

# 동해의 해면지형 계산에 의한 지형류의 흐름 추정 Estimation of Geostrophic Current Calculated from Sea Surface Topography in East Sea

윤홍식<sup>1)</sup> · 이동하<sup>2)</sup>

Yun, Hong Sic · Lee, Dong Ha

## Abstract

This paper deals with the estimation of geostrophic current using the sea surface topography calculated from the geoidal height from EGM96 geopotential model and the mean sea surface height from CLS\_SHOM mean sea surface model. The CLS\_SHOM model was developed using the altimetry data set. The estimation of geostrophic current is available in the characteristic research of ocean in many country, while for East Sea a few studies were done. The goal of this study is basically to provide the characteristics of geostrophic current in East Sea. The results show that the mean sea surface topography (SST) in East Sea is about 0.37 m and the mean geostrophic velocity is -0.028 m/sec. The Pacific water enters into the East Sea through the Korea Strait and after passing the strait, this inflow splits into two branches: one flows northward along the Korean coast and another outflows into Pacific ocean through Tsugaru and Soya strait passing the east-northeastward along the Japanese outer shelf, and outflows into Okhotsk ocean.

Keywords : Mean sea surface model, Sea surface topography, Geostrophic velocity, Geoidal height

## 초 록

본 논문에서는 위성고도계자료를 이용하여 개발된 평균해면모델인 CLS\_SHOM과 지구중력장 모델인 EGM96으로부터 평균해면고와 지오이드고를 계산하여 해면지형을 계산하고, 이를 이용하여 지형류의 흐름을 추정하였다. 지형류의 추정을 통하여 해양의 물리학적 특성을 연구할 수 있기 때문에 외국에서는 많은 연구가 수행되어 왔으나 우리나라의 경우에는 연구가 이루어지지 않은 상태이다. 본 연구에서는 지형류에 대한 기초연구로서 동해에서의 지형류 흐름특성을 분석하여 제시하였다. 연구결과 동해지역에 대한 해면지형의 평균은 약 37cm로 계산되었고, 지형류 속도는 평균 -0.028m/sec로 계산되었다. 지형류의 흐름은 태평양 해수가 대한해협을 통과하면서 속도가 증가한 후에 일본열도의 외측단을 따라서 동북동 방향으로 거의 일정한 속도로 흐르다가 좁은 Tsugaru 해협과 Soya 해협을 통하여 유출되며, 한반도의 동해안을 따라서 북쪽으로 흐르다가 Soya해협과 북동북으로 향하여 Okhotsk해로 유출되는 것으로 나타났다.

핵심어 : 평균해면모델, 해면지형, 지형류 속도, 지오이드고

## 1. 서 론

위성고도계에 의한 해양의 관측기술은 지구의 기하학적인 기준면인 타원체를 기준으로 하는 해수면고를 직접 측정하는 기술로서 매우 고 정밀도로 데이터들을 수집할 수 있어 측지학뿐만 아니라 해양학이나 지구 물리학과 같

은 여러 과학분야의 연구에 큰 공헌을 하고 있다. 특히 레이더 위성고도계는 해양의 원격탐사를 위한 효과적인 도구로서 활용할 수 있으며, 다양한 과학분야에서 광범위한 연구 가능성을 제시하였다.

1973년부터 1992년까지 SkyLab, Geo-3, Seasat, Geosat, ERS-I, II 및 Topex/Poseidon(T/P)과 같은 고도위성들이

1) 정희원 · 성균관대학교 토목환경공학과 부교수(E-mail:yhs@geo.skku.ac.kr)

2) 연결저자 · 정희원 · 성균관대학교 토목환경공학과 박사과정(E-mail:dhlee@geo.skku.ac.kr)

발사되어 해양에 대한 데이터들을 수집하여 왔는데, 위성 고도계에 의한 측정치의 정밀도는 3m에서 2cm 수준으로 개선되었고, 또한 트랙상의 위성고도 데이터의 해상도가 70km에서 20km로 향상되었다. 특히, ERS-I, II 및 Topex/Poseidon와 같은 위성들은 고 정밀도이면서 고 밀도로써 지구의 내부구조와 해면에 대한 귀중한 자료를 제공하고 있다. 이러한 여러 위성고도 데이터들을 결합하여 해양지오이드와 중력장의 분포밀도를 크게 개선할 수 있게 되었다(Boomkamp 등, 1997).

