으로 교대로 나타났다. 표면 혼합층에서의 이러한 음향구조는 황해 중동부 연안역에서는 처음으로 관측되었다. 음향 후방산란 영상과 탁도 자료는 창조류와 육풍에 의한 표층 취송류가 만드는 수직적인 유속차(shear)에 의해 맑은 하층수가 탁한 상층으로 관입 혹은 포획된 것임을 제시한다.

Acoustic backscatter profiles were measured by Eco-sounder along an east-west section in the mid-eastern Yellow Sea and at an anchoring station in the low salinity region off the Keum River estuary in September 2012, with observing physical water property structure by CTD. Tidal front was established around the sand ridge developed in 50 m depth region. Internal waves measured by Eco-sounder during low tide period in the eastern side of the sand ridge were nonlinear depression waves with wave height of 15 m and mean wavelength of 500 m. These waves were interpreted into tidal internal waves that were produced by tidal current flowing over the sand ridge to the southeast. When weakly non-linear soliton model was applied, propagation speed and period of these internal depression wave were 50 m/s and 16~18 min. Red tides by *Dinoflagellates Cochlodinium* were observed in the sea surface where strong acoustic scattering layer was raised up to 7 m. Hourly CTD profiles taken at the anchoring station off the Keum River estuary showed the halocline depth change by tidal current and land-sea breeze. When tidal current flowed strongly to the northeast during flood period and land-breeze of 7 m/s blew to the west, the halocline was temporally raised up as much as 2 m and acoustic profile images showed a complex structure in the surface layer within 5-m depth: in tens of seconds the declined acoustic structure of strong and weak scattering signals alternatively appeared with entrainment and intrusion shape. These acoustic profile structures in the surface mixed layer were observed for the first time in the coastal sea of the

mid-eastern Yellow Sea. The acoustic profile images and turbidity data suggest that relatively transparent low-layer water be intruded or entrained into the turbid upper-layer water by vertical shear between flood current and land breeze-induced surface current.

Key words: acoustic profiles, tidal internal wave, tidal front, instability

서론

연구해역은 황해 중동부 해역($35.5^{\circ}\sim 36.5^{\circ}\text{N}$, $125^{\circ}\sim 126.5^{\circ}\text{E}$)이며, 이 해역에서는 금강하구를 통해 담수가 연안해역으로 유출되고 있다 (Fig. 1). 연구해역의 수심은 연안에서 서쪽으로 깊어지며 황해 중앙부(125°E)에서 80 m 정도 된다. 하지만 수심 40~50 m, 길이 수십 km에 달하는 다수의 대규모 사주(sand ridge)들이 북동-남서 방향으로 형성되어 있으며 이로 인해 사주 주변해역에서는 수심의 변화가 크다. 이 해역에서 조석은 한반도 남서 단에서 서해안을 따라 북쪽으로 전파하고 반일구조 형이며, 평균 대조차는 4~8 m 정도로서 해수 운동에너지의 대부분이 조류 운동에너지이다(Choi, 1980). M_2 분조의 조류타원은 반 시계방향으로 회전하며, 장(단)축이 약 40(15) cm/s, 장축(최강 창조류) 방향이 동쪽을 기준으로 반 시계방향으로 $45^{\circ}\sim 70^{\circ}$ 정도이다(KHOA, 2012). 따라서 대규모 사주들의 발달방향은 조류의 최강 창, 낙조류 방향과 비슷하다.

중국대륙과 한반도로 둘러 쌓인 황해는 하계에 태양복사 가열과 강수 및 강을 통한 담수의 유입으로 밀도가 성층화되어 2층 구조의 수층이 형성된다. 하지만 대조차 환경인 황해중동부 해역에서는 수심이 얕아 지거나 해안선의 변화로 조류가 크게 증가하는 곳에서 조류혼합에 의해 조석전선이 형성되기도 한다(Lee and Choi, 2002; Lie, 1989; Lee and Beardsley, 1999; Kwon *et al.*, 2011). 또한 해저지형의 변화가 큰 곳에서는 강한 조류와 해저지형의 상호작용으로 조석내부파가 발생하고 있음이 보고되기도 하였다 (Jackson, 2004; Kim and Choi, 2003; Lee *et al.*, 2011). 한편,

연안역에서는 금강 담수의 방류로 인해 저염수에 의한 염분전선이 형성되며, 조류이동에 따라 단기적 전선의 변동뿐만 아니라 담수방류량과 바람세기와 방향에 따라 저염수의 확장방향과 범위가 변동되어 표층의 성층구조가 변화된다(Choi *et al.*, 1999; Lee *et al.*, 1995; Lee *et al.*, 2003, Shin *et al.*, 2002; Son *et al.*, 2007).

해양관측을 계획할 때 우선적으로 고려해야 하는 점은 관측하려는 현상의 주기와 공간적 규모에 따라 관측기간과 시간간격을 설정하고 시간적 동시성이 허용되는 한계 내에서 공간적 분해능과 관측범위를 만족하는 방법을 찾는 것이다. 대부분의 경우 이러한 제한요소들을 완전하게 만족시키는 방법을 확보하기는 어렵다. 연구해역에서와 같이 해수유동이 주로 조류에 지배되는 곳에서는 조석전선이나 저염수에 의한 전선의 수직구조가 공간적으로 수 km, 시간적으로는 반일구조 주기의 범위에서 변화할 수 있고, 내부파에 따른 물성구조의 변화는 공간적으로 1 km 이내, 시간적으로는 수 십분 미만의 변동규모를 갖고 있다. 이러한 변화규모가 작은 현상을 관측하기 위해 측정장비를 여러 곳에 계류하기도 하지만 이 경우에도 공간적 구조변화를 정밀하게 파악하는데 한계가 있고, 공간적 분해능을 높이기 위해 좁은 간격으로 정점을 구성하고 선박을 이용하여 반복적으로 관측하여도 시간적 변화를 파악하는데 한계를 갖게 된다.

음향탐지기는 해저면에서 강하게 반사되는 음향으로부터 수심 측정에 주로 이용되지만 수층 내 밀도성층이나 부유물질 혹은 생물들이 밀집된 층으로부터 반사/산란되는 음향도 감지할 수 있다 (Knauss, 1997). 내부파와 같이 물성구조의 시공간적 변동규모가

Fig. 1. Study area and station map with bottom topography in meter. Open circle denotes CTD stations and closed star anchoring stations (AS1 and AS2) where observations were made in September 2012. Open star is the current measurement station by KHOA for one month from May 5, 2012.

작지만 공간적으로 넓게 전파되는 현상인 경우 조사선박에 장착되어 있는 음향탐지기를 활용하여 많은 연구결과들을 발표해 왔다(Haury, 1979; Farmer and Smith, 1980; Sandstrom and Elliott, 1984; Pingree and Mardell, 1985; Farmer and Armi, 1999; Moun *et al.*, 2003). 선박이 빠른 속력으로 이동하면서 음향탐지기로 수층 내에서 반사되는 음향을 연속적으로 기록하면 공간적 분해능과 관측 범위뿐만 아니라 시간적 동시성의 한계를 많이 극복할 수 있다. 그러나 이러한 음향탐지기의 유용성에도 불구하고 우리나라에서는 내부구조의 특징이나 밀도약층의 공간적인 변화를 측정하여 연구하는데 음향탐지기를 이용한 경우는 매우 드물다.

