

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**TÜRKİYE ULUSAL DÜŞEY KONTROL AĞI (TUDKA99) DATUMUNA İLİŞKİN
JEOPOTANSİYEL HESABI VE YÜKSEKLİK SİSTEMLERİNİN BİRLEŞTİRİLMESİNDE
YER GRAVİTE ALANI UYDU MİSYONLARININ KATKILARI**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Meral ARSLAN

Geomatik Mühendisliği Anabilim Dalı

Geomatik Mühendisliği Programı

HAZİRAN 2017

İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ ★ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**TÜRKİYE ULUSAL DÜŞEY KONTROL AĞI (TUDKA99) DATUMUNA İLİŞKİN
JEOPOTANSİYEL HESABI VE YÜKSEKLİK SİSTEMLERİNİN BİRLEŞTİRİLMESİNDE
YER GRAVİTE ALANI UYDU MİSYONLARININ KATKILARI**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**Meral ARSLAN
(501141618)**

Geomatik Mühendisliği Anabilim Dalı

Geomatik Mühendisliği Programı

Tez Danışmanı: Doç. Dr. Bihter EROL

Haziran 2017

İTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü'nün 501141618 numaralı Yüksek Lisans Öğrencisi Meral ARSLAN, ilgili yönetmeliklerin belirlediği gerekli tüm şartları yerine getirdikten sonra hazırladığı “Türkiye Ulusal Düşey Kontrol Ağı (Tudka99) Datumuna İlişkin Jeopotansiyel Hesabı Ve Yükseklik Sistemlerinin Birleştirilmesinde Yer Gravite Alanı Uydu Misyonlarının Katkıları” başlıklı tezini aşağıda imzaları olan jüri önünde başarı ile sunmuştur.

Tez Danışmanı : **Doç. Dr. Bihter Erol**
İstanbul Teknik Üniversitesi

Jüri Üyeleri : **Doç. Dr. Ersoy ARSLAN**
İstanbul Teknik Üniversitesi

Doç. Dr. Bahattin ERDOĞAN
Yıldız Teknik Üniversitesi

Teslim Tarihi : **05 Mayıs 2017**
Savunma Tarihi : **08 Haziran 2017**





Eşime ve bebeğimize,



ÖNSÖZ

Bu çalışmanın gerçekleştirilmesinde, iki yıl boyunca değerli bilgilerini benimle paylaşan, her problemimde bana yardımlarını sevgi ve hoşgörüsüyle sunan ayrıca her sıkıntıda bir arkadaş gibi yanımda olan saygı değer danışman hocam; Doç. Dr. Bihter EROL'a, çalışmalarım süresince her zaman bana yardımcı olmaya çalışan değerli hocam Doç. Dr. Serdar EROL'a, çalışma arkadaşlarımdan tüm problemlerimde bana yardımcı olmaya çalışan Mustafa Serkan IŞIK'a ve Volkan ÖZBEY'e teşekkürlerimi sunarım.

Ayrıca çalışmam boyunca benden bir an olsun yardımlarını esirgemeyen sabırla beni destekleyen değerli hayat arkadaşım Serkan ARSLAN' a ve tüm eğitimim boyunca maddi manevi yanımda olmaya çalışan aileme minnettar olduğumu ifade etmek isterim.

