Vol. 37(2):107-117
http://dx.doi.org/10.4217/OPR.2015.37.2.107

Ocean and Polar Research

June 2015

Article

동해 남서부 해역의 대륙사면에서 Thorpe 규모(scale)를 이용한 연직 난류 확산계수 추정

서성봉[1,2] · 박영규[1,2*] · 박재훈[1,2] · 정희동[3]

[1]한국해양과학기술원 물리연구본부
(426-744) 경기도 안산시 상록구 해안로 787
[2]과학기술연합대학원대학교 해양환경시스템과학
(305-350) 대전광역시 유성구 가정로 217
[3]국립수산과학원 동해수산연구소 자원환경과
(210-861) 강원도 강릉시 연곡면 해안로 1194

Thorpe Scale Analysis using CTD Observations on the Continental Slope of the Southwestern East Sea

Seongbong Seo[1,2], Young-Gyu Park[1,2*], Jae-Hun Park[1,2], and Hee-Dong Jeong[3]

[1]Physical Oceanography Division, KIOST
Ansan 426-744, Korea
[2]Marine Environmental System, University of Science & Technology
Daejeon 305-350, Korea
[3]Fisheries Resources and Environment Division, East Sea Fisheries Research Institute, NFRDI
Gangneung 210-861, Korea

Abstract : Thorpe scale analysis was performed using two sets of 25-hour-long hourly CTD data. Raw density profiles collected on the continental slope of the southwestern East Sea were post-processed to reduce instrument noises and measurement errors. Density inversions were detected by applying the overturn ratio test proposed by Gargett and Garner (2008). The value of K_z below the main thermocline estimated with the Osborn parameterization was 5.3×10^{-4} (1.1×10^{-4}) m^2s^{-1} and that with the Shih parameterization was 5.9×10^{-5} (2.4×10^{-5}) m^2s^{-1} during the spring (neap) tidal period. This result suggests that internal tides can enhance vertical mixing in the observation region.

Key words : Thorpe scale, vertical diffusivity, East Sea, internal tides

1. 서 론

연직 혼합은 표층 열을 심층으로 이동시켜 열염분순환에 의한 수직방향 냉수의 이류와 균형을 이루어 수온약층의 구조를 유지시키고(Munk 1966) 저층의 영양염을 표층으로 이동시키면서 해수의 물리적 성격뿐 아니라 생지화학 특성에까지 큰 영향을 미친다(Gregg 1989). 연직혼합을 파악하기 위해서는 수층의 수온, 밀도, 유속과 같은 물성의 미세 구조를 직접 관측해야 한다. 비록 1950년 이후 해양의 난류를 직접 관측하기 위한 장비의 개발과 노력이

*Corresponding author. E-mail : ypark@kiost.ac.kr

꾸준히 이어져 왔지만(Lueck et al. 2002), 아직 난류를 일상적으로 측정할 수 있을 정도로 장비가 보편화되지는 않았다.

Thorpe (1977)는 CTD (Conductivity-Temperature-Depth) 관측을 이용하여 난류를 간접적으로 추정할 수 있는 방법을 제시하였다. CTD를 이용한 관측 자료는 아주 많기 때문에 이 방법을 활용한다면 연직혼합에 대한 다양한 시공간적 정보를 얻을 수 있을 것이다. 안정적으로 성층이 이루어져 있는 해수의 밀도 역전은 난류에 의해 하층의 밀도가 높은 물이 상층으로 (혹은 상층의 밀도가 낮은 물이 하층으로) 이동하면서 생기게 된다. 난류가 강하다면 밀도 역전층이 두껍고 약하다면 얇을 것이기 때문에, 역전층의 두께로 난류의 강도를 나타낼 수 있다. 역전층을 재배열하여 안정적인 층으로 만들 때 각 점의 연직 이동거리(Thorpe displacement, d)의 실효값(RMS, root mean square)을 Thorpe 규모(L_T)라 한다. 즉 Thorpe 규모는 역전층의 두께, 혹은 연직혼합을 일으키는 와류의 크기를 나타내는 지표인데 난류 와동이 성층에 영향을 받지 않는 최대 크기를 나타내는 Ozmidov 규모(Ozmidov 1965)

$$L_o = \varepsilon^{1/2} N^{-3/2} \tag{1}$$

와도 밀접하게 관련되어 있는 것으로 알려져 왔다. 여기서 N은 부력주파수이고 ε은 난류 소산율이다. Dilon (1982)은

$$L_o \approx 0.8 L_T \tag{2}$$

라는 관계식을 제안하였는데 이를 이용하면 ε과 L_T간 관계를 파악할 수 있다. Osborn (1980)이 제안한 연직 와동 확산계수(Vertical eddy diffusivity, K_z)와 ε간 관계식

$$K_z = K_{z-os} = \frac{\alpha \varepsilon}{N^2} \tag{3}$$

을 이용하면 아래 식 (4)와 같이 K_z와 L_T간의 관계식을 얻을 수 있다.

$$K_{z-os} \approx 0.128 N L_T^2 \tag{4}$$

Shih et al. (2005)은 실험 결과에 기초하여 K_z가 난류 강도를 나타내는 변수인 $\varepsilon/\nu N^2$ 와 상관성이 있고, 난류의 활동성에 따라 세 가지 영역, 즉 분자 확산 영역($\varepsilon/\nu N^2 < 7$), 중간 영역($7 < \varepsilon/\nu N^2 < 100$), 난류 활동 영역($\varepsilon/\nu N^2 > 100$)으로 나누어 연직 와동 확산계수의 모수화 방법을 제안하였다. 난류 활동 영역에서는 아래와 같은 관계식을 제안하였다.

$$K_z = K_{z-sh} = 2\nu(\varepsilon/\nu N^2)^{1/2} \tag{5}$$

위 식에 식 (1)과 (2)를 적용하면

$$K_{z-sh} \approx 1.6 \nu^{1/2} L_T N^{1/2} \tag{6}$$

과 같은 연직 와동 확산계수를 얻을 수 있다. 중간 영역에서 K_{z-sh}는 K_{z-os}와 같다.

한국 주변해역에서 직접 관측을 통한 난류에 관한 연구는 많지 않다. 하지만 고해상도 CTD 자료는 많기 때문에 Thorpe 규모를 이용하여 연직 혼합계수를 추정할 수 있다. 본 연구에서는 동해 남서부 대륙사면 해역에서 관측한 CTD 자료로 Thorpe 규모를 계산하여 연직 혼합계수를 추정하였다. CTD 관측 시 동반되는 배의 요동 등으로 인하여 Thorpe 규모를 이용한 연직 확산계수 추정에는 몇 가지 제약이 따르고 이를 극복하기 위한 세심한 자료 보정과 처리가 필요하다(Johnson and Garret 2004). 다음에 설명한 것과 같이 여러 가지 방법을 통하여 자료를 보정하였고 통계처리를 통하여 신뢰성 있는 Thorpe 규모를 계산하여 난류에 의한 연직 확산계수를 추정하였다.

