

FFT에 의한 한반도 일원에서의 중력지오이드 결정 Gravimetric Geoid Determination by Fast Fourier Transform in and Around Korean Peninsula

이석배* · 윤홍식** · 최재화***

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

요 旨

본 연구에서는 FFT 방법에 의하여 한반도 일원에서의 중력지오이드를 계산하였으며, GRS80 타원체상에서 OSU91A 지오폠펠셀모델을 구면조화분석을 하여 기준면으로 사용하였다. 중파장효과를 계산하기 위하여 remove and restore technique이 사용되었으며, 지상의 중력이상값에 FFT 방법을 적용하였다. 또한 계산된 결과를 GPS/Levelling 데이터로부터 계산한 지오이드고와 비교,평가하였다. 본 연구에서 계산한 중력지오이드와 GPS/Levelling방법에 의한 지오이드의 비교 결과 교차의 평균값과 RMSE가 각각 0.3819m와 0.4695m로 나타났다.

ABSTRACT

This paper deals with the gravimetric solution of geoid by Fast Fourier Transform(FFT) technique in and around Korean Peninsula. The used reference surface is OSU91A geopotential model up to degree and order 180 referred to GRS80. The remove and restore technique was applied to obtain the geoidal height in this paper. And the FFT with 20% window was applied to compute the medium wavelength effect from terrestrial gravity anomalies. For the comparison of computed results, the geometric geoidal height was derived from GPS/Levelling data. According to the comparison, the mean value and RMSE of the differences are 0.3819m and 0.4695m respectively.

1. 서 론

지오폠펠셀(geopotential)과 지오이드(geoid)의 이론은 과거부터 地球物理學과 測地學 분야에서 매우 중요한 연구대상분야가 되어 왔으며 3차원 측지학의 확립으로 인해 최근 관심이 증가하고 있다.¹⁾ 지구 내부에 重力이 어떻게 분포하고 있으며 이것이 지구내부를 구성하고 있는 여러가지 성분들과 어떠한 관계를 이루어 작용하고 있는가 하는 문제와 지각의 변동과 지진의 발생 등에 관한 문제는 주로 지구물리학 분야의 문제였고, 정확한 지구의 형상 및 크기의 결정, 그리고 이에 근거한 3차원 위치 결정에 대한 기준면으로서의 지오이드 결정, 정밀지도제작과 같은 문제는 측지학적인 문제로 다루어져 왔다.

현재 국립지리원에서는 우리나라 측지기준계의 재정립을 위하여 1975년부터 20년에 걸쳐 정밀1차 측지망 사업을 실시하였고 1986년부터 정밀2차 측지망 사업을 시작하여 계속 진행중에 있다. 1,2등 삼각점을 대상으로 하는 정밀1차 측지망 사업은 EDM에 의한 삼변측량방식으로 삼각측량을 실시하여 삼각점 실용성과 갱신에 그 목표를 두고 있다.²⁾ 그런데 장기적으로 우리나라 測地基準系의 再定立을 위하여는 삼각망의 정비 및 관측과 함께 우리나라의 독자적인 原點成果 구축이 필요하며, 우리나라의 원점성과를 구축하기 위해서는 정밀지오이드 모델의 개발이 필수적이다.³⁾ 우리나라의 지오이드 모델이 결정되었을때 얻어지는 기대효과로는 표고의 기준면을 제공하여 正標高(orthometric height)를 보다 정밀하게 결정할 수 있고, Bessel타원체를 검증하고 우리나라에 적합한 타원체의 제원을 산출할 수 있으며, 삼각점 성과 갱신에 있어서 지오이드고를 고려한 投影法에 의하여 측

*전주공업전문대학 토목과 조교수

**성균관대학교 대학원 강사

***성균관대학교 교수

지망 조정계산을 실시함으로써 좌표결정의 정확도를 높일 수 있다. 또한 GPS측량시 지오이드 모델을 이용하여 정표고를 알 수 있으므로 GPS/Levelling의 실용화에 기여할 수 있으며, 장기적으로 地心座標系에 의존하는 우리나라 측지기준계의 재정립에 기여할 수 있다.

1970년대 이후로 해양측지학의 필요성뿐만 아니라 3차원 위성측지학의 확립으로 인해 지오이드의 중요성이 다시 증가하면서¹⁾ 전 세계적으로 이에 대한 연구가 활발해져 왔으나 우리나라에서의 지오이드에 대한 연구는 최근에 와서야 활발해지기 시작하였다. 조규전, 이영진 등에 의하여 천문측지지오이드와 GEM모델의 해석에 대한 연구가^{4,5)} 최광선 등에 의하여 OSU모델과 각종 중력자료의 해석에 대한 연구가^{6,7)} 윤홍식 등에 의하여 위성고도자료와 여러가지 지오폠펀셜 모델의 해석에 대한 연구가^{8,9)} 이루어져 왔다.

본 연구에서는, 기존 연구의 중력자료의 해석방법이 주로 Stokes방정식을 쓰고 있는데 비해 Fast Fourier Transform(FFT)방법을 사용하여 한반도 일원에서의 중력지오이드모델의 개발을 그 목적으로 하고 있다. OSU 91A모델과 남한지역의 중력자료, 한반도 주변 해상지역의 위성고도자료를 해석하여 보다 정밀한 지오이드를 결정하고자 하였으며, 그 결과를 남한지역에 국한하여 GPS/Levelling에 의한 지오이드와 비교하여 보았다.