Haziran 2017

Meral ARSLAN
Geomatik Mühendisi



İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖNSÖZ.....	vii
İÇİNDEKİLER	ix
KISALTMALAR	xi
SEMBOLLER	xiii
ÇİZELGE LİSTESİ.....	xv
ŞEKİL LİSTESİ.....	xvii
ÖZET.....	xix
SUMMARY	xxi
1. GİRİŞ	1
2. YÜKSEKLİK SİSTEMLERİ ve DÜŞEY DATUM	7
2.1 Elipsoidal Yükseklikler	7
2.2 Fiziksel Yükseklikler.....	8
2.2.1 Jeopotansiyel kot	9
2.2.2 Dinamik yükseklikler	10
2.2.3 Ortometrik yükseklikler	11
2.2.4 Normal yükseklikler	12
2.3 Yükseklik Sistemleri Arasındaki İlişkiler	13
2.4 Gravite Potansiyeli ve Geoit	14
2.5 Düşey Referans Sistemleri ve Bölgesel Düşey Datum	15
2.5.1 Türkiye 'de düşey datum belirleme çalışmaları	16
2.5.2 Türkiye Ulusal Temel GPS Ağı (TUTGA-99).....	18
3. GLOBAL JEOPOTANSİYEL MODELLERİN DOĞRULUKLARININ İRDELENMESİ	21
3.1 Gravite Alanı Belirleme Amaçlı Uydular	22
3.1.1 CHALLENGING Mini-satellite Payload (CHAMP)	23
3.1.2 Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE)	23
3.1.3 Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer (GOCE).....	24
3.2 Global Jeopotansiyel Modeller.....	25
3.3 GPM' lerin Doğruluklarının Derece Varyans Değerlerine Bağlı Olarak İrdelenmesi.....	25
3.4 Global Jeopotansiyel Modellerin GPS/Nivelman Verileri İle Doğruluklarının İrdelenmesi.....	26
3.5 Sayısal Uygulama: GPM' lerin Türkiye' de Test Edilmesi	29
3.5.1 Global jeopotansiyel modellerin sinyal derece ve hata derece varyansları	31
3.5.2 Global jeopotansiyel Modellerin GPS/Nivelman Verileri İle İrdelenmesi	33
4. GLOBAL JEOPOTANSİYEL MODELLERİN SIFIRINCI ve BİRİNCİ DERECE TERİMLERİNİN İRDELENMESİ	37
4.1 Global Jeopotansiyel Modellerde Sıfıncı Derece Teriminin İrdelenmesi	38

4.2 Global Jeopotansiyel Modelin Birinci Dereceli Teriminin İrdelenmesi	39
4.3 Sayısal Uygulama: Global Jeopotansiyel Modeller için Sıfırncı ve Birinci Derece Terimlerin Hesabı	41
5. KALICI GELGİT ve GELGİT SİSTEMLERİ	45
5.1 Temel Tanımlar	45
5.2 Sayısal Uygulamalar.....	48
5.2.1 Gel-git etkisinin geoit ondülasyonlarında test edilmesi	48
5.2.2 Gel-git etkisinin ortometrik yüksekliklere etkisinin test edilmesi.....	48
6. BÖLGESEL DÜŞEY DATUMUN GLOBAL DATUM İLE İLİŞKİLENDİRİLMESİ	51
6.1 Bölgesel Düşey Datum Gravite Potansiyeli (W_o) Hesabı.....	52
6.1.1 GPM ve GPS/Nivelman noktaları ile W_o hesabı	52
6.2 Bölgesel Düşey Datumun Global Datumdan (Geoitte) Farkının İrdelenmesi	54
6.3 Sayısal Uygulamalar.....	55
7. SONUÇ ve ÖNERİLER.....	57
KAYNAKLAR.....	61
ÖZGEÇMİŞ.....	67

KISALTMALAR

ESA	: Avrupa Uzay Ajansı (European Space Agency)
CHAMP	: CHALLENGING Mini-Satellite Payload
EGM 96	: Earth Gravitational Model 1996
EGM 2008	: Earth Gravitational Model 2008
GNSS	: Global Navigation Satellite System
GOCE	: Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer
GPM	: Global Jeopotansiyel Model
GPS	: Küresel Konumlandırma Sistemleri (Global Positioning Systems)
GRACE	: Gravity Recovery and Climate Experiment
HGK	: Harita Genel Komutanlığı
ICGEM	: Uluslararası Global Yer Modelleri Merkezi (International Center for Global Earth Models)
IUGG	: Uluslararası Jeodezi ve Jeofizik Birliği (International Union of Geodesy and Geophysics)
MT	: Ortama gel-git (Mean-tide)
MTA	: Maden Tetkik Arama
SEM	: Spektral İyileştirme Metodları (Spectral enhancement method)
SGG	: Uydu gravite gradiometresi ile (Satellite Gravity Gradiometry)
SST-hl	: Alçak yörüngeli uydudan yüksek yörüngeli uyduya izleme (Satellite to Satellite Tracking- High to low)
SST-II	: Alçak yörüngede bulunan uydular ile uydudan uyduya izleme (Satellite to Satellite Tracking- High to low)
ODY	: Ortalama Deniz Yüzeyi
TF	: Gel-git bağımsız(Tide-free)
THG	: Türkiye Hibrit Geoidi
TPAO	: Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı
TUDKA-92	: Türkiye Ulusal Düşey Kontrol Ağı 1992
TUDKA-99	: Türkiye Ulusal Düşey Kontrol Ağı 1999



