



T.C.

SELÇUK ÜNİVERSİTESİ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

GLOBAL YERPOTANSİYEL MODELLERİN GRAVİMETRİK JEOİT BELİRLEMEYE KATKISI

Selda DEMİR

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Harita Mühendisliği Anabilim Dalı

Mayıs-2018
KONYA
Her Hakkı Saklıdır

ÖZET

YÜKSEK LİSANS TEZİ

GLOBAL YERPOTANSİYEL MODELLERİN GRAVİMETRİK JEOİT BELİRLEMEYE KATKSI

Selda DEMİR

Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Harita Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Doç. Dr. R. Alpay ABBAK

Yıl, 42 Sayfa

Jüri
Doç. Dr. Alpay ABBAK
Prof. Dr. Muzaffer KAHVECİ
Dr. Öğr. Üyesi Hüseyin Zahit SELVİ

Gravimetrik jeoit belirlemede global yerpotansiyel modellerinden, sayısal yükseklik modellerinden ve yersel gravite gözlemlerinden yararlanılır. Yeryuvarının tümüne homojen olarak yayılmış gravite gözlemlerinin değerlendirilmesiyle global yerpotansiyel modeller üretilir. Global yerpotansiyel modellerin doğruluğu, bu modeller kullanılarak oluşturulacak çalışmaların başarısını doğrudan etkileyecektir. Bu uygulamada yakın tarihlerde CHAMP, GRACE ve GOCE uydu verileri yardımıyla oluşturulan yeni nesil global yerpotansiyel modellerinden türetilen jeoit ondülasyonları, GPS/Nivelman verilerinden elde edilen eşlenikleri ile karşılaştırılıp seçilen güncel global yerpotansiyel modellerinin doğrulukları bölgesel olarak değerlendirilmiştir. Ele alınan yeni nesil global yerpotansiyel modeller kullanılarak KTH tekniği ile Konya Kapalı Havzasında 12 adet gravimetrik jeoit modeli oluşturulmuş ve oluşturulan her bir model 7 parametreli benzerlik dönüşümü yardımıyla GPS/Nivelman verileri kullanılarak karşılaştırılmıştır. Sonuç olarak yeni nesil global yerpotansiyel modelinin doğruluğunun hesaplanan gravimetrik jeoit modelinin doğruluğuna yaptığı katkılar sayısal anlamda ortaya konmuştur.

Anahtar Kelimeler: Bölgesel Jeoit Belirleme, CHAMP Uydusu, GRACE Uydusu, GOCE Uydusu, KTH Metodu, Yerpotansiyel Modelleri

ABSTRACT

MS THESIS

CONTRIBUTION OF GLOBAL GEOPOTENTIAL MODELS TO GRAVIMETRIC GEOID DETERMINATION

Selda DEMİR

THE GRADUATE SCHOOL OF NATURAL AND APPLIED SCIENCE OF SELÇUK UNIVERSITY
THE DEGREE OF MASTER OF SCIENCE
IN GEOMATİCS ENGINEERING

Advisor: Assoc. Prof. Dr. R. Alpay ABBAK

Year, 42 Pages

Jury
Assoc. Prof. Dr. Alpay ABBAK
Prof. Dr. Muzaffer KAHVECİ
Assist. Prof Dr. Hüseyin Zahit SELVİ

Global geopotential models, digital elevation models and local gravity observations are utilized in the gravimetric geoid determination. By assessing gravitational observations homogeneously distributed throughout the earth, global geopotential models are produced. The validity of the global geopotential models will directly affect the success of the studies to be done through these models. In this study, geoid undulations derived from the new generation global geopotential models yielded by the data of CHAMP, GRACE and GOCE satellites in recent years are compared with the equivalents obtained from GPS/Levelling data and the validity of selected current global geopotential models are evaluated regionally. Twelve gravimetric geoid models have been created in Konya Closed Basin through KTH technique by using the new generation global geopotential model, and using GPS/Levelling data through 7-parameter similarity transformation each geoid model was compared. As a result, the contributions of the new generation global geopotential model to the accuracy of gravimetric geoid model are presented numerically.

Keywords: CHAMP satellite, global geopotential models, GRACE satellite, GOCE satellite, local geoid determination, KTH technique

ÖNSÖZ

Çalışmalarımız boyunca yolumu aydınlatan, her türlü sabır ve fedakârlığı gösteren, beni cesaretlendiren, fiziksel jeodeziyi daha çok sevdiren ve her yönüyle kendisini örnek aldığım, sayın hocam Doç. Dr. Ramazan Alpay ABBAK' a teşekkürü bir borç bilirim.

Desteğini hiç eksik etmeyen, bu süreçte bana moral veren, yardım ve sıcak dostlunu hep hissettiğim sevgili arkadaşım H. Tuba ARLI İL'e teşekkür ederim.

Yapıcı eleştirileri ve eksiklerimi tamamlama konusunda emekleri bulunan Öğr. Gör. Yılmaz ANAS'a ve mesai arkadaşlarıma gönülden teşekkür ederim.

Son olarak en değerli varlıklarım ve her zaman yanımda bulunan bana huzur ve güven veren annem ve babama minnettar olduğumu belirtmek isterim.

Selda DEMİR
KONYA-2018

İÇİNDEKİLER

ÖZET ..... **iv**

ABSTRACT ..... **v**

ÖNSÖZ ..... **vi**

İÇİNDEKİLER ..... **vii**

SİMGELER VE KISALTMALAR ..... **ix**

1. GİRİŞ **1**

2. GRAVİTE ALANI **4**

2.1. Gravite 4
2.2. Gravite Alanı Belirlemede Kullanılan Veri Kaynakları 6
2.2.1 Yersel gravite verileri 6
2.2.2. Uydu verileri 6
2.3. Gravite Alanı Belirleme Amaçlı Yakın Yer Uyduları 8
2.3.1. CHAMP 9
2.3.2. GRACE 10
2.3.3. GOCE 13
2.4. Global Yerpotansiyel Modeller 14
2.4.1. Uydu verilerinin küresel harmonik katsayılar cinsinden ifadesi 15
2.4.2. ICGEM 16

3. METOTLAR **18**

3.1. Mutlak Değerlendirme 18
3.2. KTH Tekniği 20
3.2.1. Stokes integrali 20
3.2.2. Stokes integralinin modifikasyonu 21
3.3. Düzeltmeler 22
3.3.1. Topografik düzeltme 22
3.3.2. Atmosferik düzeltme 23
3.3.3. İndirgeme düzeltmesi 23
3.3.4. Elipsoidal düzeltme 24

4. SAYISAL UYGULAMA **25**

4.1. Çalışma Alanı 25
4.2. Sayısal Veriler 26
4.2.1. GPS/Nivelman verileri 26
4.2.2. Gravite verileri 26
4.2.3. Sayısal yükseklik modeli 27
4.2.4. Global yerpotansiyel modeller 27
4.3. Global Yerpotansiyel Modellerin Bölgesel Analizi 29
4.4. Global Yerpotansiyel Modellerin Bölgesel Jeoide Etkisi 30

5. SONUÇLAR ve ÖNERİLER 35

KAYNAKLAR 37

ÖZGEÇMİŞ 42

SİMGELER VE KISALTMALAR

Simgeler

b_n : KTH modifikasyon parametresi
$\boldsymbol{g}$: gravite değer,
h : elipsoidal yükseklik
n, : harmonik açınımının derecesi
m : harmonik açınımının sırası
v : çekim potansiyeli
$\bar{C}_{nm}, \bar{S}_{nm}$: n. derece ve m. sıradaki harmonik katsayı
G : evrensel çekim sabiti
H : ortometrik yükseklik
M : yeryuvarının ortalama kütlesi (kg)
N : jeoit yüksekliği
$\bar{P}_{nm}$: tam normalleştirilmiş bütünleşik Legendre polinomu
R : yeryuvarının ortalama yarıçapı (m)
V : yeryuvarı çekim potansiyeli
V_c : merkezkaç potansiyeli
W : gravite potansiyeli
$\boldsymbol{\Delta g}$: gravite anomalisi
φ : jeodezik enlem (^{o})
γ : normal gravite (mGal)
λ : jeodezik boylam (^{o})
ω : açısal hız
ψ : yermerkezli açı (^{o})
ρ : yerkabuğunun yoğunluğu
θ : karşı enlem (^{o})

Kısaltmalar

cm : santimetre
m : metre
CHAMP : Challenging Minisatellite Payload
GOCE : Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer
GEO : yer-durağan (sabit) yörünge uyduları (Geostationary Earth Orbit)
GNSS : Global Navigaton Satellite System
GPS : küresel konum belirleme sistemi
ICGEM : International Center for Earth Models
KOH : karesel ortalama hata
KTH : İsveç Kraliyet Teknoloji Enstitüsü
LEO : alçak yörünge uyduları (Low Earth Orbit)
MEO : orta yörünge uyduları (Medium Earth Orbit)
SRTM : Shuttle Radar Topography Mission
SYM : sayısal yükseklik modeli
TUDKA99 : Türkiye Ulusal Düşey Kontrol Ağı

1. GİRİŞ

Jeodezi 3 boyutlu uzayda yeryuvarının gravite alanını da dikkate alarak yeryuvarının ölçülmesi ve haritaya aktarılması ile uğraşan bir bilim dalıdır. Tanımdan yola çıkarak jeodezi biliminin 3 temel görevi olduğu anlaşılır. Bunlar;

- Konum belirleme (Bölgesel ya da Global),
- Yeryuvarının gravite alanının belirlenmesi ve onun eş potansiyel yüzeylerinden biri olan jeoidin yüksek doğruluklu olarak belirlenmesi,
- Yeryuvarının şeklindeki değişimlerin incelenmesi,

şeklinde özetlenebilir. Burada bahsedilen görevlerden ikincisi fiziksel jeodezinin konusuna girmektedir. Fiziksel jeodezi Newton'un çekim kanunundan yola çıkarak jeoidin belirlenmesini esas alır. Jeoit, ortalama deniz düzeyiyle çakışan, her noktasında çekül doğrultusuna dik olan kapalı bir yüzeydir. Yer bilimleri açısından jeoidi belirlemek oldukça önemlidir. Çünkü yeryüzündeki noktaların ortometrik yüksekliği referans kabul edilen jeoitten itibaren ölçülür. Yani yükseklik ve derinlik jeoit ile tanımlıdır.

Jeoit belirleme yöntemleri kullanılan veri gruplarına göre 3 ayrılır. Bunlar astro-jeodezik, gravimetrik ve GPS/Nivelman yöntemleridir. Bu çalışmada gravimetrik yöntem tercih edilmiştir. Gravimetrik yöntemde yersel ve uzaysal gravite verileri analiz edilerek jeoit belirlenir. Yeryuvarının gravite alanı bilgisini elde etmek için farklı ölçme yöntemleri ve çözüm teknikleri geliştirilmiştir. Yeryüzünün gravite alanı global olarak uydular yardımıyla (CHAMP, GRACE, GOCE), bölgesel olarak uçaktan, denizden gravite ölçüleriyle ve yersel gravite ölçüleriyle (bağıl gravimetrik yöntem ve mutlak gravimetrik yöntem) belirlenir. Yeryuvarının tümüne homojen olarak yayılmış gravite gözlemlerinin değerlendirilmesiyle global yerpotansiyel modeller üretilir. Literatüre bakıldığından 160'den fazla global yerpotansiyel modelin olduğu görülmektedir (ICGEM, 2018).

Bu çalışmada bölgesel gravimetrik jeoit belirlemek için KTH (Kungliga Tekniska Högskolan) tekniği kullanılmıştır. KTH tekniğinden yararlanarak jeoit belirlemek için global yerpotansiyel modeli, yersel gravite verileri ve sayısal yükseklik modeli (SYM) olmak üzere 3 çeşit veriye ihtiyaç vardır. Bundan dolayı bu çalışmada; CHAMP uydusu verileri yardımıyla elde edilen global yerpotansiyel modellerinden ULux_CHAMP2013s (2013) ve EIGEN-CHAMP05S (2010); GRACE uydusu verileri yardımıyla elde edilen global yerpotansiyel modellerinden HUST-Grace2016s (2016),

Tongji-GRACE01 (2013), ITG-Grace2010s (2010), Tongji-Grace02s (2017); GOCE uydusu verileri yardımıyla elde edilen global yerpotansiyel modellerinden JYY_GOCE04S (2014), GO_CONS_GCF_2_SPW_R4 (2014), IfE_GOCE05s (2017); GRACE ve GOCE uydu verilerinin ortak çözümünden GGM05G (2015) ve ITU_GGC16 (2016), CHAMP ve GRACE uydularının verileri bir arada kullanılarak oluşturulan GOCO01S (2010) modelleri seçilmiştir. Çalışmada değerlendirilecek yersel gravite gözlemleri Abbak (2011) tarafından gerçekleştirilen proje kapsamında Harita Genel Komutanlığı'ndan elde edilmiştir. Konya Kapalı Havzasında oluşturulacak bölgesel jeoit için toplamda 3073 gravite noktası mevcuttur. Sayısal yükseklik modeli olarak ise SRTM1 (SRTM, 2018) seçilmiştir. Seçilen yeni nesil global yerpotansiyel modellerin bölgesel analizinde ve oluşturulan bölgesel jeoit modellerinin bölgesel doğruluklarını incelemek amacıyla proje alanında ortometrik yükseklikleri de bilinen toplam 24 adet GPS/Nivelman noktası kullanılmıştır.

Bölgesel jeoit belirleme işlemine başlamadan önce ilk aşamada seçilen global yerpotansiyel modellerin Konya Kapalı Havzasında bulunan GPS/Nivelman verileri yardımıyla bölgesel olarak doğrulukları incelenmiştir. Böylelikle global olarak gravite alanı belirleme amaçlı kullanılan yakın yer uydularının gelişmelerini gözlemlemek ve başarı oranını belirlemek amaçlanmıştır. Seçilen global yerpotansiyel modellerinden türetilen jeoit ondülasyonları, GPS/Nivelman verilerinden elde edilen eşlenikleri ile 7 parametreli benzerlik dönüşümü kullanılarak karşılaştırılmıştır. Yapılan karşılaştırmaya göre GOCE ve GRACE uydu verilerinin birlikte değerlendirilmesi ile oluşturulan ITU_GGC16 (Akyılmaz vd 2016) modeli en başarılı model olarak belirlenmiştir. Sadece GOCE uydu verileri ile elde edilen modellerin başarılı sayılabileceği ancak GRACE uydu verilenin de çözüme dahil edilmesiyle azda olsa modellerin doğruluğunun arttırılabildiği görülmüştür.

