한국측지학회지, 제 12 권, 제 1 호, pp.131~139(1994년 6월 30일)

중력자료 해석에 의한 한반도 일원의 지오이드
On the Geoid in and around the Korean Peninsula by analysing Gravity Data

최광선* · 양철수** · 박선미***
Choi, Kwang-Sun · Yang, Chul-Soo · Park, Sun-Mi

要 旨

각종 중력자료를 분석하여 한반도 일원의 정밀지오이드에 대하여 연구하였다. 한반도 일원의 중력자료에 의한 상대지오이드의 변화는 1.5 m에 이르고 있고 한반도 내에서의 지오이드의 변화는 GRS1980 지구타원체에 비해 15.5 m에서 30.0 m에 이르고 있으며 남북을 축으로 서쪽에서 동쪽방향으로 증가하는 경향을 보이고 있다. 본 연구의 결과는 다른 계산방법 특히 GPS 측정 결과들에 의한 검증이 필요하며, 이들을 이용하여 좀 더 나은 결과를 도출할 수 있을 것이다.

ABSTRACT

In this study, calculate the detailed geoidal undalations in and around the Korean peninsula by analysing various sources of gravity data. The relative geoidal undulations reach up to 1.5 meters in and around the Korean peninsula. Geoidal undulations in the Korean peninsula vary from 15.5 m to 30.0 m refer to GRS1980 ellisoid and show a general tendency of eastward increase. These results must be compared with results of other method, especially by the results of GPS survey.

1. 서 론

Galileo가 자유낙하 실험을 하고 Newton이 행성의 운동에 대한 Kepler 법칙을 기초로 만유인력 법칙을 발견한 이래 중력은 측지학과 지구물리학에서 중요한 연구분야가 되어 왔다. 특히 H.C. Clairaut가 1738년 Clairaut 정리를 발표한 이래 지구 중력장을 측지학적 측면에서 해석하는 연구가 꾸준히 지속되어 왔으며 현재는 지구의 지오이드, 지구타원체, 수직선 편차등의 각종 측지학적 연구가 지구의 중력자료를 이용하여 수행되고 있다.

각종 측지적 작업의 기준이 되는 지구의 형상은 지오이드로서 이는 중력 방향에 직각인 일종의 등중력포텐셜면(equi-gravity potential surface)이며 물리적인 지구의 형상을 나타내는 것으로 지구타원체와 지오이드 간의 높이 차이인 지오이드 높이(geoidal height)로 표현되고 있다. 지오이드 높이에 대한 연구는 Stokes(1849)에 의해 지표면의 중력자료를 이용하여 구좌표계에서 지오이드 높이를 계산할 수 있는 이론이 개발된 이래 주로 중력 자료의 분석에 의하여 행하여지고 있다. 그러나 Stokes 방정식에 사용되는 Stokes 함수의 수렴 속도가 매우 늦기 때문에 일부 지역의 지오이드의 연구에도 지구 전체의 중력자료를 이용하여야 하는 문제점과 계산상의 어려운 점이 있다. 따라서 미국을 선두로 세계 각국들은 20세기 초부터 각국 나름대로 지속적인 중력 측정을 수행하고 있으며, 근자에는 새로운 중력 측정기술 개발 및 이에 의한 중력자료 획득에 전력하고 있다. 이로써 최근에는 지오이드의 계산오차가 수 cm 이내로 작아지고 있으며 이를 이용한 각종 측지학적 연구가 매우 활발히 전개되고 있다.[1,2]

우리나라에서의 지오이드에 대한 연구는 최근에서야 시작되었다. 우리나라 일원에서의 지오이드에 대한 초기의 연구는 Kim(1979),[3] 최광선(1986),[4] 김헌수·권병두(1987),[5] 문홍근(1987),[6] 정애영(1989)[7] 등이

*부산대학교 사범대학 교수
**해양연구소 지구물리구룹 연구원
***부산대학교 사범대학 석사과정

있으나 이들은 중력자료의 부족으로 절대지오이드를 고려하지 않은 일종의 상대지오이드에 대한 연구이다. 이후 최광선(1991)[8]은 일종의 global geopotential model인 OSU89B model 만을 분석하여 우리나라 일원의 광역지오이드에 대하여 연구하였으며, 최광선·김진후(1993)[9]는 제주도 일원에서 OSU91A model과 제주도 일원의 중력자료를 이용하여 이 지역에서 절대지오이드를 고려한 정밀지오이드에 대하여 연구하였다.

본 연구는 한반도 일원의 지역에서 OSU91A model과 한반도 일원의 각종 중력자료를 이용하여 단파장의 지오이드의 변화를 고려한 한반도 일원의 정밀지오이드에 대하여 연구하여 보았다.

2. 중력자료

2.1 육상자료

우리나라에서 현대적 의미의 중력측정은 1950년대 말 Woollard and Rose(1963)가 Woods Hole-University of Winsconsin Gravity Program의 일환으로 Lacoste and Romberg 중력계를 이용하여 전 세계의 중력기준망을 확립하는 과정에서 남한 지역의 7개 지점에서 중력을 측정한 것이 시초이다.[10]

이후 USAMSFE(U.S. Army Map Service Far East, 1964)는 1961년부터 1962년 사이에 2대의 Worden 중력계를 이용하여 상기의 Woollard and Rose의 기점을 기준으로 남한 내륙과 도서지역의 163개 지점에서 중력을 측정하였으며,[11] 영해상의 선상측정 중력자료가 전무한 우리나라의 현실에서 상기 중력자료에 포함되어 있는 도서지방의 중력자료는 매우 유용한 것이다.