본 연구는 황해 중동부 해역에서 CTD와 음향탐지기를 이용하여 2011년 9월에 관측한 물성구조의 변화와 내부파 구조를 소개하고, 해양 내부 미세구조 연구에 있어서 음향탐지기의 활용성을 제고하며, 관측된 내부파와 표층 혼합현상의 특성을 분석하고 이해하는데 목적이 있다.

자료 및 방법

군산대학교 조사실습선(해림 2호, 120톤)을 이용하여 2012년 9월 24일부터 28일까지 금강하구 입구에서 서쪽으로 2개 단면을 설정하여 6~20 km 간격의 정점들에서 CTD(SBE 19⁺)로 물성구조를 관측하였으며, AS1과 AS2에서 각각 22시간 정도에 걸쳐 선박을 정박하고 수직 물성구조의 변화를 관측하였다(Fig. 1). 조사기간 동안 선박위치는 GPS로 측정되었고, 선저에 장착된 음향탐지기를 이용하여 수심과 수층 내 음향구조(acoustic profile)를 조사하였다. CTD를 이용하여 관측된 수온과 염분은 1 m 간격으로 평균하여 사용하였다.

정박과 단면관측 기간 동안 군산외항에서 관측된 조위, 말도 자

동기상측정기(AWS)에서 관측한 풍향/풍속과 기온 자료를 사용하였다(Fig. 2). 9월 24일은 음력 8월 9일로서 소조 후 약 2일에 해당한다. 관측기간 동안 바람은 매일 해륙풍이 뚜렷하게 발달하여 18시부터 24시 자정 무렵까지 서풍(해풍)이 불었고, 그 외 16시간 동안은 동풍(육풍)이 지속되었다. 최대 풍속은 해풍이 5 m/s, 육풍이 7 m/s 정도였다. 기온은 오후 3~4시경에 최고가 되었지만 해풍이 지속되는 19시 이후부터 다음날 오전 1시경까지 21°C 정도를 유지하다가 육풍으로 바뀌면 기온이 하강하여 7~9시경에는 19°C 이하가 되었다.

관측기간 동안 조사선 음향탐지기(50 & 200 kHz, Shin-A Co. Fig. 5c)의 주파수를 200 kHz로 고정하여 사용하였다. 음향탐지기 센서의 깊이는 선박의 홀수선 변화에 따라 약 1 m 정도 변화되는데 본 연구에서는 이로 인한 수심측정 오차를 보정하지 않았으며, 조석에 의한 측정수심 변화도 보정하지 않았다. 이러한 보정들은 1시간 이내의 음향탐지기 화면자료를 사용하여 해면을 기준으로 물성내부 구조를 파악할 때는 무시될 수 있다. 음향탐지기의 수신 감도(Gain)는 최고치가 10 단계(level)인데 본 연구에서는 중간 정도인 4~6 단계에서 측정하였다. 음향 산란구조가 자체적으로 저장되지 않아 특이한 음향구조가 나타나기 시작하면 현장에서 스마트폰 사진기를 이용하여 일정한 시간간격으로 탐지기 화면을 촬영하였으며, 촬영된 음향화면은 촬영시각이 초단위로 자체 기록되었다. 단면관측 동안에는 선박이 관측정점 도착 전과 출발 후 각각 약 4분 동안 감속과 가속을 하였으며, 다음 정점으로 이동하는 항해 중에는 10.5 knot의 속력과 일정한 항해방향을 유지하였다.

음향구조를 화면에 표출하는 간격은 사용자가 선택할 수 있으며, 표출간격이 증가할수록 화면이 진행되는 속도는 감소한다. 각 화면의 상단에는 30초 단위의 청/황색 막대들이 반복되어 연속적으로 나타나며(Fig. 4 참조) 표출화면의 진행속도에 따라 막대의

Fig. 2. (a) Time variation of hourly wind speed (solid line with cross) and direction (dashed line with open circle) measured at the Sybidongpa-Do AWS, with land/sea breeze duration on the top of panel and (b) Sea level (solid) from Kunsan tide station and air temperature (dashed) from Sybidongpa-Do AWS. Wind directions in a) are presented as the same manner as the current, clockwise from the north. Bold lines in (b) denote durations of observation at AS1 and AS2 and CTD observations from C4 to B3, B4 to C5.

길이가 자동적으로 달라진다. 표출간격이 크면 한 화면에서 긴 시간 동안 측정된 음향구조를 볼 수 있지만 시공간적 분해능이 감소하게 된다. 음향화면들은 화면 진행속도를 고려하여 중첩되게 촬영하였다. 관측종료 후 측정된 각 화면을 Adobe Photoshop 소프트웨어로 중첩시켜 연속적인 음향구조 화면을 구성하였다. 음향화면을 중첩시키는 과정에서 음향화면들의 촬영시각, 표출화면 진행속도 표시막대, 수심 그리고 측정된 음향구조의 특징들을 종합적으로 고려하여 자료의 시공간적인 왜곡을 최소화 하였다.

결 과

물성구조와 분포

연구해역 표층(1 m)의 수온, 염분, 밀도 분포는 금강하구 주변에 염분 30 이하의 저염수가 퍼져 있고 남북방향으로 염분과 밀도전선이 등염분선 30 주변에서 형성되어 있음을 보여 준다(Fig. 3a). 관측점 B5와 B6에서 21.5 °C 이하, 31 이하의 상대적 저온 저염수가 관측되었다. 그 외 해역은 수온과 염분의 수평적 변화가 적다. 정박관측 지점 AS1은 표층에 저염수가 점유하고 있는 영역 내에 위치한다. 강한 염분(밀도)전선이 형성되어 있는 곳에서 지형류 균형에 의해 표층에서 전선을 따라 북향하는 흐름이 발달할 수 있다(Shin *et al.*, 2002).

단면 B는 연구해역의 대표적인 물성구조를 보여 준다(Fig. 3b). 외해인 정점 B7의 서쪽에서 수온과 염분약층은 해면 하 30~40 m에 형성되어 있으며, 연안 쪽에서는 약층의 깊이가 10~20 m로 얕고 강도도 감소하였다. 수온과 염분구조가 밀도구조를 형성하는데 미

치는 영향은 거의 동일해 보인다. B7에서 B10까지 외해역 관측점들 간의 거리는 20 km 정도이다. 단면에서 외해역의 수온과 밀도 등치선들이 관측점 사이에서 관측점간 거리에 해당하는 파장을 갖는 내부파가 존재하는 것처럼 나타났다. 하지만, 이러한 등치선들의 파 형태(wave type) 분포는 단면 내 정점들의 사이 공간에 대한 값들을 내삽하여 분포도를 작성하는 과정에서 발생한 오류로 보아야 한다.