2. 자료 및 방법

관측

동해 남서부 대륙사면에 위치한 수심이 약 260 m인 지점(Fig. 1, 동경 130º37.21', 북위 35º37.21')에서 CTD를 이용하여, 대조기인 2012년 9월 1일 4시부터 9월 2일 5시까지(UTC 기준) 1시간 간격으로, 소조기인 2012년 9월 6일 11시부터 9월 7일 12시까지 1시간 간격으로 2회의 25시간 연속관측을 수행하였다. 관측에 이용한 CTD는 Sea-bird Electronics 사의 911plus이며 수온의 해상도(ΔT, ºC)는 2.0×10^{-4}이고 전기전도도의 해상도(ΔC, S/m)는 4.0×10^{-5}이어 밀도의 해상도(Δσ, kg/m^3)는 6.0×10^{-4}이며, 압력의 해상도(ΔP, dbar)는 1.1×10^{-1}이다(Stansfield et al. 2001). 이 자료 중 강한 대기 영향을 받는 표층 혼합층과 바닥 부근에서 안전을 위해 하강속도를 낮추어 CTD가 자유낙하 하지 않아 자료의 질이 좋지 않은 구간을 제외하고 수심 30~235 m 사이에서 CTD가 하강할 때 얻은 자료(downcast)를 Thorpe 규모 계산에 사용하였다.

자료 처리 및 Thorpe 규모 계산

CTD 후처리(post-processing)

Thorpe 규모 계산에 있어 가장 중요한 요건은 CTD나 관측에 의한 오류를 제거하여 정확한 현장 밀도 구조를 얻는 것이다. CTD에 의한 오류를 최소화하기 위한 방법 중 첫 번째는 후처리이다. Thorpe 규모는 밀도의 세밀한

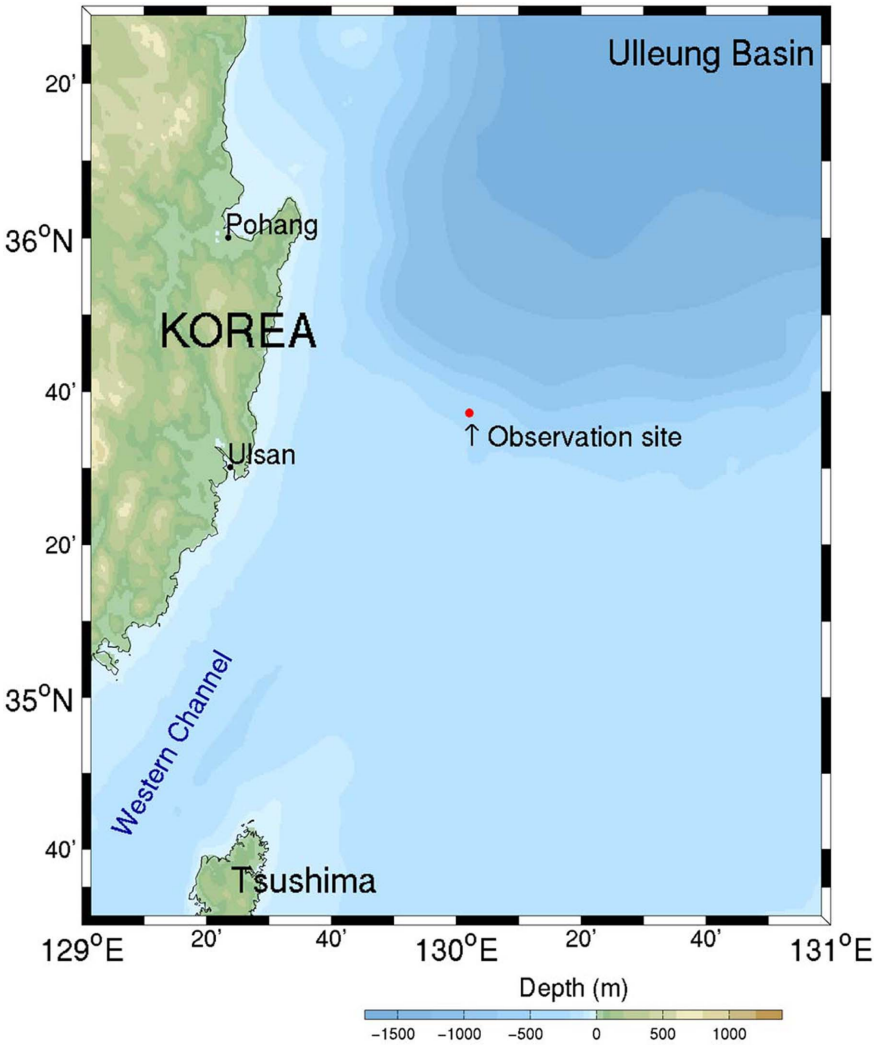

Fig. 1. A map of study area. Red dot indicates the observation site

변동을 이용하는 것이기 때문에 세심한 자료의 후처리는 필수적이다. 후처리에는 CTD 제조회사인 Seabird사에서 제공하는 프로그램(SBE data processing)을 이용하였다. 처리 과정 중 전기전도도 센서의 오차를 줄이기 위해서는

수온 전도도 재정렬(Align CTD)과 열 지연 효과 보정(Cell thermal mass) 두 가지가 특히 중요한데, 최 등(2009)에 기술된 방법을 사용하였다.

CTD 관측 시스템에서 연구선의 좌우로 흔들리는 동요(rolling) 혹은 앞뒤로 흔들리는 동요(pitching)는 CTD 관측 시 관측기계가 설치된 구조물(frame)이 수층 내에서 일정한 속도로 낙하하는 것을 방해하는 요인이다. 이로 인해 CTD는 수층에서 계속 일정한 속도로 내려가는 것이 아니라 멈추거나 당겨져 올라오게 된다. 이로 인해 발생하는 관측 수심의 불연속성은 관측자료를 1 m 간격으로 평균하여 사용할 때에는 큰 영향을 미치지 않지만 Thorpe 규모와 같은 같은 미세 구조 분석에는 영향을 미칠 수 있다.

관측 시 사용한 연구선에는 좌우 및 앞뒤 동요를 보완해주는 완충기(damper)가 설치되지 않았으므로, CTD가 일정하지 않은 속도로 하강하면서 생기는 문제를 제거해야 한다. 우선 Seabird 사에서 제공하는 프로그램 중 “Loop edit” 과정을 통하여 CTD가 일정 속도(0.25 m/s) 이하일 때 관측된 자료와 압력 역전이 생기는 부분을 제거하였다. 이렇게 압력이 단순 증가하게 처리를 하더라도 역전의 영향이 완벽하게 제거되지 않아 역전층이 생기는 경우가 있다. 먼저 Fig. 2에 나타낸 것처럼 압력역전이 있는 붉은색 부분을 제외하고 온도자료를 이어 붙이면 208.5~209 m 사이에 강한 온도역전층이 생긴다. 하지만 압력이 증가하기 시작한 구간만 따로 분리하면 의미있는 역전층이 발견되지 않는다는 점에서 이 역전층이 CTD의