국립지리원은 1975년부터 현재까지 Lacoste and Romberg 중력계를 이용하여 우리 나라의 1등, 2등 수준점 및 삼각점 등에서 중력을 측정하고 있으며 1991년까지 측정한 자료의 수는 1200여 지점에 이르고 있다. 또한 최광선(1986, 1993)[4,12]은 1979년부터 현재까지 Worden 중력계 및 Lacoste and Romberg 중력계를 이용하여 우리나라의 1등 및 2등 수준점에서 중력을 측정하고 있으며 1993년까지 측정한 자료의 수는 3500여 지점에 이르고 있다.

상기 세가지의 중력자료들을 종합하여 중복 측정된 중력자료 및 정밀도가 나쁜 자료들을 정리한 것이 4,200여 지점의 자료이며, 이들의 평균 측점밀도는 1점/24 km^2이다. 자료는 대부분 중력 측정지점의 높이에 대한 측량의 문제점 때문에 수준점망을 따라 측정된 것으로 저지대에 편중되어 있어 산악 지역의 중력자료가 매우 빈약하며 강원도 설악산 일원의 경우 거의 1°×1° 지역에 중력측점이 전무한 곳도 있다. 따라서 장차 우리나라에서의 정밀한 측지학적 연구를 위해서 산악지역을 위주로 육상지역에서의 지속적인 중력측정이 필요하다고 하겠다.

2.2 일본 동경대학 해양연구소 자료

일본 동경대학 해양연구소는 일본의 육상 및 주변의 선상 중력관측 자료와 altimeter satellite에 의한 해면고도 관측자료 등을 종합하여 일본 일원의 지역(경도 120° E에서 150° E까지, 위도 20° N에서 50° N까지)에서 위도 및 경도 간격 각각 5′×5′ 격자 간격으로 중력이상을 계산하였으며 이와 global geopotential model의 일종인 OSU86F를 이용하여 이 지역의 지오이드 높이를 구하였다(Fukuda, 1990).[13] 계산 방법은 least squares collocation 방법(Tscherning and Rapp, 1974; Moritz, 1980)[2,14]을 이용하였으며 이 과정에서 국소지역의 중력장을 결정할 때 나타나는 문제점을 최소화하기 위하여 remove and restore 방법을 이용하였다.

계산 결과의 추정오차는 중력 이상의 경우 5 mgal, 지오이드의 경우 20 cm 정도라고 하나 일본 육상지역의 중력자료가 4′×6′ 격자상에 최소한 1점 이상 존재한다는 점과 한반도 내륙의 중력자료는 이용하지 못하였다는 점을 고려하면 한반도 주변에서의 중력이상 및 지오이드 높이의 오차는 상기의 추정오차에 비해 매우 클 것으로 사료된다.

상기 중력자료는 일본 육상지역자료는 물론이고 일본 주위 해역에서 340,000여 지점에 이르는 선상측정자료와 GEOS-3/SEASAT/GEOSAT 인공위성자료의 일부를 이용하여 정리한 것으로 우리나라 일원에서의 중력학에 관한 연구에 매우 유용한 자료이다.

2.3 NOAA의 Global Marine Gravity 자료

미 상무성 산하 기관인 NOAA(National Oceanographic and Atmospheric Administration)에서는 최근에 미국의 Univ. of California의 Sandwell 박사가 중심이 되어 계산한 해양중력자료를 공개하였다

(AGU, 1993).[15] 이는 해면고도계를 탑재한 GEOS-3/SEASAT/GEOSAT 인공위성에서 관측한 해면고도 자료를 중력이상으로 변환시킨 것으로, 해상에서의 선상 중력관측자료 등은 이용하지 않았고 북위 72°에서 남위 72° 이내의 전 세계의 해양에서 경도 간격이 3′, 위도 간격이 약 2.0′인 고밀도의 해상중력이상 자료이다.

해면고도 관측자료는 위성의 궤도를 따라 대략 7 km 간격으로 분포하며, 이들을 충분히 이용함으로써 지금껏 공개된 어떤 자료보다도 고분해능이라는 데에 활용 가치가 있으며 특히 선상중력자료가 빈약한 우리나라 일원의 중력학의 연구에 매우 긴요한 자료라고 할 수 있다.

2.4 OSU91A Global Geopotential Model

OSU model은 미국의 Ohio State Univ.의 Dept. of Geodetic Science and Surveying에서 개발을 주도하고 있으며, 1978년 이후 새로운 자료가 추가될 때마다 매회 새로운 모델들을 발표하고 있다.

OSU91A model은 일종의 global geopotential model로서 1989년 미국 항공우주국(NASA) 산하의 GSFC(Goddard Space and Flight Center)가 발표한 GEM-T2 중력모델을 기본으로 전 세계의 각종 중력자료를 이용하여 구한 지구 전체의 위도 및 경도 간격 각각 30′×30′ 지역의 평균고도이상(mean free air anomaly)자료를 구조화분석(spherical harmonic analysis)하여 계산한 fully normalized gravity potential coefficients이다(Rapp, 1981; Rapp, 1986).[16-18] 이는 최대차수 360 degree까지 계산된 것으로 분해능이 50 km 정도이며 전 세계의 여러 연구기관에서 발표한 각종 global geopotential model중 분해능이 가장 좋은 model로서 총 130,678개의 cosine 함수와 sine 함수의 계수로 되어 있다.