정점 B7의 동쪽 연안역에서도 수온, 염분과 밀도의 등치선 분포가 파 형태로 나타나지만, 파의 마루나 골에 해당하는 곳이 모두 관측점에 해당하므로 이러한 분포는 관측치를 내삽하는 과정에서 발생하는 오류는 아닌 것으로 판단된다. 특히, 정점 B7과 B6 사이에서 수온약층 하부에 나타난 13~15 °C 등치선들은 급격하게 해저면으로 향하며, 정점 B6에서는 수온약층 상부의 19~21 °C 등치선들의 깊이가 주변보다 얕다. 외해역에서 수온약층을 구성하는 등 수온선들이 정점 B6에서 수직적으로 발산하여 수온(밀도)약층이 약해지는 구조는 대륙붕 해역에서 조류혼합에 의한 소석 전선역에서 관측되는 전형적인 구조이다(Simpson and Hunter, 1974; Simpson and Pingree, 1978; Lee and Choi, 1997). 따라서 수심 50 m 미만인 대규모 사주의 외해측 사면에 위치한 정점 B6 부근이 조류혼합에 의해 수직성층이 약해진 곳이며, 정점 B6를 기준으로 서쪽 외해에는 수온약층이 강하고, 동쪽 연안역에서는 수온약층이 상대적으로 약하다.

정점 B3과 B4 사이에서도 수온약층 깊이가 변화가 큰데, 이러한 물성구조는 음향화면에서도 확인되었다(Fig. 4). 정점 B3에서 B4 부근 수심이 30 m 정도인 얇은 곳(Fig. 1 참조)으로 접근하면서 4

Fig. 3. (a) Distributions of temperature, salinity and density in the surface layer (a) and along section B (b) in September 2012.

Fig. 4. Acoustic backscattering record from 200 kHz echo sounder observed during the sailing from station B3 to B4 on September 25, 2012. Red color denotes the bottom and gold color dots denote strong signals reflecting from pycnocline. Vessel's speed was 10.5 knots and the recording was done for 4 min and 45 sec (from left end of figure) after 24 min sailing from B3. Yellow and blue bars on the top of the figure denote the vessel's sailing period of 30 sec for each bar, so the sailing distance for each bar is 162 m.

분 45초 동안 기록된 음향화면에서 왼쪽부터 중앙까지 2분 정도 항해하는 동안 수온약층의 중앙부 깊이는 약 8 m 정도 깊어 졌다. 선박이 10.5 knot로 2분 동안 항해한 거리는 648 m 이므로 수온 약층의 기울기는 약 1.2×10^{-2} 정도이다.

한편, 음향화면에는 30초 정도에 걸쳐 수온약층의 깊이가 3~5 m 정도 변화되는 현상이 반복적으로 나타났다. 이러한 현상은 정점 관측 자료로 구성한 단면분포에서는 파악할 수 없는 현상으로서 두 정점 사이에서 수온약층에 내부파가 중첩되어 있음을 의미한다. 음향화면에서 내부파 특성을 계산해 보면 30초 동안의 항해 거리는 162 m 이므로 이는 관측단면 방향으로의 내부파 파봉 간의 거리에 해당한다. 본 관측에서는 내부파의 전파 방향을 명확히 알 수 없으므로 관측된 음향화면의 정보만으로는 내부파의 파장과 주기를 산출하기 어렵지만 내부파의 파고는 3~5 m 정도임을 알 수 있다.

내부파 음향구조

9월 27일 관측점 B5에서 B6으로 항해하면서 촬영한 음향화면들을 중첩하여 재구성한 약 25분간의 음향탐지기 자료화면은 내부파들을 보여준다(Fig. 5a). 이 구간은 수심 40~50 m 정도인 사주가 북서-남동 방향으로 형성되어 있어 수심변화가 큰 곳이다(Fig. 1 참조). 또한 단면 물성구조에서 본 바와 같이 조석 전선역에 해당하며 B5에서 B6으로 갈수록 수온과 밀도약층의 세기가 감소하고 상부 혼합층도 알아지는 구간이다. 관측점 B5를 출발한 후

4분까지는 선박의 항해속도가 가속된 구간이며, 이후 일정한 속력으로 항해 중에 관측된 음향구조에는 다양한 내부파가 해면 하 7~25 m 깊이에서 나타났다. 이 구간을 항해하는 동안은 저조 때였다. 이 해역에서 M_2 분조 조류타원은 반시계방향의 회전성을 갖고, 장축(최강창조류)방향은 동쪽에서 반 시계방향으로 약 70° , 위상(phase of net motion)은 31° (~1.1시간)이다(KHOA, 2012, 정점 C3, C4 표층). 따라서 저조 때는 조류가 최강낙조류 방향보다 더 회전하여 남동쪽으로 흐르는 시기이다.

항해속력이 10.5 knot에 도달한 오전 7시 17 분 이후 5분에 걸쳐 수심 50 m 미만인 사주로 접근하는 동안 파고가 15 m 이상인 내부파가 3개 감지되었고, 수심이 알아 지는 사주로 접근하면서 내부파 파봉의 간격이 짧아지고 파고도 감소하였다. 사주에 다다르기 전에 나타난 내부파는 Fig. 4에서 관측된 내부파와는 다르게 해면 하 7 m에서 25 m 깊이로 파봉이 내려가는 오목형 파(depression wave)의 형태를 갖고 있다. 앞선 두 파봉의 간격이 약 2분, 다음 파봉 간격은 1.5분 정도로 짧아졌다. 이러한 형태의 오목형 파(depression wave)는 상층의 두께가 하층보다 작을 경우에 나타나는 형태이고, 파장에 비해 파고가 큰 내부파에서 비선형효과에 의해 나타나는 파형이며, 연속된 3개의 파봉이 하나의 내부파군을 형성하지만 각 파봉은 단독파(Soliton, Solitary-like wave)에 해당한다(Apel, 2002; Gerkema and Zimmerman, 2008). 항해속력을 이용하여 이 파봉 간 거리를 산출해 보면 500~650 m 정도가 된다. 사주 위에서 나타난 내부파는 간격이 0.5~1분 정도이며 파고는 5~10 m, 파봉간

Fig. 5. (a) Acoustic backscattering record of 200 kHz echo sounder observed during the sailing from station B5 to B6 on September 27, 2012. Vertical sticks denote cumulative elapsed time in minute after the vessel speed became constant. (b) and (c) Acoustic records observed during CTD casting at station B6 from 07h 48 min to 58 min and station C5 from 18h 41 min to 19h 02 min, respectively. Yellow and blue bars on the top of the figure denote the vessel's sailing period of 30 sec for each bar.

거리는 160~330 m 정도이다. 사주를 지나서는 음향화면의 내부파 구조에서 황색이 짙어 지는데 이는 반사파 세기가 증가하였음을 나타내며, 밀도의 수직 구배가 증가하였거나 혹은 밀도약층에 부유물 농도와 생물의 밀집도가 증가한 것을 반영한다.

