



T.C.
SELÇUK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

Global Yerpotansiyel Modellerinin Spektral
Yöntemlerle Değerlendirilmesi ve Jeoit Belirleme
İçin Yerel Olarak İyileştirilmesi

R. Alpay ABBAK

DOKTORA TEZİ

Harita Mühendisliği

Anabilim Dalı

Haziran-2011

Konya

Her Hakkı Saklıdır

TEZ KABUL VE ONAYI

R. Alpay ABBAK tarafından hazırlanan "Global Yerpotansiyel Modellerinin Spektral Yöntemlerle Değerlendirilmesi ve Jeoit Belirleme İçin Yerel Olarak İyileştirilmesi" adlı tez çalışması 24/06/2011 tarihinde aşağıdaki jüri üyeleri tarafından oy birliği ile Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Harita Mühendisliği Ana Bilim Dalı'nda DOKTORA TEZİ olarak kabul edilmiştir.

Jüri Üyeleri

Başkan

Prof. Dr. Cevat İNAL

Danışman

Yrd. Doç. Dr. Aydın ÜSTÜN

Üye

Prof. Dr. İ. Öztuğ BİLDİRİCİ

Üye

Doç. Dr. M. Onur KARSLIOĞLU

Üye

Doç. Dr. Uğur DOĞAN

İmza











Yukarıdaki sonucu onaylarım.

Prof. Dr. Bayram SADE

FBE Müdürü

Bu tez çalışması Selçuk Üniversitesi Bilimsel Araştırma Koordinatörlüğü tarafından 09-101-009 nolu proje ile desteklenmiştir.

TEZ BİLDİRİMİ

Bu tezdeki bütün bilgilerin etik davranış ve akademik kurallar çerçevesinde elde edildiğini ve tez yazım kurallarına uygun olarak hazırlanan bu çalışmada bana ait olmayan her türlü ifade ve bilginin kaynağına eksiksiz atıf yapıldığını bildiririm.

DECLARATION PAGE

I hereby declare that all information in this document has been obtained and presented in accordance with academic rules and ethical conduct. I also declare that, as required by these rules and conduct, I have fully cited and referenced all materials and results that are not original to this work.

R. Alpay ABBAK

24/06/2011

ÖZET

DOKTORA TEZİ

Global Yerpotansiyel Modellerinin Spektral Yöntemlerle Değerlendirilmesi ve Jeoit Belirleme İçin Yerel Olarak İyileştirilmesi

R. Alpaz ABBAK

Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Harita Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Yrd. Doç. Dr. Aydın ÜSTÜN

2011, 88 sayfa

Jüri

Yrd. Doç. Dr. Aydın ÜSTÜN

Prof. Dr. Cevat İNAL

Prof. Dr. İ. Öztuğ BİLDİRİCİ

Doç. Dr. M. Onur KARSLIOĞLU

Doç. Dr. Uğur DOĞAN

Bilim ve tekniğin gelişmesiyle birlikte, farklı kurumlar tarafından her yıl onlarca global yerpotansiyel modeli oluşturulmaktadır. Yeryuvarının dış çekim alanını temsil eden bu modeller global anlamda homojen olarak dağılmış uydu ve yersel gravite ölçmelerinin sentezi olarak karşımıza çıkar. Bu çalışmada söz konusu global yerpotansiyel modellerinin değerlendirilmesi ve iyileştirilmesi için gerekli işlem adımları açıklanmış ve bu bilgiler ışığında bölgesel ölçekte bir jeoit belirleme çalışması gerçekleştirilmiştir. Global yerpotansiyel modellerinin değerlendirilmesinde dış ve iç doğruluk ölçütleri kullanılmış, özellikle model çözünürlüğüne bağlı doğruluk araştırması yapılmıştır. İç doğruluk analizinde son zamanlarda gündeme gelen spektral yöntemlere (araçlara) yer verilmiştir. Karşılaştırmalar sonucunda GRACE uydu misyonu verilerine dayanan modeller daha iyi sonuçlar verdiği ve karşılaştırma için seçilen modeller arasında yerel jeoit belirleme için en iyi referans modelin ITG-GRACE2010S olduğu değerlendirilmiştir. Bunun devamında sınırlı sayıda yersel gravite gözlemleri (22 km²'ye bir nokta) çözüme katılarak bu model KTH (İsveç Kraliyet Teknoloji Enstitüsü) yaklaşımı yardımıyla iyileştirilmiştir. İyileştirme sonucunda Konya Kapalı Havzası'nı kaplayan ($37^{\circ} \leq \varphi \leq 39^{\circ}$ ve $31.5^{\circ} \leq \lambda \leq 35.0^{\circ}$) 68 000 km²'lik alanda 3' x 3' çözünürlüklü gravimetrik bölgesel jeoit modeli KJ2011 elde edilmiştir. Yeni model (KJ2011) GNSS/nivelman verileriyle hem mutlak hem de bağıl olarak değerlendirilmiştir. KJ2011 modelinin mutlak ve bağıl doğruluğu sırasıyla ± 5.6 cm ve 1.7 ppm olarak hesaplanmıştır. Buna karşın Türkiye sınırlarında en iyi sonuçları veren EGM2008 global kombine modeli ile yapılan analizler sonucunda EGM2008 modelinin proje sahasında mutlak ve bağıl doğruluğu sırasıyla ± 7.8 cm ve 1.8 ppm olarak belirlenmiştir. Bu sonuçlar global modellerin, yerel veriler yardımıyla iyileştirileceği ve bu iyileşmenin her ne kadar yerel verilerin yeterli sıklık ve kapsamda olmamasına karşın anlamlı değerlere ulaşabileceğini göstermiştir.

Anahtar kelimeler: Yerpotansiyel Modeli, Spektral Değerlendirme, Modifiye Edilmiş Stokes Fonksiyonu, Yerel İyileştirme, KJ2011 Jeoit Modeli

ABSTRACT

Ph.D THESIS

Evaluation Of Global Geopotential Models By Spectral Methods And Improvement Locally For Geoid Determination

R. Alpay ABBAK

Graduate School Of Natural And Applied Science Of Selcuk University
The Degree Of Philosophy in Geomatics Engineering

Advisor: Assist. Prof. Dr. Aydın ÜSTÜN

2011, 88 pages

Jury

Assist. Prof. Dr. Aydın ÜSTÜN

Prof. Dr. Cevat İNAL

Prof. Dr. İ. Öztuğ BİLDİRİCİ

Assoc. Prof. Dr. M. Onur KARSLIOĞLU

Assoc. Prof. Dr. Uğur DOĞAN

Thanks to advancing in science and technique, every year tens of the global geopotential models (GGMs) have been produced by different institutions. The GGMs which are representation of Earth's external gravity field, are known as a synthesize of space-born and terrestrial gravity observations spreaded in global scale, homogenously. In this study, the procedures of the evaluation and improvement of the GGMs are explained step by step, then a regional geoid model is computed according to the KTH (Swedish Royal Institute of Technology) methodology. The external and internal accuracy criterias are used in the evaluation of the GGMs, especially an accuracy investigation related to model resolution is realized. In the internal comparing, recently published spectral methods (tools) are included to analyse. As a result of the comparisons, it is concluded that the models based on GRACE mission data give more reasonable results, particularly ITG-GRACE2010S model is the best reference model in selected models for the local geoid determination. After, ITG-GRACE2010S model is improved by adding a limited amount of terrestrial gravity data (one point per 22 km²) to the solution. A gravimetric regional geoid model KG2011 which covers the Konya Closed Basin (68 000 km²) within 3' × 3' resolution, is obtained from this solution. Its geographical limits are from 37° to 39° northern latitude and from 31.5° to 35.0° eastern longitude. This geoid model (KG2011) is evaluated by the GNSS/levelling data in the absolute and relative senses. The absolute and relative accuracies of the KG2011 model are calculated as ±5.6 cm and 1.7 ppm, respectively. On the other hand, absolute and relative accuracies of the global combined model EGM2008, which is the best model in Turkish territory, are calculated in the target area as ±7.8 cm and 1.8 ppm, respectively. These results show that GGMs can be improved by terrestrial data, and this improvement can be reached the significant value in spite of a very limited and too sparse gravity data.

Keywords: Geopotential Model, Spectral Assessment, Modified Stokes Function, Local Improvement, KJ2011 Geoid Model

TEŞEKKÜR

“Global yerpotansiyel modellerinin spektral yöntemlerle değerlendirilmesi ve jeoit belirleme için yerel olarak iyileştirilmesi” başlıklı tezin gerçekleştirilmesinde danışman hocam Sayın Yrd. Doç. Dr. Aydın Üstün’ün katkıları büyüktür. 2003 yılından bugüne değin kendisiyle birlikte çalışmaktan büyük onur duyduğum; başta fiziksel jeodezi, dengeleme hesabı ve enterpolasyon olmak üzere jeodezinin temel konularını kendisinden öğrendiğim, her zaman bana güvendiğini hissettiğim hocama ne kadar teşekkür etsem azdır. Hocamın öneri ve eleştirileri tezin içeriğinin geliştirilmesinde kolaylık sağlamıştır.

Özel bir teşekkürü hak eden bir diğer kişi de Prof. Dr. Artu Ellmann’dır. Estonya’nın Tallinn Teknoloji Üniversitesi’nde bulunduğum altı aylık sürede ikinci bir danışman gibi gayret göstermiştir. Tezin uygulama kısmında, her işlemi adım adım anlatan ve bulduğum sonuçları tek tek irdeleyen hocamın katkısını kesinlikle unutamam.

İsveç Kraliyet Teknoloji Enstitüsü’nde Jeodezi Anabilim Dalı Başkanı Prof. Dr. Lars Erik Sjöberg’e KTH yaklaşımı ile jeoit modelleme konusunda üç ay boyunca birlikte çalışma fırsatı vermiştir. Tezin uygulamaya ilişkin profesyonel katkılarından dolayı kendisine müteşekkirim. Yine aynı anabilim dalında çalışan, yardım ve sıcak dostuklarını hiç esirgemeyen, başta Doç. Dr. Mehdi Eshagh olmak üzere Dr. Mohammad Bagherbandi ve Araştırmacı Mesud Shirazian’a da teşekkür ederim.

Tez izleme komitesi üyelerinden Doç. Dr. İ. Öztuğ Bildirici’ye tezimin programlama aşamalarında ve yurtdışı çalışmalarında verdiği desteklerden dolayı en iyi dileklerimi sunarım. Ayrıca her altı aylık dönemde diğer komite üyesi Sayın Yrd. Doç. Dr. Ozan Özkan ile birlikte tezin yön bulmasında katkıları olmuştur. Sevgili meslektaşım ve arkadaşım Arş. Gör. H. Zahit Selvi’ye akademik çalışmalarında beni her defasında cesaretlendiği için çok teşekkür ederim. Diğer yandan daima birlikte çalıştığımız mesai arkadaşım Arş. Gör. N. Betül Avşar’a, akademik hayatın olmazsa olmazlarından yazım aşamalarında, gerek çevirilerde gerekse okuyarak verdiği destekten dolayı kendisine teşekkürlerimi sunarım.

Çalışmam süresince gösterdikleri sabır ve anlayışından dolayı sevgili hayat arkadaşım Hatice’ye ve biricik kızımız İzem’e bu tezi ithaf etmek istiyorum. Son olarak, bana çalışma azmini ve kararlılığını veren anneme ve babama da minnettar olduğumu ifade etmek isterim.

R. Alpay ABBAK
10 Mayıs 2011

İÇİNDEKİLER

TEZ BİLDİRİMİ	i
ÖZET	ii
ABSTRACT	iii
TEŞEKKÜR	iv
İÇİNDEKİLER	v
SİMGELER VE KISALTMALAR	vii
1 GİRİŞ	1
2 GLOBAL YERPOTANSİYEL MODELLERİ VE JEOİT	5
2.1 Gravite Alanının Harmonik Serilerle Gösterimi	5
2.2 Bozucu Gravite Alanı	9
2.3 Global Modellerde Kullanılan Veri Türleri	11
2.3.1 Uydu verileri	12
2.3.2 Yersel gravite verileri	19
2.4 Global Modellerin Oluşturulması, Model Çözünürlüğü ve Türleri . . .	22
2.5 Nitelik Yönünden Global Modelin İrdelenmesi	25
3 GLOBAL YERPOTANSİYEL MODELLERİNİN SPEKTRAL YÖNTEMLERLE DEĞERLENDİRİLMESİ	27
3.1 Spektral Araçlar	28
3.1.1 Sinyal güç spektrumu ve hata derece varyansı	28
3.1.2 Gravite anomalisi ve jeoit ondülasyon farkları	29
3.1.3 Korelasyon	29
3.1.4 Yumuşatma	30
3.1.5 Yüzdelik Fark	30
3.1.6 Kazanç	30
3.2 Spektral Uygulamalar	31
3.3 Bölgesel Analiz	38
4 GLOBAL YERPOTANSİYEL MODELLERİNİN İYİLEŞTİRİLMESİ VE KTH TEKNİĞİ	44
4.1 Stokes İntegrali	44
4.2 KTH Yaklaşımı ile Stokes İntegralinin Modifikasyonu	46
4.3 Derece Varyansının Modifikasyona Katkısı	48
4.4 Modifikasyon Parametrelerinin Kestirimi	48
4.5 Stokes Modifikasyonunun Pratik Uygulaması	51
4.6 Düzeltmeler	52
4.6.1 Topoğrafik düzeltme	52
4.6.2 İndirgeme düzeltmesi	54
4.6.3 Atmosferik düzeltme	54
4.6.4 Elipsoidal düzeltme	55

5	KONYA KAPALI HAVZASINDA KTH YAKLAŞIMINA DAYALI JEOİT MODELİNİN OLUŞTURULMASI	57
5.1	Veri Toplama	57
5.1.1	Proje sahası	57
5.1.2	Gravite gözlemleri	58
5.1.3	GNSS/nivelman verileri	59
5.1.4	Sayısal yükseklik modeli	60
5.1.5	Global yerpotansiyel modelleri	60
5.2	Bölgesel Model Oluşturmak için Yapılan Ön Hazırlıklar	61
5.2.1	Gravite anomalileri	61
5.2.2	GGM'lerden türetilen büyüklükler	67
5.3	KJ2011 Modelinin Oluşturulması	69
5.3.1	Modifikasyon Parametrelerinin Kestirimi	69
5.3.2	Modifikasyon Limitlerinin Belirlenmesi	69
5.3.3	Düzeltilme Değerleri	71
5.4	Yeni Gravimetrik Model KJ2011	73
6	SONUÇLAR VE ÖNERİLER	77
6.1	Sonuçlar	77
6.2	Öneriler	79
	KAYNAKLAR	81
	ÖZGEÇMİŞ	87

SİMGELER

$\vec{b}$	: yerçekim ivme vektörü
dm	: diferansiyel kitle elmanı
f	: referans elipsoidinin basıklığı
h	: elipsoidal yükseklik (m)
l	: çeken ve çekilen cisim arasındaki uzaklık
n	: harmonik derece
m	: harmonik sıra
r	: küresel uzaklık (m)
x, y, z	: kartezyen koordinatlar
$\bar{C}_{nm} \bar{S}_{nm}$	: n . derece ve m . sıradaki harmonik katsayı
G	: evrensel çekim sabiti
H	: ortometrik yükseklik (m)
M	: yeryuvarının kütlesi (kg)
N	: jeoit yüksekliği (m)
R	: yeryuvarının ortalama yarıçapı (m)
T	: bozucu potansiyel
V	: çekim potansiyeli
W	: gravite potansiyeli
Δg	: gravite anomalisi (mGal)
φ	: jeodezik enlem ($^{\circ}$)
γ	: normal gravite (mGal)
λ	: jeodezik boylam ($^{\circ}$)
ω	: açısal hız
ψ	: yer merkezli açı ($^{\circ}$)
ρ	: topoğrafik kitlelerin yoğunluğu (kg/m ³)
σ	: standart sapma
θ	: karşı enlem ($^{\circ}$)
ζ	: yükseklik anomalisi (m)

KISALTMALAR

m	: metre
ppm	: milyonda bir
sn	: saniye
Std	: standart sapma
EKK	: en küçük kareler
CHAMP	: CHallenging Mini-satellite Payload for geophysical research
GGM	: global yer potansiyel model
GOCE	: Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer
GRACE	: Gravity Recovery And Climate Experiment
GPS	: küresel konum belirleme sistemi
HGK	: Harita Genel Komutanlığı
KOH	: karesel ortalama hata
KTH	: İsveç Kraliyet Teknoloji Enstitüsü
LEO	: Alçak yörüngeli

1. GİRİŞ

Jeodezinin temel görevi yeryuvarının geometrik şeklini ve gravite alanını belirlemektir. Yersel gravite ölçmeleri, radar uydu altimetresi, uydu yörünge hareketlerinin izlenmesi ve özel tasarlanmış uydu gradyometresi yerin gravite alanını belirlemek için yapılan başlıca gözlemlerdir. Yeryuvarının tamamına homojen olarak dağılması beklenen bu gözlemler sayesinde yeryuvarının çekim alanını temsil eden global yerpotansiyel modelleri (GGM: Global Geopotential Model) üretilir.

Ülke ölçmelerinde adı sıkça duyulan jeoit yüksekliği, çekül sapması, gravite anomalileri gibi büyüklükler çekim potansiyelinin birer fonksiyoneliidir. Uygulamada bu parametreler GGM yardımıyla sınırlı bir doğrulukta elde edilebilirler. GGM'lerden türetilen değerlerin doğruluğu modelin maksimum açınım derecesine ve ilgili büyüklüklerin hesaplanacağı bölgede model için kullanılan verilerin sıklığına ve doğruluğuna bağlıdır. Bir başka deyişle, GGM'lerin oluşturulması sürecinde kullanılan global veri dağılımının yetersiz ve eşit olmayışı, modelin yeteneklerini kısıtlayan başlıca faktörlerdir. Bu olumsuzlukların bir sonucu olarak GGM'lerden hesaplanacak büyüklüklerin doğruluk seviyeleri bölgeden bölgeye değişiklik gösterir. Türkiye gibi belirli bir bölgede herhangi bir GGM'e dayalı mühendislik uygulamalarına geçilmeden önce, model spektral yöntemler ve dış veri kaynakları ile sınanmalı, gerektiğinde modelden bağımsız yersel verilerle desteklenerek iyileştirilmelidir.

GGM'lerin değerlendirilmesinde geleneksel yaklaşım çoğunlukla dış veri kaynaklarıyla doğruluk analizi gerçekleştirmeye yöneliktir. Denizlerde ve karalarda ölçülmüş gravite anomalileri ve GNSS (Global Navigation Satellite System)/nivelman verileri böyle karşılaştırma için en çok kullanılan veri kaynaklarıdır. Yersel gravite ölçülerine dayalı bazı karşılaştırma örnekleri olarak Amos ve Featherstone (2003) ve Denker ve Roland (2002) verilebilir. Diğer yandan, Klokocnik ve ark. (2002a,b) altimetrik verilerle, Cheng ve ark. (2009); Förste ve ark. (2009) yörünge parametreleriyle, Bilker (2005) ise GNSS/nivelman ölçülerleriyle yapılmış karşılaştırma örnekleridir. Uluslararası Global Yer Modelleri Merkezinin (ICGEM: International Centre for Global Earth Models) internet sitesinde, yeni oluşturulan her model ilan edilir, farklı bölge ve kıtalardaki GNSS/nivelman verileri ile düzenli olarak karşılaştırılır ve modelin global başarısı ortaya çıkarılır (ICGEM,

2010). Diğer yandan ülkemizde yapılan dış veri kaynaklarıyla karşılaştırma örnekleri olarak Üstün ve Demirel (2006); Tepeköylü ve Üstün (2007); Kılıçoğlu ve ark. (2009) çalışmaları verilebilir.

Dış değerlendirme yöntemlerinin yanısıra iç doğruluk analizleri (spektral analizler) de önemli yer tutmaktadır. Spektral analizler model analizine değişik çözünürlük seviyelerinden baktığı için model yeteneklerinin anlaşılmasına elverişlidir. Bunun için her bir modele ilişkin model katsayıları ve onların standart sapma değerleri analiz edilerek istenen çözünürlükte bir değerlendirmede bulunulabilir.

Değerlendirmeler sonrasında, mühendislik uygulamalarında kullanmak üzere bölgesel bir jeoit modeli için GGM'lerin yersel verilerle desteklenerek iyileştirilmesi gündeme gelmektedir. Başta da değinildiği gibi, GGM'ler yeryuvarının tamamına dağılmış, yersel ve uydu verilerine dayalı modellerdir. Ekonomik, bürokratik ve politik nedenlerden dolayı, modellerin oluşturulması sürecinde bazı ülke veya bölgelerin yersel gravite verileri GGM'lerin çözümünde yer almamaktadır. Dolayısıyla söz konusu bölgeler için bu modeller düşük doğrulukta çözüm sunmaktadır. Bölgesel anlamda jeodezik ihtiyaçlara cevap verecek bir model ancak yersel verilerle desteklenmiş yüksek çözünürlüklü ve doğruluklu bölgesel modellerin oluşturulması ile mümkündür. GGM'lerin jeoit bakımından iyileştirilmesi amacıyla literatürde deterministik ve stokastik olmak üzere iki yaklaşıma rastlanmaktadır.

Deterministik yöntemler arasında Molodensky ve ark. (1962); Wong ve Gore (1969); Meissl (1971); Vincent ve Marsch (1974); Colombo (1981); Vaníček ve Kleusberg (1987)'in çalışmaları önemli bir yere sahiptir. Bu çalışmaların ana felsefesi Stokes fonksiyonundaki matematiksel integrasyon hesabının global yerine bölgesel integrasyona dönüştürülmesiyle ortaya çıkan kesme hatasının (truncation error) küçültülmesine dayanır. Deterministik yöntemler, kesme hatası dışında diğer hata kaynaklarını da gözardı etmesi nedeniyle kapsamı dar sonuçların memnun edici (istenilen doğrulukta) olmadığı yaklaşımlardır (Sjöberg ve Hunegnaw, 2000). Deterministik ve stokastik iyileştirme yöntemlerinin sayısal olarak karşılaştırılması Ellmann (2004)'ün çalışmasında bulunabilir.

Diğer yandan stokastik yöntemler, kesme hatasının yanısıra verilerden kaynaklanan (yersel gravite gözlemleri ve GGM'den) hataları da gözönüne alan ve

bölgesel iyileştirmeyi bu esaslara göre sağlayan kapsamlı bir yöntemdir. Yöntemin gelişim süreci İsveç Kraliyet Teknoloji Enstitüsü'nde (KTH) Prof. Dr. Lars Erik Sjöberg'in 1981 yılındaki çalışmasıyla başlamıştır (Sjöberg, 1981). Etkilenmiş (biased) (Sjöberg, 1984) çözüm sonucu veren ilk yaklaşımı sırasıyla etkilenmemiş (unbiased) (Sjöberg, 1991) ve optimum (Sjöberg, 2003a) çözüm yöntemleri izlemiştir. Jeodezik literatürde sözü edilen üç stokastik yöntemin tamamına KTH yaklaşımı olarak ifade edilmektedir.

Stokastik KTH yaklaşımı Zambiya, İsveç, Etiyopya, Baltık Ülkeleri (Estonya-Letonya-Litvanya), İran, Sudan ve Tanzanya gibi dünyanın değişik coğrafyasındaki bölgesel jeoit modelleme çalışmalarında başarıyla uygulanmıştır (Nsombo, 1996; Nahavandchi, 1998; Hunegnaw, 2001; Ellmann, 2004; Kiamehr, 2006; Abdalla, 2009; Ulotu, 2009). Bu uygulamaların sınırlı sayıda ve düşük doğruluklu gravite verilerine sahip gelişmemiş veya az gelişmiş ülkelerde gerçekleştirildiği göz önünde bulundurulmalıdır. Aynı ülkelere ait önceki jeoit modelleriyle yapılan karşılaştırmalar KTH metodunun diğerlerine göre en iyi sonuçları veren bir yöntem olduğunu işaret etmektedir.

Bu çalışmada, gravite alanını belirleme amaçlı uydu görevlerinden elde edilen yalnızca uydu bazlı (satellite-only) GGM'lerin spektral araçlarla analizi yapılmaktadır. Başarılı olarak değerlendirilen uydu bazlı model, yersel verilerle desteklenerek Konya Kapalı Havzası'nda, $3' \times 3'$ çözünürlüklü bölgesel jeoit belirlemek için stokastik KTH metodu ile iyileştirilmektedir. İyileştirme için yersel gravite gözlemleri ve Türkiye Sayısal Yükseklik Modeli 3 (TSYM3) kullanılmıştır. Konya Kapalı havzası, topografya ve jeoit ondülasyonlarının değişimi bakımından ele alındığında, Türkiye'nin oldukça karmaşık bölgelerinden biridir. Bu çalışma ile topoğrafyası dağlık ve sınırlı sayıda yersel gravite verisi içeren bir bölgede KTH metodunun performansı değerlendirilecektir.

Tezin bölümleri şu şekilde özetlenebilir: İkinci bölümde yeryuvarının gravite alanının modellenmesi hakkında genel kavramlar açıklanmıştır. Üçüncü bölümde GGM'lerin spektral araçlarla analizi yapılmış ve iyileştirme için en uygun model belirlenmiştir. Dördüncü bölümde iyileştirmede kullanılan KTH yaklaşımı hakkında temel teori ve kavramlar ayrıntılı olarak ele alınmıştır. Beşinci bölümde Konya Kapalı havzasında yersel verilerle desteklenmiş bölgesel jeoit

modelinin oluşturulmasında geçen işlem adımları açıklanmış ve oluşan yeni model GNSS/nivelman verileriyle mutlak ve bağıl anlamda değerlendirilmiştir. Son bölümde araştırma kapsamında elde edilen sonuçlar özetlenmiş ve uygulamanın eksik kalan yönleri dikkate alınarak gelecek çalışmalar için önerilerde bulunulmuştur.

2. GLOBAL YERPOTANSİYEL MODELLERİ VE JEOİT

1957 yılında uzaya fırlatılan SPUTNIK 1 mekiğiyle birlikte, yeryuvarının global gravite alanının yapay uydular yardımıyla pratikte belirlenebileceği ortaya çıkmıştır. Yer in çekim alanı içerisinde serbest olarak hareket eden her cisim bu alan in belirlenmesi için bir algılayıcı işlevi görmektedir. Yeryuvarı etrafında dönen yapay uydular yeryuvarının düzensiz çekim alanının etkisi nedeniyle, Kepler'in açıkladığı düzgün (ideal anlamda elips) yörüngeden sapar ve bu sapmalar gerçek gravite alanındaki düzensizliğin geometrik izlerini taşımaktadır.

Kepler yörünge elemanları ile ifade edilen uydunun dinamik davranışının belirlenmesine dayanan uydu izleme tekniği, 1960'lı yıllardan günümüze kadar başarıyla uygulanmaktadır. Bu yöntem sayesinde, global gravite alanının dış çekim etkisi küresel harmonik katsayılar cinsinden ifade edilebilmektedir (Kaula, 1966). Uydu izleme verileri global gravite alanının ancak uzun ve orta dalga boylu bileşenlerinin belirlenmesine izin vermektedir. Geçmişe kıyasla günümüzde uydu izleme ve gravite alanı büyüklüklerinin uydular yardımıyla ölçüldüğü modern yaklaşımlar ile geliştirilen uydu modellerinin çözünürlüğünde doğal bir sınıra yaklaşılmıştır. İlk defa, 1966 yılında 8. derece ve sıraya kadar hesaplanan yerpotansiyel modellerinin açınım derecesi, 2010 yılına gelindiğinde 240'a kadar yükselmiştir (ICGEM, 2010).

Bu bölümde, yeryuvarının gravite alanının modellenmesi, modellerin oluşturulmasında kullanılan veri türleri ve model türlerine ilişkin ayrıntılı bilgiler verilecektir. Ayrıca global yerpotansiyel modeller yardımıyla jeoit yüksekliklerinin hesaplanması ve yöntemin uygulamadaki yeri değerlendirilecektir.

2.1 Gravite Alanının Harmonik Serilerle Gösterimi

Newton tarafından ortaya atılan kitle çekim kuramına göre, aralarındaki mesafe l olan m_1 ve m_2 kütleli iki cisim birbirlerini,

$$\mathbf{F} = -G \frac{m_1 m_2}{l^2} \frac{\mathbf{l}}{l} \quad (2.1)$$

kuvveti ile çekerler. Burada G , evrensel çekim sabiti olarak bilinir. Eşitlikten anlaşılacağı üzere, çekim kuvveti nokta kitleler olarak görülen iki cisim arasındaki

mesafenin karesi ile ters orantılıdır. Kitlelerden biri çeken diğeri çekilen olarak adlandırılır.

Çekim kuvveti yeryuvarı ile çekim alanında yer alan bir uydu için gözönüne alınırsa, uydunun kütlesi birim kütle olarak düşünülebilir. Bu durumda kuvvet çekim ivmesine,

$$\mathbf{b} = -G \frac{M}{l^2} \frac{\mathbf{l}}{l} \quad (2.2)$$

dönüşür. Burada M yeryuvarının kütlesini, eksi işareti çekilen birim kitlenin çekim yönünü göstermektedir (M 'nin merkezinde tanımlı koordinat sistemin başlangıcına doğru).

(2.2) yerçekim ivmesi, söz konusu birim kitlenin çekim potansiyelinden,

$$V = G \frac{M}{l} \quad (2.3)$$

yola çıkarak türetilir. Çekim potansiyelinin gradyeni,

$$\text{grad}V = \mathbf{b} = [b_x, b_y, b_z] \quad (2.4)$$

yerçekim ivme vektörü $\mathbf{b}$ 'nin bileşenlerini vermektedir. Buna göre skaler bir fonksiyon olan çekim potansiyeli V 'nin koordinat sisteminin bileşenlerine göre türevi,

$$b_x = \frac{\partial V}{\partial x}, b_y = \frac{\partial V}{\partial y}, b_z = \frac{\partial V}{\partial z} \quad (2.5)$$

$\mathbf{b}$ çekim ivmesini oluşturmaktadır. (2.3)–(2.5) eşitlikleri, yeryuvarının çekim alanını (vektör alanını) belirlemenin gerçekte skaler bir büyüklük olan çekim potansiyelini belirlemekle özdeş olduğunu göstermektedir. Gerçekte (2.2) ve (2.3) eşitliklerinden farklı olarak M kütlesini oluşturan yeryuvarı kitleler yığınıdır ve bunların dağılımı homojen değildir. Yeryuvarının çekim potansiyeli, bu yüzden üç boyutlu uzayda yoğunluk dağılımının bir fonksiyonu olarak,

$$V = G \iiint_{\text{Yeryuvarı}} \frac{dm}{l} \quad (2.6)$$

şeklinde üç katlı integral ile ifade edilir. Eşitlikte dm diferansiyel kitle elemanı, l kitle elemanı ile çekilen birim kitleli cisim arasındaki uzaklığı temsil eder. Yoğunluk

dağılımı yalnızca yerkabuğunda yaklaşık olarak bilindiğinden bu eşitlikten bir sonuç elde etmek uygulamada olanaksızdır.

Çekim potansiyeli V uzayda süreklidir ve sonsuzu temsil eden limit durumu sıfırdır. Çekim potansiyelinin birinci türevleri de tüm uzayda süreklidir; fakat ikinci türevleri değildir. Buna göre çekim potansiyelinin ikinci türevlerinin toplamı yani Laplasiyeni,

$$\Delta V = \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} \quad (2.7)$$

tüm uzay için genelleştirilecek olursa, Poisson eşitliğini sağlar:

$$\Delta V = -4\pi G\rho \quad (2.8)$$

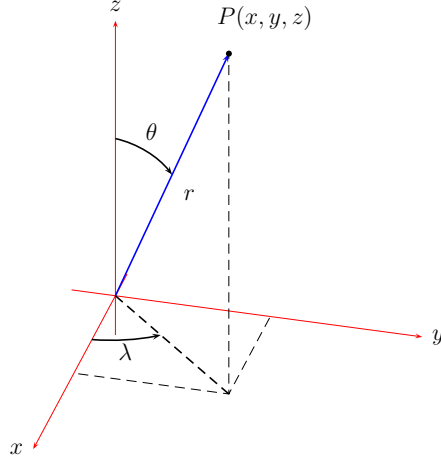
Bu eşitlikten ikinci türevlerin tümüyle yoğunluğa bağlı olduğu, çeken cisim açısından kitlelerin olmadığı bir başka deyişle yoğunluğun sıfır olduğu yerde Laplace diferansiyel denklemini sağladığı anlaşılmaktadır.

Buradan hareketle yeryuvarının dışında çekim potansiyeli hamoniktir denir. Harmoniklik çekim potansiyelini yeryuvarının dışında yakınsak seriler ile gösterilebileceği anlamına gelir ve denklemin çözümü harmonik fonksiyonlar yardımıyla gerçekleştirilebilir. Harmonik fonksiyonlar uzayın her noktasında Laplace eşitliğini sağlayan, düzenli ve analitik fonksiyonlardır.