SEMBOLLER

h	: Elipsoidal yükseklik
H	: Ortometrik yükseklik
N	: Geoit yüksekliği(ondölasyonu)
dh	: Yükseklik farkı
g	: Gravite
dW	: Potansiyel farkı
W_o	: Bölgesel geoidin gravite potansiyeli
W	: Gravite Potansiyeli
V	: Çekim potansiyeli
Φ	: Merkezkaç potansiyeli
G	: Newton'un yerçekimi sabiti
M	: Yeryuvarının kütlesi
R	: Yeryuvarının ortalama yarıçapı
Ĉ_{nm}, Ŝ_{nm}	: Tam normalleştirilmiş küresel harmonik katsayılar
r, θ, λ	: Küresel koordinatlar
P_{nm}	: Tam normalize edilmiş legendre fonksiyonu
ω_e	: Dünya'nın açısal dönme hızı
γ	: Normal gravite
σ	: Standart sapma
GM	: Evrensel çekim sabiti
T	: Bozucu potansiyel
N_o	: Sıfır dereceli geoit yüksekliği
k	: Love sayısı
U	: Normal gravite potansiyeli
C	: Jeopotansiyel kot



ÇİZELGE LİSTESİ

Sayfa

Çizelge 2.1 : Kullanılan test veri grupları.....	19
Çizelge 3.1 : Test edilen modeller ile ilgili bilgiler	30
Çizelge 3.2 : Ultra yüksek çözünürlüklü GPM'lerin GPS/Nivelman noktalarında test edilmesi sonucu elde edilen istatistikler.....	34
Çizelge 3.3 : Yalnızca uydu verilerinden hesaplanan ve spektral iyileştirme sonucu elde edilen GPM'lerin 81 GPS/Nivelman noktalarında test edilmesi sonucu elde edilen istatistikler	34
Çizelge 4.1 : Çizelge örneği.GECO modeli(81 nokta) kullanılarak hesaplanan sıfır dereceli terimin geoit ondülasyonlarında ve gravite anomalilerindeki değeri	41
Çizelge 4.2 : GECO modeli(30 nokta) kullanılarak hesaplanan sıfır dereceli terimin geoit ondülasyonlarında ve gravite anomalilerindeki değeri	41
Çizelge 4.3 : TIM_R5 modeli(81 nokta) kullanılarak hesaplanan sıfır dereceli terimin geoit ondülasyonlarında ve gravite anomalilerindeki değeri.	41
Çizelge 4.4 : TIM_R5 modeli(30 nokta) kullanılarak hesaplanan sıfır dereceli terimin geoit ondülasyonlarında ve gravite anomalilerindeki değeri.	41
Çizelge 4.5 : GECO modeli kullanılarak teorik ve hesaplanan N_0 arasındaki fark. ...	42
Çizelge 4.6 : TIM_R5 modeli kullanılarak teorik ve hesaplanan N_0 arasındaki fark.	42
Çizelge 4.7 : GECO ve TIM_R5 (81 nokta) kullanılarak hesaplanan geoit ondülasyonlarında sıfır dereceli terim.....	42
Çizelge 5.1 : Geoit ondülasyonlarında (N) gel-git etkisi.....	48
Çizelge 5.2 : Ortometrik yüksekliklerde (H) gel-git etkisi.....	48
Çizelge 6.1 : Geoit yükseklik farkları ve GOCE\GRACE GPM' lerine dayalı olarak hesaplanan Türkiye için sıfır yükseklik potansiyeli (\hat{W}_0) değerleri	55
Çizelge 6.2 : Geoit yükseklik farkları ve GOCE\GRACE GPM' lerin optimal derecelerine ve EGM 2008 kombinasyonlarına dayalı olarak hesaplanan Türkiye için sıfır yükseklik potansiyeli değerleri.	56



ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1 : Elipsoidal yükseklik (h), ortometrik yükseklik (H) ve geoit ondülasyonu (N) ilişkisi	2
Şekil 1.2 : Mareograf istasyonunda deniz seviyesinin ölçülmesi ve kara röperine yükseklik taşınması	3
Şekil 2.1 : Elipsoidal koordinatlar (elipsoidal enlem, elipsoidal boylam ve elipsoidal yükseklik)	8
Şekil 2.2 : Nivelmandan elde edilen iki nokta arasındaki geometrik yükseklik farkı .	9
Şekil 2.3 : Jeopotansiyel kot tanımı ve eşpotansiyel yüzeyler.....	10
Şekil 2.4 : Normal yükseklik, yükseklik anomalisi, tellüroit ve kuazi-geoit.....	13
Şekil 2.5 : Elipsoidal yükseklik, ortometrik yükseklik ve geoit yüksekliği	14
Şekil 2.6 : Türkiye Ulusal Düşey Kontrol Ağı – 1999 (TUDKA99).....	17
Şekil 2.7 : I. Test veri grubu: topografik harita üzerinde 81 adet TUTGA noktasının dağılımı (~ 1 nokta/80 km).....	18
Şekil 2.8 : II. Test veri grubu: topografik harita üzerinde 30 adet TUTGA noktasının dağılımı (~ 1 nokta/250 km).	19
Şekil 3.1 : SST- h1 tekniğinin çalışma prensibi.	23
Şekil 3.2 : SST-II tekniğinin çalışma prensibi.	24
Şekil 3.3 : SGG tekniğinin çalışma prensibi.....	24
Şekil 3.4 : Çekül eğrisi ve elipsoit normali ilişkisi.....	27
Şekil 3.5 : 5 farklı GPM' in sinyal derece varyansı.....	31
Şekil 3.6 : 4 farklı GPM' in sinyal derece varyansı.....	31
Şekil 3.7 : 5 farklı GPM' in Hata derece varyans.....	32
Şekil 3.8 : 4 farklı GPM' in Hata derece varyans.....	33
Şekil 3.9 : Artık geoit yüksekliğinin standar sapma değerleri.....	35
Şekil 6.1 : Global datum ve local datum.	51



TÜRKİYE ULUSAL DÜŞEY KONTROL AĞI (TUDKA99) DATUMUNA İLİŞKİN JEOPOTANSİYEL HESABI VE YÜKSEKLİK SİSTEMLERİNİN BİRLEŞTİRİLMESİNDE YER GRAVİTE ALANI UYDU MİSYONLARININ KATKILARI

ÖZET

Noktalara ilişkin yükseklik bilgisinin tek anlamlı ve fiziksel gerçekliğe uygun olarak ifade edilmesi, topografik harita üretimi, su sistemlerinin inşası ve yönetimi, kıyı bölgelere ilişkin modelleme ve planlama çalışmaları, büyük yapıların aplikasyonu, mühendislik yapılarının inşası, taşkın izleme ve yönetimi, doğal afetlerle mücadele ve burada örneklendiremediğimiz bir çok mühendislik ve bilim alanına ilişkin çalışmalarda önem arz etmektedir. Uydu teknolojilerindeki gelişmeler neticesinde uydulara dayalı konum belirleme sistemleri (Global Navigation Satellite Systems-GNSS) farklı doğrulukta üç boyutlu (3B) nokta konum verisinin gerçek zamanlı ya da ölçme zamanı sonrasında elde edilmesinde yaygın bir biçimde kullanılmaktadır.

Pratikte ortalama deniz yüzeyi eş potansiyel bir yüzey kabul edilir. Bu yüzeyin kıyılarda geoide yakınsadığı varsayılmaktadır. Ortalama deniz seviyesine dayalı olarak bölgesel yükseklik datumunun teşkil edilmesi ve gerçekleştirilmesinde kıyılarda tesis edilmiş bir (veya birden fazla) mareograf istasyonunda belirli bir zaman aralığında (genellikle en az 19 yıllık) gözlemlere dayalı olarak gerçekleştirilen deniz seviyesi gözlemleri değerlendirilmekte ve bu gözlemlere ilişkin zaman serilerinden filtreleme teknikleri ile ortalama deniz seviyesi hesaplanmaktadır

Mareograf istasyonlarında belirlenen ortalama deniz seviyesi gelgit, atmosfer basıncı, rüzgar gibi geçici nedenlerle, kısa süreli iklim etkisi gibi kalıcı nedenlerden dolayı değişiklik göstermektedir. Bu gibi kalıcı ve tekrarlayan nedenlerden dolayı ortalama deniz seviyesi başlangıç kabul edilerek bölgesel olarak oluşturulan düşey datumlar bölgeden bölgeye, ülkeden ülkeye farklılık gösterir. Günümüzde ortalama deniz yüzeyi sıfır kabul edilerek oluşturulan yüzlerce bölgesel düşey datum bulunmaktadır. Bu datumları birbiriyle ilişkilendirmek için sıfır kabul edilen referans noktaları arasındaki farkların bilinmesi gereklidir.