2. 기본이론

지구의 형상은 지오이드로 대표되며 지오이드는 重力의 위치에너지가 똑같은 면중의 하나이기 때문에 지구의 형상은 重力과 밀접한 관계가 있다.¹⁾

2.1 重力포텐셜과 지오이드高

지구중력장이 이루는 중력포텐셜을 W라 하고, 지구 타원체가 이루는 정규중력포텐셜(normal gravity potential)을 U라 하면 W와 U 사이에는 다음의 관계가 성립한다.^{1,10)}

$$W = U + T \quad (1)$$

여기서 W와 U의 差 T를 포텐셜이상(disturbing potential or anomalous potential)이라고 하며 Bruns' equation에 의하여 다음과 같이 지오이드고를 계산할 수 있다.^{1,10)}

$$N = \frac{T}{\gamma} \quad (2)$$

여기서, γ 는 정규중력이다.

또한 지구타원체에서 중력이상과 포텐셜이상의 관계는 다음과 같다.¹⁰⁾

$$\Delta g = -\frac{\partial T}{\partial r} + \frac{1}{\gamma} \frac{\partial \gamma}{\partial r} T \quad (3)$$

위 식이 重力異常과 포텐셜이상 T를 결합시키는 식으로 物理測地學의 基礎方程式(fundamental equation of physical geodesy)이라 하며, T는 포텐셜이기 때문에 지구외부에 대하여 다음과 같은 라플라스 방정식(Laplace equation)을 만족시킨다.^{1,10)}

$$\nabla^2 T = 0 \quad (4)$$

따라서 지표면의 중력이상 Δg 를 알면 지오이드 외부의 전공간에 있어서 포텐셜 T를 구하는 것이 가능하다. Δg 의 분포로부터 T를 구하는 문제를 測地學的 境界值의 問題(geodetic boundary-value problem)라고 하며,^{1,11)} 물리측지학의 문제는 라플라스 방정식의 해로서 물리측지학의 기초방정식을 만족시키는 해를 구하는데 있다.¹⁰⁾

2.2 Stokes의 적분식

지오이드에 대한 측지학적 경계치의 문제를 해결하기 위하여 Stokes (1849)는 중력이상 Δg 를 이용하여 포텐셜이상 T를 구하는 식을 유도하였다.^{1,10,11)}

$$T = \frac{R}{4\pi} \iint_S (S(\Psi) \Delta g d\sigma) \quad (5)$$

여기서 Ψ 는 포텐셜이상 계산지점과 표면요소 $d\sigma$ 사이의 구면거리로, 포텐셜이상 계산지점(φ, λ)과 중력자료의 좌표(φ', λ')를 이용하여 구할 수 있다. 식 (5)를 Stokes의 적분식이라고 하며, S(Ψ)는 Stokes의 함수로 다음과 같다.¹⁾

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

따라서 Bruns' equation에 의하여 지오이드고 N은 다

음과 같이 구해진다.¹⁾

$$N = \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_S S(\Psi) \Delta g \, d\sigma \quad (7)$$

2.3 Fast Fourier Transform

후리에 변환(Fourier Transform)방법은 실제적인 응용이 많이 되지 못하다가 컴퓨터의 발달과 더불어 1965년 Cooley and Tukey에 의해 FFT 알고리즘이 개발된 이후로 convolution상태의 적분해를 구하는데 실제적으로 이용되기 시작하였다. 이 FFT이론은 일정한 격자의 크기를 갖는 제한된 영역에서 적분해를 구하기 때문에 convolution상태 적분의 수치해를 계산하는 중요한 방법이 되었다.¹³⁾

직교좌표계에서 격자구조의 중력이상값 $\Delta g(x_p, y_p)$ 를 이용하여 계산점 (x, y) 의 지오이드를 계산하는 식은 다음과 같다.¹³⁾

$$N(x, y) = \frac{1}{2\pi\gamma} \iint \frac{1}{\sqrt{(x-x_p)^2 + (y-y_p)^2}} \Delta g(x_p, y_p) \, dx_p dy_p \quad (8)$$

여기서, Δg : point gravity anomalies
 γ : normal gravity

식 (8)을 후리에 변환하면 다음 식과 같다.^{12,13)}

$$N = \frac{1}{2\pi\gamma} F^{-1} \left[\frac{1}{u^2 + v^2} \Delta G(u, v) \right] \quad (9)$$

여기서,

$$\frac{1}{u^2 + v^2} = F \left[\frac{1}{\sqrt{(x-x_p)^2 + (y-y_p)^2}} \right]$$

$$\Delta G(u, v) = F [\Delta g(x_p, y_p)]$$

$$= \iint \Delta g(x_p, y_p) e^{-2\pi i(ux+vy)} \, dx_p dy_p$$

그러므로 격자구조의 중력자료를 이용하여 식 (9)에 의해 중력자료에 의한 지오이드를 계산할 수 있다.

3. 수치해석

3.1 지오폠펠셀 모델의 해석

중력측량(terrestrial gravimetry)과 위성측지학(satellite geodesy)의 결합을 통해 위성관측지역에 대한 지심좌표와 지구중력장에 대한 구면조화계수들을 결정할 수 있다.¹⁾ 지구의 중력장에 의해 지구 주위에는 무

수히 많은 등중력포텐셜면이 야기되며, 이 중에서 지구의 형상에 가장 적합한 등중력포텐셜면을 지오이드라 정의하는데 지오이드면의 중력포텐셜(earth gravity potential) W 를 구면조화함수(spherical harmonic series)로 표현하면 다음과 같다.^{1,4,15)}

$$W(r, \theta, \lambda) = \frac{GM}{r} \left[1 + \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{a}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n (C_{nm} \cos m\lambda + S_{nm} \sin m\lambda) P_{nm}(\cos \theta) \right] \quad (10)$$

여기서 r : 지심거리(geocentric distance)

θ : 극거리(polar distance)