Yeryuvarının yüzeyi genel anlamıyla küre olarak düşünüldüğünde, Laplace denkleminin çözümü en kolay şekilde küresel harmoniklerle sağlanır. Bu durumda küre harmoniklerinin ifadesi ancak küresel koordinat sisteminde (r, θ, λ) mümkündür. Çekim potansiyelinin (2.5) ve (2.7) türevleri dik koordinat sisteminde tanımlandığından, küresel koordinat sistemindeki karşılıklarının hesaplanması gerekir. Küresel ve dik koordinat sistemleri arasındaki ilişki,

$$\begin{aligned} x &= r \sin \theta \cos \lambda \\ y &= r \sin \theta \sin \lambda \\ z &= r \cos \theta \end{aligned} \quad (2.9)$$

olarak tanımlanabilir. Koordinat sistemleri arasındaki geometrik ilişki Şekil 2.1'de gösterilmiştir.



Şekil 2.1. Küresel koordinat sistemi

Küresel koordinatlardan Laplace denklemini elde etmek için her iki koordinat sisteminde aynı skaler büyüklüğe karşılık gelen diferansiyel yay elemanı ds 'den yararlanılabilir. Bunun için önceki eşitlik grubundan diferansiyel büyüklükler,

$$\begin{aligned} dx &= \frac{\partial x}{\partial r} dr + \frac{\partial x}{\partial \theta} d\theta + \frac{\partial x}{\partial \lambda} d\lambda \\ dy &= \frac{\partial y}{\partial r} dr + \frac{\partial y}{\partial \theta} d\theta + \frac{\partial y}{\partial \lambda} d\lambda \\ dz &= \frac{\partial z}{\partial r} dr + \frac{\partial z}{\partial \theta} d\theta + \frac{\partial z}{\partial \lambda} d\lambda \end{aligned} \quad (2.10)$$

oluşturulur ve yay uzunluğu elemanı ds hesaplanırsa,

$$ds^2 = dx^2 + dy^2 + dz^2 = dr^2 + r^2 d\theta^2 + r^2 \sin^2 \theta d\lambda^2 \quad (2.11)$$

olur. Buradaki her diferansiyel koordinat bileşeninin katsayısı metrik tensör (Jakobi) matrisinin köşegen terimleridir ve tensör elemanları $J_{rr} = 1$, $J_{\theta\theta} = r^2$, $J_{\lambda\lambda} = r^2 \sin^2 \theta$ ile ifade edilir.

Laplace diferansiyel denkleminde küresel koordinatlar yazıldığında,

$$\Delta V = r^2 \frac{\partial^2 V}{\partial r^2} + 2r \frac{\partial V}{\partial r} + \frac{\partial^2 V}{\partial \theta^2} + \cot \theta \frac{\partial V}{\partial \theta} + \frac{1}{\sin^2 \theta} \frac{\partial^2 V}{\partial \lambda^2} = 0 \quad (2.12)$$

şeklinde elde edilir. Bu denklemin çözümü için çekim potansiyeli değişkenlere ayırma kuralı,

$$V(r, \theta, \lambda) = f(r)g(\theta)h(\lambda) \quad (2.13)$$

biçiminde yazılabilir. (2.12)'nin diferansiyel denklem çözümünden,

$$\begin{aligned} f(r) &= r^n \text{ ve } r^{-(n+1)} \\ g(\theta) &= P_{nm} \cos \theta \\ h(\lambda) &= \cos m\lambda \text{ veya } \sin m\lambda \end{aligned} \quad (2.14)$$

sonuçları çıkar. Eşitlikte n ve m keyfi seçilen tamsayılar olmak üzere, $P_{nm}(\cos \theta)$ bütünleşik Legendre fonksiyonlarını gösterir. $f(r)$, $g(\theta)$, $h(\lambda)$ fonksiyonlarının her biri harmoniktir. Bu durumda verilen fonksiyonların doğrusal birleşimi de bir çözümdür. Çekim potansiyelinin sonsuzda sıfır olduğu göz önüne alınarak harmonik fonksiyonlar (2.3)'e göre düzenlenirse,

$$V(r, \theta, \lambda) = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{1}{r^{n+1}} \sum_{m=0}^n (a_{nm} \cos m\lambda + b_{nm} \sin m\lambda) P_{nm}(\cos \theta) \quad (2.15)$$

biçiminde gösterilebilir. Burada a_{nm} ve b_{nm} keyfi sabitlerdir. Bu harmonik seri yeryuvarının dış gravite alanı ile ilişkilendirilirse, tüm yeryüzünü kapsayan ölçülerden hesaplanacak katsayılar yardımıyla çekim potansiyeli,

$$V(r, \theta, \lambda) = \frac{GM}{R} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{R}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \quad (2.16)$$

halini alır (Hofmann-Wellenhof ve Moritz, 2005). Burada R yeryuvarının ekvatorial yarıçapını, r , θ , λ hesap noktasının küresel koordinatlarını, n , m derece ve sırayı, $\bar{C}_{nm}$, $\bar{S}_{nm}$ küresel harmonik katsayıları, $\bar{P}_{nm}(\cos \theta)$ bütünleşik Legendre fonksiyonunu temsil eder.

(2.16) eşitliğinin tam anlamıyla çalışabilmesi için $\bar{C}_{nm}$ ve $\bar{S}_{nm}$ katsayılarının en iyi şekilde modellenmesi gerekir. Söz konusu katsayılar, yeryüzünde ve uzaydan yapılan ölçülere göre belirlenir. Elde edilecek sonuçların doğruluğu verilerin sayısı, sıklığı ve doğruluğuna bağlıdır. Bahsedilen katsayıların hangi ölçülerle ve nasıl belirlendiği ileriki bölümlerde değinilecektir.

2.2 Bozucu Gravite Alanı

Yeryuvarının gerçek gravite alanı, yerin çekim ve merkezkaç kuvvetinin bileşkesinden oluşan vektörel bir alandır. Gravite alanı, skaler bir fonksiyon olan

V çekim ve Φ merkezkaç potansiyellerinin toplamı,

$$W = V + \Phi \quad (2.17)$$

biçiminde gösterilir. Merkezkaç potansiyeli Φ sadece yeryüzündeki cisimler üzerinde etkilidir ve yerin dönme hızına bağlıdır.

W 'nin gradyen vektörü,

$$\mathbf{g} = \text{grad}W = \left(\frac{\partial W}{\partial x}, \frac{\partial W}{\partial y}, \frac{\partial W}{\partial z} \right) \quad (2.18)$$

gravite vektörü adını alır.

İlk yaklaşım olarak yeryuvarı bir küredir; ikinci yaklaşım olarak da dönel elipsoit olarak düşünülebilir. Her ne kadar yerin gerçek şekli bir elipsoit değilse de referans elipsoidinin gravite alanı temel bir öneme sahiptir. Çünkü matematiksel olarak hesaplamak çok kolaydır ve gerçek gravite alanının elipsoidin normal alanından sapmaları çok küçüktür. Dolayısıyla yerin gerçek gravite alanından, normal alanı çıkarılarak geride bozucu alanı bırakmak gravite alanını problemini oldukça basitleştirir. Bu durumda yeryuvarının normal şekli olarak bir nivo elipsoidi, yani bir normal gravite alanının eş potansiyelli yüzeyi olan bir dönel elipsoit referans alınmaktadır.

Normal gravite alanının potansiyeli,

$$U = U(x, y, z) \quad (2.19)$$

ile ifade edilirse U_0 =sabit yüzeyi olarak nivo elipsoidinin W_0 =sabit ile tanımlanan jeoide tümüyle karşılık geldiği görülür ($U_0 = W_0$ =sabit).

Belirli bir noktada yeryuvarının gerçek gravite potansiyeli W ile referans elipsodinin normal gravite potansiyeli U arasındaki farka bozucu potansiyel denir ve

$$T = W - U \quad (2.20)$$

ile gösterilir. Bozucu potansiyelin küresel harmonikler cinsinden gösterimi,

$$T = \frac{GM}{R} \sum_{n=0}^{N_{max}} \left(\frac{R}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (\Delta\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \quad (2.21)$$

yazılabilir. Burada $\Delta\bar{C}_{nm}$ katsayıları gerçek gravite alanı ile normal gravite alanı arasındaki katsayı farkını ifade etmektedir. Buna karşın elipsoidin $\bar{S}_{nm}$ katsayıları olmadığı için gerçek potansiyeldeki değeri aynen alınır.

Bruns denkleminde göre, bozucu potansiyelden yükseklik anomalisine geçiş,

$$\zeta(r, \theta, \lambda) = \frac{T(r, \theta, \lambda)}{\gamma} \quad (2.22)$$

eşitliğiyle tanımlı olduğundan bunun küresel harmonikler cinsinden karşılığı,

$$\zeta(r, \theta, \lambda) = \frac{GM}{r\gamma} \sum_{n=0}^{N_{max}} \left(\frac{R}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (\Delta\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \quad (2.23)$$

eşitliği ile hesaplanır. Burada γ noktanın normal gravite değeridir.

Yükseklik anomalisinden jeoit ondülasyonuna geçiş,

$$N(\phi, \lambda) = \zeta(r, \theta, \lambda) + \frac{\Delta g_B}{\bar{\gamma}} H \quad (2.24)$$

Bouguer plakası düzeltme terimi ile gerçekleştirilir (chap. 8, Hofmann-Wellenhof ve Moritz, 2005). Burada Δg_B basit Bouguer gravite anomalisi, $\bar{\gamma}$ ortalama normal gravite, H noktanın ortometrik yüksekliğidir.

Fiziksel jeodezinin ana problemi olan gravite ölçülerinden jeoidin belirlenmesi potansiyel kuramının üçüncü sınır değer problemidir. Görüldüğü gibi, eğer bozucu potansiyel çözümlerse fiziksel jeodezinin en önemli büyüklüğü olan jeoit yüksekliği de hesaplanabilir.

2.3 Global Modellerde Kullanılan Veri Türleri

Yeryuvarının gerçek şekli olan jeoidi yerçekimi ve merkezkaç kuvvetleri belirler. Homojen olarak dağılmış biçimde yeryüzünün belirli noktalarında, söz konusu temel fiziksel büyüklüklerin fonksiyonelleri ölçülebilirse yeryuvarının gerçek şeklinin belirlenmesine yönelik ilk adımlar atılmış olacaktır. Burada modellenmek

istenen yüzey global olduğundan bu ancak küresel veya elipsoidal yerpotansiyel modelleri ile gerçekleştirebilir. Bu bölümde söz konusu modelleri belirlemede kullanılan veri kaynakları kısaca açıklanacaktır.

2.3.1 Uydu verileri

Yapay uydu görevleri kullanılarak yeryuvarının gerçek gravite alanı hakkında global bilgiler çıkarılabilir. Uydu izleme (satellite-tracking), uydudan-uyduya izleme, uydu altimetre ve gradyometre verileri aranan bilgileri içeren gözlem türleridir.

Yapay uydulardan önce doğal uydu olan Ay'a yapılan gözlemler, yeryuvarının gravite alanının uydular yardımıyla kolay bir biçimde belirlenebileceğini işaret etmiştir. Günümüzde yapay uyduların bu konuda çok başarılı olduğu herkesce bilinmektedir. Jeodezik amaç taşıyın ya da taşımasının hedef olarak gözlenebilen her uydu, içerisinde hareket ettiği gravite alanını belirlemeye uygundur. Kepler'in yörünge elamanları ile ifade edilen uydunun dinamik davranışının izlenmesine dayanan bu yöntem ile yerin gerçek gravite alanının standart gösterimi olan küresel harmonik serilerin katsayıları kestirilir.

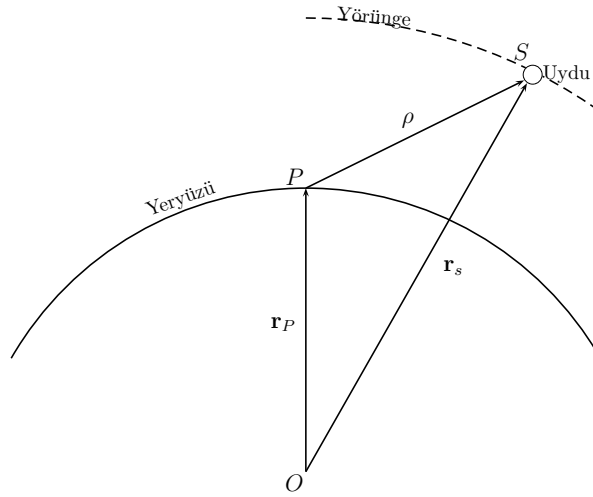
Vektörel anlamda bir uydu gözlemi,

$$\mathbf{r}_s = \mathbf{r}_P + \rho \quad (2.25)$$

eşitliği ile ifade edilir. Burada $\mathbf{r}_s$ uydunun yer merkezli (jeosentrik) konum vektörünü, $\mathbf{r}_P$ yer istasyonunun yer merkezli konum vektörünü ve ρ yer istasyonundan uyduya olan toposentrik gözlem vektörünü temsil eder (Şekil 2.2). Uydu gözlemleri lazer veya doppler tekniklerine dayanır.

Eğer (2.25) eşitliği, bir uydu için birden çok gözlem istasyonunda düzenlenirse, uydunun konumu hassas şekilde kestirilebilir. Uydu konumu önceden bilinen Kepler yörünge elemanlarından çıkarılırsa, geriye bozulmuş yörünge elemanlarına ait büyüklükler kalacaktır. Buradan hareketle yerin gerçek gravite alanı belirlenebilir.

Uydunun yörünge yüksekliği arttıkça, uydudan alınacak gravite sinyalinin gücünde azalma olur. Uydu yörünge yüksekliği azalır ise bu kez sürtünmelerin etkisiyle atmosfere giren uydunun yapısında bozulma olur ve çalışma ömrü



Şekil 2.2. Yeryüzünden bir uyduya yapılan gözlem

kısalır. Dolayısıyla gravite alanının modellenmesinde uydu yüksekliğinin optimum düzeyde olması gerekir. Gravite alanını modellemede diğer önemli bir etken de gravite ölçülerinin yeryuvarının tamamına homojen bir şekilde dağılmış olmasıdır. Yukarıda belirtilen nedenlerle gravite alanının doğruluğunu ve çözünürlüğünü arttırabilmek için özel tasarlanmış uydulara ve yeni ölçme tekniklerine gereksinim duyulmaktadır. Bu ihtiyaçlardan yola çıkarak 1970'lerin başından itibaren çalışmaları başlatılan gravite belirleme amaçlı uydu görevleri ancak 2000'li yıllara gelindiğinde hayata geçirilebilmiştir. CHAMP (CHallenging Mini-satellite Payload for geophysical research and application) uydusu 2000 yılının Temmuz ayında yörüngeye yerleştirilmiştir (CHAMP, 2010). Mart 2002'de uydudan uyduya izleme (SST: Satellite to Satellite Tracking) tekniği kullanan GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment) uydu çifti gönderilmiştir (GRACE, 2010). Son olarak bu çalışmalara gradyometre teknolojisi ile katkı sağlayan GOCE (Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer) uydusu 17 Mart 2009 tarihinde katılmıştır (GOCE, 2010). Söz konusu uydu misyonları yeryuvarının tamamından veri toplayabilecek şekilde, 250–500 km yörünge yüksekliğinde tasarlanmıştır. Böylece uydular gravite alanının yalnızca uzun-dalga boylu bileşenlerini değil aynı zamanda kısa-dalga boylu bileşenlerinin de kestirilmesine yardımcı olmaktadır.

Uydu görevlerinde bu tür gelişmeler olurken, ölçme tekniklerinde de gelişmeler olmuştur. Uydudan uyduya ölçme (SST) tekniği, yüksek-alçak (SST-hl) ve alçak-alçak (SST-ll) olmak üzere iki şekilde uygulanmaktadır. SST-hl tekniğinde,

düşük yörüngeli (LEO: Low Earth Orbit) yer uydusundaki 12 kanallı GNSS alıcısı ile GNSS uydularına gözlem yapılarak uydu yörüngesi cm duyarlılığında ve 3 boyutlu olarak hesaplanır. Ayrıca LEO uydusunda bulunan ivme ölçer sayesinde uydunun gravite alanı ile ilişkisi olmayan ivmelenmeler ölçülür. Dolayısıyla gravite alanı parametreleri bu ölçülerden kestirilir. CHAMP uydu misyonu SST-hl tekniğini kullanır.

SST-ll ölçme tekniğinde ise aralarında belirli bir mesafe bulunan ve aynı yörüngede devam eden iki LEO uydusu arasındaki uzaklık değişimi hassas bir şekilde ölçülür. Bu arada her iki uydudan GNSS uyduları gözlenerek uydu yörüngeleri belirlenir. GRACE uydu görevinde uydu çiftinin yörüngeleri SST-ll tekniğiyle, gravite alanındaki değişimler SST-hl tekniğiyle belirlenir.

Öte yandan deniz ve okyanus yüzeylerinin ölçülmesi de global gravite alanının modellenmesinin bir parçasıdır. Altimetre bir çeşit yükseklik ölçme tekniğidir. Altimetrik gözlemler genel olarak, yer gravite alanı, global okyanus akıntıları, gelgitler ve okyanus topoğrafya haritasının çıkarılması için yapılır.

Sistemin ana ilkesi uydu ile deniz düzeyi arasındaki mesafenin ölçülmesidir. Uydu yörüngesinde devam ederken, yeryüzüne radar dalgaları yayar. Sinyalin gönderildiği ve hedef yüzeyden yansdıktan sonra uydudan alındığı zaman fark ışık hızıyla çarpılarak uzaklığa geçilir. Altimetreden elde edilen mesafe ölçüsünün yükseklik olarak yorumlanabilmesi için uydunun referans elipsoidine göre konumu duyarlı bir şekilde belirlenmelidir. Bu işlem için yine uydu üzerine yerleştirilmiş GNSS alıcısı sayesinde yüksek prezisyonlu olarak 3 boyutlu konum belirleme işi gerçekleştirilir. SEASAT, GEOSAT, ERS-1, ERS-2, Topex/Poseidon, Jason-1 ve ENVISAT çeşitli zamanlarda fırlatılmış altimetrik ölçüm gerçekleştiren uydulardır.

Son olarak; özel tasarlanmış uydu gradyometresi (SGG) ile uzaydan gravite alanının kısa dalga boylu bileşenlerinin belirlenebileceği gündeme gelmiştir. SGG sayesinde eksen boyunca yerleştirilmiş P_1 ve P_2 konumundaki iki kütleyle etki eden ivme farkı ölçülür. Esas olarak, sistem aynı özelliklere sahip ivmeölçer çiftlerinden oluşan düzenek ile çalışır. Örneğin GOCE uydusunun ana techizatı olan ve uydunun olabildiğince ağırlık merkezinde yeralan gradyometre, ortogonal üç eksen üzerinde merkezden 50'şer cm uzaklığa yerleştirilmiş 6 ivmeölçerden meydana gelir.

Kısaca matematiksel olarak özetlemek gerekirse, SGG ile gravite vektörünün

gradyentleri ölçülmüş olur. Gravite gradyent bileşenleri denilince, uzaydaki bir noktaya ilişkin gravite vektörünün ortogonal eksenler boyunca türevleri anlaşılır. Bir başka deyişle bu bileşenler gravite potansiyelinin ikinci türevleridir ve matris biçiminde (tensör) gösterilir (Tepeköylü, 2007):

$$\Lambda = \text{grad} \mathbf{g} = \text{grad grad} W = \begin{bmatrix} W_{xx} & W_{xy} & W_{xz} \\ W_{yx} & W_{yy} & W_{yz} \\ W_{zx} & W_{zy} & W_{zz} \end{bmatrix} \quad (2.26)$$

Bu simetrik matrisin köşegen elemanları toplamı, sadece çekim potansiyeli gözönüne alınırsa, çeken kitlelerin dışında Laplace denklemini,

$$V_{xx} + V_{yy} + V_{zz} = 0 \quad (2.27)$$

sağlar. Bu sistemle tensör elemanları ve doğrusal kombinasyonları yüksek doğruluklu olarak ölçülür. Bu durum yerel topografik etkilere karşı çok duyarlı gözlemlere sahip olmasını sağlar. Sonuçta yüksek çözünürlüklü gravite alanı belirleme çalışmalarında nitelikçe zengin veri kümeleri oluşturur.

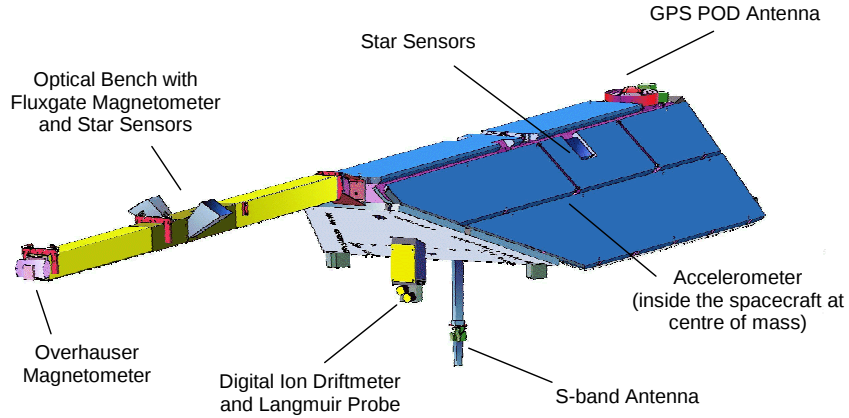
CHAMP görevi

Proje yürütücülüğünü Almanya'nın Potsdam'daki Yer Araştırmaları Merkezi'nin (GFZ) yaptığı CHAMP, gravite alanı belirlemeye yönelik olarak gerçekleştirilmiş ilk uydu programı olma özelliğini taşımaktadır (Reigber ve ark., 2002).

Uydu, dairesel ve kutba çok yakın bir yörüngeye (yörünge düzleminin eğikliği 87.3°) yerleştirildiğinden, kutup civarındaki küçük bir bölge dışında, yeryuvarının tamamını kapsayacak şekilde tasarlanmıştır. Başlangıçtaki yörünge yüksekliği 454 km olup görev süresince yavaşça azalarak 300 km'ye kadar düşmüştür. Uydu görev süresini Eylül 2010'da tamamlamıştır.

Uydu platformuna, yörünge ve gravite alanı belirlemek amacıyla NASA'nın "BlackJack" GNSS alıcısı, atmosfer sürtünmesi, güneş ve yerin radyasyon basıncı gibi gravitasyonel olmayan ivmelenmeleri ölçmek için üç eksenli elektrostatik ivmeölçer ve bir pasif Laser Retro Reflektör (LRR) yerleştirilmiştir. Elektrostatik

ivmeölçer uydunun ağırlık merkezine mümkün olduğunca yakın olup eksenleri, ivmeölçeri inersiyal sistemde yönlendiren iki yıldız algılayıcıya bağlanmıştır. Laser Retro Reflektör ise uydunun yer istasyonlarından izlenmesine olanak sağlar. Uydu, ayrıca, manyetik ve atmosferik ölçmeler için manyetometre ve iyon driftölçer ile donatılmıştır (CHAMP, 2010). Şekil 2.3’de CHAMP uydusunun önden görünüşü ve üzerinde yer alan donanımlar görülmektedir.

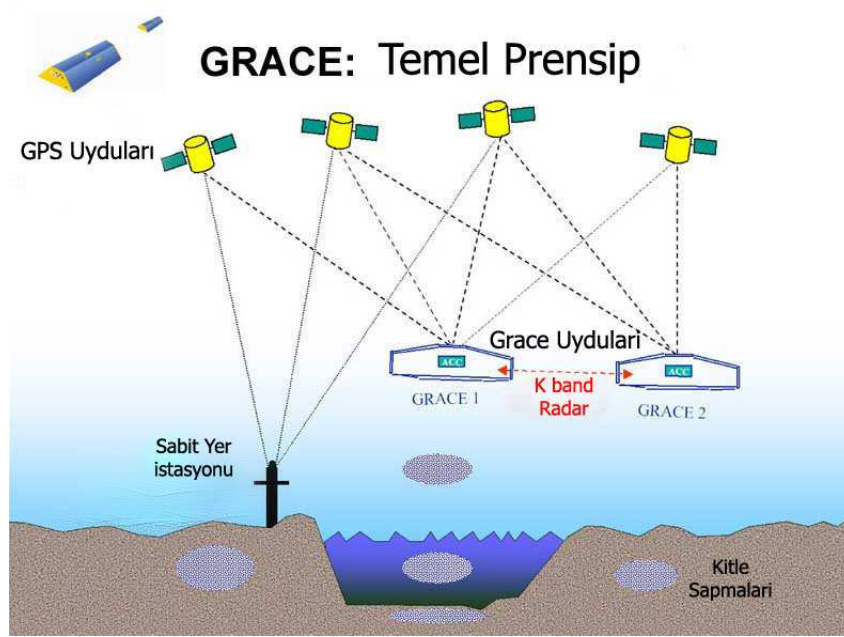


Şekil 2.3. CHAMP uydusunun önden görünüşü (CHAMP, 2010)

Sahip olduğu konfigrasyonu ile CHAMP, gravite alanının uzun-dalgalı bileşenlerinin belirlenmesine yeni bir boyut kazandırmıştır. Çok sayıda uydu ve milyonlarca gözlemden üretilen GRIM5-S1 ve EGM96S modelleriyle karşılaştırıldığında, birkaç aylık CHAMP yörünge izleme verileriyle belirlenen gravite alanı çözünürlüğünün daha yüksek olduğu görülmektedir (Reigber ve ark., 2003).

GRACE görevi

GRACE görevi aynı yörüngede birbirini izleyen ve aralarındaki uzaklık değişimini gözleyen ikiz uydudan oluşmaktadır (Şekil 2.4). GRACE uydularının görevi, 400-40000 km arasında değişen çözünürlükte global gravite alanının haritasını çıkarmak ve görev süresince gravite alanındaki değişimleri gözlemektir (Tapley ve ark., 2004). CHAMP’ın devamı niteliğindeki GRACE misyonu, Amerikan Ulusal Havacılık ve Uzay Dairesi (NASA: National Aeronautics and Space Administration) ile Alman Uzay Merkezi’nin (DLR) işbirliği neticesinde hayata geçmiştir.



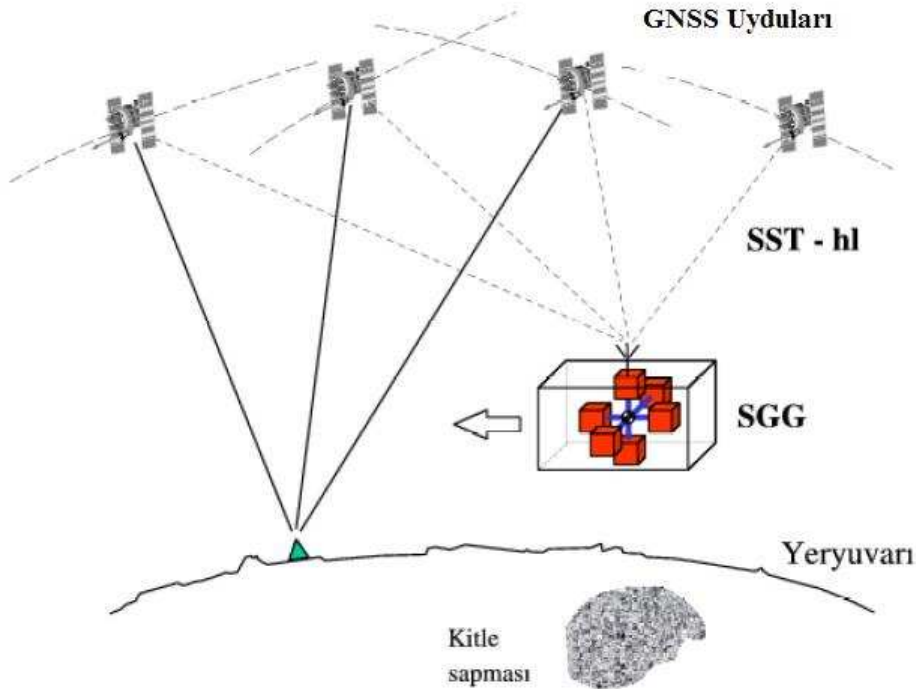
Şekil 2.4. GRACE uydu görevinin ölçme prensibi (GRACE, 2010)

GRACE uydularının yörünge düzlemi ekvatorla 89.5° 'lik açı yapar. Dairesel bir yörüngede dolanan uydular, başlangıç olarak yaklaşık 500 km'lik yörünge yüksekliğine yerleştirilmiştir. Bu yükseklik düzenli bir şekilde 1.1 km/ay oranında azalır. Her iki uydu, yörünge bozulmalarından gravite alanı belirleyebilmek için CHAMP'te olduğu gibi GNSS alıcısı, LRR, ivmeölçer ve yönlendirme algılayıcıları taşır. GRACE uydularının uçuşu sırasında, gravite alanındaki değişim, uyduların birbirlerine göre olan konumunu değiştirir. Çift frekanslı ve karşılıklı çalışan K band radar (KBR) sistem bağlantısı yardımıyla, 170-270 km aralığında değişen iki uydu arasındaki uzaklık ve bağıl hız değişimi, mikron düzeyinde ölçülebilmektedir (GRACE, 2010).

GRACE verilerinden üretilen statik gravite alanının çözünürlüğü öncekilerden daha yüksektir. Üstelik, sistem mimarisi yeryuvarındaki kitlelerin hareketinden kaynaklanan gravite alanı değişiminin 10 günlük ve aylık periyotlarla izlenmesini de olanaklı kılmaktadır (Üstün, 2006). Tapley ve ark. (2004), 110 günlük GRACE verileriyle belirlenen GGM01S yer gravite modelini üç ayrı kontrol işlemiyle test etmiş, sonuçları EGM96 ile karşılaştırmıştır. Sonuçlar global gravite alanının belirlenmesinde dikkate değer bir başarı kazanıldığını göstermektedir.

GOCE görevi

Avrupa Uzay Ajansı (ESA)'nın, Yaşayan Gezegen Programının “Living Planet Programme” bir projesi olan GOCE, üçüncü nesil gravite alanı belirleme amaçlı uydu görevidir (Şekil 2.5). Projenin amacı önceki CHAMP ve GRACE uydu görevlerinin bilgi ve tecrübelerinden faydalanarak yüksek çözünürlüklü (100 km) ve doğruluklu (gravite anomalisi: ± 1 mGal, jeoit yüksekliği: ± 1 cm) olarak global gravite alanını belirlemektir. GOCE uydusu, SST-hl tekniğine ek olarak gradyometre teknolojisini kullanmaktadır. Uydunun üzerinde 12 kanallı ve çift frekanslı GNSS alıcı bulunmakta olup, 1 cm doğrulukla konum belirlemektedir. Uydunun yörünge yüksekliği başlangıçta 265 km iken zamanla 250 km'ye kadar düşecektir. Bu özelliği ile tüm uydular arasında en alçak yörüngeli uydu olarak bilinmektedir. Böylece gravite alanı sinyallerini daha hassas bir şekilde algılayabilecek düzeyde tasarlanmıştır. Ayrıca uydu yörünge eğikliği 96.5° (güneş senkronize) olduğundan kutuplar bölgesinin de büyük bir kısmını tarayabilmektedir (Drinkwater ve ark., 2007).



Şekil 2.5. GOCE uydusunun çalışma prensibi (GOCE, 2010)

2.3.2 Yersel gravite verileri

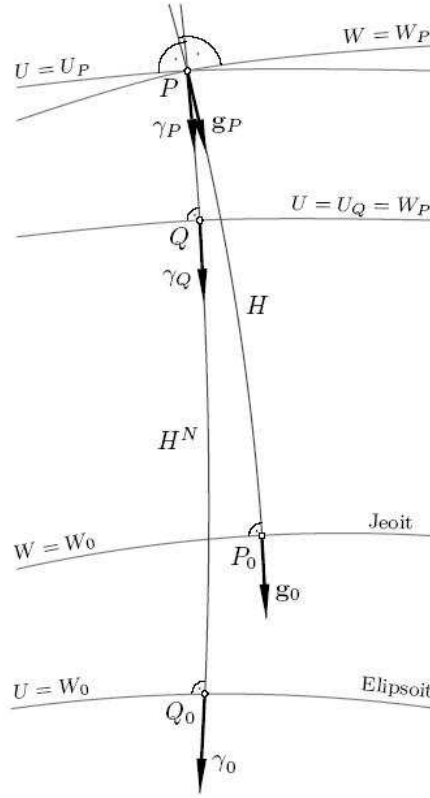
Yersel gravite gözlemleri; gravite anomalileri, jeoit ondülasyonları, çekül sapmaları gibi bozucu gravite alanına ilişkin temel büyüklüklerin hesaplanabildiği bir gözlemdir. Özellikle ölçünün yapıldığı bölgedeki yoğunluk dağılımını gösteren ölçü türlerinden biridir. Gravite değerleri; kara, deniz, hava taşıtlarında bulunan ve gravimetre adı verilen aletler yardımıyla ölçülür. Ölçülen bu değerler, birtakım düzeltmeler (gel-git, drift, yükseklik vs.) getirildikten sonra kullanılmaktadır.

Mutlak ve bağıl olmak üzere iki tür gravite ölçme yöntemi vardır. Bağıl gravite ölçme tekniğinde, kesin değeri bilinen noktalardan çıkış yapılarak, noktalar arası gravite farkları ölçülür ve sonrasında başlangıç değerine eklenerek noktanın gravite değeri belirlenir. Mutlak ölçmede ise, noktanın gravite değeri bir başka noktayı referans almaksızın doğrudan ölçülür. Mutlak gravite ölçme tekniğinde kullanılan aletler oldukça hassas ve maliyetlidir.