Bölgesel düşey datum birleştirme özellikle yeryuvarı gravite alanı uyduları ve altimetre uydularının katkıları neticesinde son yıllarda hassas bir biçimde uygulanmaktadır. Bu yüzden Fiziksel Jeodezi ve Yer Gravite Alanının hesaplanması alanındaki bilimsel araştırmaların odaklandığı önemli bir çalışma konusu haline gelmiştir.

Bölgesel yükseklik referans yüzeylerinin (düşey datum) global bir Geoid modeli aracılığıyla ilişkilendirilmesi, düşey datum birleştirme çalışmalarında temel yaklaşımdır. Bu bakımdan değerlendirilecek olursa bölgesel yükseklik datumlarının birleştirilmesinde referans alınacak global Geoid modelinin doğruluğu kritik öneme sahiptir.

Yer gravite alanı belirleme amaçlı uydularının (CHAMP, GRACE, GOCE) katkısı ile hesaplanan global jeopotansiyel modellerin (Global Geopotential Models-GGM) kullanılmasıyla birkaç santimetre doğruluklu Geoit modeli belirlemek söz konusudur. Özellikle Avrupa Uzay Ajansının (European Space Agency-ESA) projesi yer gravite alanı uydusu olan GOCE (Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer) yeryuvarının gravite alanının yüksek doğruluk ve çözünürlükle belirlenmesine imkan vermiştir. GOCE uydusu ile amaçlanan yüksek çözünürlüklü (100 km) ve doğruluklu (gravite anomalisi: ± 1 mGal, geoit yüksekliği: ± 1 cm) gravite alanı belirlemektir. GOCE uydusu ile cm doğruluklu geoit modeli oluşturularak bu modelin jeopotansiyelini (W_0) elde etme imkanı doğmuştur. GOCE uydusunun sağladığı avantajlardan dolayı bölgesel düşey datum birleştirmede bu uydu cm doğrulukla bir birleştirme sağlayacağı düşünülmüştür. Fakat cm doğruluklu bir geoit modeli oluşturulabilmesi için geoit modeli oluşturulurken göz önünde bulundurulması gereken bazı parametreler bulunmaktadır. Bu parametreler, gel-git sistemi, sıfır dereceli terim ve birinci dereceli terimdir.

Bu çalışma kapsamında Türkiye Ulusal Düşey Kontrol Ağına ilişkin Jeopotansiyel hesabı yapılmış ve Düşey datum birleştirmede yer gravite alanı belirleme amaçlı uyduların katkıları araştırılmıştır. Ayrıca global jeopotansiyel modellerin doğrulukları irdelenmiş ve bu modellere etkileyen bazı parametreler üzerinde durulmuştur.

ESTIMATION OF THE ZERO-HEIGHT GEOPOTENTIAL VALUE FOR THE TURKEY LOCAL VERTICAL DATUM (TUDKA 99) AND CONTRIBUTION OF GRAVITY SATELLITE MISSIONS TO LOCAL VERTICAL DATUM UNIFICATION

SUMMARY

In engineering and scientific applications height measurements are one of the most crucial measurements. For instance, topographic mapping monitoring water systems, coastal investigations, construction works, and so on can count for these applications. Global navigation Satellite systems (GNSS), Very long baseline interferometry (VLBI), Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite (doris), and satellite radar altimetry are some space-based technologies methods for determination of optionally chosen points heights on Earth's surface in a conveniently way.

Heights are measured referencing to the sea level (MSL) generally. In other words, referencing level for determining height is constant potential or equipotential level surface of the Earth's gravity field, that is known as the geoid. To determine MSL at a coastal tide gauge, it is necessary to make tidal observations over a sufficiently long period to take into account the full tidal signature. The major tidal effects (caused by the precession and nutation of the Moon and sun over an 18.6 year metonic cycle) result on diurnal (daily) or semi-diurnal (twice daily) tides. Therefore, to determine MSL independent of these effects, it is necessary to make regular (e.g hourly) observations over at least an 18.6 year period.