측지학적인 관점에서 볼 때에 위성고도에서의 두 가지 중요한 흥미로운 사실들이 있는데, 첫째는 해양의 지오이드고를 구하는 것이고, 둘째는 해양 지오이드고로부터 중력정보를 역 계산하는 것이다. 지오이드의 추정에서 가장 어려운 점은 지오이드로부터 해면지형(Sea Surface Topography; SST)를 분류하는 것인데 SST의 장파장 성분은 해양학적 방법이나 조화함수적인 방법으로 모델링할 수 있으며, SST의 단파장 성분은 위성고도 트랙들로부터 정확하게 반복된 Profiles을 평균하여 구할 수 있다. 즉, SST에 대한 보정 후에 위성고도계 데이터를 이용하여 해양지역에서 약 10cm 정도의 정밀도를 가지는 지오이드를 추정할 수 있다. 이러한 정밀지오이드는 전 세계 해양의 해상 중력장을 연구할 수 있는 좋은 기회를 제공하고 있다. 따라서, 위성고도계는 정확하게 반복되는 위성들로부터 광범위한 지역의 해수면을 측정하거나 모니터링할 수 있는 이상적인 도구라 할 수 있다(Bilitza, 1990).

본 연구에서는 전 지구 해양에 대해 조화 함수적인 방법을 사용, 해면지형의 장파장 성분을 계산하여 개발한 8km 해상도의 CLS\_SHOM 평균해면모델로부터 동해지역에 대한 평균해면고를 계산하고, EGM96 지구중력장 모델로부터 지오이드고를 계산하여 SST를 산출하였으며, 이를 이용하여 지형류의 속도(geostrophic velocity)를 추정하였다.

## 2. 위성고도계의 기본이론

해수면(sea surface)은 해양에서 지구의 실제적인 표면을 표현하는 것으로 고려할 수 있다. 순간적인 해수면은 조석, 파랑 및 대기변화 등과 같은 많은 영향으로 인하여 일시적으로나 공간적으로 영향을 받는다. 시간에 따른 순간적인 해수면의 변화로 인하여 장기간 동안 조석관측소에서 해수면을 관측하여 얻을 수 있는 평균해수면을 도입

하는 것이 필요하다. 순간적인 해수면 관측치로부터 평균 해수면이 파랑운동으로 인하여 하루 동안에 수십 미터까지 변하지만 월 평균을 구하면 수십 센티미터 정도로 변하고, 년 평균을 하면 수십 년 주기 내에서 수 센티 정도로 안정된 값을 얻을 수 있다.

고도계는 위성에서 발사된 레이더 펄스가 해면으로부터 반사되어 위성으로 되돌아오는 데에 필요한 시간을 측정한다. 레이더 펄스의 속도는 위성과 해면사이에 위치하는 건조한 공기(dry air)와 대기층의 수증기량 및 대류권의 전하량에 의하여 영향을 받는데 이러한 영향들을 보정한 경우에는 위성과 해면간의 거리를 센티미터 정도의 정밀도로 결정할 수 있다. 물론 위성과 해면간의 정확한 거리를 결정하는 것은 위성의 위치를 정확하게 알지 못하면 소용이 없다. 따라서 정확한 해면고를 구하기 위하여 위성의 위치를 결정하는 데에 많은 노력을 기울이고 있다. 위성의 위치는 지상국의 레이저 관측 데이터, GPS 및 위성으로부터 전송되는 시그널과 위성으로 전송되는 다른 시그널들을 종합적으로 처리하여 거리를 측정하게 되며, 이러한 측정치들은 위성의 위치를 결정하기 위하여 위성의 운동을 지배하는 동력학 방정식에 사용된다. Topex/Poseidon의 경우에는 위성의 위치오차들이 2~3cm 정도의 RMSE로 결정되고 있다. 따라서 위성고도계로부터 측정되는 해면고의 정확도도 매우 높아졌다. 다음의 그림 1은 위성고도계의 원리를 표현한 것이다(Tapley, 1982).