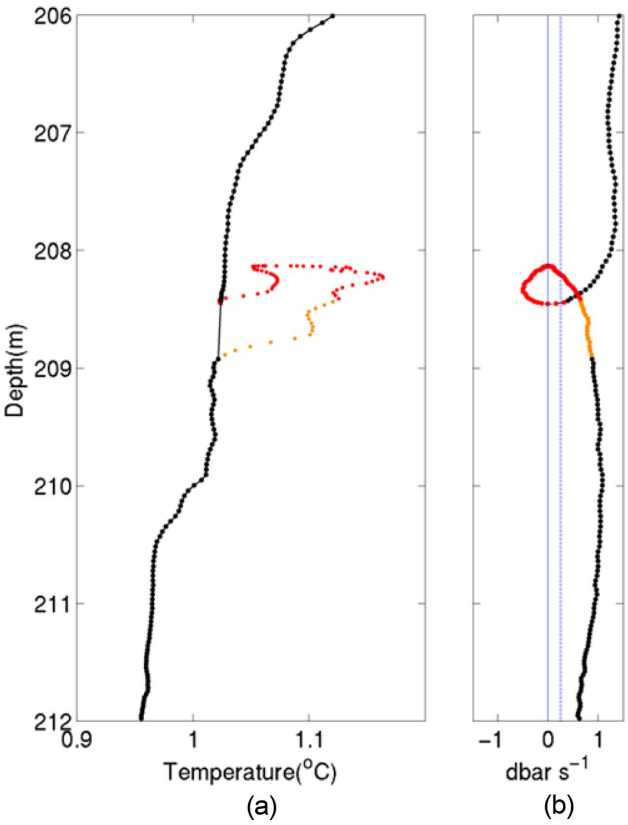

Fig. 2. An example of data processing to avoid a false overturn removal. (a) Temperature profile, (b) fall speed between 206 and 212 m layer. Data with low fall speed (<0.25 m/s) colored with red could be removed by "Loop edit". To avoid a false overturn the part colored in orange is also removed

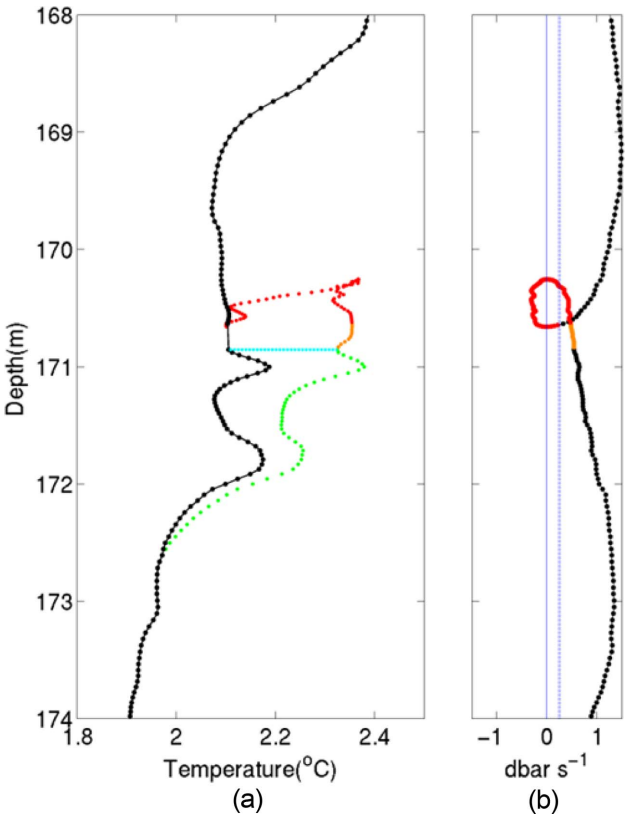

Fig. 3. An example of data processing to keep overturns immediately below a pressure inversion. (a) Temperature profile and, (b) fall speed between 168 and 174 m layer. Data with low fall speed (<0.25 m/s) colored with red could be removed by "Loop edit". To avoid a false overturn the part colored in orange is also removed. And the green part contains real overturns and retained after a correction as explained in the text

요동에 의해 생긴 인위적인 것임을 쉽게 알 수 있다. 이러한 경우에 "Loop edit" 과정을 통하여 제거되는 구간의 바로 앞 관측 점의 수온 및 전도도 값이 나오는 수심까지 자료(Fig. 2(b)에서 주황색으로 표시된 부분)를 제거하였다.

Fig. 3에 나타낸 경우는 압력 역전층 이후에 실제 역전층이 나타나는 경우이다. 그림에서 녹색으로 표시된 보정 전 자료에서 171 m, 그리고 172 m 사이에 온도 역전층이 발견된다. 이 두 역전층은 CTD가 일정속도 이상으로 하강하는 구간만 선택해도 나타나기 때문에 물리적 역전층으로 판단된다. 압력역전이 나타나기 직전의 온도를 찾아 약 172 m까지의 자료를 삭제한다면, 위에서 언급한 두 역전층을 삭제하게 된다. 압력역전의 영향이 "Loop edit"가 끝나는 점 이후로도 계속될 수 있기 때문에 "Loop edit" 끝점에서부터 16점 내에서 최소 온도가 나타나는 점을 역전층의 끝으로 처리하였다. 이 점부터 2 m 아래층(Fig. 3(a)에서 녹색으로 표시된 부분)에서 수온을 보정하였다. 제일 윗부분의 온도는 압력역전이 시작되기 직전의 온도로 맞추고 그 아래에서는 보정하는 정도를 수심에 따라 줄여나가 2 m 아래점에서는 원래 값을 유지하도록 하였다.

CTD 후처리 과정(Align CTD, Cell thermal mass)을 통하여 장비와 관측 시스템 특성에 의해 발생한 기본적인 오류는 제거하였지만, 여전히 남아 있을 수 있는 오류을 제거하기 위해 물성자료를 10 m 간격으로 나누어 이차식 맞춤(quadratic fitting)을 적용하였고, 맞춤(fitting)선과 관측 데이터와의 편차를 계산하여 편차 실효값의 4배를 넘어가는 수치를 나타나는 부분(총 자료의 약 0.3%)은 제거하였다(Park et al. 2014). 앞서 기술한 일련의 과정을 거친 수온과 염분 자료를 이용하여 밀도를 계산한 후 0.1 m의 일정한 간격으로 평균하였고 자료가 결여된 부분에는 선형 내삽을 적용하였다.

