

## 문경 초전도 중력계 설치 및 기초자료 분석

김태희<sup>1</sup> · J. Neumeyer<sup>2,1</sup> · 우익<sup>3</sup> · 박혁진<sup>1</sup> · 김정우<sup>1\*</sup>

<sup>1</sup>세종대학교 지구정보공학과, <sup>2</sup>GeoForschungZentrum Potsdam, Dept. of Geodesy & Remote Sensing, Germany

<sup>3</sup>군산대학교 해양시스템공학부

## Installation and Data Analysis of Superconducting Gravimeter in MunGyung, Korea; Preliminary Results.

Tae Hee Kim<sup>1</sup>, Juergen Neumeyer<sup>2,1</sup>, Ik Woo<sup>3</sup>, Hyuck Jin Park<sup>1</sup> and Jeong Woo Kim<sup>1\*</sup>

<sup>1</sup>Department of Geoinformation Engineering, Sejong University, Seoul 143-747, Korea

<sup>2</sup>GeoForschungZentrum Potsdam, Dept. of Geodesy & Remote Sensing, Telegrafenberg, 14473 Potsdam, Germany

<sup>3</sup>Ocean System Engineering, Kunsan National University, 573-701 Gunsan, Korea

Superconducting Gravimeter(SG) was installed and has been successfully operated at MunGyung, Kyungsang province in Korea in March 2005. It was registered as the 21st observatory of the Global Geodynamics Project. Since SG can precisely measure the gravity variations below the 1mHz frequency band, it has the outstanding capability to sense and resolve many different periodic gravity components from each other. From the raw data collected between 18 March 2005 and 21 February 2006 diurnal and semi-diurnal tidal band's residual gravity components were analyzed. During this process, the instrumental noises, air pressure, and ground water corrections were carried out. Values of  $-3.18\text{nm/s}^2/\text{hPa}$  and  $17\text{nm/s}^2/\text{m}$  were used respectively in the air pressure and groundwater corrections. Hartmann-Wenzel and Whar-Dehant Earth tide models were adopted to compute the residual gravity for Q1, O1, P1, K1, M2, N2, S2, K2 tidal bands. For the ocean loading correction, SCW80, FES952, and FES02 models were used and compared. As a result, FES02 ocean loading model has shown the best match for the data processing at MunGyung SG. MunGyung SG gravity was compared with GRACE satellite gravity. The correlation coefficient between the two gravity after groundwater correction was 0.628, which is higher than before ground water correction. To evaluate sensitivity at MunGyung SG gravity station, the gravity data measured during 2005 Indonesian earthquake was compared with STS-2 broad band seismometer data. The result clearly revealed that the SG could recorded the same period of earthquake with seismometer event and a few after-shock events those were detected by seismometer.

**Key words :** Superconducting gravimeter, Earth tides, Ocean loading, Air pressure and ground water corrections, GRACE gravity, Comparison with seismometer data

2005년 3월 경상북도 문경에 설치된 초전도 중력계가 Global Geodynamics Project에 세계 21번째 관측소로 등록되어 현재 정상 운영 중에 있다. 미세한 중력변화를 1mHz 이하의 저주파 영역에서  $10^{-2}\text{nm/s}^2$  수준의 뛰어난 분해능으로 측정하는 초전도 중력계는 지구 중력의 다양한 주기의 지구중력변화를 감지하고 분석하는데 매우 효과적이다. 문경 초전도 중력 자료의 기초 분석을 위하여 2005년 3월 18일 부터 2006년 2월 21일 사이의 자료를 이용하여 일일 주기와 반일주기 성분의 잔여중력을 계산하였다. 기계적 잡음을 제거한 후 기압 및 지하수 보정을 실시하였고, Hartmann-Wenzel 모델과 Whar-Dehant 모델을 이용하여 지구 조석을 보정하였으며 SCW80, FES952, FES2002 해양모델을 이용하여 ocean loading의 영향을 보정하였다. 초전도 중력자료의 신뢰도 검증을 위해 GRACE 인공위성에서 관측된 중력과 비교한 결과, 0.63의 상관관계를 보였다. 한편 2005년 발생한 인도네시아의 수마트라 지진자료를 광대역 지진계(STS-2)자료와 비교한 바, 지진계에서 관측되는 지진신호 및 여진이 감지됨을 확인할 수 있었다.

**주요어 :** 문경 초전도 중력계, 지구 조석, ocean loading, 기압 및 지하수위 보정, GRACE 위성 중력, 지진계 자료와의 비교

\*Corresponding author: jwkim@sejong.ac.kr

## 1. 서 론

중력계는 지표 하부의 밀도 차이에 의한 중력 변화를 측정하는 대표적인 지구물리 관측 장비로, 일반적으로 사용되는 스프링 중력계의 경우 스프링에 매달린 추가 중력의 변화에 의해 변위되는 현상을 이용한다. 대략  $10 \text{ nm/s}^2$  의 분해능을 갖고 있는 내부 스프링 중력계는 스프링의 크립(creep) 현상뿐 만 아니라 다양한 비선형적 현상에 의해 발생하는 오차를 갖고 있으며(Torge, 1989), 이로 인하여 장기적, 연속적 관측이 불가능하고, 저주파 신호를 감지할 수 없다. 따라서 스프링 중력계는 독립적인 관측 장비로 사용하는 경우 자원탐사, 지질 및 지구조 해석 등의 목적으로 주로 이용되어 왔다(Torge, 2001).

이에 비해 초전도 상태에서 자기 부양된 구(sphere)를 이용하여 미세한 중력의 변화를 측정하는 초전도 중력계(Superconducting Gravimeter)는 지금까지 제작된 중력계 중 해상도가 가장 뛰어나, 이론상  $10^{-2} \text{ nm/s}^2$  수준까지 중력 변화의 측정이 가능하며, 특히  $1 \text{ mHz}$  이하의 저주파 영역에서 뛰어난 신호 대 잡음비(S/N)를 가짐으로써, 이 주파수 영역을 갖는 지구물리적 성질을 정확히 측정할 수 있다(Goodkind, 1999).

초전도 중력계는 지금까지 50여 대 미만이 제작되어 현재는 전 세계적으로 20여 대가 작동하고 있으며(<http://www.gwrinstruments.com/index.html>), 이들은 독립적인 관측 장비로서의 역할은 물론 Global Geodynamics Project(GGP)를 구성하여 상호 자료를 교환, 통합함으로써 전 지구 규모의 동력학을 연구하는데 중요한 임무를 수행 하고 있다(<http://www.eas.slu.edu/GGP/ggphome.html>). 예를 들어 초전도 중력계를 이용하여 지진계보다 장주기 성분을 감지하고 기록함으로써 외핵의 core modes와 내핵의 Slichter modes를 측정할 수 있으므로 지구 심부 연구에 중요한 자료를 제시한다(Widmer, 2003). 또한 지구 조석에 의한 중력 변화를  $10^{-1} \text{ nm/s}^2$  수준으로 측정할 수 있으므로 일일주기(diurnal) 대역에서의 free core nutation의 공명현상 측정이 가능하다(Hinderer *et al.*, 2000). 뿐만 아니라 다양한 해양 모델의 검증 및 지구 자전축의 흔들림, 지판의 이동 및 변위, 해수면 변화 및 지체구조의 변형 등이  $10 \text{ nm/s}^2$  레벨로 측정이 가능하므로(Goodkind, 1999) 지진, 쓰나미 등의 지질재해 연구에도 이용된다(Kim *et al.*, 2005; Crossley *et al.*, 2005; Neumeier, 2005). 예를 들어 일반 지진계로는 감지할 수 없는, 지반의 흔들림을 수반하지 않는

silent 지진 등의 감시가 가능하다(Zerbini, 2001). 초전도 중력계에 의해 측정되는 여러 가지 주기 신호들은 짧게는 몇 초대의 microseismic 신호부터 길게는 435일 주기의 극운동(polar motion)까지 다양한 현상들에 의한 영향을 포함한다.

국가지정연구실인 세종대학교 지질재해정보연구실은 “지질재해 감시 및 예측을 위한 측지 및 지구물리 자료융합” 연구의 핵심장비로서 2005년 3월 문경에 우리나라 최초로 초전도 중력계를 설치하여 현재 운용 중이다. 한국에 처음 소개되는 장비인 만큼, 장비의 원리, 관측소 설치과정, 자료 처리 및 현재와 향후 응용 분야에 대해 기술하고자 한다.

## 2. 초전도 중력계 소개

초전도 중력계는 크게 중력측정시스템(gravity sensing unit), 듀어(액체헬륨 용기) 및 냉각시스템으로 구성된다. 중력측정시스템은 다시 초전도 자성체, 구(sphere), 초전도 코일 조절회로, 온도조절회로 및 자성 차단체(magnetic shielding)의 다섯 부분으로 나뉘며, 듀어, coldhead 및 compressor로 이루어진 냉각시스템은 중력측정시스템을 절대온도  $4.2^\circ\text{K}$ 를 유지시키는 역할을 한다(Goodkind, 1999).

초전도 중력계 이전의 거의 모든 중력계, 예를 들어 LaCoste & Romberg의 경우, 기계적 스프링을 사용하여 중력을 측정하였다. 따라서 스프링의 크립(creep) 현상, 그리고 다양한 비선형적 현상에 의한 오차로 인하여 정확성 및 장비의 안정성에 문제가 발생하였다. 이에 비해 초전도 중력계는 초전도 상태의 자기장, 다시 말해 초전도 코일에 흐르는 일정한 전류가 만드는 자기장이 극히 안정적이므로 이러한 오차가 발생하지 않는 장점이 있다.