정점B6에 도착하여 CTD 관측을 하는 도중에 기록된 10.5분간의 음향탐지기 화면에도 내부파가 관측되었다(Fig. 5b). 해면 하 7 m에서 30 m까지 음향반사가 뚜렷하게 나타났으며, 내부파 구조가 기록되었고 파고는 약 10 m이다. 음향구조가 기록되는 동안 조석은 저조였고, 바람이 5 m/s미만이었으나 선박 위치는 1 km 이상 표류하였다. 따라서 음향탐지기 자료화면에서 산출한 내부파 파봉 간격 5분은 실제 내부파의 주기라고 볼 수 없지만, 만약 선박이 고정위치에 정박하고 있는 경우에는 음향탐지기를 이용하여 내부파의 주기를 측정할 수 있음을 보여 주는 예이다.

조석전선의 외해측인 관측점 B6에서 B7로 항해하면서 촬영한 음향탐지기 자료화면은 Fig. 6a와 같다. 이 구간은 물성구조 단면에서 상층의 두께가 증가하며 수온약층이 깊고 강도도 증가하는 구간이다. 정점 B6 출발 후 정속으로 운항하면서 8시 2분경부터 음향화면에는 음향반사가 강한 층의 깊이가 두 개로 나타났지만, 파봉 간격이 1분 미만인 오목형 내부파가 4분 동안에 걸쳐 15 m 깊이 아래쪽으로 나타났고 파고도 15 m 이상이었다. 하지만 화면에서 4분 경과 후부터 30 m 아래쪽의 음향반사 강도가 점점 약해지며 내부파 형태는 감지되지 않았다. 이러한 음향구조는 Fig. 3의 수온과 밀도구조에 비추어 보면 표층 혼합층이 20 m 이상 깊기 때문에 인 것으로 보인다.

한편, 화면에서 8분이 지나면서 상부의 강한 음향 반사층 깊이

가 약 7 m 정도 상승하였으며(적색 막대의 HAB구간), 이 때부터 적조가 긴 띠를 이루며 해수면에 나타나 육안으로 관측되었다(Fig. 6b). 적조 띠의 분포를 관찰하고 표층수를 채수하기 위하여 선박 운항 속도를 변경하여 음향화면 촬영을 잠시 중단하였다. 실험실에서 채수한 해수 속의 플랑크톤 종류를 분석하였고 이 적조는 *Dinoflagellates Cochlodinium*에 의한 것으로 관측되었다. 적조 띠를 지난 후 표층역에 강한 음향반사가 나타났으며 내부파 구조는 명확히 구분되지 않았다. 이후 외해역에서는 음향탐지기 화면에 내부파가 관측되지 않았으나 어청도 부근 정점C5에서 다시 내부파가 관측되었다(Fig. 5c).

비선형 내부파 이론의 적용

Kim and Choi(2003)는 어청도 주변에서 수온계 계류를 통해 18 분 주기의 내부파를 관측하였고, 인공위성에서 측정한 내부파 영상(SAR image)을 보여 주었다. 만조에 촬영된 영상에는 내부파군의 전면 파봉선이 정점 B5와 B6 사이에서 발달한 사주와 거의 나란하게 나타났으며, 전파방향이 사주 축에 직각인 북서쪽으로 분석되었다. 따라서 SAR 영상에 나타난 내부파는 만조 때 조류가 사주를 넘어 북쪽 혹은 북서쪽으로 흐르면서 만들어 낸 조석내부파로 보인다.

조석내부파는 조류와 해저면의 상호작용에 의해 주기적으로 발생하므로 조류의 주기를 고려하면, 정점 B5와 B6사이에서 9월 27일 7시 17분부터 사주의 동쪽에서 저조 때 관측된(Fig. 5a) 파고 15 m, 파봉 간격 500~650 m 정도인 단독 내부파 파군(a train of internal solitons)은 남동쪽으로 흐르는 조류가 사주를 넘어오면서 만든 조

Fig. 6. (a) Record of 200 kHz acoustic profiles observed during constant speed sailing from station B6 to B7 on September 27, 2012. Vertical sticks on the top of figure denote the vessel sailing elapse time. (b) Photos of harmful algae bloom taken during the sailing period of red bar labeled as HAB in (a).

석내부파로 볼 수 있다. 이 경우 단면 B와 사주 발달 축의 사이 각 45° 를 고려하면 내부파의 파장(λ)은 430~570 m(평균 500 m)가 된다.

이 내부파를 2층 구조를 이루는 수층에서 상층의 밀도와 수층 두께를 ρ_1 , h_1 , 하층은 ρ_2 , h_2 인 경계면을 따라 x방향으로 전파하는 약한 비선형 내부 단독파라고 가정하면, 내부파는 (1)과 같은 K-dV 방정식의 지배를 받으며 비선형 파형(η)은 (2)와 같이 구해진다(Apel, 2002).

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + c_0 \frac{\partial \eta}{\partial x} + \alpha \eta \frac{\partial \eta}{\partial x} + \beta \frac{\partial^3 \eta}{\partial x^3} = 0 \quad (1)$$

$$\eta(x, t) = -\eta_1 \text{sech}^2 \left[\frac{x - V_1 t}{L_1} \right] \quad (2)$$

$$c_0 = \sqrt{\frac{g(\rho_2 - \rho_1)}{\rho_2} \frac{h_1 h_2}{h_1 + h_2}} \quad (3)$$

$$\alpha = -\frac{3c_0}{2} \left[\frac{h_2 - h_1}{h_1 h_2} \right] \quad (4)$$

$$\beta = \frac{c_0 h_1 h_2}{6} \quad (5)$$

여기서 c_0 는 선형 내부파의 전파속도, α 는 비선형 계수, β 는 분산

계수이다. 비선형 단독파의 전파속도 V_1 , 특성거리 L_1 , 그리고 파고 η_1 과 특성거리 L_1 과의 관계는 다음과 같다.

$$V_1 = c_0 - \frac{\alpha \eta_1}{3} \quad (6)$$

$$L_1 = \sqrt{\frac{12\beta}{\alpha \eta_1}} \quad (7)$$

$$\eta_1 = \frac{4h_1^2 h_2^2}{3L_1^2 (h_2 - h_1)} \quad (8)$$

정점 B5와 B6에서 측정된 CTD 자료에서 상하층의 두께와 밀도를 이용하여 관측된 파의 특성을 두 경우로 나누어 계산하면 Table 1과 같다. 두 가지 경우로 나눈 이유는 상층의 두께가 10~20 m 범위이기 때문이다. 두 경우 모두 이론적 모델에 의한 파고는 15 m로 음향구조 화면에 나타난 파고와 일치한다. 또한 관측된 평균파장($\lambda_{obs}=500$ m)을 비선형 내부파의 전파속도 V_1 로 나누면 단독파의 주기(T)는 16~18분 정도이며, Kim and Choi(2003)가 계류관측에서 측정한 주기와 유사하다.