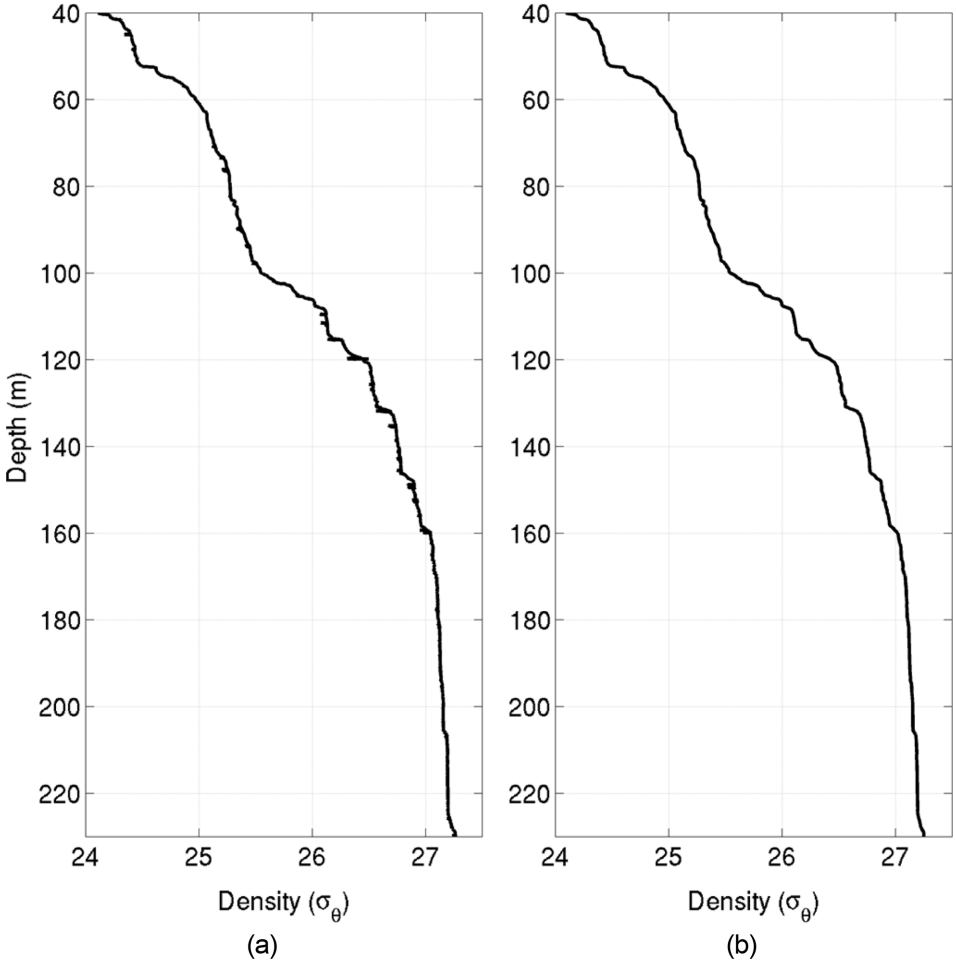

Fig. 4. (a) Density profile from raw CTD data and (b) post-processed result

마지막 절차로, 무작위 잡음(random noise)의 영향을 제거하였다. 먼저 관측에 사용한 CTD로 본 연구해역 부근에서 같은 시기에 성층이 약한 심층에서 얻은 자료를 이용하여 잡음의 크기를 계산하였다. 심층자료에서 선형경향을 제거하고 남은 수치의 실효값 0.0002 kg m^{-3}이 무작위 잡음 수준(random noise level)의 크기이다. 이 수치의 두 배인 0.0004 kg m^{-3}을 한계값으로 설정하고 Gargett and Garner (2008)와 Park et al. (2014)에 설명된 과정을 따라 중간밀도분포(intermediate density profile)를 계산하였다. 앞선 모든 절차를 거친 자료에서는 원시자료와 비교하였을 때 많은 오차가 제거된 것을 확인할 수 있다 (Fig. 4).

Thorpe 규모의 유효성 검사

각각의 CTD 관측자료로부터 계산한 밀도 분포들을 깊이(z)에 대해 안정된 상태로 재정렬($d\rho/dz \le 0$, Fig. 5(a)) 한 후, 재정렬 전과 수직적 변위 차이인 Thorpe 변위 (Thorpe displacement), $d = z(\rho) - z(\hat{\rho})$ 을 구하였다. 여기서, $z(\rho)$는 관측 밀도의 수심, $z(\hat{\rho})$ 는 재정렬된 밀도의 수심이다. Thorpe 규모는 밀도 역전이 일어난 구간에서 계산한 d의 실효값(root mean square)이다.

Thorpe 규모의 신뢰도를 높이기 위해서는 계산된 밀도 역전이 실제로 일어난 것인지 혹은 측정 시 센서오차 등에 의한 것인지에 대한 확인이 필요하다. CTD 후처리 과정을 통하여 센서간 시간차이와 전도도 센서의 온도 적응 보정 작업을 거쳤지만 수괴의 특징이 크게 변동하는 구간에서는 더욱 세밀한 작업을 필요로 한다. 이러한 분별 작업에 대해 Peters et al. (1995)은 수온과 밀도 분포에서 동시에 Thorpe 변위가 0이 아닌 구간을 택하는 방식을 제안하였고, Alford and Pinkel (2000)은 수온, 전기전도도, 밀도 분포 모두에서 Thorpe 변위를 비교하는 방식을 제안하였다. Galbraith and Kelley (1996)는 역전이 일어나는 부분의 T-S 연관성(T-S tightness) 검사를 통해 수괴 특징을 비교하여 밀도역전을 확인하는 방식을 제안하였는데 이

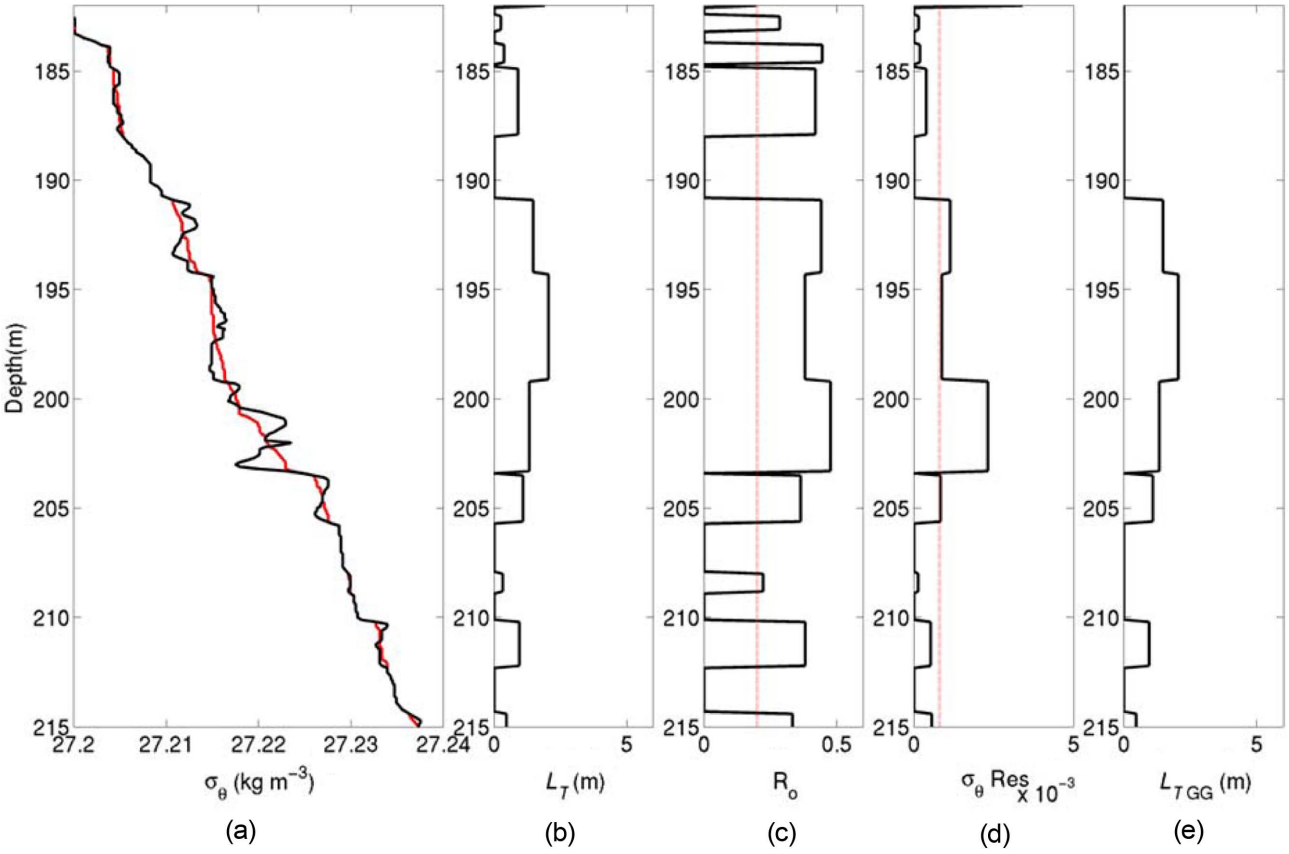

Fig. 5. An example of validation procedure. (a) potential density (black) and reordered potential density (red), (b) Thorpe scales, (c) the overturn ratio, (d) the density difference within each overturn, (e) modified Thorpe scales passing Gargett and Garner overturn ratio criteria, 0.2 the red line, and the random noise level, 0.0004 kg m^{-3} the red line