OSU model에 사용된 자료는 육상측정 중력자료, 선상측정 중력자료, altimeter satellite에 의한 중력자료, 인공위성 궤도관측에 의한 중력자료 및 지구물리학적 해석에 의한 중력자료 등이다. 기본적으로 구 model인 OSU89B와 유사한 처리를 하였으나 OSU 91A model은 특히 해면고도 관측자료의 처리에 정밀성을 기하였다. 자체 계산에 의한 OSU91A model의 추정 오차는 지오이드의 경우 약 49 cm 정도이고 GEOSAT 관측자료와 비교할 경우 약 34 cm 정도로써 OSU89B model의 53 cm에 비교하면 정밀도가 크게 향상된 것이다.

중력자료를 입수하지 못한 지역은 지진파자료 등의 해석에 의해 지구물리학적 방법으로 계산하고 있으나 이 경우 타 자료에 비해 정밀도가 좋지 않으며 이 자료를 이용한 지역은 주로 우리나라 주위의 북한, 중국 및 구소련지역이다. 이로써 우리나라 일원에서의 OSU91A model에 의한 지오이드의 오차는 상기 OSU 91A model의 추정오차에 비해 비교적 클 것으로 사료된다.

3. 이론적 배경

지표면 상의 임의의 지점의 지오이드를 연구하기 위해서는 지구 전체의 중력자료가 필요하다. 방대한 양의 전 세계의 중력자료는 여러가지 형태로 나타낼 수 있으나 최근 global geopotential model의 정밀도의 향상으로 전세계 중력자료 해석은 주로 global geopotential model을 이용하고 있으며 이에 의해 절대지오이드의 연구가 간편하면서도 정밀하게 되었다.

그러나 global geopotential model중 분해능이 가장 좋다는 OSU91A model의 경우도 30′×30′ 지역의 평균 고도이상을 이용한 것이기 때문에 이에 의한 지오이드는 지오이드 변화 중 단파장의 효과가 제거되고 장파장의 효과만을 나타내는 일종의 광역지오이드이며 분해능이 50 km 정도로서 정밀한 지오이드를 연구하기에는 미흡한 것이다. 따라서 정밀지오이드에 대한 최근의 연구경향은 gloabl geopotential model을 이용하여 광역지오이드를 계산하고, 연구지역 주위의 중력자료를 이용하여 상대지오이드를 구한 후 이들을 합성하여 연구지역의 정밀지오이드를 계산하고 있다.

OSU91A model의 포텐셜계수 C_{nm}과 S_{nm}을 이용하면 다음과 같이 임의의 지점의 포텐셜이상(anomalous potential) T를 구할 수 있다.

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

여기서 r,θ,λ : 계산 지점의 극 중심 좌표

GM : 지심인력상수

a : scaling parameter

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

P_{nm} : fully normalized associated Legandre functions

Bruns 방정식은 포텐셜이상 T와 지오이드 높이 N의 관계를 나타내는 식으로

$$N=\frac{T}{\gamma} \tag{2}$$

여기서 γ : 정규중력(normal gravity)

이에 의해 다음과 같이 임의의 지점의 지오이드 높이 N을 구할 수 있다(Heiskanen and Moritz, 1967).[1)]

$$N=\frac{GM}{\gamma r}\left[\sum_{n=2}^{\infty}\left(\frac{a}{r}\right)^n\sum_{m=0}^{n}(C_{nm}\cos m\lambda+S_{nm}\sin m\lambda)P_{nm}(\cos\theta)\right] \tag{3}$$

또한 OSU91A model을 이용하여 광역고도이상 Δg를 다음과 같이 구할 수 있다(Heiskanen and Moritz, 1967).[1)]

$$\Delta g=-\frac{\partial T}{\partial r}-\frac{2}{r}T=\frac{GM}{r^2}\left[\sum_{n=2}^{\infty}(n-1)\left(\frac{a}{r}\right)^n\sum_{m=0}^{n}(C_{nm}\cos m\lambda+S_{nm}\sin m\lambda)P_{nm}(\cos\theta)\right] \tag{4}$$

Fig. 1은 OSU91A model을 이용하여 360 degree까지 계산한 한반도 일원의 지오이드로서 GRS1980 타원체를 기준으로 한 것이다. Fig. 1에 의하면 한반도 일원에서의 지오이드는 남북방향을 축으로 서쪽에서 동쪽으로 가면서 점차 높아져 가고 있으며 우리나라 내륙의 경우 신의주의 15 m에서 경상남북도 접경의 태백산맥 일원에서의 30 m까지 약 15 m의 높이 차를 보이고 있다. 이러한 장파장의 변화경향은 지구의 거시적인 형상과 지하심부의 밀도변화의 영향으로 해석되고 있다. 또한 백두산 서남부의 개마고원 지역은 주위 지역에 비해 2 m 정도 높은 반면 동해북부 지역은 주위에 비해 2 m 정도 낮은 변화를 보이고

