

냉수형성이 동한난류에 미치는 영향에 대한 2층 모델

승영호 · 남수용
인하대 해양학과

A Two-layer Model for the Effect of Cold Water Formation on the East Korean Warm Current

Young-Ho SEUNG and Soo-Yong NAM
*Department of Oceanography, Inha University,
Inchön 402-751, Korea*

It is believed that the lower cold water is formed by winter cooling in the north of the East(Japan) Sea. To examine its effect on the general circulation of the East Sea, we performed a two-layer numerical model with realistic bottom topography. First a circulation is generated by imposing only an inflow and an outflow which is then modified by adding the cooling effect in the north. The interface between the two layers rises due to cooling and propagates along the coast as internal Kelvin waves. About 7 months after the cooling starts, all coastal areas of the basin have higher elevation than that in offshore region. This induces baroclinic currents resulting in clockwise(anticlockwise) circulation in upper (lower) layer of the basin. It is concluded that the East Korean Warm Current strengthens as a result of lower cold water formation.

서 론

동해해수의 90% 이상이 1°C 이하의 균질한 냉수로 이루어져 있으며 얇은 상층부만이 대한해협을 통해 유입된 대마난류수로 이루어져 있다(Moriyasu, 1972). 비록 구체적인 조사는 없었으나 이러한 저층냉수가 겨울철 냉각에 의하여 형성되었으리라는 점은 의심할 여지가 없다. 이러한 사실은 여러 곳에서 부분적으로 입증되고 있다. Gamo & Horibe (1983)에 의하면 동해 저층냉수의 평균 잔류시간이 300년으로 이에 의하면 년평균 $2.6 \times 10^{12} m^3$ 의 저층수가 형성된다고 할 수 있다.

저층냉수가 형성됨을 보이는 직접적인 관측은 아직껏 없으나 저층냉수의 위에 존재하는 저온, 저염, 고용존산소의 중간수가 봄철에 남쪽으로 확장

되는 현상은 관측으로 입증된 바 있다(Kim & Chung, 1984; Kim et al., 1991). 특히 1981년 봄에는 이 저온, 저염의 수괴가 크게 발달하여(Hong et al., 1984; Kim & Legeckis, 1984) 동한난류의 북상이 크게 저지되었음이 관측되었다.

이러한 중, 저층의 냉수형성으로 인하여 표층해류(동한난류)도 다소간 영향을 받으리라 사료된다. 현재까지 열염효과를 고려한 동해해수 순환연구는 Yoon(1982a, b)의 수치모델을 들 수 있으나 이 연구에서는 모든 다른 조건을 함께 고려하였기 때문에 냉수형성에 의한 영향만을 살피기에는 부적합하다. Seung & Nam(1991)은 겨울철 냉각과 수온과의 상관관계를 조사하고 이것이 북쪽에서 저, 중층수형성과 관련있음을 수치모델을 통하여 보인 바 있으나 대한해협을 통한 난류수 유입을 고려하

지 않았다. 한편 Seung & Kim(1989)은 동해에 남에서 북으로 감에 따라 서서히 증가하는 표층냉각에 의하여 해류계가 바뀔 수 있음을 간단한 해석 모델을 통하여 보인 바 있다. 북에서 형성된 냉수와 해류계와의 관계에 대한 구체적 연구는 아직껏 없으나 최근 Kim 등(1991)의 관측에 의하면 대마난류수의 밑에 저염수가 확장되고 있음이 밝혀져 동해의 중/저층수의 형성이 대마난류에 영향을 미칠 수 있을 가능성을 시사하고 있다.

동해의 해수순환(특히 동한난류)에 영향을 미치는 요인으로는 대마난류의 수송량변화, 해저지형, 바람 또는 해양-대기 열교환 등이 있으나 본 연구에서는 동해북부 일부해역에 집중적인 표층냉각으로 중, 저층 냉수가 형성되었을 시 예상되는 동한난류의 변화를 살피기 위하여 유입-유출 및 냉수형성을 동시에 고려한 이층모델을 이용하였다.