금강 저염수 해역에서 관측된 물성구조 변화와 표층 혼합
정박지점 AS1에서 9월 24일 13시부터 1시간 간격으로 관측한 수온, 염분, 밀도구조 그리고 25일 창조 때 나타난 특이한 음향구

Table 1. Parameters for the two layer solitary-like internal wave model. Unit of density ρ is kg/m^3

h_1	h_2	ρ_1	ρ_2	C_o	L_1	η_1	V_1	λ_{obs}	T
10 m	40 m	1021.0	1022.5	0.34 m/s	22 m	15 m	0.53 m/s	500 m	15.7 min
20 m	30 m	1021.5	1023.0	0.41 m/s	56 m	15 m	0.47 m/s	500 m	17.8 min

Fig. 7. (a) Time-depth plot of temperature, salinity and density observed by CTD, (b) acoustic records (low panel) at anchoring station AS1 on September 2012 and c) scatter diagram of currents (cm/s) measured by KHOA for one month in May 2012 at 5 m depth in the location of open star in Fig. 1.

조의 시간변화는 Fig. 7과 같다. 정박지점 부근의 조류는 북동-남서 방향의 장축을 가지는 타원운동을 하며 창조(낙조)시 북동(남서)쪽으로 흐른다(Fig. 7c). 염분구조가 밀도구조를 지배하며, 염분약층은 5~12 m 깊이에서 시간에 따라 변화했다.

24일 13시부터 16시까지 낙조 동안에는 서쪽으로 부는 육풍이 약하였으며 염분 28.4 미만의 저염수가 표층에 나타났지만, 17시부터 창조가 되면서 염분 28.4 미만의 저염수가 다른 곳으로 이동해 가서 표층에서 사라졌다(Fig. 7a). 이후 창조 동안 염분약층의 깊

이가 다소 급하게 변화했는데, 약층이 깊어진 19시경은 남동쪽으로 부는 해풍이 5 m/s 이상인 때와 일치하고, 약층이 얇아진 21시에는 해풍이 약한 때와 일치한다. 22시 이후 약층이 다시 깊어졌는데 이때는 해풍이 육풍으로 바뀌는 시기이고 고조 때이다. 23시 이후 육풍이 6 m/s 이상으로 증가하며 염분약층은 다시 얇아졌다. 창조 동안 표층 저염수가 조류에 의해 이동하여 염분이 점점 높아 지지만 이와 함께 일어나는 염분약층과 저염수 두께의 단기적 깊이 변화는 해륙풍의 방향과 풍속에 따라 변화되었다.

25일에는 오전 6시까지 낙조가 지속되고, 육풍이 6~7 m/s의 풍속으로 관측이 마감된 10시 30분까지 서쪽으로 불었다. 기온은 8시에 18.8℃까지 내려가며 상부 혼합층이 잘 발달하였다. 하지만, 창조류가 강해지는 8시 이후에는 다시 염분약층 구조에 변동이 나타났으며, 이 시기는 기온이 표층수온보다 2.5℃ 이상 낮았다.

음향 자료화면에서 8시 이후 표면 혼합층 경계면(해면 하 5~6 m)에서 특이한 수층의 불안정(instability)구조와 혼합이 관측되었다(Fig. 7b). 8시 30분경에는 10~30초 정도 간격으로 음향반사 강도가 강한 해수와 약한 해수가 교대로 나타났다. 두 해수가 기울어져 상하로 서로 휘감으며 파고들거나 혹은 포획되는 구조를 만들었으며 이러한 수층의 불안정과 혼합과정은 황해 중동부 연안역에서는 처음 관측된 현상이다.

토 의

음향탐지기와 해양 내부 물성 구조

음향탐지기는 사용하는 음향 주파수와 반사파 수신감도에 따라 내부 물성구조를 관측하는 분해능이 달라진다. 수중에서 음향전파 속도가 일정하다고 할 때 음향의 파장은 주파수에 반비례하고, 부유물 혹은 플랑크톤 등의 음향흡수 요인들이 동일하다고 할 때 음향의 흡수율(absorption rate)은 주파수의 제곱에 비례한다(Knauss, 1997). 따라서 200 kHz 음향은 50 kHz 음향보다 파장이 1/4배 작고 흡수율은 16배가 된다. 단파장인 고주파 음향은 수직적 분해능이 좋지만 신호의 감지 깊이가 감소하게 된다. 또한 물성구조의 수평적 분해능은 선박의 항해속력과 음향구조의 저장 혹은 화면에 표출하는 간격에 따라 달라진다.

본 연구해역은 수심이 70 m 미만인 천해역이다. 본 연구에서는 표면 혼합층 내의 구조와 수온약층의 변동 그리고 내부파 구조를 감지하기 위해 분해능이 높은 200 kHz 음향탐지기를 사용하였다. 하지만 적조가 감지된 이후 수온(밀도)약층이 40 m 정도인 정점 B7보다 서쪽 외해역에서는 약층구조 뿐만 아니라 내부파 구조, 특히 파고가 큰 오목형 파의 파봉을 명확하게 감지하지 못하였다. 이는 200 kHz 주파수를 사용하는 음향탐지기의 높은 음파 흡수율과 표층 혼합층에서의 강한 음향흡수 및 반사로 인해 깊은 곳에서 음향 강도가 크게 감소한 결과로 판단된다. 따라서 차후 수중 음향구조를 이용하는 연구에서는 사용주파수의 적절한 선택이 요구된다.

본 연구에서 사용된 Fig. 5a와 Fig. 6a의 음향화면에는 해저면에 1~3 m 정도 수심의 변화가 20~60초 간격으로 나타났다. 이러한 음파측정 수심의 변화는 해면파에 의해 항해 중인 선박의 흔들림(rolling & pitching)에 의해 나타날 수도 있으며, 만약 이러한 수심 변화가 선박의 흔들림에 의한 것이라면 음향화면에 나타난 내부파 구조도 현상이 아니라 허상일 수도 있다. 하지만, 정점 B4에서 B7까지 항해 중에는 육풍이 5 m/s 미만이었으며 Fig. 6b에서 보이는 바와 같이 해면의 파도가 거의 없이 잔잔하였으며, 더구나 20초 이상의 주기를 갖는 해면파도 없었다. 따라서 음향자료화면에 나타난 작은 수심변화는 해저면이 수 백 m 거리에서 굴곡된 형태를 가지고 있음을 의미하며, 음향구조에 나타난 내부파 구조도 실제 현상임을 제시한다.

한편, 본 연구에서 사용된 음향수심측정기는 최소단위가 한 화

면에 30초 동안의 음향구조를 표출하는 것이다. 10.5 knot로 항해 중에는 한 화면에 8분 동안 기록되게 하고 정박관측 중에는 한 화면에 2분 동안의 음향구조가 기록되게 하여 화면이 중첩되게 촬영하였다. 따라서 항해 중에는 음향구조 기록간격이 길어 내부구조의 수평적 분해능이 감소 되어 30초 이하의 파봉 거리를 갖는 내부파를 구분해 내기는 어려웠다. 앞으로 현상에 대한 관측 분해능을 높이고 해석을 용이하게 하기 위하여 음향화면이 연속적으로 기록/저장되고 항해위치와 시각이 자동으로 저장되는 음향측정기의 사용이 필요하다.