이렇게 생성된 극히 안정된 자기장은 초전도 중력계 내에 있는 구를 부양시키고, 일단 자기 부양된 구는 중력의 변화에 의해 움직임으로써 중력 변화의 측정이 가능하게 되는데, 이 구를 원래의 위치로 이동시키는데 필요한 전류의 크기는 밀도 변화와 선형관계이므로 이를 상대 중력 값으로 환산시킬 수 있다. 초전도 상태를 유지하기 위하여 듀어 내의 온도가  $4.2^\circ\text{K}$ 를 유지할 때 가능하고 이를 위해서 냉각시스템이 필요하다. Fig. 1은 초전도 중력계의 측정시스템의 모식도 및 핵심 부분의 사진으로 측정시스템 내에서 움직이는 유일한 부분인 1인치 크기의 구는 원소기호 41번 금속원소 Nb으로 만들어졌다. 이 구는 기존 중력계의 기계적 스

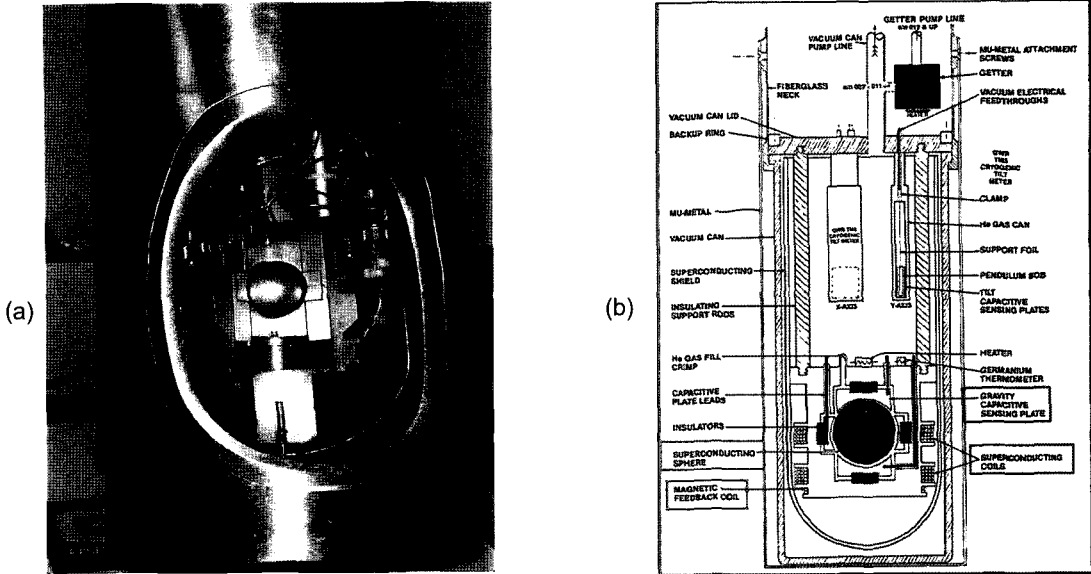


Fig. 1. Superconducting gravity sensing unit (GWR Instruments Ltd., 2003).

프링을 대신하며, 초전도 코일이 생성하는 전류가 매우 일정하기 때문에 이로부터 생성되는 극히 안정된 자기장에 의해 부상된다. 이러한 안정성을 바탕으로 기존 스프링 중력계의 문제점이던 드리프트 현상을 감소시켰다. 구의 두 개의 초전도 코일에서 흐르는 전류의 비율을 조절함으로써 초전도 스프링 상수에 해당되는 자기장의 수직변화를(스프링 중력계의 탄성상수에 해당)을 극단적으로 감소시킬 수 있고, 결과적으로 이러한 극히 미세한 중력변화로 인해 구의 위치가 변화하게 되므로 중력측정시스템 전체가 잡음을 최소한으로 하는 중력 증폭기로서의 역할을 담당하게 된다. 한편 중력계 내부의 구는 이를 둘러싸고 있는 capacitance bridge 및 feedback 코일을 사용하여 위치가 고정된다. 중력 변화에 의한 구의 위치 변화를 구를 둘러싸고 있는 capacitors가 위치 변화에 선형으로 비례하는 신호를 감지한다. Feedback 코일에 의한 자기장에 의해 구는 다시 원위치로 돌아오며 feedback 코일에 흐르게 되는 전류의 크기를 측정함으로써 중력의 변화를 측정할 수 있다(Goodkind, 1999).

1980년 설립된 GWR Instruments, Inc.(<http://www.gwrinstruments.com>)에 의해 처음 상업적인 초전도 중력계가 개발되어 지금까지 계속적인 기계적 결함의 보충 및 성능향상이 함께 이루어지고 있다. Sato *et al.*(1994)등은 T016이 -12  $\mu\text{Gal}$ 의 진폭을 가진 지수함수 곡선을 보이며 234일의 작동 후  $10 \text{ nm/s}^2/\text{year}$ 의 기계적 안정을 이루었음을 밝힌바 있다. 그러나 부피

Table 1. Characters of superconducting gravimeter (Neumeyer, 2005).

ADC(24bit)(standard) Resolution	0.1nGal
Gravity Resolution	<1nGal
Period range	< 1s-many years
Measurement range (linear transfer function)	1nGal-1mGal
Accuracy calibration factor	0.2%~0.05 $\mu\text{Gal/Volt}$
Gravity phase shift(standard)	8.6s
Drift rate	~3 $\mu\text{Gal/year}$
Gravity filter corner frequency (standard)	61.5 mHz

200l, 높이 1.7 m, 지름 0.85m의 초전도 중력계는 이동과 설치, 유지에 있어서 어려움을 겪다, 1994년에 125l, 높이 1m, 지름 0.7m, 무게 100kg의 소형 듀어의 초전도 중력계가 개발되어 광산 지역과 지진관측소, 화산관측소 같은 원거리 지역에서도 그 설치와 유지가 가능하게 되었다. 문경에 설치된 초전도 중력계도 이러한 소형 듀어로 이루어졌다. 현재 생산되는 초전도 중력계는 장기간  $10 \text{ nm/s}^2$ 의 분해능으로 중력측정이 가능하며 1년에  $30 \text{ nm/s}^2$  정도의 극히 낮은 선형 드리프트의 특성을 보인다. Table 1에는 일반적인 초전도 중력계의 성능이 요약되어 있다.

Fig. 2는 문경 초전도 중력계의 드리프트현상을 나타낸 것으로, 일반적인 초전도 중력계에서의 마찬가지로 지수함수 형태를 보이며 약 6개월 후에 안정된 것을 볼 수 있다. 이로부터 계산한 문경관측소의 드리프트

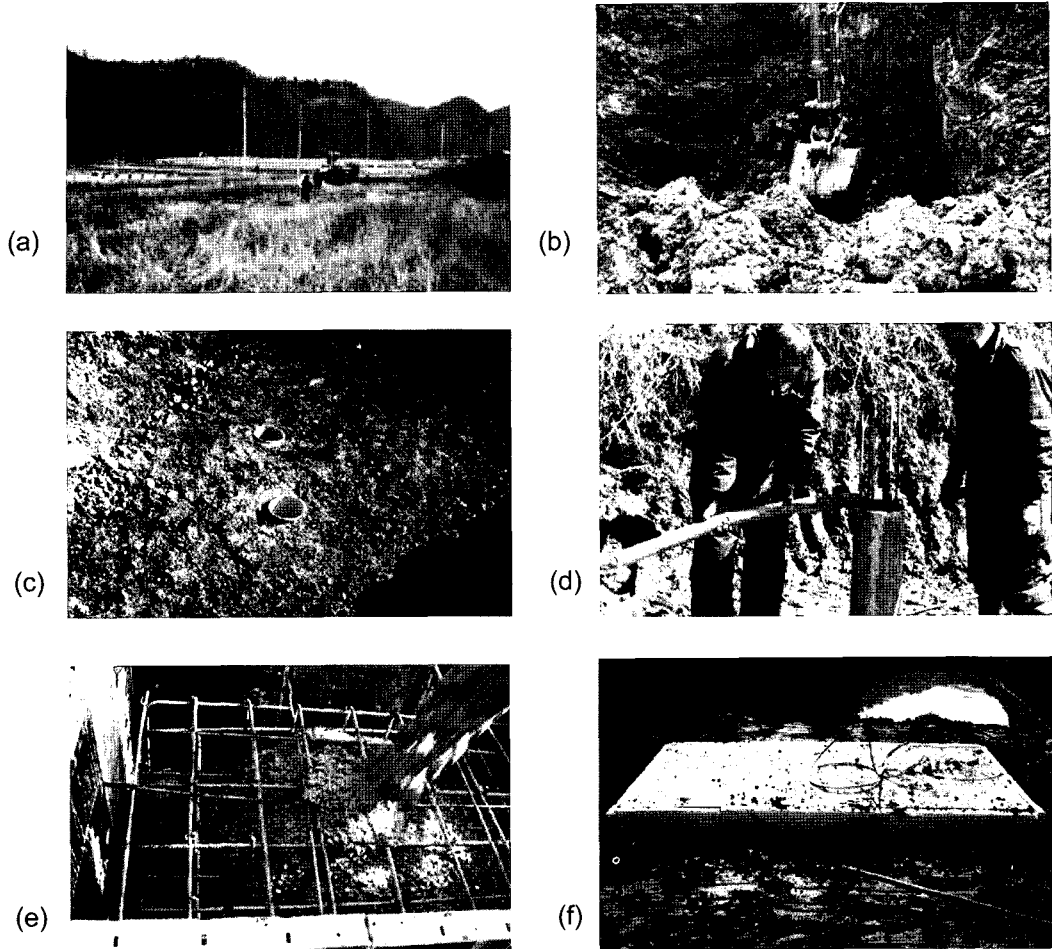


Fig. 2. Construction of MunGyung superconducting gravimeter SG pillar and platform. (a) SG site before construction, (b)~(d) construction of pillar(5 m) which is connected to the basement rock and (e)~(f) construction of SG platform(1 m×2 m×1 m).

율은  $84.6 \text{ nm/s}^2/\text{year}$ 이다.