İkinci aşamada ise seçilen her bir global yerpotansiyel modeli kullanılarak KTH tekniği ile Konya Kapalı Havzası'nda toplam 12 adet bölgesel gravimetrik jeoit modeli oluşturulmuştur. Seçilen global yerpotansiyel modelinin doğruluğunun hesaplanan gravimetrik jeoit modelinin doğruluğuna yaptığı katkıları belirlemek amacıyla yine GPS/Nivelman verileri yardımıyla 7 parametreli benzerlik dönüşümü kullanılarak karşılaştırma yapılmıştır. Yapılan karşılaştırma jeoit yüzeyi belirlerken doğruluğu değiştiren ve etkileyen asıl faktörün yersel gravite verilerinin kalitesi olduğunu göstermiştir.

Literatüre bakıldığında global yerpotansiyel modellerin gravimetrik jeoit belirlemeye etkisini inceleyen çalışmalardan bazıları; Kiamehr (2006), Ulotu (2009), Erol ve diğ. (2009), Abbak (2011), Al-Krargy ve diğ. (2015), Doğanalp (2016)'dır. Yapılan bu çalışmalarda gravimetrik jeoit oluşturma ve global yerpotansiyel modellerin gravimetrik jeoit belirlemeye katkısı hakkında detaylı bilgiler elde edinilmiştir. Bu çalışmada ise IfE_GOCE05s (Wu vd. 2017), Tongji-Grace02s (Chen vd 2016), ITU_GGC16 (Akyılmaz vd 2016) gibi sadece yakın yer uydu verilerinden hesaplanan en güncel 12 adet yerpotansiyel modelin bölgesel doğrulukları mutlak anlamda incelenmiştir. Sonrasında her bir model bölgesel jeoit modellerinin hesaplanmasında referans model olarak kullanılarak güncel yerpotansiyel modellerin bölgesel jeoide etkisi ortaya konulmuştur.

2. GRAVİTE ALANI

Evrensel çekim yasasına göre her cisim şekline ve yoğunluğuna bağlı olarak bir çekim alanı oluşturur. Yeryuvarı bir küre olarak düşünülürse uzayda bir nokta gibi hareket eder. Kendisinden aynı uzaklıktaki tüm noktalara eşit çekim kuvveti oluştur. Bu çekim kuvvetinin eşit olduğu tüm noktaları birleştirirsek eş potansiyelli yüzey olarak tanımladığımız bir yüzey meydana gelir. Yeryüzünü küre olarak düşündüğümüz için bu yüzey bir küre olarak karşımıza çıkacaktır.

M kütleli bir cismin r kadar uzaktaki bir noktada meydana getirdiği çekim potansiyeli,

$$V = \frac{GM}{r} \tag{2.1}$$

ile tanımlanır.

Yeryuvarının kendi etrafında dönmesinden kaynaklanan bir deformasyon söz konusudur. Bunun için yeryuvarının şekli küre olarak değil bir elipsoit olarak belirir. Ancak yeryüzü homojen yoğunlukta değildir. Yoğunluk değişiminden dolayı keskin olmayan girinti ve çıkıntılara sahiptir. Yeryuvarının gerçek şekli olan jeoit ortalama deniz düzeyiyle çakışan eş potansiyel yüzeyidir. Matematiksel olarak işlem yapılamayacak kadar karmaşık bir yüzeydir. Jeodezideki yükseklik probleminin çözümü için elipsoide ve jeoide ihtiyacımız vardır. Jeoit üzerinde matematiksel işlemler yapılamadığı için referans yüzeyi olarak dönel elipsoitler kullanılır. Ancak hesaplamalarda elipsoidin kullanılması çeşitli mühendislik problemlerinde yetersiz kalacaktır. Mühendislikte bir noktanın yükseklik probleminin çözümünde jeoitten olan yüksekliğe (ortometrik yükseklikler) ihtiyaç vardır. Bu sebeple jeoidin belirlenmesi kaçınılmazdır.

2.1. Gravite

Yeryüzünde duran bir cisme yeryuvarının kütlesinden dolayı bir çekim kuvveti ile yeryuvarının kendi etrafında dönmesinden kaynaklı bir merkezkaç kuvveti de etki eder. Kütleye etki eden bu kuvvetlerin vektörel toplamı gravite kuvveti, büyüklüğü ise gravite olarak adlandırılır. Gravite kuvveti noktanın konumuna bağlı olarak fiziksel yeryüzünde değişir. Gravite kuvveti potansiyel kuramından hareketle ifade edilebilir.

Bu yeryuvarı çekim potansiyeli için de geçerlidir (Aydın, 2014). Yeryuvarı çekim potansiyeli;

$$V = G \iiint_{\vartheta} \frac{\rho}{r} d\vartheta \tag{2.2}$$

Merkezkaç potansiyeli;

$$V_c = \frac{1}{2}\omega^2(x^2 + y^2) = \frac{1}{2}\omega^2 p^2 \tag{2.3}$$

Bu iki potansiyelin toplamı ile gravite potansiyeli bulunur.

$$W = V + V_c = G \iiint_{\vartheta} \frac{\rho}{r} d\vartheta + \frac{1}{2}\omega^2 p^2 \tag{2.4}$$

Bu potansiyeli eşit olan noktaların birleştirilmesiyle eş potansiyel yüzeyi oluşturulur.

Gravite, yerin kütlesi, diğer gezegenlerin yeryüzüne etkisi ve diğer doğa olaylarıyla yeryüzünün topografik değişimlerine bağlı olarak farklılık göstermektedir. Jeoit fiziksel olarak belirlenir ve graviteye bağlı olarak kapladığı alanlarda biçimsel olarak değişimler gösterir. Bu biçimsel değişikliğe neden olan olguları ise şu şekilde sıralayabiliriz (Akçın, 2001):

- Ay, dünya, ve güneş arasındaki yörüngesel çekim etkileri
- Dünyanın kendi etrafındaki dönüş hızı
- Yeryüzündeki kütle dağılımındaki dengesizlikler
- Yeraltı su seviyesindeki değişiklikler
- Ozon tabakasındaki bozulmalara bağlı sıcaklık değişimleri ve buzullardaki erimeler
- Güneşteki büyük patlamalar ve dünyayı etkisi altına alan radyasyon fırtınaları.

Yeryuvarının gerçek şekli olan jeoidi yerçekimi ve merkezkaç kuvveti belirler. Homojen olarak dağılmış biçimde yeryüzünün belirli noktalarında, söz konusu temel fiziksel büyüklüklerin fonksiyonelleri ölçülürse yeryuvarının gerçek şeklinin

belirlenmesine yönelik ilk adımlar atılmış olacaktır. Burada modellenmek istenen yüzey global olduğundan bu ancak küresel veya elipsoidal yerpotansiyel modelleri ile gerçekleştirilebilir (Abbak, 2011).

2.2. Gravite Alanı Belirlemede Kullanılan Veri Kaynakları

Gravimetrik yöntemde çalışma alanı bölgesel ya da global olabilir. Yeryuvarının tümüne homojen olarak yayılmış gravite gözlemlerinin değerlendirilmesiyle global yerpotansiyel modeller üretilir.

Gravimetrik yöntemde yersel ve uzaysal gravite verileri analiz edilerek jeoit belirlenir. Yeryuvarının gravite alanı bilgisini elde etmek için farklı ölçme yöntemleri ve çözüm teknikleri geliştirilmiştir. Yeryüzünün gravite alanı global olarak uydular yardımıyla (CHAMP, GRACE, GOCE), bölgesel olarak uçaktan, denizden gravite ölçüleriyle ve yersel gravite ölçüleriyle (bağıl gravimetrik yöntem ve mutlak gravimetrik yöntem) belirlenir.

2.2.1 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 bölgelerdeki yoğunluk dağılımını gösteren ölçü türlerinden biridir. Gravite değeri; kara, deniz, hava, taşıtlarında bulunan ve gravimetre adı verilen aletler yardımıyla ölçülür (Abbak, 2011).

Fiziksel yeryüzünün yoğunluk farklarına göre modellenmesi için gravite yersel olarak iki şekilde ölçülür:

- Bağıl gravite ölçüsü
- Mutlak gravite ölçüsü

Bağıl gravite ölçme tekniğinde, kesin değeri bilinen noktalardan çıkış yapılarak, noktalar arası gravite farkı ölçülür ve sonrasında başlangıç değerlerine eklenerek noktanın gravite değeri belirlenir. Mutlak ölçmede ise, noktanın gravite değeri bir noktayı referans almaksızın doğrudan ölçülür.

2.2.2. Uydu verileri

Yapay uydu görevleri kullanılarak yeryuvarının gravite alanı hakkında global bilgiler çıkartılabilir. Uydudan uyduya izleme, uydu altimetre ve gradyometre verileri

aranan bilgileri içeren gözlem türleridir (Abbak, 2011). Yapay uydular, yeryüzünden olan yüksekliklerine göre;

- Alçak Yörünge Uyduları (Low Earth Orbit - LEO)
- Orta Yörünge Uyduları (Medium Earth Orbit- MEO)
- Yer-durağan (sabit) Yörünge Uyduları (Geostationary Earth Orbit-GEO)

olmak üzere üçe ayrılır. Gravite alanını belirlemek için kullanılan yapay uydular; alçak yörünge uydularındandır. Yeryüzünden yaklaşık 200-2000 km arasında değişen yüksekliklere yerleştirilmiştir.

Uydular yerküreden uzaklaştıkça yeryuvarının uydulara uyguladığı çekim kuvvetinde azalma olur. Alçak yörüngeli uydulardaki ivme yeryüzündeki ivmenin % 86'sına, diğerlerinde ise % 6'sına denk gelmektedir. Uzakta diğer gezegenlerin ve güneşin çekim etkisi çoğalacağından diğer uydularda bu % 6'lık dilim daha da belirsizleşir. Bu nedenle uzaydan yeryuvarındaki değişimlerin izlenmesinde LEO (Low Earth Orbit) uyduları kullanılır (Aydın, 2014).

Jeodezik amacı olsun ya da olmasın hedef olarak gözlenebilen her uydu içerisinde hareket ettiği gravite alanını belirlemeye uygundur. Keplerin yörünge elemanlarıyla ifade edilen uydunun dinamik davranışının izlenmesine dayanan bu yöntem ile yerin gerçek gravite alanının standart gösterimi olan küresel harmonik serilerin katsayıları kestirilir (Abbak, 2011).

Deniz ve okyanus yüzeylerinin ölçülmesi gravite alanı modellemesinin bir parçasıdır. Altimetre bir çeşit ölçme tekniğidir. Sistemin ana ilkesi uydu ile deniz yüzeyi arasındaki mesafenin ölçülmesidir. Uydu kendi yörüngesinde devam ederken, yeryüzüne radar dalgaları yayar. Sinyalin gönderildiği ve hedef yüzeyden yansıdıktan sonra uydudan alındığı zaman farkı, ışık hızıyla çarpılarak uzaklık hesaplanır. 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.

Uydular yardımıyla, jeodezik amaçlar için global gravite alanın belirlenmesi işleminde kullanılan uydular, yeryuvarının kütle dağılımındaki değişimlere bağlı düzensiz çekim alanından kaynaklı olarak, ideal yörüngeden sapmalar gösterirler.

Uyduların ideal yörünge bilgilerindeki bu bozulmalardan yeryuvarının gravite alanı hakkında bilgiler elde edilir.

Gravite alanı dışında uydu yörüngesini etkileyen farklı kuvvetler de mevcuttur. Bu kuvvetin yanında yer ve okyanus gelgitleri, atmosferik sürtünme, diğer gök cisimlerinin (batan güneş ve ay olmak üzere) çekim etkileri, doğrudan ve yerden yansıyan güneş ışınlarının radyasyon basıncından kaynaklanan ivmeler gibi bozucu kuvvetler de bulunmaktadır. Bu nedenle bozucu etkileri modellemek ve gözlemlerden arındırmak gerekmektedir (Doğanalp, 2013).

CHAMP, GRACE ve GOCE gibi güncel uydu misyonları jeodezik ve jeodinamik amaçlar doğrultusunda yeryuvarına ait gravite alan bilgisi sağlamaktadır. Uydu izleme verileri ile global gravite alanının uzun dalga boylu bileşenleri hesaplanabilmektedir. Bu üç uydunun hizmete girmesiyle uyduların duyarlı yörünge bilgilerinden, yeryuvarının gravite alanı belirleme çalışmaları ivme kazanmıştır (Doğanalp, 2013).

2.3. Gravite Alanı Belirleme Amaçlı Yakın Yer Uyduları

2000 yılından itibaren büyük bir hassasiyetle yeryuvarının gravite alanını ölçmek için yapay uydulardan yararlanılmaya başlanmıştır. Jeodezik amaçlı uyduların yeryüzüne olan yüksekliği arttıkça uydudan alınacak sinyallerin gücünde azalma meydana gelir, diğer taraftan uydu yüksekliği azaldıkça atmosferik etkilerden dolayı uydunun kullanım süresi azalır. Bundan dolayı uydu yüksekliğinin en elverişli durumda olması gerekir. Ayrıca uydular yardımıyla toplanan gravite alanı bilgilerinin yeryuvarının tamamından homojen olarak elde edilmesini mümkün kılar. Günümüzde jeodezik amaçlar doğrultusunda yeryuvarı gravite alanı bilgileri CHAMP, GRACE ve GOCE alçak yörüngeli uyduları (Low Earth Orbit - LEO) yardımıyla takip edilebilmektedir. Bu uydular yaklaşık olarak yeryüzünden 400 km uzaklıkta bulunmaktadır.

LEO uyduları, yörüngede kalabilmek için Newton hareket yasalarına göre oldukça hızlı hareket ederler. Bundan dolayı, yeryüzünde daha dar kapsamlı alanları görürler. Öte yandan, atmosferik etkilere maruz kaldıklarından ömürleri kısadır (Doğanalp,2013).

2.3.1. CHAMP

Rus Plesetsk uzay üssünden ekvatora 87° eğimli bir yörünge ve 450 km' lik bir ortalama yüksekliğe 15 Temmuz 2000 tarihinde yerleştirilen CHAMP uydusu Postdam (Almanya) Yer Araştırmaları Merkezi (Geo Forschungs Zentrum-GFZ) tarafından 10 sene boyunca yönetilmiş ve uydu görevini Eylül 2010'da tamamlamıştır. CHAMP uydusunun görünümü Şekil 2. 1'de verilmiştir.