Fiziksel yeryüzünde ölçülen gravite değeri, yeryuvarının gravite alanını modellemede doğrudan kullanılamaz. Bu değerlerin gravite anomalilerine indirgenmesi gerekir. Gerçek gravite alanındaki bir noktanın gravite değerinin (g), normal gravite alanındaki karşılığı olan normal gravite (γ) değerinden farkına (boşlukta) gravite anomalisi denir. CGS birim sisteminde mGal cinsinden ifade edilen anomali, ivmenin fiziksel boyutudur ($1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ m/s}^2$).

Fiziksel jeodezide boşlukta gravite anomalilerine iki farklı yüzey seviyesinden bakılır. Bakış açısı, jeodezik sınır değer probleminin hangi yüzey için tanımlanacağına göre değişir. Problem fiziksel yeryüzünün belirlenmesi ise yüzey gravite anomalilerinden (Molodensky yaklaşımı), jeoidin belirlenmesi ise jeoit seviyesine indirgenmiş anomalilerden (Stokes yaklaşımı) söz edilir. Sonuç olarak her iki yaklaşım da ilgili yüzey üzerindeki gravite değerlerinin bilinmesini gerektirir. İster fiziksel yeryüzü olsun ister jeoit, en kolay biçimde bir nivo elipsoidi ve onun (normal) gravite alanı yardımıyla belirlenebilir. Gerçek ve normal gravite alanındaki farklılık (sapma) gradyent vektörler cinsinden,

$$\begin{aligned} \Delta \mathbf{g} &= \text{grad}W - \text{grad}U \\ &= \mathbf{g} - \gamma \end{aligned} \quad (2.28)$$



Şekil 2.6. Yeryüzünde ve jeoit seviyesinde gerçek ve normal gravite vektörleri (Üstün, 2008)

eşitliği ile ifade edilir. (2.28) eşitliği gerçek ve normal gravite uzayında aynı potansiyel değere sahip iki nokta için ($W_P = U_Q = \text{sabit}$ veya $W_0 = U_0 = \text{sabit}$) gravite vektörlerinin doğrultu ve skaler büyüklük farkını gösterir (Şekil 2.6). Burada sadece skaler büyüklüklerden söz edilecek olursa, iki farklı seviyedeki gravite anomalisi

$$\Delta g = g_P - \gamma_Q \text{ (Yeryüzü seviyesinde)} \quad (2.29)$$

$$\Delta g = g_0 - \gamma_0 \text{ (Jeoit seviyesinde)} \quad (2.30)$$

eşitlikleri ile gösterilir. Her iki eşitlikten bulunacak sayısal sonuç, uygulamada aynı büyüklüğü işaret eder. Bunun nedeni, fiziksel yeryüzünde ölçülen gravite değerini (g_P) jeoide indirmek (g_0) ve elipsoit yüzeyindeki normal gravite değerinden (γ_0) tellüroit seviyesindeki değerini (γ_Q) bulmak için aynı yaklaşımın kullanılmasıdır. Elipsoitten h yükseklikteki bir noktanın normal gravite değeri,

$$\gamma_h = \gamma_0 + \frac{\partial \gamma}{\partial h} h + \frac{1}{2} \frac{\partial^2 \gamma}{\partial^2 h} h^2 \quad (2.31)$$

biçiminde Taylor serisine açılabilir. Dizinin terimleri normal gravite alanı parametrelerine göre oluşturulur ve doğrusal ve doğrusal olmayan terimler için δg_{FA} kısaltması kullanılırsa, (2.29) ve (2.30) eşitlikleri tek eşitliğe,

$$\Delta g_{FA} = g_P + \delta g_{FA} - \gamma_0 \quad (2.32)$$

indirgenebilir. δg_{FA} boşlukta gravite anomalisi indirgeme büyüklüğünü temsil ettiğinden, Δg_{FA} 'ya boşlukta gravite anomalisi adı verilir.

Elipsoit yüzeyinde konumu φ elipsoidal enlemi ile gösterilen bir nokta için normal gravite değeri Somogiana (1930)'un kapalı eşitliği,

$$\gamma_0 = \gamma_e \frac{1 + k \sin^2 \varphi}{\sqrt{1 - e^2 \sin^2 \varphi}} \quad (2.33)$$

ya da bunun seriye açılmış biçimi,

$$\gamma_0 = \gamma_e (1 + \alpha_2 \sin^2 \varphi + \alpha_4 \sin^4 \varphi + \alpha_6 \sin^6 \varphi + \alpha_8 \sin^8 \varphi) \quad (2.34)$$

şeklindedir. Boşlukta indirgeme büyüklüğünün hesaplanmasında, Taylor dizisinin H yüksekliğine göre 2. dereceye kadar olan türevleri yeterli görülür. Buna göre 2. dereceden (boşlukta) indirgeme miktarı,

$$\delta g_{FA} = \frac{2\gamma_0}{a} (1 + f + m - 2f \sin^2 \varphi) H - \frac{3\gamma}{a^2} H^2 \quad (2.35)$$

eşitliğinden hesaplanır. Burada a ve f nivo elipsoidinin sırasıyla büyük yarı eksen ve basıklığını, $m = \frac{\omega^2 a^2 b}{GM}$ ile tanımlı jeodezik parametreyi gösterir. Jeodezik uygulamalarda yaygın kullanıma sahip GRS80 ve WGS84 elipsoidleri için (2.33)–(2.35) eşitliklerinde geçen jeodezik parametreler Çizelge 2.1'de verilmektedir (Moritz, 1992; Anonymous, 2000).

Fiziksel jeodezide yukarıda dile getirilen gravite anomalisi önemli bir yere sahiptir. Tüm yeryuvarına dağılmış gravite anomalileri Stokes integralinde çalıştırıldığında jeoit ondülasyonları hesaplanabilir. Bir başka deyişle sınır değer probleminin Stokes yardımıyla çözümünde gravite anomalilerine gereksinim duyulmaktadır.

Çizelge 2.1. Referans elipsoitlerinin jeodezik parametreleri

Parametre	GRS80	WGS84
a	6378137 m	6378137 m
f	0.00335281068123	0.00335281066474
e^2	0.00669438002290	0.00669437999014
k	0.00193185135300	0.00193185265241
m	0.00344978600308	0.00344978650684
γ_e	9.7803267715 m/s	9.7803253359 m/s
α_2	0.0052790414	0.0052789940
α_4	0.0000232718	0.0000234610
α_6	0.0000001262	0.0000001262
α_8	0.0000000007	0.0000000007

2.4 Global Modellerin Oluşturulması, Model Çözünürlüğü ve Türleri

Yeryuvarının global gavite alanını yüksek çözünürlüklü olarak modellemek için, çeşitli veri kaynaklarından elde edilen gravitasyonel bilginin bir araya getirilerek (2.23) eşitliğinde verilen $\bar{C}_{nm}$ ve $\bar{S}_{nm}$ kitle integral katsayılarının olabildiğince yüksek doğruluklu olarak kestirmek gerekir.

Uydu izleme verilerinden türetilen gravitasyonel bilgi, gravite alanının uzun dalga boylu bileşenlerinin oluşturulmasında kullanıldığından büyük öneme sahiptir. İzlenen uydu sayısı arttıkça hesaplanan bileşenlerin derecesi de yükselir. 1960'lı yıllarda 8. dereceye kadar uzanan uydu bazlı modeller günümüzde 240. dereceye kadar çıkmıştır.

Diğer yandan yersel gravimetrik veriler hem uzun hem de kısa boylu bileşenlerin temsil eden gözlem türleridir. Özellikle yerel kitle dağılımlarındaki değişimler bu gözlem türleriyle irdelenebilir. Fakat verilerin global kapsamda, yüksek çözünürlüklü ve doğruluklu olması gerekir. Bu şartlar sağlandığında ve uydu izleme verileriyle kombine edildiğinde yüksek çözünürlükte global modeller üretilebilir.

Yukarıda bahsedilen farklı kaynaklarından elde edilen yoğun verilerin değerlendirilmesi özel bir strateji gerektirir. Milyonlarca verinin birlikte işlenmesi büyük bir hesap yükü meydana getirir. Teorik olarak, kombine çözümün işlem adımları kısaca şöyle ifade edilebilir (Pavlis, 1997):

- Mevcut verilerin çözünürlüğü göz önünde bulundurularak belirlenen maksimum dereceye kadar her veri türünden ayrı ayrı normal denklemler yazılır.

- Uydu altimetre gözlemleri uydu izleme verisi gibi düşünülür. Bu gözlemlerin normal denklemleri yazılırken küresel harmonik katsayıların yanısıra, dinamik okyanus topografyası ve uydu yörünge parametreleri de bilinmeyenler olarak hesaba katılır.
- Yukarıda bahsedilen tüm normal denklemler uygun ağırlıklarla biraraya getirilerek denklem sistemi çözülür.

Denklem sisteminin çözümüyle $\bar{C}_{nm}$ ve $\bar{S}_{nm}$ kestirilmiş olur ve yeni modeli temsil eder. Kestirilen katsayılar yardımıyla gravite alanının fonksiyonelleri (jeoit yüksekliği, gravite anomalisi, çekül sapması bileşenleri vs.) hesaplanabilir.

Öte yandan global modellerin oluşturulması sırasında kullanılan verilerin sıklığı modelin açınım derecesini (N_{max}) doğrudan etkilemektedir. Ne kadar yoğun veri var ise açınım derecesi de o denli artmaktadır. Örneğin, GRACE uydusunun yalnızca 10 günlük verilerine dayanarak 50. dereceye kadar, 1 aylık verilerine dayanarak 120. dereceye kadar açınım sağlanabilmektedir.

Açınım derecesi ile modelin açısal çözünürlüğü arasında,

$$\text{açısal çözünürlük} = \frac{180^\circ}{N_{max}} \quad (2.36)$$

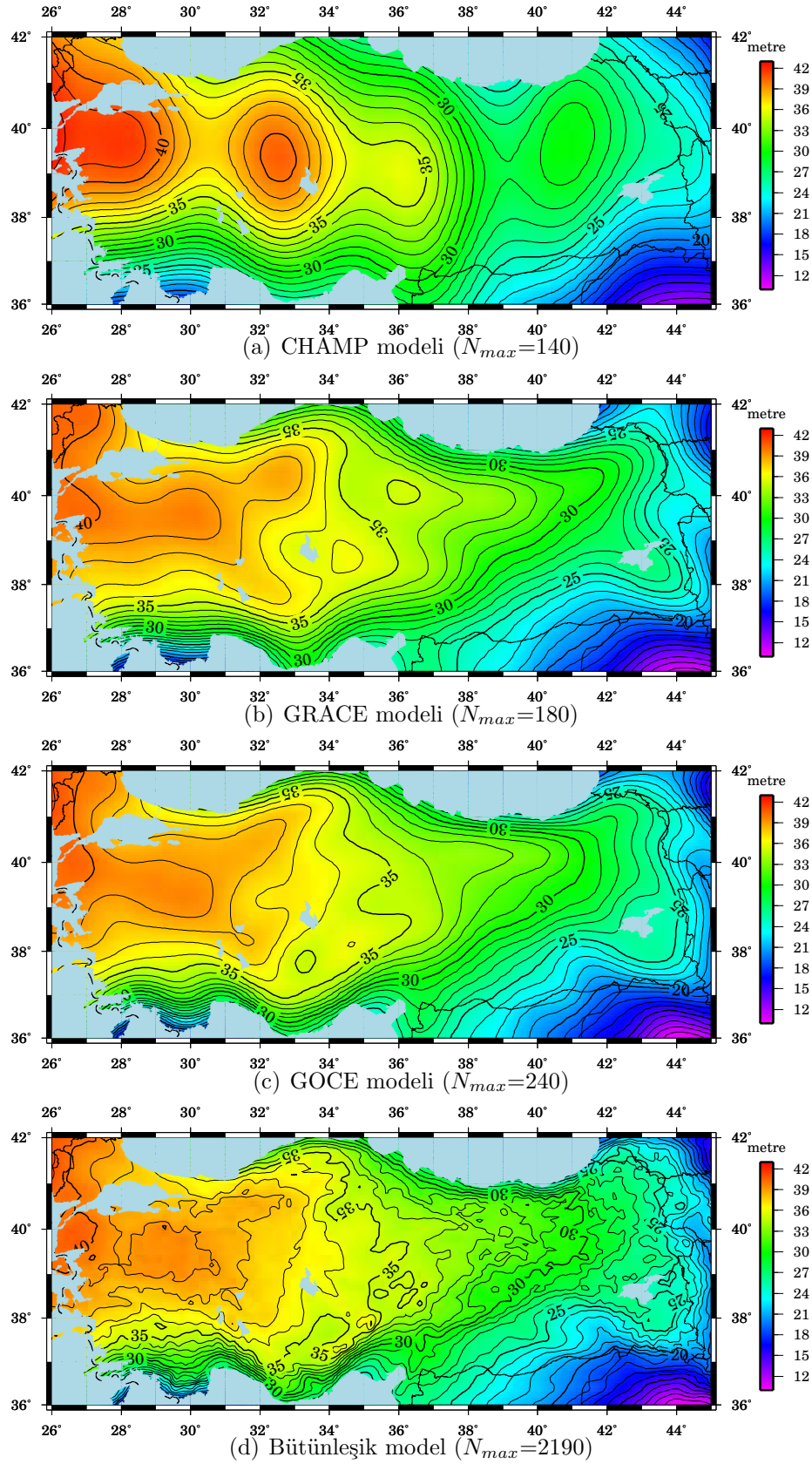
şeklinde matematiksel bir ilişki vardır. Diğer yandan modelin konumsal çözünürlüğü,

$$\text{konumsal çözünürlük} = \frac{20\,000\text{km}}{N_{max}} \quad (2.37)$$

şeklinde hesaplanır. Örneğin, EGM96 modelinin açınım derecesi 360 olduğu gözönünde bulundurularak eşitliklerden açısal ve konumsal çözünürlük sırasıyla 30 derece dakikası ve yaklaşık 55–56 km olarak bulunur.

Global modelin çözünürlüğü arttıkça, kitle dağılımlarının yerel etkilerini daha fazla içermekte ve dolayısıyla modelin gravite alanını temsil etme gücü artmaktadır. Şekil 2.7’de farklı çözünürlükte global modellerin Türkiye sınırları içerisinde yükseklik anomalisi cinsinden aldığı değerler görülmektedir. Şekiller incelendiğinde, açınım derecesi arttıkça modellerin yerel değişimleri daha fazla içerdiği görülmektedir.

Yukarıda belirtilen global modeller; açınım derecesi, veri kaynağı ve analiz



Şekil 2.7. Açınım derecesinin model çözünürlüğüne etkisi

yöntemi gibi özellikleri nedeniyle diğerinden farklılık gösterir. Dolayısıyla GGM'leri çeşitli şekilde sınıflara ayırmak mümkündür. Literatürde verilen sınıflandırma biçimi veri kaynağına göredir. GGM'ler buna göre ele alındığında üç kategoriye ayrılır. Bunlar kısaca aşağıdaki gibidir (Vaníček ve Featherstone, 1998):

- *Yalnızca uydu bazlı modeller*; yapay uydulara ilişkin izleme ve yeryuvarının gravite alanını belirlemeye yönelik tasarlanmış uydu gradyometresi verilerine dayanan modellerdir. Bu modeller yeryuvarının gravite alanına ait uzun ve orta dalga boylu bileşenleri yansıtabildiğinden açınım derecesi bakımından düşük ve çözünürlük bakımından yetersizdir. EIGEN-2, EIGEN-GRACE01S, EIGEN-CHAMP05S, ITG-GRACE2010S ve GO-CONS-GFC-2-DIR bu gruba giren modellerden bazılarıdır (ICGEM, 2010). Yersel gravite gözlemlerinden bağımsız olmaları nedeniyle iyileştirme çalışmalarında sıkça başvurulan modellerdir.
- *Bütünleşik modeller*; uydu verilerinin yanısıra, kara ve deniz gravite gözlemleri uydu altimetre verilerinden oluşan farklı veri gruplarının bir modelin çözümünde birleştirilmesi ile meydana gelir. Farklı veri kaynaklarının birleştirilmesi sayesinde, bütünleşik modeller uydu bazlı modellere göre daha yüksek açınım derecesine sahiptir ve daha doğru sonuçlar verir. EGM96, EIGEN-51C ve EGM2008 bütünleşik modellere birer örnektir (ICGEM, 2010).
- *Yeniden biçimlendirilmiş modeller*; önceden var olan GGM'lerin bazı özel matematiksel teknikler kullanılarak (örneğin integral hesabındaki gravitasyonel katsayıları getirilen basit düzeltmeler gibi) GGM'in yeniden hesabı ile üretilir. Wenzel (1998) tarafından geliştirilen GPM98A, GPM98B ve GPM98C yeniden biçimlendirilmiş modellerdir.

2.5 Nitelik Yönünden Global Modelin İrdelenmesi

Global modeller, uzun uğraşlar neticesinde yeryuvarının tamamına dağılmış veri gruplarının bir araya getirilmesiyle elde edilir. Uydu verileri ele alındığında bu türün yeryuvarının tamamına homojen olarak dağıldığından söz edilebilir. Bu durumda GGM'lerin yeteneklerini kısıtlayan en önemli faktör olarak dünyanın bir bölgesinde çözüme katılan yersel verilerin doğruluğu ve sıklığı karşımıza çıkmaktadır.

Eğer söz konusu bölgede yeterince yersel gravite gözlemleri bulunuyorsa, global model mühendislik uygulamalarının gerektirdiği doğruluğa yakın sonuçlar verebilir.

İsveç, Norveç ve Danimarka gibi gelişmiş İskandinav ülkelerinde neredeyse 100 metre aralıklı gravite gözlemlerinin yapıldığı bölgeler varken, ekonomik nedenlerden dolayı Afganistan, Pakistan ve Bangladeş gibi az gelişmiş ülkelerde neredeyse hiç bir gravite gözlemi yapılamamıştır. Diğer yandan askeri ve stratejik nedenlerden dolayı yeterli veri olmasına karşın bazı bölge ve ülkelerden (Türkiye gibi) global modellerin çözümüne ya hiç ya da çok az katkı sağlanmıştır. Bundan dolayı GGM'lerin performansı bölgeden bölgeye değişiklik göstermektedir.

Her ne kadar yeterli veri grubu oluştursa da, veri hataları, datum kayıklıkları, stokastik modelin yanlış kurulması gibi hesaplamalarda ve teoride yapılan hatalar sebebiyle de global modellerin katsayılarının kestiriminde yanlışlıklar yapılmaktadır. Katsayıların kestiriminden kaynaklanan bu hataya *komisyon hatası* (*commission error*) denir.

Global modellerin yeteneklerini kısıtlayan diğer bir faktör de *atlama* (*omission*) hatasıdır. Bilindiği üzere yeryuvarının gravite alanı sonsuz sayıda frekansların birleşiminden meydana gelir. Buna karşın sayısal çözümler günümüzde EGM2008 modeli ile bile ancak 2190 dereceye kadar gelebilmiştir. Bu durumda söz konusu dereceden sonraki frekanslar gözardı edilmiş olur. Yok sayılan frekanslardan dolayı *atlama hatası* meydana gelir.

Öte yandan en iyi kombine global modelle gerçekleştirilen çözüm ($N_{max} = 2190$) açısız olarak yaklaşık 5 derece dakikasına, konumsal olarak 8–9 km çözünürlüğe denktir. Günümüz mühendislik uygulamalarında enterpolasyon hatasını en aza indiren 1–2 derece dakikası gibi yüksek çözünürlükte jeoit modellerine ihtiyaç duyulmaktadır. Bunu ancak beklentiye göre düzenlenmiş yüksek çözünürlüklü bir bölgesel model ile sağlamak mümkündür.

Yukarıda bahsedilen nedenlerden dolayı global modeller günümüz jeodezi topluluğunun talep ettiği gravite alanı bilgisini henüz karşılayamamaktadır. GGM'lerin yerel gravite gözlemleri iyileştirilerek, oluşturulan yüksek çözünürlüklü ve doğruluklu bölgesel jeoit modeline halen gereksinim duyulmaktadır.

3. GLOBAL YERPOTANSİYEL MODELLERİNİN SPEKTRAL YÖNTEMLERLE DEĞERLENDİRİLMESİ

Önceki bölümde (2.23) eşitliğiyle verilen global yerpotansiyel modelin küresel harmonik katsayıları uydu izleme, uydu altimetre ve yersel gravite anomalilerinden elde edildiği belirtilmişti. Gereğinden fazla ölçü yardımıyla en küçük karelerle kollokasyon yöntemi, bilinmeyen parametrelerin (katsayılar) ve standart sapmalarını öngörülen fonksiyonel ve stokastik model üzerinden kestirilmesini sağlar. Stokastik model ve ölçü hataları belirli sınırlar içerisinde katsayıların da hatalı büyüklükler olarak kestirilmesine neden olur. Bunlardan başka modele ilişkin veri kaynaklarının homojen dağılmaması ve ayrıca toplanan verinin gravite alanının sınırlı bir spektrumunu için çözüm üretmesi modelin kullanılabilirliğini kısıtlayan başlıca unsurlardır.

Bilimsel olarak herhangi bir modelin hatasının ya da doğruluğunun önceden bilinmesi yapılacak bir uygulamada o modelin kullanılıp kullanılmayacağına karar vermeye veya kullanıldığında elde edilecek sonuçların doğruluğu hakkında fikir yürütülmesinde yardımcı olacaktır. Bundan dolayıdır ki; parametre kestirimine konu olmuş her jeodezik model hakkındaki doğruluk bilgisi parametrelerin bilinen değerleri kadar önemlidir.

Global yerpotansiyel modellerin iç doğruluğu, modeli oluşturan küresel harmonik katsayılar $(\bar{C}_{nm}, \bar{S}_{nm})$ ve onların standart sapma değerleri $(\sigma_{Cnm}, \sigma_{Snm})$ yardımıyla ifade edilir. Standart sapma değerleri, modeli oluşturan katsayıların en küçük karelerle kollokasyon çözümü ile birlikte elde edilir (Rapp, 1994).

Global yerpotansiyel modellerin değerlendirilmesinden söz edildiğinde harmonik katsayıların ve standart sapmalarının doğrulanması (test edilmesi) anlaşılmalıdır. Doğrulama işlemi modelden bağımsız (dış) verilerle, bağımsız modeller arasındaki karşılatırmalarla veya sadece ilgili modelin parametre kestirim değerleriyle kendi içinde gerçekleştirilebilir. İlk iki yöntem doğruluk analizi, son yöntem ise bir duyarlık analizi olarak görülmelidir. Genellikle duyarlık analizleri daha iyimser sonuç vermeye yatkındır.

Bu bölümde farklı uydu misyonlarından seçilen bazı GGM'lerin spektral araçlarla iç doğruluk değerlendirmesi yapılarak, yerel olarak iyileştirilecek en

uygun GGM belirlenecektir. Ayrıca uydu misyonlarının gravite alanı belirleme çalışmalarına katkıları tartışılacaktır.

3.1 Spektral Araçlar

Spektral değerlendirme araçları bir global yerpotansiyel modelinin başka bir modelle karşılaştırmak suretiyle rölatif (bağıl) değerlendirmeye imkan sağlar. Değerlendirme, modellerin her derece için ayrı ayrı sinyal gücü, hata derece varyansı, korelasyon, yumuşatma, kazanç, yüzdelik fark, anomali ve ondülasyon farkları gibi değerlerin karşılaştırılmasından meydana gelir. Bu bölümde yukarıda bahsedilen tüm spektral araçların tanımları yapılarak analiz sonuçlarının değerlendirmesi hakkında bilgi verilecektir. Sonraki bölümde ise seçilen bazı global modeller ile birer uygulama yapılarak, iyileştirmeye konu olabilecek en iyi global model belirlenecektir.

3.1.1 Sinyal güç spektrumu ve hata derece varyansı

Bir modelin sinyal güç spektrumu (veya derece varyansı) modelin her frekans derecesinin tüm $\bar{C}$ ve $\bar{S}$ katsayılarının karelerinin toplamı,

$$\sigma_n^2 = \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{nm}^2 + \bar{S}_{nm}^2) \quad (3.1)$$

olarak ifade edilir. Eşitlikte, n derece ve m sırayı temsil etmektedir.

Sinyal güç spektrumlarından yola çıkarak model katsayıları arasındaki benzerlik ilişkisi yada beklenen gerçek duruma karşılık modelden kestirilen gravite alanı sinyalinin davranışı ortaya konulabilir.

Benzer şekilde (3.1) eşitliğinde katsayılar yerine onların standart sapma değerleri konursa,

$$\hat{\sigma}_n^2 = \sum_{m=0}^n (\sigma_{Cnm}^2 + \sigma_{Snm}^2) \quad (3.2)$$

hata derece varyansları elde edilir. Varyans değerleri model katsayılarının hassasiyeti hakkında bilgi verir. Bilindiği üzere; standart sapma söz konusu olduğunda küçük değerlerin daha anlamlı sonuçlar verdiği düşünülür.

3.1.2 Gravite anomalisi ve jeoit ondülasyon farkları

Yer gravite alanının fonksiyonelleri olan gravite anomalisi, jeoit ondülasyonları, bozucu potansiyel ve çekül sapması, global yerpotansiyel model katsayıları yardımıyla hesaplanabilir. İki model arasındaki gravite anomalisi farkı (Roland ve Denker, 2002),

$$\delta g_n = \frac{GM(n-1)}{R^2} \left[\sum_{m=0}^n (\delta \bar{C}_{nm}^2 + \delta \bar{S}_{nm}^2) \right]^{1/2} \quad (3.3)$$

ve jeoit ondülasyon farkı (Tsoulis ve Patlakis, 2007),

$$\delta N_n = R \left[\sum_{m=0}^n (\delta \bar{C}_{nm}^2 + \delta \bar{S}_{nm}^2) \right]^{1/2} \quad (3.4)$$

eşitlikleri ile hesaplanabilir. Eşitlikte geçen G evrensel çekim sabiti, M yeryuvarı kütesini, R yeryuvarının ortalama yarıçapını temsil etmektedir. Ayrıca,

$$\delta \bar{C}_{nm} = \bar{C}_{nm}^A - \bar{C}_{nm}^B \quad (3.5)$$

ve

$$\delta \bar{S}_{nm} = \bar{S}_{nm}^A - \bar{S}_{nm}^B \quad (3.6)$$

şeklinde model katsayıları arasındaki farklar hesaplanabilir.

3.1.3 Korelasyon

Bir global yerpotansiyel model ile diğer bir model arasındaki korelasyon belirlenebilir. Korelasyon katsayısı modeller arasındaki doğrudan bir karşılaştırmanın sayısal ölçümü olarak karşımıza çıkar. Bu işlem,

$$k_n = \frac{\sum_{m=0}^n (\bar{C}_{nm}^A \bar{C}_{nm}^B + \bar{S}_{nm}^A \bar{S}_{nm}^B)}{\sqrt{(\sigma_n^A)^2 (\sigma_n^B)^2}} \quad (3.7)$$

eşitliği ile ifade edilir (Tscherning, 1984). Eşitlikte geçen A ve B farklı iki modeli, σ_n^2 ilgili modelin derece varyansını temsil etmektedir. Korelasyon katsayıları -1 ile +1 arasında değer alır. İstatistik biliminde olduğu gibi korelasyon katsayısı değeri uç

noktalara yaklaştıkça model katsayıları arasında ilişkinin kuvveti de artmaktadır.

3.1.4 Yumuşatma

İki model arasında farklılık yalnızca ölçek faktöründeysen yine korelasyon değeri yüksek çıkabilir. Bu nedenle korelasyon iki model arasındaki uyumu belirlemeye yönelik yeterli ölçüt olmayabilir. Korelasyona alternatif önemli bir karşılaştırma ölçütü her derece için yumuşatma (smoothing) değerinin hesaplanmasıdır. Bu işlem için,

$$Y_n = \frac{\sum_{m=0}^n [(\bar{C}_{nm}^B - \bar{C}_{nm}^A)^2 + (\bar{S}_{nm}^B - \bar{S}_{nm}^A)^2]}{(\sigma_n^A)^2} \quad (3.8)$$

eşitliği kullanılır (Tscherning, 1984). Burada σ_n^2 ilgili modelin derece varyansını temsil eder. Yumuşatma değerinin artması modeller arasındaki farkın açıldığı anlamına gelmektedir.

3.1.5 Yüzdelik Fark

İki model arasındaki karşılaştırmalı analizi sağlayan diğer bir yöntem de her derece için yüzdelik farkın hesaplanmasıdır. Hesaplama için,

$$P_n = \left[\frac{\sum_{m=0}^n [(\bar{C}_{nm}^B - \bar{C}_{nm}^A)^2 + (\bar{S}_{nm}^B - \bar{S}_{nm}^A)^2]}{\sum_{m=0}^n (\bar{C}_{nm}^A)^2 + (\bar{S}_{nm}^A)^2} \right]^{1/2} \times 100 \quad (3.9)$$

eşitliği ile kullanılır (Tsoulis ve Patlakis, 2007). Böylece iki model katsayıları arasındaki farklar yüzde olarak belirlenmiştir.

3.1.6 Kazanç

Karşılaştırmalarda model katsayıları yerine yalnızca onların standart sapmalarını kullanmak belki daha uygun olacaktır. Rölatif hata ölçüsü olarak tanımlanan kazanç (gain) değeri, aynı zamanda referans modelin hata spektrumu ile irdelenen modelin hata spektrumu arasındaki oran olarak ifade edilebilir. Yalnızca

n değerine bağlı kazanç değeri (1 boyutlu),

$$k_n = \frac{\sigma_n^A}{\sigma_n^B} \quad (3.10)$$

ve hem n hem de m değerine bağlı kazanç değeri (2 boyutlu),

$$k_n^m = \frac{\sigma_{nm}^A}{\sigma_{nm}^B} \quad (3.11)$$

eşitlikleri ile hesaplanır (Sneeuw, 2000).

(3.10) ve (3.11) eşitliklerinde dikkati çeken en önemli nokta bu oranın 1'den büyük veya küçük olması durumudur. Eğer kazanç değeri 1 den küçük ise, B modelinin hata derece varyansının büyük olduğu ve dolayısıyla A modeline göre daha düşük doğruluklu olarak belirlendiği ifade edilebilir. Kazanç değeri 1'den büyük ise, B modelinin hata derece varyansının küçük olduğu ve sonuçta A modeline göre daha yüksek doğruluklu olarak modellendiği anlaşılır.

3.2 Spektral Uygulamalar

Uluslararası global yerpotansiyel modelleri merkezinin (ICGEM: International Center for Global Earth Models) internet sayfasında 100'den fazla GGM'ye ücretsiz şekilde ulaşılabilir (ICGEM, 2010). Tüm bu modelleri aynı anda değerlendirmek mümkün değildir. Bu nedenle veri kaynakları esas alınarak aşağıda sıralanan başlıca modeller bu çalışmada değerlendirilmiştir:

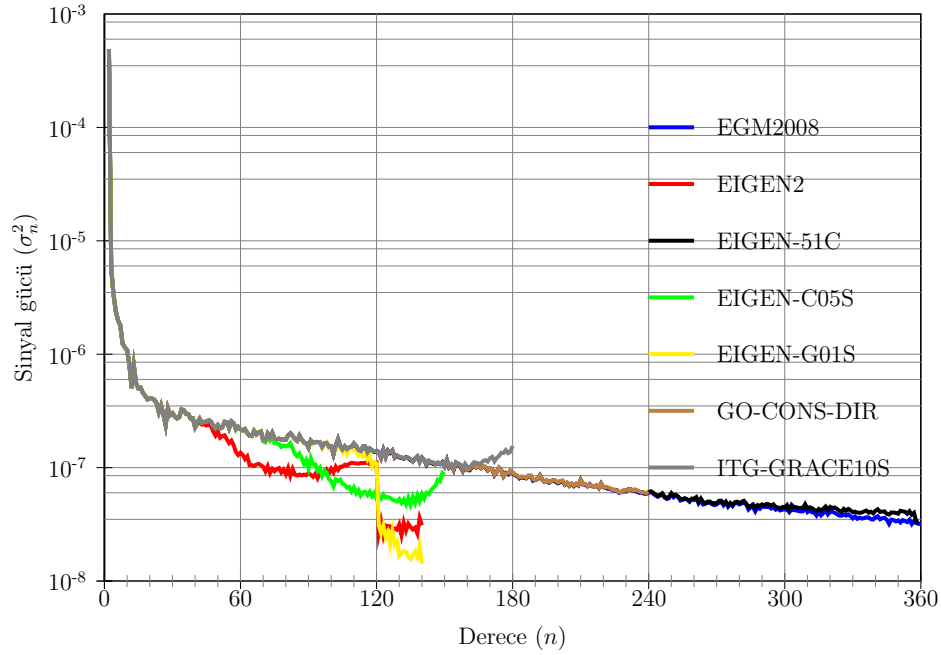
- EIGEN-2, 2003 yılında CHAMP (CHALLENGING Minisatellite Payload) uydu misyonundan elde edilen ilk sonuçlara dayanan 140. derece ve sıraya kadar hesaplanmış yalnızca uydu bazlı global modeldir. Gözlemler CHAMP uydusunun uydudan uyduya ölçme yöntemi (SST-hl) ile birlikte ivme ölçer yardımıyla 6 aylık yörünge izleme verilerini içermektedir (Reigber ve ark., 2003).
- EIGEN-GRACE01S, 2003 yılında GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) uydu misyonunun 39 günlük gözlemlerine dayanarak 140. derece ve sıraya kadar hesaplanmış yalnızca uydu bazlı global modeldir (ICGEM, 2010).
- EGM2008, GRACE uydu verilerinin yanısıra yersel gravite gözlemleri ve uydu

altimetre verilerinden elde edilen kombine bir modeldir. 2190. derece ve 2159. sıraya kadar hesaplanmıştır (Pavlis ve ark., 2008).