조석전선의 형성

Simpson *et al.*(1978)은 밀도변화가 주로 수온에 의해 결정된다는 가정하에 대륙붕에서 조석전선의 형성기준을 (1)과 같이 제시하였다.

$$R = -\frac{dV/\alpha g \dot{Q} h}{2c} = 1 - \frac{2\epsilon c k_b \rho \langle u_b^3 \rangle}{\alpha g \dot{Q} h} - \frac{2c(\delta k_s) \rho_s \langle W_s^3 \rangle}{\alpha g \dot{Q} h} \quad (9)$$

여기서 V 는 수층의 위치 에너지, α 는 부피 팽창 계수, g 는 중력 가속도, $\dot{Q}$ 는 열의 시간당 유입량, h 는 수심, c 는 해수의 비열이다. 그리고 u_b 는 해저 바닥 근처의 조류속, W_s 는 해수면 근처의 풍속, ρ 와 ρ_s 는 해수와 공기의 밀도, k_b 와 k_s 는 마찰 계수, ϵ 와 δ 는 조류와 바람에너지가 수층을 혼합하여 위치 에너지를 줄이는 효율이다. 오른쪽 둘째(셋째)항은 조류(바람)혼합에 의한 위치에너지 증가율과 태양가열에 의한 위치에너지 감소율의 비이다. 무차원 상수 R 이 양수인 곳에서는 수층이 층을 이루고 안정화되며, R 이 1보다 작아 질수록 수층은 많이 혼합되고, $R=0$ 이 되는 곳에 수층이 완전 혼합된다.

따라서 정점 B6에서 관측된 수직성층의 감소와 등치선들의 수직적 발산구조는 주로 수심 44 m 정도인 사주에서 조류의 증가와 수심의 감소로 인한 조류혼합이 강해지면서 형성된 것으로 해석할 수 있다. 하지만 정점 B3에서 B4의 수심이 얕은 곳으로 접근하면서 급격히 깊어진 수온약층 구조는 수온약층의 세기가 유지되어 있으므로 조류혼합에 의해서 형성된 구조라고는 보기 어렵고, 이러한 구조의 발생과정에 대해서는 앞으로 많은 관측과 이론적 연구가 요구된다.

조석내부파

조석내부파는 조류(혹은 해류)가 수심에 급하게 변하는 곳을 통과할 때 수력도약(hydraulic jump)이 발생하며 조류의 수직속도가 증가하게 되고 이로 인해 수층내의 등밀도면 혹은 밀도약층이 상승 혹은 하강하게 되어 발생한다(Haury *et al.*, 1979; Hsu *et al.*, 2000; Apel, 2002). 조석내부파의 발생과정에서 파고와 파장 그리고 주기는 밀도약층 교란의 강도와 지속성 그리고 수직 밀도구배에 따라 결정된다. 밀도구배가 작으면 내부파의 복원력으로 작용하는 부력이 감소하므로 내부파의 주기가 길어 지고 파고는 크게 된다. 한편 발생한 조석내부파는 큰 진폭으로 인하여 비선형성이 크게 되고 이로 인해 전파하는 속력이 (6)과 같이 선형파보다 증가한다. 또한 전파과정에서 조류가 내부파를 이동시키므로 전파속력과 방향도 달라지게 될 뿐만 아니라(Lee *et al.*, 2006), 큰 파고에 의한 비선형성에 의해 파형이 진화하며 하나의 파형에서 여러

개의 파로 나누어 지고, 발생지역에서 먼 거리까지 전파된 내부파는 파장이 짧아지며 주파수가 증가하여 최종적으로는 높은 쪽 한계치인 부력주파수에 접근한다(Holloway, 1999; Gerkema and Zimmerman, 2008).

단면관측을 위한 선박의 항해 중에 관측된 내부파의 파고와 파봉 간격(혹은 파장)이 정점 B5와 B6 사이의 사주를 중심으로 다르게 나타났다(Fig. 5a). 정점 B6의 밀도구조에서 부력주기는 2분 내외였다. 2층 구조해양에 대한 비선형 내부파 모델에서 주기 16~18분으로 계산된 내부파의 주기는 부력주파수보다 현저하게 길다. 이러한 주기의 큰 차이는 사주 주변해역에서 15분 이상의 주기를 갖는 내부파가 저조 때 사주를 가로질러 남동향하는 조류에 의해 발생한 신생 조석내부파이고 발생초기 단계에서 나타난 파군임을 제시한다. 또한 사주의 서쪽에서 관측된 짧은 파봉 간격의 (160~370 m 정도) 내부파는 관측 이전에 창조류에 의해 사주에서 생성되어 사주의 북서쪽으로 전파되었다가 다시 낙조류에 의해 사주 쪽으로 이동되어 온 오래된 조석내부파로 볼 수 있다. 본 연구에서 적용된 이론적 모델을 참고하였을 때 음향자료화면에서 사주의 서쪽과 동쪽에 나타난 내부파의 전파방향이 동일하다면 서쪽의 내부파 평균파장은 약 270 m가 되고, 주기가 11분 내외로 계산되었다. 하지만, 관측해역에서 나타난 내부파 특성 차이의 원인을 보다 엄격하게 규명하기 위해서는 물성구조와 유속구조의 시공간적 변화와 변동에 대한 종합적 관측이 요구된다.

표면 혼합층 불안정과 혼합

두 층간에 수직적으로 유속차이가 존재할 때 두 층간의 상호작용을 연구하는 경우에 Richardson Number를 매개변수로 사용하여 왔다(De Silva *et al.*, 1996; Strang and Fernando, 2001b; Pham, 2010). Strang and Fernando(2001a)는 Bulk Richardson Number (Ri_B)를 매개변수로 사용하였는데, Ri_B 는 $\Delta b \cdot D / (\Delta U)^2$ 로 정의되며, 여기서 $\Delta b = g\Delta\rho/\rho$, D 는 상층두께, ΔU 는 수직적인 유속의 차이(shear)다. $1.5 < Ri_B < 3.2$ 에서 Kelvin-Helmholtz (K-H) 불안정이 나타나며, $3.2 < Ri_B < 5.8$ 에서 비대칭, 비선형 내부파가 우세하고, $5.8 < Ri_B$ 이면 Hölmböe 파(wave)가 나타난다. 금강 저염수 지역에 속한 AS1에서 음향탐지기 화면에서 표층 혼합층에 나타난 일부 구조는 K-H 불안정과 유사한 형태를 보였다.