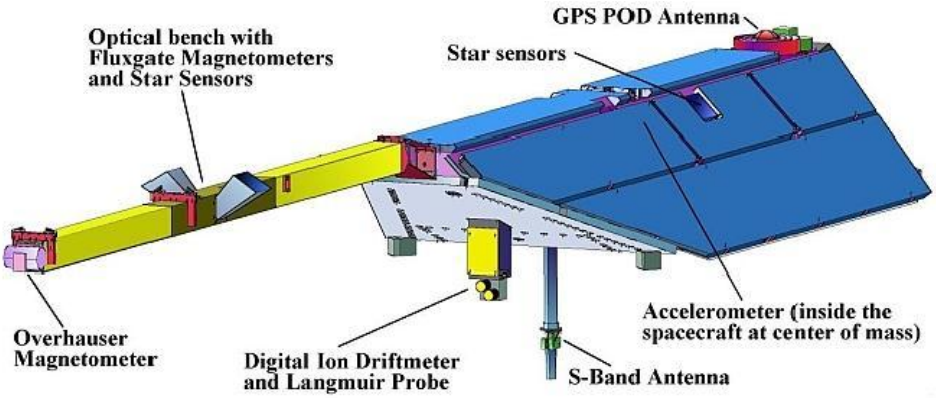


Şekil 2.1. CHAMP uydusunun üstten görünümü (CHAMP, 2018)

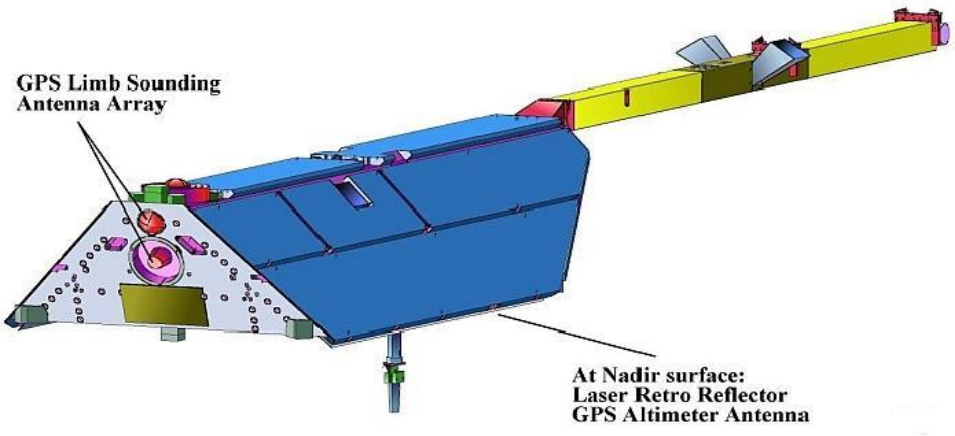
CHAMP uydusu yerçekimi alanının, zamansal ve mekânsal değişimlerini araştırmak amacıyla yapılan ilk uydudur. CHAMP uydusunun bilimsel amaçları Sebeer tarafından,

- Küresel yerçekimi alanının haritalandırılması
- Global manyetik alanın haritalandırılması ve
- İyonosfer ve troposfer profilinin ortaya çıkarılması

olarak belirtilmiştir.



Şekil 2.2. CHAMP uydusu donanımları



Şekil 2.3. CHAMP uydusu donanımları

CHAMP uydusunun üzerindeki donanımlar Şekil 2. 2 ve Şekil 2.3'de verilmiştir. CHAMP uydusunun ölçme tekniği uydudan uyduya izleme tekniği yüksek-alçak (SST-hl) tekniğidir. Yüksek yörüngeli GPS uyduları sayesinde, CHAMP uzay aracı için birkaç santimetre hassasiyetle konum ve hız bilgisi sağlar. Yeryuvarının çekim alanı CHAMP uydusunun yörüngesini bozulmasına sebep olmasıyla, bu bozucu ivmeler yerçekimi potansiyelinin ilk türevleri ile ilişkili bir hal alır.

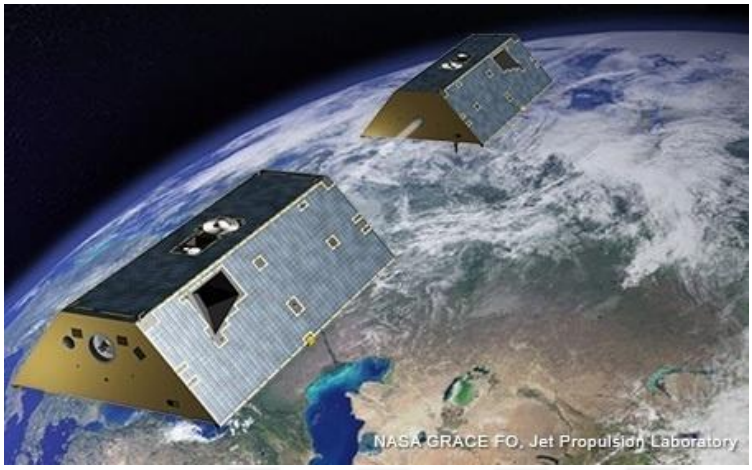
SST-hl: Bir LEO uydusunun ivmeleri ölçülür ve gravite potansiyelinin ilk türevleri belirlenir. Alçak yörüngede bulunan bir LEO uydusu GPS, GLONASS veya GALILEO gibi yüksek yörüngede bulunan uydular tarafından üç boyutta kesintisiz olarak izlenir. LEO uyduları üzerinde bulunan GPS alıcısı ve ivmeölçer konum ve gravite alanı ile ilişkili olmayan kuvvetleri ölçer. Böylece gözlemlenen artık ivmeler yerçekimi ivmelerine karşılık gelir (Doğanalp, 2013).

2.3.2. GRACE

17 Mart 2002'de Amerikan Ulusal Havacılık ve Uzay Dairesi (NASA: National Aeronautics and Space Administration) ile Alman Uzay Merkezinin (DLR: Deutsches Zentrum für Luft-und Raumfahrt) işbirliği ile Rusya'daki Plesetsk Uzay Üssü'nden fırlatılarak 89.5^{o} eğimli bir yörünge ve 500 km ortalama bir yüksekliğe yerleştirildi.

CHAMP uydusunun devamı niteliğinde olan ve aynı yörüngede düzleminde yaklaşık 220 ± 50 km mesafede, dairesel yörüngede birbiri ardına dolan iki özdeş uydudan oluşur. GRACE uydularının görevi GPS ve mikrodalga ölçme sistemi kullanarak iki uydu arasındaki mesafenin değişiminin ölçümünden yararlanarak, global

gravite alanının haritasını çıkarmak ve gravite alanındaki zamansal değişimi belirlemektir. GRACE uydularının görünüşü Şekil 2.4'te verilmiştir.



Şekil 2.4. GRACE ikiz uyduları (NASA, 2018)

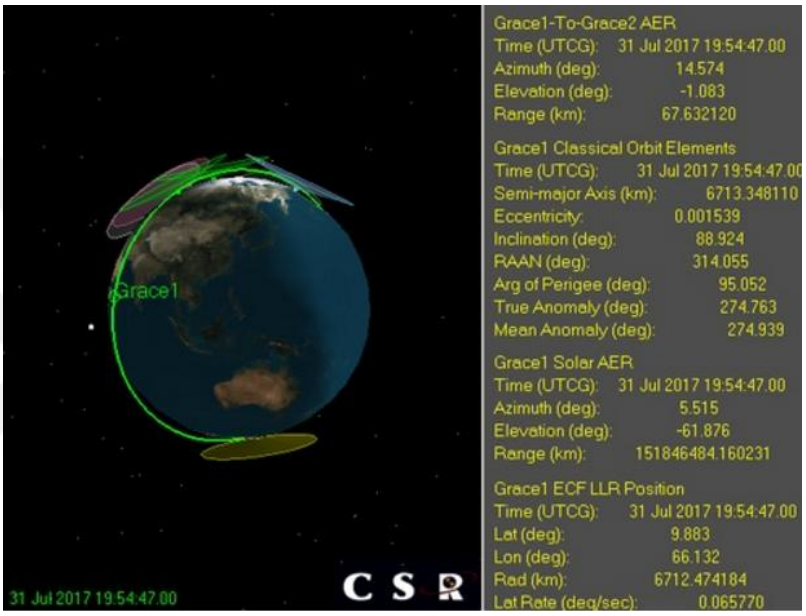
Her iki uydu, yörünge bozulmalarından gravite alanını belirlemek için CHAMP'te olduğu gibi GPS alıcısı, LLR, ivmeölçer ve yönlendirme algılayıcıları taşır. GRACE uyduları uçuşu sırasında, gravite alanındaki değişim, uyduların birbirlerine göre konumlarını değiştirir. Yerçekimi alanı ölçümleri yapmak için ikiz uydular arasındaki mesafedeki değişiklikler kullanılır. Çift frekanslı ve karşılıklı çalışan K bant radar (KBR) sistem bağlantısı yardımıyla, 170-270 km aralığındaki uzaklık ve bağıl hız değişimi, mikron düzeyinde ölçülebilmektedir (GRACE, 2018).

Her bir uydu merkezindeki kütlenin merkezinde bulunan ivmeölçer olarak bilinen, oldukça doğru bir ölçüm cihazı, yerçekimsel olmayan ivmelenmeleri (atmosferik sürüklenmeye bağlı olanlar gibi) ölçer, böylece yalnızca yer çekimi tarafından sağlanan ivmelere bakılır (GRACE, 2018).

SST-ll ölçme tekniğinde 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 GPS uyduları gözlenerek uydu yörüngeleri belirlenir. GRACE uydu görevinde uydu çiftinin yörüngeleri SST-ll tekniğiyle, gravite alanındaki değişimler SST-hl tekniğiyle belirlenir (Abbak, 2011).

GRACE verileri 3 seviyeye ayrılmıştır. Uydudan toplanan ham veriler kalibre edilir, zaman etiketlenir ve Level-1A olarak sınıflandırılır. Level-1A verileri kullanıcılara dağıtılmaz. Bu verilere bazı işlemler uygulanarak düzenlenmiş temizlenmiş veri ürünlerine dönüştürülür. Level-1B olarak sınıflandırılan bu veriler

uydu sinyalleri, uydu aralığı, aralık hızı, aralık ivmesi, her uydudan gelen yerçekimi olmayan ivmeleri, ve yörünge verilerini içerir. Level-1B verilerinden aylık yerçekmi alanın küresel harmonik katsayıları tahmin edilir. Birkaç aylık veriler birleştirilerek ortalama veya statik yerçekimi alanı tahmini olarak üretilebilir. Bu tahminler Level-2 olarak sınıflandırılır. GRACE veri ürünlerine kütle anomalileri (örn. Su tabakası) girmeyi tercih eden kullanıcıların rahatlığı için diğer gruplardan bazı standart ürünler ve araçlar elde edilebilir. Bu Level-3 veri ürünleri, birkaç gruptan edinilebilir (GRACE, 2018).



Şekil 2.5. GRACE uydu yörünge verileri (GRACE, 2018)

GRACE-1 uydusu daha önce olduğu gibi nominal bilim verilerini toplamayı sürdürmekte olup, GRACE-2 uydusu azaltılmış koşullardaki verileri toplamaktadır. GRACE-2 uydusu üzerindeki ivmeölçer 8 Aralık 2016 tarihinde kapatılmıştır. GRACE uyduları, yörünge bilgileri (Şekil 2.5) ve ürünleri hakkında daha detaylı bilgiye ve ürünlere erişim bilgilerine GRACE (2018) kaynağından ulaşılabilir.

GRACE uydularının verileri okyanuslardaki su miktarı değişimleri, buzulların erimesi, yeraltı su kaynaklarının incelenmesi vb. kütle değişimi çalışmaları yanısıra tektonik hareketlerin incelenmesi, jeoit ve gravite değişiminin izlenmesi gibi birçok farklı alanda kullanılmaktadır. Ancak GRACE uyduları global ve bölgesel düzeyde meydana gelen hidrolojik değişimlere karşı duyarlılığının yüksek olmasından dolayı çoğunlukla bu türdeki kütle hareketlerinin yorumlanması çalışmalarında uygulanmaktadır (Aydın, 2014).

2.3.3. GOCE

Ekvatorda 97.6^{o} eğimle 283 km yükseklikte dairesel bir kutup yörüngesine Rusya'daki Plesetsk uzay üssünden 17 Mart 2009 da fırlatıldı. Avrupa Uzay Ajansının (ESA: Europan Space Agency) Yaşayan Gezegen Programının bir projesi olan GOCE uydusu Kasım 2013'te görevini tamamladı. Projenin amacı önceki CHAMP ve GRACE uydu görevlerinin bilgi ve tecrübelerinden faydalanarak yüksek doğruluklu ve çözünürlüklü yeryuvarının gravite alanının belirlenmesidir. GOCE uydusunun görüntüsü Şekil 2.6'da verilmiştir.



Şekil 2.6. GOCE uydusu (GOCE, 2017)

GOCE uydusunun ölçme tekniği uydudan uyduya izleme tekniği yüksek-alçak (SST-hl) tekniğidir. Yüksek yörüngeli GPS uyduları sayesinde, GOCE uzay aracı için birkaç santimetre hassasiyetle konum ve hız bilgisi sağlar.

GOCE uydusu ile yeryuvarının gravite alanından kaynaklanan ivmelenmelerin belirlenmesi için bu uyduda gradyometre adı verilen üç eksenli ivmeölçerlerden oluşan bir sistem bulunmaktadır. Bu ölçerlerin (yada sensörlerin) ilgili eksenlerdeki farkları yardımıyla ivme değişimleri yani gravite alanını belirlenmesi yüksek doğrulukta yapılabilmektedir (Aydın, 2014).

Yukarıda değinildiği üzere GOCE uydusunun yörünge analizlerinden gravite alanının uzun-dalga boyu bilgisi elde edilirken (SST-hl), uydu gravite gradyometresinden (SGG) kısa-dalga boyu bilgisi elde edilmektedir. GOCE uydusuna dayalı gravite alanı modelleme çalışmalarında SST-hl ve SGG tekniği birlikte kullanılmaktadır (Doğanalp, 2013).

SGG, bir LEO uydusu içerisinde ivme gradyentleri yerinde ölçülür ve gravite potansiyelinin ikinci türevleri belirlenir. LEO uydusunda bulunan gradyometre yardımıyla doğrudan ivme farklarının ölçülmesi anlaşılır. Bu da gravite potansiyelinin ikinci türevlerine (Marussi tensör bileşenleri) karşılık gelir. SST tekniği ile karşılaştırıldığında, bu tekniğin üstünlüğü şöyledir; gravite alanı ile ilişkili olmayan ivmeler uydu içerisinde aynıdır ve böylece fark alma işlemi ortadan kalkar (Doğanalp, 2013).