- EIGEN-CHAMP05S, 2010 yılında CHAMP'den üretilen 150. derece ve sıraya kadar hesaplanmış yalnızca uydu bazlı modeldir. Gözlemler, CHAMP'in yaklaşık 6 yıllık uydudan uyduya izleme ve ivme ölçer verilerini içermektedir (Flechtner ve ark., 2010).
- ITG-GRACE2010S, 2010 yılında GRACE'in 7 yıllık gözlemlerine dayalı 180. derece ve sıraya kadar hesaplanmış yalnızca uydu bazlı modeldir (Kurtenschich ve ark., 2009).
- GO-CONS-GFC-2-DIR, 2010 yılında GOCE (Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer) uydu misyonunda elde edilen ilk sonuçlara dayanarak 240. derece ve sıraya kadar hesaplanmış yalnızca uydu bazlı modeldir. Gözlemler diğerlerinden farklı olarak uydu gradyometresi yardımıyla elde edilen yaklaşık 72 günlük gravite gradyentlerini içermektedir (Bruinsma ve ark., 2010).
- EIGEN-51C, 2010 yılında CHAMP, GRACE ve uydu altimetre verilerinin birlikte değerlendirilmesi sonucunda oluşan 359. derece ve sırada hesaplanmış kombine bir modeldir (Bruinsma ve ark., 2010).

GGM'ler dikkatlice incelendiğinde; CHAMP ve GRACE misyonlarının ilk ve güncel olmak üzere 2 farklı modelleri ile GOCE uydusu görevine yeni başladığı için en yüksek dereceli olan bir modeli test modelleri olarak seçilmiştir. Böylece gravite alanını belirleme amaçlı tüm uydu çalışmalarının performanslarını analiz etmek ve zaman içerisindeki gelişimini irdelemek amaçlanmıştır. Bilindiği üzere kombine modellerden türetilen gravite alanının fonksiyonelleri daha yüksek doğruluklu olarak hesaplanır. Seçilen kombine modeller ile gravite alanı fonksiyonellerinin uydu misyonlarındaki başarısı belirlenmek istenmektedir.

Şekil 3.1'de seçilen global modellerin derece varyansları (güç spektrumları) görülmektedir. Şekil incelendiğinde, tüm modellerin Kaula (1966)'nın baş parmak kuralına uygun davranışlar sergilediği görülmektedir. Ancak EGM2008 modelinin bu kurala daha iyi uyduğu göz önünde bulundurularak, EIGEN2 40. derece, EIGEN-CHAMP05S 70. derece, EIGEN-GRACE01S 100. derece ve ITG-GRACE2010S

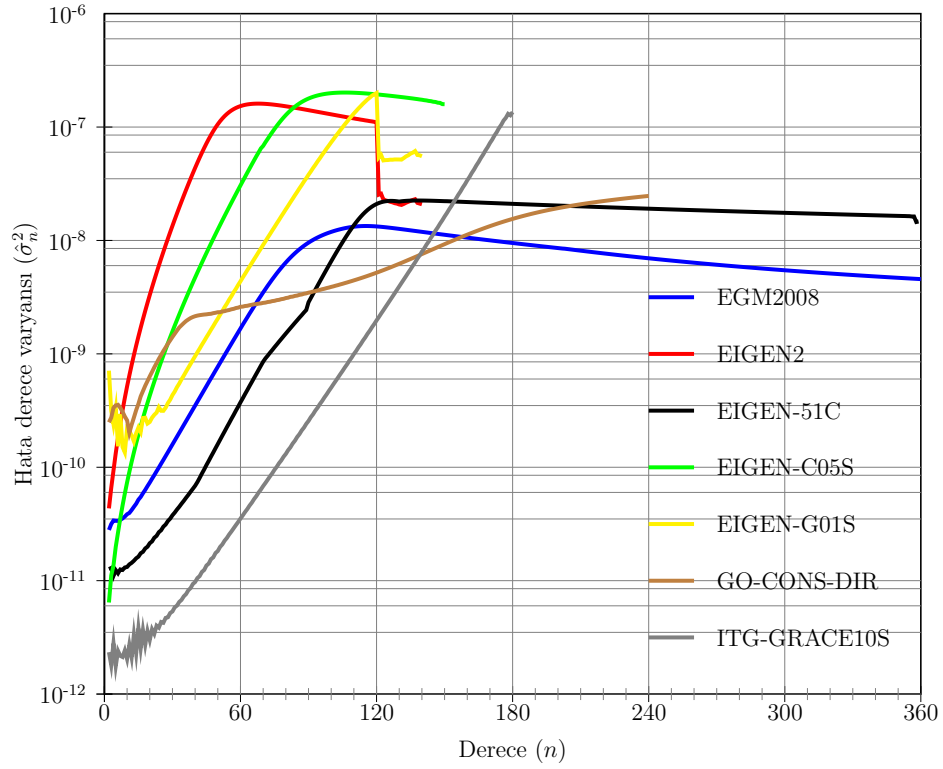


Şekil 3.1. GGM’lerin güç spektrumları

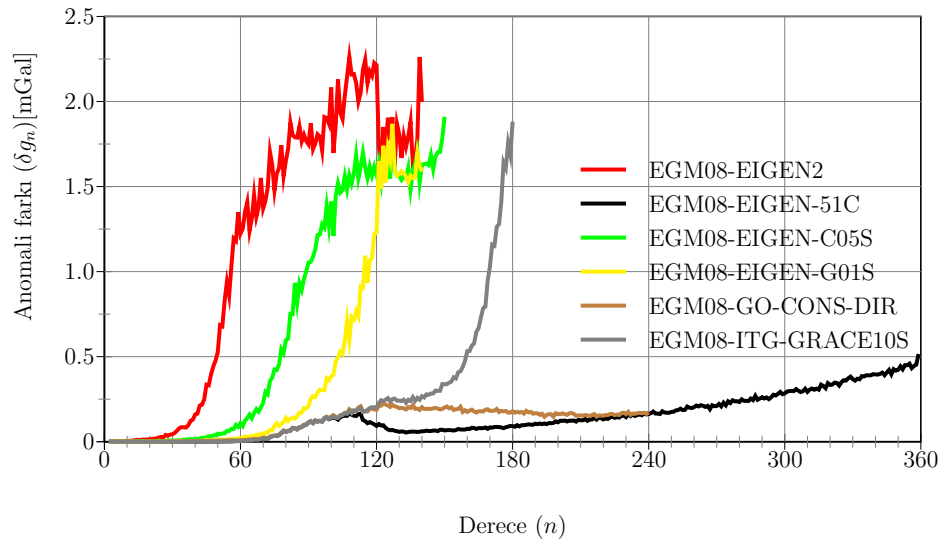
160. dereceden itibaren dikkate değer bir şekilde saptığı görülmektedir. Sonuçlar gravite belirleme amaçlı uydu misyonlarının başarısını detaylıca incelemeye imkan sağlamaktadır. Kısaca GOCE modeli en başarılı, sonra GRACE modelleri, son olarak CHAMP modellerinin en az başarılı olduğu bu görüntüden kolayca anlaşılabilir.

Şekil 3.2’de katsayıların standart sapma değerlerine dayanan hata derece varyansları yer almaktadır. Standart sapma söz konusu olduğunda doğal olarak küçük değerler daha anlamlı sonuçlar demektir. Buna göre söz konusu şekilden, ilk 140. dereceye kadar ITG-GRACE2010S modeli, 140–160 arasında GO-CONS-DIR modeli ve sonrasında EGM2008 modeli en uygun değerleri vermiştir. Sonuç olarak; GRACE uydu misyonu kullanılarak gravite alanının uzun dalga boylarında daha kararlı sonuçlar elde edilebildiği ortaya çıkmıştır. Buna karşın GOCE modelinden daha büyük değerler elde edildiğinden dolayı şuan itibariyle GOCE görevinden istenen başarı sağlanamamıştır denebilir.

Şekil 3.3 ve 3.4’de global modellerin EGM2008’e göre sırasıyla anomali ve ondülasyon farkları bulunmaktadır. EGM2008 modeli tüm yeryuvarında gravite alanının fonksiyoneller açısından ele alındığında en yüksek doğrulukları veren kombine bir çözümdür. Dolayısıyla EGM2008’i referans alarak yapılan



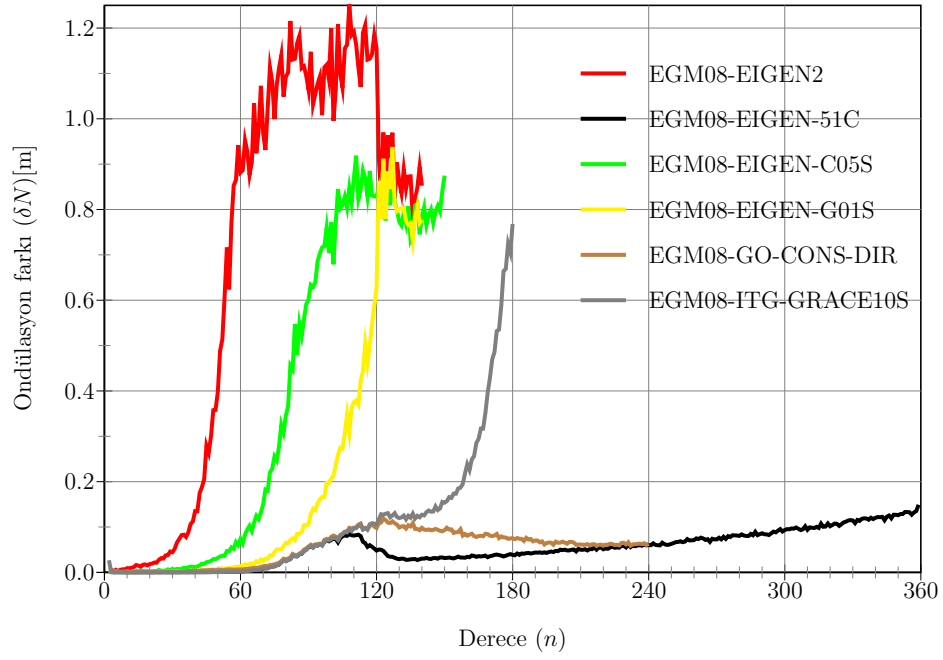
Şekil 3.2. GGM'lerin hata güç spektrumları



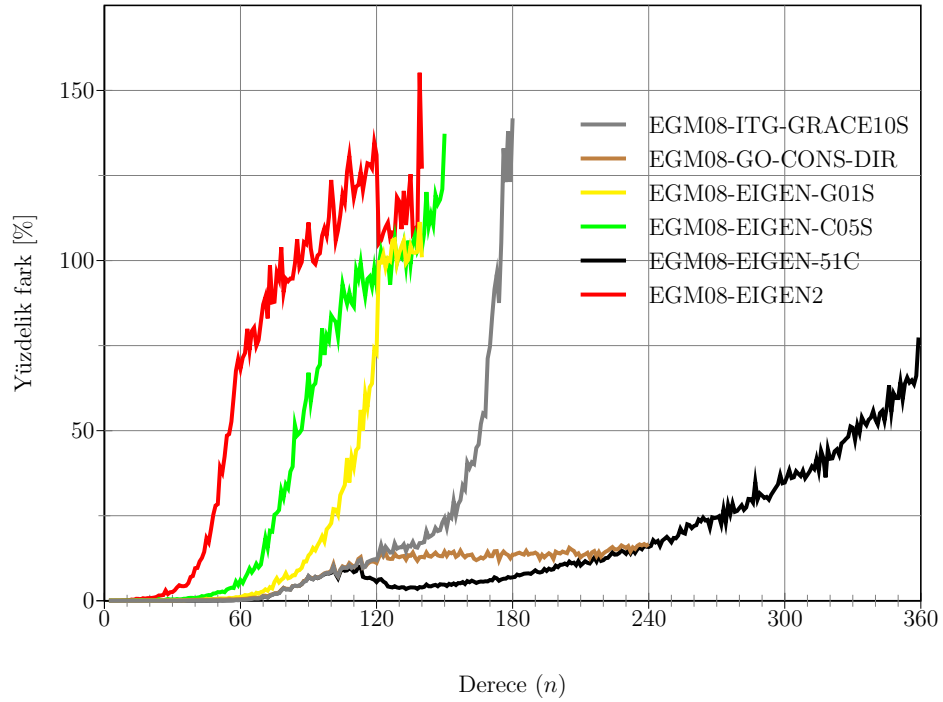
Şekil 3.3. GGM'lerin EGM2008'e göre anomali farkları

karşılaştırmalar daha anlamlı sonuçlar içerecektir. Bu bağlamda söz konusu şekiller ele alındığında, her ikisi de benzer sonuçlar vererek, CHAMP modelinin uzun dalga boylarında büyük farklar, GRACE modelleri ise biraz daha küçük değerler verdiği ortaya çıkmaktadır. Diğer yandan elde edilen sonuçlara göre, GOCE modelinin gravite alanının fonksiyonelleri açısından ele alındığında bir kombine modele yakın

değerler verebildiğini işaret etmektedir.



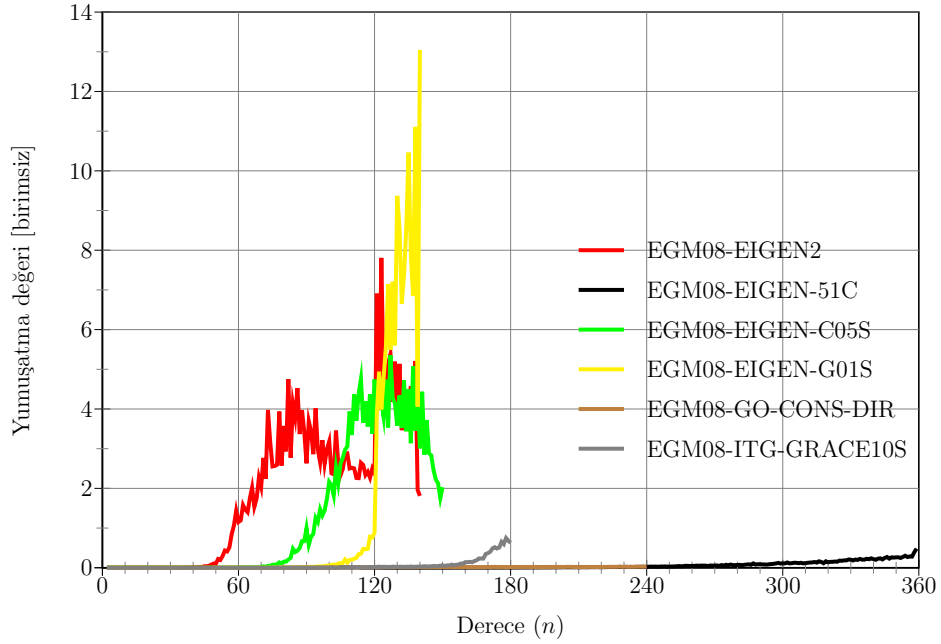
Şekil 3.4. GGM'lerin EGM2008'e göre ondülasyon farkları



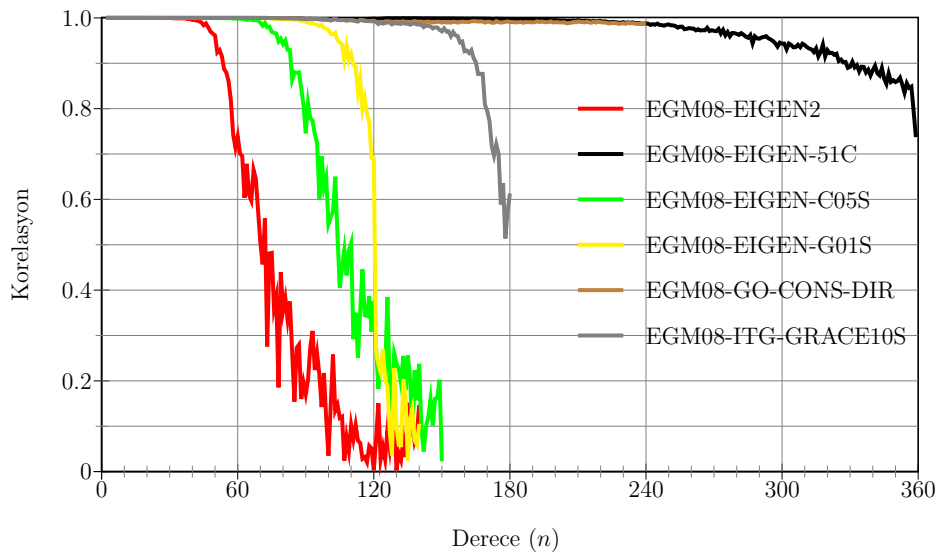
Şekil 3.5. GGM'lerin EGM2008'e göre yüzdelik farkları

Şekil 3.5, 3.6 ve 3.7 benzer bir karşılaştırma çeşidi olarak sırasıyla model katsayıları arasındaki yüzdelik fark, yumuşatma değeri ve korelasyon katsayılarını

göstermektedir. Şekiller neredeyse birbirine çok benzeyen sonuçlar içermektedir. Önce CHAMP, sonra GRACE ve en sonunda GOCE modelleri kombine modellerden ayrılmaktadır. Buradan GOCE uydu misyonu ile gravite alanının orta dalga boylarına kadar katsayıların yüksek doğruluklu olarak modellenbildiği anlaşılmaktadır. Çünkü EGM2008 ile GOCE modelleri arasındaki farkların en az düzeyde olduğu görülmektedir.

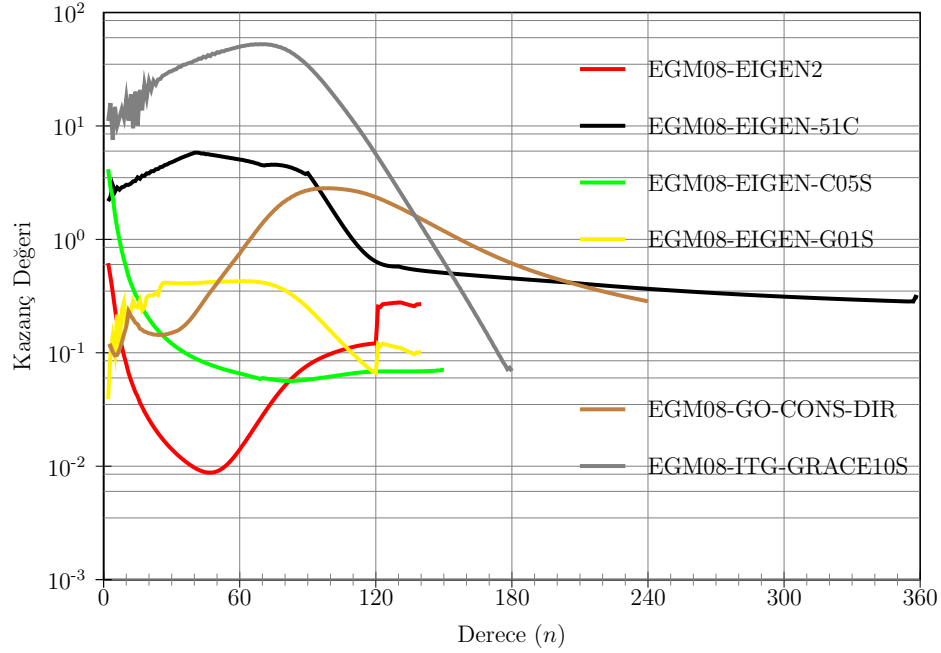


Şekil 3.6. GGM'lerin EGM2008'e göre yumuşatma değerleri



Şekil 3.7. GGM'lerin EGM2008'e göre korelasyon katsayıları

Şekil 3.8’de tüm modellerin EGM2008’e göre katsayıların standart sapma değerlerindeki kazanç miktarını ifade eden sonuçlar görülmektedir. En düşük değerler CHAMP modellerinde hesaplanırken, GOCE modeli ortalama bir değer elde etmiştir. GRACE uydu misyonundan ITG-GRACE2010S modeli en iyi sonuçları vererek, ön plana çıkmaktadır.



Şekil 3.8. GGM’lerin EGM2008’e göre kazanç değerleri (1 boyutlu)

Tüm karşılaştırma araçları göz önünde bulundurularak, aşağıda belirtilen değerlendirmeler yapılabilir;

- CHAMP uydu misyonu, GRACE ve GOCE misyonlarıyla kıyaslandığında, gravite alanının uzun dalga boylu bileşenlerini belirlemede geride kalmıştır. Kısaca CHAMP uydu misyonu görevini yeni çalışmalara bıraktığı görülmektedir.
- GRACE görevi gravite alanının iyileştirilmesinde hala güncelliğini korumaktadır. ITG-GRACE2010S modeli ile bu gerçeği daha yakından görebilmekteyiz.
- GOCE model katsayıları üzerinden yapılan spektral analizler, 240. derecelere kadar beklenen gravite alanı davranışının model tarafından yansıtıldığını ortaya koyuyor. Buna karşılık hata spektrumu ise diğer modellerle

kıyaslandığında performans düşüklüğünü işaret ediyor. Bu durum toplanan veri sayısının diğer uydu görevleriyle kıyaslandığında çok az olması ve katsayıların standart sapmalarındaki olası kalibrasyon sorunları ile açıklanabilir.

- İyileştirme çalışmaları dikkate alındığında alçak frekanslarda en başarılı olan ITG-GRACE2010S modeli kullanılacak referans model olarak seçilmiştir.

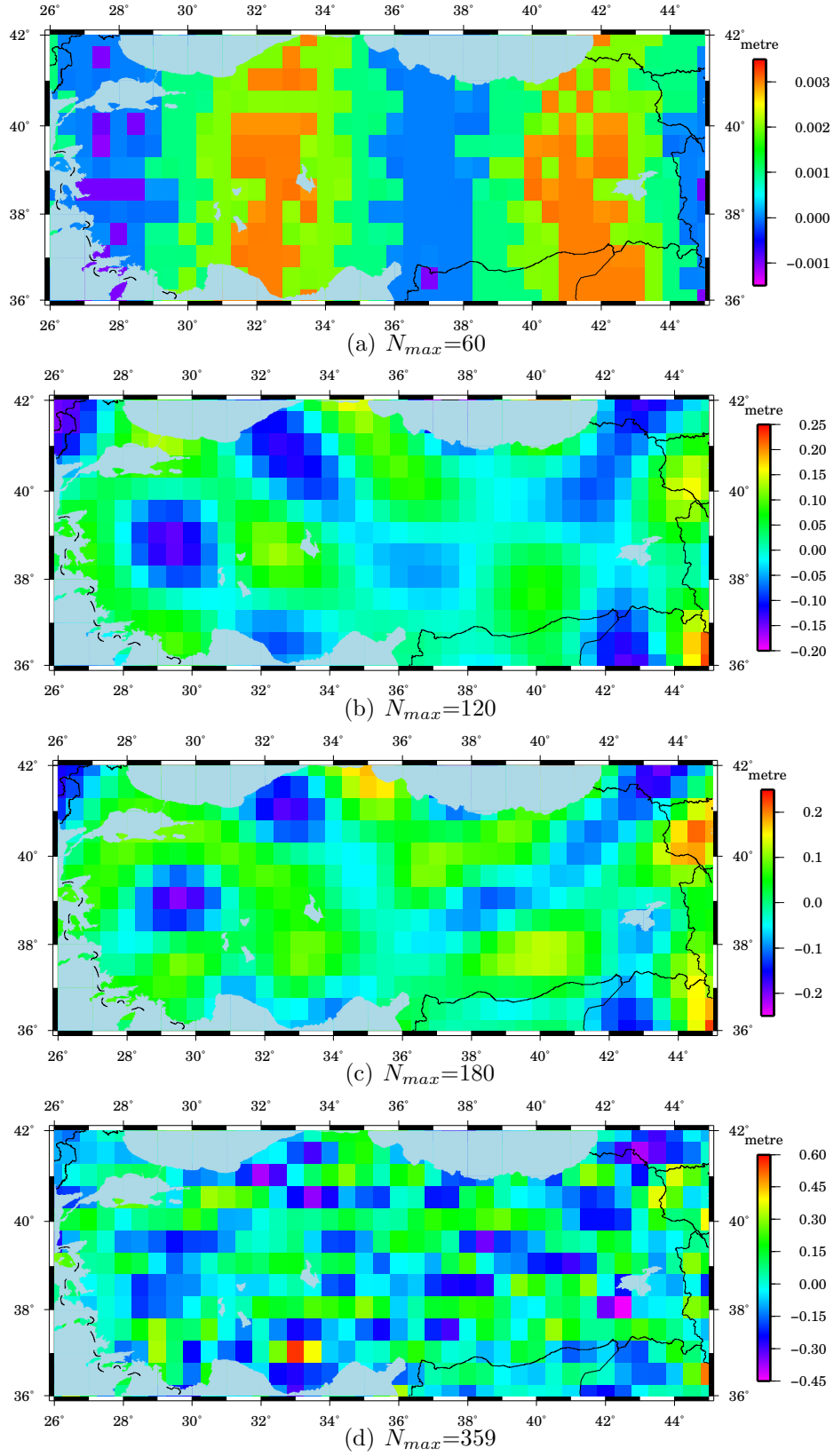
3.3 Bölgesel Analiz

Yerel ya da bölgesel uygulamalar (jeoit belirleme veya gravite haritalarının çıkarılması gibi) GGM'lerin kullanımında önemli bir yere sahiptir. GGM'lerin yerel/bölgesel performansları bu uygulama sonuçlarının başarısını doğrudan etkilemektedir. Eğer GGM'lerin oluşturulma sürecinde bölgeye ait yerel veriler kullanılmamışsa, modellerden türetilen parametrelerin hataları topoğrafyaya bağlı olarak belirgin şekilde artacaktır.

Türkiye sınırlarının kapladığı alan GGM'lerin gelişimlerini izlemek için oldukça uygun bir topoğrafyaya sahiptir. $36^\circ \leq \varphi \leq 42^\circ$ kuzey enlemleri, $26^\circ \leq \lambda \leq 45^\circ$ doğu boylamları arasına kalan bölgede EIGEN51C ve EGM2008 bütünleşik (kombine) modelleriyle bir spektral bölgesel analiz gerçekleştirilmiştir. Belirtilen modellerin farklı karakteristik özelliğe sahip olmalarının yanı sıra, Türkiye'den seçilen yerel verilerin çeşitliliğinde de değişimler vardır. Bu kapsamda düşünüldüğünde analize konu modeller arasında önemli farklılıklar söz konusudur.

Bölgesel spektral analizler için, $30' \times 30'$ grid aralığında yükseklik anomalileri hesaplanmıştır. Çeşitli dalga boylarında farklılıkları görebilmek için sınırlı derecelere kadar (30, 60, 120, 180 ve 360) hesaplamalar yapılmıştır. Toplam 507 noktada yapılan karşılaştırmaların istatistiksel sonuçları Çizelge 3.1'de, farkların coğrafi dağılımları Şekil 3.9'de verilmektedir.

Beklendiği gibi, modellerin jeoit yüzeyleri arasındaki farkların spektrum boyunca arttığı görülmektedir. Bunun nedeni açınım derecesi yükseldikçe katsayılar arasındaki farkların birikimli olarak artmasıdır. Kısa dalga boylarındaki farkların sayısal olarak 0'a yakın olması aynı uydu verilerinin modelleme aşamasında kullanılışından ileri gelmektedir. 120. derece ve üzerindeki spektrumlarda farkların karesel ortalama hatası desimetre mertebesinde oluşu, yerel etkileri temsil eden yersel



Şekil 3.9. Türkiye sınırları içerisinde EGM2008-EIGEN51C modelleri arasındaki farkların dağılımı

Çizelge 3.1. Türkiye sınırları içerisinde EGM2008-EIGEN51C modelleri arasındaki farkların istatistiği [cm]

Derece	Minimum	Maksimum	Ortalama	KOH	Std.
30	0.0	0.2	0.1	0.1	0.0
60	-0.1	0.3	0.1	0.2	0.1
120	-20.2	22.6	0.4	6.8	6.8
180	-22.3	22.5	0.3	7.8	7.8
359	-42.1	56.7	0.3	16.0	16.0

veriler arasındaki çeşitlilikten kaynaklanır. EGM2008’de Türkiye’den yersel gravite verisi bulunurken, EIGEN51C modelinde yalnızca altimetrik veriler yer almaktadır. Bu durumda topografyaya bağlı olarak özellikle Türkiye’nin doğusunda farkların -45 cm ile +55 cm arasında değiştiği görülmektedir.

Öte yandan global modeller dış veri kaynakları ile mutlak olarak değerlendirilebilir. GNSS/nivelman verileri gravimetrik jeoit modelinin değerlendirilmesinde sıkça kullanılan dış veri kaynaklarından biridir. İlk akla gelen yöntem, GNSS/nivelmandan elde edilen geometrik ondülasyonun, modeldeki gravimetrik ondülasyonla karşılaştırılmasıdır. Temel eşitlik olarak bir noktadaki geometrik ondülasyon değeri,

$$N_{\text{Geo}} \approx h - H \quad (3.12)$$

eşitliğinden bulunur. Denklem, çekül eğrilerinin uzayda kıvrılması ve elipsoidal yükseklik ile ortometrik yükseklik arasında çekül sapması bulunduğundan (3.12) yaklaşık eşitliği geçerlidir. Ancak bu durum uygulamda 1 mm’den daha anlamlı değer üretmez. Diğer yandan bu denklemdeki her parametre hatalarla yüklüdür. Bunlar;

- h ve H ’deki ölçü hataları,
- jeodinamik süreçlerin etkileri (yer kabuğu deformasyonları gibi),
- datum tutarsızlıkları veya kayıklıkları,
- parametrelerin hesaplanmasında yapılan teorik hatalar,
- diğer düzenli ya da düzensiz etkiler,

sayılabilir.

Yükseklik sistemleri arasındaki datum kayıklıkları ve distorsiyon gibi sistematik hatalar en küçük karelerle dengeleme modeli göz önüne alınarak en aza indirgenebilir,

$$\Delta N = N_{\text{Geo}} - N_{\text{Gra}} = \mathbf{A}^T \mathbf{x} + \epsilon \quad (3.13)$$

Burada $\mathbf{A}$ geometrik ve gravimetrik jeoit yükseklikleri arasındaki farkı tanımlamak için seçilen matematiksel modelin katsayılar matrisi, $\mathbf{x}$ bilinmeyen parametreler vektörü, ϵ artık gürültüyü ifade eder. Uygulamalarda çoğunlukla 4, 5 ve 7 parametrelilik benzerlik dönüşüm modellerinden yararlanılır. Bunlar sırasıyla,

$$\mathbf{a}_i = [\cos \varphi_i \cos \lambda_i \quad \cos \varphi_i \sin \lambda_i \quad \sin \varphi_i \quad 1] \quad (3.14)$$

$$\mathbf{a}_i = [\cos \varphi_i \cos \lambda_i \quad \cos \varphi_i \sin \lambda_i \quad \sin \varphi_i \quad 1 \quad \sin^2 \varphi_i] \quad (3.15)$$

$$\mathbf{a}_i = [\cos \varphi_i \cos \lambda_i \quad \cos \varphi_i \sin \lambda_i \quad \sin \varphi_i \quad \cos \varphi_i \sin \varphi_i \cos \lambda_i / W_i \quad \cos \varphi_i \sin \varphi_i \sin \lambda_i / W_i \quad \sin^2 \varphi_i / W_i \quad 1] \quad (3.16)$$

biçiminde yazılır (Kotsakis ve Sideris, 1999). Eşitliklerde geçen φ ve λ , GNSS noktalarının coğrafi koordinatlarıdır. Burada,

$$W_i = \sqrt{1 - e^2 \sin^2 \varphi_i} \quad (3.17)$$

olmak üzere e^2 referans elipsoidinin birinci dışmerkezliğinin karesidir.