### 3. 문경관측동 건설 및 초전도 중력계 설치

#### 3.1. 관측동 위치 및 주변 환경

경상북도 문경에 위치한 초전도 중력 관측소는 한국 지질자원연구원에서 건설한 문경지진관측소 내에 위치한다. 이는 지진계, GPS 등 다양한 지구물리 장비와의 상호 연계운용을 위해 필수적은 물론, 국가시설 내에 초전도 중력관측소가 위치함에 따라 보안, 통신 등의 인프라 등의 문제도 함께 해결하기 위해서이다. 문경관측소는 지리적으로  $128.2147^\circ\text{E}$ ,  $36.6402^\circ\text{N}$ 에 위치하며 해발고도 약 107.5 m이며, 행정구역상으로는 경상북도 문경시 호계면 구산리 222-1번지에 위치한다.

초전도 중력계는 해양 조석에 의한 영향을 가급적 덜 받도록 해안에서 멀리 떨어진 곳에 위치할수록 유리한데 문경의 경우 남한의 한 가운데에 위치하므로 이러한 조건을 가장 충족시킬 뿐만 아니라 한반도 및 주변에서 발생하는 지질재해 및 지각 변화를 모니터링 하는데 남한내에서 최적이다. 관측소는 비교적 평탄한 지형에 위치하기는 하지만 지질학적으로 석회암 지형지대에 위치하여 석회암 침식에 의한 지하수위 변동이 타 지역보다 클 것으로 판단되어 지하수 시추공을 관측소 옆에 설치하여 지하수 보정을 실시하였다. Fig. 3은 관측동의 설치 과정 사진으로 관측소 부지(a), 기반암과 콘크리트 패드의 연결을 위한 pillar 설치(b)~(d), 콘크리트 패드 (e), (f)의 모습이다.

### 3.2. 초전도 중력계 유지 및 관리

한편 초전도 중력계는 듀어 내의 온도가 절대온도 4.2°K로 늘 유지하는 것이 필수적이므로 듀어 내에 액

체 헬륨(LHe)을 주입하여 듀어 내부를 초저온 상태로 유지시킨다. 이를 위한 대략적인 과정은 Fig. 3의 플로우차트에 제시되었다. 우선 듀어를 절대온도 77°K 까지 냉각시키기 위해 액화질소를 주입하며, 냉각기인 콜드헤드(coldhead)에는 순도 99.999%의 헬륨(He) 가스를 주입한다. 이 고순도의 헬륨 가스는 컴프레서를 통해 액화되어 콜드헤드를 지속적으로 냉각시킴으로써 절대온도 4.2°K를 유지하는 것이 가능하다. 이를 위해 듀어의 압력을 안정되게 지속시켜야 하는데, 이는 기화되는 액체헬륨을 다시 액체헬륨으로 되돌리는 컴프레서에 의해 자동으로 작동된다. 문경관측소의 경우 냉각시스템으로써 OGD-35L-S 듀어와 RDK-101E 콜드헤드, CNA-11C 컴프레서를 사용하였다.

Fig. 4는 설치가 완료되어 작동 중인 초전도 중력계의 사진으로, 왼쪽부터 초전도 중력계(a), 자료취득시스템(b) 및 컴퓨터(c)의 모습이다. 중력계 듀어와 나란히 설치된 전자장비는 중력계에서 획득된 자료는 물론 듀어의 온도, 기울기, 듀어 내 액체헬륨의 잔여량 등 모든 정보가 입출력되고, 이를 컴퓨터에 전달해 주는 역할을 한다. 전자장비와 컴퓨터시스템은 초전도 중력계의 브레인으로 문경관측소 현장에서는 물론 VNC 및 FTP를 통해 인터넷 접속이 가능한 모든 곳에서 중력계 및 전자 장비를 통제하고 취득된 자료를 다운로드 할 수 있다. 현재 세종대학교 지질재해정보연구실에서

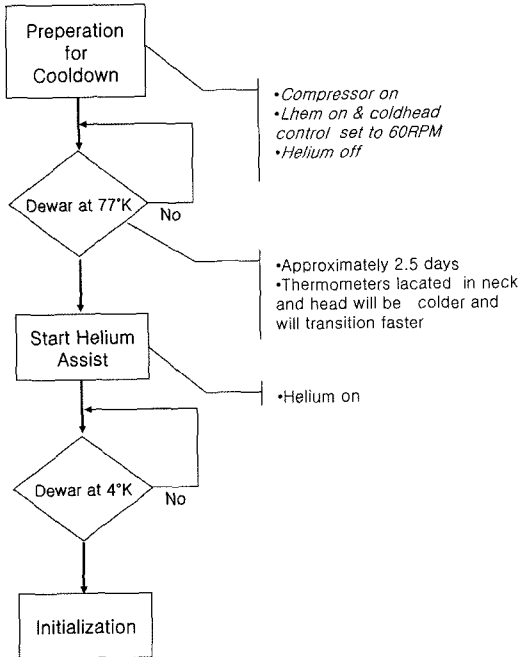


Fig. 3. Flow chart and cooling process of superconducting gravimeter (GWR Instruments Ltd., 2003).

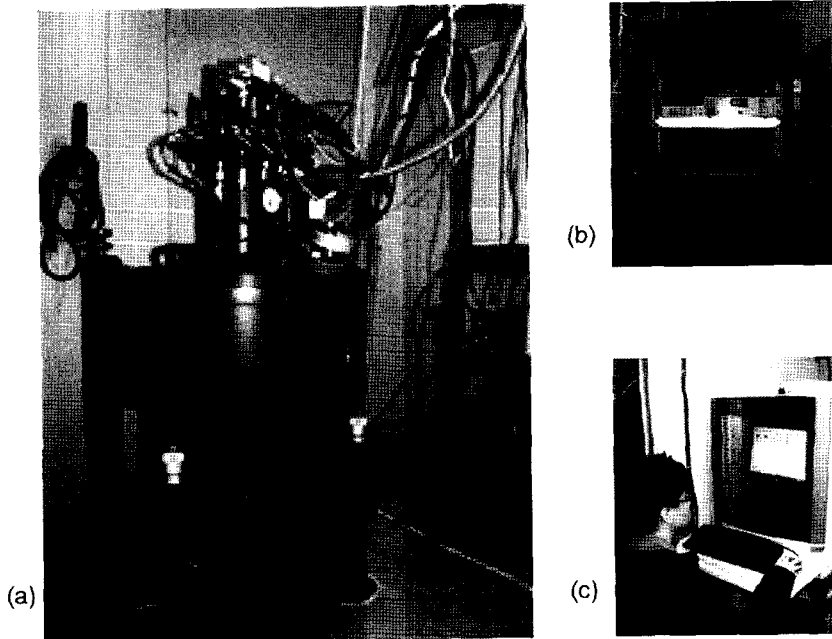


Fig. 4. (a) Dewar, (b) data Acquisition System, and (c) control PC system.

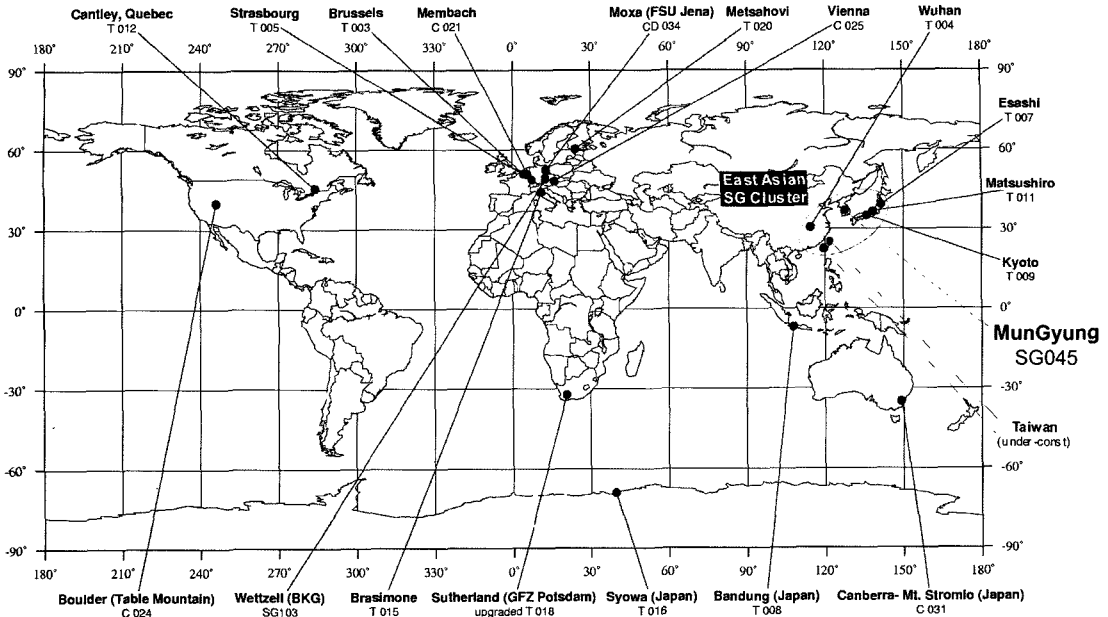


Fig. 5. Sites of superconducting gravimeters for the GGP project and East Asia cluster(<http://www.eas.slu.edu/GGP/ggphome.html>).

자료의 저장, 분석을 실시하고 있다.

3.3. Global Geodynamics Project (GGP)

초전도 중력계로 얻어진 중력 자료의 중요성을 인식하여 전 세계에 퍼져있는 초전도 중력계로부터 고품질 자료를 동일한 포맷으로 취합, 분석함으로써 전 지구 규모의 지구 동역학 연구를 수행하기 위하여 1991년 Global Geodynamics Project(GGP)가 International Union of Geophysics and Geodesy(IUGG)의 Inter-Union Project SEDI(Study of the Earth's Deep Interior)로서 결성되었다. GGP에 속한 그룹은 수직 중력 가속도 자료를 표준 형태로 공유하고, 1분 간격의 자료처리 이전 측정값을 벨기에의 International Center for Earth Tides(ICET)의 데이터베이스에 보내기로 합의하였다. Fig. 5(<http://www.eas.slu.edu/GGP/ggphome.html>)에서 보듯이 세계 각지에 분포되어있는 초전도 중력계들 중 유럽과 아시아 쪽에 지역별 관측망이 결성되었다. 이로써 여러 곳으로 분산된 초전도 중력계의 신호를 다른 위치의 초전도 중력계 신호와 비교 검증할 수 있을 뿐만 아니라 실제로  $10^{-2} \text{ nm/s}^2$  크기의 작은 신호를 각종 잡음으로부터 제거할 수 있게 되었다. 다시 말해 초전도 중력계 신호의 효율적 분석을 위해서는 GGP와 같은 전 지구 규모의 연구 관측망을 통한 자료의 취합 및 분석이 필수적이다.