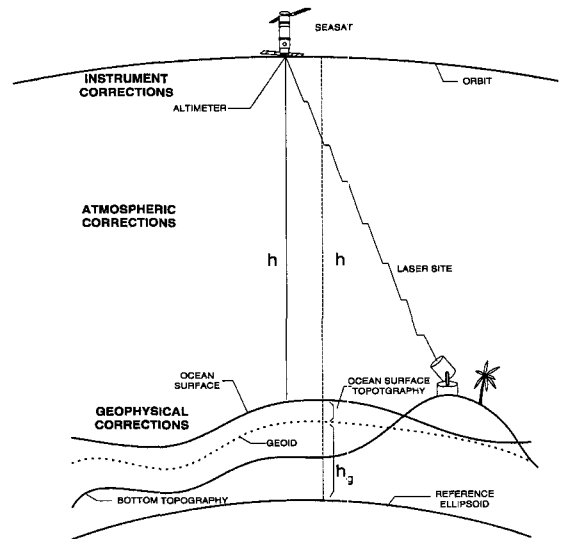


그림 1. 위성고도계의 원리

예로써 MSS95A 모델은 GFZ/OP에서 ERS-I의 35일 반복 관측데이터, Topex/Poseidon Cycles과 ERS-I 168일 Cycles 데이터를 결합하여 개발한 것으로 along-track과 cross-track상에서 각각 3'간격으로 격자화하여 개발한 것이다. MSS95A는 2년 동안의 ERS-I 35일 반복데이터를 바탕으로 ERS-I 평균해수면으로 고정하였다. MSS95A 모델은 3가지의 입력데이터로부터 생성하였다. (1) 35일 주기의 Cycle로 획득한 1년간의 정밀한 ERS-I 데이터, (2) ERS-I QLOPR의 168일 Cycles을 통합하였다. 약간의 오차가 발생한 QLOPR 데이터에 대한 정밀 ERS-I 데이터의 shift는 정밀한 데이터 수신(6개월)의 시간 지연으로 인한 것이다. (3) 공간데이터 분포를 최대화하기 위하여 Topex GDR을 사용하였다.

ESA는 측정후에 3시간내에 Kiruna, Nmaspalomas, Gatineau 및 Prince Albert의 지상국에서 신속하게 전송하는 레이더 고도데이터를 제공하고 있다. D-PAF는 후처리를 위하여 수신하고 수집하여 사용하며, Quick-Look 해수면모델들을 체계적으로 생성한다. 신속하게 전송되는 원시 고도데이터들은 time-tagged 고도계 거리, 착륙 예정지 위치, 큰 파고 sigma-naught 및 전리층과 이온층의 영향에 대한 보정량들로 구성된다. 이러한 보정량들은 실제 기상데이터를 바탕으로 하는 것이 아니고, 표준화된 모델로부터 보간된다(Anzenhofer 등, 1996).

### 3. 계산 및 분석

#### 3.1 해수면고의 계산

위성고도시스템을 운영하는 주된 목적중의 하나는 어떤 기간 동안에 반복 관측한 기준 타원체상의 해수면고(Sea Surface Height; SSH)에 대한 상세한 형상을 결정하여 정확한 평균해수면을 결정하기 위한 것이다. 해수면고를 표시할 때에 가장 큰 영향은 지오이드로 인한 것이며, 지오이드고(geoidal height; N)와 해수면고간의 차이를 해면지형(Sea Surface Topography; SST)이라고 하며 다음과 같이 표시된다(Wellenhof 등, 2005).

$$SSH = N + SST \quad (1)$$

해양의 해류흐름은 주로 해면지형으로 인하여 발생하는데 이것은 지오이드고에 비하여 매우 작은 값이나 위성 궤도에 대하여 무시할 수 없는 영향을 가지고 있으며, 측정 정확도보다도 큰 값을 가지고 있다.

해면지형은 정적 또는 영구적인 부분( $h_{sst}$ )와 변동하는 부분으로 구성되어 있는데 해수면고(SSH)와 지오이드고(N) 및  $h_{sst}$ 의 정적인 부분의 합에 의하여 평균해면고(Mean Sea Surface; MSS)가 결정된다.

$$MSS = N + h_{sst} \quad (2)$$

이와 같이 결정되는 평균해면고 계산을 위하여 장기간 동안 측정된 막대한 양의 위성고도 데이터를 처리하여 MSS95A, OSUMSS95A, CLS\_SMO98, GSFC\_2000, CSR\_MSS98, POCM\_4B 등과 같은 다양한 형태의 평균해면 모델들이 개발되어 제공되고 있다. 본 연구에서는 이러한 다양한 평균해면모델들 중에서 CLS\_SHOM 모델을 사용하여 평균해면고를 계산하고, EGM96 모델로부터 지오이드고를 계산하여 해면지형을 계산하고자 하였으며, 이 들로부터 지형류(geographical current)의 흐름을 결정하고자 하였다.

