

# 위성 고도자료를 이용한 한반도 해상지역에서의 중력이상의 결정 Determination of the Gravity Anomaly in the Ocean Area of Korean Peninsula using Satellite Altimeter Data

김광배\* · 최재화\*\* · 윤홍식\*\*\* · 이석배\*\*\*\*

Kim, Kwang-Bae · Choi, Jae-Hwa · Yun, Hong-Sic · Lee, Suk-Bae

## 요 旨

본 논문은 Geosat, ERS-1, Topex/Poseidon 위성으로부터 얻은 한반도 주변의 위도 30°N~50°N, 경도 120°E~140°E 지역에서의 5' × 5' 해면고도 데이터를 이용하여 중력이상을 계산하였다. 계산 방법은 Inverse FFT(Fast Fourier Transform) 방법을 이용하였으며, Stokes의 역계산 방정식으로 계산된 중력이상값과 한반도 일원에서 측정된 중력데이터와 비교 분석하였다.

관측데이터와 위성고도 데이터로부터 계산한 중력이상값의 차이에 대한 비교 결과에서 평균 -0.51 mGal, 표준편차 13.48 mGal을 얻었으며, 관측데이터와 OSU91A 지오폠펌셜 모델로부터 계산한 중력이상값과의 차이의 비교 결과는 평균 11.93 mGal, 표준편차 19.19 mGal이었다. 또한, OSU91A 지오폠펌셜 모델과 위성고도 데이터로부터 계산한 중력이상값의 차이의 비교 결과 평균 5.30 mGal, 표준편차 19.62 mGal이었다. 이로부터 위성고도 데이터로부터 역계산된 중력이상값을 지오이드 계산에 사용할 수 있을 것이다.

## ABSTRACT

Gravity anomalies were recovered on a 5' × 5' grid using the sea surface height data obtained from the combination of Geosat, ERS-1, Topex/Poseidon altimeter data around Korean Peninsula bounded by latitude between 30° N and 50° N and longitude 120° E to 140° E.

In order to recover the gravity anomalies from SSH(Sea Surface Height), inverse FFT technique was applied. The estimated gravity anomalies were compared with gravity anomalies measured by shipboard around Korean Peninsula.

In comparison with the differences of gravity anomaly between measured data and altimeter data, the mean and the standard deviation were found to be -0.51 mGal and 13.48 mGal, respectively. In case of comparison between the measured data and the OSU91A geopotential model, the mean and the standard deviation were found to be 11.93 mGal and 19.19 mGal, respectively. The comparison of gravity anomalies obtained from the OSU91A geopotential model and the altimeter data was carried out. The results were mean of 5.30 mGal and standard deviation of 19.62 mGal. From the results, we could be concluded that the gravity anomalies computed from the altimeter data is used to the geoid computation instead of the measured data.

## 1. 서 론

### 1.1 연구의 배경

지구 표면상의 임의의 점의 위치를 정확하게 표현하

기 위해서는 정확한 지구의 형상과 크기를 알아야 한다. 각종 측지학적 작업의 기준이 되는 지구의 형상은 지오이드(Geoid)이며, 이는 중력방향에 직교하는 일종의 등중력 포텐셜면(Equi-gravity potential surface)으로, 물리적인 지구의 형상을 나타내고 있다.<sup>1,2)</sup>

지오이드와 가장 유사한 기하학적인 지구의 형상을 지구타원체(Earth ellipsoid)라고 하며, 측지학에서는 각 지역의 지오이드면에 가장 최적의 지구타원체를 설정

\*성균관대학교 토목공학과 석사과정  
\*\*성균관대학교 공과대학 토목공학과 교수  
\*\*\*헝가리 부다페스트 공과대학  
\*\*\*\*전주공업전문대학 토목과 조교수

하여 그 지역의 측지 기준면인 준거타원체로 채택하고 있다.<sup>1)</sup>

높이의 기준이 되는 지오이드에 관한 연구는 최근까지 주로 육상지역에서만 연구되어 왔으며, 해상지역에서의 연구는 측정데이터의 부족으로 연구가 미진하다가 1970년대 후반부터 해면고도계를 장착한 인공위성에 의한 관측데이터가 실용적인 정확도로 수집이 가능하게 됨에 따라 이를 이용하는 연구가 활발해지고 있다.

그러나 중력 관측데이터의 정밀도가 육상의 경우 0.1 mGal에 이르고 있고, 해상의 경우에는 여러가지 복합적인 요인들로 인하여 그 오차가 10 mGal에 이르고 있다. 한반도 주변 해역의 경우에 실측이 이루어지지 않았으며, 그나마 수집할 수 있는 해상 중력 관측데이터의 대부분이 일본 해역에 분포되어 있다. 특히 서해와 남해의 경우에는 이용 가능한 관측데이터가 전무한 실정이다. 이에 반하여, 인공위성에 의한 데이터는 한반도 주변 전 해역에 데이터가 축적되고 있다.