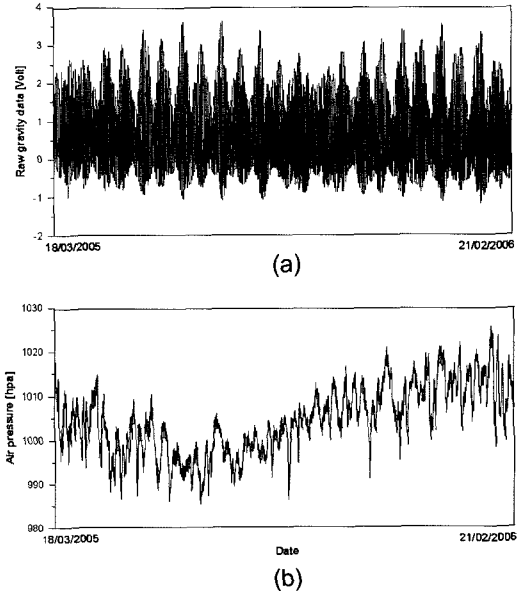


Fig. 6. (a) Raw SG gravity data resampled with a 4-hour interval and (b) air pressure data acquired between 18 Mar. 2005 and 21 Feb. 2006.

전술했듯이 국가지정연구실 사업의 일환으로 2005년 3월 문경관측소에 최초로 초전도중력계를 설치하였고 (Kim, 2005; Kim et al., 2005; Kim et al., 2006), 2004년 4월 오스트리아 빈에서 개최된 European Geo-

**Table 2.** Global surface gravity effects (Neumeyer, 2005).

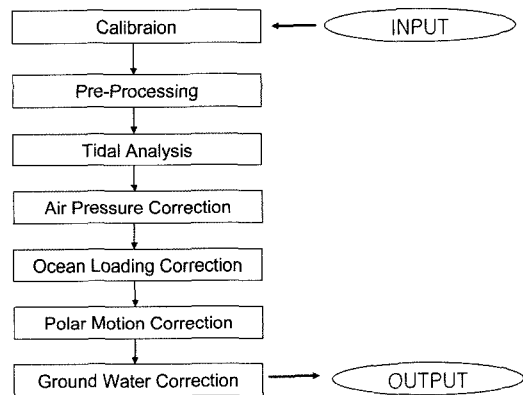
Period Range	Physical Source	Gravity Effect
0.1 s-10 s	Micro Seismic (natural or man made) Noise	up to 10 $\mu$ gal
0.1 s-100 s	Earthquakes	up to 1 mgal
1 min-1 h	Earth's Free Oscillation	up to 1 $\mu$ gal
4 h-8 h	Slichter Modes	<1 ngal
6 h-1 yr	Body Tides	up to 300 $\mu$ gal
6 h-1 yr	Ocean loading and ocean tides	gal range
hours-months	Shallow ocean tides	gal range
hours	Earth's Core Modes	ngal range
~430 day	Earth's Nearly Diurnal Free Wobble	
min-yr	Atmospheric Pressure Variations	up to 20 $\mu$ gal (~0.3 $\mu$ gal/hPa)
min-yr	Ground water Variations	~1-10 $\mu$ gal/m
7 day-1 yr	Long periodic Tidal Waves	up to 12 $\mu$ gal
365 day	Annual Tidal Waves	3-6 $\mu$ gal
~435 day	Polar Motion(Chandler Wobble)	up to 8 $\mu$ gal

physical Union GGP Meeting을 통해 정식으로 GGP에 가입하였다. 이로써 우리나라는 초전도 중력계를 갖춘 세계 16번째 국가가 되었으며, 문경은 세계 21번째의 초전도 중력계 관측소로 정식 등록되었다. 우리나라는 일본과 중국 그리고 최근 건설된 대만의 관측소와 함께 동아시아 관측망을 형성함으로써 아시아 지역의 지질재해 및 지체구조 연구에 크게 기여하게 되었다(Fig. 6).

#### 4. 초전도중력계 자료 보정 및 분석

한 지역에 고정되어 시간에 따른 중력의 미세한 변화를 측정하는 초전도 중력계는 주변의 모든 질량의 재분포와 관련된 현상으로 인한 중력 변화를 반영한다(Neumeyer, 2005). Fig. 6은 약 1년(2005.03.18-2006.02.21)간의 측정된 문경초전도 중력 값의 보정하기 전의 원자료와 기압을 도시한 것이다. 초전도 중력 자료는 장비의 특성상 여러 주기성분이 복합되어 나타나는데 실제 다년간 측정되는 초전도 중력계의 신호에는 Table 2에 나타난 14개의 주기신호가 합성되어 나타난다. 초전도 중력계로 관측된 중력 원자료는 기계적 잡음은 물론 천체에 의한 외부 인력과 이에 대한 지구의 탄성적 반응, ocean loading, 기압, 지하수 영향 등 주기성을 가진 성분들과 지구 내부의 질량 이동 등 시간에 의존하여 변하는 모든 중력에 대한 변화를 가져오는 원인들의 합성으로 구성되어 있다. 각 중력 성분은 연구의 목적에 따라 보정의 대상이 될 수도 있고, 연구 목적의 대상이 되어 잔여중력으로 취급될 수도 있다.

이 연구에서는 2005년 3월 18일 부터 2006년 2월



**Fig. 7.** Flow chart of data processing.

21일 사이에 측정된 문경 초전도 중력계로부터 취득된 자료를 이용하여 각 분조별 잔여 중력의 진폭과 위상차를 구하였다. 이를 위하여 전처리 과정을 통한 기계적 잡음인 스텝, 스파이크, 오프셋 등은 시간영역에서 선형보간법을 이용하여 제거하였고, Hartmann-Wenzel 모델(Hartmann and Wenzel, 1994) 및 Wahr-Dehant 모델(Dehant, 1987)에 의한 이론적 지구 조석과 각종 해양모델을 이용한 Ocean loading 등의 효과를 차례로 보정하여 잔여중력을 구하였다. 이를 위해  $10^{-2} \text{nm/s}^2$  이상의 정확도로 계산할 수 있는 ETERNA33을 이용하였다(Wenzel, 1996). Fig. 7은 자료 처리과정을 플로우차트로 요약한 것이다. 대기 보정과 지하수 보정은 선형회귀계수를 계산하여 실시하였다. 초전도 중력계 자료가 GRACE등의 위성 중력계의 근본적인 목적 중 하나인 지하수위 변동에 의한 광역적 중력변화 측정에 대한 근거자료로서 쓰일 경우는 지하수위 변동에

대한 지역적, 광역적 변화에 대한 구별 및 각 지역에서의 수리적 싸이클 등에 대한 보다 세밀한 연구와 조사가 선행되어야 할 것이다. 이 연구의 중력계산은 중력단위 Gal을 대신하여 nm/s<sup>2</sup>을 사용하였다(μGal= 10 nm/s<sup>2</sup>).

**4.1. 지구 조석(Earth tides)**

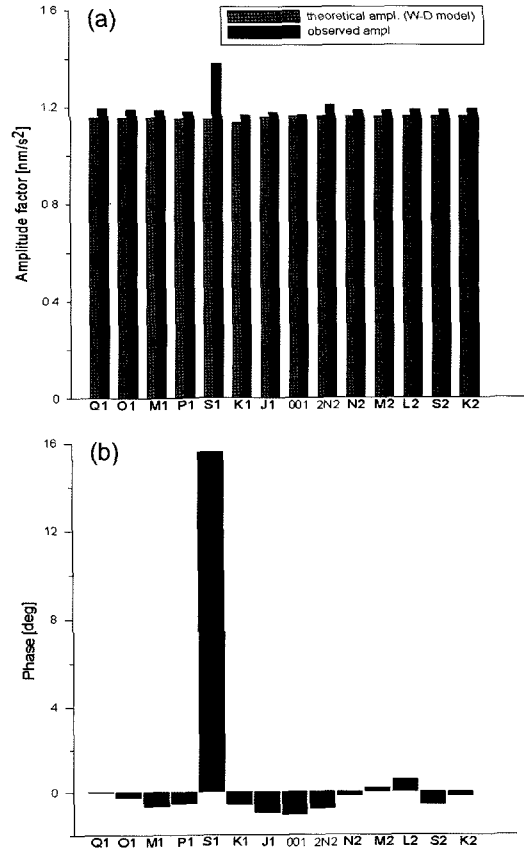
이 연구에서는 ETERNA33프로그램의 10<sup>-2</sup>nm/s<sup>2</sup> 해상도를 가진 가장 정확도가 뛰어난 Hartmann-Wenzel 포텐셜 카타로그를 이용하였고, 탄성체 지구에 대해서는 액체 외핵을 고려하고 바다가 없는 자전체로 지구를 가정한 Wahr-Dehant(W-D) 모델을 각기 이용하여 지구 조석 보정을 실시하였다. 위도와 경도 및 고도의 측정기준은 WGS84 기준면을 이용하였다.