방법이 여러 연구에 적용되어 왔다(Stansfield et al. 2001; Kitade et al. 2003; Yagi and Yasuda 2013). 하지만 검사 기준에 따라 실제의 역전을 없애기도 하며 명확한 식별이 이뤄지지 않는다는 단점이 있다(Gargett and Garner 2008; Park et al. 2014). Gargett and Garner (2008)은 밀도역전이 실제적인 것이라면 Thorpe 변위가 음인 부분과 양인 부분이 대칭을 이루어야 한다는 점에 착안하여 역전의 진위를 구별하는 방법을 제안하였다(이하 G-G 방식). 어떤 역전구간에서 총 자료 수가 L이고, Thorpe 변위가 음인 자료의 수를 L^-, 양인 자료의 수를 $L^+ = L - L^-$ 라 할 때 역전의 구조를 나타내는 역전비율(overturning ratio)을 정의할 수 있다.

$$R_0 = \min(L^+/L,\ L^-/L)$$

물리적인 역전이 정확하게 관측되었다면 $R_0 = 0.5$이다. 하지만 현장에서는 관측의 한계나 오류 등으로 인해 R_0는 0.5보다 작다. 본 연구에서는 Gargett and Garner (2008)에서 제안한 기준치(R_0 = 0.2)를 사용하여 역전의 유효성을 판단하였다(Fig. 5(c)). 마지막으로 밀도 역전이 일어난 구간에서 최소 역전의 차이가 앞서 언급한 무작위 잡음 수준(0.0004 kg m^{-3})보다 작은 경우(Fig. 5(d))는 Thorpe 규모 계산에서 제외하고 최종 결과를 얻었다(Fig. 5(e)).

3. 결 과

Thorpe 규모와 연직 와동 확산계수(vertical eddy diffusivity)

대조기와 소조기 모두 수심 150~220 m 사이에서 Thorpe 규모가 크게 나왔고. 대조기와 소조기를 비교하면 대조기에 Thorpe 규모가 크다(Fig. 6). 식 (4)와 (6)을 이용하여 계산한 연직 와동 확산계수(K_{z-os}, K_{z-sh})를 10 m 간격으로 Fig. 7과 8에 나타내었다. Thorpe 규모를 계산할 때 자료의 해상도에 따라 20 cm보다 작은 밀도 역전은 감지할 수 없지만 역전이 감지되지 않은 지역에서 연직 혼합이 전혀 없는 것은 아니다. 따라서 K_z를 계산할 때 밀도

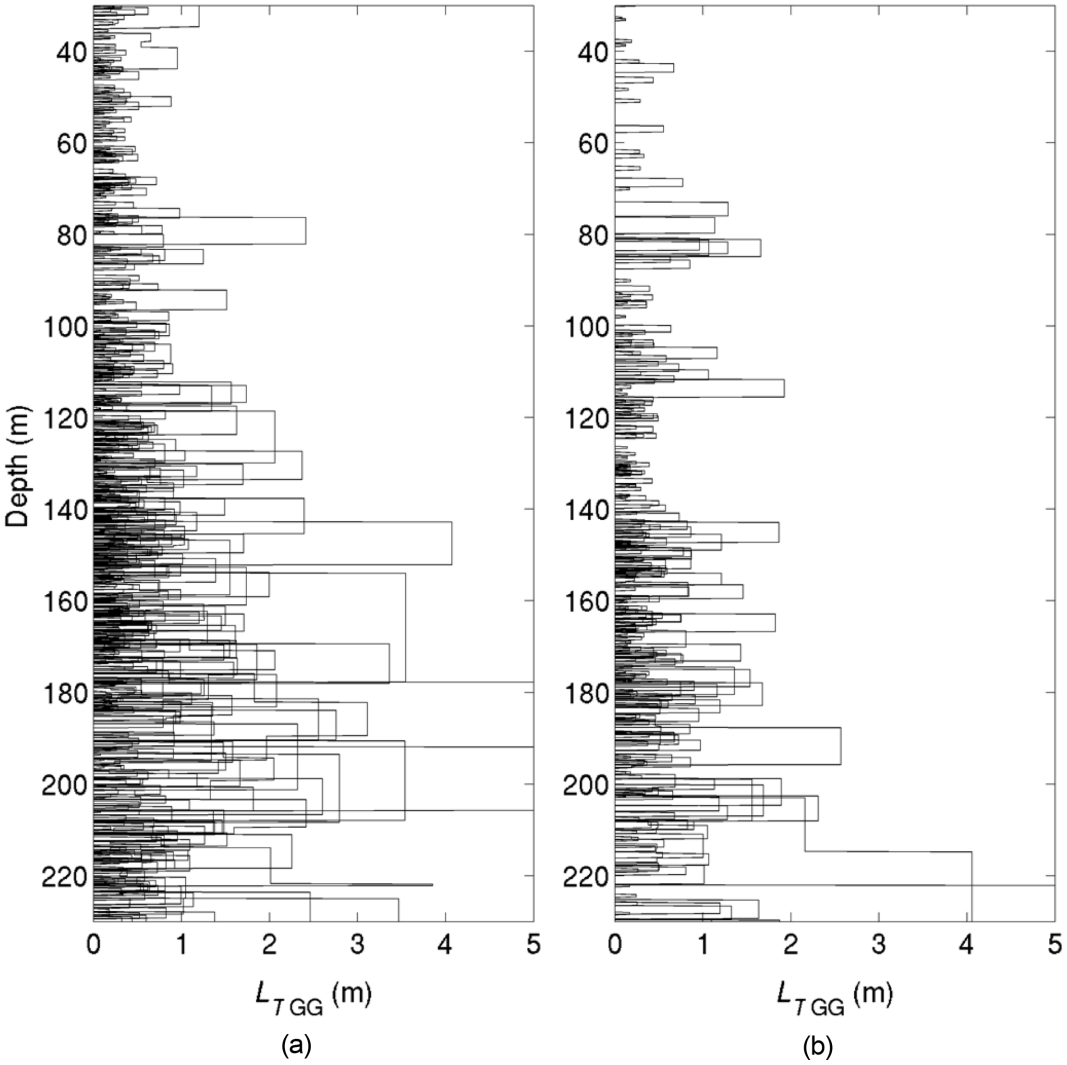

Fig. 6. Vertical distribution of Thorpe scales during (a) spring and (b) neap tidal periods

역전이 감지되지 않은 영역에는 배경 값을 지정할 필요가 있다. 연구해역에서 직접적인 난류 관측을 통해 얻어진 결과가 부족하기 때문에 대양의 배경 값(Gregg 1987)인 $10^{-5}\,m^2s^{-1}$을 사용하였다. 난류에 의한 확산계수는 분자 확산의 규모, $O(10^{-6})\,m^2s^{-1}$보다 크기 때문에 $10^{-5}\,m^2s^{-1}$은 난류 확산의 배경 값으로 적절하다고 판단된다.