CLS\_SHOM 모델은 해양의 물리화학적 연구를 목적으로 양질의 정밀한 해면정보를 제공하기 위하여 개발된 것이다. 이 모델의 개발목적은 T/P, ERS-I 및 Geosat 위성들의 궤도운동을 반복적으로 추적하여 고정밀도의 SSH를 제공하는 것이며, 통일된 기준면을 결정하기 위한 것이다. CLS\_SHOM 모델은 1993년부터 1995년까지의 위성고도계 데이터로부터 계산된 전 지구 해양의 평균해면 모델로서 모델 개발에 사용된 데이터들은 T/P, Geosat 및 ERS-I의 개선된 고도계 데이터들이다. 2년간의 ERS-I 평균단면이 1.6cm의 정확도로 Phase C와 D 데이터셋(data set)을 합성하여 계산되었다. 또한, 2년간의 Geosat 평균 단면이 2cm의 정확도로 계산되었다. 이들 2개의 평균 Profiles은 계통적인 biases와 대규모의 오차들을 줄이기 위하여 T/P로 조정되었다. 2개의 168일 ERS-I 측지학적 cycles 데이터가 처리되었으며,  $\pm 6.5\text{cm}$ (RMSE) 정확도의 MSS로 전 지구에 8km의 해상도로 제공되며, T/P에 대하여 조정되었다(Hernandez 등, 2000).

평균해면고모델로부터 평균해면고는 식 (3)에 의하여 계산된다.

$$h(\Phi, \lambda) = \sum_{n=0}^{N_{\max}} \{A_{nm} \cos(m\lambda) + B_{nm} \sin(m\lambda)\} \cdot P_{nm}(\sin\Phi) \quad (3)$$

여기서,  $\lambda$ 는 측지경도,  $\Phi$ 는 측지위도를 표시하며, 최대

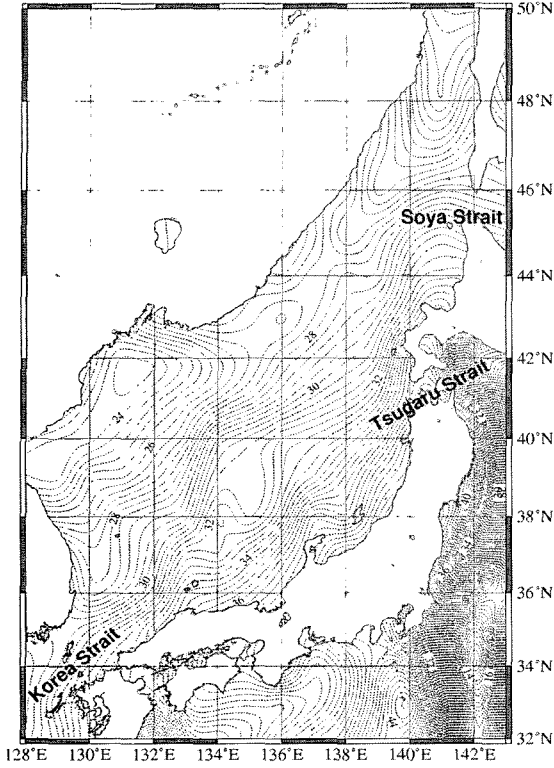


그림 2. CLS\_SHOM MSS 모델로부터 계산된 동해지역의 평균해면고 (등고선 간격: 20cm)