장기간에 걸친 해면고도 관측 데이터의 평균치, 즉 평균해면 고도는 대부분의 해역에서 지오이드에 매우 근접한 면이므로 해면고도 관측데이터를 선상중력 관측데이터의 절대량이 부족한 한반도 주변해역의 중력 이상 또는 지오이드면의 정밀결정 등에 사용할 수 있을 것이다.<sup>3)</sup>

## 1.2 연구의 목적

물리적인 지구의 형상인 지오이드를 결정하기 위한 방법에는 여러가지가 있으나 주로 중력측정데이터를 이용하여 결정하게 되므로 지오이드를 결정하고자 하는 지역에 대하여 많은 중력측정데이터가 필요하다. 일반적으로 중력데이터를 이용하여 지오이드를 결정할 경우에는 계산하고자 하는 지역보다도 더 광범위한 지역의 데이터가 필요하다. 특히, 우리나라와 같이 해양으로 둘러싸인 지역에서는 해상과 육지부의 경계부분 그리고 해양에 대한 지오이드면의 결정이 필요하므로 해양부분에 대한 중력데이터가 요구된다.

그러나, 우리나라의 경우 해양부분에 대한 중력측정이 전무한 실정이며, 단지 과거 주변국가들에 의하여 일부지역만이 측정되어 데이터의 수집이 매우 어려운 실정이다.

따라서 본 연구에서는 이에 대한 대안으로써 한반도 주변의 해상 지역에서 직접 측정된 중력 관측데이터의

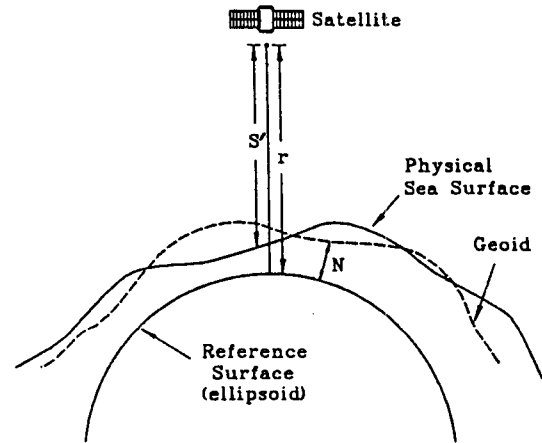


Fig. 1. Satellite Altimetry

부족으로 인한 지오이드 결정에 관한 연구의 문제점을 해결하기 위하여 인공위성 해면고도계(Satellite Altimeter)에서 측정된 해면고도 데이터를 사용하여 그 연구에 대신하려고 한다.

주된 연구목적은 GEOSAT, ERS-1, TOPEX/POSEIDON 위성의 해면고도 데이터를 FFT(Fast Fourier Transform)법에 의한 Stokes의 역계산 방법을 이용하여 중력이상값을 구하고, 이것을 우리나라 주변의 해상지역의 선상에서 직접 측정된 중력데이터와 비교 분석하여 인공위성 해면고도 데이터로부터 구한 중력이상값을 중력데이터가 부족한 한반도 해상지역에서의 지오이드 계산에 이용할 수 있는지를 평가하고자 한다.

## 2. 기본 이론

### 2.1 위성측고법(Satellite Altimetry Method)

해면고도라고 함은 지구타원체면으로부터 실제 해면까지의 거리로서 지오이드에 근접하는 물리량이며, 종래의 관측수단으로는 직접 측정이 매우 어려웠던 관측량이다.

해면고도의 관측은 Fig. 1에서 보는 바와 같이 궤도상에서 인공위성에 탑재한 고도계(Radar Altimeter)로부터 해면에 수직한 방향으로 radar pulse를 발사하여 해면으로부터의 반사시간을 측정함으로써 해면으로부터 인공위성까지의 거리  $S'$ 을 구한다. 이와 더불어 인공위성의 위치정보에 의하여 지구타원체면으로부터 인공위성까지의 거리  $r$ 를 결정함으로써 해면고도 SSH

(Sea Surface Height)를 다음과 같이 구할 수 있다.<sup>3)</sup>

$$SSH = r - S' + H_c$$

여기서,  $H_c$ 는 대기층 및 전리층에 의한 radar pulse의 시간 지연, 태양 및 달에 의한 조석, 대기압의 차이 등에 기인하는 각종 보정항을 나타낸다.

레이다 고도계의 관측 정확도는 위성의 고도가 840 km인 GEOS-3의 경우 60 cm, 그리고 위성의 고도가 800 km인 SEASAT, GEOSAT에서는 10 cm, 3.5 cm, 위성의 고도가 780 km, 1340 km인 ERS-1, TOPEX/POSEIDON에서는 10 cm, 2 cm 정도로 크게 향상되었다.

## 2.2 위성의 종류와 궤도

1970년대 후반부터 지리, 측지, 해양, 기상, 천문학 등에서 GEOS-3(Geodynamics Experimental Ocean Satellite), SEASAT(Sea Satellite), GEOSAT(Geodetic Satellite), ERS-1(European Remote Sensing Satellite), TOPEX/POSEIDON(Ocean TOPography Experiment) 등 위성고도계로부터 수집된 데이터들이 활발하게 이용되어 오고 있다.

1970년대의 NOAA/NOS에 의한 GEOS-3의 임무는 일부 지역에 걸쳐 지오이드를 제공하는 것이었는데 이는 측지, 해양학적인 측면에서 중요한 데이터를 제공하였다.