이론적 조석 포텐셜의 계산은 지구를 강체로 가정한 후 지구-달, 지구-태양으로 나뉘어진 시스템에서 각각 계산된 후 중첩된다. 실제 지구는 탄성체이기 때문에 태양과 달에 의한 힘은 지구를 변형시킨다. 이러한 변형은 중력의 각 분조에 대한 이론적 진폭 값을 변화시킨다(Officer, 1974) 외부 천체에 의한 조석 포텐셜의 가속도 성분에 대한 지구의 탄성적 수직가속도 성분은 다음과 같다.

$$b_{(ten)} = \left(1 - \frac{3}{2}k + h\right)b_r \tag{1}$$

계수 *h*와 *k*는 Love's number이다. *h*는 지구 조석의 높이와 평형을 이루고 있는 지구표면의 변형된 길이의 비이고, *k*는 변형된 지구에 의해 생기는 포텐셜과 조석 포텐셜과의 비이다. Love's numbers는 지구

내부의 밀도와 탄성적 특성에 의해 의존하고 지구중심으로 부터의 반지름 *r*에 대한 함수이다. 여기서



**Fig. 8.** (a) Comparison W-D model ampl. factor with real ampl. factor and (b) phase lead at MunGyung site.

**Table 3.** Theoretical amplitude, real amplitude factor, phase lead at MG site.

Wave	from [cpd]	to [cpd]	theor. amplitude [nm/s <sup>2</sup> ]	ampl. factor (theor.)	ampl. factor (real)	stdv.	ph.lead [deg]	stdv.
Q1	0.501370	0.911390	56.9449	1.15499	1.19340	0.00277	0.0157	0.0816
O1	0.911391	0.947991	297.4166	1.15478	1.18720	0.00056	-0.2224	0.0166
M1	0.947992	0.981854	23.3787	1.15418	1.18458	0.00710	-0.6279	0.2093
P1	0.981855	0.998631	138.3647	1.14925	1.17599	0.00156	-0.5266	0.0459
S1	0.998632	1.001369	3.2703	1.14582	1.37618	0.09931	15.5943	3.1759
K1	1.001370	1.004107	418.1132	1.13377	1.16288	0.00046	-0.5802	0.0137
J1	1.023623	1.057485	23.3870	1.15607	1.17352	0.00770	-0.9436	0.2299
OO1	1.057486	1.470243	12.7917	1.15873	1.16408	0.00839	-1.0364	0.2535
2N2	1.470244	1.880264	14.7904	1.15873	1.20378	0.00655	-0.7725	0.2578
N2	1.880265	1.914128	92.6063	1.15873	1.18124	0.00131	-0.1812	0.0527
M2	1.914129	1.950419	483.6694	1.15873	1.18262	0.00024	0.1937	0.0095
L2	1.950420	1.984282	13.6723	1.15873	1.18526	0.00512	0.5612	0.2058
S2	1.984283	2.002736	225.0080	1.15873	1.18638	0.00049	-0.5763	0.0234
K2	2.002737	2.451943	61.1357	1.15873	1.18893	0.00135	-0.1693	0.0540



gravimetric(amplitude) factor  $\delta$ 는 진폭계수(amplitude factor)로서 강제지구에 대한 중력이상(gravity anomaly)에 대한 탄성체 지구의 중력이상의 비이다.

$$\delta = 1 - \frac{3}{2}k+h \quad (2)$$

각 분조별로 진폭과 위상을 분석하는 분석과정은 잔여중력이상을 각 지구 조석 밴드의 영역으로 분석하는 과정을 말한다. 이에 이용되는 이론적 지구모델은 Wahr-Dehant 모델이며, 타원체이고 규칙적인 자전을 하며 해양의 요소를 고려하지 않은 탄성적 성질을 가진 지구를 가정한다. Table 3에 각 분조에 대한 실측 진폭계수(amplitude factor), 이론적인 진폭계수와 위상차가 분석되어 있다. 명암이 있는 부분은 각 분조에 대하여 보정을 실시하여 잔여중력을 구하게 되는 분조이다.

Fig. 8는 Table 3를 이용하여 Wahr-Dehant 모델의 진폭계수와 문경관측소의 실측 진폭계수의 비교한 그림이다. 보는 바와 같이 이론적 계수보다 실측 계수의 크기가 모든 분조에서 큰 경향을 보인다. 다른 분조와 비교하여 분조 S1에서 나타나는 보다 큰 이론값과의 차이는 지하수 및 기압의 24시간 주기성분의 큰 진폭에 의한 것으로 예상되나(Fig. 13 참조) 이에 관하여 보다 더 세밀한 분석이 요구된다.

#### 4.2. Ocean loading 보정

Ocean tide loading이란 해양의 조석 현상에 의한 지구의 변형 효과를 말한다. 해양의 조석현상은 근본적으로 태양과 달의 영향으로 주기성을 띄고 각 분조별로 관찰 될 수 있으므로 이에 의한 지구의 반응도 주기성을 띄고 관찰된다. 따라서 이 또한 잔여 중력을 구하기 위한 보정의 대상이 된다. 지구표면의 모든 점에서 중력변화(amplitude, phase)는 다음과 같은 고전적 Green's function 공식(Farrell, 1972)을 이용하여 표현한다.

$$\Delta \bar{g}(\theta, \lambda) = \iint_{ocean} \Delta(\psi) \bar{h}(\theta', \lambda') \sin\theta' d\theta' d\lambda' \quad (3)$$

여기서,  $\theta, \lambda$ 는 각각 여위도와 경도를 나타내며,  $\bar{h}$ 는  $((\theta', \lambda'))$ 에서의 complex tidal height이고  $\Delta(\psi)$ 는  $(\theta, \lambda)$ 와  $(\theta', \lambda')$ 의 각거리에 대한 Green's function이다. Fig. 9에서  $\vec{R}(R, 0)$ 는 theoretical tides,  $\vec{A}(A, \alpha)$ 는 observed tides,  $\vec{B}(B, \beta)$ 는 observed residuals,  $\vec{L}(L, \lambda)$ 는 ocean loading,  $\vec{A}_c(A_c, \alpha_c)$ 는 보정된 tides,  $\vec{X}(X, \xi)$ 는 보정된 잔여중력이상이다. ocean loading 벡터인  $\vec{L}(L, \lambda)$ 을  $\vec{A}(A, \alpha)$ 에서 theoretical tidal 벡터인  $\vec{R}(R, 0)$ 을 빼서 구한  $\vec{B}(B, \beta)$ 에서 빼주면

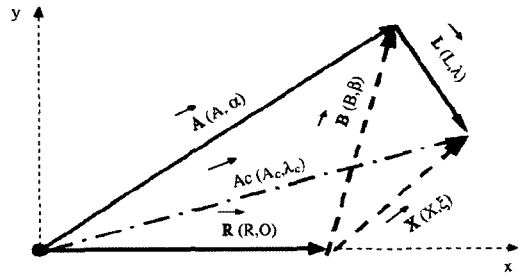


Fig. 9. Relation scheme of Earth tide and ocean loading vectors.  $(\vec{R}=R, 0)$ =theoretical tides,  $\vec{A}=A, \alpha$ =observed tides,  $\vec{B}=B, \beta$ =observed residuals,  $\vec{L}=L, \lambda$ =ocean loading,  $\vec{A}_c=A_c, \alpha_c$ =corrected tides,  $\vec{X}=X, \xi$ =corrected residuals (Neumeyer, 2005).

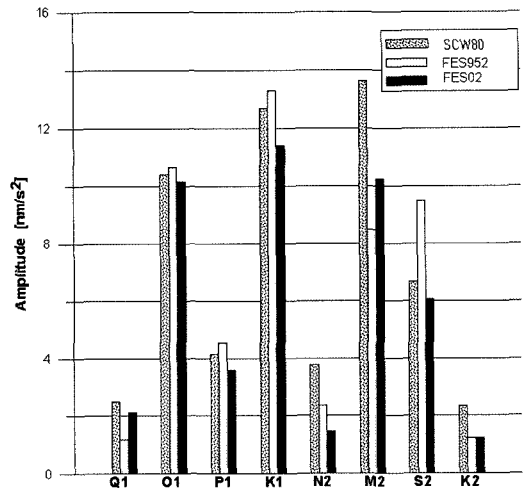


Fig. 10. Analyzed ocean tides with ocean tidal models SCW80, FES952, FES2002.

잔여중력이상  $\vec{X}(X, \xi)$ 가 된다. Fig. 10에서 각 벡터의 크기는 진폭을, x축과 이루는 각은 위상을 가리킨다.

$\vec{X}(X, \xi)$ 의 크기와 위상은,

$$X_i = [B_i^2 + L_i^2 - 2B_i L_i \cos(\beta_i - \lambda_i)]^{1/2} \quad (4)$$

$$\xi_i = \tan^{-1} \left[ \frac{(B_i \sin \beta_i - L_i \sin \lambda_i)}{(B_i \cos \beta_i - L_i \cos \lambda_i)} \right] \quad (5)$$

여기서  $i$ 는 각각의 분조이다.

##### 4.2.1. 다양한 해양모델의 적용

해양 조석(ocean tides)은 지구 조석(earth tides)에 이어 중력 관측의 상대적인 변화 값에 두 번째로 큰 영향을 끼치므로 잔여 중력의 geodynamics에 대한 적용 이전에 반드시 보정되어야 하는 부분이다(Goodkind, 1999). Fig. 10에 표시된  $(B, \beta)$ , 즉 관찰된 중력효과

(observed residual gravity)에서 이론적 중력효과를 제거한 값과 각 모델에 따른 Ocean loading 효과를 제거한 잔여중력(residual gravity,  $X, x$ )을 비교해 봄으로써 장차 어떤 모델이 문경관측소에 적용되어 계산되어야 할지 선택하는데 기본이 될 자료를 제시하도록 한다. 각 지역에 따라 적합한 해양모델의 선택이 각 분조별 잔여중력을 계산하는데 매우 중요한 사항이다(Sun *et al.*, 2002).

이 연구에서 적용한 해양 모델은 SCW80(Schwiderski, 1980), FES952(Le provost *et al.*, 1998), FES2002(Lefvre *et al.*, 2002) 모델이다. 이 모델들은 각각 해상도  $1^\circ \times 1^\circ$ ,  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ,  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  해상도를 갖고 있으며 Earth Green's functions (Farrell, 1972)를 기반으로 일주기(diurnal) 성분인 Q1, O1, P1, K1과 반일주기(semi-diurnal) 성분인 N2, M2, S2, K2의 중력에 대한 효과를 계산할 수 있게 프로그램 되었다(FES2002 모델은 6분조 추가 첨가됨). SCW80은 hydrodynamic 모델이며 FES952는 이에 조위계의 관측 정보가 입력되어 계산되었다.