2.4. Global Yerpotansiyel Modeller

Global yer potansiyel modeller üç boyutlu uzayda yeryüzünün yerçekimi alanını tanımlayan matematiksel bir işlevdir (ICGEM, 2018).

Jeoit yüksekliği gibi yeryuvarının gravite alanı ile ilişkili büyüklüklerin hesaplanabildiği modeller, tüm yeryüzüne ait gravite verilerinden yararlanılarak oluşturulmuş global yerpotansiyel modellerdir. Yerpotansiyel model esas itibariyle belli bir açınım derecesine kadar hesaplanmış katsayıları içeren modellerdir ve yeryuvarının çekim potansiyelini en iyi tanımlayan küresel harmonik serilerin kat sayılarını içerir (Türen, 2010).

Yeryuvarının dışsal yerçekimsel potansiyelinin (yerpotansiyel model olarak geçecektir) küresel harmonik katsayılarının hiçbiri, tek başına jeoit dalgalanmalarının bir modelini elde etmek için kullanılmamaktadır. Smith (1998)'e göre yerpotansiyel modeli tanımlamak için aşağıdaki bilgiler gereklidir:

- Normal yerçekimi potansiyel alanı (referans elipsoidin kapsanması),
- Hangi seviyedeki yüzeyin jeoit olduğu
- Yerpotansiyel modelin hangi kalıcı gelgit sistemi tarafından ifade edildiği
- Potansiyel alanın topografik kütlelerde nasıl hareket ettiği

Modern yerpotansiyel modellerin çoğunun dört bileşeni vardır (Smith, 1998);

- İkinci dereceden n dereceye kadar (genellikle "C_{nm}" ve "S_{nm}" olarak adlandırılır) katsayılar kümesi
- Modeli oluştururken benimsenen yerçekimi kütle sabiti (GM) değeri kullanılır
- Ekvator ölçek faktörü, "a1"
- Modelin daimi gelgit sistemi

Yukarıdaki 4 çeşit bilgi ile bir yerpotansiyel model oluşturulabilir ve yarıçapı r = a1 olan bir kürenin dışındaki gravitasyonel potansiyelin hesaplanması için bu 4 bilgi yeterlidir.

Başlıca iki grup yerpotansiyel model vardır. Bunlar, yalnızca uydu ölçmelerinin kullanıldığı ve uydu ölçmeleriyle birlikte diğer ölçmelerin (gravite verileri ve uydu altimetre verileri gibi) bir kombinasyonu şeklindeki ölçmelerin kullanıldığı modeller olarak sınıflandırılabilir.

2.4.1. Uydu verilerinin küresel harmonik katsayılar cinsinden ifadesi

CHAMP, GRACE, GOCE alçak yörüngeli uydu sistemlerinden faydalanılarak elde edilen uydu izleme verileriyle yeryuvarı gravite alanın uzun dalga boyu bileşenlerine ait bilgiler elde edilebilmektedir. Kepler yörünge elemanları ile ifade edilen uydunun dinamik davranışının belirlenmesine dayanan uydu izleme tekniği ile global gravite alanının çekim etkisi, yeryuvarını oluşturan kitlelerin dışında harmonik bir davranış sergilediğinden, küresel harmonik katsayılar cinsinden ifade edilebilmektedir.

$$V(r,\theta,\lambda) = \frac{GM}{R}\sum_{n=0}^{\infty}\left(\frac{R}{r}\right)^{n+1}\sum_{m=0}^{n}(\bar{C}_{nm}cosm\lambda + \bar{S}_{nm}sinm\lambda)\bar{P}_{nm}\cos(\theta) \qquad (2.5)$$

Eşitlikte geçen parametreler,

G	evrensel çekim sabiti
M	yeryuvarının kütlesi
R	yeryuvarının ekvatoral yarıçapı
r	radyal bileşen
θ	kutup uzaklığı
λ	jeosentrik boylam
$\bar{C}_{nm}, \bar{S}_{nm}$	tam normalleştirilmiş küresel harmonik veya Stokes katsayıları
$\bar{P}_{nm}$	tam normalleştirilmiş bütünleşik Legendre polinomları
n, m	küresel harmonik açınımının derece ve sırasıdır.

Global modeller açınım derecesi veri kaynağı ve analiz yöntemi gibi özellikleri nedeniyle diğerlerinden farklılık gösterir. Dolayısıyla global yerpotansiyel modellerini

çeşitli sınıflara ayırmak mümkündür (Abbak, 2011). Global yerpotansiyel modellerinden uydu bazlı oluşturulan modeller, yapay uyduların yörüngelerinden sapmalarının izlenerek gravite alanının belirlenmesiyle, kombine modeller uydu altimetre verilerinin ve yersel gravite verilerinin çözüme dahil edilmesiyle, yeniden düzenlenmiş modeller ise uydu bazlı oluşturulan modellerin yersel gravite verileri kullanılarak küresel harmonik katsayıların daha yüksek derecelere kadar genişletilerek bölgesel olarak iyileştirilmesiyle elde edilir.

Global modellerin oluşturulması sırasında, açınım derecesi kullanılan verilerin sıklığına bağlı olarak değişmektedir; veri ne kadar yoğunsa modelin açınım derecesi de o kadar fazladır. Açınım derecesi ile açısal çözünürlük arasında (2.6) formülünde verilen şekilde bir matematiksel ilişki söz konusudur.

$$\text{Açısal Çözünürlük} = \frac{180^0}{\text{Açınım Derecesi}} \tag{2.6}$$

Modelin konumsal çözünürlüğü ise;

$$\text{Konumsal Çözünürlük} = \frac{20000\text{km}}{\text{Açınım derecesi}} \tag{2.7}$$

eşitliğiyle hesaplanır. Global modellerin çözünürlüğü arttıkça, kitle dağılımlarının yerel etkilerini daha fazla içermekte ve dolayısıyla modelin gravite alanını temsil etme gücü artmaktadır (Abbak, 2011).

2.4.2. ICGEM

Global gravite alanı modellerine ilişkin harmonik katsayılara, Uluslararası Küresel Yer Modelleri Merkezi ICGEM (International Center for Earth Models) web sayfasından ulaşılabilmektedir. İlgili küresel harmonik katsayılar kullanılarak yeryüzündeki herhangi bir noktadaki ilgili jeopotansiyel değerler (gravite anomalisi, gravite bozukluğu, jeoit yüksekliği vb.) hesaplanabilir (Aydın, 2014).

Uluslararası Jeodezi Birliği (International Association of Geodesy - IAG) tarafından koordine edilen beş hizmetinden birisidir. ICGEM veri merkezinin hizmetlerini;

- Mevcut tüm küresel yerçekimi saha modellerinin toplanması ve arşivlenmesi,
- Global yerçekimi saha modellerine erişmek için web ara yüzü
- Yerçekimi alanının web tabanlı görselleştirilmesi, farklarını ve zaman değişimlerini modeller
- Yerçekimi alan modellerinin farklı fonksiyonel hesaplamaları için web tabanlı servis
- Küresel harmonik öğreticiler için web sitesi ve hesaplama teorisi hizmeti
- 2016 yılından bu yana yeni hizmet: modelinin veri seti için bir belge nesne tanımlayıcısı (DOI) sağlayan (katsayılar)

olarak sayfasında belirtmiştir.

3. METOTLAR

3.1. Mutlak Değerlendirme

Global konumlama sistemi GPS ile duyarlı bir şekilde üç boyutlu konum belirlenmektedir. GPS ile elde edilen veriler yermerkezli bir koordinat sisteminde coğrafi enlem (φ), coğrafi boylam (λ) ve elipsoidal yükseklikler (*h)* hesaplanır. Elipsoidal yükseklikler gerçek yükseklikleri yani ortalama deniz seviyesinden olan yükseklikleri temsil etmezler.

Ortometrik yükseklik *H*, noktanın bulunduğu fiziksel yeryüzünden jeoide kadar çekül eğrisi boyunca olan uzunluktur. Deniz noktasının sıfır olarak kabul edildiği bir noktadan başlayıp, geometrik nivelman ile kot taşınarak ortometrik yükseklikler bulunur. Bu iki yükseklik arasındaki fark jeoit ondülasyonu olarak bilinir ve,

$$N_{\text{Geometrik}} \approx h - H \tag{3.1}$$

eşitliğiyle hesaplanır, fakat denklemdeki her değer ölçü hataları, datum kayıklıkları gibi düzenli yada düzensiz hatalarla yüklüdür.

Gravimetrik yöntemle belirlenen değerler ile GPS/Nivelman yöntemi ile bulunan değerler birlikte değerlendirilebilir (Erol vd. 2008). Böylelikle gravimetrik jeoidin barındırdığı sistematik hatalar giderilir. Bu işlem yapılırken GPS ile elde edilen konumlardaki $N_{Geometrik}$ değerleri enterpolasyon ile Gravimetrik jeoitte bulunan $N_{Gravimetrik}$ konumlarına taşınmalıdır. Sonuç olarak aynı konumda $N_{Geometrik}$ ve $N_{Gravimetrik}$ değerleri elde edilir. İki değer de birbirinden farklı datumlara sahip ise doğrudan karşılaştırma yapılamaz. Ortalama bir fark;

$$\Delta N = N_{\text{Gravimetrik}} - N_{\text{Geometrik}} = \mathrm{A}^{\mathrm{T}}\mathrm{x} + \varepsilon \tag{3.2}$$

eşitliğiyle ifade edilir. Burada **A** katsayılar matrisi, **x** bilinmeyenler vektörü, ε rastgele hata terimidir. Düzeltici yüzey (corrector surface) olarak tanımlanan bu yüzey modelinin gravimetrik ve GPS/Nivelman jeoitleri arasındaki tüm sistematik hataları elemine ettiği varsayılır. Gravimetrik jeoidi ulusal datuma uydurmak için kullanılan bu yüzey genellikle 4, 5 ve 7 parametreli benzerlik dönüşüm modelleri ile ifade edilir (Abbak, 2017). Dört parametreli dönüşüm bir ölçek faktörü, bir yönlü dönüklük, iki öteleme; beş parametreli dönüşüm bir ölçek faktörü, iki yönlü dönüklük, iki öteleme;

yedi parametreli dönüşüm bir ölçek faktörü, üç yönlü dönüklük, üç öteleme barındırmaktadır. Bu sebeple bu çalışmada yedi parametreli dönüşüm tercih edilmiştir.

$$a = \begin{bmatrix} cos\,\varphi_i\, cos\lambda_i \\ cos\,\varphi_i\, sin\varphi_i \\ sin\,\varphi_i \\ cos\varphi_i sin\varphi_i cos\lambda_i / W_i \\ cos\varphi_i sin\varphi_i cos\lambda_i / W_i \\ sin^2\varphi_i / W_i \\ 1 \end{bmatrix} \tag{3.3}$$

eşitliğinde φ_i ve λ_i, GPS noktasının coğrafi koordinatlarını ifade ederken, W_i katsayısı;

$$W_i = \sqrt{1 - e^2 sin^2\varphi_i} \tag{3.4}$$

ile ifade edilir. e^2 referans elipsoidinin birinci dışmerkezliğinin karesidir.

Her bir GPS noktasında hesaplan a katsayılar vektörü genişletilerek **A** katsayılar matrisi elde edilir. En küçük kareler ile denklem çözümünden;

$$\mathbf{x} = (\mathbf{A^T A})^{-1}\mathbf{A^T l} \tag{3.5}$$

bilinmeyen parametreler vektörü hesaplanır. **l** gravimetrik ve geometrik jeoit yükseklikleri arasındaki fark yani küçültülmüş ölçü matrisidir. Ölçülere getirilecek düzeltme değerleri;

$$\mathbf{v} = \mathbf{Ax} - \mathbf{l} \tag{3.6}$$

vektörü ile belirlenirken standart sapması;

$$m_0 = \sqrt{\frac{\mathbf{v^T v}}{n - u}} \tag{3.7}$$

eşitlikleriyle belirlenir. Denklemlerde *n* GPS/Nivelman nokta sayısını, *u* bilinmeyen sayısını (4, 5, 7) temsil eder.

3.2. KTH Tekniği

KTH tekniğinde, boşlukta gravite anomalisi jeoit ondülasyon hesabında doğrudan yer almaktadır. Ancak bu gravite anomalisi türü topoğrafya ile yüksek korelasyonludur. Bu durumda dağınık halde bulunan nokta gravite değerleri daha yumuşak bir yüzeyi temsil eden Bouguer yaklaşımı ile grid merkezlerine taşınmalıdır. Bu işlem için, rastgele dağılmış gravite noktalarında gravite değerleri, Bouguer anomalilerine indirgenir. Bjerhammer kuralına uygun olarak en yakın komşuluk (nearest neighbouring) enterpolasyon yöntemi ile Bouguer anomalileri grid merkezlerine taşınır. Bouguer anomalilerinden, gridlerin Bouguer plakası etkisi geri çıkarıldığında boşlukta gravite anomalilerine geçiş yapılır. Bu hesaplama için Bouguer plaka etkisi her grid için SRTM sayısal yükseklik modelinden elde edilen ortalama grid yüksekliğinden hesaplanabilir. Böylece jeoit modelleme için temel veri grubu olan gravite anomalileri grid halinde elde edilir. Gravite verileri hazırlandıktan sonra jeoit ondülasyonunun hesabına geçilir.