NASA/NOAA에 의해 1978년 6월 28일부터 1978년 10월 10일까지 운용된 첫 해양위성인 SEASAT은 위성의 고장으로 인해 짧은 기간에 걸쳐 작동되었지만, 해상지역의 여러가지 데이터를 제공하였다.<sup>9)</sup>

1985년 3월에 발사된 미해군의 GEOSAT의 초기 임무는 해양에서 높은 해상도를 갖는 지오이드를 얻기 위한 것으로 이러한 목적은 초기 18개월 동안에 걸쳐 Geodetic Mission(GM)으로서 이루어졌다. 군사적 목적으로 인해 초기 1985년 3월 30일부터 1986년 9월 30일까지 우선적으로 데이터를 수집 분류한 후에 위성은 ERM(Exact Repeat Mission) 궤도에 따라 1986년 11월 8일부터 위성경로에 따른 해면고도 데이터 등을 수집하였다. ERM은 약 17.0505일 반복주기로서 62개의 완전한 지상 궤도를 형성하여 데이터 수집이 이루어졌는데, 1989년 10월 기록장치 고장과 함께 데이터 수집이 종료되었다. 그러나 북대서양과 멕시코만에서 제한된 데이터가 계속 수집되다가 1990년 1월 GEOSAT의 임

무가 종료되었다. GEOSAT은 레이더 고도계를 장착하여 위성의 지상궤도에 따라 해면, 파고, 풍속 등을 관측하였는데 이러한 데이터는 측지, 해양학, 지구 기후 연구 등 여러 분야에서 응용할 수 있다.<sup>6)</sup> 1991년 7월 17일에 발사된 최초의 European Remote Sensing Satellite인 ERS-1 위성은 육상의 해상력이 높은 영상, 정밀한 해양의 해면고도, 해양의 파고와 파장, 해면의 온도 등 여러 데이터들을 제공하고 있다.<sup>11)</sup>

TOPEX/POSEIDON은 미국의 NASA와 프랑스의 CNES(Centre National d'Etudes Spatiales)의 합작으로 1992년 8월 10일에 발사된 위성으로 정밀한 해면고도와 전세계 해양 순환의 운동에 대한 연구를 하는데 사용되고 있다.<sup>4,9,11)</sup>

## 3. FFT에 의한 Stokes의 역계산 방정식

Stokes 방정식은 주어진 중력데이터로부터 지오이드고를 계산하기 위하여 오랫동안 물리 측지학에서 사용되어 왔으며, 다음과 같이 표시된다.

$$N(\phi, \lambda) = \frac{R}{4\pi\gamma} \iint S(\Psi) \Delta g(\phi, \lambda) d\epsilon \quad (3-1)$$

$$\begin{aligned} S(\Psi) &= \sum_{n=2}^{\infty} \frac{2n+1}{n-1} P_n(\cos\Psi) \\ &= \frac{1}{\sin\frac{\Psi}{2}} + 1 - 5\cos\Psi - 6\sin\frac{\Psi}{2} \\ &\quad - 3\cos\Psi \ln\left(\sin\frac{\Psi}{2} + \sin^2\frac{\Psi}{2}\right) \end{aligned} \quad (3-2)$$

Stokes 역계산 방정식(Molodensky 방정식)은 Molodensky에 의해서 유도되었으며, 이 역계산 방정식은 수치적분 기술을 이용하여 위성고도 데이터로부터 중력 정보를 추출하는 데에 사용되어 왔다.

최근에는 Hotine 방정식이 육상이나 해상에서의 지오이드 계산을 위한 Stokes 방정식의 대안으로서 논의되고 있다.

Hotine 방정식은 주어진 중력 이상  $\delta g(\phi, \lambda)$ 로부터 지오이드상의 점 P에서 지오이드고  $N(\phi_p, \lambda_p)$ 를 계산하기 위한 것으로 다음과 같이 표시된다.

$$N(\phi_p, \lambda_p) = \frac{R}{4\pi\gamma} \iint H(\Psi) \delta g(\phi, \lambda) d\epsilon \quad (3-3)$$

Table 1. Statistics of satellite data in and around Korean Peninsula. [Number of points : 58,081]

Minimum Latitude	Maximum Latitude	Minimum Longitude	Maximum Longitude	Minimum (m)	Maximum (m)	Mean (m)	Standard Deviation (m)
30°	50°	120°	140°	2.27	43.87	23.50	9.03

$$\begin{aligned}
 H(\Psi) &= \sum_{n=0}^{\infty} \frac{2n+1}{n+1} P_n(\cos \Psi) \\
 &= \frac{1}{\sin \frac{\Psi}{2}} - \ln \left( 1 + \frac{1}{\sin \frac{\Psi}{2}} \right) \quad (3-4)
 \end{aligned}$$

또한, Hotine 방정식의 역계산을 통해서 주어진 지오이드고  $N(\phi, \lambda)$ 로부터 지오이드상의 점 P에서 중력이상  $\delta g(\phi, \lambda)$ 를 계산할 수 있다.