λ : 경도(longitude)

a : 지구장반경

GM : 지심인력상수

C_{nm}, S_{nm} : fully normalized potential coefficients

P_{nm} : fully normalized associated Legendre functions

식 (10)의 우변의 첫째항은 정규중력포텐셜 U 와 같으므로 포텐셜이상 T 는 다음과 같이 표현된다.^{1,6,16)}

$$T = \frac{GM}{r} \sum_{n=2}^{\infty} (C_{nm} \cos m\lambda + S_{nm} \sin m\lambda) P_{nm}(\cos \theta) \quad (11)$$

따라서 지오이드고 N 과 중력이상 Δg 는 각각 다음과 같이 구면조화함수로 표현된다.^{6,4,15,16)}

$$N = \frac{GM}{\gamma r} \sum_{n=2}^{\infty} (C_{nm} \cos m\lambda + S_{nm} \sin m\lambda) P_{nm}(\cos \theta) \quad (12)$$

$$\Delta g = \frac{GM}{r^2} \sum_{n=2}^{\infty} (n-1) \left(\frac{a}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n (C_{nm} \cos m\lambda + S_{nm} \sin m\lambda) P_{nm}(\cos \theta) \quad (13)$$

본 연구에서 지오폠펠셀모델은 OSU91A모델을 사용하였다.

3.2 중력측정자료의 해석

중력은 관측지점의 표고, 위도, 주위의 지형과 지하 내부 밀도 등 여러 가지 물리적 조건에 따라 매우 다양하게 변화하므로, 서로 다른 측정에서 측정된 중력값의 비교는 거의 무의미하다. 그러므로 통상 중력이상을 계산하여 여러 가지 목적의 중력자료 해석에 이용하고 있

다. 중력이상을 계산하는 과정에는 중력관측지점의 다양한 물리적 조건을 동일화하기 위한 보정과정도 포함되며, 보정정도에 따라 고도이상(free-air anomaly), 부우계 이상(Bouger anomaly), 지각균형이상(isostatic anomaly) 등 여러 가지 중력이상이 산출된다. 중력자료의 분석에 의한 지오이드, 수직선편차 등 측지학적 목적의 연구는 통상 고도이상을 사용하고 있으며, 이는 관측중력에 고도보정을 한 후의 정규중력과의 차이이다. 고도보정은 다양한 중력측정 지점의 높이를 동일 기준면의 높이로 환산해 주는 보정으로 보정기준면은 통상 지오이드면을 이용하고 있다. 고도보정(δg_r)을 높이의 함수로 나타내면 다음과 같다.^{10,11)}

$$\delta g_r = 0.3086 \text{ mgal} \cdot h \quad (14)$$

따라서 고도보정 후의 중력(g_0)은¹⁰⁾

$$g_0 = g + 0.3086 \text{ mgal} \cdot h \quad (15)$$

이 되며, 고도이상 Δg_0 는 다음과 같이 표현된다.¹⁰⁾

$$\Delta g_0 = g_0 - \gamma \quad (16)$$

여기서 h 는 m 단위의 중력측정점의 높이이고, g 는 실측중력값이며 γ 는 정규중력값이다.

본 연구에서는 2,757점의 부산대학교 중력자료를 이용하여 육상지역의 중력이상자료로 사용하였다.

3.3 해면고도자료의 해석

해면고도라고 함은 지구타원체면으로부터 실제 해면까지의 거리로서 지오이드에 근접하는 물리량이며, 종래의 관측수단으로는 직접 측정이 어려웠던 양이다. 고도관측위성의 해면고도자료를 통해 해면기복을 구하며, 3×10^7 정도의 측지학에서는 해면기복 자체를 지오이드 고도로 취급할 수 있다. Fig. 1에서 보는 바와 같이, 해면고도의 관측은 인공위성에 탑재한 고도계(Radar Altimeter)로부터 해면에 수직한 방향으로 radar pulse를 발사하여 해면으로부터의 반사시간을 측정함으로써 해면으로부터 인공위성까지의 거리 S' 를 구한다. 이와 더불어, 인공위성의 위치정보에 의하여 지구타원체면으로부터 인공위성까지의 거리 r 를 결정함으로써 해면고도(Sea Surface Height, SSH)는 다음과 같이 주어진다.¹⁸⁾

$$SSH = r - S' + H_c \quad (17)$$

여기서 H_c 는 대기층과 전리층에 의한 radar pulse의

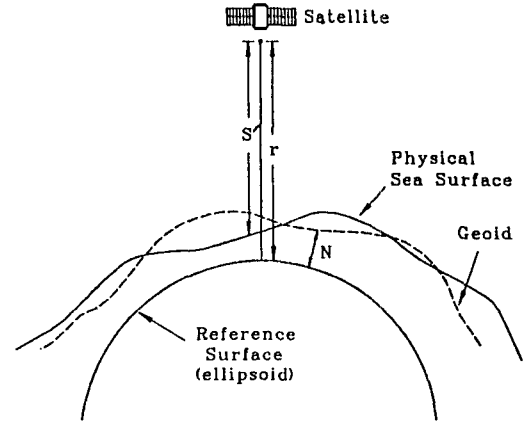


Fig. 1 Principles of the satellite altimetry

시간지연, 태양 및 달에 의한 조석, 대기압의 차이 등에 기인하는 각종 보정항을 나타낸다. 레이더 고도계의 관측 정밀도는 위성의 고도가 840 km인 GEOS-3의 경우 60 cm, 그리고 위성의 고도가 800 km인 SEASAT, GEOSAT에서는 각각 10 cm와 3.5 cm, 위성의 고도가 780 km와 1340 km인 ERS-1과 TOPEX/POSEIDON에서는 각각 10 cm이하와 2 cm 정도로 크게 향상되었다.