모 델

모델영역은 동해에서 북위 34°-44°, 동경 129°-140°에 이르는 해역으로 하였으나 전체 계산영역이 충분히 2층으로 구성될 수 있도록 수심 750m 이천해역을 육지경계로 설정하였다(그림 1). 따라서 모델에서 계산되는 해류중 소위 대마난류의 제1분지 같이 해저지형의 영향을 크게 받는 표층해류는 본 연구의 고려 대상에서 제외되었다. 이층해양(그림 2)에서의 기본방정식은

$$\frac{d\vec{u}_1}{dt} + f\hat{z} \times \vec{u}_1 = -\frac{\nabla p_1}{\rho_1} + A_m \nabla^2 \vec{u}_1 \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{d\vec{u}_1}{dt} + f\hat{z} \times \vec{u}_2 + (\vec{u}_2 - \vec{u}_1)w_c / (D-H) + r\vec{u}_2 / (D-H) = \\ -\frac{\nabla p_1}{\rho_2} - g'\nabla\eta + A_m \nabla^2 \vec{u}_2 \end{aligned} \quad (2)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} - \nabla \cdot H\vec{u}_1 = W_c \quad (3)$$

여기서

$\rho_1(\rho_2)$: 상(하)층의 해수밀도

$\vec{u}_1(\vec{u}_2)$: 상(하)층의 속도벡터

$h_1(h_2)$: 상(하)층의 두께

D : 총 수심

H : 상층의 평균두께(10^4 cm)

η : 경계면 높이(interface elevation)

p_1 : 상층에서의 압력

$g' = g \frac{(\rho_2 - \rho_1)}{\rho_2}$: reduced gravity(2 cm/sec²)

r : 해저 마찰계수(0.002)

W_c : 냉각에 의한 경계면 상승률

A_m : 수평확산 점성계수(10^8 cm²/sec)

f : 코리올리 상수($f=2\Omega\sin\phi$; Ω , 지구자전 각속도; ϕ , 위도)

\hat{z} : 수직성분의 단위벡터

동해의 표층이심은 앞서 언급한 바와 같이 해수의 물리적 성질상(염분, 용존산소) 중층 및 저층으로 구분함이 타당하나 이들 두 수괴의 밀도차는 표층수에 대한 차이와 비교하면 상당히 작음으로써 표층과 중층+저층의 이층수로 하였다.

해안선을 따라서 육상경계에는 no-ship 조건을 적용하였고 개방경계로서 상층부에만 유입구(대한

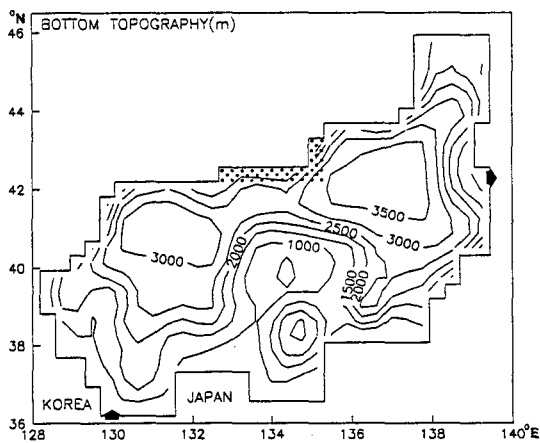


Fig. 1. Bottom topography and model domain. Dotted area is where the lower cold water forms and thick arrows denote inflow and outflow.

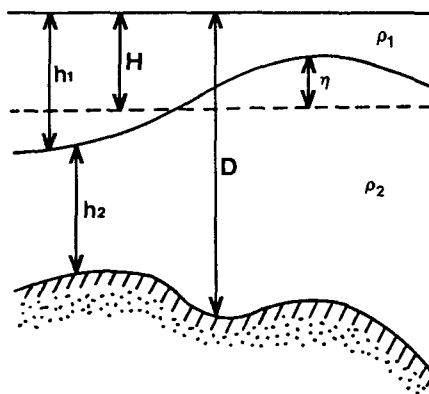


Fig. 2. Definition sketch of the two-layer model.

해협)와 유출구(쓰가루 해협)를 설정하였고 그 유입량 및 유출량은 1 Sv로 고정하였다(그림 1). 해수 표면에는 rigid-lid 조건을, 해저면에는 선형 해저마찰을 적용하였다. 격자구성은 Arakawa(1966)의 B-grid를 사용하였으며 격자간격은 0.375° 로 동서로는 32개, 남북으로는 28개의 격자망이 구성되었다. 속도의 순압성분을 구하기 위해 유선함수(stream function)를 도입하였으며 식(1)~(3)을 이용하여 와도방정식을 유선함수로 표시한 후 successive over relaxation 방법을 사용하여 유선함수를 구하였다(Semtner, 1974 참조).