$$\begin{aligned}
 \delta g(\phi_p, \lambda_p) &= \frac{\gamma}{R} N(\phi_p, \lambda_p) \\
 &+ \frac{\gamma}{4\pi R} \iint (N(\phi, \lambda) - N(\phi_p, \lambda_p)) Z(\Psi) d\varepsilon \quad (3-5)
 \end{aligned}$$

$$Z(\Psi) = \sum_{n=0}^{\infty} (2n+1) n P_n(\cos \Psi) = - \frac{1}{4 \sin^3 \left( \frac{\Psi}{2} \right)} \quad (3-6)$$

윗 식에서  $\phi_p, \lambda_p$ 는 위도와 경도이며,  $\Psi$ 는 계산점  $(\phi_p, \lambda_p)$ 와 Running point  $(\phi, \lambda)$ 사이의 구면 거리이다. 또한,  $\varepsilon$ 는 구면의 지구를 표시한다. R과  $\gamma$ 는 지구의 평균반경과 지구의 평균정규중력이고,  $Z(\Psi)$ 는 Molodensky Kernel이다. 식 (3-5)를 다음의 Molodensky 식 (Inverse Stoke' formula)과 비교하면,

$$\begin{aligned}
 \Delta g(\phi_p, \lambda_p) &= - \frac{\gamma}{R} N(\phi_p, \lambda_p) \\
 &+ \frac{\gamma}{4\pi R} \iint (N(\phi, \lambda) - N(\phi_p, \lambda_p)) Z(\Psi) d\varepsilon \quad (3-7)
 \end{aligned}$$

단지 차이는 첫번째 항의 (-) 부호를 가지고 있다는 것이다. 식 (3-7)은 위성고도 데이터로부터 중력 이상을 역계산하는데 사용되고 있다.

#### 4. 연구의 결과

##### 4.1 데이터의 종류

본 연구에서는 위성고도 데이터, 지오폠펌셜 모델로부터 계산한 중력이상값과 선상에서 실측한 중력 데이터를 비교 분석하였으며, 연구에 사용된 데이터는 다음과 같다.

##### 4.1.1. 위성고도 데이터

한반도 일원의 위도 30°N~50°N, 경도 120°E~140°E 지역에서 위성(Geosat, ERS-1, Topex/Poseidon)으로부터 수신된 데이터를 처리한 프랑스의 BGI(Bureau Gravimetric International)의 5 × 5간격의 해면고도 데이터를 사용하였으며, 데이터의 총 수는 58,081점이다. 본 연구에서는 기준면으로서 GRS80 (Geodetic Reference System 1980)을 채택하였다. Table 1은 본 연구에서 쓰인 위성고도 데이터의 통계치를 나타내고 있다.

##### 4.1.2. 실측 중력데이터

한반도 일부지역과 일본열도 지역에서 측정한 중력 데이터로 데이터의 수집 범위는 위도 32°N~45°N, 경도 123°E~132°E 지역내의 해상지역과 육상지역의 데이터를 포함한 것이며, 데이터의 총 수는 14,620점이고, 데이터의 분포는 Fig. 2와 같다.

본 데이터는 육상과 해상에서 실측한 중력 데이터로서 BGI로부터 제공된 것으로 Fig. 2의 데이터 분포는 육상 데이터는 한반도 내륙과 일본의 큐슈, 혼슈섬의 데이터이며, 해상 데이터는 주로 동해와 일본 근해에 데이터가 편중되어 있음을 알 수 있다.

##### 4.1.3. 지오폠펌셜 모델

OSU91A 지오폠펌셜 모델 (Rapp et al., 1991)을 이용하여 한반도 주변에서의 중력이상값을 계산하였다. 중력 이상의 계산은 최대 차수 360에서 계산하였다.

Table 2는 본 연구에서 쓰인 데이터들의 통계치를 나타낸 것이다.

본 연구에서 사용한 데이터는 해상지역을 대상으로

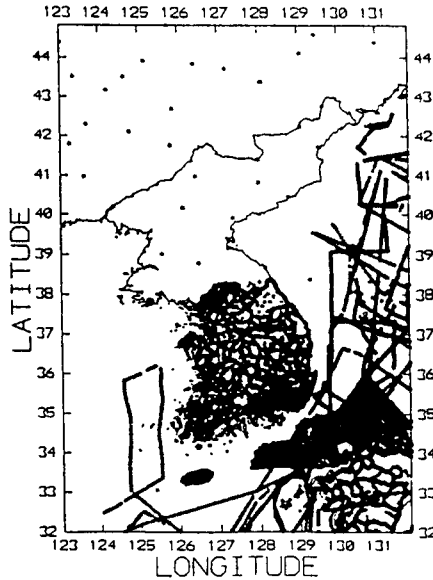


Fig. 2. Distribution of the gravity data (marine data plus terrestrial data). [Number of points : 14,620]

하였다. 실측 중력데이터 총 데이터 14,620점 중에서 육상 측정데이터를 제거한 후에, 3,554점의 데이터를 얻었다. 또한, OSU91A 지오폠펀셜 모델로부터 계산한 중력데이터에서도 육상부분을 제거한, 5,163점의 데이터를 얻었으며, 위성고도 데이터로부터 구한 중력이상값 중에서 육상부분을 제거한 12,198점의 데이터를 얻었다. 이들 데이터의 통계처리 결과는 Table 3에 나타낸 바와 같다.