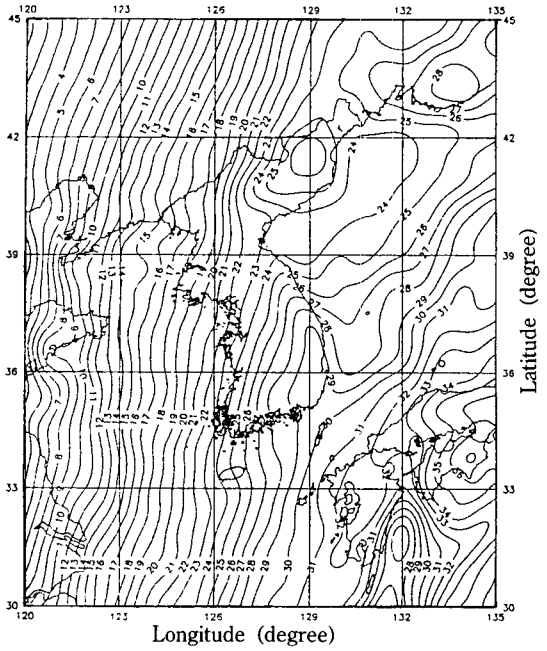

Fig. 1. OSU91A geoidal undulations refer to GRS1980 ellipsoid up to degree and order 360 in and around the Korean peninsula. Contour interval in 1 meter.

있으며 이러한 변화경향은 장파장의 지형의 영향으로 해석되고 있다. 한편 Fig. 1에는 한라산이나 지리산, 태백산맥 등 우리나라에서는 비교적 큰 규모의 산악지의 영향이 나타나지 않고 있으며 이는 OSU91A model이 30′×30′ 평균고도이상을 이용한 것으로 단파장의 영향이 제거되었기 때문이다.

Global geopotential model은 최대차수의 한계 때문에 주로 장파장의 영향을 나타내는 것으로 이에 의한 지오이드는 광역지오이드이다. 따라서 임의의 지역에서의 정밀한 지오이드를 연구하기 위해서는 연구지역 일원의 중력자료의 해석에 의한 단파장의 지오이드에 대한 연구가 필요하다. 주위 일원의 중력자료를 이용하여 단파장의 지오이드 즉 상대지오이드를 구하는 방법은 Stokes' integration method, least squares collocation, FFT(Fast Fourier Transform) 등 여러가지가 있으나 본 연구에서는 Stokes 방정식의 간이식을 이용하였다.

Stokes 방정식은 다음과 같고(Heiskanen and Moritz, 1967)[1)]

$$N=\frac{R}{4\pi\gamma}\iint \Delta g(\psi,\alpha)\,S(\psi)\,d\sigma \qquad (5)$$

여기서 ψ,α : 중력자료의 극좌표

R : 지구반경

식 (5)의 Stokes 함수 $S(\psi)$는 다음과 같으며 이의 수렴속도가 매우 늦기 때문에 한 지점의 지오이드 높이의 계산에도 지구전체의 중력자료가 필요하게 된다.

$$S(\psi)=\frac{1}{\sin\left(\frac{\psi}{2}\right)}-6\sin\frac{\psi}{2}+1-5\cos\psi \qquad (6)$$

$$-3\cos\psi\ln\left(\sin\frac{\psi}{2}+\sin^2\frac{\psi}{2}\right)$$

지오이드의 계산지점과 중력자료 사이의 거리를 나타내는 ψ가 작다고 가정하면 식 (5)는 다음과 같이 표현되며(Heiskanen and Moritz, 1967)[1]

$$N=\frac{1}{2\pi\gamma}\int\frac{\Delta g}{s}\,s\,ds\,d\alpha \qquad (7)$$

여기서

s : 지오이드 계산지점과 중력자료간의 거리

이를 직교좌표계로 전환하면 다음과 같다(Rapp and Kadir, 1988).[19]

$$N(X_p,Y_p)=\frac{1}{2\pi\rho}\iint \Delta g(X,Y)\,\frac{1}{\sqrt{(X_p-X)^2+(Y_p-Y)^2}}\,dX\,dY \qquad (8)$$

여기서 X_p, Y_p : 지오이드 계산지점의 좌표

X, Y : 중력자료의 좌표

따라서 global geopotential model을 이용하여 식 (3)에 의해 계산한 장파장의 광역지오이드에 연구지역 일원의 중력자료를 이용하여 식 (8)에 의해 계산한 단파장의 상대지오이드를 더해 줌으로써 연구지역의 정밀지오이드를 구할 수 있다.

4. 한반도 일원의 지오이드

1993년까지 측정된 우리나라 육상지역의 중력 측점수는 4200여점으로 평균 측점밀도는 1점/24 km^{2}이나 중력측점이 주로 저지대에 편중되어 있고 산악지역의 중력자료가 매우 빈약하여 1°×1° 지역에 중력자료가 전무한 지역도 있으며 특히 북한지역과 중국지역 및 구 소련지역의 육상자료는 전무한 편이다. 이러한 자료의 불균등 분포와 자료부족의 문제점을 해결하기 위해 남한지역은 육상지역 중력자료를 이용하고 북한과 중국 및 구 쏘련지역은 OSU91A model을 이용하여 한반도 일원의 Bouguer 이상을 구하였으며 이를 이용하여 condensed free air anomaly를 계산한 후 이를 본 연구에 이용하였다.