본 연구에서는 BGI에서 제공된 Geosat/ERS-1/Topex-poseidon위성의 한반도 주변 해상지역의 58,081점의 해면고도데이터를 사용하였으며, FFT의 역계산에 의하여 다음의 Molodenski 식에 의하여 지오이드 고를 중력이상으로 환산하였다.¹⁷⁾

$$\Delta g(\phi_p, \lambda_p) = -\frac{\gamma}{r} N(\phi_p, \lambda_p) + \frac{\gamma}{4\pi} \int_{\Sigma} (N(\phi, \lambda) - N(\phi_p, \lambda_p)) Z(\Psi) d\epsilon \quad (18)$$

여기서, γ 와 r 은 정규중력과 지구의 평균반경을 의미하며, $N(\phi, \lambda)$ 과 $N(\phi_p, \lambda_p)$ 은 격자점과 계산점의 SSH를 의미한다. 그리고 ϵ 은 球面의 地球를 의미하며 $Z(\Psi)$ 는 Molodenski Kernel로 다음과 같다. 여기서 Ψ 는 격자점과 계산점 사이의 구면거리이다.

$$Z(\Psi) = \sum_{n=0}^{\infty} (2n+1)nP_n(\cos \Psi) = -\frac{1}{4\sin^3(\Psi/2)} \quad (19)$$

3.4 Remove and restore technique

일반적으로 정밀지오이드를 결정하기 위하여 지오포텐셜모델에 의한 장파장의 지오이드에 중력이상이나 연직선편차와 같은 연구지역 일원의 자료에 의한 상대

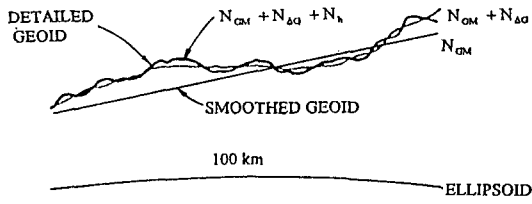


Fig. 2 Contributions of different data to regional geoid determination

지오이드를 합성하고 있다. 이때 보다 정밀한 지오이드를 결정하기 위하여는 지형에 따른 인력효과를 고려해 주어야 하는데 이와 같이 서로 다른 데이터를 합성하기 위하여 remove and restore technique이 주로 이용되며, 이를 그림으로 간단히 표현하면 Fig. 2와 같다.

Fig. 2에서 N_{GM} 은 지오폠폠텔모델의 해석에 의한 지오이드로 장파장효과를 반영하고 있으며, $N_{\Delta g}$ 는 중력자료의 해석에 의한 중파장효과를 그리고 N_h 는 지형자료의 해석에 의한 단파장효과를 반영하고 있다. Remove and restore technique은 Denker(1986) 등에 의하여 개발되었으며, 다음과 같은 수식으로 표현된다.^{13,18)}

$$\Delta g_{res} = \Delta g_{FA} - \Delta g_{GM} - \Delta g_h \text{ (remove)} \quad (23)$$

$$N = N_{GM} + N_{\Delta g_{res}} + N_h \text{ (restore)} \quad (24)$$

여기서 Δg_{GM} , N_{GM} : 지오폠폠텔모델의 해석에 의한 중력이상과 지오이드고

Δg_{FA} : 육상중력자료 및 해면고도자료의 중력 이상

Δg_h , N_h : 지형효과에 의한 중력이상과 지오이드고

이다.

그러나 본 연구에서는 우리나라 전역에 걸친 신뢰성 있는 수치지형데이터 확보의 어려움으로 인해 지형효과를 고려하지 못했으며, 본 연구에서 수행한 데이터 처리과정의 흐름도는 Fig. 3과 같다.

4. 결과분석

4.1 OSU91A 모델에 의한 장파장 지오이드의 결정

본 연구에서 지구중력장모델은 오하이오 주립대학 (Ohio State University)의 Rapp 교수에 의하여 1991년에 발표된 OSU91A 모델을 이용하였다. OSU91A 모델은 GEM-T2 중력모델을 기초로하여 육상 및 선상측정

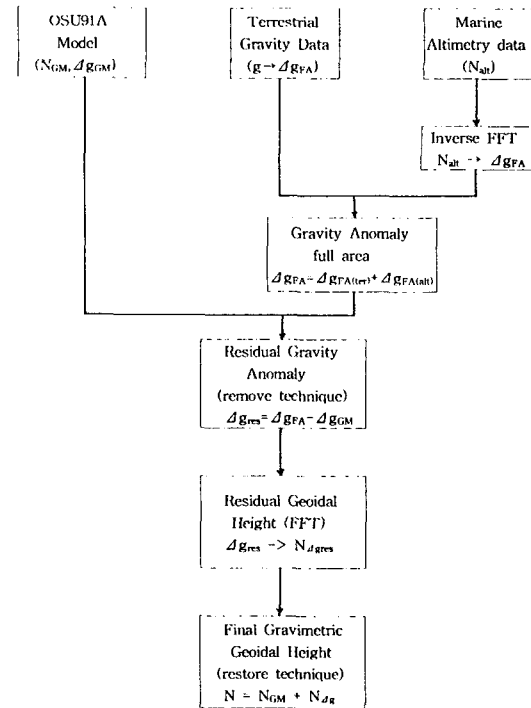


Fig. 3 Flow chart of data processing

중력자료와 위성고도계자료 및 지구물리학적 해석에 의한 중력자료 등을 조합하여 구한 지구 전체의 30°x30° 지역의 평균중력이상에 대한 정규중력포텐셜계수로 이루어진 지구중력장 모델이다. 기존의 OSU 모델에 비해 해면고도 관측자료의 처리에 정밀성을 기했으며 정확도는 50 cm내외로 보고되고 있다.^{6,14,16)}

OSU91A모델을 이용하여 위도 32°N에서 43°N까지, 경도 123°E에서 132°E까지의 한반도 일원의 지역에 대한 구면조화분석을 실시하였으며 위도 및 경도방향 각각 3'간격으로 중력이상과 지오이드고를 계산하였다. 기준면을 결정하고자 최대차수 180과 360의 두가지로 구면조화분석을 실시하였으며 중력자료에 의한 정밀지오이드와 GPS/Levelling에 의한 교차가 작게 나타난 최대차수 180의 계산결과를 기준면으로 결정하였다. 계산 결과의 개요는 Table 1과 같으며, 계산의 결과 얻어진 중력이상과 지오이드고는 각각 Fig. 4, Fig. 5와 같다.