Fig. 7b의 음향탐지기 화면이 기록된 시기에는 북동쪽으로 흐르는 창조류가 강하였고 육풍이 서쪽으로 불었다. 이로 인해 조석은 수심이 얇은 연안에서 전 층의 해수가 육지 쪽으로 흐르게 창조류를 만들고, 바람은 상층에서 외해로 흐르게 하는 취송류를 만들어서 표면 혼합층 내에서 수직적인 유속차이(vertical shear)를 만들게 된다. AS1에서 유속구조를 측정하지 못하여 Ri_B 를 계산할 수는 없지만, 표면 혼합층 내에서 유속의 강한 수직적 차이(shear)는 흐름의 불안정을 발생시켜 아래쪽의 해수를 표면 혼합층으로 끌어들이거나 포획하게 된 것일 가능성이 높다(Thrope, 2007).

하지만 포획된 해수와 표면 혼합층 해수의 밀도가 큰 차이를 보이지 않으면 음향 자료화면에서 구별되지 않을 수도 있다. 24일 8시와 9시에 관측된 수온, 염분 및 광 투과도 구조를 살펴보면 1시간 사이에 혼합층의 깊이가 약 2 m 정도 얕아 졌다(Fig. 8). 특히, 광 투과도는 혼합층에서 낮고 아래 염분약층수가 높아 상층수가 탁하고 하층수가 오히려 맑음을 보여 준다. 혼합층 두께가 감소한

Fig. 8. Vertical profiles of temperature (red lines), salinity (black lines) and light transmission (green and blue lines) observed on 08:00 hr (dashed or green) and 09:00 hr (solid with cross and blue) September 25, 2012 at anchor station AS1 off the Keum River estuary.

현상은 일시적이고 국지적인 지라도 육풍에 의해 표층 저염수가 밀려 나가며 수온 및 염분 약층이 변동하여 상승하였음을 의미하며, 약층이 상승하였을 때 아래쪽의 해수가 혼합층 내로 진입하였을 가능성을 제시한다. 따라서 창조류와 취송류가 3차원적인 유속구조를 만들 수도 있지만, 강한 수직적 유속차이(shear)가 혼합층 아래 맑은 해수를 탁한 혼합층으로 관입시켜 음향 화면에 관입, 포획 혹은 K-H 불안정과 유사한 구조들이 나타나게 되었다고 판단된다. 이와 더불어 수온보다 2 °C 이상 낮은 기온으로 인해 혼합층에서 수직 대류가 발생하여 관측된 바와 같은 음향구조 형성에 도움을 주었을 수도 있다.

결론

항해 중동부 해역에서 2012년 9월 하순에 동서방향으로 설정된 단면에서 물성구조 관측을 하였으며, 수심 50 m 부근에 북동-남서 방향으로 형성된 사주 부근에서 조석전선이 관측되었으며, 사주의 외해측은 밀도약층이 해면 하 40 m에 형성되었고 연안쪽에서는 수온약층이 약하고 10~20 m로 얕았다.

선박에 부착 설치된 항해용 음향탐지기를 이용하여 수심 30 m 인 해역에서 관측한 해저지형에 따른 수온약층의 변화는 단면의 물성구조 관측결과와 잘 일치하였다. 수심 50 m 부근 해역에 발달한 대규모 해저사주 주변에서는 정점 관측 단면구조에서는 볼 수 없는 조석내부파 구조를 관측할 수 있었다. 사주의 동쪽에서 저조 때 관측된 내부파는 성층된 수주가 남동향하는 조류에 의해 사주를 지나 흐르면서 발생한 조석내부파로 해석되었으며, 파고는 약 15 m, 파장이 500 m 정도였다. 항해 중동부의 해수 밀도가 2 층 구조를 갖는다고 가정하고 약한 비선형성 단독 내부파 이론을 적용하였을 때 파의 전파속도는 약 50 cm/s 정도이고, 주기는 16-

18분 정도로 계산되었다. 사주의 외해 측에서 육안으로 관찰된 *Dinoflagellates Cochlodinium*에 의한 적조는 강한 음향 반사층이 7 m 정도 상승된 지역에서 발생하였다.

금강 하구 주변의 저염수 지역에서 정박하여 22시간 이상 측정된 물성구조에서 조류와 해류풍의 변화에 따라 염분약층이 단기(1~3시간)변동하는 것이 나타났다. 조류가 북서쪽에서 남쪽으로 시계방향으로 방향이 바뀌는 낙조 동안 3 m/s 미만의 육풍이 서쪽으로 불었을 경우에는 염분약층의 급속한 변화가 거의 없었지만 창조 동안에 해풍이 불었을 경우에는 염분약층이 풍속에 따라 급속히 변화하였다. 한편, 창조류가 북동쪽으로 강하게 흐를 때 7 m/s 이상의 육풍이 서쪽으로 분 경우에는 염분약층이 일시적으로 변동하였으며, 염분약층이 상승하였을 때 음향 화면자료에서 해면하 5 m까지 특이한 파동과 표층 혼합이 나타났다. 10~30초 정도 간격으로 음향반사 강도가 강한 해수와 약한 해수가 교대로 나타나며, 두 해수가 상하로 서로 휘감으며 파고들거나 혹은 포획되는 구조를 만들었다. 이러한 현상은 황해동부 연안역인 연구해역에서는 처음으로 관측된 현상이다. 음향구조 영상과 탁도 자료는 창조류와 육풍에 의한 표층 취송류가 만드는 수직적인 유속차(shear)에 의해 맑은 하층수가 탁한 상층으로 관입 혹은 포획된 것임을 제시한다.

본 연구에서는 자체적으로 음향구조가 저장되지 않는 항해용 음향탐지기를 이용하여 200 kHz 주파수로 고정하여 현장에서 화면을 촬영하는 방식으로 자료를 획득하였으며, 이로 인해 해수 내부의 수직적/수평적 음향구조의 분해능이 높은 자료를 얻기 어려웠다. 또한 수온약층이 깊은 외해역에서는 수온약층을 감지하기도 어려웠다. 앞으로 음향화면이 자동적으로 자체 기록되는 음향탐지기를 사용하고 수심과 수온약층의 깊이에 따라 주파수를 적절히 선택하면 정점으로 구성된 단면 물성구조와 분포 관측에서는 감지할 수 없는 작은 규모의 해수 내부 물성구조의 변화와 조석내부파를 충분히 관측할 수 있을 것으로 판단된다.

사 사

본 연구는 기상청 기상기술개발사업(CATER 2012-2082)의 지원으로 수행되었다. 본 연구팀과 공동으로 해조류 관측을 수행한 국립해양조사원에 감사하며 조사관측에 협조해준 해림2호 선원들과 대학원생들에게 감사한다.