동한난류의 형성을 살펴보기 위해 1 Sv의 유입-유출만 상층에 적용한 후 1250일 동안 시간적분하여 거의 정상상태의 해를 구하였다(그림 3). 실제로 그림 3에서 운동에너지는 시간이 경과함에 따라 미약하게나마 증가되고 있으나 이는 모델의 특성으로 인한 것으로 동해내부 해수순환에는 커다란 영향을 미치지 않는 것으로 사료된다. 다시 말하여 유입 유출구는 모두 1 격자간격으로 되어 있으나 경도와 위도 간격이 같을 뿐 그 폭의 길이는 유출구 쪽이 약간 크다. 유입구와 유출구의 폭을 l_i 와 l_o 라 하고 상층의 깊이를 H, 유입유출 유속을 V_i , V_o 라 할 때

$$V_i l_i H = V_o l_o H \quad \text{즉} \quad V_i > V_o$$

로 되어 동해내부에서 질량보존이 성립된다. 그러나

$$V_i^2 l_i H / 2 > V_o^2 l_o H / 2$$

로 되어 운동에너지의 보존은 성립되지 않고 유입 에너지가 유출 에너지 보다 약간 크게 되어 운동 에너지는 약간씩 증가하게 된다.

냉수형성으로 인한 해류변화를 조사하기 위해 3개월 동안 냉수가 형성된다고 하였다. 즉

$$W_c(\text{cm/sec}) = 10^{-4} \sin \frac{\pi(t-t_s)}{T} \quad t_s < t < t_s + T$$

$$= 0 \quad \text{otherwise} \quad (4)$$

여기서 t_s 는 1250일, T는 3개월이다. 따라서 이러한 냉수형성으로 인하여 냉수형성역에서 총 3개월간 경계면은 19.8m 상승하게 되고 냉수 형성해역(그림 1)의 넓이를 고려하면 $6 \times 10^{11} \text{m}^3$ 의 냉수가 형성된 것과 같다. 이것은 Gamo & Horibe(1983)에 의한 년평균 냉수형성율의 약 25% 정도이다.

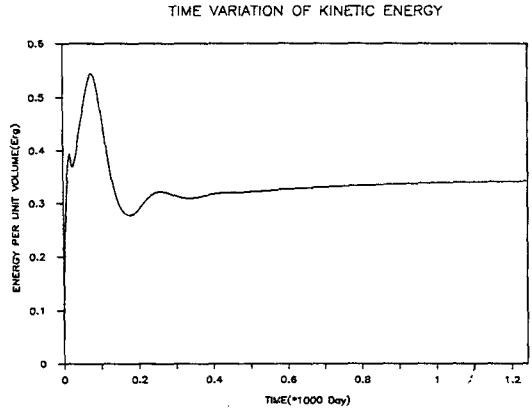


Fig. 3. Time variation of kinetic energy.

동한 난류

그림 4는 동한난류의 형성을 살펴보기 위해 상층에 유입-유출만을 허용한 결과이다. 경계면(interface elevation)의 분포를 살펴보면 북서쪽으로 갈수록 높고 남동쪽으로 갈수록 낮게 분포하고 있다. 이는 상층에 적용된 유입-유출에 대해 지형류적으로 적응(geostrophic adjustment)하였기 때문이다. 상하층의 유속분포를 살펴보면 상층의 흐름은 한국 동안을 따라 북진하다가 대략 북위 41° 부근에서 한국의 동쪽해안으로 부터 분리되어 동진하여 유출되는 형태를 보이며, 하층에서는 상층의 흐름과 방향은 반대이고 크기는 상층의 유속크기의 약 10% 정도를 갖는다. 이러한 상하층의 유속분포는 경계면 분포에 따른 지형류적 관계와 잘 일치하고 있으며 그림 1의 등수심선과 해류분포를 비교해 볼때 해저지형의 영향은 상당히 약한 것으로 나타난다. 그림에는 나타나 있지 않으나 상하층의 유속 분포를 살펴 본 결과 순압성분은 동해 대부분 지역에서 $10^{-14} \sim 10^{-17} \text{cm/sec}$ 의 크기를 갖고 있으며 경압성분은 $10^0 \sim 10^{-1} \text{cm/sec}$ 정도의 크기를 갖고 있다. 즉 한국동안을 따라 북동진하는 동한난류는 강한 경압성분을 갖는다.