Bouguer 이상은 지하내부 밀도변화의 영향을 나타내는 반면 고도이상은 고도이상의 특성상 지형의 변화에 매우 민감하게 반응하고 있다. 그러므로 Bouguer 이상은 고도이상에 비해 매우 완만하게 변화하고 있어 중력 측점수가 많지 않아도 쉽게 Bouguer 이상도를 작성할 수 있는 반면 고도이상은 특히 고도차이가 많이 나타나는 산악지역에서의 중력측정점의 높이에 대한 측량상의 문제점으로 완벽한 고도이상도를 작성하기는 거의 불가능하다. 이 경우 Bouguer 이상에서 역계산한 고도이상을 많이 이용하고 있으며 이를 condensed free air anomaly라고 하고 특히 중력자료가 부족한 지역의 측지학적 연구에 많이 활용되고 있다.

$$\text{condensed free air anomaly}=\Delta g_B+2\pi G\rho h \qquad (9)$$

여기서 Δg_B : Bouguer anomaly

G : 만유인력상수

ρ : 평균 밀도

h : 해발고도

최광선 등(1993)[12]에 의하면 남한 지역에서 OSU89B model로부터 평균고도의 면적 변화에 따라 계산된 Bouguer 이상과 육상에서 실측한 중력자료에 의한 Bouguer 이상을 비교하였을 때 OSU89B model에서 계산한 Bouguer 이상 중 평균고도 면적을 30′×30′으로 계산한 Bouguer 이상의 표준편차가 7.0 mgal로 최소가 된다고 한다. 본 연구에서는 상기 결과를 이용하여 OSU91A model에서 한반도 일원(경도 120° E에서 135° E까지, 위도 30° N에서 45° N까지)의 지역에서 위도 및 경도 간격 각각 5′×5′ 간격의 Bouguer 이상을 계산하였으며 이와 Austria의 Technical Univ. of Graz에서 1987년 발표한 5′×5′ 평균고도

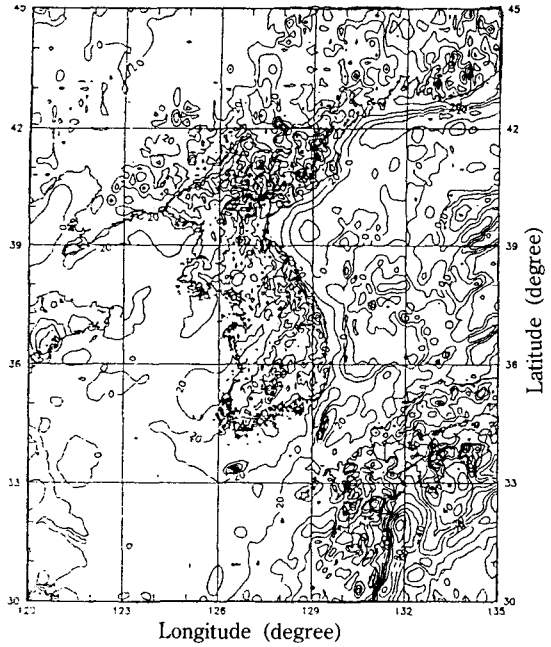

Fig. 2. Combined free air anomaly map in and around the Korean peninsula. Contour interval in 20 mgals.

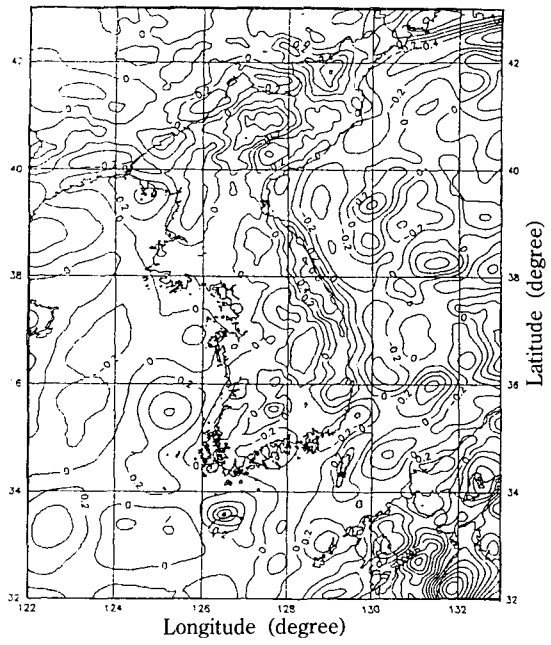

Fig. 3. Relative geoidal undulations in and around the Korean peninsula with integral radius is 30 minites. Contour interval in 0.2 meter.

지형자료를 이용하여 식 (9)에 의해 한반도 일원의 육상지역 고도이상을 구하였다. 이 고도이상에 일본 육상지역과 동해 및 남해의 동부는 동경대학 해양연구소 자료를, 서해와 남해의 서부지역은 NOAA의 marine gravity 자료를 합성하여 구한 한반도 일원의 고도이상도는 Fig. 2과 같다.

한편 OSU91A model에는 비록 30′×30′ 지역의 평균값이지만 연구지역 일원의 중력자료의 효과가 포함되어 있다. 따라서 OSU91A에 의한 광역지오이드에 연구지역 일원의 중력자료에 의한 상대지오이드를 합성할 경우 OSU91A model에 포함되어 있는 연구지역 일원의 중력자료의 효과가 중첩되게 된다. 이러한 중첩을 피하기 위한 방법이 remove and restore technique로서 본 연구에도 이를 이용하였다.