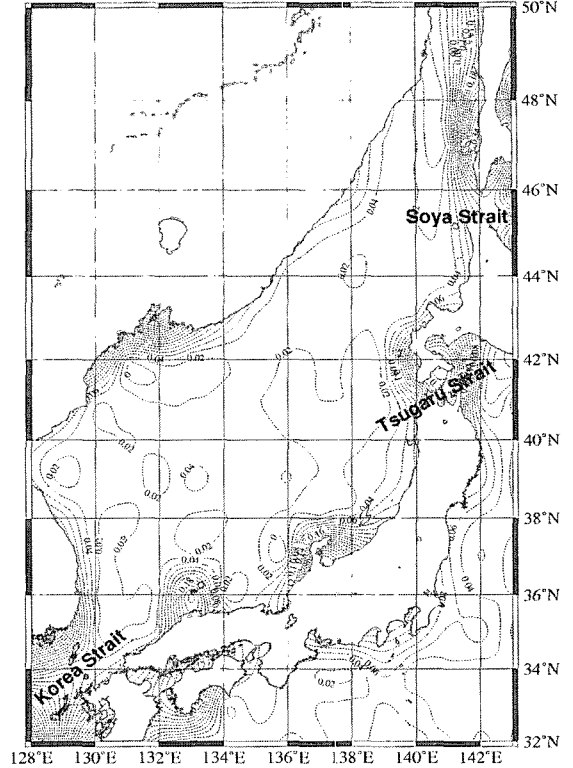


그림 3. CLS\_SHOM MSS 모델의 오차 분포 (등고선 간격: 2cm)

차수는 10°~15°범위이다.

본 연구의 평균해면고를 계산하기 위한 범위는 동해안 지역인 경도 128°~143°, 위도 32°~50°지역을 대상으로 하였다. 그림 2는 식 (3)을 사용하여 CLS\_SHOM 모델로부터 계산된 한반도 주변의 해수면고를 표시한 것이고, 그림 3은 CLS\_SHOM 모델의 오차모델로부터 계산한 모델의 오차분포를 표시한 것이다. 대상지역의 평균해면과 오차모델에 대한 통계값은 표 1에 표시한 바와 같다.

CLS\_SHOM 평균해면모델로부터 계산된 대상지역 내의 평균해면은 최대 44.71m에서 최소 11.97m이고, 평균 28.91m 및 표준편차 6.51m로 계산되었으며, CLS\_SHOM 모델의 오차모델로부터 계산된 결과는 최대오차 0.40m, 최소오차 0.01m, 평균 0.05m 및 표준편차 0.07m로 계산되었다. 그림 3에서 태평양해 지역을 제외한 동해내의 평균해면오차 분포로 알 수 있는 것은 오차분포가 0m~0.25m이고, 평균이 0.02m로 나타나 동해에 대하여 CLS\_SHOM 모델로부터 계산되는 평균해면고가 정확하다는 것을 알 수 있다.

표 1. 연구대상지역의 평균해면과 오차모델의 통계값 (단위: m)

구분	Max.	Min.	Mean	STD
평균해면	44.712	11.972	28.910	6.506
오차모델	0.402	0.009	0.052	0.071

또한, 동해 내에서 최대오차를 나타내는 부분들은 일본 열도의 외측단의 근해에 주로 분포하고 있어 육상부분과 근해에서의 고도계위성으로부터 획득되는 데이터의 취약성으로 인한 것으로 분석된다. 한반도 동해안 근해에서는 약 8cm~10cm의 오차분포를 보이고 있어 향후 평균해수면을 결정할 때에 해면지형을 고려하여야 할 것이다.

### 3.2 지오이드고의 계산

다수의 중력장모델들이 최대차수가 360까지 구면조화계수  $C_{nm}$ ,  $S_{nm}$ 으로 구성되어 있다. 준거타원체 기준의 지오이드고는 식 (4)를 사용하여 완전하게 정규화된 구면조화계수들을 이용하여 계산된다.

$$N_{GM} = R \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^l (l-1) \left[ \bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda \right] \bar{P}_{nm}(\cos v) \quad (4)$$

여기서,  $C_{nm}$ ,  $S_{nm}$ 은 차수가  $n$ ,  $m$ 인 완전하게 정규화된 구면조화계수이고,  $\bar{P}_{nm}$ 은 차수가  $n$ ,  $m$ 인 완전하게 정규화된 르장드르 계수,  $n_{max}$ 는 중력장모델의 최대차수이며,  $v$ 는 극거리,  $\lambda$ 는 경도,  $G$ ,  $M$ ,  $R$ 은 준거타원체 상수들이다.

본 연구에서는 식 (4)를 사용하여 EGM96 모델로부터 지오이드고를 계산하였으며, 그림 5는 그 계산결과를 표시한 것이다. 모델로부터의 지오이드고 계산은 Lemoine 등(1997), Pavlis(2000) 및 Vergos(2002)의 연구에 따라서 최대차수 20까지 계산하였는데 이것은 약 2000km의 장파장 효과를 포함하고 있는 평균해면모델의 차수와 동일한 해상도를 가지도록 하기 위한 것이다.