냉수 형성으로 인한 해류변화

유입-유출과 냉수형성을 모두 고려한 결과의 경계면 및 상하층의 유속분포(그림 생략)는 유입

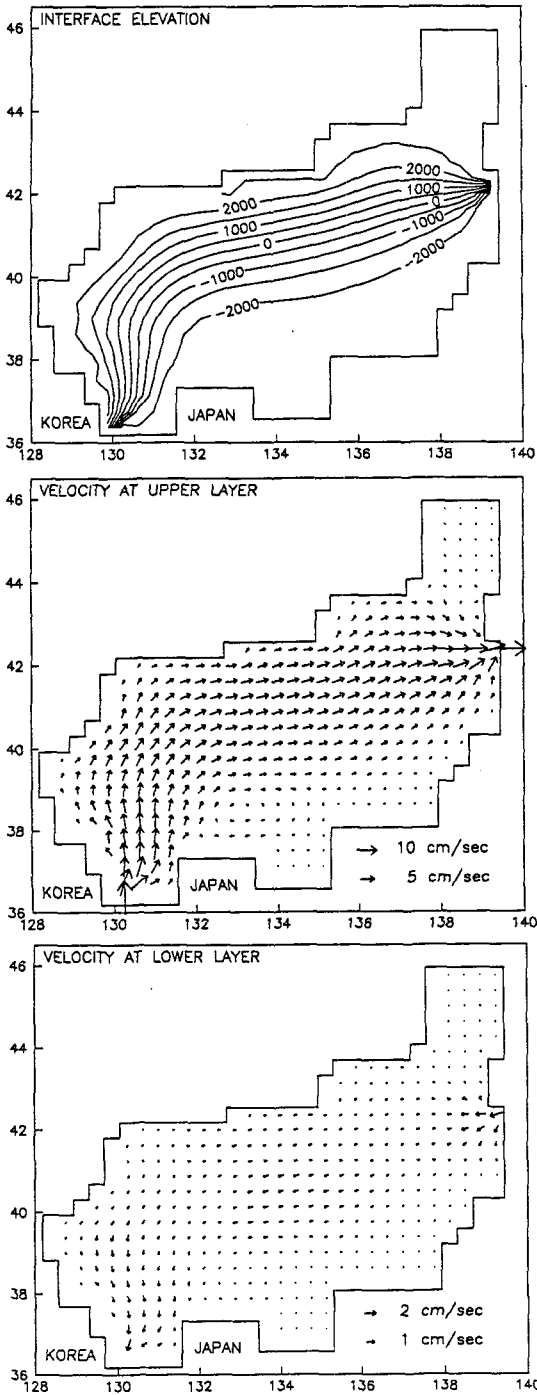


Fig. 4. Horizontal distributions of the interface elevation(cm) and velocity(cm/sec) in the upper and lower layers after 1,250 days, generated only by an inflow and outflow.

-유출만 고려한 결과와 거의 비슷하게 나타났다. 이는 냉수형성에 의한 영향이 유입-유출만에 의한 해류보다 훨씬 미약하기 때문이다. 따라서 냉수형성으로 인한 해류변화만을 살펴보기 위하여 냉수형성과 유입-유출 효과가 합쳐진 결과에서 유입-유출만 고려한 결과를 뺀 편차만을 2개월 간격으로 1년 동안 살펴보았다(그림 5).