Table 1에서 보는 것과 같이 OSU91A모델에 의한 우리나라 일원의 중력이상값은 최소 -57.27 mgal에서 최대 66.45 mgal의 값을 보이고 있으며 중력이상의 전체 평균값은 17.62 mgal이었다. 고도이상도는 우리나라의 지형도와 매우 잘 대비되고 있어 이 지역의 지형에 의

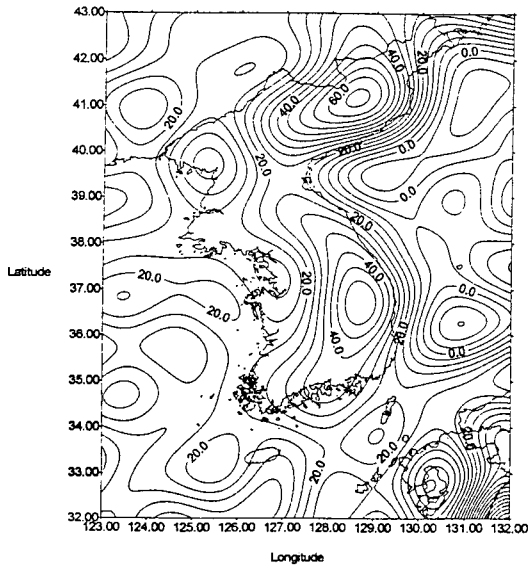


Fig. 4 Gravity anomalies from OSU91A model (up to degree and order 180, referred to GRS80)
[Contour Interval : 5 mgal]

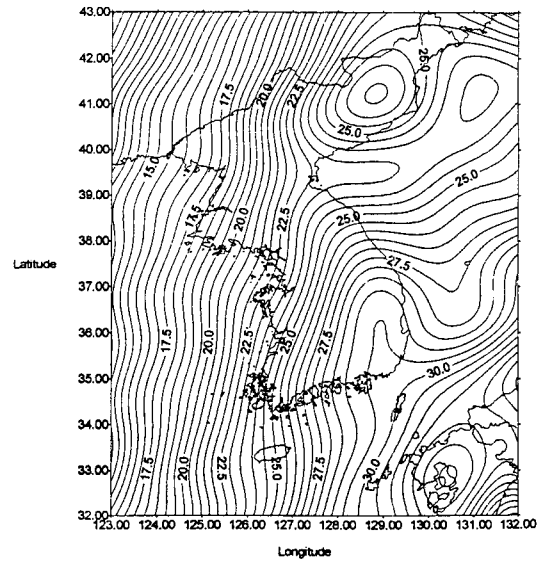


Fig. 5 Geoidal heights from OSU91A model (up to degree and order 180, referred to GRS80)
[Contour Interval : 0.5 m]

Table 1. Statistics of output computed from OSU 91A Model

FIGURE	MIN.	MAX.	MEAN	S. D.
Gravity Anomalies Δg_{GM} (mgal)	-57.27	66.45	17.62	14.47
Geoidal Undulations N_{GM} (m)	8.89	33.08	23.28	5.31

한 영향을 잘 반영하고 있다. 또한 우리나라 일원의 지오이드고의 분포는 최소 8.89 m에서 최대 33.08 m의 분포를 보이고 있다. 특히 Fig. 5에서 보는 바와 같이 남북한 지역에 국한시켜 볼때는 신의주 부근의 약 15.6 m에서 부산앞바다 대한해협 약 29.8 m까지 북서방향에서 남동방향으로 증가하는 경향을 보이고 있다.

4.2 중력자료에 의한 중력이상 및 잔여중력이상의 계산결과

우리나라 일원에서의 중력이상 및 잔여중력이상을 계산하기 위하여 육상의 중력자료와 해상의 해면고도자료를 합성하였다. FFT에 의해 계산된 육상의 중력이상과 FFT의 역계산에 의하여 계산된 해상의 중력이상값을 합성하여 3 x 3의 격자로 보간하였으며, 그 결과의 개요는 Table 2와 같다. 중력자료에 의한 중력이상값에서

Table 2. Statistics of output computed from Gravity Data (Terrestrial data + Altimetry data)

FIGURE	MIN.	MAX.	MEAN	S. D.
Gravity Anomalies Δg_{FA} (mgal)	-90.12	159.59	16.26	15.38
Residual Gravity Anomalies Δg_{res} (mgal)	-55.62	147.57	-1.35	14.73

OSU91A 모델에 의한 중력이상을 빼서 잔여중력이상 (Δg_{res})을 계산하였으며 그 결과도 Table 2에 정리되었다.

4.3 지오이드고의 계산결과

상대적으로 보다 정밀한 지오이드를 결정하고자 지구중력장모델의 장파장효과에 육상중력자료 및 해면고도자료에 의한 중파장효과를 합성하였다. 4.2에서 계산된 잔여중력이상을 FFT에 의해 잔여지오이드고를 계산하였으며, 이를 OSU91A 지오이드모델에 합성하여 최종적인 지오이드고를 계산하였다. 계산의 개요는 Table 3과 같고 잔여지오이드고와 최종적인 지오이드고를 Fig. 6, Fig. 7에 나타내었다.