Fig. 3은 위성고도 데이터로부터 얻은 지오이드고이고, Fig. 4는 OSU91A 지오폠펀셜 모델에서 최대 차수

360에서 계산한 지오이드고이다. Fig. 3과 Fig. 4로부터 한반도 주변의 지오이드고 분포가 거의 유사한 것을 알 수 있다. 인공위성 해면고도 데이터로부터 얻은 한반도 일원에서의 지오이드의 분포는 OSU91A 지오폠펀셜 모델과 같이 GRS80 지구타원체상에서 전체적으로 북서방향에서 남동방향으로 증가하는 경향을 보이고 있다.

## 4.2 중력이상값의 비교 및 분석

### 4.2.1 위성고도 데이터와 실측 중력데이터의 비교

실제 육상과 해상에서 직접 측정하여서 구한 14,620점의 중력이상값에서 해상지역에서의 값을 추출한 것과 위성으로부터 측정된 해면고도 데이터를 Inverse FFT(Fast Fourier Transform)을 이용하여 계산한 중력이상값 중에서 해상지역에서의 값을 추출한 것과의 차를 아래와 같이 구하였다(Table 4 참조).

$$\Delta g_l = \Delta g_{obs} - \Delta g_{alt} \quad (4-1)$$

여기서,  $\Delta g_l$  : 잔여 중력이상(residual gravity anomaly)

$\Delta g_{obs}$  : 해상지역에서 측정된 중력이상

$\Delta g_{alt}$  : 위성고도 데이터로부터 계산한 해상지역에서의 중력이상값을 Minimum Curvature법으로 보간한 값

### 4.2.2 실측 중력데이터와 OSU91A 지오폠펀셜 모델의 비교

실제 육상과 해상에서 직접 측정하여서 구한 14,620점의 중력이상값에서 해상지역에서의 값만을 추출

Table 2. Statistics of gravity data in the region of Korean Peninsula.

Unit : [mGal]

	Satellite data	Gravity data	OSU91A geopotential model to degree and order 360
Number of points	58,081	14,620	14,161
Minimum	-191.63	-152.70	-12.23
Maximum	177.53	175.93	7.20
Mean	1.05141E-005	16.38	-4.07
Variance	15115.82	456.65	11.06
Standard Deviation	38.93	21.37	3.33

Table 3. Statistics of gravity data in the ocean area of Korean Peninsula.

Unit : [mGal]

	Satellite data	Gravity data	OSU91A geopotential model to degree and order 360
Number of points	12,198	3,554	5,163
Minimum	-145.75	-64.80	-9.68
Maximum	91.38	85.10	4.88
Mean	-1.81	8.81	-4.17
Variance	702.77	355.67	7.33
Standard Deviation	26.51	18.86	2.71

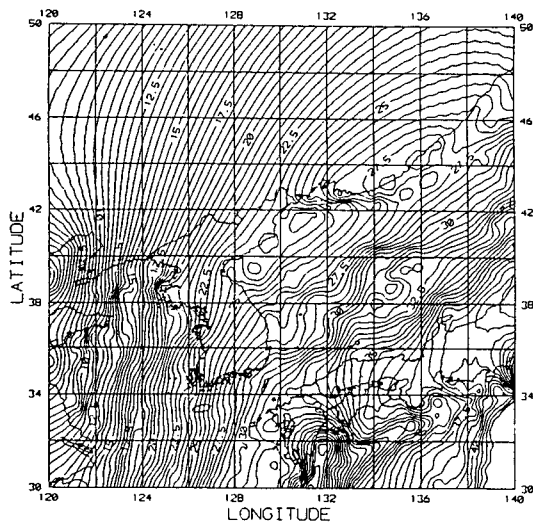


Fig. 3. Geoid undulation from satellite altimetry Contour interval : 0.5 [m]

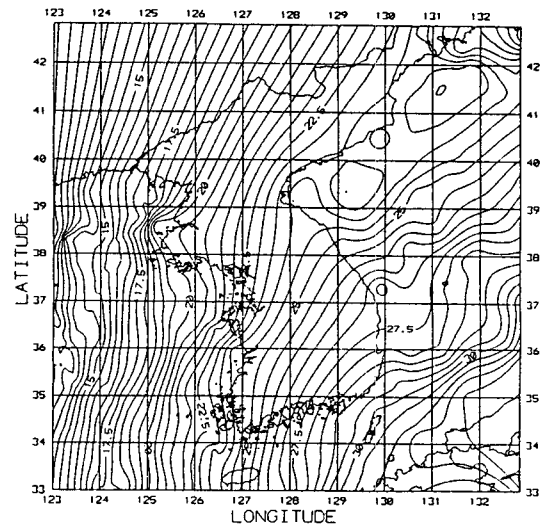


Fig. 4. Geoid undulation from OSU91A to degree and order 360 Contour interval : 0.5 [m]

한 것과 OSU91A 지오폠펠셀 모델에서 최대 차수 360에서 계산한 중력이상값에서 해상지역의 값을 추출한 것과의 차를 아래와 같이 구하였으며, 그 결과는 Table 4에 표시하였다.

$$\Delta g_2 = \Delta g_{\text{obs}} - \Delta g_{\text{OSU91A}} \quad (4-2)$$

여기서,  $\Delta g_2$  : 잔여 중력이상(residual gravity anomaly)