지오이드의 연구에서 장파장의 중력효과를 나타내는 OSU91A model을 이용할 경우 가급적 단파장의 중력 효과를 극대화시키기 위해 OSU91A model의 최대 차수를 사용하지 않고 이보다 작은 차수를 이용하고 있다. 물론 작은 차수를 이용할 수록 더 넓은 지역의 중력자료를 이용하여 상대지오이드를 계산하여야 하는 문제점이 있다. Rapp and Kadir(1988)[19]에 의하면 OSU86E model에서 180 degree까지의 광역지오이드를 구하고 연구지역 일원의 중력자료에서 이에 상응하는 상대지오이드를 구하면 단파장의 효과가 충분히 표현된다고 한다. 본 연구에서는 이들의 결과를 이용하여 한반도 일원의 지오이드를 계산하였다.

본 연구에서는 remove 과정으로 Fig. 2의 고도이상도에서 OSU91A model에서 차수 180 degree까지 이용하여 식 (4)에 의해 계산한 고도이상을 제거하여 구한 removed free air anomaly를 이용하여 식 (8)에 의해 적분반경이 각각 30′, 60′, 90′인 상대지오이드를 계산하였으며 이들은 각각 Fig. 3, Fig. 4 및 Fig. 5와 같다.

적분반경이 30′인 Fig. 3에 의하면 적분반경이 60′인 Fig. 4에 비교하여 상대지오이드의 기복이 완만하게 나타나고 있으며 특히 제주도의 경우 한라산의 영향이 제주도의 북단에 나타나고 있는 등 수렴이 완전히 이루어지지 않고있음을 보여주고 있다. 적분반경이 60′인 Fig. 4의 경우 우리나라 지형의 영향을 제대로

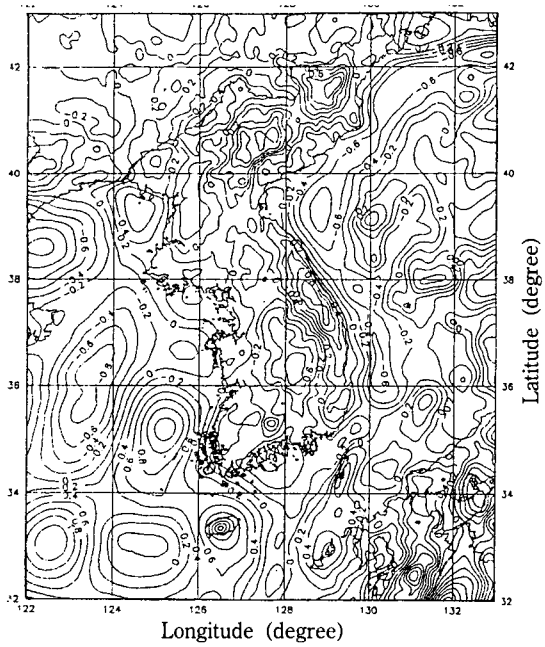

Fig. 4. Relative geoidal undulations in and around the Korean peninsula with integral radius is 60 minites. Contour interval in 0.2 meter.

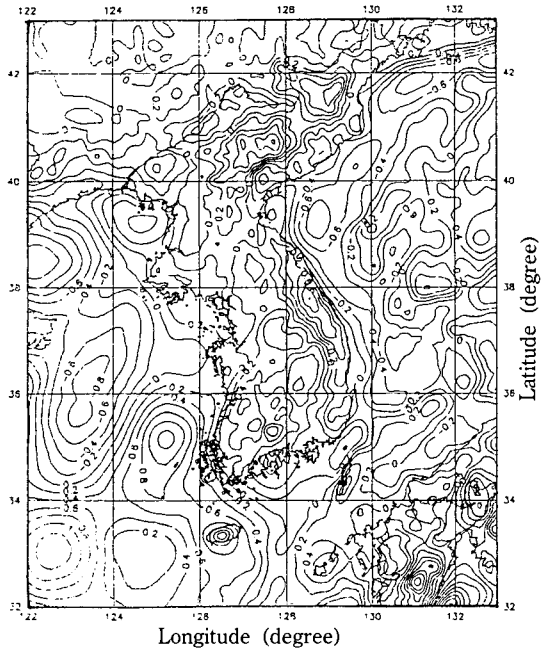

Fig. 5. Relative geoidal undulations in and around the Korean peninsula with integral radius is 90 minites. Contour interval in 0.2 meter.

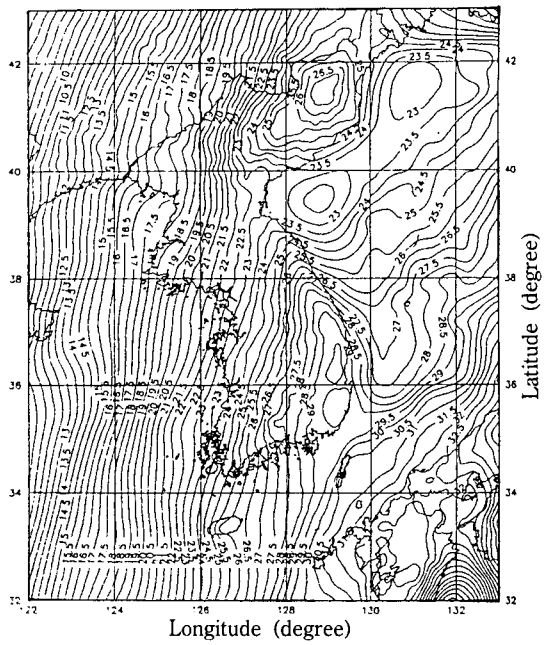

Fig. 6. Geoidal undulations refer to GRS1980 ellipsoid in and around the Korean peninsula on the OSU91A model(up to degree 180) plus contributions from 5′×5′ gravity data(integral radius is 60 min). Contour interval in 0.5 meter.