Table 3에서 보는 바와 같이 잔여중력이상에 의한

Table 3. Statistics of computed Geoidal Heights

FIGURE	MIN.	MAX.	MEAN	S. D.
Residual Geoid N_{Agres} (m)	-3.11	2.07	0.00	0.99
Final Geoid $N_{GM}+N_{Agres}$ (m)	8.88	34.46	23.28	5.53

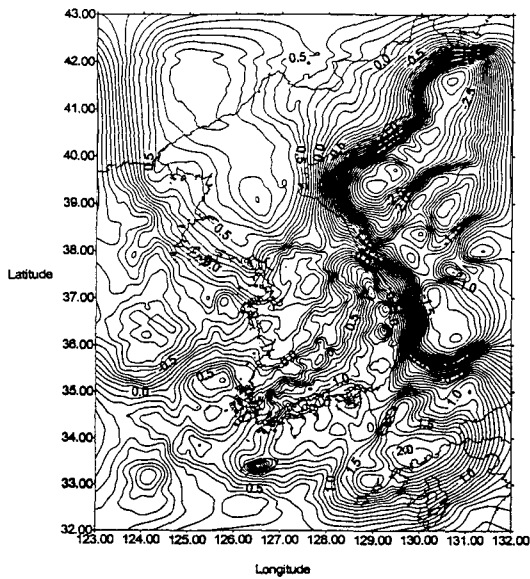


Fig. 6 Residual geoidal heights from residual gravity anomalies

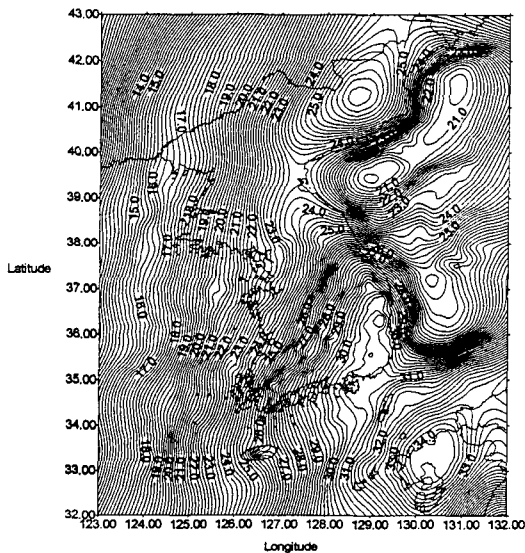


Fig. 7 Gravimetric geoidal heights from OSU91A geoid plus residual geoid [Contour Interval : 0.2 m]

잔여지오이드고는 최소 -3.11 m에서 최대 2.07 m의 분포를 보였다. 또한 이를 고려한 우리나라 일원에서의 최종적인 지오이드고는 최소 8.88 m에서 최대 34.46 m의 분포를 보이며 평균은 23.28 m 이다. 이를 남북한 지역에 국한시켜 볼 때는 신의주 주변의 16.0 m에서 부산 앞바다의 31.0 m까지의 분포를 보이고 있으며, Fig. 5 와 Fig. 7을 비교해보면 중과장효과의 영향을 알 수 있다. 그러나 Fig. 6에서 알 수 있는 바와 같이 남한지역은 지형의 영향을 잘 반영하고 있으나 연구대상지역 내에 있는 위도 38° N 이북의 육상지역은 이 지역의 중력자료의 부족으로 중과장의 변화를 찾아보기 어렵다.

4.4 GPS/Levelling결과와의 비교

본 연구에서 구한 지오이드모델의 상대적인 정확도를 평가하고자 GPS/Levelling방법에 의한 기하학적인 지오이드^{1,19,20}와 비교하였다. GPS 데이터는 51개의 수준점에서 GPS측량을 실시한 천문대 자료를 이용하였으며 타원체고에서 정표고를 빼서 지오이드고를 계산하였다. 그 결과(위도 34.00° N~38.00° N, 경도 126.25° E~129.75° E)를 Fig. 8에 나타내었다. Fig. 8에 나타난 GPS측량에 의한 지오이드의 분포와 변화 경향은 본 연구의 결과인 Fig. 7의 중력지오이드와 비슷한 것으로 나타나고 있다. 중력지오이드를 51개 지점의 GPS/Levelling에 의한 결과와 비교했을 때 이들의 교차의 평균값과 RMSE(Root Mean Square Error)는 각각 0.50

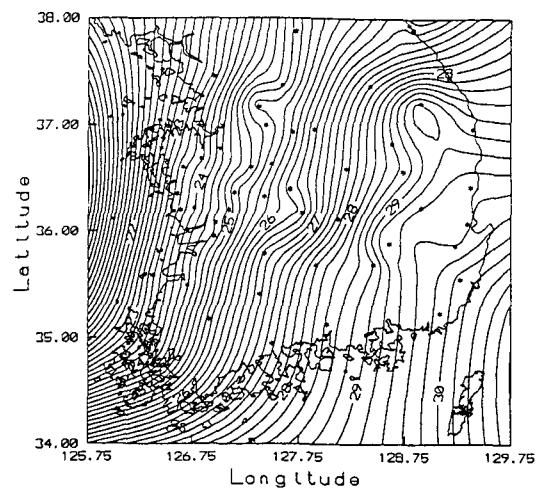


Fig. 8 GPS/Levelling geoidal heights [Contour Interval : 0.2 m]