Table 4엔 각 모델별 Ocean loading의 진폭과 위상을 나타내어 Fig. 10에 진폭을 도시하였다. Table 5의 4, 6, 8열은 관찰된 잔여중력  $\vec{B}(B, \beta)$  에 대한 잔여중력(3, 5, 7열)의 백분율을 진폭부분에서 각 모델에 따라 구분하여 계산하였다(4, 6, 8열). 이 백분율을 각 분조

별로 비교해 볼 때, 진폭부분에서는 K1, K2를 제외한 분조에서 FES2002모델을 사용했을 때 보정의 효과가 가장 큼이 나타났다. Fig. 11와 12은 각각 진폭과 위상부분에서의 관찰된 잔여중력과 각 해양모델을 이용하여 ocean loading을 보정했을 때의 비교 그래프이다. 그림에서처럼 다른 해양모델은 보정의 효과가 미미한데 비해(이론적 수치인  $0^\circ$ 에 가까워 저야한다) FES

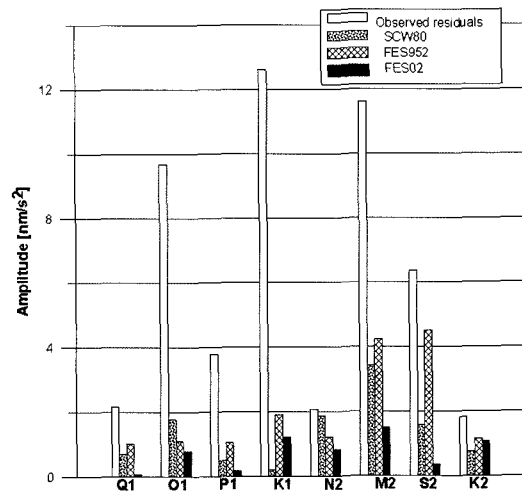


Fig. 11. Comparison of observed residual gravity with residual gravity after ocean loading correction.

Table 4. Analyzed ocean tides with ocean tidal models SCW80, FES952, FES2002.

Wave	Scw80		Fes95.2		Fes2002	
	[nm/s <sup>2</sup> ]	[deg]	[nm/s <sup>2</sup> ]	[deg]	[nm/s <sup>2</sup> ]	[deg]
Q1	2.5166	17.9212	1.1811	11.6752	2.1265	4.2241
O1	10.4055	3.9553	10.6598	357.5242	10.1703	358.1139
P1	4.1608	343.4634	4.5538	338.2341	3.5916	347.7752
K2	12.6977	345.459	13.2946	336.6984	11.4077	345.4826
N2	3.7704	15.7458	2.3805	327.1293	1.4660	339.5941
M2	13.6202	18.4899	8.4506	349.5242	10.2335	9.2394
S2	6.6534	1.5377	9.5321	324.0797	6.0505	345.9244
K2	2.3561	343.0732	1.2239	321.3294	1.2235	324.2181

Table 5. Residual gravity after ocean loading correction and comparison with observed gravity.

Wave	Observed residual gravity	SCW80		FES952		FES2002	
		[nm/s <sup>2</sup> ]	[%]	[nm/s <sup>2</sup> ]	[%]	[nm/s <sup>2</sup> ]	[%]
Q1	2.1893	0.7080	32.3308	1.0401	47.5092	0.0888	4.0580
O1	9.6852	1.7999	18.5840	1.1098	11.4588	0.7877	8.1333
P1	3.7782	0.5027	13.3043	1.0575	27.9891	0.1884	4.9863
K1	12.6115	0.2047	1.6230	1.9144	15.1801	1.2174	9.6527
N2	2.0854	1.8852	90.4003	1.2369	59.3127	0.8428	40.4122
M2	11.6141	3.4200	29.4470	4.2331	36.4476	1.5240	13.1224
S2	6.3659	1.6023	25.1704	4.4866	70.4786	0.3653	5.7384
K2	1.8467	0.7635	41.3433	1.1480	62.1654	1.0883	58.9301

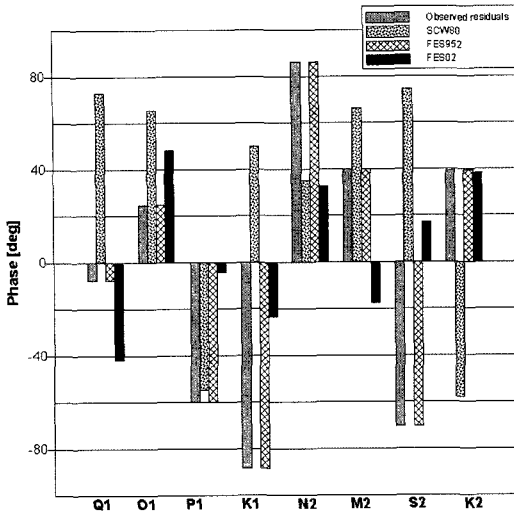


Fig. 12. Comparison of observed residual gravity phase with residual gravity after ocean loading correction.

2002모델을 사용했을 때 Q1, O1 분조를 제외하고 보정의 효과가 가장 큼을 확인할 수 있다. 따라서 FES2002 해양모델이 진폭, 위상 부분 모두에서 문경관측소의 ocean loading에 대한 보다 적합한 모델임을 알 수 있다. 그러나 FES2002의 해상도  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$  또한 각 관측소에 가까운 조위계의 실측값을 대입했을 때 기존 ocean loading 모델만을 사용했을 때와 비교하여  $20 \text{ nm/s}^2$ 에서  $10 \text{ nm/s}^2$ 의 잡음이 더 보정될 수 있음이 밝혀진 바 있다(Neumeier, 2005). 따라서 삼면이 바다로 둘러싸여 해양의 영향을 많이 받을 것으로 예상되는 한반도내 문경관측소의 보다 정확한 잔여중력을 획득하기 위하여 현장 조위계 자료를 이용한 보정이 필요할 것이다.

4.3. 기압보정

기압은 지구 조석과 ocean loading 다음으로 중력에 영향을 끼치는 요소이다(Goodkind, 1996). 대기의 밀도가 늘어남에 의한 인력에 해당하는 부분과 압력의 하중에 의한 지표의 아래쪽으로 향하는 loading에 해당하는 부분을 고려하여 실계수  $\alpha$ 를 구하고, 기압의 변화  $p(t)$ 에 대한 보정된 잔여중력  $g_c(t)$ 을 아래식과 같이 구한다.

$$g_c(t) = g(t) - \alpha * p(t) \tag{6}$$

최근 연구동향에서는 정확한 단위 기압의 중력에 대한 영향력을 계산하기 위해서는 중력에 대한 기압영향력의 범위를 2차원 또는 3차원 기법을 사용하여 광역

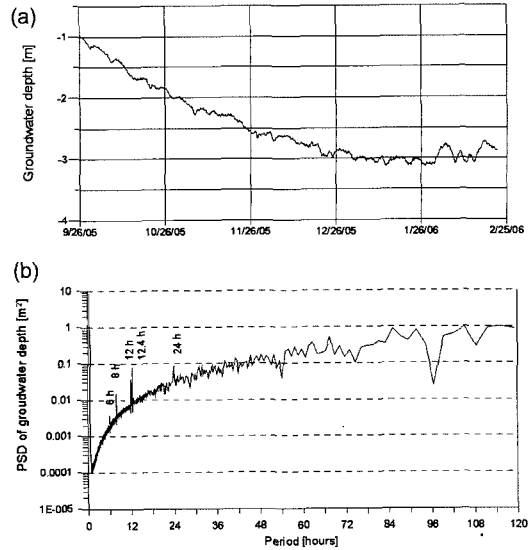


Fig. 13. (a) Groundwater depth variation of MunGyung site (b) power spectrum of groundwater depth.

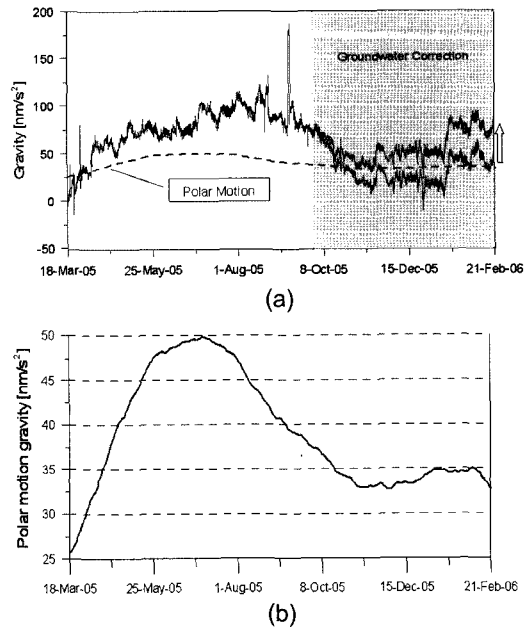


Fig. 14. (a) Residual gravity after removal of polar motion, ground water level(Kim et al., 2006) (b) polar motion at MunGyung site(IERS).

적인 기압보정의 이용의 필요성(Neumeier et al., 2004), 혹은 주파수에 따른 보정의 필요성이 논의되고 있지만(Crossley, 1995), 이 연구에선 선형 회귀계수  $\alpha$ 의 값으로  $-3.18 \text{ nm/s}^2/\text{hPa}$ 을 적용하였다.

#### 4.4. 지하수위의 변동과 중력 변화

지하수위의 변동 역시 중력 자료에 영향을 끼친다. 지하수위 측정을 위하여 2005년 9월 24일부터 지하수위 측정기를 설치하였고, 지하수위의 변동에 의한 보정을 지하수위 측정이후에 제한하여 실시하였다. Fig. 13(a)는 2005년 9월 26일부터 2006년 2월 21일 간의 지하수 수위의 시간변위 모습을 보여주었고, (b)는 이에 대한 파워스펙트럼을 도시한 것이다. 그림에서처럼 태양과 조석작용으로 인한 24시간, 12시간의 주기성분 외에 6시간, 8시간, 12.4시간 주기성분이 나타난다. 이에 관한 정확한 원인조사 뿐 아니라 이에 의한 중력에 대한 잡음의 여부가 조사되어야 할 것이다.