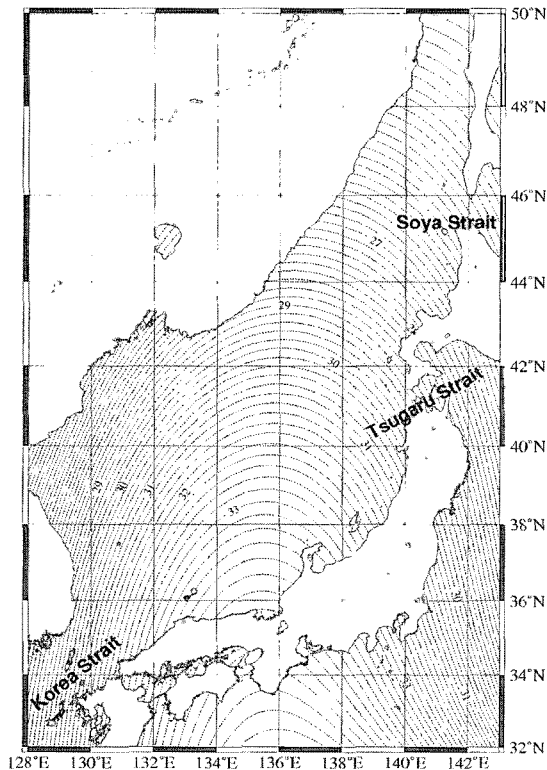


그림 4. EGM96 모델로부터 계산된 지오이드 분포도, 최대차수 20° (등고선 간격 : 20cm)

3.3 해면지형(Sea Surface Topography; SST)의 계산  
지형류는 장파장(저주파수)운동으로 인하여 대체적으로 그 균형을 유지하므로 해면지형(Sea Surface Topography; SST)의 수평경사로부터 해면의 속도를 추정할 수 있다. 해면지형은 식 (5)에 표시한 바와 같이 해수면고(SSH)와 지오이드고(N)간의 차로 표시된다(Dobslaw 등, 2004).

$$SST = SSH - N \quad (5)$$

즉, 그림 2에 표시한 CLS\_SHOM 모델에서 계산한 연구대상지역의 평균해면고와 그림 4에 표시한 EGM96 모델로부터 계산한 지오이드고간의 차를 이용하여 연구대상지역의 해면지형을 구하였으며, 이를 그림 5에 표시하였다.

계산된 해면지형의 통계값은 태평양해 부분을 제외하고 동해내에 대하여 산출되었으며, 그 결과는 표 2에 표시한

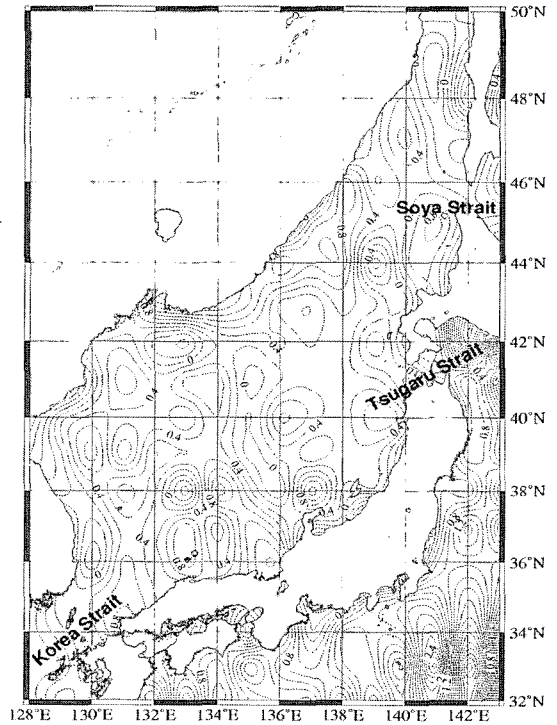


그림 5. 동해의 해면지형 분포도 (등고선 간격 : 5cm)

표 2. 연구대상지역의 해면지형고의 통계값 (단위: m)

Max.	Min.	Mean	STD
1.356	-0.681	0.367	0.424

바와 같다. 본 연구로부터 계산된 동해 내에서의 해면지형은 최대 1.36m에서 최소 -0.68m이고, 평균과 표준편차는 각각 0.37m, 0.42m이다.