$\Delta g_{\text{obs}}$  : 해상지역에서 측정된 중력이상

$\Delta g_{\text{OSU91A}}$  : OSU91A 지오폠펠셀 모델에서 최대 차수 360에서 계산한 해상지역에서의

중력이상값을 Minimum Curvature 방법으로 보간한 값

#### 4.2.3 위성고도 데이터와 OSU91A 지오폠펠셀 모델의 비교

OSU91A 지오폠펠셀 모델에서 최대 차수 360에서 계산한 중력이상값에서 해상지역에서의 값을 추출한 것과 위성으로부터 측정된 해면고도 데이터를 Inverse FFT(Fast Fourier Transform)을 이용하여 계산한 중력 이상값 중에서 해상지역에서의 값을 추출한 것과의 차를 아래와 같이 구하여 Table 4와 같은 결과를 얻었다.

**Table 4. Statistics of the gravity anomalies difference between measured, altimeter and geopotential model.**

Unit : [mGal]

	Number of points	Mean	Standard Deviation	Minimum	Maximum
$\Delta g_1$	3,554	-0.51	13.48	-53.41	61.74
$\Delta g_2$	3,554	11.93	19.19	-65.54	88.53
$\Delta g_3$	5,163	5.30	19.62	-55.10	114.02

**Table 5. The residual gravity anomalies**

	Range of the residual gravity anomalies in mGal ( $\pm 10$ mGal) %					
	0~10	10~20	20~30	30~40	40~50	50<
$\Delta g_1$	2071(58.3)	990(27.9)	378(10.6)	87(2.4)	22(0.6)	6(0.2)
$\Delta g_2$	1141(32.1)	1026(28.9)	684(19.2)	434(12.2)	217(6.1)	52(1.5)
$\Delta g_3$	2369(45.9)	1363(26.4)	784(15.2)	348(6.7)	171(3.3)	128(2.5)

$$\Delta g_3 = \Delta g_{OSU91A} - \Delta g_{alt} \quad (4-3)$$

여기서,  $\Delta g_3$  : 잔여 중력이상(residual gravity anomaly)

$\Delta g_{OSU91A}$  : OSU91A 지오폠펅셜 모델에서 최대 차수 360에서 계산한 해상지역에서의 중력이상

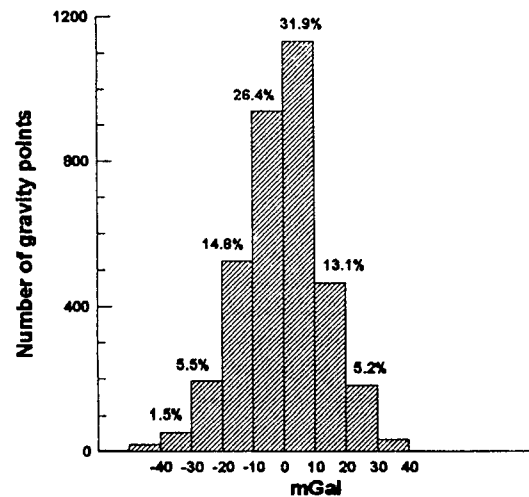
$\Delta g_{alt}$  : 위성고도 데이터로부터 계산한 해상지역에서의 중력이상값을 Minimum Curvature법으로 보간한 값

데이터들의 차이인 잔여 중력이상값의 평균이 0에 가깝고, 표준편차가 적을수록 정확하다고 할 수 있다. 첫번째, 실측 중력데이터와 위성고도 데이터로부터 계산한 중력이상값과의 차의 평균은 -0.51 mGal, 표준편차는 13.48 mGal이고, 두번째, 실측 중력데이터와 OSU91A 지오폠펅셜 모델로부터 계산한 값과의 차이에서는 평균이 11.93 mGal, 표준편차가 19.19 mGal이었다. 이로부터 첫번째 경우가 두번째에 비해 평균값이 0에 더 근접하였고, 표준편차도 더 적음을 알 수 있다.

Table 5는 잔여 중력이상값들의 분포를 나타내고 있다.

Fig. 5, Fig. 6, Fig. 7은 잔여 중력이상값의 분포를 나타낸 히스토그램이다.

Fig. 5는 실측 중력데이터와 위성고도 데이터에서 계산한 중력이상값과의 잔여 중력이상값의 분포를 표시한 히스토그램이다. 그림에서 볼 수 있는 바와 같이 잔여 중력이상값의 분포는 -10 mGal~10 mGal의 범위에서



**Fig. 5. Distribution of residuals between the measured and the altimeter values of gravity anomalies.**

58.3%이고, -20 mGal~20 mGal의 경우에는 86.2%로써 평균값으로부터의 편차가 적게 나타났다. 실측 중력데이터와 OSU91A 지오폠펅셜 모델로부터 계산한 잔여 중력이상값의 분포는 -10 mGal~10 mGal 범위에 32.1%, -20 mGal~20 mGal 범위에서 61%로써 편차가 다소 크게 나타남을 알 수 있다.