냉수형성이 시작된지 2개월 후의 경계면의 편차를 살펴보면 아직까지 냉수형성이 일어나고 있기 때문에 냉수형성지역은 경계면이 계속 상승하고 있으며 동해의 북서해안에만 치우쳐서 경계면의 편차가 분포하고 있다. 4개월 후는 냉수형성이 끝난지 1개월 후이기 때문에 냉수형성 지역은 경계면이 하강하기 시작하였고 육지경계를 따라 전파된 경계면은 일본 북서연안에 이르러 있다. 이러한 경계면 편차의 분포는 냉수형성이 시작된지 7개월 이후부터는 거의 동해전역에 걸쳐 경계면의 상승을 가져왔으며 연안으로 갈 수록 경계면 높이가 더 상승되어 있는 동심원 형태를 띠고 있다. 냉수형성으로 인한 경계면 상승은 냉수형성이 시작된지 3개월 후가 최대로서 냉수형성지역에 4m 정도의 상승이 일어나고 12개월 후에는 동해 전 연안역에 약 1m 정도의 상승을 가져온다. 상하층의 유속편차 분포는 경계면 편차의 분포와 지형류적으로 잘 일치하며, 냉수형성으로 인해 유속의 경압성분이 더 강화되어 있음을 알 수 있다. 상하층의 유속편차를 살펴보면 연안을 따라 전파하는 경계면 상승에 의해 연안 가까이에 강한 유속이 나타나며 전파되는 경계면 상승의 분포에 따라 점점 상층에는 $10^{-1} \sim 10^{-2} \text{cm/sec}$ 정도의 크기를 갖는 시계방향의 순환류가 발달되며 하층에는 $10^{-2} \sim 10^{-3} \text{cm/sec}$ 정도의 크기를 갖는 반 시계방향의 순환류가 형성된다. 냉수형성으로 인한 이러한 유속분포는 상층에서는 동한난류의 강화를 의미하며 하층에서는 한국동안을 따라 남하하는 저층냉수의 강화를 시사한다. 경계면 편차 및 유속편차의 분포에서도 해저지형(그림 1 참조)의 영향이 크지 않는 것으로 나타났다.

결과 및 토의

경계면의 전파속도는 실제 이론적인 내부 Kelvin파의 전파속도($C = (g'H)^{1/2} = 1.4 \text{m/sec}$)보다 작은 값인 약 0.43m/sec 이고(그림 6) 연안으로 부터의 trapping scale은 Rossby radius($R = C/f = 15 \text{km}$)보다 9배 정도 큰 약 130km (그림 5 참조)이다. Hsieh et

al.(1983)와 Wajsowicz & Gill(1986)에 의하면 B-grid를 사용하고 격자크기가 본 모델의 격자크기와 같이 Rossby radius의 2.5배인 경우 수치모델상 trapping scale은 실제 Rossby radius의 9배, Kelvin파의 전파속도는 이론적인 Kelvin파의 전파속도의 0.2배로 나타난다고 하였다. 이로 미루어 경계면이 연안을 따라 전파하는 형태는 내부 Kelvin파일 것으로 사료된다. 따라서 실제 냉수형성의 영향은 모델에서 보인 것보다 더 빨리 확산될 것이고 그 영향권은 연안쪽으로 치우쳐서 나타날 것이다.

동해 북부해역에서 형성된 저층냉수에 의한 경계면 상승은 내부 Kelvin파의 형태로 연안을 따라 반 시계방향으로 전파하기 시작하며 이러한 경계면 상승은 유속의 경압효과를 더욱 강화시킨다. 이

러한 효과는 상층에서는 시계방향의 순환류를 강화시키며 하층에서는 반시계방향의 순환류를 강화시킨다. 즉 상층에서는 동한난류의 강화를 가져오며 하층에서는 한국동안을 따라 흐르는 남향류를 강화시킨다. 계산결과에 의하면 연간 $6 \times 10^{11} m^3$ 의 냉수형성으로 인해 상층유속은 북향류가 $10^{-1} \sim 10^{-2} cm/sec$ 정도 강화되었으며 하층유속은 남향류가 $10^{-2} \sim 10^{-3} cm/sec$ 정도 강화되었다. 본 모델은 실제와 가까운 해저지형을 적용했음에도 불구하고 경계면 분포 및 상하층의 유속분포에 있어서 대화퇴와 같은 동해의 뚜렷한 해저지형의 영향이 상당히 미약하게 나타났다. 물론 본 모델에서는 대륙사면인 천해역을 고려하지 않았는데 실제로 냉수는 이러한 천해역으로 이동되지 않는 것으로 사료되기