### 3.4 지형류의 계산

지형류의 균형은 코리올리힘이 수평압력 경사와 균형이 이루어지도록 하여 지형류의 흐름이 가속도가 없다고 가정( $\frac{du}{dt} = \frac{dv}{dt} = \frac{dw}{dt} = 0$ ) 하고, 운동방정식으로부터 지형류의 방정식을 유도할 수 있다. 즉, 수평속도가 연직속도보다 크고( $w \ll u, v$ ), 마찰력이 매우 작으며, 외력은 중력뿐이라는 가정 하에서 지형류의 방정식은

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \rho f v, \frac{\partial p}{\partial y} = -\rho f u, \frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (6)$$

로 표시된다.

여기서,  $f = 2\Omega \sin\phi$ 는 코리올리 파라미터이고,  $\Omega$ 는

표 3. 연구대상지역의 지형류 속도의 통계값 (단위: m/sec)

Max.	Min.	Mean	STD
1.596	-2.300	-0.028	0.729

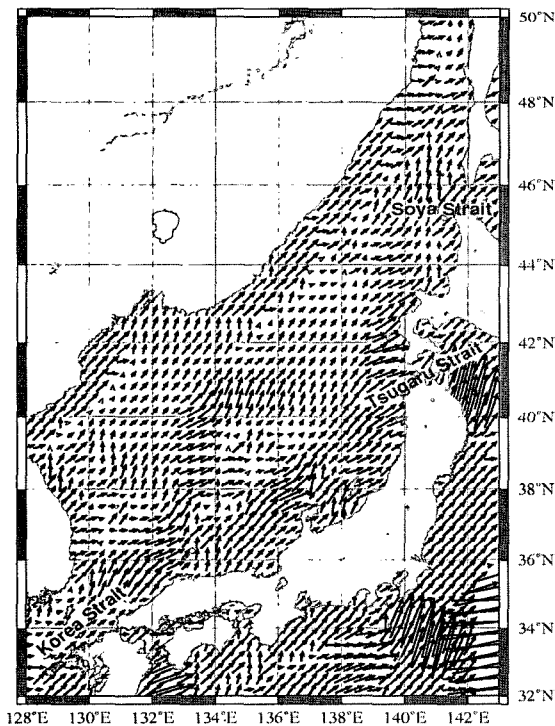


그림 6. 동해의 지형류 속도 벡터장

지구의 자전각속도( $7.29 \times 10^{-5}$  rad/sec)이다.

식 (6)은 지형류의 흐름방정식으로 표시할 수 있는데 Pond 등(2000)은 흐름 방정식을 다음과 같이 표시하였다.

$$u = -\frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial y}, v = \frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (7)$$

여기서,  $p = p_o + \int_{-h}^{\zeta} g(\Phi z) \rho(z) dz$ 로 표시되며,  $p_o$ 는  $z=0$ 에서의 대기압력이고,  $\zeta$ 는 해수면고이다. 그림 6은 식 (7)을 사용하여 SST로부터 결정된 지형류의 속도벡터를 표시한 것이다.

Park 등(2006)의 연구에 따르면 동해에 유입되는 해수는 태평양의 따뜻한 해수가 대한해협을 통하여 유입되는데 해협을 통과한 후에 2개의 지류(branch)들을 통하여 유출된다고 하였는데, 첫 번째는 한반도의 해안을 따라 북쪽으로 흐르는 지류이며, 두 번째는 일본의 외측단(out shelf)를 따라서 동북동(ENE)으로 흐르는 지류이다.

이러한 해수의 흐름에 대한 연구결과와 본 연구에서 계산한 지형류의 흐름을 분석한 결과, 대한해협을 통하여 동해지역에 유입되는 일부 지형류의 흐름벡터가 일본의 외측단을 따라서 이동하여 수심이 약 50m정도인 Tsugaru 해협과 Soya해협을 통하여 유출되고 있는 것으로 나타났으며, 또 다른 지형류의 흐름벡터는 한반도의 동해안을 따라서 이동하면서 Soya해협과 북동북 방향으로 이동하는 것으로 나타나, Park 등(2006)의 연구에서 제시한 해류의 흐름과 잘 일치하는 것으로 분석되었다.

표 3은 지형류 속도의 통계값을 표시한 것으로서 동해 내에서 최대 1.596m/sec, 최소 -2.300m/sec 및 평균 -0.028m/sec로 계산되었다.