Table 4. The comparison of GPS/Levelling Geoid and Gravimetric Geoid(unit : meters)

LATITUDE	LONGITUDE	ELLOP.HT.	ORTHO.HT.	GEOID.HT.	GRAV.GD.	DIFF.
35.590542	126.370363	27.269	3.091	24.178	23.840	0.338
36.217716	126.763045	52.112	28.165	23.947	23.893	0.054
37.874264	127.719501	98.817	73.467	25.350	24.847	0.503
36.351792	126.597318	30.566	7.074	23.492	23.390	0.102
36.933633	127.69.931	170.382	144.567	25.815	25.719	0.096
35.494460	126.700704	60.472	36.137	24.335	24.726	-0.391
36.077930	126.967045	44.534	19.852	24.682	24.577	0.105
35.790714	127.423956	319.244	292.589	26.655	26.765	-0.110
36.590432	128.196591	118.598	91.078	27.520	28.354	-0.834
36.010502	126.700487	28.411	4.348	24.063	24.082	-0.019
36.119557	128.119400	103.017	75.339	27.678	28.492	-0.814
36.199318	126.632920	52.649	28.960	23.689	23.636	0.053
36.784376	126.450848	59.604	36.995	22.609	22.411	0.198
37.207459	128.898530	1006.710	977.421	29.289	29.585	-0.296
35.552932	129.274259	39.785	9.704	30.081	30.716	-0.635
37.374984	127.587423	68.022	42.949	25.073	24.655	0.418
36.683023	126.832915	49.425	25.707	23.718	23.387	0.331
36.962357	127.898153	98.172	71.611	26.561	26.489	0.072
35.890962	128.599882	70.922	41.336	29.656	30.168	-0.512
35.867376	129.225308	67.790	38.210	29.580	30.555	-0.975
36.962599	129.394378	34.774	5.873	28.901	29.238	-0.337
36.412515	129.369040	40.588	11.033	29.555	30.303	-0.748
36.828650	128.625919	177.184	148.606	28.578	29.324	-0.746
36.601254	126.660285	52.900	29.362	23.538	23.166	0.372
35.951885	126.955291	44.313	19.728	24.585	24.693	-0.108
35.685807	127.909957	225.542	197.540	28.002	28.390	-0.388
35.176241	126.911472	62.701	37.190	25.511	26.109	-0.598
37.941127	128.783254	53.430	26.610	26.820	26.453	0.367
35.411312	127.381081	124.228	97.494	26.734	27.056	-0.322
37.365743	128.416125	334.675	307.059	27.616	28.123	-0.507
36.076088	129.343871	54.406	24.833	29.573	30.384	-0.814
35.234185	129.081045	82.555	52.684	29.871	30.764	-0.893
34.782160	126.384921	27.047	2.891	24.156	24.762	-0.606
37.455023	126.950141	139.174	115.725	23.449	22.906	0.543
36.998252	127.441612	122.192	96.950	25.242	24.681	0.561
36.782912	127.005204	45.715	21.367	24.348	23.662	0.686
37.446068	129.165022	33.232	5.157	28.075	28.144	-0.069
36.603995	127.298910	50.596	25.616	24.980	24.830	0.150
36.326252	127.421777	80.863	585.156	25.707	25.731	-0.024
36.394514	127.662237	111.880	85.576	26.304	26.630	-0.326
36.634931	127.491507	71.047	45.484	25.563	25.512	0.051
36.361295	127.141765	86.502	61.324	25.178	24.636	0.542
36.199560	127.087301	43.070	18.241	24.829	24.714	0.115
37.892261	128.827022	29.317	2.613	26.704	26.627	0.077

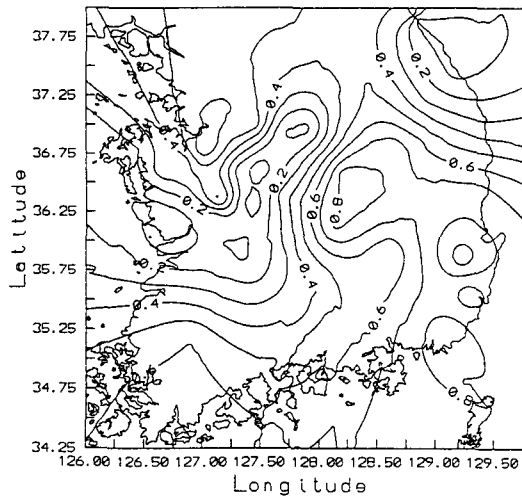


Fig. 9 Error distribution of GPS/Levelling geoid minus gravimetric geoid [Contour Interval = 0.1 m]

m와 0.64 m로 나타났다. 이중 교차가 1 m를 초과하는 7개 지점의 결과를 과대오차(gross error)로 간주하여 이를 제거한 44점에서의 계산결과 교차의 평균값과 RMSE는 각각 0.38 m와 0.47 m로 나타났다. 이의 결과를 Table 4.에 나타내었으며 교차의 절대값의 오차분포도를 Fig. 9에 나타내었다. 교차를 줄이기 위해서는 전국도에 걸친 DTM데이터의 해석에 의한 단과장효과와 고려와 중력측정자료의 지속적인 보완, 수치해석방법에 대한 연구가 계속되어야 할 것으로 생각된다.

5. 결 론

본 연구에서는 위도 32° N에서 43° N까지, 경도 123° E에서 132° E까지 범위의 한반도 일원에서 remove and restore 방법을 이용한 FFT에 의한 수치해석 결과 한반도 일원의 중력지오이드를 계산하였으며, 다음과 같은 결론을 얻었다.