OSU91A 지오폠펅셜 모델과 위성고도 데이터로부터 계산한 잔여 중력이상값의 분포는 Fig. 7에 표시한 바와 같이 총 5,163점의 데이터 중에서 -10 mGal~10 mGal 범

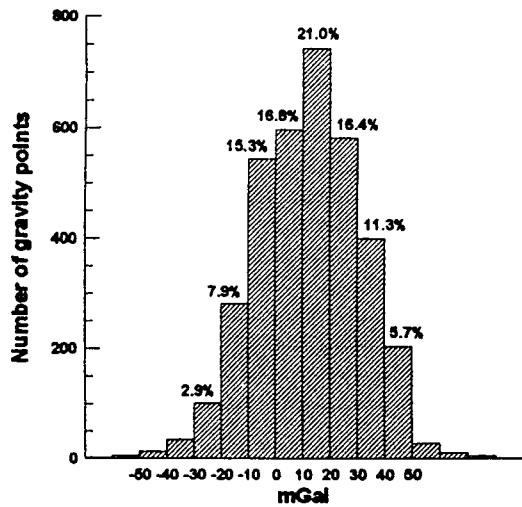


Fig. 6. Distribution of residuals between the measured and the geopotential model of gravity anomalies

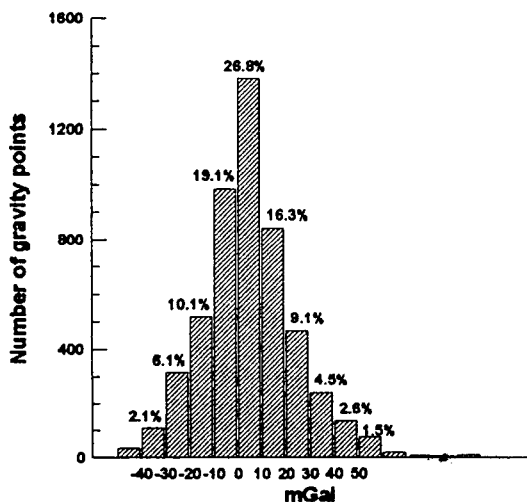


Fig. 7. Distribution of residuals between the geopotential model and the altimeter values of gravity anomalies

위에 45.9%, -20 mGal~20 mGal 범위에 72.3%가 분포하고 있다. Fig. 7은 Fig. 5에 비해 다소 편차가 있으나, Fig. 6과 비교하면 편차가 적음을 그림에서 알 수 있다.

위성고도 데이터로부터 계산한 중력이상값과 실측 중력데이터와의 중력이상값의 차이의 평균이 -0.51 mGal, 표준편차가 13.48 mGal로서 다른 연구 결과의 (Changyou Zhang and M. G. Sideris, 1993)<sup>8)</sup> 평균, 표준편차와 비교하면 평균값은 작으면서 0에 가깝고, 표준편차는 조금 큰 편이다. 실측 중력데이터와 OSU91A

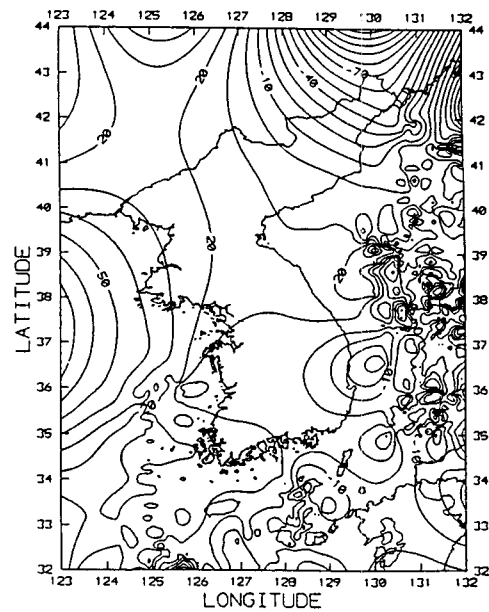


Fig. 8. Differences between the measured and the satellite altimeter. Contour interval : 10 [mGal]

지오폠텔설 모델로부터 구한 중력이상값과의 차이의 평균 11.93 mGal, 표준편차 19.19 mGal을 다른 연구 결과의(M. J. Sevilla et al., 1994)<sup>12)</sup> 평균, 표준편차와 비교해 보면 평균값은 크고, 표준편차 값은 작다.

Fig. 8과 Fig. 9 그리고 Fig. 10은 이들 데이터의 차이의 분포를 나타낸 것이다. Fig. 8에서 보면 중력이상값은 동해 지역에서 -20 mGal~50 mGal 까지의 분포를 보이고 있다. Fig. 9에서 한반도 주변의 동해에서의 중력이상값은 -30 mGal~50 mGal 까지 분포한다. Fig. 10에서 보면 중력이상값은 서해 지역에서 10 mGal~50 mGal 사이에 분포되어 있다.

## 5. 결 론

중력데이터들을 비교 분석한 결과는 다음과 같다.