반영하고 있으며 제주도, 지리산, 태백산맥, 이북의 개마고원 등에서 주위지역에 비해 1 m 내외의 높은 값을 나타내고 있음을 알 수 있다. 적분반경이 90′인 Fig. 5의 경우 과보정이 되어 Fig. 4에 비해 기복이 다시 작아지고 있음을 알 수 있다. 이로써 우리나라에서의 상대지오이드의 적분반경은 60′ 내외가 적절함을 알 수 있다.

적분반경이 60′인 Fig. 4의 상대지오이를 OSU91A model에서 차수 180 degree까지 이용하여 계산한 지오이드에 내삽하는 것이 restore이며 이에 의한 결과가 본 연구에서 중력자료의 해석에 의해 계산한 한반도 일원(경도 120° E에서 135° E까지, 위도 30° N에서 45° N까지)의 정밀지오이드로서 Fig. 6과 같다. Fig. 6의 지오이드는 GRS1980 지구타원체에 비해 한반도 내륙에서는 신의주의 15.5 m에서 경상남북도 태백산맥 일원의 30.0 m까지의 약 14.5 m의 기복차이를 보이고 있으며 지오이드의 기복이 완만하게 나타나는 Fig. 1의 광역지오이드에 비해 우리나라의 지

형의 영향을 뚜렷히 보여주고 있다.

상대지오이드의 계산방법은 중력측점의 밀도가 높은 경우 Stokes' integration method에 비해 FFT나 least squares collocation method가 더 좋은 방법이라고 알려져 있다.[2,14,19,20] 그러나 우리나라의 경우 육상지역의 중력자료의 분포가 좋지 않아 1°×1° 지역에 중력자료가 전무한 지역이 있으며 북한, 중국, 구소련 지역은 실측 중력자료가 전무한 편으로 이렇게 중력자료의 분포가 좋지 않고 중력자료의 수가 작은 경우 타 방법에 비해 Stokes 방정식을 이용하는 것이 안정된 결과를 나타내고 있다.

본 연구에 의한 결과는 상대지오이드의 계산 방법이 Stokes 방정식을 이용한 것으로 향후 중력자료의 보충과 함께 least squares collocation이나 FFT 등을 이용한 결과들과 비교, 검토되어야 할 것이다. 또한 본 연구는 중력자료만의 분석에 의한 결과로서 isostasy나 지형 model의 영향을 고려해 주어야 할 것이며 수직선편차나 항성측량 또는 GPS(Global Positioning System) 측정에 의한 결과들과도 비교, 검증되어야 할 것이다.

지구의 형상과 관련된 측지학의 연구는 현재까지 주로 육상 또는 해상에서의 중력측정 자료가 이용되어 왔으나, 최근 GPS의 발달로 이를 이용한 측지학의 연구가 실용적인 정밀도로 가능하게 되었다. GPS에 의한 관측 자료는 종래의 관측수단으로는 직접 수집이 극히 어려웠던 지오이드 등에 관련되는 물리량을 직접 수집할 수 있다는 점에서 주로 중력이상으로부터 지오이드의 기복 등을 논하는 물리측지학의 전통적인 방법에 대비된다고 하겠다.

그러나 GPS 측정 결과는 WGS84 타원체를 기준으로 하고 있는 반면 해발고도는 지오이드를 기준으로 하고 있으므로 GPS를 효과적으로 운용하기 위해서는 WGS84 타원체와 각 지역의 준거타원체간의 좌표변환 및 지오이드와 지구타원체간의 차이인 지오이드 높이를 정확하게 알아야 한다.[21,22] 한편 해발고도를 정확히 알고 있는 수준점 등에서 GPS를 측정함으로써 중력자료로부터 계산한 지오이드를 검증할 수 있으며 이로써 global geopotential model의 차수 조정과 상대지오이드의 적분반경을 조정함으로써 연구지역에 가장 적합한 지오이드를 계산할 수 있다.

Rapp and Kadir(1988)[19]는 미국의 Tenessee 주 일원에서 위도 방향 및 경도 방향 간격 각각 4 km의 중력자료를 이용하여 이 지역의 정밀지오이드를 연구하였다. 이들에 의하면 FFT을 이용하여 상대지오이드를 계산하고 OSU86E model을 이용하여 180 degree까지 계산한 광역지오이드에 내삽하여 구한 지오이드를 GPS 측정결과와 비교한 결과 R.M.S 오차가 7.6 cm로 매우 정밀한 결과를 얻고 있다. 본 연구에서 동아대학교의 홍순헌 박사가 1993년 남한내의 8개 지점의 검조장의 수준점에서 측정한 GPS의 자료를 좌표변환은 하지 않고 본 연구의 결과만을 이용하여 보정한 결과 R.M.S. 오차는 42 cm이었다. 이 결과는 동경대학 해양연구소의 결과나 Rapp and Kadir의 계산 결과에 비해 비교적 큰 값이지만 우리나라에서의 중력자료의 분포와 부족을 고려하면 당연한 결과라고 하겠다. 앞으로 더 많은 중력측정과 함께 많은 지점의 수준점에서 GPS를 측정하고 이들의 결과를 이용하여 OSU91A model에 의한 광역지오이드를 계산할 때의 차수조정과 주위 일원의 중력자료에 의한 상대지오이드 계산시의 적분반경 등을 조정하면 더욱 정밀한 지오이드의 결과를 얻을 수 있을 것이다.