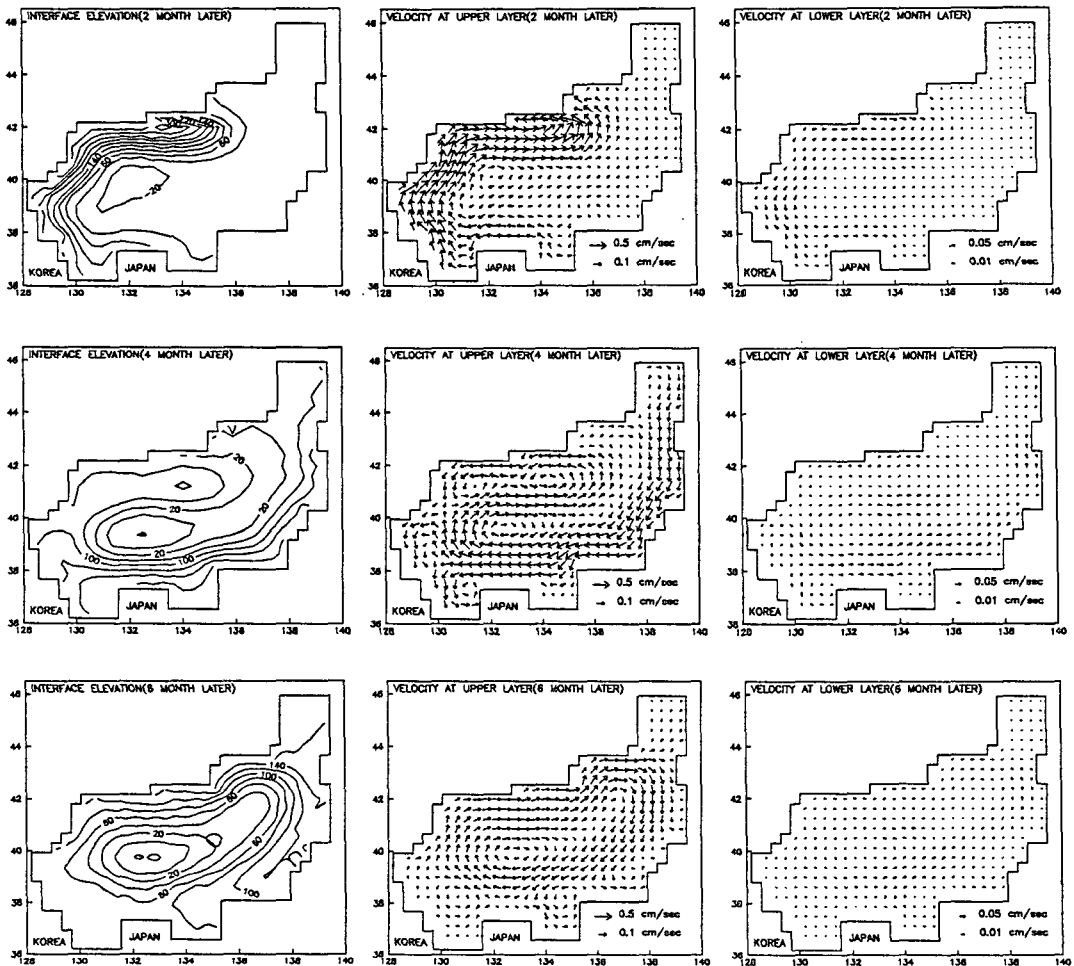


Fig. 5. Successive distributions of the interface elevation(cm) and velocity(cm/sec) in the upper and lower layers, explained by the cold water formation.