1) 위성고도 데이터와 관측데이터의 중력이상값의 차이에 대한 분석 결과는 평균 -0.51 mGal, 표준편차 13.48 mGal을 얻었으며, 실측 중력데이터와 OSU91A 지오폠텔설 모델로부터 계산한 중력이상값과의 차이의 비교 결과는 평균 11.93 mGal, 표준편차 19.19 mGal이었다. 또한, OSU91A 지오폠텔설 모델과 위성고도 데이터의 중력이상값의 차이의 비교 결과는 평균 5.30 mGal, 표준



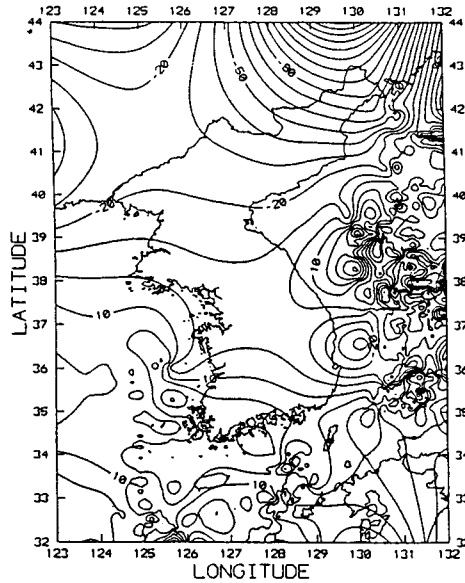


Fig. 9. Differences between the measured and the geopotential model. Contour interval : 10 [mGal]

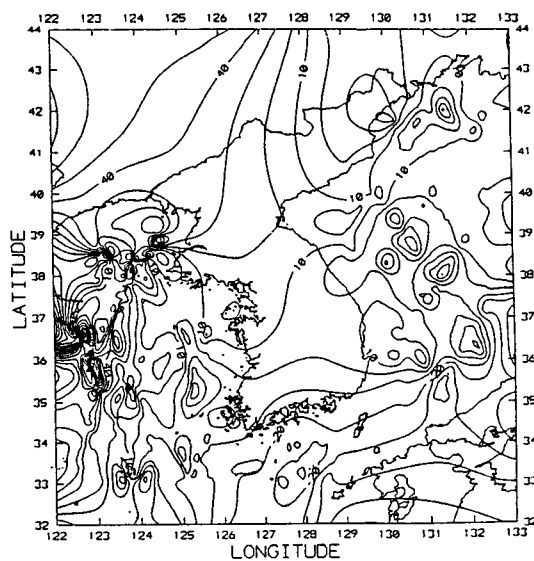


Fig. 10. Differences between the geopotential model and the satellite altimeter. Contour interval: 10 [mGal]

편차 19.62 mGal 이었다.

2) 데이터들의 차이의 비교분석 결과 위성고도 데이터와 관측데이터의 중력이상값의 비교 결과가 가장 적은 편차를 보였고, OSU91A 지오폠펀셜 모델과 위성고도

데이터로부터 구한 중력이상값의 차이의 비교 결과의 분포도 편차가 적었다. 그러나 관측데이터와 OSU91A 지오폠펀셜 모델로부터 계산한 중력이상값과의 차이의 비교 결과는 편차가 두 경우에 비하여 크게 나타났다.

3) 인공위성 해면고도 데이터로부터 구한 중력이상값을 실측 중력데이터와 차이를 비교 분석한 결과 평균이 -0.51 mGal, 표준편차 13.48 mGal로서 위성고도 데이터로부터 계산한 중력이상값이 실측 값에 근접하므로, 이 값을 중력데이터가 부족한 한반도 해상지역에서의 지오이드를 결정하는 데 사용할 수 있을 것이다.

### 參考文獻

1. 최광선, OSU89B에 의한 한반도 일원의 지오이드에 대한 연구, 한국측지학회지, 제9권, 제2호, 1991, pp. 67.
2. 최광선, 양철수, 박선미, 중력자료해석에 의한 한반도 일원의 지오이드, 한국측지학회지, 제12권, 제1호, 1994, pp. 131.
3. 국방과학연구소, 지구중력장 분포 및 우주환경에 관한 연구, 1995. 1, pp. 70~72.
4. 윤홍식, The Altimeter Geoid of the Region of Korean Peninsula, 한국측지학회지, 제13권, 제1호, 1995, pp. 62.
5. 고진석, 동아시아 해역의 조석 모형, 성균관대학교 석사 학위논문, 1993.
6. 최병호, 고진석, Geosat 고도계 자료를 이용한 동아시아 해역의 해면변위 산정법, 한국측지학회지, 제12권, 제1호, 1994, pp. 107.
7. W.A. Heiskanen and H. Moritz, Physical Geodesy, W.H. Freeman and Company, 1967.
8. Changyou Zhang, M. G. Sideris, Gravity Disturbances from GEOSAT Data and Forward Geopotential Models in the Labrador Sea, 1993.
9. Lee-Lueng Fu, Edward J. Christensen, and Charles A. Yamarone Jr., Michel Lefebvre, Yves Menard, Michel Dorrer, and Philippe Escudier, TOPEX/POSEIDON mission overview, J. Geo-phys. Res. Vol. 99, NO. C12, 1994, pp. 24369~24381.
10. Per Knudsen, Altimetry for Geodesy and Oceanography, Lecture Notes for NKG-Autumn School, 1992.
11. Günter Seeber, Satellite Geodesy, Walter de Gruyter, 1993.
12. J. C. Catalão and M. J. Sevilla, GEOID COMPUTATION IN THE NORTH-EAST ATLANTIC(AÇRES-PORTUGAL), MARE NOSTRUM GEOMED REPORT-4, 1994, pp. 80.