두 방법 모두에서 대조기에, 그리고 150 m 이하 하층에서 K_z가 크게 나타난다. 하지만 크기는 차이를 보인다. 특히 난류가 크게 나타나는 150~220 m 구간에서는 차이가 커져 K_{z-os}은 약 $10^{-3}\,m^2s^{-1}$, K_{z-sh}는 약 $10^{-4}\,m^2s^{-1}$이다. 수온 약층 아래인 수심 50~230 m에서 K_{z-os}의 대조기와 소조기 평균은 각각 $5.3\times10^{-4}\,m^2s^{-1}$, $1.1\times10^{-4}\,m^2s^{-1}$이며, K_{z-sh}의 대조기와 소조기 평균은 각각 $5.9\times10^{-5}\,m^2s^{-1}$, $2.4\times10^{-5}\,m^2s^{-1}$이다(Table 1). K_{z-os}의 대조기와 소조기 평균의 차이는 약 4.8배, K_{z-sh}의 대조기와 소조기 평균의 약 2.5배로 나타났다. K_{z-os}가 K_{z-sh}에 비해 크며 대조기에는 차이가 더 커진다. 이는 Fig. 9에 나타낸 것처럼 대조기에 난류가 활발한 영역($\varepsilon/\nu N^2>100$)이 넓게 분포하기 때문이다. 여기에서는 직접 관측한 난류자료가 없어 Park et al. (2014)과 같은 비교는 할 수 없지만, Park et al. (2014)는 K_{z-sh}가 직접 관측한 난류자료와 유사하다고 한 결과를 기반으로 K_{z-sh}에 기초한 값이 사실적일 것으로 추정한다.

Table 1. Mean vertical eddy diffusivity below the main thermocline by Osborn and Shih parameterizations during spring and neap tidal periods

$K_z\,(m^2s^{-1})$	Spring tidal period	Neap tidal period
K_{z-os}	5.3×10^{-4}	1.1×10^{-4}
K_{z-sh}	5.9×10^{-5}	2.4×10^{-5}

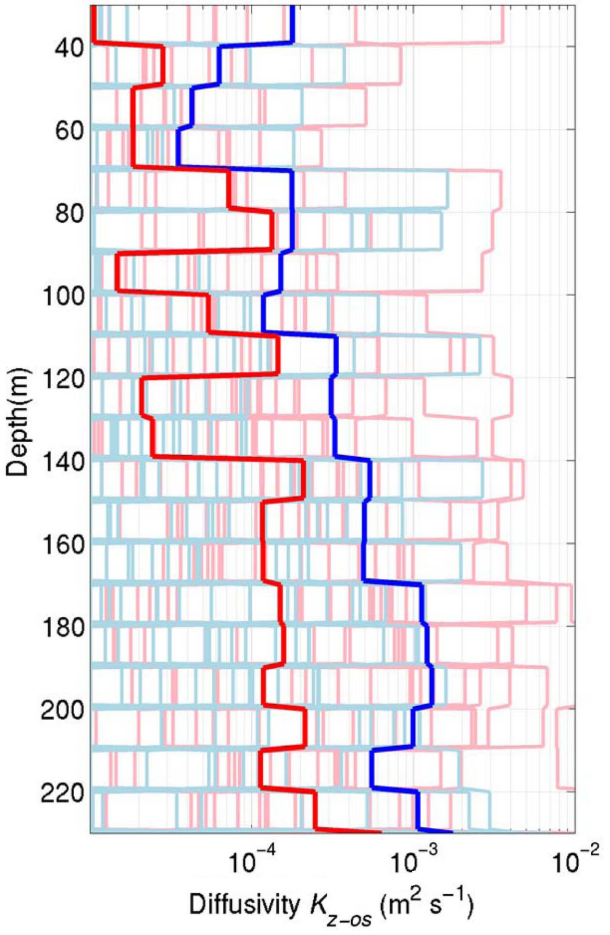

Fig. 7. Vertical distribution of Thorpe scale-derived vertical eddy diffusivity calculated with the Osborn parameterization during spring (skyblue) and neap (pink) tidal periods. Average over the spring tidal period is in blue, and that for the neap is in red

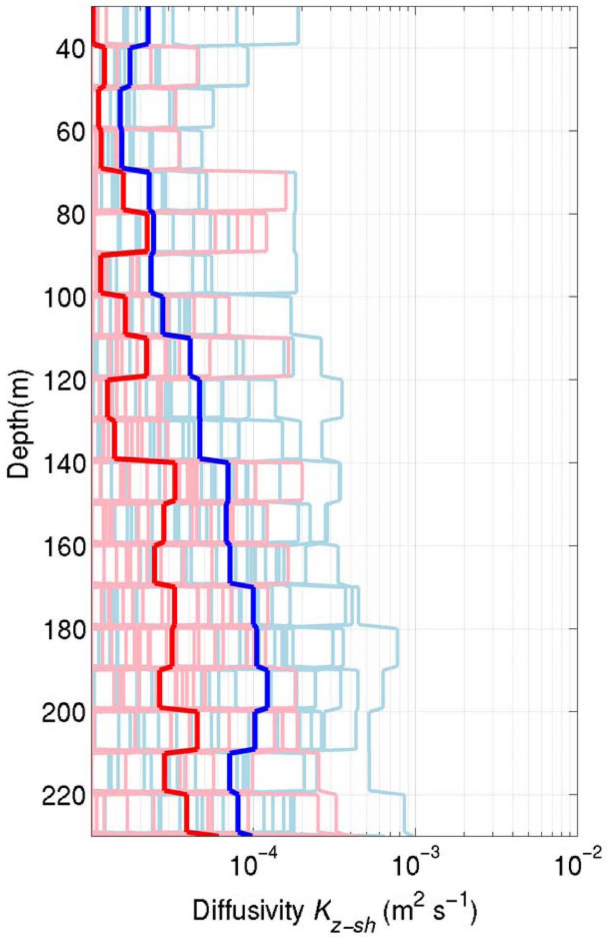

Fig. 8. The same as Fig. 7 except with the Shih parameterization

리차드슨(Richardson) 수와의 비교

앞서 계산한 Thorpe 규모와의 비교를 위해 혼합의 가능성을 나타내는 리차드슨 수를 아래 식 (8)을 이용하여 계산하였다.

$$Ri = \frac{N^2}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2} \tag{8}$$

리차드슨 수는 수층의 안정도에 대한 연직 유속 구배의 비율을 나타내는 무차원수로 $Ri < 0.25$일 때 난류혼합이 나타난다. 리차드슨 수 계산에는 동일한 시기에 CTD 로젯 프레임에 부착된 LADCP(Lowered acoustic Doppler current profiler, RD Instruments 300 kHz)로부터 얻은 4 m 간격의 유속 자료와, 이에 맞게 4 m 간격의 자료를 구성한 CTD 자료를 이용하였다.

관측 기간 동안 밀도역전과 Thorpe 변위가 주로 나타나는 지역은 밀도 분포가 비교적 균질한 수심이 150 m 이상인 약층 아래에서 대조기와 소조기 모두 리차드슨 수가 작다(Fig. 10). 수심 70~120 m 구간에서는 상대적으로 밀도 구배, 즉 N^2이 커서 리차드슨 수가 0.25이상이고, 큰 규모의 Thorpe 변위도 나타나지 않았다.