$\mathbf{a}$ vektörleri karşılaştırmada kullanılacak her GNSS noktası için genişletilir ve katsayılar matrisi $\mathbf{A}$ ortaya çıkar. Daha sonra en küçük kareler yardımıyla denklem çözümünden,

$$\mathbf{x} = (\mathbf{A}^T \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{l} \quad (3.18)$$

bilinmeyen parametreler kestirilir. $\mathbf{l}$ küçültülmüş ölçü matrisi olup, gravimetrik ve geometrik ondülasyon farklarıdır. Buradan yola çıkarak hata vektörü

$$\mathbf{v} = \mathbf{Ax} - \mathbf{l} \quad (3.19)$$

olmak üzere karesel ortalama hatası,

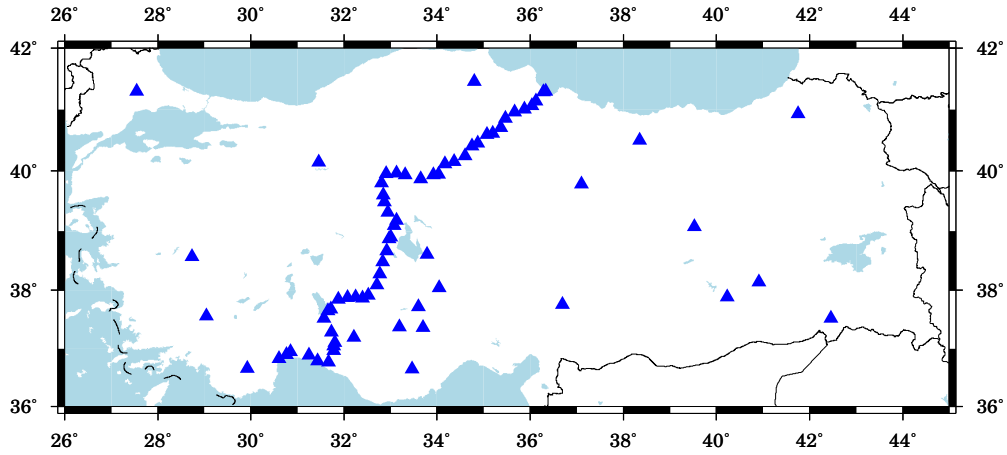
$$m_0 = \sqrt{\frac{\mathbf{v}^T \mathbf{v}}{n - u}} \quad (3.20)$$

eşitliği ile hesaplanır. Burada, n toplam GNSS nokta sayısını, u bilinmeyen sayısını (örneğin 4 parametrelili model için 4'ü) göstermektedir.

Öte yandan global modelin doğruluğunu mutlak olarak test etmenin yanı sıra, diğer bir yol GNSS/nivelman verileri yardımıyla rölatif olarak değerlendirilmesidir. Bu işlem için; modelden ve GNSS/nivelman verilerinden türetilen gravimetrik ve geometrik ondülasyon farklarının tüm bazlarda hesaplanmasıdır. Sözü edilen farklar rölatif formda (ppm: part per million) ifade edilir:

$$\text{ppm} = \text{ortalama} \left| \frac{N_i^{\text{Gra}} - N_j^{\text{Gra}} - (N_i^{\text{Geo}} - N_j^{\text{Geo}})}{D_{ij}} \right| \quad (3.21)$$

Burada D_{ij} , i . ve j . noktalar arasındaki uzaklığı (kilometre), N^{Gra} ve N^{Geo} ilgili noktaların milimetre cinsinden gravimetrik and geometrik ondülasyonlarını temsil eder. Çoğunlukla, modeli rölatif olarak test etmek için, proje sahasındaki tüm GNSS/nivelman noktaları kullanılmaktadır.



Şekil 3.10. GGM'lerin bölgesel analizinde kullanılan GNSS/nivelman noktaları

Bu çalışmada Üstün ve Demirel (2006) projesi kapsamında ölçülen GNSS/nivelman değerleri, seçilen GGM'lerin mutlak ve bağıl değerlendirilmesinde kullanılmıştır. Söz konusu proje kapsamında Türkiye'nin güneyindeki Antalya mareograf istasyonundan kuzeyindeki Samsun mareograf istasyonuna doğru 47

adet GNSS noktasıyla bir kesit alınmıştır. GNSS'ten türetilen elipsoidal yüksekliklerinin doğruluğu 2 cm, ortometrik yüksekliklerinin doğruluğu noktanın Antalya istasyonuna uzaklığına bağlı olarak 0–6.0 cm arasında değişmektedir (Üstün ve Demirel, 2006). Bu noktalara ek olarak ülke genelinde dağılmış ve benzer doğruluklara sahip 25 adet GNSS/nivelman istasyonu da bulunmaktadır. Analizde kullanılan noktaların dağılımı Şekil 3.10'da görülmektedir.

Çizelge 3.2. GNSS/nivelman verileriyle çeşitli global modellerin doğruluk testi [cm]

Model	N_{max}	Min.	Maks.	Ort.	KOH	ppm
EIGEN2	140	-301.70	506.55	1.73	174.96	11.52
EIGEN-GRACE01S	140	-185.37	287.02	0.32	86.95	4.78
EIGEN-CHAMP05S	150	-212.83	295.53	0.92	107.63	7.75
ITG-GRACE2010S	180	-188.13	156.69	1.03	76.70	4.49
GO-CONS-GFC-2-DIR	240	-97.26	72.24	0.13	36.35	2.31
EIGEN-51C	359	-88.40	65.01	0.72	32.90	1.89
EGM2008	360	-83.75	55.14	0.61	30.53	1.80
EGM2008	2190	-42.56	24.20	0.34	11.66	0.77

Seçilen global yerpotansiyel modellerin GNSS/nivelman verileriyle doğruluk analizinin sonuçları Çizelge 3.2 'de verilmiştir. Yedi parametrelili benzerlik dönüşümü optimal değerler verdiği için karşılaştırmada dengeleme modeli olarak kullanılmıştır. Buna ek olarak çizelgenin son sütununda bağıl değerlendirmeler yer almaktadır.

Çizelge 3.2'ye göre, açınım derecesi yükseldikçe GNSS/nivelman verileriyle uyumluluk artmaktadır. Bu durum karesel ortalama hata (KOH) ve bağıl karşılaştırma değerlerinden kolayca anlaşılabilir. Aynı derecelere sahip EIGEN2 ile EIGEN-GRACE01S ve EIGEN-CHAMP05S ile ITG-GRACE2010S modelleri birlikte irdelendiğinde GRACE uydu misyonunun gravite alanının belirlenmesine katkısı buradan görülebilir. Diğer yandan bütünleşik modeller beraber incelendiğinde yersel veri olarak yalnızca altimetre verisi içeren EIGEN-51C modelinin, yersel gravite verileriyle desteklenmiş EGM2008 modeline göre doğruluğunun daha düşük olduğu görülmektedir. Bir başka deyişle yersel gravite verilerinin GGM'lere katkısı açıkça görülmektedir.

4. GLOBAL YERPOTANSİYEL MODELLERİNİN İYİLEŞTİRİLMESİ VE KTH TEKNİĞİ

Gravite anomalileri ile yeryuvarının gravite alanını belirleme işleminde, küresel integrasyon hesabı için global gravite verilerine ihtiyaç duymaktadır. Ne var ki; mevcut gravite gözlemlerinin yeryüzüne dağılımı yüksek çözünürlüklü ve doğruluklu global yerpotansiyel modeli oluşturmaya elverişli değildir. Burada yüksek çözünürlük ve doğruluk kavramı ile uygulamadaki gereksinimler bir başka deyişle mühendislik hizmetlerinin sağlıklı bir şekilde yürütülmesi anlaşılmalıdır. Gravite verilerinin yeterince sık ve istenen kalitede toplandığı yerlerde bu gereksinimleri karşılayacak çözüme global yerpotansiyel modeli referans alan bir iyileştirme yaklaşımı ile ulaşılabilir. Literatürde bölgesel gravimetrik jeoit belirleme olarak bilenen bu yöntem, küresel integrasyon eşitliklerinin yeniden düzenlenmesi sayesinde istenen sonuçları üretebilmektedir. Bu bölümde jeoit yüksekliğinin hesabı için Stokes integralini ilgilendiren değişiklikler KTH yaklaşımı altında ele alınmakta ve yöntemin matematiksel teorisi ve kavramları ayrıntılı olarak açıklanmaktadır.

4.1 Stokes İntegrali

1849 yılında Stokes kendi adıyla anılan ve tüm yeryuvarına dağılmış gravite verileri yardımıyla global jeoidin hesaplanmasına olanak sağlayan ünlü integral eşitliğini yayımladı (Stokes, 1849). Pratikte kullanılabilir bir jeoit modelinin oluşturulmasına izin vermesi nedeniyle jeodeziciler bu eşitliğe büyük önem atfetmişlerdir. Teorik olarak jeoit belirleme, potansiyel kuramında sınır değer (boundary value) probleminin çözümüne dayanır. Stokes'a göre yeryüzündeki bir noktanın jeoit yüksekliği,

$$N = \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_{\sigma} S(\psi) \Delta g d\sigma \quad (4.1)$$

integrali ile hesaplanabilir. Burada, R ortalama yer yarıçapını, γ referans elipsoidi yüzeyindeki normal gravite değerini, ψ yermerkezli açığı, Δg gravite anomalisini, $d\sigma$ birim küre σ 'nın en küçük yüzey elemanını göstermektedir. $S(\psi)$ küre üzerinde

Legendre polinomlarıyla $P_n(\cos \psi)$ ifade edilebilen Stokes fonksiyonudur:

$$S(\psi) = \sum_{n=2}^{\infty} \frac{2n+1}{n-1} P_n(\cos \psi) \quad (4.2)$$

Burada n küresel harmonik dereceyi temsil etmektedir.

Jeoidi belirlemek için (4.1) yüzey integralinin küre yüzeyinin tümünü kapsayacak şekilde çalıştırılması gerekir. Ancak sayısal problemler ve uygulamadaki zorluklar eşitliğin yeryuvarının tamamı için kullanılmasını olanaksız kılar. Uygulamada istenilen nitelikteki gravite verileri sınırlı bir bölgede bulunabildiğinden integralin çalışma alanı da kısıtlanmış olur. Başka bir deyişle bu integral belirli bir çalışma alanı σ_o için kesilmelidir. Bu kesme işlemi sonucunda jeoit hesaplayıcı yeni bir fonksiyon;

$$N^L = \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_{\sigma_o} S^L(\psi) \Delta g d\sigma \quad (4.3)$$

elde edilir. İntegralin sınırları σ_o ile belirlenmiş bir alanda çalıştırılması N 'nin (4.1)'den farklı bir değer olarak elde edilmesine neden olur. (4.1) ve (4.3) jeoit yükseklikleri farkına kesme hatası veya jeoit yüksekliğinin gözardı edilmiş uzak alan katkısı denir. Kesme hatası (truncation error),

$$\delta N = N - N^L \quad (4.4)$$

eşitliği ile tanımlanabilir.

Molodensky ve ark. (1962), yersel gravite anomalileri, global yerpotansiyel modellerden (GGM) türetilen uzun dalga boylu bileşenlerle birleştirilirse uzak bölgeden kaynaklanan kesme hatasının en aza indirgenebileceğini göstermiştir.

Yapay uydular sayesinde (özellikle CHAMP, GRACE ve GOCE uydu görevleri) uydu izleme, altimetre ve gradyometre gibi veri kaynakları kullanarak gravite alanının uzun dalga boylu bileşenleri global modellerin içinde yüksek bir prezisyonla yer almaya başlamıştır. Böylece yeniden düzenlenmiş Stokes fonksiyonu, GGM'den türetilen uzun dalga boylu bileşenlerin katkısıyla bölgesel jeoit modellerinin yüksek doğruluklu olarak modellenmesini sağlamıştır.

Molodensky ve ark. (1962)'den sonra ilk defa Wong ve Gore (1969) Stokes Modifikasyonu kavramından bahsetmiş ve modifikasyonla türetilen jeoit

yüksekliklerinin doğruluğunu irdelemiştir. Daha sonra sırasıyla Meissl (1971); Vincent ve Marsch (1974); Colombo (1981) bu tekniği geliştirmişlerdir. Tüm bu çalışmalar integralin global yerine bölgesel olarak çalıştırılmasından kaynaklanan kesme hatasını küçültmeye uğraş vermektedir. 1981 yılında İsveç Kraliyet Teknoloji Enstitüsü'nden (KTH) Prof. Dr. Lars Erik Sjöberg bu tekniklere alternatif olacak bir yaklaşım önermiştir (Sjöberg, 1981). Bu yaklaşımda kesme hatasının yanısıra, yersel ve GGM'lerden kaynaklanan veri hatalarını da gözönünde bulundurulması gerektiğini ifade etmiştir. KTH yaklaşımı olarak da bilinen yöntem ilerleyen zamanlarda geliştirilerek son halini almıştır.

4.2 KTH Yaklaşımı ile Stokes İntegralinin Modifikasyonu

Stokes modifikasyonu (yeniden düzenlenmesi), orijinal Stokes integralini eldeki mevcut yersel verilerin kapsamı göz önünde bulundurularak yeniden gözden geçirilmesidir. Yukarıda da belirtildiği gibi, modifikasyon yöntemleri yalnızca kesme hatasını küçültmeyi amaçlayan “deterministik” ve kesme hatasının yanısıra yersel verilerden ve global modelden kaynaklanan hataları birlikte azaltmayı hedefleyen “stokastik” olmak üzere iki grupta incelenebilir. Tanımlardan da anlaşılacağı üzere, deterministik yöntemlerin hata dağıtım kapsamı daha dar olduğundan modelleme sürecinde stokastik yöntemlere göre daha az doğruluk verdiği görülmüştür (Ellmann, 2004).

KTH (İsveç Kraliyet Teknoloji Enstitüsü) tekniği en küçük kareler prensibiyle kesme hatasını ve verilerden kaynaklanan hataları en aza indirmeye çalışan stokastik bir yöntemdir. Yöntemin gelişim süreci özet şekilde Sjöberg (1981, 1984, 1991, 2003a) çalışmalarından izlenebilir.

Stokastik KTH yaklaşımına göre, küresel harmoniklerin küre üzerindeki ortogonallığından ve (4.3)'den faydalanarak (4.1) integrali modifikasyon parametreleri cinsinden yeniden düzenlenebilir:

$$\tilde{N} = \frac{c}{2\pi} \iint_{\sigma_o} S^L(\psi) \Delta g d\sigma + c \sum_{n=2}^L b_n \Delta g_n^{\text{GGM}} \quad (4.5)$$

Burada $\tilde{N}$ jeoit yüksekliğinin kestirim değerini göstermektedir. Δg_n^{GGM} herhangi bir GGM'den türetilen n . derecedeki gravite anomalisi, L yerpotansiyel modelin

kullanılan en büyük açınım derecesi ($L \leq N_{max}$), b_n yerpotansiyel modelin her açınım derecesi için hesaplanan modifikasyon parametresidir. c elipsoit yüzeyindeki normal graviteye bağlı bir çarpandır ($c = R/2\gamma$).

Yeniden düzenlenmiş Stokes fonksiyonu;

$$S^L(\psi) = \sum_{n=2}^{\infty} \frac{2n+1}{n-1} P_n(\cos \psi) - \sum_{n=2}^L \frac{2n+1}{2} s_n P_n(\cos \psi) \quad (4.6)$$

eşitliği ile verilir. Bu eşitliğin sağındaki ilk terim global Stokes fonksiyonudur. İkinci terim $S(\psi)$ 'den uzak alan katkısının (düşük frekanslı bileşenlerin) çıkarılmasını sağladığından, geriye kalan bileşenler yerel alanın ağırlık katsayıları olarak değerlendirilebilir. L değeri, (4.6)'da keyfi bir tamsayı olmakla birlikte aynı zamanda Stokes fonksiyonunun yerel bileşenlerini temsil eder.

Jeoit yüksekliğinin kesin değeri,

$$N = c \sum_{n=2}^{\infty} \frac{2\Delta g_n}{n-1} \quad (4.7)$$

spektral biçimde gösterilebilir (Hofmann-Wellenhof ve Moritz, 2005). (4.5) ve (4.7) jeoit yükseklikleri arasındaki farkların (tüm küreye dağılmış) karesinin beklenen değerine,

$$m_{\tilde{N}}^2 = E \left\{ \frac{1}{4\pi} \iint_{\sigma} (\tilde{N} - N)^2 d\sigma \right\} \quad (4.8)$$

$\tilde{N}$ 'nin karesel ortalama hatası denir. Daha açık bir gösterimle,

$$\begin{aligned} m_{\tilde{N}}^2 = & c^2 \sum_{n=2}^L (b_n^2 dc_n) + c^2 \sum_{n=2}^{\infty} (b_n - Q_n^L - s_n)^2 c_n \\ & + c^2 \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{2}{n-1} - Q_n^L - s_n \right)^2 \sigma_n^2 \end{aligned} \quad (4.9)$$

biçiminde yazılabilir (Sjöberg, 1981). c_n GGM'den türetilen gravite anomalilerinin derece varyansı, σ_n^2 yersel gravite anomalilerinin hata derece varyansı, dc_n GGM'den türetilen hata derece varyansıdır.

(4.9) eşitliğinde toplam hata sırasıyla GGM, kesme hatası ve yersel verilerdeki hatalardan kaynaklanır. $m_{\tilde{N}}^2$ her terimin bilinmeyen parametrelere göre kısmi türevleri hesaba katılarak elde edilebilir. Burada dikkat edilmesi gereken önemli

bir husus, iyileştirilmek istenen GGM’de aynı yersel gravite verileri kullanılmış ise bunlar birbiriyle korelasyonlu olacaktır. GGM yalnızca uydu bazlı ise söz konusu korelasyonu ortadan kalkar. Bu yaklaşım son zamanlarda tercih edilen bir stratejidir (Abdalla, 2009; Ulotu, 2009).

4.3 Derece Varyansının Modifikasyona Katkısı

Gravite anomalilerinin derece varyansı c_n global yerpotansiyel modellerin küresel harmonik katsayıları ($\bar{C}_{nm}$ ve $\bar{S}_{nm}$) yardımıyla,

$$c_n = \frac{(GM)^2}{R^4} \sum_{n=0}^{\infty} (n-1)^2 \sum_{m=0}^n (\Delta \bar{C}_{nm}^2 + \bar{S}_{nm}^2) \quad (4.10)$$

hesaplanabilir.

Sayısal hesaplamalarda (4.9) eşitliğindeki sonsuz toplamın, uygun bir derecede kesilmelidir. Buna karşın iyileştirmede kullanılacak GGM’lerin maksimum açılım derecesi genelde bu değerden küçüktür. Modeli aşan derece varyans değerleri için Tscherning ve Rapp (1974) modeli,

$$c_n = A' \sum_{n=3}^{\infty} t^{n+2} \frac{n-1}{(n-2)(n+24)} \quad (4.11)$$

kullanılabilir. Burada $A'=425.28$ mGal ve $t=0.999617$ ’dir. Sonuç olarak derece varyansları maksimum açılım derecesine kadar GGM’den, daha yüksek derecelerde ise bu sentetik model (4.11)’den hesaplanır.

Hata derece varyansı da yine yerpotansiyel modellerin kestirilmiş hata değerlerinden,

$$dc_n = \frac{(GM)^2}{a^4} \sum_{n=0}^{\infty} (n-1)^2 \sum_{m=0}^n (\sigma_{C_{nm}}^2 + \sigma_{S_{nm}}^2) \quad (4.12)$$

türetilir. Burada, $\sigma_{C_{nm}}^2, \sigma_{S_{nm}}^2$ GGM’nin katsayılarıyla birlikte yayımlanan varyans değerleridir.

4.4 Modifikasyon Parametrelerinin Kestirimi

En küçük karelerle modifikasyon parametrelerinin kestirimi için, (4.9)’un s_n değişkenine göre kısmi türevi alınır ve sonuç sıfıra eşitlenirse s_n değerlerinin en küçük

karelerle çözümünde,

$$\sum_{r=2}^L a_{kr} s_r = h_k \quad k = 2, 3, \dots, L \quad (4.13)$$

denklem sistemi kullanılır. Denklem sisteminin oluşturulmasında etkilenmiş, etkilenmemiş ve optimum olmak üzere üç farklı yaklaşım söz konusudur.

Etkilenmiş yaklaşımı için katsayılar matrisinin elemanları,

$$a_{kr} = (\sigma_r^2 + dc_r)\delta_{kr} - E_{kr}\sigma_r^2 - E_{rk}\sigma_k^2 + \sum_{n=2}^{\infty} E_{nk}E_{nr}(\sigma_k^2 + c_n) \quad (4.14)$$

ölçü (yalın terimler) vektörünün elemanları,

$$h_k = \Omega_k - Q_k\sigma_k^2 + \sum_{n=2}^{\infty} [Q_n(\sigma_k^2 + c_n) - \Omega_n]E_{nk} \quad (4.15)$$

benzer şekilde etkilenmemiş yaklaşımı için katsayılar matrisinin elemanları,

$$a_{kr} = d_k^*\delta_{kr} - E_{rk}d_r^* - E_{kr}d_k^* + \sum_{n=2}^{\infty} E_{nk}E_{nr}d_n^* \quad (4.16)$$

ölçü vektörünün elemanları,

$$h_k = \Omega_k - Q_kd_k^* + \sum_{n=2}^{\infty} [Q_nd_n^* - \Omega_n]E_{nk} \quad (4.17)$$

ve son olarak optimum yaklaşımı için katsayılar matrisinin elemanları,

$$a_{kr} = C_r\delta_{kr} - E_{kr}C_k - E_{rk}C_r + \sum_{n=2}^{\infty} E_{nk}E_{nr}C_n \quad (4.18)$$

ölçü vektörünün elemanları,

$$h_k = \Omega_k - Q_kC_k + \sum_{n=2}^{\infty} [Q_nC_n - \Omega_n]E_{nk} \quad (4.19)$$

şeklinde düzenlenebilir. Eşitliklerde yer alan kısaltmalardan sırasıyla söz etmek

yerinde olacaktır. Yersel gravite anomalilerinin derece varyansı,

$$\Omega_k = \frac{2\sigma_k^2}{k-1} \quad (4.20)$$

Kronecker katsayısı,

$$\delta_{kr} = \begin{cases} 1 & \text{eğer } k = r, \\ 0 & \text{diğer durumlarda.} \end{cases} \quad (4.21)$$

olmak üzere, etkilenmemiş yöntem için;

$$d_k^* = \sigma_k^2 + \begin{cases} dc_k & \text{eğer } 2 \leq k \leq L, \\ c_k & \text{diğer durumlarda} \end{cases} \quad (4.22)$$

optimum yöntem için,

$$C_k = \sigma_k^2 + \begin{cases} c_k dc_k / (c_k + dc_k) & \text{eğer } 2 \leq k \leq L, \\ c_k & \text{eğer } k > L \end{cases} \quad (4.23)$$

ağırlık katsayıları biçiminde ifade edilebilir.

Paul (1973)'a göre kesme katsayıları (truncation coefficient),

$$E_{nk} = \frac{2k+1}{2} e_{nk} \quad (4.24)$$

diğer yandan Molodenski kesme katsayıları ise,

$$Q_n = \int_{\psi_0}^{\pi} P_n(\cos \psi) P_k(\cos \psi) \sin \psi d\psi \quad (4.25)$$

şeklinde hesaplanabilir (Hagiwara, 1976).

Denklem çözümü sonucunda modifikasyon parametreleri s_n kestirilir. Bu değerler; yersel gravite verilerinin kalitesine, seçilen integrasyon yarıçapına (ψ_0) ve iyileştirilecek global yerpotansiyel modelinin karakterine bağlı olarak değişir.

Öte yandan modifikasyon parametresi b_n , etkilenmiş yaklaşımında s_n parametresine eşit alınır ($b_n = s_n$). Etkilenmemiş yaklaşımında ise,

$$b_n = Q_n^L + s_n \quad (4.26)$$

şeklindedir. Optimum yaklaşımında bu değer,

$$b_n = \frac{(Q_n^L + s_n)c_n}{c_n + dc_n} \quad (4.27)$$

halini alır.

4.5 Stokes Modifikasyonunun Pratik Uygulaması

Stokes integraline toplam yardımıyla yaklaşılabılır. Bu nedenle integral yüzey elemanı $d\sigma$, yerküresi yüzeyini gridleme tekniği kullanılarak küçük ve sonlu A_j alanlarına böler. Gridleme hem programcılık açısından hem de jeodezik koordinatlarda kolay kullanımı nedeniyle tercih edilen bir yöntemdir.

Stokes fonksiyonun modifikasyonu üç terimden meydana gelir. Birinci terim, yersel gravite verilerinin integrasyonunu, ikinci terim Molodenski kesme hatasını, üçüncü terim ise GGM'den hesaplanan uzun dalga boylu bileşeni temsil eder:

$$\begin{aligned} \tilde{N} = & \frac{c}{2\pi} \iint_{\sigma_o} S^L(\psi)(\Delta g_Q - \Delta g_P)d\sigma + \frac{c}{2\pi} \Delta g_P \int_{\psi=0}^{\psi_0} \int_{\alpha=0}^{2\pi} S^L(\psi) \sin \psi d\psi d\alpha \\ & + c \sum_{n=2}^M b_n \Delta \hat{g}_n \end{aligned} \quad (4.28)$$

Burada Δg_P ve Δg_Q sırasıyla hesap ve integrasyon noktalarının gravite anomalilerini ifade etmektedir.

(4.28) eşitliğindeki integralde yüzey elemanı yerine A_j konursa,

$$\tilde{N}_i = \frac{c}{2\pi} \sum_j S^L(\psi_{ij})(\Delta g_j - \Delta g_i)A_j - c\Delta g_i Q_0^L + c \sum_{n=2}^L b_n \Delta \hat{g}_n \quad (4.29)$$

elde edilir. Eşitlikte geçen A_j küre üzerindeki bloğun alanını, Δg_i hesap noktasındaki ortalama gravite anomalisini, Δg_j integrasyon dairesi içine giren grid merkezi ortalama gravite anomalisini, ψ_{ij} hesap noktası (φ_i, λ_i) ile grid merkezi (φ_j, λ_j) arasındaki küresel uzaklığı temsil eder. Bu uzaklık,

$$\cos(\psi_{ij}) = \sin \varphi_i \sin \varphi_j + \cos \varphi_i \cos \varphi_j \cos(\lambda_j - \lambda_i) \quad (4.30)$$

benzer şekilde grid alanı,

$$A_j = \Delta\lambda\Delta\varphi \cos \varphi \quad (4.31)$$

küresel trigonometri formülleri yardımıyla kolayca hesaplanabilir.

4.6 Düzeltmeler

KTH yaklaşımıyla Stokes modifikasyonu, ondülasyon değerlerini hesaplarken bazı kabul ve varsayıma dayandığından elde edilen sonuçlar olası en iyi çözüm değerleri olarak karşımıza çıkar. Dolayısıyla bu kestirim değerlerine bir takım düzeltmelerin getirilmesi gerekir. Diğer yaklaşımlarda düzeltme miktarları doğrudan gravite anomalilerine yapılsa da gerek hesap kolaylığı gerekse anlaşılabilirlik açısından bu yöntemde yaklaşık ondülasyonlara düzeltme yapılması öngörülür. KTH işlem akışına göre jeoit yüksekliğinin kesin değeri;

$$\hat{N} = \tilde{N} + \delta N_{\text{comb}}^{\text{Top}} + \delta N_{\text{DWC}} + \delta N_{\text{comb}}^{\text{Atm}} + \delta N_{\text{ell}} \quad (4.32)$$

eşitliği ile hesaplanır. $\delta N_{\text{comb}}^{\text{Top}}$ dolaylı ve dolaysız etkileri içeren topografik düzeltmeyi, δN_{DWC} gravite anomalisinin deniz düzeyine indirgenmesinden (downward continuation) kaynaklanan indirgeme düzeltmesini, $\delta N_{\text{comb}}^{\text{Atm}}$ dolaylı ve dolaysız etkileri içeren atmosferik düzeltmeyi, δN_{ell} hesap yüzeyi farklılığının neden olduğu elipsoidal düzeltmeyi temsil eder.

4.6.1 Topoğrafik düzeltme

Stokes integrasyonunda jeoidin dışında yer alan topoğrafik kitleler ya jeoidin içine alınır ya da yok sayılır. Bu kabul nedeniyle oluşan hatanın etkisini gidermek üzere topoğrafik düzeltme yapılır. Topoğrafik düzeltme direkt ve dolaylı etkilerin birleşiminden meydana geldiğinden birleşik topoğrafik düzeltme olarak adlandırılır. Birleşik topoğrafik düzeltmenin hesabı,

$$\delta N_{\text{comb}}^{\text{Top}} = \delta N_{\text{dir}}^{\text{Top}} + \delta N_{\text{ind}}^{\text{Top}} = -\frac{2\pi G\rho}{\gamma} \sum_{n=2}^{\infty} H_n^2 \quad (4.33)$$

toplam serisi yardımıyla yapılır (Ellmann ve Sjöberg, 2002). Bunun için topoğrafyanın bir küresel yükseklik modeli ile biliniyor olması gerekir. (4.33)'de G

Newton çekim sabitini, ρ topoğrafik kitlelerin ortalama yoğunluğunu, R ortalama yer yarıçapını temsil eder. H_n^2 aşağıdaki küresel harmonik açınımda v yerine 2 konularak elde edilir:

$$H^v(\varphi, \lambda) = \sum_{m=-n}^n \bar{H}_{nm}^v \bar{Y}_{nm}(\varphi, \lambda) \quad (4.34)$$

eşitlikte geçen $\bar{H}_{nm}^v$ yüksekliğin n . derece ve m . sıradaki normalleştirilmiş küresel harmonik katsayısıdır. Bu katsayılar yeryuvarının tümüne ait belirli sıklıkta ölçülmüş yükseklik değerlerinin Fourier analizi sonucunda kestirilir. Ayrıca $\bar{Y}_{nm}$ tam normalleştirilmiş yüzey küresel harmonikleridir.

Dikkat edilirse (4.33) eşitliği sadece H^2 ile temsil edilen terimleri içerdiği görülür. Prensip olarak topoğrafik etkiler ardışık kuvvet serilerinden hesaplanır. Nahavandchi ve Sjöberg (1998), H^3 etkisinin çok küçük olması nedeniyle topoğrafik düzeltmeleri hesaplarken 2. derecenin yeterli olabileceğini ortaya koymuştur.

Diğer yandan H_{nm}^2 'in gerek hesap zorluğu gerekse oluşturulan modelin çözünürlüğü 1 cm jeoit hedefini karşılamaması nedeniyle Sjöberg (2007) alternatif bir topoğrafik düzeltme formülü,

$$\delta N_{\text{comb}}^{\text{Top}} = -\frac{2\pi G\rho}{\gamma} \left(H^2 + \frac{2H^3}{3R} \right) \quad (4.35)$$

önermiştir. Buradaki H değeri noktanın ortometrik yüksekliğini ifade eder. Jeoit hesabında, grid merkezlerinde hesaplanan düzeltme değeri $\tilde{N}$ 'ye ekleneceğinden, H büyüklüğü sayısal yükseklik modelinden istenilen çözünürlükte ortamaları alınarak elde edilmelidir.

Öte yandan topoğrafik etki doğrudan topoğrafik kitlelerinin yoğunluğu ile ilişkilidir. Uygulamada güvenilir bir yoğunluk bilgisine ulaşmak genellikle mümkün olmadığı için topoğrafik kitlelerinin yoğunluğu olarak 2.67 g/cm^3 değeri hesaplamalarda kullanılır. Eğer çalışma alanına ait yoğunluk değişimleri biliniyorsa, daha doğru sonuçlara ulaşmak için Sjöberg (2000)'deki,

$$\delta N_{\text{comb}}^{\text{Top}} = \frac{1}{R\gamma} \sum_{n=2}^{\infty} \iint_{\sigma} \int_R^{R+H} \mu \left\{ \left(\frac{R}{r} \right)^{n+1} - \left(\frac{r}{R} \right)^n \right\} r^2 dr P_n(\cos \psi) d\sigma \quad (4.36)$$

eşitliğinin kullanılması uygun olur.

4.6.2 İndirgeme düzeltmesi

Fiziksel yeryüzünde ölçülen gravite gözlemleri jeoit modelleme işlemine geçilmeden önce deniz düzeyine indirgenmelidir. Geleneksel olarak indirgeme etkisi, jeoit yüksekliğine göre değişen oldukça sert bir yaklaşımla hesaplanır. Bu durum boşlukta gravite anomalisinin yüksekliğe göre doğrusal olarak değiştiği varsayımına neden olur. Söz konusu kabuldeki ana problem jeoit yüzeyi ile fiziksel yeryüzü arasındaki kitlelerin yoğunluğunun düzensiz dağılımıdır. Dolayısıyla bu kabulde hata olacağından Sjöberg (2003b) yeni bir indirgeme eşitliği,

$$\delta N_{\text{DWC}} = \delta N_{\text{dwc}}^{(1)} + \delta N_{\text{dwc}}^{L1, \text{Far}} + \delta N_{\text{dwc}}^{L2} \quad (4.37)$$

önermiştir. Eşitlikte görüldüğü üzere indirgeme düzeltmesi üç ana bileşenden oluşmaktadır. Bunlar sırasıyla;

$$\delta N_{\text{dwc}}^{(1)} = \frac{\Delta g}{\gamma} H_P + 3 \frac{\tilde{N}}{r_p} H_P - \frac{1}{2\gamma} \frac{\partial \Delta g}{\partial r} \Big|_P H_P^2 \quad (4.38)$$

$$\delta N_{\text{dwc}}^{L1, \text{Far}} = c \sum_{n=2}^M b_n \left[\left(\frac{R}{r_P} \right)^{n+2} - 1 \right] \Delta g_n \quad (4.39)$$

$$\delta N_{\text{dwc}}^{L2} = \frac{c}{2\pi} \iint_{\sigma_o} S_L(\psi) \left(\frac{\partial \Delta g}{\partial r} \Big|_P (H_P - H_Q) \right) d\sigma_Q \quad (4.40)$$

şeklinde. Burada, $r_P = R + H_P$ P noktasının küresel yarıçapını, H_P P noktasının ortometrik yüksekliğini gösterir. P noktasındaki gravite gradyeni Hofmann-Wellenhof ve Moritz (2005) göre,

$$\frac{\partial \Delta g}{\partial r} \Big|_P = \frac{R^2}{2\pi} \iint_{\sigma_o} \frac{\Delta g_Q - \Delta g_P}{l_0^3} d\sigma_Q - \frac{2}{R} \Delta g \quad (4.41)$$

eşitliği ile hesaplanabilir. Burada $l_0 = 2R \sin(\psi_{PQ}/2)$ şeklinde ifade edilebilir.