## 4. 결 론

본 연구에서 동해지역에 대하여 평균해면모델인 CLS\_SHOM 모델과 중력장모델인 EGM96 모델을 사용하여 해면지형을 계산하고, 이를 이용하여 지형류 속도를 계산하였다. 동해지역에 대한 해면지형의 평균은 약 37cm로 계산되었고, 지형류 속도는 평균 -0.028m/sec로 계산되었다. 또한 동해지역의 지형류의 흐름은 대한해협을 통과하면서 속도가 증가한 후에 일본열도의 외측단을 따라서 거의 일정한 속도로 흐르다가 좁은 Tsugaru 해협과 Soya 해협을 통하여 유출되는 것으로 나타났으며, 한반도의 동해안을 따라서 북쪽으로 흐르다가 Soya해협과 북동북

로 향하여 Okhotsk해로 유출되는 것으로 나타났다.

본 연구의 결과는 평균해면모형을 사용하였으나, 좀 더 정확한 결과를 위해서는 장시간의 위성고도계 데이터 및 조석관측자료 등을 사용하여 해양학적 특성을 고려한 연구가 필요할 것으로 판단되며, 해수면 온도 등의 자료를 고려한 연구를 수행한다면 수산업 분야에서도 기초 자료로 사용할 수 있을 것으로 판단된다.

## 참고문헌

- Anzenhofer, M., Gruber T. and Rentsch M. (1996), Global High Resolution Mean Sea Surface Based on ERS-1 35 and 168 Day Cycles and TOPEX Data, In: Rapp, Cazenave, Nerem(ed.), Global Gravity Field and Its Temporal Variations, *IAG Symp.* 166, Springer Berlin.
- Bilitza, D. (1990), *International Reference Ionosphere 1990*, Report 90-22, National Space Science Data Center, Greenbelt, Maryland, USA.
- Boomkamp, H. J. and Moore, P. (1997), A gravity field solution based on unified ERS-1 and TOPEX/Poseidon altimetry, *3rd ERS Symposium on Space at the service of our Environment*, Florence, Italy, 14-21 March, pp. 1567.
- Dobslaw, H., Schwintzer, P., Barthelmes, F., Flechtner, F., Reigber, C., Schmidt, R., Schöne, T. and Wiehl, M. (2004), *Geostrophic Ocean Surface Velocities from TOPEX Altimetry, and CHAMP and GRACE Satellite Gravity Models*, Scientific Technical Report, ISSN 1610-0956, GeoForschungsZentrum Potsdam(GFZ).
- Hernandez, F. and Schaeffer, P. (2000), *Altimetric Mean Sea Surfaces and Gravity Anomaly maps Inter-Comparisons*, Technical report, AVI-NT-011-5242-CLS, AVISO, France.
- Lemoine, F. G., Smith, D. E., Smith, R., Kunz, L., Pavlis, E. C., Pavlis, N. K., Klosko, S. M., Chinn, D. S., Torrence, M. H., Williamson, R. G., Cox, C. M., Rachlin, K. E., Wang, Y. M., Kenyon, S. C., Salman, R., Trimmer, R., Rapp, R. H. and Nerem, R. S. (1997), The development of the NASA GSFC and NIMA Joint Geopotential Model, Gravity, Geoid and Marine Geodesy, *IAG Symp. No. 117*, Springer-Verlag, pp. 461-469.
- Park, J. H. and Watts, D. R. (2006), Internal tides in the southwestern Japan/East Sea, *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 36, No. 1, pp. 22-34.
- Pavlis N. K. (2000), On the modeling of long wavelength systematic errors in surface gravimetric data, in: K. P. Schwarz (Ed.) *Proceedings of IAG Symposium 121*, Geodesy Beyond 2000: The Challenges of the First Decade, Springer, Berlin, pp. 131-136.
- Pond, S. and Pickard G. L. (1983), *Introductory dynamical oceanography*, 2nd edn. Pergamon Press, New York.
- Tapley, B. D. (1982) The Seasat Altimeter Data and its Accuracy Assessment, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 87, No. C5, pp. 3179-3188.
- Vergos, G. S. (2002) *Sea Surface Topography, Bathymetry and Marine Gravity Field Modelling*, UCGE Report No. 20157, Department of Geomatics Engineering, University of Calgary, Canada.
- Wellen Hof, B. H. and Moritz, H. (2005), *Physical Geodesy*, Springer Wien, New York.

---

(접수일 2005. 11. 22, 심사일 2006. 5. 5, 심사완료일 2006. 6. 12)