대조기에 수심 150~230 m 구간에서 $Ri < 0.25$인 범위가 시간에 따라 변하는데, $Ri < 0.25$인 영역이 넓어질 때 Thorpe 변위의 분포도 크게 나타난다. 소조기에는 9월 6일 21:00부터 23:00사이 수심 230 m 부근에서 큰 Thorpe 변위와 낮은 리차드슨 수가 함께 나타났다. 수심 150~200 m 구간에서 Thorpe 변위는 발견되었지만 $Ri > 0.25$이었다. 바닥 부근 수심에서 리차드슨 수는 약한 성층 때문에 0.25 이하이나 Thorpe 변위는 나타나지 않았다.

밀도 구배와 혼합의 관계를 알아보기 위해 부력주파수와 연직 와동 확산계수를 Fig. 11에서 비교하였다. K_z와 부력주파수간 단순한 선형관계식은 나타나지 않지만, 부

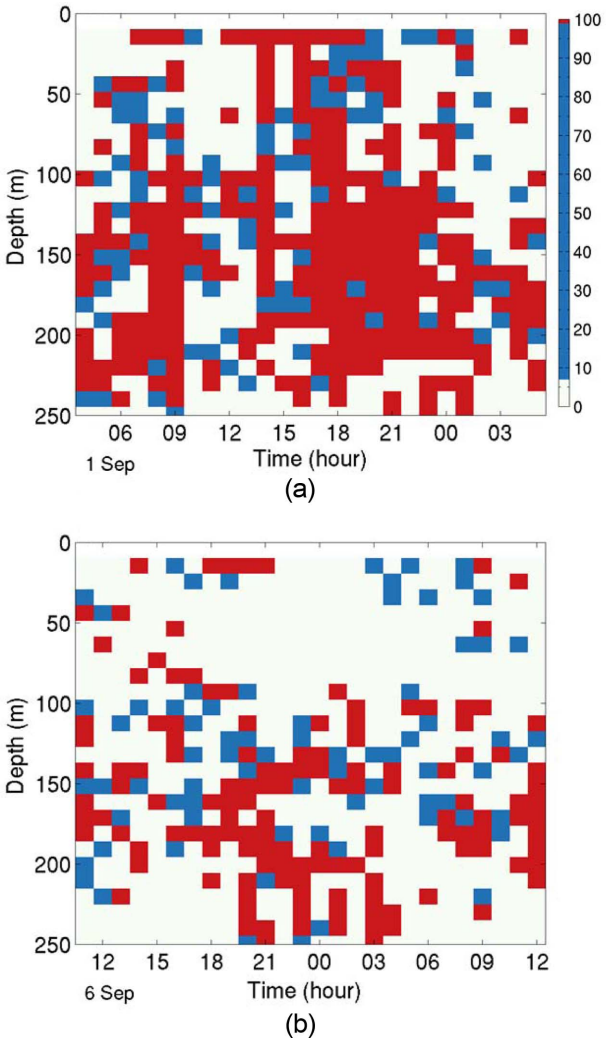

Fig. 9. Time evolution of turbulence intensity parameter ($\varepsilon/\nu N^2$) profile during (a) spring and (b) neap tidal periods. Diffusive regime is in white, intermediate regime in blue, and energetic regime in red

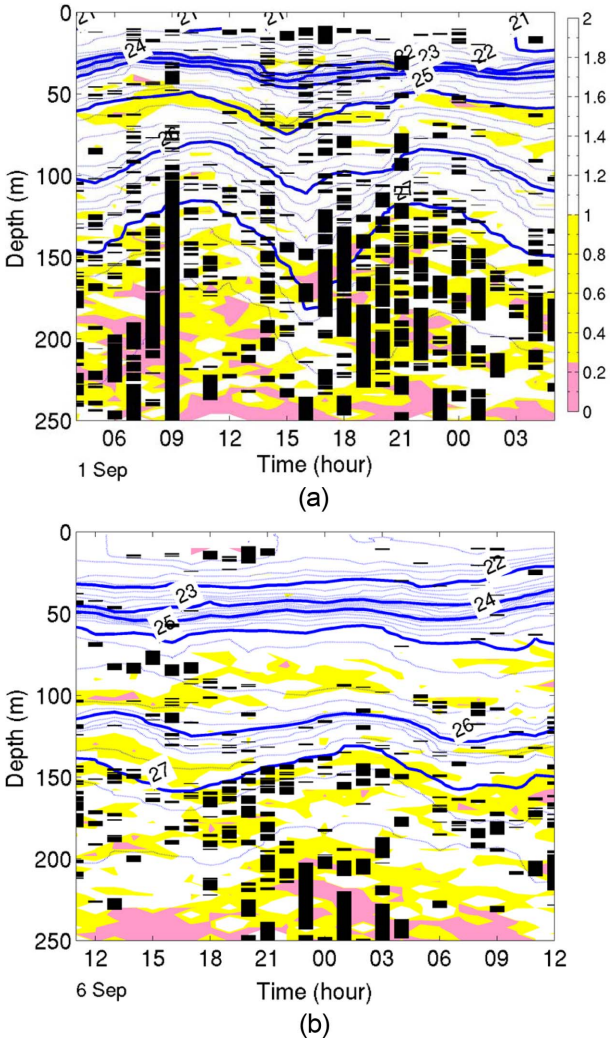

Fig. 10. Time evolution of Richardson number profiles (color shading) along with isotherms (thin gray and thick blue contours), and the areas where Thorpe displacements are found (black bars) during (a) spring and (b) neap tidal periods

력 주파수가 작을 때(성층이 약할 때) K_z가 커 변수가 전반적으로 반비례함을 알 수 있다. 이 그림에서 난류의 강도 $\varepsilon/\nu N^2$에 따라 K_z도 큰 차이가 나타남을 알 수 있다.

4. 요약 및 토의

동해 남서부 대륙사면에서 획득한 2번의 25시간 연속관측 자료를 이용하여 Thorpe 규모를 계산하였다. 이는 수 m 이하의 작은 규모 변동까지 계산하는 작업이어 원시자료에 엄격한 후처리 과정을 적용하여야 한다. 세심한 후처리 과정을 통해 오류를 제거하고 보정하였고, 계산된 밀도 역전이 실제인지를 G-G 방식을 이용하여 판별하였다.

두 가지 방법(K_{z-os}, K_{z-sh})을 이용하여 계산된 Thorpe 규모로부터 난류에 의한 연직 확산계수를 추정하였는데, 약 10^{-5}~ 10^{-4} m^2s^{-1}로 Matsuno and Wolk (2005)가 동해 남부해역에서 미세구조 관측장비로 얻은 혼합계수의 범위 안에 있다. 두 가지 방식에 의해 추정된 난류 확산은 난류가 강한 대조기에 평균적으로 9배 정도 차이를 나타냈다. Park et al. (2014)에서 K_{z-sh}가 직접 관측한 난류자료와 유사하다고 한 결과를 기반으로 K_{z-sh}에 기초한 값이 사실적일 것으로 추정한다. 이 K_z 값은 두 가지 방법에 의해 추정된 연직 와동 확산계수 모두 대조기에 크게 나타났다. 내부조석파는 난류혼합을 일으키는 주요 원인 중 하나이다(Polzin et al. 1997). 대조기에 관측된 파고가 최대 50 m 정도인 강한 반일주기 내부조석파(Jeon et al. 2014)가 강한 혼합의 원인으로 판단된다. 대조기에 리차드슨 수