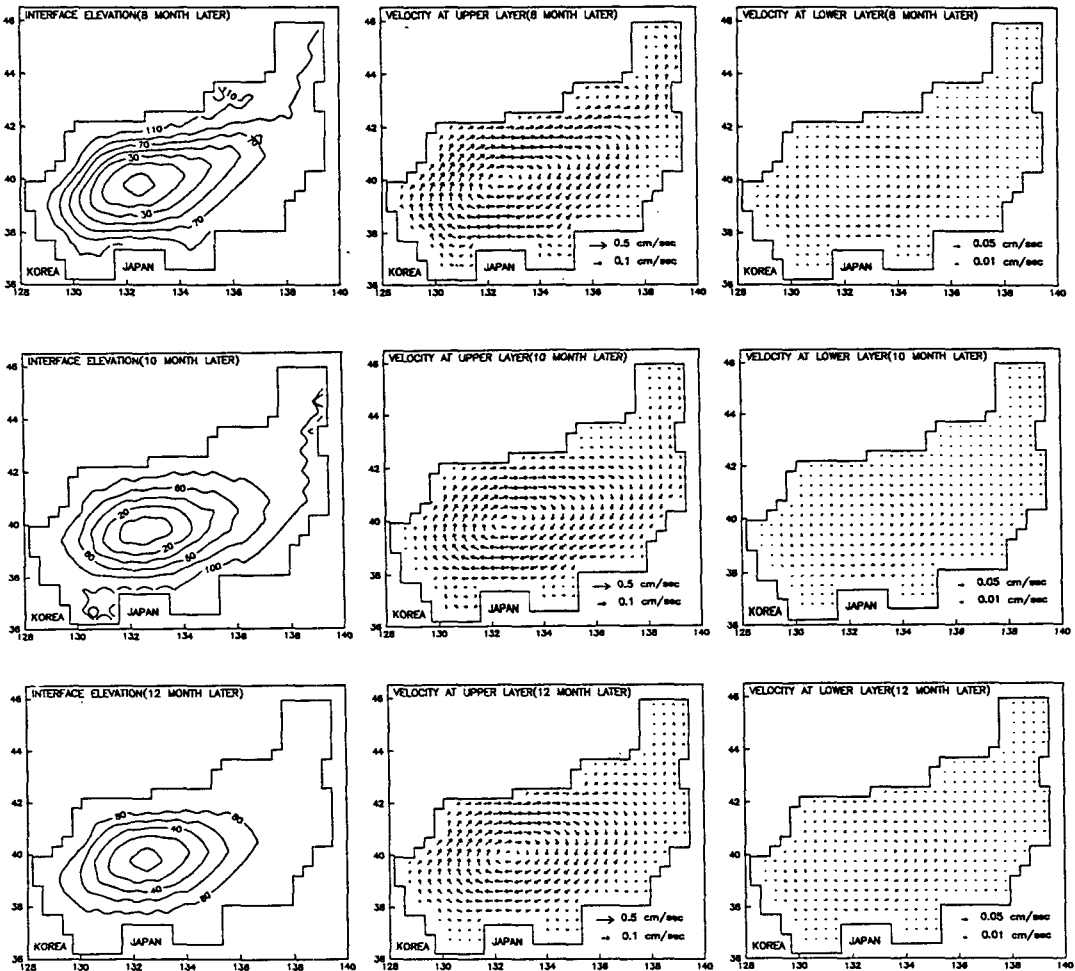
때문에 천해역의 영향은 무시될 수 있겠다.

본 연구에서는 동해 해수순환에 영향을 미치는 여러 요인중 냉수형성에 의한 영향만을 살펴본 것으로 실제 동해해수 순환의 변화를 보기에는 다소 미흡하다. 무엇보다도 냉수형성의 영향은 경압효과가 강하며 내부 Kelvin파로서 전파하기 때문에 모델결과보다 연안에 국한(Rossby radius scale)되어 나타나리라고 사료된다. 관측(Kim & Legeckis, 1986; Hong et al., 1984)에 의하면 추운 겨울이 지난 후 발달된 중층냉수에 의해 동한난류의 복상이 크게 저지되고 있는데 반하여 본 모델에서는 냉수형성으로 인해 동한난류가 강화되는 것으로 나타난다. Seung & Kim(1989)에서도 동해전역에 다소간의 냉각효과를 부여했을 경우 동한난류의 복상은

크게 위축되는 것으로 나타난다. 이는 본 모델에서 고려된 냉각이 동해북부의 좁은 해역에 국한되어 있고 다른 해역에는 냉각효과가 전혀 없다고 했기 때문으로 사료되며, 차후의 모델에서는 이러한 점을 반영하여 보다 완벽한 연구가 이루어져야 한다고 생각한다.

감 사 문

본 연구는 1990년도 교육부 기초과학육성 연구비 및 과학재단 목적기초 연구비의 일부에 의하여 이루어 졌다. 본 논문을 심사하여 유익한 조언을 해준 심사자에게 감사드립니다.



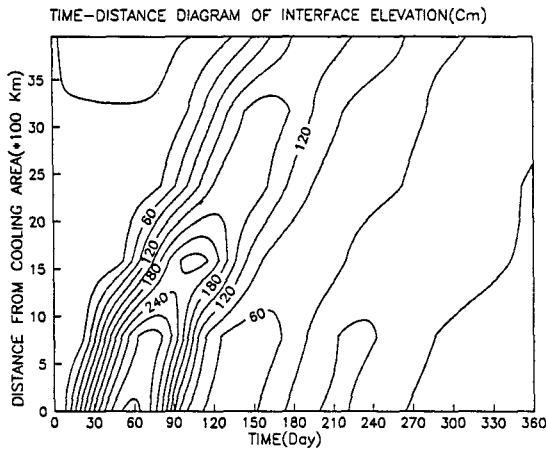


Fig. 6. Time-distance diagram of the interface elevation(cm) explained by the cold water formation. Distance is measured from the center of cooling area in anti-clockwise direction around the basin.