5. 결 론

중력자료해석에 의한 한반도 일원의 지오이드에 대한 연구결과는 다음과 같다.

1. 우리나라 일원에서의 상대지오이드의 높이 변화는 최대 약 1.5 m에 이르고 있다.

2. 우리나라 내에서의 지오이드 높이는 GRS1980 지구타원체에 비해 서해안의 신의주에서의 15.5 m에서 경상남북도 접경지역의 태백산맥의 30.0 m까지의 변화를 보이고 있으며, 전체적으로 남북 방향을 축으로 서쪽에서 동쪽으로 갈 수록 높아져 가고 있다.

3. 향후 지속적인 중력측정과 함께 다른 지오이드 계산 방법 및 타 측정 방법 등에 의한 결과들과 비교·검증되어야 할 것이며 특히 GPS 측정에 의한 검증이 필요하다.

4. 본 연구결과는 한반도 일원에서의 GPS 운용에 유용할 것이며 우리나라의 지오이드 연구에 기여할 것이다.

감사의 글

본 연구는 국방과학연구소 기초연구비 지원에 의

하여 수행된 것으로 본 연구를 수행할 수 있도록 후원해 준 국방과학연구소에 깊이 감사드립니다.

參考文獻

1. Heiskanen, W.A. and Moritz, H., "Physical Geodesy", Institute of Physical Geodesy, Technical University, Graz, Austria, 1967.
2. Moritz, H., "Advanced Physical Geodesy", Herbert Wichmann Verlag, 1980.
3. Kim, S.K., "Geodetic and Geophysical Analyses of Gravity Data in Korea", Korean Inst. Mining Geol., Vol. 12, pp. 17-28, 1979.
4. 최광선, "한반도 남부의 중력에 관한 연구", 서울대학교 박사학위 논문, 1986.
5. 김현수·권병두, "한반도 남부지역의 수직선편차와 지오이드 높이", 한국지구과학회지, 제8권 1호, pp. 43-51, 1987.
6. 문홍근, "제주도지역의 수직선편차와 지오이드", 부산대학교 교육대학원 석사학위 논문, 1987.
7. 정애영, "원통좌표계를 이용한 한반도 남부의 상대지오이드", 부산대학교 교육대학원 석사학위 논문, 1989.
8. 최광선, "OSU89B에 의한 한반도 일원의 지오이드에 대한 연구", 한국측지학회지, 제9권 2호, pp. 67-72, 1991.
9. 최광선·김진후, "제주도 일원의 정밀지오이드", 한국지구과학회지, 제14권 2호, pp. 219-224, 1993.
10. Woollard, G.P. and Rose. J., "International gravity measurements", Univ. of Wisconsin, 1963.
11. USAMSFE, "South Korea report on gravity survey 1961-1962", USAMSFE, 1964.
12. 최광선·공영세·이화경, "중력자료 해석에 의한 한반도 일원의 지각구조", 한국지구과학회지, 제14권 2호, pp. 225-230, 1993.
13. Fukuda, "Precise Dertermination of Local Gravity Field Using Both the Satellite Altimeter Data and the Surface Gravity Data", Bulletin of the Ocean Research Institude, University of Tokyo, No. 28, pp. 1-133, 1990.
14. Tscherning, C.C. and Rapp, R.H., "Closed Covariance Expressions for Gravity Anomalies, Geoid Undulations, and Deflections of the Vertical implied by Anomaly Degree Variance Models", Report No. 208, Dept. of Geodetic Science and Surveying, The Ohio State Univ., 1974.
15. AGU, "Global Marine Gravity Grid and Poster Developed", EOS, Vol. 74, No. 3, p. 35, 1993.
16. Rapp, R.H., "The Earth's Gravity Field to Degreeand Order 180 Using Seasat Altimeter Data, Terrestrial Gravity Data, and Other Data", OSU Report No. 322, 1981.
17. Rapp, R.H., "Global Geopotential Solutions", In Sunkel, H.,(ed), Mathematical and Numerical Techniques in Physical Geodesy, Lecture Notes in Earth Science, Vol. 7, Springer-Verlag, pp. 366-415, 1986.
18. Rapp, R.H. and Cruz, J.Y., "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., 1986.
19. Rapp, R.H. and Kadir, M., "A Preliminary Geoid for the State of Tennessee", Surveying and Mapping, Vol. 48 No. 4, pp. 251-260, 1988.
20. Zhao, S., "The Computation og Detailed Geoids Using the Fast Fourier Transform Method", Report No. 400, Dept. of Geodetic Science and Surveying, The Ohio State Univ., 1989.
21. Turner, S., "Applied Geodesy, Global Positioning System -Networks- Particle Accelerators -Mathematical Geodesy", Springer-Verlag, 1987.
22. Leick, A., "GPS Satellite Surveying", John Wiley & Sons, 1990.