3.2.1. Stokes integrali

G. G. Stokes 1849 yılında kendi adıyla adlandırılan Stokes integral eşitliğini yayınlayarak, jeoit ondülasyounun bu eşitlikle hesaplanabileceğini ortaya koymuştur. Jeoit ondülasyonu;

$$N = \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_{\sigma} S(\psi)\Delta g d\sigma \tag{3.8}$$

eşitliğiyle hesaplanır. Bu eşitlikte; R ortalama yer yarıçapını, γ referans elipsoidi yüzeyindeki normal gravite değerini, ψ yer merkezli açıyı, Δg gravite anomalisini, $d\sigma$ birim küre σ'nın en küçük yüzey elemanını, $S(\psi)$ Stokes fonksiyonunu ifade etmektedir. Stokes fonkiyonu;

$$S(\psi) = \sum_{n=2}^{\infty} \frac{2n+1}{n-1} P_n(cos\psi) \tag{3.9}$$

küre üzerinde n küresel harmonik dereceli Legendre polinomlarıyla $P_n(cos\psi)$ tanımlayabilen fonkiyondur (Heiskanen ve Moritz, 1967). Jeoidi belirleme amaçlı bu

yüzey integralin çalışması için tüm yeryuvarına ait gravite verilerine ihtiyaç vardır. Ancak bu veri yığınıyla çalışmak olanaksızdır. Bu nedenle eşitlik yeryüzüne homojen olarak dağılmış gravite verilerinin bulunduğu istenilen bölgede sınırlandırılıp yeniden düzenlenerek kullanılır. Sınırlandırma işlemi sonucunda σ_0 çalışma bölgesinde kesilen integral;

$$N^L = \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_{\sigma_0} S^L(\psi) \Delta g d\sigma \tag{3.10}$$

şeklinde oluşur. Ancak uzak nokta etkisinin göz önüne alınmamasından dolayı kesme hatası (truncation error) olarak adlandırılan hata ortaya çıkar ve

$$\delta N = N - N^L \tag{3.11}$$

eşitliğiyle gösterilir.

Günümüzde yapay uydular yardımıyla gravite alanının uzun dalga boylu bileşenleri yerpotansiyel modellerin içinde yüksek doğrulukla yer almaktadır. Daha önceden yapılmış olan çalışmalar incelendiğinde global yerpotansiyel modellerden türetilen uzun dalga boylu bileşenler hesaplamaya dahil edildiğinde uzak bölgelerden kaynaklan kesme hatasının en aza düzeye indirilebileceği ortaya çıkmıştır.

3.2.2. Stokes integralinin modifikasyonu

Stokes integalini yeniden düzenleme yöntemleri deterministik ve stokastik olarak iki grupta incelenmektedir. Deterministik yöntem sadece kesme hatasını en aza indirgemeyi amaçlarken, stokastik yöntem kesme hatasıyla birlikte yersel verilerden ve global yerpotansiyel modellerden kaynaklı hataları en aza indirmeyi amaçlamıştır. Bu sebeple bu çalışmada en küçük kareler prensibi ile daha geniş kapsamlı hatayı en aza indirgemeyi amaçlayan stokastik yöntem olan ve İsveç Kraliyet Teknoloji Enstitüsü'nde geliştirilen KTH tekniği tercih edilmiştir. KTH tekniğinde yaklaşık jeoit ondülasyonu;

$$\widetilde{N} = \frac{R}{4\pi\gamma} \iint_{\sigma_0} S^L(\psi) \Delta g d\sigma + \frac{R}{2\gamma} \sum_{n=2}^{M} b_n \Delta g_n^{GGM} \tag{3.12}$$

ile hesaplanır (Sjöberg, 2003b). Burada R yeryuvarı ortalama yarıçapını, γ elipsoit üzerinde normal graviteyi, $S^L(\psi)$ yerel Stokes fonksiyonunu, Δg gravite anomalisini, M yerpotansiyel modelin kullanılan en büyük açınım derecesini, b_n KTH modifikasyon parametresini temsil eder. Eşitlikte görüldüğü üzere, gravite anomalisinin doğruluğu, yaklaşık jeoit ondülasyonunun doğruluğuna doğrudan etki yapacaktır. Bu durumda gravite anomalilerin gridlenmesi sürecinde kullanılan sayısal yükseklik modeli en önemli bir etkendir. Diğer yandan, KTH yöntemi yaklaşık ondülasyonlara bazı düzeltmeler yaparak kesin ondülasyon değerine ulaşır.

3.3. Düzeltmeler

KTH yöntemi ile ondülasyon değerleri hesaplanırken yeryuvarı dışında kitle olmadığı varsayımı gibi bazı kabuller yapılır. Kesin sonuçları bulmak amacıyla birtakım düzeltmeler yapılmalıdır. Kaldır-Hesapla-Yerine Koy (Remove-Compute-Restore) gibi farklı diğer yöntemlerde düzeltmeler doğrudan gravite anomalilerine yapılmaktadır. Ancak KTH yönteminde düzeltmeler hesap kolaylığından dolayı yaklaşık ondülasyonlara yapılır. KTH yöntemine göre jeoit ondülasyonunun kesin değeri;

$$\widehat{N} = \widetilde{N} + \delta N_{comb}^{Top} + \delta N_{comb}^{Atm} + \delta N^{DWC} + \delta N^{Ell} \tag{3.13}$$

eşitliğiyle hesaplanır (Sjöberg, 2003a). Eşitlikte geçen δN_{comb}^{Top} kombine topografik düzeltmeyi, δN_{comb}^{Atm} kombine atmosferik düzeltmeyi, δN^{DWC} indirgeme düzeltmesini (downward continuation), δN^{Ell} ise elipsoidal düzeltmeyi temsil etmektedir. Bahsedilen topografik, atmosferik ve indirgeme düzeltmelerinin hesabında sayısal yükseklik değerlerine ihtiyaç duyulur.

3.3.1. Topografik düzeltme

KTH metodunda yer yuvarı dışında kitle olmadığı varsayımı yapılır ve bu kabulden kaynaklanan hatanın etkisini gidermek için topografik düzeltme yapılır. Düzeltme direkt ve dolaylı etkilerin birleşiminden ortaya çıktığı için kombine topografik düzenleme olarak adlandırılır. Bu düzeltmenin hesabı;

$$\delta N_{comb}^{Top} = \delta N_{dir}^{Top} + \delta N_{ind}^{Top} = -\frac{2\pi G\rho}{\gamma} \sum_{n=2}^{\infty} H_n^2 \tag{3.14}$$

formülüyle yapılır (Sjöberg, 2007). Burada ρ yerkabuğunun yoğunluğunu, G evrensel çekim sabitini, H grid merkezinin ortalama yüksekliğini temsil etmektedir. Grid merkezinin ortalama yüksekliği H değeri topografyanın sayısal yükseklik modelinden yararlanarak elde edilmesi gerekmektedir. Yerkabuğunun yoğunluğu ρ, topografik düzeltmeye doğrudan etkilidir. Hesaplamalarda yerkabuğunun yoğunluğu genellikle 2.67 g/cm^3 olarak alınır.

3.3.2. Atmosferik düzeltme

Görülmeyen ve jeoit yüzeyi dışında kalan atmosferin etkisi yok sayılamayacağından dolayı bir düzeltme terimi olarak ondülasyon hesabında bulunmalıdır. Atmosferik düzeltme terimi;

$$\delta N_{comb}^{Atm} = -\frac{GR\rho^a}{\gamma} \iint_{\rho^a} S^L(\psi) H_p d\sigma \tag{3.15}$$

şeklinde hesaplanabilir (Sjöberg, 1999). Burada ρ^a deniz düzeyindeki atmosfer yoğunluğu (1.23 kg/m^3), H_p, hesap noktasının topografik yüksekliğini gösterir ki bu değer yine sayısal yükseklik modelinden türetilen ortalama yükseklikliktir.

3.3.3. İndirgeme düzeltmesi

Yersel gravite verilerinin jeoit belirleme işlemlerinde öncelikle deniz düzeyine indirgenerek hesaba dahil edilmelidir. Jeoit yüzeyi ile fiziksel yeryüzü arasındaki düzensiz kitle dağılımından dolayı gravite anomalisi, yüksekliğe göre doğrusal bir değişim göstermez. Bu sebeple KTH tekniğinde indirgeme düzeltmesi;

$$\delta N^{DWC} = \delta N_{dwc}^{(1)} + \delta N_{dwc}^{L1,Far} + \delta N_{dwc}^{L2} \tag{3.16}$$

üç bileşenden oluşur (Sjöberg, 2003c). Bu bileşenler,

$$\delta N_{dwc}^{(1)} = \frac{\Delta g}{\gamma} H_P + 3\frac{\widetilde{N}}{r_P} H_P - \frac{1}{2\gamma} \frac{\partial \Delta g}{\partial r}\bigg|_P H_P^2 \tag{3.17}$$

$$\delta N_{dwc}^{L1,Far} = c \sum_{n=2}^{M} b_n \left[\left(\frac{R}{r_P} \right)^{n+2} - 1 \right] \Delta g_n \tag{3.18}$$

$$\delta N_{dwc}^{L2} = \frac{c}{2\pi} \iint_{\sigma_0} S^L(\psi) \left(\frac{\partial \Delta g}{\partial r} \Big|_P (H_P - H_Q) \right) d\sigma_Q \tag{3.19}$$

şeklinde sıralanır. Burada r_P P noktasının küresel yarıçapını, H_P hesap noktasının topografik yüksekliğini, c elipsoit yüzeyindeki normal graviteye bağlı *R/2γ* değerini temsil eder.

3.3.4. Elipsoidal düzeltme

Jeoit yükseklikleri elipsoit yüzeyinden ölçülürken, Stokes yaklaşımı *R* yarıçaplı küre üzerinde uygulanır. Bu sebeple jeoit ondülasyonlarına elipsoidal düzeltmede getirilmelidir. Hesaplamalara getirilecek elipsoidal düzeltme;

$$\delta N^{Ell} = \left[(0.0036 - 0.0109 sin^2\varphi) \Delta g + 0.0050 \widetilde{N} cos^2\varphi \right] Q_0^L \tag{3.20}$$

eşitliğiyle hesaplanır (Ellmann ve Sjöberg, 2004). Eşitlikte geçen Δg yersel gravite anomalisini, $\widetilde{N}$ yaklaşık jeoit ondülasyonunu, Q_0^L Molodensky kesme katsayısını temsil eder.

4. SAYISAL UYGULAMA

Bu uygulamada yakın tarihlerde oluşturulan global yerpotansiyel modellerinden türetilen jeoit ondülasyonları, GPS/Nivelman verilerinden elde edilen eşlenikleri ile karşılaştırılıp seçilen güncel global yerpotansiyel modellerinin doğrulukları bölgesel olarak incelenmiştir. İkinci aşamada bu modellerin doğruluğunun gravimetrik jeoit modellerinin doğruluğuna katkısı Konya Kapalı Havzası'nda irdelenecek ve sayısal anlamda ortaya konacaktır.

4.1. Çalışma Alanı

Sayısal uygulamada $37^o \leq \varphi \leq 39^o$ kuzey enlemleri, $31.5^o \leq \lambda \leq 35.0^o$ doğu boylamları arasında kalan Konya Kapalı Havzası seçilmiştir. Çalışma alanının güneyinde Toros Dağları, kuzeyinde Tuz Gölü bulunmaktadır ve bu alan Konya, Karaman, Aksaray ve Niğde illerini kapsamaktadır. Topografik durum incelendiğinde, Toros Dağlarında en fazla yükseklik (max: 3491 m) görülmekle birlikte çalışma alanının güneyinde bulunan Göksu Vadisinde en düşük yükseklik (min: 576 m) görülmektedir.



Şekil 4.1. Çalışma alanının topografik durumu ve mevcut verilerin dağılımı

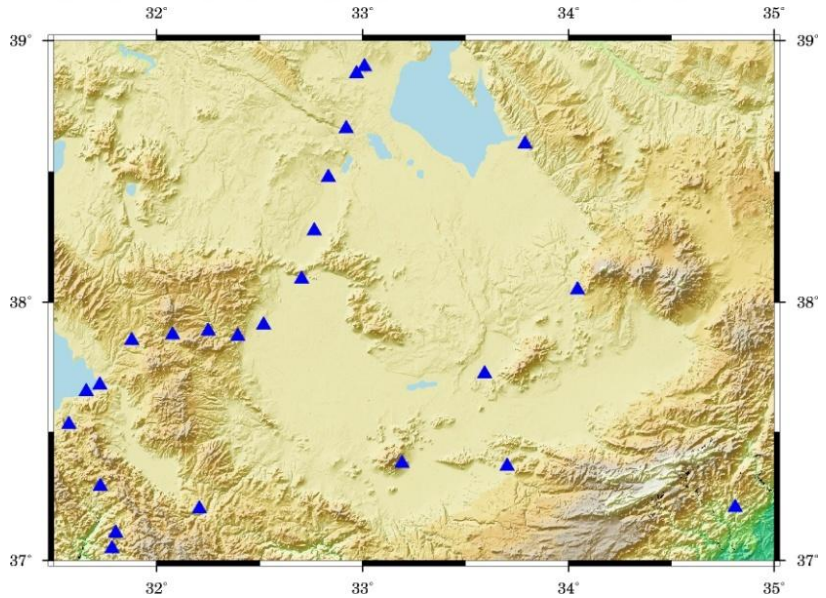
Çalışma alanında ortalama yükseklik 1250m'dir. Genel olarak yaklaşık %60'lık bir alan düzlüklerden oluşmaktadır. Üretilebilecek olan yüksek doğruluk ve çözünürlük sağlayan bölgesel jeoit modeli, GNSS'den yükseklik üretimi probleminin giderilmesini sağlayabilecektir.

4.2. Sayısal Veriler

4.2.1. GPS/Nivelman verileri

GPS/Nivelman gözlemleri jeoit modellerinin değerlendirilmesinde ve geçerliliğinin kontrolünde sıkça kullanılan veri kaynaklarıdır. Çalışma alanında yer alan Türkiye Ulusal Düşey Kontrol Ağı 1999 (TUDKA99) birinci derece nivelman ağına bağlı ortometrik yükseklikleri bilinen 24 adet GPS/Nivelman noktasına ait veriler kontrol verisi olarak kullanılmıştır (Şekil 4.2).

Noktaların elipsoidal yüksekliklerinin doğruluğu 1—3 cm, nivelmanla belirlenen ortometrik yüksekliklerinin doğruluğu 1 cm ile 3 cm arasında değişmektedir. Yüksek prezisyonlu iki ölçme tekniği yardımıyla belirlenen 24 adet GPS/Nivelman jeoit yüksekliğinin duyarlılığı 3cm'nin altındadır.



Şekil 4.2. Modellerin bölgesel analizinde kullanılacak GPS/Nivelman noktaları

4.2.2. Gravite verileri

Çalışmada değerlendirilecek gravite gözlemleri Abbak (2011) tarafından gerçekleştirilen proje kapsamında Harita Genel Komutanlığı'ndan elde edilmiştir.

Gravite değerleri International Gravity Standardization Net 71 (IGSN71) datumundadır. Coğrafi koordinatlar World Geodetic System 1984 (WGS84) datumundadır. Her nokta için gravite bilgisi sırasıyla, gravite noktasının enlemi, boylamı, ortometrik yüksekliği (ortalama deniz yüzeyinden) ve gravite değeri g'dir. Gravite verilerinin coğrafi dağılımı Şekil 4.1' de gösterilmiştir. Toplam gravite nokta sayısı 3073'tür.