이 연구에서는 지하수위 변동의 중력으로의 환산은  $17 \text{ nm/s}^2/\text{m}$ 의 선형회귀계수를 이용하였다. Fig. 14(a)는 지하수 보정 전, 후의 즉 지하수위를 측정하기 전과 측정후의 잔여 중력의 변동곡선을 polar motion의 보정 후 시간영역으로 나타낸 것이다(Kim *et al.*, 2006). Polar motion으로는 435일 주기의 Chandler Wobble을 보정하였다. 그러나 보다 정확한 polar motion에 의한 중력변화를 구하기 위해서는 6.5년의 중력데이터가 필요하다(Loyer *et al.*, 1999). (b)는 IERS 데이터를 이용한 문경관측소의 polar motion을 도시한 것이다(McCarthy *et al.*, 2004).

### 5. 초전도 중력 자료 분석 및 응용

#### 5.1. 지진자료와의 비교 분석

초전도 중력계는 기존의 지진계와는 달리 지진과 지구의 지구조적 운동을 동시에 감지할 수 있다. 이는 1mHz 이하의 저주파영역에서 월등한 신호 대 잡음비(S/N)를 가짐으로써 지진을 감지할 수 있는 뛰어난 성능을 지니며, 또한 대규모 지진이후에 측정가능한 지구의 normal modes를 높은 S/N으로 관측이 가능함을 의미한다(Widmer, 2003). Normal modes는 탄성과 밴드영역(광대역 지진계인 STS-1의 측정범위에 해당) 주파수를 가지고 있지만 2-7 mHz 대역에서 초전도 중력계가 더 높은 신호 대 잡음비 가지고 있음이 밝혀졌다(Richter *et al.*, 1995).

Fig. 15는 문경관측소의 초전도 중력계와 대전 광대역지진계에서 측정된 2005년 3월 28일 발생한 인도네시아 수마트라의 규모 8.7 지진 관측 자료를 통해 비교한 것이다. 초전도 중력계 자료는 원자료에서 일주기, 반일주기 신호를 제거하여 도시한 것이고 지진자료는 원자료의 수직 성분 근대로를 사용하였다. (a)는

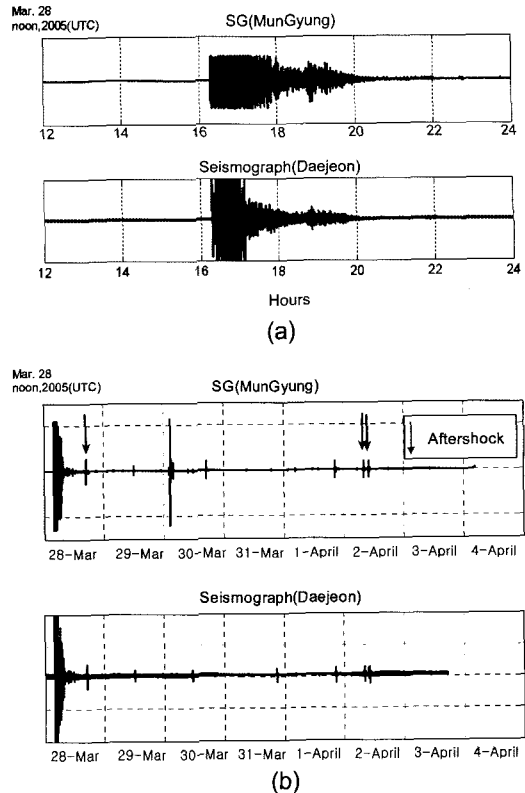


Fig. 15. Sumatra Earth(28 Mar. 2005) recorded in the SG and Daejeon seismograph.

지진 발생 시간 동안의 초전도 중력계와 지진계의 파형을 도시한 것이고 (b)는 지진 발생 후 1주일여간의 여진 발생 분포를 도시한 것이다. 그림에서처럼 지진계에 측정된 파형의 모습과 비슷한 변화곡선을 그리고 있음을 확인할 수 있었다.

실제 이론상으로는 초전도 중력계의 저주파대역에서의 민감성을 확인하기 위해서는 주파수 영역에서의 분석이 필요하다. 이를 위해서 초전도 중력 자료에 대한 잡음의 보정이 먼저 실행되어야 할 것이다. 이후 얻어지는 seismic normal modes는 지구 심부에 대한 분석을 가능하게 하여 지구내부의 모델링에 대한 연구가 가능케 한다(Rosat *et al.*, 2003).

이 연구에서는 지진신호에 대해 잡음으로 간주하여 전처리 과정에서 제거하였다.

#### 5.2. 위성자료와의 비교

GRACE(Gravity Recovery and Climate Experiment)로부터 시간에 따라 변화하는 중력 효과의 관측이 가능한데(Tapley and Reigber, 2001) 이를 검증하는

방법 중의 하나가 초전도 중력 자료를 이용하는 것이다 (Neumeier *et al.*, 2006). 초전도 중력계와 GRACE 위성의 중력 자료를 직접 비교하기 위해서는 각 중력계에 영향을 미치는 지구 조석, 극운동, Ocean loading, 로컬 및 글로벌 기압, 로컬 지하수위변화 등의 보정을 해야 하며 그 과정은 Fig. 16과 같다.

GRACE 위성 중력 자료를 비교한 것으로 스플라인 보간법을 이용하여 월평균 자료를 비교하였다. (a)는 실측값으로 초전도 중력계의 경우 전처리 과정, 지구 조석, Ocean loading, 로컬 기압효과 등의 보정을 마친 자료이다, 초전도 중력계의 자료가 약  $80 \text{ nm/s}^2$  정도 큰 값을 갖는 것을 알 수 있다. (b)는 (a)의 자료를 평균 및 표준편차가 같도록 정규화 시켜 그린 것이다.

Fig. 17은 문경관측소 초전도 중력계 자료와

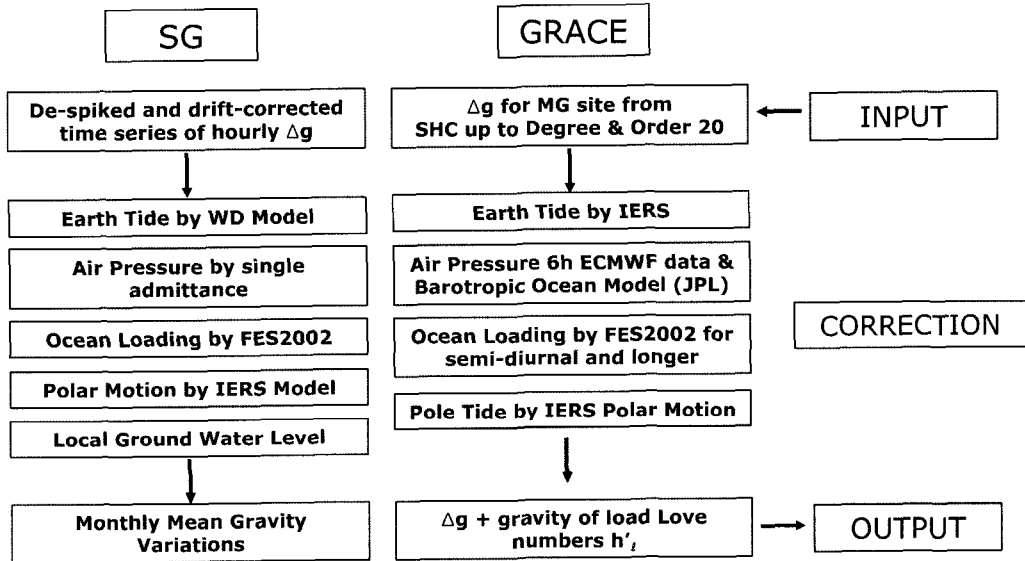


Fig. 16. Comparison of flow chart of SG and GRACE data processing.

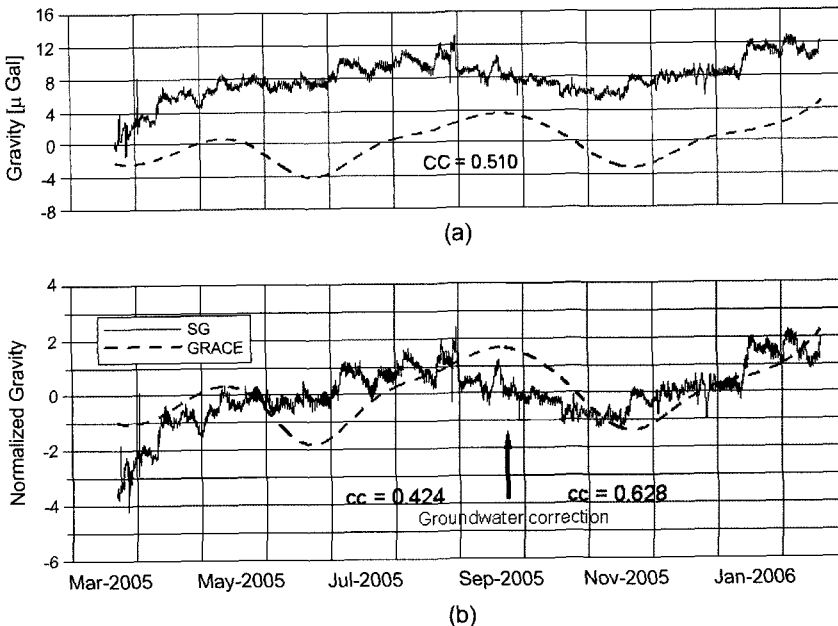


Fig. 17. Comparison of ground(SG) and satellite(GRACE) data at MunGyung site. (a) Real and (b) normalized gravity values.