4.6.3 Atmosferik düzeltme

Jeoit yüzeyinin dışında kalan atmosferik kitlelerin etkisi tamamiyle yok sayılamaz. Gözle görülemeyen bu kitlelerin etkisi de bir düzeltme terimi olarak jeoit

yüksekliklerinin hesabında gözönüne alınmalıdır. Hesaplanan düzeltme değerleri doğrudan yaklaşık ondülasyon değerine eklenerek Stokes formülündeki sınır değer probleminin çözümü tamamlanmış olur.

KTH yaklaşımında atmosferik düzeltme, noktanın yüksekliğine göre küresel harmonik katsayılar H_n yardımıyla hesaplanabilir (Sjöberg ve Nahavandchi, 2000);

$$\begin{aligned} \delta N_{\text{comb}}^{\text{Atm}} = & -\frac{2\pi GR\rho}{\gamma} \sum_{n=2}^M \left(\frac{2}{n-1} - b_n \right) H_n \\ & - \frac{2\pi GR\rho}{\gamma} \sum_{n=M+1}^{\infty} \left(\frac{2}{n-1} - \frac{n+2}{2n+1} Q_n^M \right) H_n \end{aligned} \quad (4.42)$$

Burada ρ (1.23 kg/m^3) atmosferik kitlelerin deniz düzeyindeki yoğunluğu, b_n modifikasyon parametresi, Q_n^M Molodensky kesme katsayısını temsil eder.

4.6.4 Elipsoidal düzeltme

Stokes yaklaşımı R yarıçaplı ortalama yerkürede uygulanırken, jeoit yükseklikleri gerçekte elipsoit yüzeyinden ölçülür. Bu farklılık jeoit yüksekliği değerlerine %0.3'lük bir etkiyle birkaç desimetreye kadar yansıyabilir. 1 cm doğruluklu jeoit modeli hedefi için bu etkinin de göz önünde bulundurulması gerekir. Sjöberg (2004) elipsoidal düzeltmenin hesaplanabileceği basit bir formül yayınlamıştır:

$$\delta N_{\text{ell}} \approx \psi_0 [(0.12 - 0.38 \sin^2 \varphi) \Delta g + 0.17 \tilde{N} \cos^2 \varphi] \quad (4.43)$$

eşitlikte ψ_0 integrasyonun küresel yarıçapını gösterir. $\psi_0 = 1^\circ$ 'lik yarıçap için, eşitlik Himalayalar'da 5 cm değerine kadar ulaşabilir. Ne var ki; bazı kabuller nedeniyle formülün preizasyonunun yarıçapla orantılı olarak birden bire düştüğü belirtilmiştir (Sjöberg, 2004). Bu yüzden Ellmann ve Sjöberg (2004) daha gerçekçi sonuçlara ulaşmak için elipsoidal düzeltmenin detaylı versiyonunu önermektedir. $a = 6378$ km, $R = 6371$ km, $e^2 = 0.0067$ ve $\gamma = 9.8 \text{ m/sn}^2$ parametrelerini göz önünde bulundurularak önceki eşitlik yeniden yazılabilir:

$$\delta N_{\text{ell}} \approx [(0.0036 - 0.0109 \sin^2 \varphi) \Delta g + 0.0050 \tilde{N} \cos^2 \varphi] Q_0^L \quad (4.44)$$

(4.44)'de uzunluklar metre, gravite anomalileri mGal biriminde olursa, sonuç metre biriminde çıkar. Birkaç derecelik yarıçaplar için elipsoidal düzeltme değerleri 1 cm düzeyinde kalmaktadır. Eşitlikte geçen Molodenski kesme katsayısı Q_0^L ,

$$Q_n^L = Q_n - \sum_{k=2}^L \frac{2k+1}{2} s_k e_{nk} \quad (4.45)$$

formülünde n yerine 0 konularak elde edilir. Burada,

$$Q_n = \int_{\psi_0}^{\pi} S(\psi) P_n(\cos \psi) \sin \psi d\psi \quad (4.46)$$

ve

$$e_{nk} = \int_{\psi_0}^{\pi} P_n(\cos \psi) P_k(\cos \psi) \sin \psi d\psi \quad (4.47)$$

şeklinde hesaplanır.

5. KONYA KAPALI HAVZASINDA KTH YAKLAŞIMINA DAYALI JEOİT MODELİNİN OLUŞTURULMASI

5.1 Veri Toplama

Global yerpotansiyel modeli referans alan bölgesel bir jeoit modelinin oluşturulması için başta gravite verileri olmak üzere yersel verilere ihtiyaç duyulur. Aşağıda öncelikle uygulama bölgesi için oluşturulacak jeoit modelinin iyileştirmesinde kullanılacak yersel veriler ve bunların doğruluklarına ilişkin genel bilgiler verilmektedir. Daha sonra bu verilerin jeoit belirlemeye hazır duruma getirilmesi ve önceki bölümde verilen teorik bilgilere uygun olarak jeoit yüksekliklerinin belirlenmesi anlatılmaktadır.

5.1.1 Proje sahası

Konya, Karaman, Aksaray ve Niğde illerini içine alan ve Konya Kapalı Havzasını kaplayan bölge, proje sahası olarak seçilmiştir. Gravite ölçülerinin toplandığı ve jeoit yüksekliklerinin hesaplanacağı bölgenin coğrafi sınırları $37^{\circ} \leq \varphi \leq 39^{\circ}$ kuzey enlemleri, $31.5^{\circ} \leq \lambda \leq 35.0^{\circ}$ doğu boylamları arasındadır. Söz konusu saha, suyla kaplı alanlar dahil olmak üzere toplam 68 000 km² lik yüzölçüme sahiptir. Havzanın güneyi ve güney batısı Toros Dağları ile çevrilidir. Tuz Gölü'nü de kapsayan düzlük alanlar çalışma bölgesinin neredeyse % 60'ını oluşturmaktadır. Ortalama yüksekliğin 1250 m olduğu bölgede, yükseklikler Toros Dağları'nda 3491 m'ye kadar çıkmakta, havzanın güneyindeki Göksu Vadisi'nde 576 m'ye kadar düşmektedir. Proje sahasının coğrafi konumu ve topoğrafik yapısı Şekil 5.1'de gösterilmiştir. Bölgenin Konya Kapalı Havzası olarak adlandırılmasının nedeni Şekil 5.1'de sınırları gösterilen alan içindeki yüzey su kaynaklarının (nehir, göl vb.) açık denizlerle bir bağlantısının olmayışdır. Havza içerisindeki yerleşim alanlarındaki nüfus ile birlikte tarımsal sulama faaliyetlerinin su ihtiyacı çok büyük ölçüde yeraltı sularından karşılanmaktadır. Son 20–30 yıllık süreçte bölgeyi ilgilendiren çevresel sorunların başında yıllık 1 m'ye varan yeraltı suyu çekilmesi gelmektedir. Yeraltı su kaynaklarındaki azalmanın önemli sonuçlarından biri de zemin çökmelerinin tetiklemesidir. Özellikle nivelman dayanak noktalarını olumsuz etkileyen bu durum, söz konusu noktaların zaman içerisinde yükseklik değerlerinin güncelliğini

yitirmesine neden olmaktadır. Yüksek çözünürlüklü ve doğruluklu bölgesel jeoit modeli, GNSS'den yüksekliklerin türetilmesi sorununa çözüm olabilecektir.



Şekil 5.1. Proje sahasının topoğrafik durumu ve verilerin dağılımı

5.1.2 Gravite gözlemleri

Projede kullanılacak gravite gözlemleri, Türkiye'nin gravite veri tabanından sorumlu Harita Genel Komutanlığı'ndan satın alınmıştır. Gravite değerleri International Gravity Standardization Net 1971 (IGSN71), coğrafi koordinatlar ise World Geodetic System 1984 (WGS84) datumundadır. Her nokta için gravite bilgisi sırasıyla, gravite noktasının enlemi, boylamı, ortometrik yüksekliği (Antalya mareograf istasyonundaki ortalama deniz düzeyinden) ve gravite değeri g 'dir. Projede kullanılacak gravite gözlemlerinin coğrafi dağılımı Şekil 5.1'de gösterilmiştir.

Gravite gözlemleri yalnızca bir kaynaktan elde edildiğinden, mevcut veriler projenin ihtiyacını tam anlamıyla karşılayabilecek durumda değildir. Proje

sahasındaki toplam gravite nokta sayısı 3073'tür. Bu durum istenenin (en az 10 km²'ye 1 nokta) altında, ortalama 22 km²'lik alana 1 nokta düşecek şekilde bir yoğunluk sunmaktadır. Diğer yandan Toros Dağları'nın bazı kesimlerinde gravite ölçüsü yapılmamış geniş boşluklar veya seyrek ölçülmüş yerler de vardır. Bilindiği üzere modelleme işleminde çözüme katılan gravite gözlemlerinin doğruluğu ve sıklığı, oluşacak yeni modelin prezisyonunu doğrudan etkilemektedir. Ayrıca jeoit modelleme işlemi, hesap noktası etrafında en azından 2°'lik yarıçaptaki yakın bölgede (near zone) gravite gözlemlerine ihtiyaç duymaktadır. Maalasef ekonomik, politik ve bürokratik engellerden dolayı projede kapsamında çalışma sahasının etrafındaki hiç bir gravite gözleminden yararlanılamamaktadır. Sonuç olarak, projedeki nokta gravite verilerinin yoğunluğu ve kapsamı, tam anlamıyla jeodezik gereksinimleri karşılayacak bölgesel jeoit modelini oluşturmaya imkan sağlayamayacağı ilk bakışta anlaşılmaktadır.

5.1.3 GNSS/nivelman verileri

GNSS teknolojisinin gelişmesiyle birlikte ulusal düzeyde yürütülen jeodezik çalışmalara referans olacak bir kontrol ağının oluşturulması amacıyla Harita Genel Komutanlığı tarafından 1999 yılından Türkiye Ulusal Temel GNSS Ağı (TUTGA99) kurulmuştur. Ülke geneline homojen olarak dağılmış toplam 594 noktadan oluşan bu ağda, proje sahasına giren nivelmanla kot taşınmış 10 adet nokta bulunmaktadır. Söz konusu ağda bulunan noktaların GNSS ile ölçülen elipsoidal yüksekliklerin doğruluğu ± 3 cm iken, ortometrik yüksekliklerin doğruluğu noktanın Antalya mareograf istasyonuna olan uzaklıkla doğru orantılı olarak ülke genelinde 0.3–9.0 cm arasında değişen değerler almaktadır (Ayhan ve ark., 2001). Proje sahasının Antalya istasyonuna uzaklığı gözönüne alındığında proje sahasının içine giren GNSS/nivelman noktalarının ortometrik yüksekliğinin doğruluğu ± 2 cm olduğu kabul edilebilir. Hata yayılma kuralına göre GNSS/nivelman verilerinin toplam doğruluğunun ± 4 cm'nin altında olduğu söylenebilir.

Ayrıca proje sahasında diğer bir GNSS/nivelman veri seti olarak Üstün ve Demirel (2006) çalışmasından 10 adet nokta bulunmaktadır. Bu veri setinde de aynı doğruluklar geçerlidir. Her iki çalışmadan toplam 20 adet GNSS/nivelman noktası yeni oluşacak gravimetrik modelin geçerliliğinin ve doğruluğunun gerek

mutlak analizinde gerekse bağıl analizinde kullanılacaktır.

5.1.4 Sayısal yükseklik modeli

2000 yılının Şubat ayında SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) projesi kapsamında NASA tarafından yaklaşık 60° kuzey ve güney enlemleri arasında kalan tüm kara parçalarının yüksek çözünürlüklü sayısal yükseklik modeli üretilmiştir. ABD için 1", diğer ülkeler için 3" çözünürlüklü olmak üzere NASA sunucuları üzerinden internette ücretsiz olarak yayınlanmaktadır (SRTM, 2010).

Söz konusu veriler radar gölgelemesi, sinyal saçılması ve yansıması gibi nedenler yüzünden bazı bölgelerde (özellikle kıyı şeridi, sulak alanlarda ve sarp arazilerde) geniş boşluklar içermektedir. Bu nedenle veriler kullanıma bütünüyle hazır değildir. TSYM3 projesi ile Türkiye için tamamiyle doldurulmuş 3" çözünürlüklü yükseklik modeli için yersel verilerle desteklenmiş SRTM yükseklik bilgisi elde edilmiştir (TSYM3, 2010). Yeni model Türkiye Sayısal Yükseklik Modeli (TSYM3) olarak adlandırılmıştır. TSYM3 modelinin Türkiye sınırları içinde doğruluğu 6–8 m olduğu ifade edilmektedir (Bildirici ve ark., 2010). Modelin doğruluğunu etkileyen başlıca nedenler topografya ve bitki örtüsüdür. Nokta bazlı düşünüldüğünde dağlık ve ormanlık alanlarda bu doğruluk 20–25 metreye kadar çıkarken, düz ve çıplak arazilerde 3–5 metreye düşmektedir. Kiamehr ve Sjöberg (2005), çalışma bölgesiyle benzerlik gösteren İran sınırları içinde SRTM verilerinin doğruluğunu test etmiş ve bu verilerin jeoit modellemede kullanılmasını önermiştir. Sonuç olarak TSYM3'den elde edilen yükseklik bilgisi bu projede gerek indirgeme ve topografik düzeltmelerin hesabında gerekse gravite verilerinin anomalilere indirgenmesi sürecinde kullanılacaktır.

5.1.5 Global yerpotansiyel modelleri

GGM'ler yeryuvarının gravitasyonel potansiyelinin küresel harmonik seriler yardımıyla gösterimidir. Modeller uydu izleme, altimetre, gradyometre ve yersel gravite verilerinin farklı kombinasyonlarının analiziyle elde edilir. Dolayısıyla her model diğerine göre çözünürlük, analiz yöntemi, veri kaynağı ve yoğunluğu bakımından çeşitlilik gösterir. Özellikle 1 cm doğruluklu jeoit modeli hedefi düşünüldüğünde; çözüme katılacak GGM'in seçimi yeni oluşacak modelin

doğruluğunu doğrudan etkileyecektir.

Günümüze değin ABD ve Avrupa'daki bazı araştırma merkezlerince üretilmiş çok sayıda model bulunmaktadır. Üretilen her model kendinden öncekinden daha fazla ölçü ve yeni ölçme teknolojisi içerdiğinden son yayınlananların yerin gravite alanını daha gerçekçi yensıtması kaçınılmazdır. Uluslararası Yer Modelleri Merkezi (ICGEM: International Centre for Global Earth Models) resmi sitesinde bu modeller bulunmaktadır (ICGEM, 2010). Her modelin küresel harmonik katsayıları ve standart sapmaları internetten ücretsiz olarak indirilebilir.

5.2 Bölgesel Model Oluşturmak için Yapılan Ön Hazırlıklar

Jeoit modelleme işlemi için belirli bir bölgede eşit aralıklı gravite anomalilerine gereksinim duymaktadır. Bu alt bölümde nokta gravite değerlerinden ve GGM'lerden türetilen gravite anomalilerinin işlem adımları hakkında bilgi verilecektir.

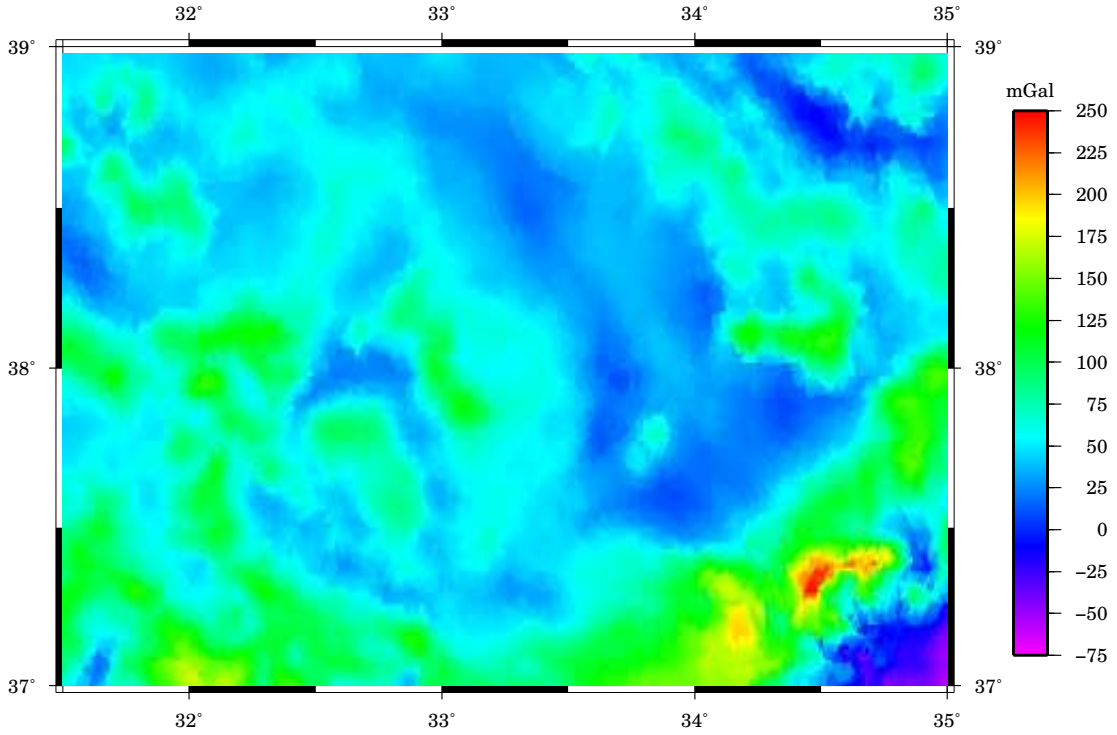
5.2.1 Gravite anomalileri

Jeodezide gravite ölçmeleri yeryuvarının şeklinin belirlenmesi çalışmalarında kullanılır. Ne var ki, fiziksel yeryüzünde ölçülen gravite değerleri jeoit belirleme çalışmalarında doğrudan kullanılması mümkün değildir. Bu nedenle gözlemlerin, mümkün olduğunca sahip olduğu yerel özelliklerini (ölçüldüğü kara parçasının topoğrafik çekim etkisini) yitirmeden gravite anomalilerine indirgenmesi istenir.

Jeoit belirlemeye esas gravite anomalileri boşlukta gravite ve Bouguer anomalileri olmak üzere iki grupta toplanabilir. Boşlukta gravite anomalileri jeoit modelleme aşamasında doğrudan kullanılırken, Bouguer anomalilerinin daha yumuşak yüzeyli ve yükseklikten bağımsız özellik gösterdiğinden, gravite değerlerinin enterpolasyon işlemlerine elverişlidir.

Fiziksel yeryüzünde ölçülen gravite gözlemleri ile tellüroit yüzeyinde hesaplanan normal gravite arasındaki farka, boşlukta gravite anomalileri Δg_{FA} denir ve aşağıdaki eşitlikle gösterilir:

$$\Delta g_{FA} = g_P - \gamma_Q \quad (5.1)$$



Şekil 5.2. Proje sahasındaki yersel verilerin boşlukta gravite anomalileri

Tellüroit üzerindeki normal gravite γ_Q ;

$$\gamma_Q = \gamma_0 + H(0.000000072651H + 0.000438983 \sin^2 \varphi - 0.308779814) \quad (5.2)$$

ile hesaplanır (Hofmann-Wellenhof ve Moritz, 2005). Burada H noktanın normal yüksekliğini ifade eder.

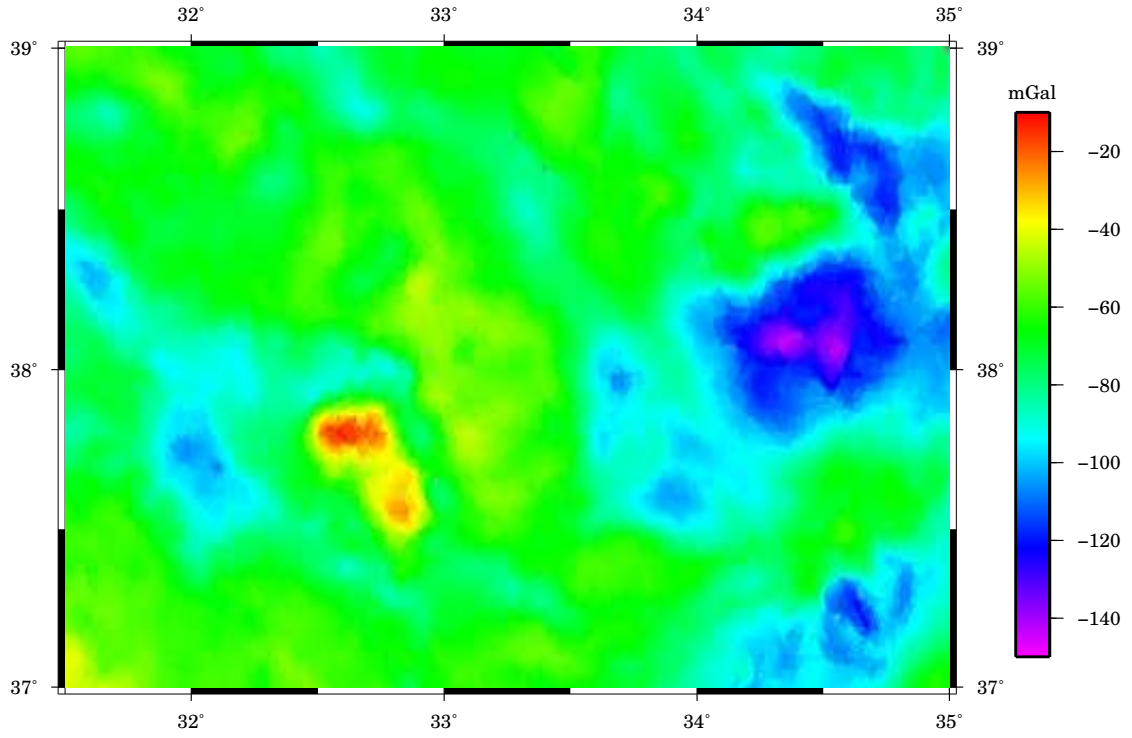
GRS80 referans elipsoidi üzerindeki normal gravite γ_0 seriler yardımıyla hesaplanabilir (Moritz, 1992),

$$\begin{aligned} \gamma_0 = 978032.67715(1 + 0.0052790414 \sin^2 \varphi + \\ 0.0000232718 \sin^4 \varphi + \\ 0.0000001262 \sin^6 \varphi + \\ 0.0000000007 \sin^8 \varphi) \end{aligned} \quad (5.3)$$

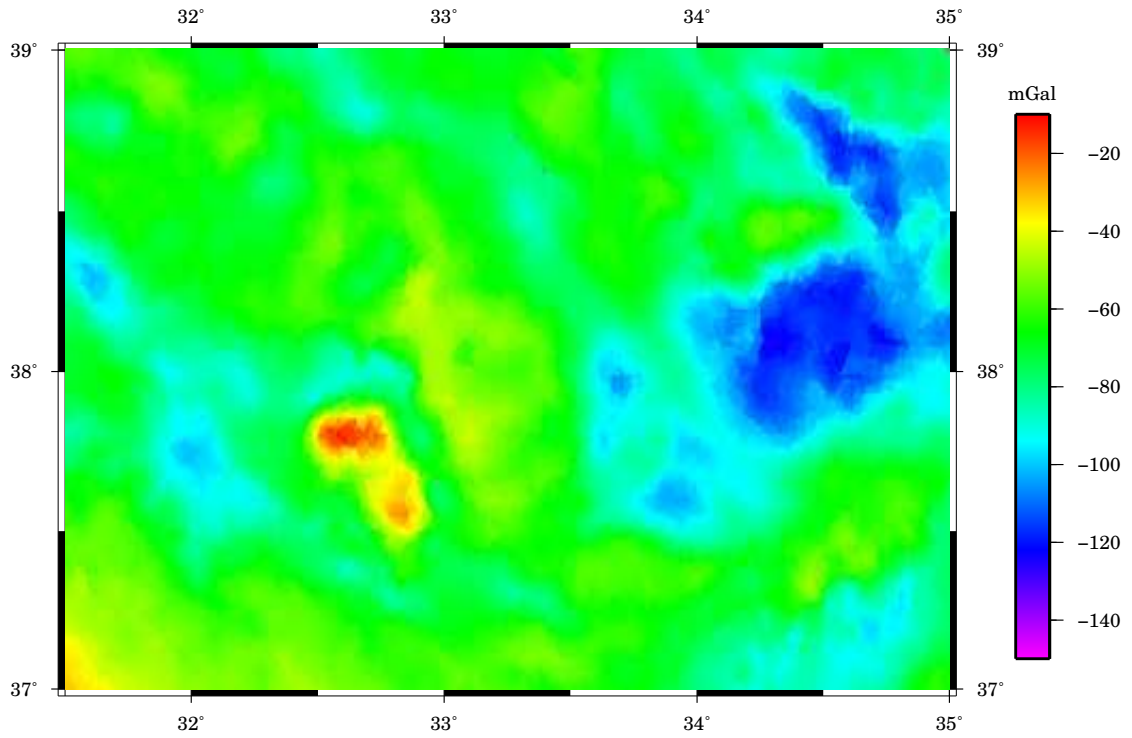
eşitlikte geçen φ jeodezik enlemi göstermektedir.

Proje sahasının içinde kalan bölgede yersel verilerden türetilen boşlukta gravite anomalileri Şekil 5.2’de görülmektedir. Şekil incelendiğinde, anomalilerin topografya ile yüksek korelasyonlu olduğu açıktır. Diğer yandan boşlukta anomaliler

-75 ile 250 mGal arasında değişen değerler aldığından yumuşak yzeyli değildir.



şekil 5.3. Proje sahasındaki yersel verilerin basit Bouguer anomalileri



şekil 5.4. Proje sahasındaki yersel verilerin tamamlanmış Bouguer anomalileri

Basit Bouguer anomalisi aşağıda verilen eşitlik ile hesaplanabilir:

$$\Delta g_{SB} = g_P - \gamma_Q - 2\pi G\rho H \quad (5.4)$$

Formülde geçen G Newton'un gravite sabitesi, ρ Bouguer plakasının yoğunluğudur.

Ayrıca rafine ya da tamamlanmış Bouguer anomalilerini hesaplamak için,

$$\Delta g_{CB} = \Delta g_F - 2\pi G\rho H + \delta g^{TC} \quad (5.5)$$

eşitliği kullanılır. Burada δg^{TC} arazi düzeltmesi olarak adlandırılır (Hofmann-Wellenhof ve Moritz, 2005).

(5.4) ve (5.5) eşitlikleri yardımıyla her iki Bouguer anomalisi kolayca hesaplanabilir. Bu çalışmada arazi düzeltmeleri hesaplanırken Bouguer plakası yerine Bouguer kabuğu göz önünde bulundurulmuştur. Çünkü gravimetrik jeoidi belirleme işlemlerindeki topoğrafik etkilerin değerlendirilmesinde, daha doğru sonuçlara ulaşmak için yerkabuğunun küresel model olarak düşünülmesi gerekir (Vaníček ve ark., 2001, 2004). Uygulama bölgesindeki Bouguer anomali haritası basit ve tamamlanmış indirgeme eşitlikleri için sırasıyla Şekil 5.3 ve 5.4'de görülmektedir. Şekiller incelendiğinde boşlukta anomalilere göre değişim miktarının daha az olduğu ve dolayısıyla daha yumuşak bir yüzeyi oluşturduğu görülmektedir. Ayrıca tamamlanmış Bouguer anomali değerleri, basit olanla karşılaştırıldığında daha da yumuşak yüzeyi temsil ettiği anlaşılmaktadır.

Anomalilerin hesabında yer alan (5.1), (5.4) ve (5.5) eşitliklerden anlaşılaçağı üzere anomalilerin alacağı değerler ölçülen noktaların yüksekliği ile doğrudan ilişkilidir. Bu nedenle anomalileri hesaplarken olabildiğince doğru yükseklik modelinin kullanılması sonuçlara olumlu yönde etki yapacaktır.

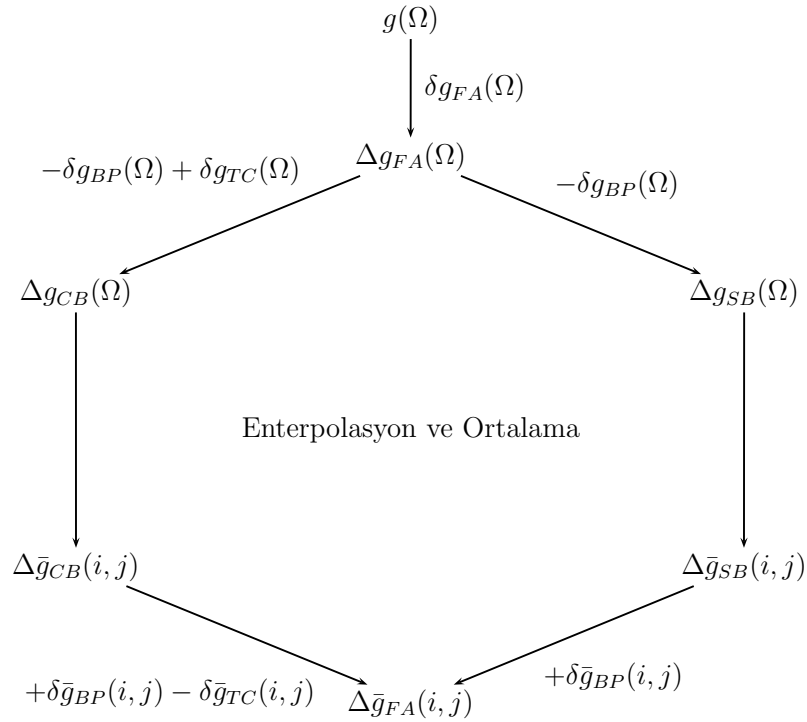
Boşlukta gravite anomalileri jeoit modellemede kullanılan temel veri grubu olmasına karşın, Bouguer anomalileri daha yumuşak yüzeyli olduğundan enterpolasyon sürecinde yer almaktadır. Janak ve Vaníček (2005) tamamlanmış Bouguer anomalilerinin özellikle dağlık bölgelerde basit Bouguer yaklaşımından farklı sonuçlar verdiğini göstermiştir. Bu sonuçlarla şimdiki çalışmada gravite değerleri tamamlanmış Bouguer anomalilerine indirgenmiş, daha sonra boşlukta gravite anomalilerine dönüştürülmüştür. Öte yandan dağlık alanlarda bile basit

Bouguer anomalilerin hesaplanmasındaki kolaylık nedeniyle daha çok tercih edildiği bilinmektedir (örn. Kiamehr, 2006).

Dağınık şekilde bulunan noktasal gravite gözlemleri grid merkezlerine taşınması jeoit modelleme işlemi için şarttır. Bu çalışmada gravite anomalileri basit ve tamamlanmış Bouguer yardımıyla iki yaklaşımda grid merkezlerine taşınmıştır:

- Birinci yaklaşımda, rasgele dağılmış gravite noktalarında (5.4) eşitliği yardımıyla gravite değerleri basit Bouguer anomalilerine indirgenmiş ve en yakın komşuluk ilişkisine dayanan enterpolasyon tekniği ile grid merkezlerine atanmıştır. Bu işlem Wessel ve Gore (1998) tarafından geliştirilen GMT yazılımında bulunan *nearneighbour* komutu ile yapılmıştır. Burada Bjerhammar (1973)'in deterministik kuralına göre maksimum enterpolasyon yarıçapı olarak 12 derece dakikası, enterpolasyona girecek maksimum ve minimum nokta sayısı olarak ise sırasıyla 6 ve 4 alınmıştır. Böylece grid merkezlerinde basit Bouguer anomalileri elde edilmiştir. Bu arada grid merkezlerinde TSYM3 verilerinin aritmetik ortalaması alınarak $3' \times 3'$ çözünürlüğünde yükseklik değerleri üretilmiştir. Bu ortalama yüksekliklere göre Bouguer plakası etkisi hesaplanmıştır. Önceden grid merkezinde elde edilen Bouguer anomali değerlerine, hesaplanan Bouguer plakası etkisi eklenerek boşlukta anomalilere dönüştürülmüştür.
- İkinci yaklaşımda, rasgele dağılmış gravite noktalarında (5.5) eşitliği yardımıyla gravite değerleri tamamlanmış Bouguer anomalilerine indirgenmiştir. Bu esnada arazi düzeltmesi, küresel yaklaşımla 3° 'lik integrasyon yarıçapına göre hesaplanmıştır. Basit Bouguer'de olduğu gibi grid merkezlerinde tamamlanmış Bouguer anomalileri elde edilmiştir. Daha sonra grid merkezlerinde hem Bouguer plakası etkisi hem de arazi düzeltmesi değerleri ortalama grid yüksekliğine göre hesaplanmıştır. Arazi düzeltmeleri önce $1'$ çözünürlüklü olarak elde edilmiş sonra blok aritmetik ortalamaları alınarak $3'$ çözünürlüğe indirgenmiştir. Sonuç olarak her grid için hesaplanan Bouguer plakası etkisi ve arazi düzeltmesi değerleri yardımıyla, grid merkezlerindeki tamamlanmış Bouguer anomalilerinden geriye dönülerek boşlukta anomalilere geçilmiştir.