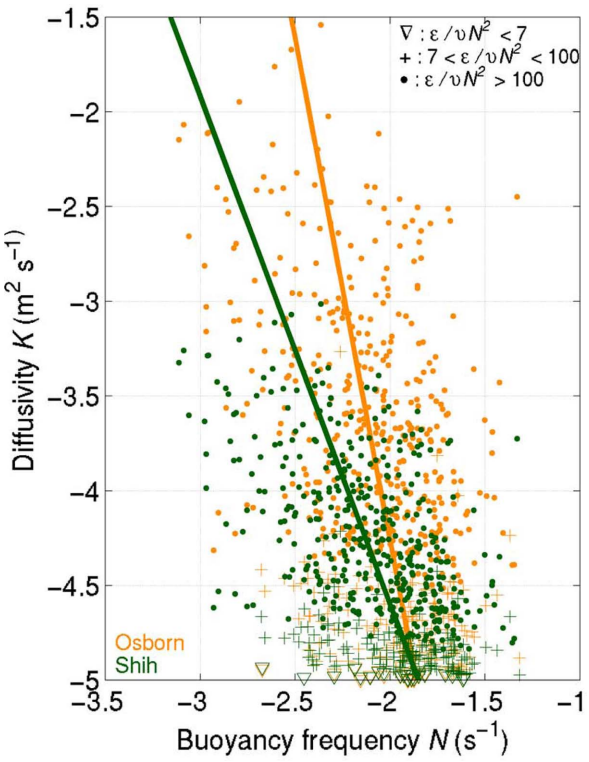

Fig. 11. Scatter plot between diffusivity calculated with different pairs of parameterization (Osborn and Shih) and buoyancy frequency in spring and neap tidal periods. Color lines represent regression lines

가 작아질 때 Thorpe 규모가 커지는 것에서도 내부조석이 혼합의 원인임을 알 수 있다. 이 연구는 CTD 자료를 이용하여 난류강도를 간접적으로 추론할 수 있고, 내부조석이 난류를 만들어냄을 보여준다. 하지만 여기서 얻은 값이 직접 관측한 값과 비교하여 검증되지는 않았다. 타 해역에서 Thorpe 규모를 이용해 추산한 K_z는 미세구조 관측장비를 이용해 얻은 값에 비해 혼합층에서는 작고 성층 해역에서는 높았다(Kioroglou et al. 2013). 추후 직접 관측을 통해 CTD 자료를 이용하여 간접적으로 계산한 K_z의 비교 검증을 한다면, 과거 CTD 자료를 이용하여 우리나라 주변해역의 부족한 난류혼합에 대한 많은 자료를 얻을 수 있을 것으로 기대된다.

사 사

이 논문을 세심하게 검토해 주신 심사자들께 깊이 감사드립니다. 이 연구는 해양수산부(Ministry of Ocean and Fisheries)의 ‘CO2 해양지중저장 환경위해성 평가관리기술(PM58552)’과 ‘위성기반 한반도 주변해역 해양 탄소 추정모델 개발(PM58370)’ 및 한국해양과학기술원의 ‘한반도 해역 수온 및 해수면 변화 전망 연구(PE99295)’의 지원을 받아 수행되었습니다.

참고문헌

최아라, 박영규, 민홍식, 김경홍 (2009) 후처리과정을 통한 CTD 관측 자료 품질 개선에 대하여. Ocean Polar Res **31**(4):339-347

Alford M, Pinkel R (2000) Observations of overturning in the thermocline: the context of ocean mixing. J Phys Oceanogr **30**:805-832

Dilon TM (1982) Vertical overturns: a comparison of Thorpe and Ozmidov length scales. J Phys Oceanogr **87**:9601-9613

Galbraith PS, Kelley DE (1996) Identifying overturns in CTD profiles. J Atmos Oceanic Technol **13**:688-702

Gregg MC (1987) Diapycnal mixing in a thermocline: a review. J Geophys Res **92**:5249-5286

Gregg MC (1989) Scaling turbulent dissipation in the thermocline, J Geophys Res **94**:9686-9698

Johnson HL, Garret C (2004) Effects of noise on Thorpe scales and run lengths. J Phys Oceanogr **34**(11):2359-2372

Kioroglou S, Tragou E, Zervakis V (2013) Assessing shelf mixing using CTD, ADCP, and free falling shear probe turbulence data. Cont Shelf Res **69**:73-87

Kitade Y, Yoshida J, Matsuyama M (2003) Distribution of overturn induced by internal tides and Thorpe scale in Uchiura Bay. J Oceanogr **59**:845-850

Lueck RG, Wolk F, Yamazaki H (2002) Oceanic velocity microstructure measurements in the 20th century. J Phys Oceanogr **58**(1):153-174

Matsuno T, Wolk F (2005) Observations of turbulent energy dissipation rate ε in the Japan Sea. Deep-Sea Res Pt II **52**:1564-1579

Morison J, Anderson R, Larson N, D'Asaro E, Boyd T (1994) The correction for thermal-lag effect in sea-bird CTD data. J Atmos Ocean Technol **11**:1151-1164

Munk WH (1966) Abyssal receipts. Deep-Sea Res **13**(4): 707-730

Ozmidov RV (1965) On the turbulent exchange in a stably stratified ocean. Izv Acad Sci USSR, Atmos Oceanic Phys **1**:861-871

Park YH, Fuda JL, Durand I, Naveira Garabato AC (2008) Internal tides and vertical mixing over the Kerguelen Plateau. Deep-Sea Res Pt II **55**:582-593

Park YH, Lee JH, Durand I, Hong CS (2014) Validation of the Thorpe scale-derived vertical diffusivities against microstructure measurements in the Kerguelen region.

Biogeosciences **11**:6927-6937

Peters H, Gregg MC, Sanford TB (1995) On the parameterization of equatorial turbulence: effect of finescale variations below the range of the diurnal cycle. J Geophys Res **100**(C9):18333-18348

Polzin K, Toole JM, Ledwell JR, Schmitt R (1997) Spatial variability of turbulent mixing in the abyssal ocean. Science **276**:93-96

Shih LH, Koseff JR, Ivey GN, Ferziger JH (2005) Parameterization of turbulent fluxes and scales using homogeneous sheared stably stratified turbulence simulations. J Fluid Mech **525**:193-214

Stansfield KC, Garrett C, Dewey R (2001) The probability distribution of the Thorpe displacement within overturns in Juan de Fuca Strait. J Phys Oceanogr **31**:3421-3434

Thorpe SA (1977) Turbulence and mixing in a Scottish Loch. Philos T Roy Soc A, **286**:125-181

Timmermans ML, Garrett C, Carmack E (2003) The thermohaline structure and evolution of the deep waters in the Canada Basin, Arctic Ocean. Deep-Sea Res Pt I **50**(10-11):1305-1321

Yagi M, Yasuda I (2013) A modified method for estimating vertical profiles of turbulent dissipation rate using density inversions in the Kuril Straits. J Oceanogr **69**:203-214

국문 참고자료의 영어 표기

English translation / Romanization of references originally written in Korean

Choi A-R, Park Y-G, Min HS, Kim K-H (2009) The Improvement of CTD Data through Post Processing. Ocean Polar Res **31**(4):339-347

Received Dec. 29, 2014
Revised Feb. 27, 2015
Accepted Jun. 18, 2015