1. OSU91A 모델의 구면조화분석(최대차수 180) 결과 우리나라 일원에서의 중력이상값은 최소 -57.27 mgal에서 최대 66.45 mgal의 값을 보이고 있으며, 지오이드고의 분포는 최소 8.89 m에서 최대 33.08 m의 분포를 보이고 있다. 특히 남북한 지역에 국한시켜 볼 때는 신의주 일대의 약 15.6 m에서 대한해협을 약 29.8 m 까지 북서방향에서 남동방향으로 증가하는 경향을 보이고 있다.

2. 육상의 중력측정자료와 해상의 해면고도자료를 합성하여 구한 우리나라 일원에서의 중력이상값의 분포는 최소 -90.12 mgal, 최대 159.50 mgal, 평균 16.26 mgal의 분포를 나타내고 있다.

3. Remove technique에 의한 잔여중력이상의 결과는 최소 -55.62 mgal, 최대 147.57 mgal, 평균 -1.35 mgal의 분포를 보이고 있으며, 이를 이용하여 FFT에 의하여 계산한 잔여지오이드고의 분포는 최소 -3.11 m, 최대 2.07 m의 분포를 보이고 있다.

4. Restore technique에 의하여 구한 한반도 일원에서의 합성된 중력지오이드고는 최소 8.88 m에서 최대 34.46 m의 분포를 보이고 있으며 평균 23.28 m이다. 이를 남북한 지역에 국한시켜 볼 때 신의주 일대의 약 16.0 m에서 대한해협의 약 31.0 m까지 북서방향에서 남동방향으로 증가하는 분포를 보이고 있다.

5. 본 연구에서 계산한 중력지오이드를 GPS/Levelling방법에 의한 지오이드와 비교했을 때 평균 0.38 m의 차이를 보였고, 교차의 RMSE는 0.47 m로 나타났다.

6. 본 연구에서는 신뢰성있는 수치지형자료를 확보하지 못하여 지형에 의한 단과장효과를 고려하지 못하였으며, 북한지역의 중력자료의 부족이 문제점으로 제기되었다. 우리나라에서 더욱 정밀한 중력지오이드의 계산결과를 얻기 위해서는 중력자료 및 수치지형자료의 보완과 GPS측량 및 Least Square Collocation방법 등과 같은 수치해석방법에 관한 연구 등이 지속적으로 이루어져야 할 것이다.

參考文獻

1. W. Torge, Geodesy, Walter de Gruyter, 1980
2. 최재화, 최윤수, 정밀1차망의 성과분석 및 활용방안에 관한 연구, 국립지리원 보고서, 1993
3. 최재화, 조규전, 최윤수, 이석배, 정밀1차망의 실용성과 산정에 관한 연구, 국립지리원 보고서, 1994
4. 조규전, 이영진, 우리나라의 천문측지 지오이드에 관한 연구, 한국측지학회지, 제9권, 제2호, 1991, pp.1-8
5. 조규전, 이영진, 조봉환, 개선된 남한지역의 GRS80 중력 지오이드모델, 한국측지학회지, 제12권, 제1호, 1994, pp.61-68
6. 최광선, OSU 89B에 의한 한반도 일원의 지오이드에 관한 연구, 한국측지학회지, 제9권, 제2호, 1991, pp.67-72
7. 최광선, 양철수, 박선미, 중력자료 해석에 의한 한반도

- 일원의 지오이드, 한국측지학회지, 제12권, 제1호, 1994, pp.131-139
8. 김광배, 최재화, 윤홍식, 이석배, 위성고도자료를 이용한 한반도 해상지역에서의 중력이상의 결정, 한국측지학회지, 제13권 제2호, 1995, pp.177-186
 9. Yun H.S., Jozsef Adam, The Global Geopotential Models in the region of Korean Peninsula, 한국측지학회지, 제12권 제1호, 1994, pp.95-106
 10. 佐藤 裕, 測地學の基礎, 산해당, 1984
 11. 日本測量協會, 現代測量學 第5卷(測地測量②), 大日本印刷(株), 1986
 12. I.N. Tziavos, Numerical Considerations of FFT Methods in Gravity Field Modelling, Hannover Univ. Nr. 188(ISSN 0174-1454), 1993
 13. D. Nagy and R.J. Fury, Local Geoid Computation from Gravity using the Fast Fourier Transform Technique, Bulletin Geodesique, 64, 1990, pp.283-294
 14. Rapp R.H. and N.K. Pavlis, The Development and Analysis of Geopotential Coefficient Models to Spherical Harmonic Degree 360, J.Geophys.res.,95(1990),B13 (21885-21911)
 15. Rapp R.H. and J.Y. Cruz, Spherical Harmonic Expansions of the Earth's Gravitational Potential to Degree 360 Using 30' Mean Anomalies. Report No. 376, Dept of Geodetic Science and Surveying, The Ohio State Univ., Columbus, December 1986
 16. J. Adam, Global Geopotential Models in the Region of Hungary, Periodica Polytechnica, Civil Engineering, Technical University of Budapest, Vol.37, No.2, 1993, pp.69-90
 17. C. Zhang and M.G. Sideris, Gravity Disturbances from GEOSAT Data and Forward Geopotential Models in the Labrador Sea, Bulletin Geodesique
 18. Yun H. S., Results of the geoid computation for Korean Peninsula, Ph.D Dissertation, Dept. of Geodesy, Technical University of Budapest, 1995
 19. M.G. Sideris and Yecai Li, Improved Geoid Determination for Leveling by GPS, Sixth Int. Geodetic Symposium on Satellite Positioning, Columbus, OH, March 17-20, 1992
 20. A. Kenyeres, GPS-Gravimetric Geoid Determination based on Combination of GPS/Levelling and Gravity Data, First Continental Workshop on the Geoid in Europe, Prague, May 11-14, 1992