Yukarıda belirtilen yaklaşımların algoritması Şekil 5.5'de gösterilmiştir.



Şekil 5.5. Ortalama gravite hesabının iki yolu (Janak ve Vaníček, 2005)

Basit ve tamamlanmış Bouguer yaklaşımlarıyla elde edilen boşlukta anomalilerinden jeoit modellemede hangisinin daha uygun olduğunu test etmek için bir karşılaştırma yapılmıştır. Bu işlem için öncelikle çapraz geçerlilik (cross-validation) analizi gerçekleştirilmiştir. Çapraz geçerlilik testi daha çok konumsal veri gruplarının üçüncü boyutunun doğruluğu hakkında bilgi vermektedir.

Uygulanan işlem adımları kısaca şöyle açıklanabilir: İlk veri kümesinde bir nokta seçilir. Bu noktanın değeri, o nokta hariç diğer tüm noktalara ait veriler kullanılarak uygun bir enterpolasyon tekniğiyle tahmin edilir. Tahmin edilen değerle gerçek değer arasındaki fark alınır. İlk veri yerine konulup, ikincisi için aynı işlem tekrarlanır. Bu işlem tüm noktalara sırasıyla uygulanır. Bütün farkların karesi alınıp toplanır ve bir karesel ortalama değeri bulunur. Daha sonra diğer veri kümesi için de benzer şekilde bir karesel ortalama değeri hesaplanır. Veri gruplarından ortalama hatası küçük olanın bağlı olarak daha doğru olduğu kabul edilir (Kiamehr, 2007).

Kiamehr (2007) ve önceki çalışmalar gravite anomalileri ve diğer konumsal verilerin enterpolasyonunda birçok avantajları nedeniyle Krigging tekniğinin daha uygun olduğunu işaret ettiğinden, karşılaştırma kısmında bu yöntem tercih edilmiştir.

Çizelge 5.1. İki yoldan elde edilen anomalilerin çapraz geçerlilik testi [mGal]

Anomali	Minimum	Maksimum	Medyan	Ortalama	KOH
$\Delta g_{FA^{SB}}$	-61.604	52.613	0.213	-0.002	7.012
$\Delta g_{FA^{CB}}$	-47.847	56.769	0.201	0.002	6.554

Çapraz geçerlilik için yapılan test sonuçları Çizelge 5.1’de verilmiştir. Çizelgeye göre, anomali farklarının değer aralığı (Maks-Min), medyanı ve karesel ortalama hata (KOH) değeri tamamlanmış Bouguer tekniğinde optimal olduğundan dolayı tamamlanmış Bouguer yaklaşımının proje sahasında daha uygun olduğu söylenebilir.

5.2.2 GGM’lerden türetilen büyüklükler

Yeryuvarının kalan kitlelerin gravitasyonel potansiyeli harmonik serilerle ifade edilebilir. Son zamanlarda gelişen teknoloji ile birlikte gravite alanının modellenmesine ilişkin önemli sayılabilecek iyileşmeler olmuştur. Modeller iyileştikçe modellerden türetilen gravite anomalisi, jeoit ondülasyonu, çekül sapması gibi büyüklüklerin doğrulukları da artmaktadır.

Bu çalışmada yersel gravite verilerini çevreleyen sınırların dışında integrasyona katılacak gravite anomalileri EGM2008 modelinden türetilmiştir. EGM2008 diğer modellere göre daha çok ve daha hassas veri kaynakları kullanılarak 2190 derece ve 2160 sırada modellenmiştir (Pavlis ve ark., 2008).

Herhangi bir GGM’den boşlukta gravite anomalileri,

$$\Delta g_{FA}(\theta, \lambda, r) = \frac{GM}{r^2} \left[\sum_{n=2}^{N_{max}} \left(\frac{a}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm} \cos(\theta) \right] \quad (5.6)$$

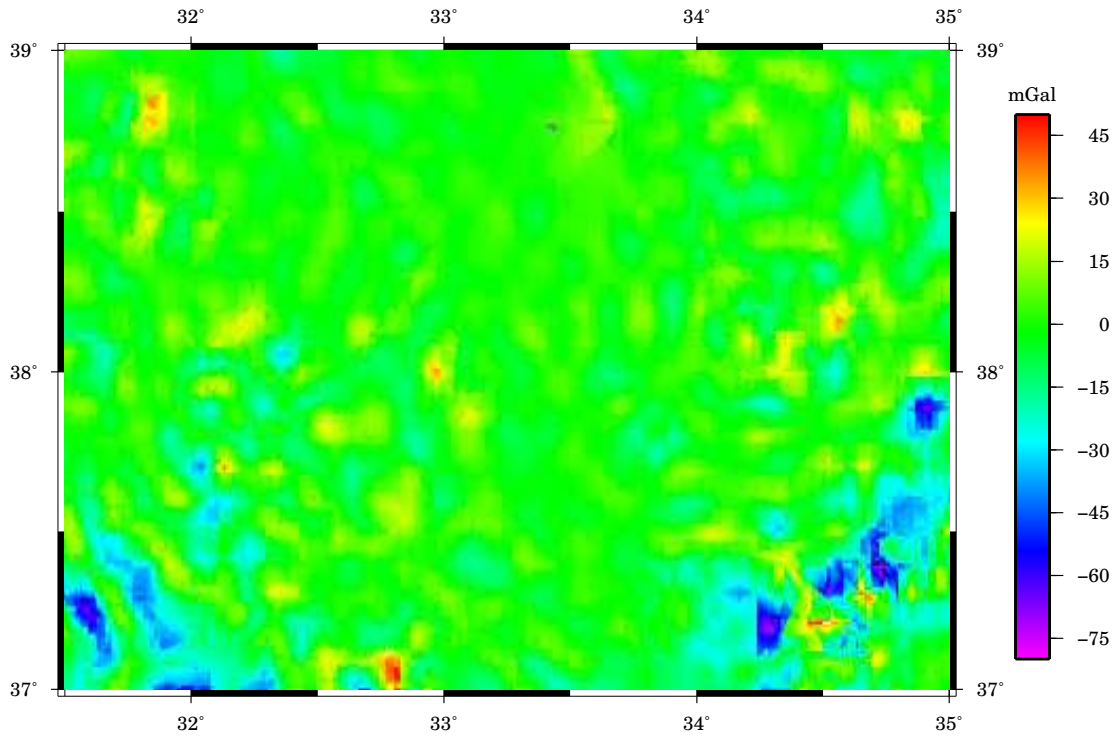
jeoit yüksekliği değeri ise;

$$N(\theta, \lambda, r) = \frac{GM}{R} \left[\sum_{n=0}^{N_{max}} \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm} \cos(\theta) \right] \quad (5.7)$$

seri eşitliklerinden hesaplanabilir. $\bar{C}_{nm}$, $\bar{S}_{nm}$ n . derece ve m . sıradaki tam normalleştirilmiş küresel harmonik katsayıları temsil eder. (θ, λ, r) hesap noktasının sırasıyla küresel karşı enlemi, boylamı, jeosentrik yarıçapıdır. $\bar{P}_{nm}$ tam

normalleştirilmiş bütünleşik Legendre fonksiyonudur.

EGM2008 modelinin proje sahasındaki temsil gücünü irdelemek ve yersel veri bulunmayan yakın bölgede modelden edinilen anomalinin doğruluğunu öğrenmek için (5.6) eşitliğine göre EGM2008 modelinden türetilen boşlukta gravite anomalileri yersel gravite gözlemlerinden elde edilen eşlenikleriyle karşılaştırılmıştır (Şekil 5.6). Karşılaştırmalar sonucunda farkların karesel ortalama hatası (KOH) ± 15.456 mGal olarak bulunmuştur (Çizelge 5.2). Bir global modelden üretilen gravite anomalilerin doğruluğu, yersel verilerle karşılaştırılamayacak kadar düşüktür. Bu nedenle elde edilen sonuçlar GGM'nin karşılaştırmanın yapıldığı bölgedeki doğruluğunu gösterir.



Şekil 5.6. Ölçülmüş ve EGM2008'den türetilmiş gravite anomalileri arasındaki farklar

Çizelge 5.2. EGM2008'den türetilen büyüklüklerin yersel verilerle karşılaştırması (jeoit yüksekliği farkları cm, gravite anomalisi farkları mGal biriminde)

Karşılaştırma Türü	Min.	Maks.	Medyan	Ort.	KOH	Std.
Jeoit yüksekliği	-61.22	-24.86	-47.49	-46.53	47.62	10.38
Gravite anomalisi	-121.045	84.913	-1.783	-2.855	15.456	15.192

EGM2008'den türetilen jeoit ondülasyonları, GNSS/nivelman verilerinde hesaplanan geometrik ondülason değerleri ile doğrudan (1 parametrelili model)

karşılaştırılmıştır (Çizelge 5.2). Tüm farkların aritmetik ortalaması (-46.53 cm), ulusal yükseklik sistemiyle EGM2008 modelinin düşey datumu arasındaki farka yaklaşık eşit çıkmıştır. Farkların standart sapma değerinden EGM2008 modelinin jeoit modellemedeki başarısının ne denli büyük olduğu göstermektedir.

5.3 KJ2011 Modelinin Oluşturulması

Bu bölümde global yerpotansiyel modellerinin iyileştirilmesi sonucu oluşan Konya Kapalı Havzası Jeoit Modeli 2011 (KJ2011)'in işlem adımlarından bahsedilecektir. Öncelikle modifikasyon parametreleri mevcut verilere göre en küçük kareler tekniğiyle kestirilecektir. Sonrasında bu parametreler yardımıyla önce integrasyon işlemi sonra sırasıyla topoğrafik, indirgeme, atmosferik ve elipsoidal düzeltme değerleri hesaplanacaktır. Son olarak oluşan yeni modelin doğruluğu GNSS/nivelman'dan elde edilen geometrik jeoit ondülasyonlarıyla rölatif ve mutlak olarak değerlendirilecektir.

5.3.1 Modifikasyon Parametrelerinin Kestirimi

Bu çalışmada, modifikasyon parametreleri s_n ve b_n özel bir yazılım olan *coefficient.exe* ile kestirilmiştir. Yazılım, etkilenmemiş ve optimum çözümde karşılaşılan katsayılar matrisinin kötü kondüsyonundan kaynaklanan problemin üstesinden gelmektedir. Kötü kondüsyonun çözümü, katsayılar matrisinin yeniden standardlaştırılmasıdır. Yazılıma Tekil Değer Ayrışımı (Singular Value Decomposition) algoritması kararlı çözümler elde etmek için eklenmiştir. Parametreler kestirildikten sonra bunlar ondülasyon kestirim değerinin ve düzeltme değerlerinin (topoğrafik düzeltme hariç) hesabında kullanılacaktır.

5.3.2 Modifikasyon Limitlerinin Belirlenmesi

Modifikasyon parametreleri; integrasyon yarıçapına (ψ_0), yersel verilerin kalitesine ($\sigma_{\Delta g}$), global yerpotansiyel modelin karakterine ve kullanılan maksimum açınım derecesine (L) bağlı olarak değişiklik gösterir. Modelleme işlemine geçilmeden önce bu değerlerin belirlenmesi istenir. Literatürde bu parametrelerin kesin değerlerini veren bir yöntem yoktur. Sadece parametrelerin alabileceği değer aralığı yaklaşık olarak tahmin edilebilir.

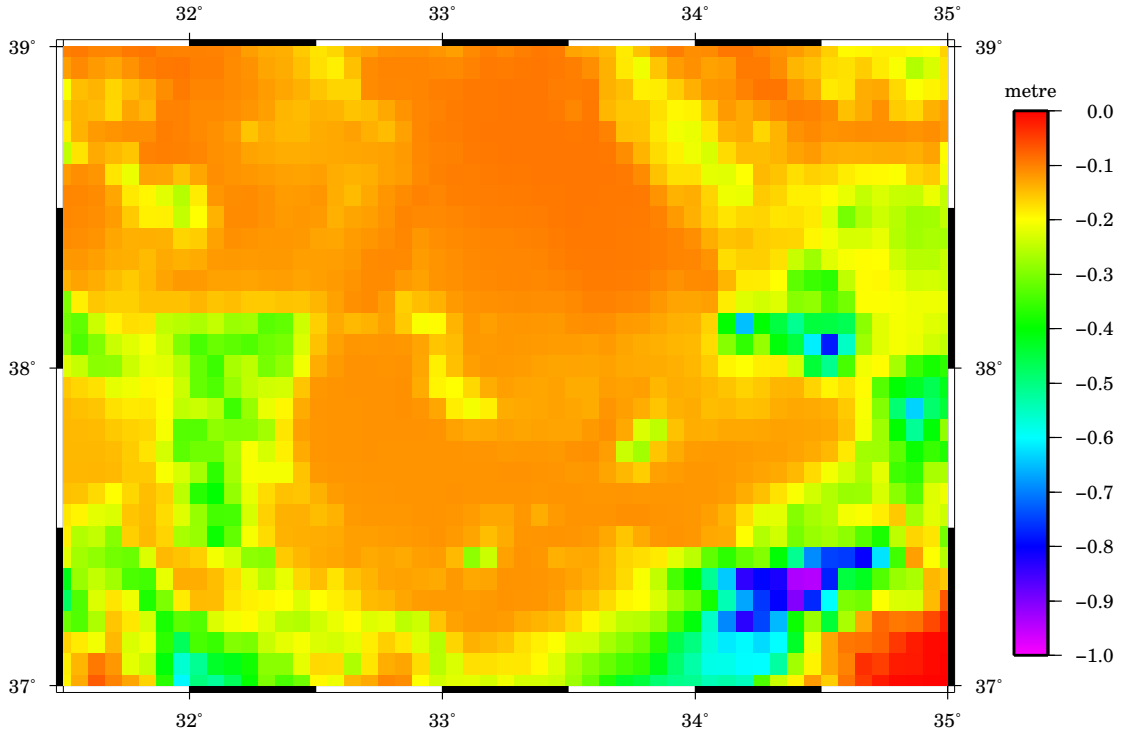
Uygulamada bu değerler şöyle belirlenir: Bir parametrenin muhtemel sınırları içerisinde birkaç değer verilir. Diğer parametreler sabit kalmak şartıyla yeni bir model hesaplanır ve GNSS/nivelman verileriyle karşılaştırılır. Bu sonuçlardan, en küçük olana karşılık gelen parametre değeri, kesin değer olarak atanır. Sonra sırasıyla diğer tüm parametreler bu şekilde kesinleştirilir.

Örneğin global yerpotansiyel modellerde uzun dalga boyulu bileşenler 0 ila 120. dereceler arasında yer aldığı bilinmektedir. 110, 120 ve 130. dereceler için birer hesap yapılır. Elde edilen sonuçlar GNSS/nivelman yardımıyla analiz edilir ve bununla kesin değere ulaşılır. Benzer şekilde integrasyon yarıçapı olarak genelde 1° , 2° ve 3° tercih edilir. İntegrasyon yarıçapının 3° 'den büyük seçilmesi durumunda gerek sınırlı gravite verisi nedeniyle gerekse işlem fazlalığı açısından uygulanması zordur. Öte yandan yersel verilerin varyansı olarak genelde 3, 5 ve 7 mGal öngörülür. Bundan büyük değerlerle yapılacak jeoit modelleme işlemi, 1 cm doğruluklu jeoit belirleme hedefinden uzaklaşmasına neden olacaktır.

İyileştirmede faydanılacak yerpotansiyel modelin uydu bazlı olması son zamanlarda tercih edilen bir uygulamadır. Bölüm 3'deki analizler iyileştirme için en uygun uydu bazlı model ITG-GRACE10S olduğunu ortaya çıkarmıştır (bak. Ustun ve Abbak, 2010). Uzun dalga boyulu bileşenlerin hesabında söz konusu modelden yararlanılacaktır. Modelin uydu bazlı oluşu yersel verilerle korelasyon riskini ortadan kaldırmaktadır.

Öte yandan Stokes modifikasyonu proje sahasını etrafını çevreleyen yakın bölgede de yersel gravite gözlemlerine ihtiyaç duyar. Ancak ekonomik ve bürokratik engellerden dolayı proje sahasının dışındaki hiç bir yersel gravite verisinden faydanılamamaktadır. Proje sahasının büyüklüğü düşünülerek integrasyon yarıçapı en fazla $\psi_0 = 1.5^\circ$ alınmıştır. Bu alan içine giren ve yersel verilerden elde edilemeyen gravite anomalileri EGM2008 modelinden türetilmiştir.

Bu çalışmada yapılan iteratif çözüm sonuçları Çizelge 5.3'te verilmiştir. Çizelgede yer alan karesel ortalama hata (KOH) değerleri (3.16) eşitliğinde tanımlanan 7-parametrelilik benzerlik dönüşüm modeli kullanılarak hesaplanmıştır.



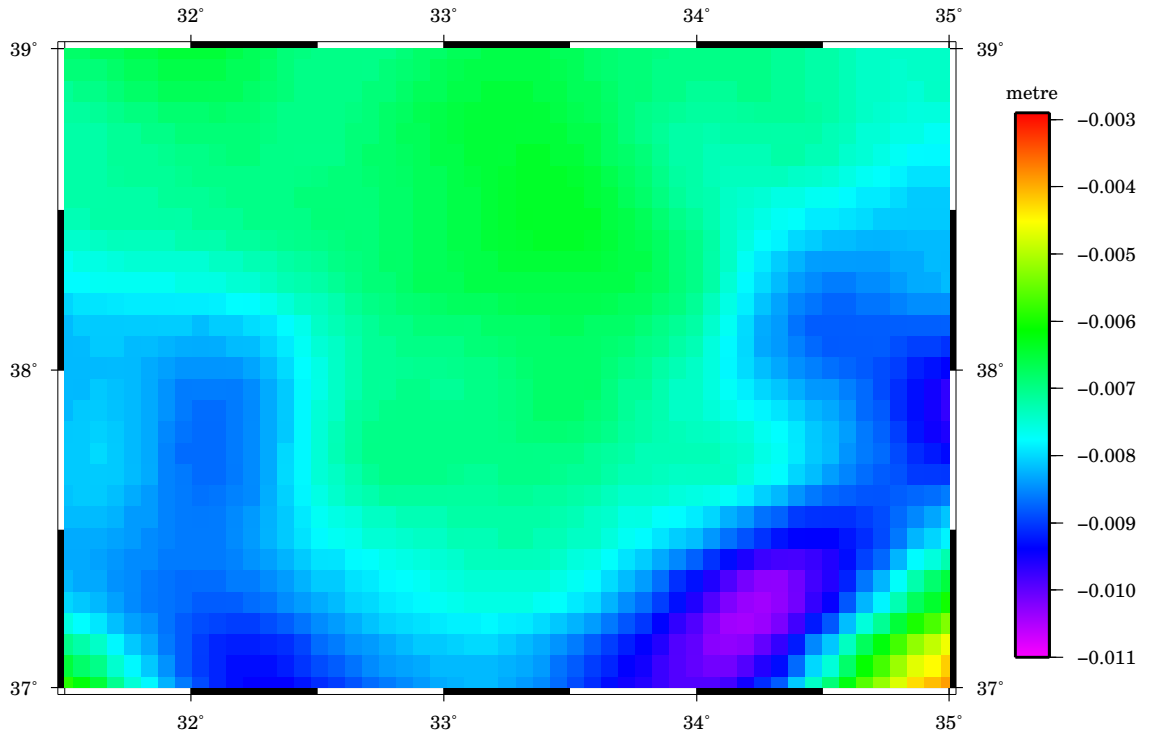
Şekil 5.7. Proje sahasındaki topografik düzeltmeler

5.3.3 Düzeltme Değerleri

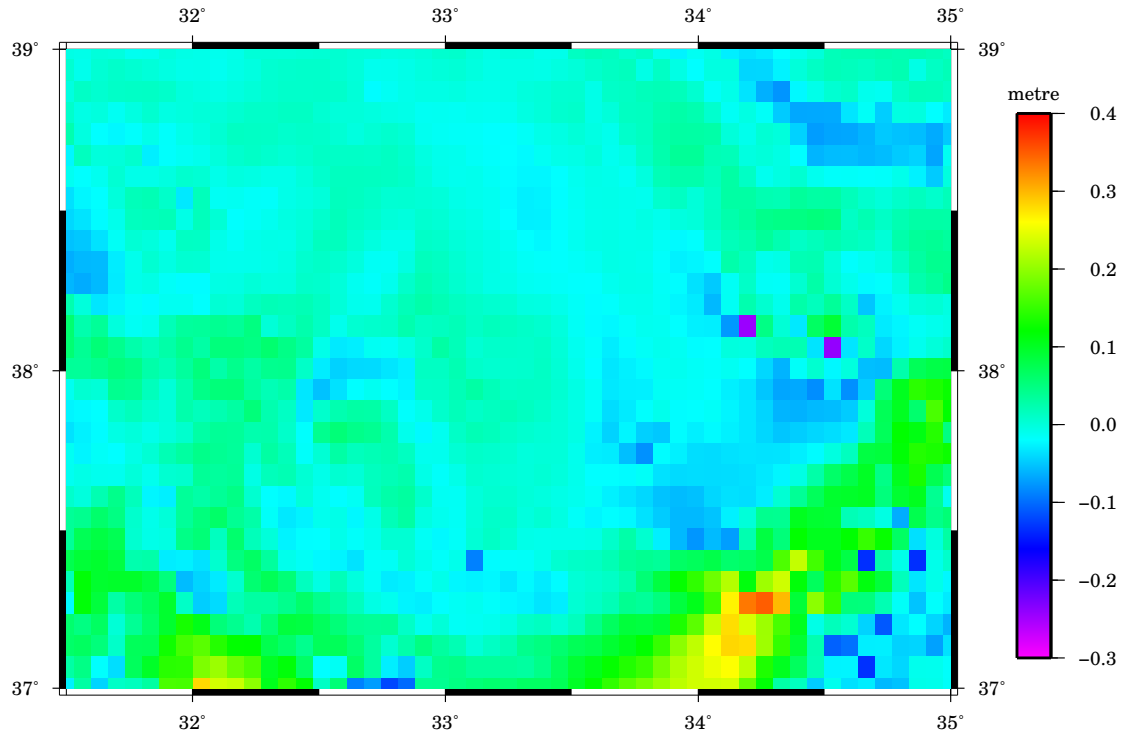
Topoğrafik düzeltmeler doğrudan arazinin fiziksel yapısı ile ilişkilidir. Proje sahasındaki topografik düzeltme değerlerinin hesabında (4.35) eşitliği tercih edilmiştir. Çünkü sonuçlar GNSS/nivelman verileriyle karşılaştırıldığında daha anlamlı olduğu değerlendirilmiştir. Sayısal değerlerin çözümü bu çalışma kapsamında geliştirilen *top-effect.exe* yazılımı kullanılarak sağlanmıştır. Yazılıma grid merkezlerindeki ortalama yükseklik değerleri girildiğinde her grid için topoğrafik düzeltme değerleri hesaplanmaktadır. Sonuçların konumsal dağılımı Şekil 5.7’de görülmektedir.

Atmosferik düzeltmelerin hesabında kullanılacak küresel yükseklik değerleri H_{nm} , EGM2008 projesi kapsamında üretilen DTM2006.0 global modelinden elde edilmiştir (Pavlis ve ark., 2008). Bu işlem için geliştirilen *atm-effect.exe* yazılımına grid merkezlerinin enlem ve boylam değerleri girildiğinde küresel yükseklik modeli (DTM2006.0) kullanılarak atmosferik düzeltme değerleri hesaplanmaktadır. Sonuçlar çok küçük değerler olmakla birlikte, hem topoğrafyaya hem de modifikasyon parametrelerine bağlıdır (Şekil 5.8).

Diğer yandan gravite anomalisinin indirgenmesinden kaynaklanan indirgeme



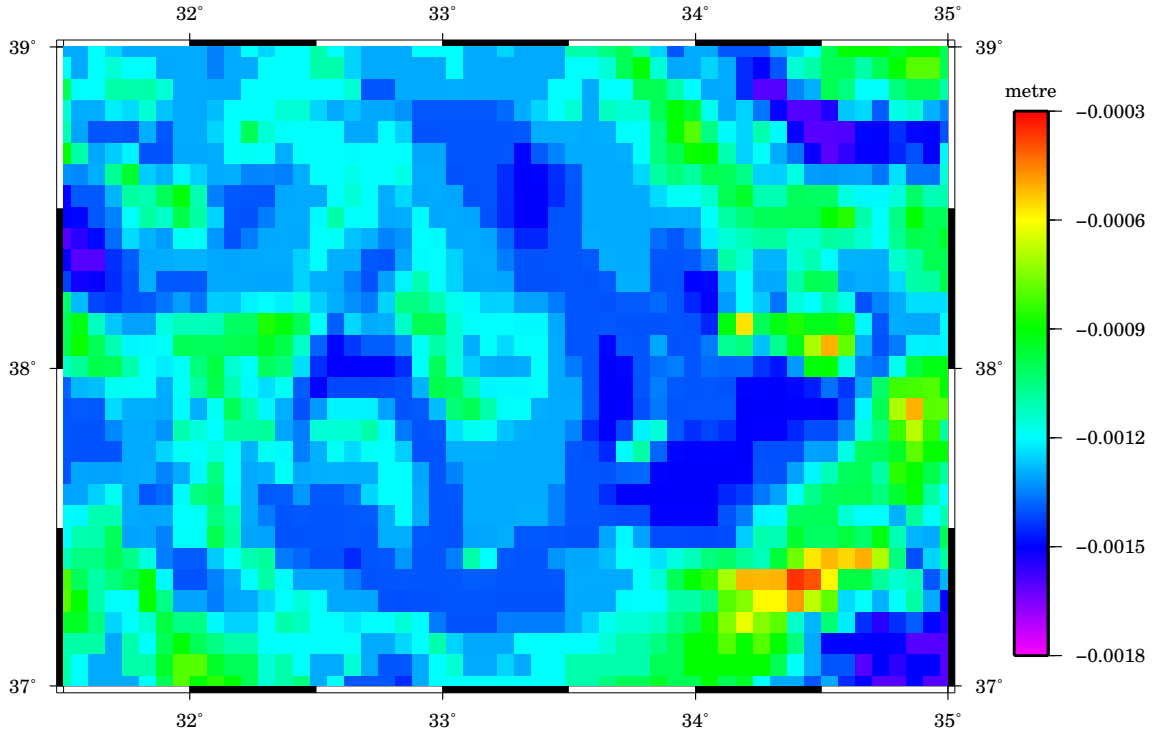
Şekil 5.8. Proje sahasındaki atmosferik düzeltmeler



Şekil 5.9. Proje sahasındaki indirgeme düzeltmeleri

düzeltilmesi (4.37) eşitliği dikkate alındığında hem topoğrafya, hem modifikasyon parametreleri, hem de gravite anomalileri ile korelasyonlu olduğu görülür. Bu

nedenle sonuçların konumsal dağılımında topoğrafyayı doğrudan görmek mümkün değildir (Şekil 5.9). Düzeltme değerleri proje kapsamında geliştirilen *dwc-effect.exe* yazılımıyla hesaplanmıştır.



Şekil 5.10. Proje sahasındaki elipsoidal düzeltmeler

Son olarak hesap yüzeyi farklılığı sonucunda oluşan elipsoidal düzeltme değerleri integrasyon yarıçapına (ψ_0) bağlı olarak mm mertebesinde değerler almaktadır. Bu düzeltmenin hesabında ise daha duyarlı sonuçlar verdiği için (4.44) eşitliğine öncelik verilmiştir. Düzeltme değerlerinin hesabında bu proje kapsamında geliştirilen *ell-effect.exe* yazılımı kullanılmıştır. Düzeltme değerlerinin konumsal dağılımı Şekil 5.10'da gösterilmiştir.

5.4 Yeni Gravimetrik Model KJ2011

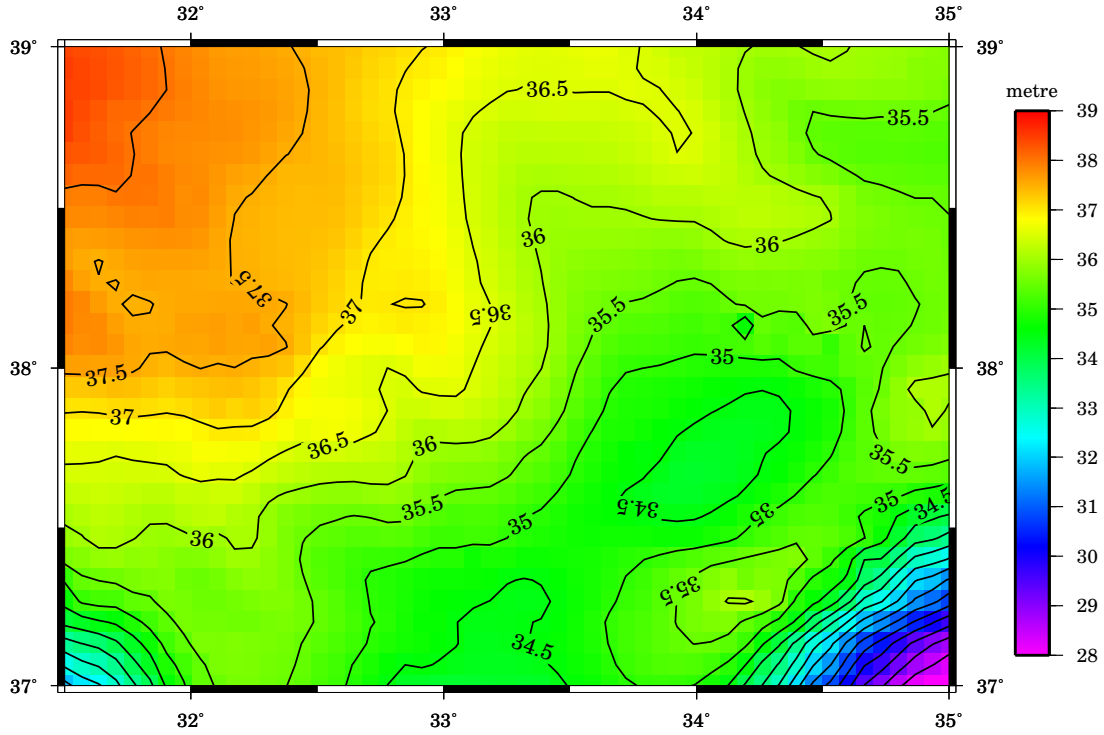
Önceki bölümde de anlatıldığı gibi, bölgesel modeli oluştururken modifikasyon limitlerinin belirlenmesi gerekmektedir. Çizelge 5.3 çeşitli modifikasyon limitlerinin jeoit modeline etkisini mutlak ve bağıl doğruluk bakımından ele almaktadır. Çizelgenin ilk adımında çeşitli uydu misyonlarından elde edilen GGM'ler test edilmiştir. ITG-GRACE2010S modelinin en uygun sonucu verdiği görülmektedir. Bu nedenle iyileştirme çalışmalarında ITG-GRACE2010S modeli seçilmiştir.

Çizelge 5.3. Çeşitli modifikasyon limitlerinin jeoit modeline etkisi

Sabit Parametreler	Farklı Kombinasyonlar		
GGM:	EIGEN CHAMP05S	ITG GRACE2010S	GO_CONS GCF_2_DIR
$\psi_0 = 0.5^\circ$			
$\sigma_{\Delta g} = 7$ mGal			
Metot: Etkilenmiş			
$L = 120$			
KOH (mm) ve ppm:	79.6/6.26	67.1/1.71	68.2/1.75
$\psi_0 =$	1.5°	1.0°	0.5°
GGM: ITG-GRACE2010S			
$\sigma_{\Delta g} = 7$ mGal			
Metot: Etkilenmiş			
$L = 120$			
KOH (mm) ve ppm:	100.8/1.65	95.3/1.66	67.1/1.71
$L =$	110	120	130
GGM: ITG-GRACE2010S			
$\sigma_{\Delta g} = 7$ mGal			
Metot: Etkilenmiş			
$\psi_0 = 0.5^\circ$			
KOH (mm) ve ppm:	71.6/2.00	67.1/1.71	63.5/2.36
$\sigma_{\Delta g} =$	4 mGal	7 mGal	10 mGal
GGM: ITG-GRACE2010S			
Metot: Etkilenmiş			
$\psi_0 = 0.5^\circ$			
$L = 120$			
KOH (mm) ve ppm:	68.8/1.80	67.1/1.71	68.4/1.70
Metot:	Etkilenmiş	Etkilenmemiş	Optimum
GGM: ITG-GRACE2010S			
$\sigma_{\Delta g} = 7$ mGal			
$\psi_0 = 0.5^\circ$			
$L = 120$			
KOH (mm) ve ppm:	67.1/1.71	79.2/2.69	79.1/2.68

Çizelge 5.3'ün diğer adımlarında çeşitli modifikasyon parametrelerine göre deneme ve yanılma tekniği kullanılarak kesin değerler belirlenmiştir. Sonuçta etkilenmiş yaklaşımı kullanılarak ITG-GRACE2010S modeliyle, $\psi_0 = 0.5^\circ$, $L = 120$, $\sigma_{\Delta g} = 7$ mGal olan çözüm, kesin jeoit modeli olarak seçilmiştir.