Gravite verilerinin doğruluğu ve sıklığı hesaplanacak bölgesel jeoidin hassasiyetini doğrudan etkileyecektir. Gravite verilerinin dağılımına bakıldığında, gravite ölçüsü bulunmayan açıklıklar ve seyrek ölçüm yapılmış bölgeler bulunmaktadır. Ayrıca gravite verilerinin yoğunluğu çalışma sahası göz önüne alındığında genel olarak yeterli sıklıkta değildir. Son olarak bölgesel jeoit hesaplamalarında hesap noktası etrafında en az 2^{o}'lik yarıçaptaki yakın bölge (near zone) gravite verileri gerekmektedir. Bu çalışmada yakın bölge gravite verileri çeşitli sebeplerden dolayı elde edilemediğinden kullanılmamıştır.

4.2.3. Sayısal yükseklik modeli

Sayısal yükseklik modelini seçerken doğruluğu, çözünürlüğü ve güncelliği göz önüne alınmıştır. Bu çalışmada; daha önce aynı çalışma sahasında SYM'ler ile yapılan bölgesel analize göre yüksek doğruluklu sonuç veren SRTM1 modeli kullanılmıştır (Arlı İl ve Abbak, 2017). SRTM1 modelinin global düşey doğruluğu 16 m olup yatay ve düşey datum olarak sırasıyla WGS84 elipsoidini ve EGM96 jeoidini referans alır. SRTM1 Modeli ücretsiz olarak web adresinden indirilmiştir (SRTM, 2018).

4.2.4. Global yerpotansiyel modeller

Jeodezik amaçlar doğrultusunda CHAMP, GRACE ve GOCE gibi alçak yörüngeli uydular yardımıyla yeryuvarı gravite alanı bilgilerinden elde edilen global yerpotansiyel modelleri ICGEM web sayfasında yayınlanmaktadır. ICGEM web sayfasında günümüze kadar oluşturulmuş 160'dan fazla global yerpotansiyel modeli mevcuttur. Üretilen her model kendinden öncekinden daha fazla ölçü ve yeni ölçme teknolojisi içerdiğinden son yayınlananların yerin gravite alanını daha gerçekçi yansıtması kaçınılmazdır. ICGEM veri merkezi, modellerin küresel harmonik katsayılarının bulunduğu gfc uzantılı metin dosyaları kullanıcılara ücretsiz olarak sunmaktadır. gfc uzantılı dosyalara örnek Şekil 4.3' de verilmiştir. Metin dosyalarında

ilgili küresel harmonik katsayıların standart sapmaları sigma ile belirtilen sütunlarda verilir.

```
   product_type            gravity_field
   model name              HUST-Grace2016s
   radius                  6.3781370000E+06
   earth_gravity_constant  3.9860044180E+14
   max_degree              160
   norm                    fully_normalized
   tide_system             zero_tide
   errors                  formal

key      L    M           C                    S             sigma C     sigma S
end_of_head ===================================================================
gfc      0    0  1.000000000000E+00  0.000000000000E+00  0.0000E+00  0.0000E+00
gfc      1    0  0.000000000000E+00  0.000000000000E+00  0.0000E+00  0.0000E+00
gfc      1    1  0.000000000000E+00  0.000000000000E+00  0.0000E+00  0.0000E+00
gfc      2    0 -4.841692771232E-04  0.000000000000E+00  9.6022E-14  0.0000E+00
gfc      2    1 -3.477018551673E-10  1.447348374869E-09  1.0863E-13  1.1712E-13
gfc      2    2  2.439365032255E-06 -1.400308112897E-06  1.0608E-13  1.0918E-13
gfc      3    0  9.571845266439E-07  0.000000000000E+00  5.7890E-14  0.0000E+00
gfc      3    1  2.030455237541E-06  2.482346732781E-07  6.3710E-14  6.5211E-14
...
gfc    160  158 -9.560092274470E-11 -7.423078830834E-10  7.5780E-11  7.6818E-11
gfc    160  159  4.601854211024E-10 -3.702073628633E-10  9.3904E-12  9.3978E-12
gfc    160  160 -2.365805906172E-11 -3.079831128619E-10  7.7630E-12  7.8581E-12
```

Şekil 4.3. gfc uzantılı metin dosyası örneği

Bu çalışma için seçilen güncel global yerpotansiyel modelleri hakkında bilgiler Çizelge 4.1' de verilmiştir. CHAMP, GRACE ve GOCE uydularının verileri yardımıyla elde edilen global yerpotansiyel modellerinden, her bir uydu yardımıyla oluşturulmuş en az ikişer adet güncel model, GRACE ve GOCE uydularının verileri bir arada kullanılarak oluşturulan iki adet güncel model, CHAMP ve GRACE uydularının verileri bir arada kullanılarak oluşturulan bir adet model seçilmiştir.

Çizelge 4.1. Seçilen yeni nesil global yerpotansiyel modeller

Model Adı	Yıl	Derece	Veri Kaynağı	Referans
EIGEN-CHAMP05S	2010	150	S(Champ)	Flechtner et al, 2010
ULux_CHAMP2013s	2013	120	S(Champ)	Weigelt et al, 2013
GOCO01S	2010	224	S(Champ, Grace)	Pail, R. et al, 2010
HUST-Grace2016s	2016	160	S(Grace)	Zhou Hao et al, 2016
Tongji-GRACE01	2013	160	S(Grace)	Shen et al, 2013
ITG-Grace2010s	2010	180	S(Grace)	Mayer-Gürr, T. et al, 2010
Tongji-Grace02s	2017	180	S(Grace)	Chen, Q. et al, 2016
JYY_GOCE04S	2014	230	S(Goce)	Yi et al, 2013
GO_CONS_GCF_2_SPW_R4	2014	280	S(Goce)	Gatti et al, 2014
IfE_GOCE05s	2017	250	S(Goce)	Wu, H. et al, 2017
GGM05G	2015	240	S(Grace, Goce)	Bettadpur et al, 2015
ITU_GGC16	2016	280	S(Grace, Goce)	Akyilmaz et al, 2016a

Modeller seçilirken üretim yılı, veri kaynağı ve küresel harmonik açınımının derecesi dikkate alınmıştır. Böylece gravite alanı belirleme amaçlı tüm uydu çalışmalarının performanslarını analiz etmek ve zaman içerisindeki gelişimini irdelemek amaçlanmıştır.

4.3. Global Yerpotansiyel Modellerin Bölgesel Analizi

Global yerpotansiyel modellerin bölgesel doğruluğunun değerlendirilmesi amacıyla GPS/Nivelman noktalarında, geometrik jeoit ondülasyonları hesaplanmıştır. Her model harm2und (Aydın Üstün tarafından geliştirilen) programında değerlendirilerek, modellere ilişkin jeoit ondülasyonları elde edilmiştir. Hesaplanan verilerden jeoit ondülasyon bilgileri alınarak; GPS/Nivelman verilerinden elde edilen jeoit ondülasyonları karşılaştırılmıştır. Karşılaştırma işleminde sayısal değerler doğrudan karşılaştırılmayıp, datum tutarsızlıkları ve uzun dalga boyu bileşenlerin etkisini barındırabileceği göz önünde bulundurularak 7 parametreli benzerlik dönüşümünden yararlanılmıştır. Dönüşüm sonucunda her bir model için, jeoit ondülasyonları arasındaki minimum ve maksimum farklar, ortalama değer, karesel ortalama hata değerleri hesaplanmıştır. Seçilen global yerpotansiyel modellerin GPS/Nivelman verileriyle doğruluk analizinin sonuçları Çizelge 4.2 de verilmiştir.

Çizelge 4.2. GPS/Nivelman verileriyle çeşitli global modellerinin doğruluk testi [cm]

Model Adı	Veri kaynağı	N_{max}	Min.	Max.	Ort	KOH
ULux_CHAMP2013s	S(Champ)	120	-57.058	53.277	-0.100	32.037
EIGEN-CHAMP05S	S(Champ)	150	-57.79	59.656	-0.014	31.819
GOCO01S	S(Champ, Grace)	224	-57.658	61.491	0.001	32.094
HUST-Grace2016s	S(Grace)	160	-63.702	70.929	-0.016	39.447
Tongji-GRACE01	S(Grace)	160	-93.023	69.159	0.004	35.741
ITG-Grace2010s	S(Grace)	180	-79.749	56.451	0.002	31.760
Tongji-Grace02s	S(Grace)	180	-76.038	63.39	0.002	32.287
JYY_GOCE04S	S(Goce)	230	-53.012	52.723	0.002	32.930
IfE_GOCE05s	S(Goce)	250	-41.647	38.026	0.001	26.707
GO_CONS_GCF_2_SPW_R4	S(Goce)	280	-37.528	40.543	0.000	24.624
GGM05G	S(Grace,Goce)	240	-43.519	51.507	0.000	27.585
ITU_GGC16	S(Grace,Goce)	280	-36.748	40.144	0.007	21.441

Çizelge 4.2’ ye göre karesel ortalama hata (KOH) değerlerinden de anlaşıldığı gibi global modelin açınım derecesi yükseldikçe GPS/Nivelman verileriyle uyumluluk artmaktadır.

Sonuçlar incelendiğinde, en düşük doğruluğu CHAMP uydusu verileri ile oluşturulan modeller göstermektedir. CHAMP uydusunun neredeyse 11 yıllık verisi mevcut olmasına rağmen modellerin doğruluğunda anlamlı bir iyileşme olmamıştır. GRACE uydu verileriyle oluşturulan modellere bakılırsa, oluşan modellerin doğruluğunda anlamlı bir artış göstermektedir. Ayrıca GRACE uydusu verileri kullanılarak oluşturulmuş HUST-Grace2016s ve Tongji-GRACE01 (açınım derecesi 160) modellerine bakıldığında doğrulukları CHAMP uydu verileri ile oluşturulan modellere göre daha düşük doğruluk gösterirken, ITG-Grace2010s ve Tongji-Grace02s (açınım derecesi 180) modelleri CHAMP uydu verileri ile oluşturulan modellerle yaklaşık doğruluk göstermektedir. Bu durumun sebebi olarak GRACE uydusu verileri yardımıyla global yerpotansiyel model elde edilirken kullanılan 160 açınım derecesinin yeterli olmadığı düşünülmüştür. Bundan dolayı GRACE uydu verileri ile yardımıyla oluşturulacak global yer potansiyellerin CHAMP uydu verileri ile elde edilen modellere göre doğruluğunun artması için, modellerde açınım derecesi olarak 180 derece ve üzeri kullanılması gerektiği sonucuna varılmıştır. CHAMP uydusu ve GRACE uydusu verileri bir arada kullanılarak oluşturulmuş GOCO01S modeline bakılırsa, modelin doğruluk derecesinde bir iyileşme görülmemiştir.

Sadece son uydu misyonu GOCE uydusu modelleri irdelendiğinde diğer uyduların veri toplama süresinden daha kısa sürede topladığı verilerle en iyi sonuçları elde ettiği görülmektedir. Bu sonuçlarda yeryuvarına en yakın uydu olması ve gelişen teknolojinin katkısı büyüktür. GOCE uydusu içinde barındırdığı gradyometre ile yeryuvarının gravite alanı verilerini yüksek doğrulukta toplamıştır.

GRACE ve GOCE uydu verilerinin birleştirilmesiyle oluşturulan modeller değerlendirme sonucu doğruluğu en yüksek modeller olarak ortaya çıkmıştır. Analiz sonuçlarına göre GOCE uydu verileriyle elde edilmiş GO_CONS_GCF_2_SPW_R4 yerpotansiyel modellinin doğruluğu 24.624 cm, GRACE ve GOCE birleştirilmiş verilerinden oluşturulan doğruluğu ITU_GGC16 modelinin doğruluğu 21.441 cm olarak hesaplanmıştır. ITU_GGC16 modeli doğruluğu en yüksek model olarak belirlenmiştir. Seçilen modellerde GRACE verilerinin, oluşturulan birleşik modellerin doğruluğuna katkısı azda olsa görülmektedir.

4.4. Global Yerpotansiyel Modellerin Bölgesel Jeoide Etkisi

Bu bölümde jeoit belirleme işlemine başlamadan önce gravite verilerinden ve global yerpotansiyel modellerinden elde edilen anomalilerin üretimi ile ilgili bilgiler

verilecek ve sonrasında çalışma için seçilen global modeller ile Konya Kapalı Havzasında bölgesel jeoit belirleme işlemleri ile ilgili bilgiler verilecektir.

Yeryüzünden ölçülen gravite değerleri jeoit belirleme işleminde doğrudan kullanılmaz. Bu sebeple değerlerin gravite anomalilerine indirgeme işlemi yapılması gerekmektedir. Jeoit çalışmalarında gravite anomalileri, boşlukta gravite anomalisi ve Bouguer anomalisi olarak iki başlık altında incelenir. Boşlukta gravite anomalisi Δg_{FA}, yeryüzünde bir noktada ölçülen gravite değeri ile normal gravite arasındaki farktır ve;

$$\Delta g_{FA} = g_P - \gamma_Q \tag{4.1}$$

eşitliği ile hesaplanır. Ancak bir noktanın boşlukta gravite anomalisi yeryuvarının topografyasından oldukça etkilenmektedir. Bir sonraki aşamada anlatılacak olan gridleme işlemini kolaylaştırmak için boşlukta gravite anomalilerinin barındırdığı topografya etkisini en aza indirmek gerekmektedir. Bunun için en kolay yöntem topografyayı sabit yoğunluklu kabul etmektir. Bahsedilen yöntem literatürde basit Bouguer yaklaşımı olarak bilinir ve;

$$\Delta g_{SB} = \Delta g_{FA} - 2\pi G\rho H \tag{4.2}$$

eşitliğiyle gösterilir. Burada G Newton'un evrensel çekim sabitini, ρ Bouguer plakasının yoğunluğunu (ortalama: 2670 kg/m^3), H ise yersel gravite gözlemlerinin ortometrik yüksekliğini ifade eder. Bouguer anomalileri kullanılarak oluşturulan yüzey, boşlukta gravite anomalileri ile oluşturulan yüzeye göre daha yumuşak bir yüzeydir ve enterpolasyon işlemi için daha elverişlidir. Hesaplamalardaki kolaylık sebebiyle bu çalışmada basit Bouguer yaklaşımı tercih edilmiştir.