지하수위 보정은 2005년 9월 24일 이후의 자료에 대해서만 실시하였고, 상관계수는 0.510이고, 지하수 보정 전엔 0.424, 보정 후엔 0.618로, 보정 후 더 높은 상관계수를 보임을 알 수 있다. 위성중력 자료와의 더 높은 상관성을 위해서는 로컬 지하수위변화에 대한 더 자세한 조사가 이루어져야 한다. 이 연구 4.4에서 밝힌 바처럼 지하수위의 변화에 대한 중력변화의 보정에서 단순히 선형회귀계수를 사용하였으나 실제 각 관측소 주위의 지하수변동 모델, 강우량에 의한 영향 등이 더 조사되어야 할 것이다(Neumeyer *et al.*, 2006)

## 6. 결론 및 토의

이 연구에서는 2005년 3월 초전도 중력계가 문경에 설치된 이후 약 1년이 지난 시점에서 ① 초전도 중력계의 설치, ② 자료 처리, ③ 지진계와의 비교, ④ GRACE와의 비교 분석이 시도되었고, 기존 초전도 중력계 연구자들이 실험하고 검증한 대표적인 자료 처리 방법을 차용하였다. 때문에 각 보정의 단계에서 세계 각 분야에 전문가들에 의한 대상 자료에 대한 모델링(기압, 지하수위 변동, Ocean loading 등에 대해)이 계속적으로 이루어지고 있는 바, 이에 대해 문경관측소에 관련된 연구진들도 공동의 노력으로 지속적인 자료의 질을 향상시키는 시도가 계속되어야 할 것으로 생각된다. 또한 문경관측소에서의 절대중력계를 이용한 calibration factor의 실제 값을 구하기 위한 작업이 이루어져야 할 것이고 이러한 일련의 작업이후 실제로 GGP에 양질의 자료의 공급을 할 수 있을 것이다.

이 연구에서 실시한 기압보정은 단순히 중력과 기압에 대해 최소제곱법을 이용하여 구한 선형회귀계수를 이용하였으나 이러한 방법은 한 축점의 기압이 지역과 대륙의 큰 규모의 날씨 시스템을 나타내기 어렵다. 근래엔 CHAMP와 GRACE등의 위성을 이용한 중력의 관측에서도 더 정확한 대기 보정을 위해서 기압, 온도 그리고 습도 자료가 높이에 따른 함수로서 고려되는 3차원 모델링을 이용하므로 앞으로의 연구에 이러한 방법의 도입이 요구된다(Neumeyer *et al.*, 2004).

지하수위 보정도 기압보정과 마찬가지로 선형회귀계수를 이용하였으나 지하수층 주변 환경 즉, 토양의 공극률, 밀도 등에 대한 조사와 모델화가 필요하다. Ocean loading 보정 또한 각 지역에 합당한 모델을 추출하는 것, 그리고 이에 조위계 자료를 추가로 고려해야 한다. 그리고 인간에 의한 잡음의 생성도 최대한으로 제한되어야 할 것이다.

더불어 동북아 지역의 GRACE, GPS등의 위성자료와 초전도 중력계 자료의 취합, 한반도와 동북아 지역의 구조 지질적 움직임의 조사, seismic normal modes의 측정 등의 광역적인 지구동역학적 분야에서의 연구를 위해서는 유럽의 클러스터 같은 한국, 일본, 중국, 대만 등의 아시아 지역의 그룹 결성과 협력연구가 이루어져야 하며, 그 첫 시도로 2007년 3월 대만에서 제1회 Asia SG회의가 개최되었다.

## 사 사

이 연구는 국가지정연구실사업(M1-0302-00-0063)의 지원으로 이루어졌음을 밝힌다.

## 참고문헌

- Crossley, D. and Hinderer, J. (2005) Using SG arrays for Hydrology in Comparison with GRACE satellite Data, Korean J. Remote Sensing, v.21(1), p.31-49.
- Crossley, D., Hinderer, J., Llubes, M., and Flosch, N. (2003) The potential of ground gravity measurements to validate GRACE data, Advances in Geosciences, 1, p.1-7.
- Crossley, D., Jenson, O.G. and Hinderer, J. (1995) Effective barometric admittance and gravity residuals, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 90, p.221-241.
- Dehant, V. (1987) Tidal parameters for an inelastic Earth. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 49, p.97-116.
- Farrell, W. E. (1972) Deformation of the Earth by surface loads, Rev. Geophys, 10, p.761-797.
- GGP, <http://www.eas.slu.edu/GGP/ggphome.html>.
- Goodkind, J. (1999) The superconducting gravimeter, Review of Scientific Instruments, 70, no.11.
- GWR, <http://www.gwrinstruments.com/index.html>.
- GWR Inc., (2003) Superconducting Gravimeters Operator's manual. 6264 Ferris Square, Suite D, San Diego, California 92121-3241, U.S.A.
- Hartmann, T. and Wenzel H.-G. (1995) The HW95 tidal potential catalogue. Geophysical Research Letters, 22, no.24, p.3553-3556.
- Hinderer, J. and Crossley, D. (2000) Time variations in gravity inferences on the earth's structure and dynamics, Surveys in Geophysics 21, p.1-45.
- Hinderer, J. (2004) Scientific achievements from the first phase(1997-2003) of the Global Geodynamics Project using a worldwide network of superconducting gravimeters, GGP report.
- Kim (2005) Optimal Data Fusion of Geophysical and Geodetic Measurements for Geological Hazards Monitoring and Prediction, Geohazard information laboratory in Sejong University, Research report of national research laboratory.
- Kim, J.W., Neumeyer, J., Kim, T., Woo, I. and Park, H.

- (2006) First data analysis of MunGyung superconducting gravimeter in Korea, GGP Yena meeting presentation.
- Kim, J.W., Jeon, J.S. and Lee, Y.S. (2005) Geohazard monitoring with space and geophysical technology. *Korean J. Remote Sensing*, v.21(1), p.3-13.
- Le Provost, C., F. Lyard, J. M. Molines, M. L. Genco, and F. Rabilloud. (1998) A hydrodynamic ocean tide model improved by assimilating a satellite altimeter-derived data set, *J. Geophys. Res.*, 103, p.5513-5529.
- Lefèvre, F., Lyard, F.H., Le Provost, C., Schrama, and E.J.O. (2002) A global tide finite element solution assimilating tide gauge and altimetric information. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 19, p.1345-1356.
- Loyer, S., Hinderer, J. and Boy, J.P. (1999) Determination of the gravimetric factor at the Chandler period from Earth's orientation data and superconducting gravimetry observations, *Geophys. J. Int.*, vol.136, p.1-7.
- McCarthy, D. and Petit, G. (2004) IERS Conventions (2003). IERS Technical Note 32, IERS Central Bureau, Frankfurt a.M., Germany.
- Neumeyer, J., Barthelmes, F., Dierks, O., Flechtner, F., Harnisch M.&G., Hinderer, J., Imanishi, Y., Kroner, C., Muerers, B., Petrovic, S., Reigber, Ch., Schmidt, R., Schwintzer, P., Sun, H.-P. and Virtanen, H. (2006) Combination of temporal gravity variations resulting from Superconducting Gravimeters recordings, GRACE satellite observations and global hydrology models, *J. Geodynamics, J. Geodesy*, 79(10-11), p.579-585
- Neumeyer, J. (2005) Efficiency of superconducting gravimeter observations and future prospects, *Korean J. Remote Sensing*, v.21(1), p. 15-29.
- Neumeyer, J., Pino, J., Dierks O., Sun, H.P. and Pflug, H. (2005b) Improvement of ocean loading correction on gravity data with additional tide gauge measurements, *J. Geodynamics*, 40, p.104-111.
- Neumeyer, J., Hagedoorn, J., Leitloff J. and Schmidt T. (2004) Gravity reduction in three dimensional atmospheric pressure data for precise ground gravity measurements, *J. Geodynamics*, 38, p.437-450.
- Officer, C.G. (1974) *Introduction to Theoretical Geophysics*, Springer.
- Richter, B., Wenzel, H.-G., Zürn, W. and Klopping, F. (1995) From chandler wobble to free oscillations : comparison of cryogenic gravimeters and other instruments in a wide period range. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 91, p.131-148.
- Rosat, S., Hinderer, J. and Rivera. L. (2003) First observation of 2S1 and study of the splitting of the football mode  ${}_0S_2$  after the June 2001 Peru event of magnitude 8.4, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 21, 2111, doi: 10.1029/2003GL018304.
- Sato, T., Tamura, Y., Higashi, T., Takemoto. I., Nakagawa, I., Morimoto, N., Fukuda, Y., Segawa, J. and Seama, N. (1994) Resonance parameters of nearly diurnal freecore nutation measured with three superconducting gravimeters in Japan, *J. Geomag. Geoelectr.* 46, p.571-586.
- Schwiderski, E. W. (1980) On charting global ocean tides, *Rev. Geophysis.*, 18, p.23-268.
- Sun, H.-P., Hsu, H.-T., Jentzsch, G. and Xu, J.-Q. (2002) Tidal gravity observations obtained with a superconducting gravimeter at Wuhan/China and its application to geodynamics, *J. Geodynamics*, 33, p.187-198.
- Torge, W. (1989) *Gravimetry*, Walter de Gruyter.
- Torge, W. (2001) *Geodesy*, Walter de Gruyter.
- Wahr, J. M. (1974) Body tides on an elliptical, rotating, elastic and oceanless Earth. *Geophysical J. Royal Astronomical Society*, 64, p.677-703.
- Wenzel, H.-G. (1996) The nanogal software : Earth tide data processing package EREERNA 3.30. *Bulletin d'Informations Marees Terrestres*, 124, p.9425-9439.
- Widmer-Schmidrig, R. (2003) What can Superconducting Gravimeters contribute to normal mode seismology? *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 93(3), p.1370-1380.
- Zerbini, S., Richter, B., Negusini, M., Romagnoli, M., Simon, D., Domenichini, F., Schwahn, W. (2001) Height and gravity variations by continuous GPS, gravity and environmental parameter observations in the southern Po Plain, near Bologna, Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 192. p.267-279.