Gerekli işlemler sonucunda $3' \times 3'$ çözünürlüklü, $37^\circ \leq \varphi \leq 39^\circ$ kuzey enlemleri, $31.5^\circ \leq \lambda \leq 35.0^\circ$ doğu boylamları arasında yer alan Konya Kapalı Havzası Jeoit Modeli 2011 belirlenmiştir (Şekil 5.11). Yeni modelin GNSS/nivelman verileriyle yapılan karşılaştırmalar sonucunda karesel ortalama hata değeri ± 6.7 cm



Şekil 5.11. Yeni gravimetrik modelin jeoit ondülasyonları (KJ2011), eğri aralığı 0.5 m'dir.

hesaplanmıştır. Bu karşılaştırma değeri hata yayılma kuralına göre,

$$\sigma_{\text{karşılaştırma}}^2 = \sigma_N^2 + \sigma_h^2 + \sigma_H^2 \quad (5.8)$$

sırasıyla gravimetrik modelin σ_N^2 , elipsoidal yüksekliğin σ_h^2 ve ortometrik yüksekliğin σ_H^2 varyanslarının toplamı şeklindedir. Buradan yeni modelin mutlak doğruluğu,

$$\sigma_N = \sqrt{\sigma_{\text{karşılaştırma}}^2 - \sigma_h^2 - \sigma_H^2} \quad (5.9)$$

şeklinde düzenlenebilir. $\sigma_h = 3.0$ cm ve $\sigma_H = 2.0$ cm alındığında eşitlik yardımıyla yeni modelin mutlak doğruluğu $\sigma_N = 5.6$ cm olarak hesaplanır. Ayrıca yeni modelin bağıl doğruluğu 190 baz kenarında yapılan hesaplamalar sonucunda 1.7 ppm olarak bulunmuştur.

EGM2008 modeline göre doğruluklar karşılaştırıldığında önemli derecede iyileşmeler söz konusudur. Her ne kadar yeterli sıklıkta ve kapsamda yersel gravite gözlemleri olmasa da bu verilerin hesaba katılması belirtilen iyileşmenin temel nedenidir. İyileşmenin diğer bir nedeni olarak yüksek çözünürlüklü ve

doğruluklu sayısal yükseklik modelinin (TSYM3) modelleme işlemlerine katılması olarak değerlendirilmektedir.

6. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

6.1 Sonuçlar

Bu çalışmanın temel amacı, global yerpotansiyel modellerinin spektral yöntemlerle değerlendirilmesi ve Konya Kapalı Havzası örneğinde yerel olarak iyileştirilmesidir. Değerlendirme kapsamında, global yerpotansiyel modellerinin iç doğruluğunun analizinde kullanılan spektral yöntemler hakkında temel teori ve kavramlar ayrıntılı olarak açıklanmıştır. İyileştirme için referans olarak kullanılmak üzere, farklı uydu misyonlarından elde edilen uydu bazlı global modeller, kendi içinde, birbiriyle ve GNSS/nivelman, gravite anomalileri gibi dış verilerle karşılaştırılmıştır. Sonuçlar gravite alanı spektrumu göz önüne alınarak analiz edilmiştir.

Spektral değerlendirmeler sonucunda; ilk gravite amaçlı uydu misyonu olan CHAMP'ın 2000'li yılların başında görevine başladığı dönemde çok başarılı sonuçlar verdiği düşünülmesine karşın, daha sonra göreve başlayan GRACE ve GOCE uydu misyonlarının gravite alanına yaptığı katkılar göz önüne alındığında, CHAMP'ın gravite alanının uzun dalga boylu bileşenlerini belirlemekte (güç spektrumu açısından) sınırlı kaldığı anlaşılmıştır. Diğer yandan GRACE uydusunun gravite alanının iyileştirilmesinde ölçme doğruluğu veya hata spektrumu açısından ele alındığında hala güncelliğini koruduğu görülmektedir. Seçilen test modelleri arasında ITG-GRACE2010S, karşılaştırmalar sonucunda yerel iyileştirme için referans model olarak tespit edilmiştir. Son olarak GOCE uydusu, tasarımıyla gravite alanının belirlenmesinde en etkin bir araç olmasına karşın, henüz yeterli düzeyde veri toplayamadığı için karşılaştırmalarda hata spektrumu bakımından GRACE modellerinin önüne geçemediği ancak gravite alanının uzun dalga boylu bileşenlerinin belirlenmesinde yüksek doğruluk sağladığı anlaşılmaktadır.

Bu çalışmada spektral değerlendirmelerin yanı sıra, global yerpotansiyel modellerinin yersel veriler yardımıyla iyileştirilmesinde stokastik yöntem olan KTH yaklaşımının temel teori ve kavramları irdelenmiştir. KTH yaklaşımının uygulamadaki başarısını değerlendirmek ve Konya Kapalı Havzası için yükseklik problemini çözmek için bir sayısal uygulama yapılmıştır. Uygulamada Konya Kapalı Havzası'nı kaplayan yaklaşık 68 000 km²'lik bir alan için 3' × 3' çözünürlüklü bölgesel

bir jeoit modeli belirlenmiştir.

Gravimetrik jeoit modelinin oluşturulmasında, gözlenen gravite değerleri doğrudan kullanılamadığından, gravite değerlerinin toplandığı bölgenin fiziksel özelliklerini kaybetmeden boşlukta gravite anomalilerine indirgenmesi gerekir. Modelleme süreci gravite anomalilerinin eşit aralıklı olmasını bir başka deyişle ölçülen gravite değerlerinin grid merkezlerine taşınmasını zorunlu kılar. Boşlukta gravite anomalileri topoğrafik değişimlere duyarlı olduğundan, gravite anomalilerin enterpolasyonunda kullanılamaz. Bu nedenle daha yumuşak bir fiziksel yüzeyi temsil eden basit veya tamamlanmış Bouguer yaklaşımları gravite anomalilerin enterpolasyon sürecinde kullanılmaktadır. Bu çalışmada sözü edilen iki Bouguer yaklaşımı enterpolasyon işlemlerinde kullanılmış ve eşit aralıklı boşlukta gravite anomalileri elde edilmiştir. Proje sahasının dağlık bir bölge olduğu göz önünde bulundurularak, hangi yaklaşımın daha uygun olduğunu belirlemek için iki yaklaşımdan elde edilen boşlukta gravite anomalilerine çapraz geçerlilik testi uygulanmıştır. Test sonucunda, tamamlanmış Bouguer yaklaşımının proje sahasının topoğrafyasında daha başarılı olduğu ortaya çıkmıştır.

Diğer yandan Türkiye sınırları içinde en başarılı model olduğu bilinen EGM2008 kombine modelinin, proje sahasındaki doğrulukları dış veri kaynakları kullanılarak incelenmiştir. Bunun için yersel gravite gözlemleri, boşlukta gravite anomalilerine doğrudan indirgenmiş ve EGM2008 modelinden türetilen gravite anomalileriyle karşılaştırılmıştır. Farkların karesel ortalama hatası $m_0 = \pm 15.456$ mGal olarak bulunmuştur. Ayrıca GNSS/nivelman'dan hesaplanan geometrik ondülasyonlar ile EGM2008 modelinden türetilen gravimetrik ondülasyonlar, 7 parametrelili benzerlik dönüşüm modeli kullanılarak karşılaştırılmıştır ve farkların karesel ortalama hatası $m_0 = \pm 8.6$ cm olarak bulunmuştur. Ortometrik ve elipsoidal yüksekliklerin doğruluğu sırasıyla $\sigma_H = 2.0$ cm ve $\sigma_h = 3.0$ cm olmak üzere, hata yayılma kuralına göre EGM2008 modelinden türetilen ondülasyon değerinin doğruluğu $\sigma_N = 7.8$ cm olarak hesaplanmıştır. Böylece EGM2008 modelinin proje sahasındaki temsil gücü irdelenmiştir. Sonuç olarak proje sahası içinde global modellerin oluşturulmasında kullanılan veri kaynaklarında ve veri kalitesinde kayda değer bir ilerleme olduğu ortaya çıkmıştır.

Spektral araçlar yardımıyla yapılan karşılaştırmaların sonucunda ITG-

GRACE2010S en başarılı uydu bazlı model olarak tespit edildiğinden, iyileştirme için bu model referans alınarak bölgesel bir model oluşturulmuştur. Bölgesel model, stokastik yöntemlerden etkilenmiş (biased) yöntem yardımıyla $L = 120$, $\psi_0 = 0.5^\circ$ ve $\sigma_{\Delta g} = 7$ mGal parametreleri baz alınarak modellenmiştir. Yeni model (KJ2011), GNSS/Nivelman verileri ile 7 parametrelilik benzerlik dönüşüm modeli kullanılarak karşılaştırılmıştır. Farkların karesel ortalama hata değeri $m_0 = \pm 6.7$ cm bulunmuştur. Ortometrik ve elipsoidal yüksekliklerin doğruluğu sırasıyla $\sigma_H = 2.0$ cm ve $\sigma_h = 3.0$ cm olmak üzere hata yayılma kuralına göre, KJ2011 modelinden elde edilen ondülasyon değerlerinin doğruluğu $\sigma_N = 5.6$ cm olarak hesaplanmıştır.

Bölgesel model, proje alanındaki en iyi global model ile karşılaştırıldığında anlamlı bir iyileşme sağlandığı görülmüştür. GNSS/nivelman verileri esas alındığında, bu iyileşme (yaklaşık KJ2011 modelinin EGM2008'e göre % 28) standart sapma değerini 7.8 cm'den 5.6 cm'ye düşürmüştür. Sonuçlar sayısal yükseklik modeli (TSYM3) ve kullanılan gravite gözlemleri her ne kadar yeterli kapsamda ve sıklıkta olmasa da iyileştirmede anlamlı bir başarının sağlandığını göstermektedir.

6.2 Öneriler

Global modellerin değerlendirilmesinden, doğruluğu en yüksek modelin tespit edilebilmesi beklenir. Spektral yöntemler değerlendirmeyi gravite alanının frekans alanında ele aldığından, hangi frekanslarda nasıl bir davranış sergilediği belirlenirken, modellerin bölgesel doğrulukları öğrenilememektedir. Dolayısıyla söz konusu modellerin dış doğruluk analizlerinin spektral analizlerle birlikte gerçekleştirilmesi, çalışma bölgesinde model doğruluklarının mutlak olarak ölçülmesinde önemli bir yere sahip olacaktır.

İyileştirme kısmında yapılan çalışmanın en önemli eksikliği yeterli kapsamda ve sıklıkta yersel gravite gözlemlerinin olmayışıdır. Çalışma bölgesinin içinde ve etrafındaki 2° 'lik alanda, 10 km^2 'ye en az 1 nokta düşecek şekilde yersel gravite gözlemleri sağlanarak yeniden bir bölgesel jeoit modeli hesaplanır ise, jeodezik uygulamaların gerektirdiği 1 cm doğruluklu jeoit modeli hedefine KTH yöntemi yardımıyla yaklaşılabilceği değerlendirilmektedir.

Diğer yandan, iyileştirme için kullanılan gravite verisinin yanısıra yükseklik bilgisinin de sonuçlar üzerinde anlamlı rol oynadığı bilinmektedir. Örneğin yükseklik

modelindeki 3 m'lik bir hata, gravite indirgemesinde yaklaşık 1 mGal düzeyinde anomali farkına neden olacaktır. TSYM3 modelinin doğruluğu 6–8 m olmasına karşın, dağlık alanlarda bu doğruluğun 20–25 m düzeyine kadar çıktığı bilinmektedir. Dolayısıyla bu çalışmada kullanılan TSYM3 verisine karşılık gelen yüksek doğruluklu ulusal ya da global yükseklik modelleri bulunabilirse, bölgesel modelin doğruluğuna anlamlı katkı sağlayacağı düşünülmektedir.

Yeni modelin (KJ2011) değerlendirilme aşamasında, daha önce aynı bölgede, farklı yaklaşımlarla (Kaldır-Hesapla-Yerine koy tekniği gibi) oluşturulan ulusal jeoit modellerinden (örn. Türkiye Jeoidi 1999, Türkiye Jeoidi 2003 vs.) yararlanılabilir. Yeni modelin grid merkezlerine karşılık gelen ulusal modellerden türetilmiş ondülasyon değerleri karşılaştırılarak bağıl değerlendirme ya da yine ulusal modelin proje sahasındaki GNSS/nivelman verileriyle mutlak analizi ile modellerin performans değerlendirmesi yapılabilir. Böylece KTH yaklaşımının üstün ve zayıf yönleri ile bölgesel jeoit modelleme çalışmalarındaki başarısı araştırılır.

GNSS/nivelman gözlemleri, gravimetrik jeoit modellerinin değerlendirilmesinde ve geçerliliğinin kontrolünde sıkça kullanılan veri kaynaklarıdır. Bununla beraber çekül sapması bileşenleri bilinen astronomik noktalardan da faydalanılabilir. Proje sahasına homojen dağılmış astro-jeodezik noktalardan türetilen jeoit yüksekliği ile yeni model karşılaştırılarak, astro-jeodezik verilerin değerlendirmedeki başarısının araştırılması gereken diğer bir konu olarak düşünülmektedir.

KAYNAKLAR

- Abdalla, A. (2009). Determination of a Gravimetric Geoid Model of Sudan Using the KTH method. Master's thesis, Royal Institute of Technology (KTH), Division of Geodesy, Stockholm, Sweden.
- Amos, M. J. ve Featherstone, W. E. (2003). Comparisons of Recent Global Geopotential Models with Terrestrial Gravity Field Data over New Zealand and Australia. *Geomatics Research Australasia*, 79:1–20.
- Anonymous (2000). World Geodetic System 1984: Its Definition and Relationships with Local Geodetic Systems. Technical report, National Imagery and Mapping Agency, Washington, USA.
- Ayhan, M. E., Lenk, O., Demir, C., Kilicoglu, A., Kahveci, M., Turkezer, A., Ocak, M., Acikgoz, M., Yildirim, A., Aktug, B., Kurt, S. S. A. I., ve Firat, O. (2001). Turkish National Fundamental GPS Network 1999. Technical report, General Command of Mapping, Division of Geodesy, Ankara, Turkey.
- Bildirici, I. O., Ustun, A., Ulugtekin, N., Selvi, H. Z., Abbak, R. A., Bugdayci, I., ve Dogru, A. O. (2010). *Compilation of digital elevation model for Turkey in 3-arc-second resolution by using SRTM data supported with local elevation data*, chapter in Cartography in Central and Eastern Europe, Lecture Notes in Geoinformation and Cartography, ICA Symposium, Vienna, 16-17 February 2009, pages 63–76. Springer.
- Bilker, M. (2005). Evaluation of the New Global Gravity Field Models from CHAMP and GRACE with GPS Leveling Data in Fennoscandia. In *XXII Geofysiikan Päivät, Helsingissä 19–20 May 2005*, pages 21–26, Geofysiikan Seura, Helsinki.
- Bjerhammar, A. (1973). *Theory of Errors and Generalized Matrix Inverses*. Elsevier, Amsterdam.
- Bruinsma, S. L., Marty, J. C., Balmino, G., Biancale, R., C., C. F., Abrikosov, O., ve Neumayer, H. (2010). GOCE Gravity Field Recovery by Means of the Direct Numerical Method. In *The ESA Living Planet Symposium 2010, Bergen, June 27 - July 2*, Bergen, Norway.
- CHAMP (2010). http://op.gfz-potsdam.de/champ/index_CHAMP.html.
- Cheng, M., Reis, J. C., ve Chambers, D. P. (2009). Evaluation of the EGM2008 gravity model. *Newton's Bulletin*, 4:18–25.
- Colombo, O. (1981). Numerical methods for harmonic analysis on the sphere. Technical report, Dept. Geod. Sci. Ohio State University, Columbus, USA.
- Denker, H. ve Roland, M. (2002). Evaluation of Terrestrial Gravity Data by New Global Gravity Field Models. In *3rd Meeting of the International Gravity and Geoid Commission Tziavos (eds.), Gravity and Geoid 2002*.

- Drinkwater, M. R., Haagmans, R., Muzi, D., Popescu, A., Floberghagen, R., Kern, M., ve Fehringer, M. (2007). The GOCE Gravity Mission: ESA's First Core Earth Explorer. In *Proceedings of 3rd International GOCE User Workshop, 6-8 November, 2006, Frascati, Italy*.
- Ellmann, A. (2004). *The geoid for the Baltic countries determined by the Least Squares Modification of Stokes' Formula*. PhD thesis, Royal Institute of Technology (KTH), Division of Infrastructure, Stockholm, Sweden.
- Ellmann, A. ve Sjöberg, L. E. (2002). Combined topographic effect applied to biased type of Modified Stokes Formula. *Boll. Geod. Sci. Aff.*, Volume: 61:pp: 207–226.
- Ellmann, A. ve Sjöberg, L. E. (2004). Ellipsoidal correction for the Modified Stokes Formula. *Boll. Geod. Sci. Aff.*, Volume: 63:No: 3.
- Flechtner, F., Dahle, C., Neumayer, K. H., König, R., ve Förste, C. (2010). *The Release 04 CHAMP and GRACE EIGEN Gravity Field Models*, chapter in System Earth via Geodetic-Geophysical Space Techniques, pages 41 – 58. Springer.
- Förste, C., Stubenvoll, R., König, R., ve Raimondo, J. C. (2009). Evaluation of EGM2008 by comparison with recent global gravity field models. *Newton's Bulletin*, 4:26–37.
- GOCE (2010). <http://www.esa.int/esaLP/LPgoce.html>.
- GRACE (2010). <http://www.csr.utexas.edu/grace>.
- Hagiwara, Y. (1976). A new formula for evaluating the truncation error coefficient. *Bulletin Geodesique*, Volume: 50:pp: 131–135.
- Hofmann-Wellenhof, B. ve Moritz, H. (2005). *Physical Geodesy*. Springer-Verlag, Wien.
- Hunegnaw, A. (2001). *Geoid determination over Ethiopia with emphasis on downward continuation of gravity anomalies*. PhD thesis, Royal Institute of Technology (KTH), Division of Infrastructure, Stockholm, Sweden.
- ICGEM (2010). <http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/ICGEM.html>.
- Janak, J. ve Vaníček, P. (2005). Mean Free-Air Gravity Anomalies in the Mountains. *Stud. Geophys. Geod.*, Volume: 49:pp: 31–42.
- Kaula, W. M. (1966). *Theory of Satellite Geodesy: Applications of Satellites to Geodesy*. Blaisdell, Waltham, Massachusetts.
- Kiamehr, R. (2006). *Precise Gravimetric Geoid Model for Iran Based on GRACE and SRTM Data and the Least Squares Modification of the Stokes Formula with Some Geodynamic Interpretations*. PhD thesis, Royal Institute of Technology (KTH), Department of Transport and Economics, Stockholm, Sweden.
- Kiamehr, R. (2007). Qualification and refinement of the gravity database based on cross-validation approach . A case study of Iran. *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica*, 42(3):195–195.

- Kiamehr, R. ve Sjöberg, L. E. (2005). Effect of the SRTM global DEM on the determination of a high-resolution geoid model: a case study in Iran. *Journal of Geodesy*, Volume: 79:pp: 540–551.
- Klokocnik, J., Reigber, C., Schwintzer, P., Wagner, C. A., ve Kostelecky, J. (2002a). Evaluation of pre-CHAMP Gravity Models GRIM5-S1 and GRIM5-C1 with Satellite Crossover Altimetry. *Journal of Geodesy*, 76:189–198.
- Klokocnik, J., Wagner, C. A., Kostelecky, J., ve Foerste, C. (2002b). Accuracy Assessment of Gravity Field Models by Independent Satellite Crossover Altimetry. In *3rd Meeting IAG and Geoid Commission*, Thessaloniki, Greece.
- Kotsakis, C. ve Sideris, M. G. (1999). On the Adjustment of Combined GPS/levelling/geoid Networks. *Journal of Geodesy*, Volume: 73(8):pp: 412–421.
- Kurtenbach, E., Mayer-Gürr, T., ve Eicker, A. (2009). Deriving daily snapshots of the Earth's gravity field from GRACE L1B data using Kalman filtering. *Geophysical Research Letters*, 36:L17102.
- Kılıçoğlu, A., Direnç, A., Simav, M., Lenk, O., Aktuğ, B., ve Yıldız, H. (2009). Evaluation Of The Earth Gravitational Model 2008 In Turkey. *Newton's Bullatin*, 4:164–171.
- Meissl, P. (1971). A study of covariance functions from discrete mean value. Technical report, Dept. Geod. Sci. Ohio State University, Columbus, USA.
- Molodensky, M. S., Eremeev, V. F., ve Yurkina, M. I. (1962). *Methods for Study of The External Gravity Field and Figure of The Earth*. Israel Program for Scientific Translation.
- Moritz, H. (1992). Geodetic reference system 1980. *Bulletin Geodesique*, Volume: 66(2):pp: 187.
- Nahavandchi, H. (1998). *Precise gravimetric-GPS geoid determination with improved topographic corrections applied over Sweden*. PhD thesis, Royal Institute of Technology (KTH), Division of Infrastructure, Stockholm, Sweden.
- Nahavandchi, H. ve Sjöberg, L. E. (1998). Terrain corrections to power H3 in gravimetric geoid determination. *Journal of Geodesy*, Volume: 72:pp: 124–135.
- Nsombo (1996). *Geoid Determination over Zambia*. PhD thesis, Royal Institute of Technology (KTH), Division of Infrastructure, Stockholm, Sweden.
- Paul, M. K. (1973). A method of evaluating the truncation error coefficients for geoidal heigh. *Bulletin Geodesique*, Volume: 110:pp: 413–425.
- Pavlis, N. K. (1997). *Development and Applications of Geopotential Models*, chapter in International School for the Determination and Use of the Geoid, pages 101–134. IGES, Rio de Janerio, Brasil.
- Pavlis, N. K., Holmes, S. A., Kenyon, S. C., ve Factor, J. K. (2008). An Earth Gravitational Model to Degree 2160: EGM2008. In *EGU General Assembly, April 13–18, 2008*.

- Rapp, R. H. (1994). *Global Geoid Determination*, chapter in *Geoid and Its Geophysical Interpretations*, pages 57–76. CRC Press.
- Reigber, C., Lühr, H., ve Schwintzer, P. (2002). CHAMP Mission Status. *Advances in Space Research*, 32(2):129–134.
- Reigber, C., Schwintzer, P., Neumayer, K. H., Barthelmes, F., König, R., Förste, C., Balmino, C., Biancale, R., Lemoine, J. M., Loyer, S., Bruinsma, S., Perosanz, F., ve Fayard, T. (2003). The CHAMP-only Earth Gravity Field Model EIGEN-2. *Advances in Space Research*, 31(8):pp: 1883–1888.
- Roland, M. ve Denker, H. (2002). Evaluation of Terrestrial Gravity Data by Independent Global Gravity Field Models. In *3rd Meeting of the International Gravity and Geoid Commission (IGGC) Tziavos (Eds), Gravity and Geoid 2002*.
- Sjöberg, L. E. (1981). Least squares combination of satellite and terrestrial data in physical geodesy. *Ann. Geophys.*, 37(1):25–30.
- Sjöberg, L. E. (1984). Least squares modification of stokes and venning-meinesz formulas by accounting for errors of truncation, potential coefficients and gravity data. Technical report, Department of Geodesy, Institute of Geophysics, University of Uppsala.
- Sjöberg, L. E. (1991). Refined least squares modification of stokes formula. *Manuscripta Geodaetica*, Volume: 16:pp: 367–375.
- Sjöberg, L. E. (2000). Topographic effects by the Stokes'-Helmert method of geoid and quasigeoid determinations. *Journal of Geodesy*, 74:255–268.
- Sjöberg, L. E. (2003a). A general model of modifying stokes formula and its least squares solution. *Journal of Geodesy*, Volume: 77:pp: 790–804.
- Sjöberg, L. E. (2003b). A solution to the downward continuation effect on the geoid determination by stokes formula. *Journal of Geodesy*, Volume: 77:pp: 94–100.
- Sjöberg, L. E. (2004). A spherical harmonic representation of the ellipsoidal correction to the modified stokes formula. *Journal of Geodesy*, Volume: 78:pp: 1394–1432.
- Sjöberg, L. E. (2007). The topographic bias by analytical continuation in physical geodesy. *Journal of Geodesy*, Volume: 81:pp: 345–350.
- Sjöberg, L. E. ve Hunegnaw, A. (2000). Some modifications of Stokes' formula that account for truncation and potential coefficient errors. *Journal of Geodesy*, 74:232–238.
- Sjöberg, L. E. ve Nahavandchi, H. (2000). The atmospheric geoid effects in stokes' formula. *Geophysical Journal International*, Volume: 140:pp: 95–100.
- Sneeuw, N. (2000). *A Semi-Analytical Approach to Gravity Field Analysis from Satellite Observations*. PhD thesis, Institut für Astronomische und Physikalische Geodäsie, Technischen Universität München.

- Somogliana, C. (1930). Geofisica–sul campo gravitazionale esterno del geoide ellissoidico. *Atti della Reale Accademia Nazionale dei Lincei Rendiconti*, 6:pp: 237–243.
- SRTM (2010). <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm>.
- Stokes, G. G. (1849). On the Variation of gravity at the surface of the Earth. *Trans. Cambridge Philos. Society VIII*, pages pp: 672–695.
- Tapley, B. D., Bettadpur, S., Watkins, M., ve Reigber, C. (2004). The Gravity Recovery and Climate Experiment: Mission overview and early results. *Geophysical Research Letters*, 31:L09607. doi:10.1029/2004GL019920.
- Tepeköylü, S. (2007). Türkiye’deki GPS/Nivelman Verileriyle Global Jeopotansiyel Modellerin Değerlendirilmesi. Master’s thesis, Selçuk Üniv. Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Tepeköylü, S. ve Üstün, A. (2007). Türkiye’deki GPS/Nivelman Verileriyle Global Jeopotansiyel Modellerin Değerlendirilmesi. *Harita Dergisi*, 139:49–65.
- Tscherning, C. C. (1984). On the Long-wavelength Correlation between Gravity and Topography. In *5th International Symposium Geodesy and Physics of the Earth*, Magdeburg.
- Tscherning, C. C. ve Rapp, R. (1974). Closed covariance expressions for gravity anomalies, geoid undulations and deflections of vertical implied by anomaly degree variance models. Technical report, Dept. Geod. Sci. Ohio State University, Columbus, USA.
- Tsoulis, D. ve Patlakis, K. (2007). Spektral Assessment of Recently Released CHAMP and GRACE Satellite-Only Earth Gravity Models. In *Harita Dergisi*, pages 175–180. Özel Sayı: 18.
- TSYM3 (2010). <http://www.tsym3.selcuk.edu.tr>.
- Ulotu, P. E. (2009). *Geoid Model of Tanzania from Sparse and Varying Gravity Data Density by the KTH method*. PhD thesis, Royal Institute of Technology (KTH), Division of Transport and Economics, Stockholm, Sweden.
- Ustun, A. ve Abbak, R. A. (2010). On global and regional spectral evaluation of global geopotential models. *Journal of Geophysics and Engineering*, 7(4):369–379.
- Üstün, A. (2006). Gravite Alanı Belirleme Amaçlı Uydu Misyonları: CHAMP, GRACE, GOCE ve İlk Sonuçlar. *Harita Dergisi*, 136:16–30.
- Üstün, A. (2008). Fiziksel jeodezi ders notları (basılmadı).
- Üstün, A. ve Demirel, H. (2006). Long-range geoid testing by GPS-leveling data in Turkey. *Journal of Surveying Engineering*, 132(1):15–23.
- Vaníček, P. ve Featherstone, W. E. (1998). Performance of three types of Stokes’s kernel in the combined solution for the geoid. *Journal of Geodesy*, 72:684–697.

- Vaníček, P. ve Kleusberg, A. (1987). The canadian geoid - stokesian approach. *Manuscripta Geodetica*, Volume: 12:pp: 86–98.
- Vaníček, P., Novak, P., ve Martinec, Z. (2001). Geoid, topography, and the Bouguer plate or shell. *Journal of Geodesy*, Volume: 75:pp: 210–215.
- Vaníček, P., Tenzer, R., ve Sjöberg, L. E. (2004). New views of the spherical Bouguer gravity anomaly. *Geophysical Journal International*, 159(2):460–472.
- Vincent, S. ve Marsch, J. (1974). Gravimetric global geoid. In *Proceeding of international symposium on the use of artificial satellites for geodesy and geodynamics*, National Technical University, Athens, Greece.
- Wenzel, H. G. (1998). Ultra-high degree geopotential models GPM98A, B, and C to degree 1800. In *Proceedings of the joint meeting of the International Gravity Commission and International Geoid Commission, September 7-12, Trieste, Italy*.
- Wessel, P. ve Gore, R. (1998). New improved version of the generic mapping tools released. *EOS Trans*, Volume: 79:pp: 579–579.
- Wong, L. ve Gore, R. (1969). Accuracy of geoid heights from modified stokes kernels. *Geophys. J. Roy. Ast. Soc.*, Volume: 18:pp: 81–91.

ÖZGEÇMİŞ

KİŞİSEL BİLGİLER

Adı Soyadı : Ramazan Alpay ABBAK
Uyruğu : T. C.
Doğum Yeri ve Tarihi : Tarsus - 01.01.1981
Telefon : (332) 223 18 98
Telefaks : (332) 241 06 35
e-posta : aabbak@selcuk.edu.tr

EĞİTİM

Derece	Adı, İlçe, İl	Yıl
Lise	: Anadolu Tapu Kadastro Meslek Lisesi, Çankaya, Ankara	1998
Lisans	: Selçuk Ü., Jeodezi ve Fotogrametri Müh., Selçuklu, Konya	2002
Y. Lisans	: Selçuk Ü., Jeodezi ve Fotogrametri ABD., Selçuklu, Konya	2005
Doktora	: Selçuk Ü., Harita Mühendisliği ABD., Selçuklu, Konya	2011

İŞ DENEYİMLERİ

Yıl	Kurum	Görevi
2002-...	Selçuk Ü., Harita Mühendisliği, Jeodezi ABD.	Araştırma Görevlisi

UZMANLIK ALANI

Jeodezi, Fiziksel Jeodezi, Bölgesel/Yerel Jeoit Modelleme, Zaman Dizilerinin Analizi

YABANCI DİLLER

İngilizce (ÜDS: 67.5)

YAYINLAR

- Abbak, R. A., Sjöberg, L. E., Ellmann, A., Ustun, A. (Submitted). A Precise Gravimetric Geoid Model in Mountainous Areas with Scarce Gravity Data. A Case Study in Central Turkey. Journal of Studia Geophysica et Geodaetica.
- Ustun, A. and Abbak, R. A. (2010). On Global and Regional Spectral Evaluation of Global Geopotential Models. Journal of Geophysics and Engineering, Vol: 7, pp:369-379.
- Bildirici I. O., Ustun A., Selvi H.Z., Abbak R. A., Bugdayci I. (2008). Assessment of SRTM Based on Topographic Maps in the Territory of Turkey, Cartography and Geographic Information Science, Vol: 36/1, pp:95–104.
- Bildirici I. O., Ustun A., Ulugtekin N. N., Selvi H.Z., Abbak R. A., Bugdayci I. (2008). An Assessment of SRTM Based on Topographic Maps in the Territory of Turkey, The 17 the International Research Symposium on Computer-based Cartography, September 8-11 2008, Auto-Carto 2008, Shepherdstown, West Virginia, USA.

- Bildirici I. O., Ustun A., Ulugtekin N. N., Selvi H.Z., Abbak R. A., Bugdayci I., Dogru A. O. (2008). Comparison of SRTM and 25K Maps in Turkey, Second International Conference on Cartography and GIS, pages: 219-227, Borovets/BULGARIA
- Bildirici I. O., Ustun A., Ulugtekin N. N., Selvi H.Z., Abbak R. A., Bugdayci I., Dogru A. O. (2007). SRTM Data in Turkey: Void filling Strategy and Accuracy Assessment, Middle East Spatial Technology 4th Conference & Exhibition MEST 2007, CD, Manama/BAHRAIN
- Ustun A., Abbak R. A. Yigit C. O. (2007). Trend and Correlation Analysis of Groundwater Levels in Konya Closed Basin, International Union of Geodesy and Geophysics XXIV General Assembly July 2–13 Perugia/ITALY.
- Ustun A. and Abbak R.A. (2006). Direct Use Of Global Models For Determination Of Gravity Related Heights. In 1st International Symposium of The IGFS, August 28-September 1, 2006, Istanbul/TURKEY
- Ustun A., Bildirici I. O., Selvi H. Z., Abbak R. A. (2006). An Evaluation of SRTM3 DTM Data: Validity, Problems and Solutions, First International Conference on Cartography and GIS, Borovets/BULGARIA