Bir sonraki aşama gridleme işlemidir. Dağınık halde bulunan gravite verilerinin grid merkezine taşınması gerekmektedir ve grid merkezinin yüksekliğine ihtiyaç vardır. İhtiyaç duyulan yükseklikler sayısal yükseklik modelinden (SRTM1 modeli) elde edilmiştir. Dağınık gravite verileri basit Bouguer yaklaşımı ile değerlendirilmiş, en yakın komşu enterpolasyon tekniği ile grid merkezine taşınmıştır. Böylece grid merkezlerinde Bouguer anomalileri elde edilmiştir. SRTM1 yükseklik modelinden yararlanarak grid merkezlerinde $0.02^o \times 0.02^o$ çözünürlüklü yükseklikler hesaplanmıştır. Hesaplanan yükseklik değerlerine göre Bouguer katmanının etkisi elde edilmiştir. Bouguer katmanının etkisi, grid merkezlerine taşınan Bouguer anomalilerine eklenerek

yine grid merkezlerine taşınmış boşlukta gravite anomalisi üretilmiştir (Abbak vd. 2012).

Global yerpotansiyel modeller gravite anomalisi, jeoit ondülasyonu ve çekül sapması gibi büyüklüklerin hesaplanabildiği, yeryuvarının çekim alanını tanımlayan matematikel bir işlevdir. Bu modellerden jeoit ondülasyonu hesabı;

$$N(\theta,\lambda,r)=\frac{GM}{R}\left[\sum_{n=0}^{N_{max}}\left(\frac{a}{r}\right)^{n+1}\sum_{m=0}^{n}(\bar{C}_{nm}cosm\lambda+\bar{S}_{nm}sinm\lambda)\bar{P}_{nm}\cos(\theta)\right] \quad (4.3)$$

boşlukta gravite anomalileri;

$$\Delta g_{\mathrm{FA}}(\theta,\lambda,r)=\frac{GM}{r^2}\left[\sum_{n=2}^{N_{max}}\left(\frac{a}{r}\right)^{n}\sum_{m=0}^{n}(\bar{C}_{nm}cosm\lambda+\bar{S}_{nm}sinm\lambda)\bar{P}_{nm}\cos(\theta)\right] \quad (4.4)$$

eşitlikleri yardımıyla hesaplanır. $\bar{C}_{nm}$,$\overline{S}_{nm}$ n derece m sıradaki tam normalleştirilmiş küresel harmonik katsayıları; (θ,λ,r) küresel karşı enlemi, boylamı, jeosentrik yarıçapı; $\bar{P}_{nm}$, normalleştirilmiş bütünleşik Legendre fonksiyonunu gösterir.

Yersel gravite verilerinin bulunduğu alan dışında integrasyona katılacak gravite verileri EGM2008 modelinden türetilmiştir. EGM2008 modeli diğer global yerpotansiyel modellerine göre daha fazla veri kaynağı içermektedir. Bu nedenle daha yüksek doğruluğa sahip olduğundan bu çalışmada tercih edilmiştir.

Gravimetrik yöntemle belirlenen değerler ile GPS/Nivelman yöntemi ile bulunan değerler birlikte değerlendirilebilir. GPS/Nivelmandan verileri ile elde edilen jeoit yüzeyleri ve yersel gravite verilerinden üretilen jeoit yüzeyi bu çalışmada karşılaştırılmıştır. Böylelikle gravimetrik jeoidin barındırdığı sistematik hatalar giderilmiştir. Bu işlem yapılırken GPS ile elde edilen konumlardaki $N_{Geometrik}$ değerleri enterpolasyon ile Gravimetrik jeoitte bulunan $N_{Gravimetrik}$ konumlarına taşınmıştır. Sonuç olarak aynı konumda $N_{Geometrik}$ ve $N_{Gravimetrik}$ değerleri elde edilmiştir. İki değer de birbirinden farklı datumlara sahip olduğundan doğrudan karşılaştırma yapılamaz. Ortalama bir fark;

$$\Delta N = N_{\mathrm{Gravimetrik}} - N_{\mathrm{Geometrik}} = \mathbf{A^T x} + \varepsilon \quad (4.5)$$

eşitliğiyle ifade edilir. Burada **A** katsayılar vektörü, ε rastgele hata terimidir. Düzeltici yüzey (corrector surface) olarak tanımlanan bu yüzey modelinin gravimetrik ve GPS/Nivelman jeoitleri arasındaki tüm sistematik hataları elemine ettiği varsayılır. Gravimetrik jeoidi ulusal datuma uydurmak için kullanılan bu yüzey genellikle 4, 5 ve 7 parametreli modeller ile ifade edilir. Düzeltici yüzey sayesinde ulusal datumda üretilmiş bölgesel jeoit modeli elde edilir (Abbak 2017).

Bu çalışmada jeoit modellerini üretmek için LSMSSOFT programı kullanılmıştır (Abbak ve Üstün, 2015). Seçilen her bir güncel global yerpotansiyel ile ayrı ayrı bölgesel jeoit modelleri oluşturulmuştur. KTH tekniğinde kullanılan modifikasyon parametreleri olan, integrasyon yarıçapı (φ_0), yersel verilerin varyansı ($\sigma_{\Delta g}$) ve global yerpotansiyel modellerden üretilen uzun dalga boylu bileşenlerin maksimum açınım derecesinin (M) belirlenmesinde literatürde kesin bir yöntem yoktur. Bu parametrelerin belirlenmesinde deneme ve yanılma yöntemi kullanılmıştır. İntegrasyon yarıçapı, çalışma alanına yakın alanlarda bürokratik ve ekonomik sebeplerden kaynaklı yersel gravite gözlemlerinin bulunmaması ve çalışma alanının büyüklüğü göz önüne alınarak, 0.5^0, 0.75^0 ve 1^0 değerleri kullanılarak her model için hesaplamalar yapılmış ve tüm modeller için optimal sonuç veren 0.5^0 değeri seçilmiştir. Yersel gravite verilerinin varyansı, 3, 5, 7mGal olarak değerlendirilir, ancak daha önce yapılan çalışmalarda (Abbak, 2011) 7mGal olarak hesaplandığından bu uygulamada da aynı değer yersel verilerin varyansı olarak hesaplamalarda kullanılmıştır. Global yerpotansiyel modellerden türetilen uzun dalga boylu bileşenler 90 ile 220 dereceler arasında her bir model için denenmiştir. Seçilen her model için optimal sonuçları veren bu katsayı, sadece CHAMP uydu verilerinden elde edilen yerpotansiyel modeller için 180 derece, diğer yerpotansiyel modeller için ise 120 yada 130 derece olarak belirlenmiştir. Ancak sonuçlar incelendiğinde uzun dalga boylu bileşenler 120 ve 130 derece olarak seçildiğinde sonuçları milimetreden daha düşük bir oranda etkilediği görülmüştür.

Son olarak oluşturulan 12 adet jeoit yüzeyi, GPS/Nivelmandan verileri ile elde edilen jeoit yüzeyi ile 7 parametreli benzerlik dönüşümünden yararlanarak karesel ortalama hataları hesaplanıp karşılaştırılmıştır. Karşılaştırma sonuçları Çizelge 4.3 de verilmiştir.

Çizelge 4.2. Seçilen yeni nesil global yerpotansiyel modellerin jeoit modellerine etkisi [cm]

Model Adı	Veri kaynağı	N_{max}	*M*	Min.	Max.	Ort	KOH
ULux_CHAMP2013s	S(Champ)	120	180	-11.514	20.758	-0.030	7.500
EIGEN-CHAMP05S	S(Champ)	150	180	-13.583	17.782	-0.004	8.422
GOCO01S	S(Champ, Grace)	224	120	-10.766	17.245	-0.089	6.869
HUST-Grace2016s	S(Grace)	160	120	-10.764	17.096	-0.117	6.877
Tongji-GRACE01	S(Grace)	160	130	-11.345	17.723	-0.058	6.823
ITG-Grace2010s	S(Grace)	180	120	-10.756	17.308	-0.035	6.879
Tongji-Grace02s	S(Grace)	180	120	-10.748	17.297	-0.045	6.780
JYY_GOCE04S	S(Goce)	230	120	-10.708	17.301	-0.029	6.869
IfE_GOCE05s	S(Goce)	250	120	-10.696	17.242	-0.039	6.870
GO_CONS_GCF_2_SPW_R4	S(Goce)	280	130	-11.556	18.032	-0.035	6.866
GGM05G	S(Grace,Goce)	240	120	-10.809	17.581	0.022	6.862
ITU_GGC16	S(Grace,Goce)	280	130	-11.587	18.004	-0.063	6.867

Sonuçlar incelendiğinde; sadece CHAMP uydu verileri kullanılarak elde edilen yer potansiyel modelleri kullanılarak oluşturulmuş jeoit modelleri en düşük doğruluğu göstermektedir. CHAMP uydu verileriyle oluşturulan global yerpotansiyel modeller, jeoit belirleme işleminde beklenilen doğruluk derecesini sağlamadığından güncelliğini kaybetmiştir. GRACE ve GOCE uyduları yardımıyla oluşturulan global yerpotansiyel modeller ile elde edilen tüm jeoit modellerinin doğruluğu ise yaklaşık ± 6.8 cm olarak hesaplanmıştır. Buna bağlı olarak jeoit yüzeyi belirlerken doğruluğu değiştiren ve etkileyen asıl faktörün yersel gravite verilerinin kalitesi olduğu sonucuna varılmıştır. Jeoit modellemesi yapılacak bölgelerde yersel gravite verileri yüksek prezisyonlu ve yeterli yoğunlukta elde edilmesi gerekmektedir.

5. SONUÇLAR ve ÖNERİLER

Bu çalışmada ilk olarak uydu misyonlarıyla elde edilen yeryuvarı gravite alanı verilerinden üretilen ULux_CHAMP2013s, EIGEN-CHAMP05S, GOCO01S, HUST-Grace2016s, Tongji-GRACE01, ITG-Grace2010s, Tongji-Grace02s, JYY_GOCE04S, IfE_GOCE05s, GO_CONS_GCF_2_SPW_R4, GGM05G, ITU_GGC16 güncel global yerpotansiyel modellerinin bölgesel doğrulukları test edilmiştir. Yapılan testler sonucunda bölgesel ya da ulusal olarak jeoit belirleyebilmek için en uygun global yerpotansiyel modeli belirlenmeye çalışılmıştır. Bu amaçla seçilen farklı açınım derecelerine sahip seçilen uydu bazlı global yerpotansiyel modellerinden türetilen jeoit ondülasyonları, GPS/Nivelman verilerinden hesaplanan jeoit ondülasyonları ile karşılaştırılmıştır.

CHAMP uydusu ilk çıktığı zamanlar iyi sonuçlar verdiği düşünülürken; bu uydunun uzun yıllar boyunca elde ettiği veriler, yeryuvarının gravite alanını belirlemede anlamlı iyileşmeler gösterememiş ve yerini gelişen teknoloji sayesinde üretilen GRACE ve GOCE uydu verilerine bırakmıştır. Seçilen GRACE uydu verileri ile üretilen HUST-Grace2016s, Tongji-GRACE01, ITG-Grace2010s, Tongji-Grace02s, modellerinin bölgesel doğrulukları incelendiğinde; CHAMP uydu verileri ile elde edilen ULux_CHAMP2013s, EIGEN-CHAMP05S modellerine göre iyileşme gösteren modeller olarak görülmemiştir. Bu duruma sebep olarak GRACE uydu verileri ile global yerpotansiyel modelleri elde edilirken kullanılan açınım derecelerinin bu uydu verileri için yetersiz kalmış olabileceği düşünülmüştür. Diğer bir ifadeyle GRACE uydu verileri ile global bir yerpotansiyel modeli oluşturulurken minimum açınım derecesi olarak 180 derece olarak çözüm gerçekleştirilmelidir denilebilir. GOCE uydusu verileriyle elde edilen modeller CHAMP ve GRACE uydu verileri ile elde edilen modellere göre daha yüksek doğruluk göstermektedir, ancak GOCE ve GRACE uydu verilerinin bir arada kullanılmasıyla elde edilen modeller en başarılı sonucu vermiştir. GOCE uydu verilerinin bölgesel doğrulukları yüksek iken GRACE uydu verilerinin çözüme dahil edilmesi az da olsa model doğruluklarının iyileşmesine sebep olmuştur. Bilim ve teknolojinin gelişmesiyle birlikte, gravite alanı belirleme amaçlı son uydu olan GOCE gravite alanının uzun dalga boylu bileşenlerinin belirlenmesinde yüksek doğruluk sağladığı anlaşılmaktadır. Seçilen modeller içerisinde bölgesel doğruluğu en yüksek model GRACE ve GOCE uyduları verilerinin birleştirilmesiyle elde edilen, ITU_GGC16 modeli olarak tespit edilmiştir.

İkinci aşamada yakın yer uyduları olan CHAMP, GRACE, ve GOCE uyduları ile elde edilerek oluşturulmuş 12 adet global yerpotansiyel modeli ile KTH tekniğinden yararlanarak Konya Kapalı Havzasında bölgesel jeoit modelleri oluşturulmuştur. Oluşturulan her jeoit yüzeyi GPS/Nivelmandan verileri ile elde edilen jeoit yüzeyi ile 7 parametreli benzerlik dönüşümünden yararlanarak karesel ortalama hataları hesaplanıp karşılaştırılmıştır.

Karşılaştırma sonuçlarına göre, CHAMP uydu verileri ile oluşturulan modellerin güncelliğini kaybettiği ve beklenilen doğrulukta bir jeoit belirlemek için yetersiz kaldığı gözlemlenmiştir. GRACE ve GOCE uydu verileriyle belirlenen tüm modellerin doğruluğu yaklaşık ± 6.8 cm hesaplanmıştır. Jeoit modelleme işleminde, her ne kadar global yerpotansiyel modellerin bölgesel doğrulukları fazla olsa dahi jeoit modeli üzerinde kayda değer bir iyileşme sağlamamıştır. Bundan dolayı jeoit yüzeyi belirlerken doğruluğu değiştiren ve etkileyen asıl faktörün yersel gravite verilerinin kalitesi olduğu sonucuna ulaşılmıştır. Jeoit modellemesi yapılacak bölgelerde yersel gravite verilerinin yüksek prezisyonlu ve yeterli yoğunlukta elde edilmesi gerekmektedir.

KAYNAKLAR

Abbak, R. A., 2011, Global Yerpotansiyel Modellerinin Spektral Yöntemlerle Değerlendirilmesi ve Jeoit Belirleme İçin Yerel Olarak İyileştirilmesi, Doktora Tezi, *Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü*, Konya.