요 약

겨울철 동해 북부해역은 저층냉수의 형성역으로 간주될 수 있다. 이러한 저층냉수의 형성으로 인한 동해 순환계의 변화를 조사하기 위해 본 연구에서는 실제 해저지형과 흡사한 2층 해양모델을 사용하였다. 먼저 유입-유출만을 고려하여 동한난류의 형성을 살펴 보았고, 이후 동해 북부해역에 냉수형성을 고려하여 냉수의 움직임 및 이것이 동한난류에 미치는 영향을 조사하였다. 냉수의 형성으로 인한 경계면의 상승은 냉수형성 지역으로부터 내부 Kelvin파의 형태로 전파하여 약 7개월 후에는 동해 전 연안역의 경계면이 상승하게 되어 경압효과를 강화시켜, 점차적으로 상층에는 시계방향의 순환류가, 하층에는 반 시계방향의 순환류가 강화된다. 즉 냉수의 형성으로 인해 상층에는 한국 동해안을 따라 북상하는 동한난류가 강화되며 하층에서는 남향류가 강화되는 결과를 초래한다.

참 고 문 헌

Arakawa, A. 1966. Computational design for long-term numerical integration of the equations of fluid motion. *J. Comput. Phys.*, 1, 119~143.
 Gamo, T. and H. Horibe. 1983. Abyssal circulation in the Japan Sea. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 38,

220~230.
 Hong, C. H., K. D. Cho and S. K. Yang. 1984. On the abnormal cooling phenomenon in the coastal areas of East Sea of Korea in summer, 1981. *J. Oceanogr. Soc. Korea*, 19, 11~17.
 Hsieh, W. W., M. K. Davey and R. C. Wajswicz. 1983. The free Kelvin wave in finite-difference numerical models. *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 1383~1397.
 Kim, K. and J. Y. Chung. 1984. On the salinity-minimum and dissolved oxygen-maximum layer in the East Sea(Sea of Japan). In: *Ocean hydrodynamics of the Japan and East China Seas*. T. Ichiye, editor, Elsevier Science Publishers, Amsterdam, 55~65.
 Kim, K., K. R. Kim, J. Y. Chung and H. S. Yoo. 1991. Characteristics of physical properties in the Ulleung Basin. *J. Oceanogr. Soc. Korea*, 26, 78~83.
 Kim, K. and R. Legeckis. 1986. Branching of the Tsushima Current in 1981~83. *Pro. Oceanog.*, 17, 265~276.
 Moriyasu, S. 1972. The Tsushima Current. In: *Kuroshio*. H. Stommel and K. Yoshida, editors, Univ. of Washington Press, 353~369.
 Semtner, A. J. 1974. An oceanic general circulation model with bottom topography: Numerical Simulation of Weather and Climate, Technical Report No. 9, Department of Meteorology, UCLA, 99pp.
 Seung, Y. H. and K. Kim. 1989. On the possible role of local thermal forcing on the Japan Sea circulation. *J. Oceanogr. Soc. Korea*, 24, 29~38.
 Seung, Y. H. and S. Y. Nam. 1991. Effects of winter cooling on subsurface hydrographic condition off Korean coast in the East(Japan) Sea. In: *Oceanography of asian marginal seas*. K. Takano, editor, Elsevier Science Publishers, Amsterdam, 163~178.
 Wajswicz, R. C. and A. E. Gill. 1986. Adjustment of the ocean under buoyancy forces. Part I: The role of Kelvin waves. *J. Phys. Oceanogr.*, 16, 2097~2113.
 Yoon, J. H. 1982a. Numerical experiment on the circulation in the Japan Sea. Part I: Formation of the East Korean Warm Current. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 38, 43~51.

Yoon, J. H. 1982b. Numerical experiment on the circulation in the Japan Sea. part II: Influence of seasonal variations in atmospheric conditions on the Tsushima Current. J. Oceanogr. Soc. Japan, 38, 81~94.

1991년 11월 11일 접수

1992년 1월 9일 수리