참고문헌

- Apel, J.R., 2002. Oceanic Internal Waves and Solitons. In: *An Atlas of Oceanic Internal Solitary-like Waves and their Properties* by C.R. Jackson (2004) prepared for Office of Naval Research - Code 322 PO. 1-36.
- Choi, B.H., 1980. *A tidal model of the Yellow Sea and the eastern China Sea*. KORI Report 80-82, 72pp.
- Choi, H.Y., S.H. Lee and K.Y. Yoo, 1999. Salinity distribution in the mid-eastern Yellow Sea during the high discharge from the Keum River weir. *The Sea: Journal of Korean Society of Oceanography* 4: 1-9 (in Korean with English Abstract).
- De Silva, I.P.D., H.J.S. Fernando, F. Eaton and D. Hebert, 1996. Evolution of Kelvin-Helmholtz billows in nature and laboratory, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **143**: 217-231.
- Farmer, D. and L. Armi, 1999. The generation and trapping of solitary waves over topography. *Science*, **283**: 188-190.
- Farmer D.M. and J.D. Smith, 1980. Tidal interaction of stratified flow with a sill in Knight Inlet. *Deep-Sea Res.*, **27A**: 239-254.
- Gerkema, T. and J.T.F. Zimmerman, 2008. *An introduction to internal waves*, Lecture notes, Royal NIOZ, Texel, 207pp.
- Jackson, C.R., 2004. *An atlas of internal solitary-like waves and their properties*, 2nd ed., available at http://www.internalwaveatlas.com/Atlas2_index.html.
- Hauray, L.R., M.G. Briscoe and M.H. Orr, 1979. Tidally generated internal wave packets in Massachusetts Bay. *Nature* **278**: 312-317.
- Pham, H.T., 2010. *Turbulence and Internal Waves in Numerical Models of the Equatorial Undercurrents System*. Ph.D. Thesis, University of California, San Diego, 187pp.
- Hollaway, P.E., E. Pelinovsky and T. Talipova, 1999. A generalized Korteweg-de Vries model of internal tide transformation in the coastal zone. *J. Geophys. Res.*, **104**(C8): 18,333-18,350.
- Hsu, M.-K., A.K. Liu, and C. Liu, 2000. A study of internal waves in the China Seas and Yellow Sea using SAR. *Continental Shelf Research* **20**: 389-410.
- Jackson, C.R., 2004. *An Atlas of Internal Solitary-like Waves and Their Properties*, 2nd ed., Office of Naval Research, Code 322 PO. 1-36 (available at www.internalwaveatlas.com/Atlas2_index.html)
- KHOA, 2012. *Monthly report of Korea oceanographic observation network (November)*. 11-1611234-000209-06, 168pp.
- Kim, T.R. and H.Y. Choi, 2003. The characteristics of internal waves observed by SAR and in-situ measurement data near Ocheong-Do in the Yellow Sea SAR. *The Sea: J. Korean Soc. Oceanogr.*, **8**(2): 132-137 (in Korean with English Abstract).
- Knauss, J., 1997. *Introduction to physical oceanography* (2nd ed.). Prentice-Hall. Inc. New Jersey.
- Kwon, K.M., B.J. Choi, S.H. Lee, Y.K. Cho and C.J. Jang, 2011. Coastal current along the eastern boundary of the Yellow Sea in summer: Numerical simulations. *J. Korean Society of Oceanography, The sea*, **16**(4): 155-168 (in Korean with English Abstract).
- Lee, J.H., I. Lozovatsky, S.T. Jang, C.J. Jang, C.S. Hong and H.J.S. Fernando, 2006. Episodes of nonlinear internal waves in the northern East China Sea. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L18601, doi: 10.1029/2006GL027136.
- Lee, S.H., H.Y. Choi, Y.T. Son, H.K. Kwon, Y.K. Kim, J.S. Yang, H.J. Jeong and J.G. Kim, 2003. Low-salinity water and circulation in summer around the Saemangeum area in the west coast of Korea. *The Sea: J. Korean Soc. Oceanogr.*, **8**(2): 138-150 (in Korean with English Abstract).
- Lee, S.H., H.Y. Choi and I.S. Oh, 1995. Structure and variability of the Keum River plume in summer. *Journal of Korean Society of Oceanography*, **30**: 125-137 (in Korean with English Abstract).
- Lee, S.H. and R.C. Beardsley, 1999. Influence of stratification on residual tidal currents in the Yellow Sea. *J. Geophys. Res.*, **104**: 15679-15701.
- Lee, S.H. and H.Y. Choi, 1997. A numerical model study of residual tidal currents in the mid-eastern Yellow Sea - initial stratification. *The Yellow Sea*, **3**: 58-70.

- Lee, S.-H., C.-Y. Kang and B.-J. Choi, 2011. Internal Waves Observed near the Tidal Front in the eastern Yellow Sea. *Proceeding of Spring Meeting of Korean Society of Oceanography*, pp-08, 148p.
- Lie, H.J., 1989. Tidal fronts in the southern Hwanghae (Yellow Sea). *Cont. Shelf Res.*, **9**: 527–546.
- Moum, J.N., D.M. Farmer, W.D. Smyth, L. Armi and S. Vagle, 2003. Structure and generation of turbulence at interfaces strained by internal solitary waves propagating shoreward over the continental shelf. *J. Phys. Oceanogr.*, **33**: 2,093–2,112.
- Pham, H.T. and S. Sarkar, 2010. Internal waves and turbulence in a stable stratified jet. *J. Fluid Mech.* **648**: 297–324, doi:10.1017/S0022112009993120.
- Pingree, R.D. and G.T. Mardell, 1985. Solitary internal waves in the Celtic Sea. *Prog. Oceanogr.* **14**: 431–441.
- Sandstrom, H. and J.A. Elliott, 1984. Internal Tide and Solitons on the Scotian Shelf: A Nutrient Pump at Work. *J. Geophys. Res.*, **89**(C4): 6415–6426.
- Shin, E.J., Lee, S.H., Choi, and H.Y., 2002. Numerical model study for structure and distribution of the Keum River plume. *The Sea: Journal of Korean Society of Oceanography* **7**: 157–170 (in Korean with English Abstract).
- Simpson, J.H. and R.D. Hunter, 1974. Front in the Irish Sea. *Nature*, **250**: 404–406.
- Simpson, J.H. and R.D. Pingree, 1978. Shallow sea fronts produce by tidal stirring. In *Oceanic fronts in coastal processes* (ed. M.J. Bowman & W.E. Esaias), 29–42. New York: Springer-Verlag.
- Simpson, J.H., C.M. Allen, and N.C.G. Morris, 1978. Fronts on the continental shelf. *J. Geophys. Res.*, **83**: 4607–4614.
- Son, Y.T., S.H. Lee, C.S. Kim, J.C. Lee, and G.H. Lee, 2007. Surface current variability in the Keum River Estuary (South Korea) during summer 2002 as observed by high-frequency radar and coastal monitoring buoy. *Continental Shelf Research*, **27**: 43–63.
- Strang, E.J. and H.J.S. Fernando, 2001a. Entrainment and mixing in stratified shear flows, *J. Fluid Mech.*, **428**: 349–386.
- Strang, E.J. and H.J.S. Fernando, 2001b. Vertical mixing and transport through a stratified shear layer, *J. Phys. Oceanogr.*, **31**: 2026–2048.
- Thrope, S.A., 2007. *An introduction to ocean turbulence*. Cambridge University Press, New York, 267 pp.

2013년 1월 18일 원고접수

2013년 2월 4일 수정본 접수

2013년 2월 7일 수정본 채택

담당편집위원: 조양기