Abbak, R. A., Üstün, A., 2012, Global Yerpotansiyel Modellerinin Bölgesel Jeoit Belirlemeye Katkısı, *TUJK 2012 Bilimsel Etkinliği, Türkiye Ulusal Yükseklik Sistemlerinin Modernizasyonu Çalıştayı*, Zonguldak.

Abbak, R. A., Üstün, A. ve Ellmann, A., 2012, Ortalama Gravite Anomalilerinin Enterpolasyon Basit ve Tamamlanmış Bouger Yaklaşımının Karşılaştırılması, *Jeodezi ve Jeoinformasyon Dergisi*,1(1), 45-52.

Abbak, R. A. ve Ustun, A., 2015, A software packag for computing a regional gravimetric geoid model bythe KTH method, *Earth Science Informatics*, 8(1),255–265.

Abbak, R. A., 2017, Fiziksel Jeodezi: Teori ve Uygulama, *Atlas Akademi*. Konya.

Akçın, H., 2001, Jeoit Kavramı ve Belirleme Teknikleri Üzerine Bir İnceleme, *Niğde Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi*, 4(1), 37-50.

Akyilmaz, O., Ustun, A., Aydin, C.; Arslan, N., Doğanalp, S., Guney, C., Mercan, H., Uygur, S.O., Uz, M.,Yagci, O., 2016, ITU_GGC16 The combined Global gravity field Model including GRACE & GOCE data up to degree and order 280, GFZ Data Services, http://doi.org/10.5880/icgem.2016.005, [Erişim Tarihi: 05 Mart 2018]

Al-Krargy, E., Hosny, M., and Dawod, G., 2015, Investigating the Precision of Recent Global Geoid Models and Global Digital Elevation Models for Geoid Modelling in Egypt, *Regional Conference on Surveying & Development*, Sharm El-Sheikh, Egypt.

Arlı İl, H. T., Abbak, R. A., 2017, Accuracy Analysis of ASTER and SRTM Digital Elevation Models: A Case Study In Turkey, *17th International Multidisciplinary Scientific Geoconference SGEM*, 47-52, Bulgaria

Arslan, E., Yılmaz, M., 2005, Geoit Belirleme Yöntemleri, 1*0. Türkiye Harita Bilimsel ve Teknik Kurultayı*, Ankara.

Avşar, N.B., Erol, B., Kutoğlu, Ş. H., 2015, Türkiye'de Güncel Global Jeopotansiyel Modellerin Değerlendirilmesi, *15. Türkiye Harita Bilimsel ve Teknik Kurultayı*, Ankara.

Aydın, C., 2014, Fiziksel Jeodezi, Yıldız Teknik Üniversitesi, İstanbul.

Bettadpur, S., Ries, J., Eanes, R., Nagel, P., Pie, N., Poole, S., Richter, T., Save, H., 2015, Evaluation of the GGM05 Mean Earth Gravity models, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 17, EGU2015-4153, Austria

CHAMP, 2018, http://op.gfz-potsdam.de/champ/ [Erişim Tarihi: 05 Mart 2018].

Chen, Q., Shen, Y., Chen, W., Zhang, X., Hsu, 2016, An improved GRACE monthly gravity field solution by modelling the non-conservative acceleration and attitude observation errors, *Journal of Geodesy*, 90(6), 503-523.

Direnç, A., Simav, M., Türkezer, Kurt, A. İ., Kurt, M., 2012, Türkiye'de Jeoit Belirleme Çalışmaları, *TUJK 2012 Bilimsel Etkinliği, Türkiye Ulusal Yükseklik Sistemlerinin Modernizasyonu Çalıştayı*, Zonguldak.

Doğanalp, S., 2016, An Evaluation of Recent Global Geopotential Models for Strip Area Project in Turkey, *Earth Sciences Research Journal*, 20(3), C1-C10.

Doğanalp, S., 2013, Gravite Alanı Belirleme Amaçlı Yakın Yer Uyduları için Duyarlı Yörünge Belirleme Teknikleri, Doktora Tezi, *Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü*, Konya.

Ellmann, A. Ve Sjöberg, LE., 2004, Ellipsoidal correction for the modified Stokes' Formula, *Boll. Geod. Sci. Aff*., 63,153-172.

Erol, B., Çelik, R. N., Sıders, M. G., 2009, Comparıson Of Global Geopotentıal Models From The Champ And Grace Mıssıons For Regional Geoid Modelling In Turkey, *Studia Geophysica et Geodaetica*, 419-441.

Erol, B., Çelik, R. N., Sıders, M. G., 2008, Güncel Global Potansiyel Modellerin Yersel Veriler ile Test Edilmesi, *İTÜ Dergisi*, 7(6), 47-58.

Erol, B., Siders, M. G. ve Çelik, R. N., 2009, Comparison of global geopotential models from the champ and grace missions for regional geoid modelling in Turkey. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 53(4), 419-441

Fantino, E., & Casotto, S., 2009, Methods of Harmonic Synthesis for Global Geopotential Models and Their First-, Second- and Third-Order Gradients, *Journal of Geodesy*, 83(7), 595-619.

Flechtner, Frank, Dahle, Christoph, Neumayer, Karl Hans, König, Rolf, Förste, Christoph, Flechtner, F.M., Gruber, Th., Güntner, A., Mandea, M., Rothacher, M., Schöne, T., Wickert, J., 2010, The Release 04 CHAMP and GRACE EIGEN Gravity Field Models; *Springer*, 41-58, Berlin/Heidelberg.

Gatti, A., Reguzzoni, M., Migliaccio, F., Sanso, F., 2014, Space-wise grids of gravity gradients from GOCE data at nominal satellite altitude; Paris.

Gerlach, C., & Rummel, R., 2013, Global Height System Unification With GOCE: A Simulation Study on the İndirect Bias Term in the GBVP Approach, *Journal of Geodesy*, 87(1), 57-67.

GRACE, 2018, http://www.csr.utexas.edu/grace [Erişim Tarihi: 05 Mart 2018].

Gruber T., 2004. Validation concepts for gravity field models from new satellite missions, (http://earth.esa.int/workshops/goce04/participants/), [Erişim Tarihi: 05 Mart 2018].

GOCE, 2018, http://www.esa.int/Our_Activities/Observing_the_Earth/GOCE [Erişim Tarihi: 05 Mart 2018].

Hirt, C., Gruber, T., Featherstone, W. E., 2011, Evaluation of the First GOCE Static Gravity Field Models Using Terrestrial Gravity, Vertical Deflections and EGM2008 Quasigeoid Heights, *Journal of Geodesy*, 85(10), 723-740.

Heiskanen, W. A. ve Moritz H., 1967, Physical Geodesy, *W. H. Freeman and Co.*, London, U.K.

Hofmann-Wellenhof, B., Moritz, H., 2005, Physical Geodesy, *Springer-Verlag*, Wien.

ICGEM, 2018, Internternational Centre for Global Earth Models (ICGEM), http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/ [Erişim Tarihi: 05 Mart 2018].

Iliffe, J. C., Ziebart, M., Cross, P.A., Forsberg, R., Strykowski, G., Tscherning, C. C., 2003, OSGM02: A New Model for Converting GPS-Derived Heights to Local Height Datums in Great Britain and Ireland, *Survey Review*, 37(290), 276-293.

Kiamehr R., 2006. Precise Gravimetric Geoid Model for Iran Based on GRACE and SRTM Data and the Least-Squares Modification of Stokes' Formula with Some Geodynamic Interpretations. Ph.D. Thesis, Division of Geodesy, *Royal Institute of Technology*, Stockholm, Sweden.

Loomis, B. D., Nerem, R. S., Luthcke, S. B., 2012, Simulation study of a follow-on gravity mission to GRACE, *Journal of Geodesy*, 86(5), 319-335.

Mayer-Gürr, T., Kurtenbach, E., Eicker, A., 2010, ITG-Grace2010 Gravity Field Model; http://www.igg.unibonn.de/apmg/index.php?id=itg-grace2010 [Erişim Tarihi: 05 Mart 2018].

NASA, 2018, http://grace.jpl.nasa.gov/ [Erişim Tarihi: 05 Mart 2018].

Pail, R., Goiginger, H., Schuh, W. D., Höck, E., Brockmann, J. M., Fecher, T., Gruber, T., Mayer-Gürr, T., Kusche, J., Jäggi, A., Rieser, D., 2010, Combined satellite gravity field model GOCO01S derived from GOCE and GRACE; *Geophysical Research Letters*, 37(20).

Shen, Y., Chen, Q., Hsu, H., Zhang, X., Lou, L., 2013, A modified short arc approach for recovering gravity field model, Austin.

Sjöberg, LE., 1999, The IAG approach to the atmospheric geoid correction in Stokes' Formula and a new strategy, Journal of Geodesy, 73,362–366.

Sjöberg, LE., 2003a, A compultational scheme to model geoid by the modified Stokes Formula without gravity reductions, *Journal of Geodesy*, 77, 423–432.

Sjöberg, LE., 2003b, A general model for modifying Stokes' formula and its least-squares solution, *Journal of Geodesy*, 77, 459–464.

Sjöberg, LE., 2003c, A solution to the downward continuation effect on the geoid determination by Stokes' Formula, *Journal of Geodesy*, 77, 94–100.

Sjöberg, LE., 2007, The topographic bias by analytical continuation in physical geodesy, *Journal of Geodesy*, 87, 345–350.

Smith D.A., 1998. There is no such thing as "The" EGM96 geoid: Subtle points on the use of a global geopotential model, *IGeS Bulletin*, 8, 17−28.

Srinivas, N., Tiwari, V. M., Tarial, J. S., Prajapti, S., Meshram, A. E., Singh, B., Nagarajan, B., 2012, Gravimetric geoid of a part of south india and its comparison with global geopotential models and GPS-levelling data, *Journal of Earth System Science*, 121(4), 1025-1032.

SRTM, 2018, Shuttle Radar Topography Mission. http://www2.jpl.nasa.gov/srtm [Erişim Tarihi: 05 Mart 2018].

Türen, Y., 2010, Astrojeoezik Yöntemle Lokal Geoit Belirleme, Yüksek Lisans Tezi, *Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü*, Konya.

Ulotu P.E., 2009. Geoid Model of Tanzania from Sparse and Varying Gravity Data Density by the KTH Method. Ph.D. Thesis. Division of Geodesy, *Royal Institute of Technology (KTH)*, Stockholm, Sweden.

Üstün. A., Demirel, H., 2003, Antalya ve Samsun Mareograf İstasyonları Arasındaki Jeoit Değişiminin GPS Nivelmanı Yardımıyla Belirlenmesi, *Yıldız Teknik Üniversitesi Sigma Dergisi.*

Üstün, A., 2002, Bölgesel Ve Global Yükseklik Sistemlerinin Oluşturulmasında Gps'nin Katkısı Üzerine Bir İnceleme: Antalya-Samsun Mareograf İstasyonları Arasında Gps Nivelmanı Örneği, Doktora Tezi, *Yıldız Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü*, İstanbul.

Üstün, A., 2006, Gravite Alanı Belirleme Amaçlı Uydu Misyonları: CHAMP, GRACE, GOCE ve ilk Sonuçlar, *Harita Dergisi*, 136, 15-23

Üstün, A., Demirel, H., 2006, Long-Range Geoid testing by GPS-Leveling Data in Turkey, *Journal of Surveying Engineering*, 132(1), 15-23

Yi, Weiyong, Rummel, Reiner, Gruber, Thomas., 2013, Gravity field contribution analysis of GOCE gravitational gradient components, *Studia Geophysica et Geodaetica*, 57(2), 174-202

Weigelt, M., van Dam, T., Jäggi, A., Prange, L., Tourian, M. J., Keller, W., Sneeuw, N., 2013, Time-variable gravity signal in Greenland revealed by high-low satellite-to-satellite tracking, *Journal of Geophysical Research*, 118(7), 3848-3859

Wu, H., Müller, J., and Brieden., 2017, The IfE global gravity field model from GOCE-only observations; Presented at the International Symposium on Gravity, *Geoid and Height Systems*, Thessaloníki, Greece.

Zheng, W., Hsu, H., Zhong, M., Yun, M., 2015, Requirements analysis for future satellite gravity mission improved-GRACE, *Surveys in Geophysics*, 36(1), 87-109

Zhou, H., Luo, Z, Zhou, Z., Li, Q., Zhong, B., Hsu, H., 2016, A new time series of GRACE monthly gravity field models: HUST-Grace2016; GFZ Data Services; http://doi.org/10.5880/ICGEM.2016.0 [Erişim tarihi: 05 Mart 2018]

ÖZGEÇMİŞ

KİŞİSEL BİLGİLER

Adı Soyadı	**:**	Selda DEMİR
Uyruğu	**:**	T.C.
Doğum Yeri ve Tarihi	**:**	Elmalı 1987
e-mail	**:**	selda.demir@gop.edu.tr

EĞİTİM

Derece		**Adı, İlçe, İl**	**Bitirme Yıl**
Lise	:	Hacı Ethem-Şerife Kavukçu Anadolu Lisesi Korkuteli, ANTALYA	2005
Üniversite	:	Selçuk Üniversitesi, KONYA	2009

İŞ DENEYİMLERİ

Yıl	**Kurum**	**Görevi**
2009	Karadeniz Harita Müh. Müş. Ve Taah. Ltd. Şti	Harita Mühendisi
2013~	Gaziosmanpaşa Üniversitesi	Öğretim Görevlisi

UZMANLIK ALANI

Fiziksel Jeodezi, Bölgesel Jeoit Belirleme

YABANCI DİLLER

BELİRTMEK İSTEĞİNİZ DİĞER ÖZELLİKLER

YAYINLAR

Demir, S., Abbak R. A., 2017, Regional Analysis of Recent Global Geopotential Models: A Case Study In Turkey, 17th International Multidisciplinary Scientific Geoconference SGEM, 403-412, Bulgaria.

Demir, S., Abbak R. A., Arlı İl, H. T., 2018, Global Yerpotansiyel Modellerin Gravimetrik Jeoit Belirlemeye Katkısı, *Geomatik Dergisi*, 3(3), 213 - 224

Arlı İl, H. T., Abbak R. A ., Bildirici İ. Ö., Demir, S., 2018, SRTM1 ve ASTER Sayısal Yükseklik Modellerinin Gravimetrik Jeoit Belirlemeye Katkısı, *Geomatik Dergisi*, 3(3), 203 - 212