Spirit levelling and gravity measurements are methods for height observations for more than two hundred years. In the field, using two points, with relative height difference in a network is spirit levelling. In this method, it is needed to use zero reference point or a zero reference surface to determine absolute heights from spirit levelling. This zero reference surface is known as vertical datum. Regional and national vertical datums have traditionally been realized by fixing one or more tide gauge stations as the zero height reference point to which the levelling observations are constrained. This type of vertical datum will be referred to as a classical levelling-based vertical datum.

Currently, there exist hundreds of regional and national classical levelling-based vertical datums throughout the world. Since the MSL at a tide gauge varies both spatially and temporally, classical levelling-based vertical datums realized in various parts of the world will refer to different zero level points and surfaces.

In order to relate height measurements between different vertical datums, the differences between the zero reference points and surfaces must be known. Thus, the need for a global height system arises when there is an attempt to connect geodetic data from two neighbouring countries or regions that have been using different definitions for the zero point for the vertical datum. Due to its practical importance, vertical datum unification has been one of the main topics of research in the field of geodesy over the past three decades.

Classical levelling-based vertical datums that define their zero point or zero surfaces based on the MSL at a tide gauge do not necessarily coincide with the global geoid due to water salinity, temperature, tides, and waves, among others. The discrepancy between the reference surface of a classical levelling-based vertical datum and the geoid can reach up to 2 m due to changes in the sea surface. Therefore, the precise determination of the geoid is crucial for the unification of different height systems, as the reference surfaces of various classical levelling-based vertical datums can be compared or determined with respect to a globally consistent and accurate geoid model.

The use of Global Geopotential Models (GGM), calculated by the contribution of satellite missions (CHAMP, GRACE, GOCE) missions to determine the earth gravity field, is to determine a Geoid model with a few centimeter.

It is expected that the European Space Agency's (ESA) dedicated satellite gravity field mission GOCE (Gravity Field and Steady-state Ocean Circulation Explorer) will contribute to a cm-level accurate geoid model. The mission objectives include the determination of gravity anomalies with an accuracy of 1 mGal and the geoid with an accuracy of 1-2 cm while achieving a spatial resolution of 100 km.

the geopotential model, which utilizes observations from dedicated satellite gravity missions, is known to limit the accuracy of a world height system (WHS) or a global geoid model that represents the zero height surface of a global vertical datum, as well as the determination of the geoidal geopotential W_0 , the connection of local vertical datums to the global geoid-based vertical datum, the computation of geopotential values W , and the computations of heights. Thus, one of the scientific objectives of the GOCE mission is to assist in the unification of existing classical levelling-based vertical datums by providing a globally consistent and unbiased geoid.

At present there are more than 100 height systems realized globally. Most of them refer to a local mean sea level at a reference tide gauge. The current development of space geodetic techniques enables unification of local vertical datums into a single global vertical datum. In practice, this involves determination of the geopotential value \hat{W}_0 of the level surface which globally represents the ideal ocean surface or the so-called Gauss–Listing geoid. Here we define the local or regional datum by W_0 of the surface which best fits the mean sea level in a defined region at a given epoch. In this case W_0 can be determined by constructing points on the geoid and estimating the geopotential values at these points using a high resolution global Earth gravitational model (GGM).

A main motivation for this study was the promise of improved geoid determination by use of the GGMs from the GOCE dedicated satellite gravity mission. The goal of GOCE mission was, upon completion, to determine the Earth's gravity field with an accuracy of 1 ppm and geoid heights with an accuracy of 1-2 cm at a spatial resolution of approximately 100 km. Thus, the GOCE geoid is of ultimate importance for the unification of LVDs.

The another main purpose of this paper is to estimate the zero-height geopotential value for the Turkey Local Vertical Datum (LVD). The methodology is based on the computation of the mean geopotential offset between the value $W_0 = 62,636,856.0 m^2 s^{-2}$, selected as reference in this study, and the unknown geopotential value of the LVD (W_0). This estimation is based on the combination of ellipsoidal heights, levelled heights (referring to the LVD), and some physical parameters derived from the EGM2008 model (namely, geopotential values, gravity values, and geoid undulations). This combination is performed following two

approaches: The first one compares levelled heights and geopotential values derived from the EGM2008 model using the Least Squares method to increase the robustness of the adjustment, while the second one analyses the differences between GPS/Levelling and EGM2008 geoid undulations.

This study investigated the contribution of satellite missions to the Turkish National Vertical Control Network and Satellite mission contributions have been researched for vertical datum unification. In addition, the accuracy of global geopotential models is examined and some parameters affecting these models are discussed.

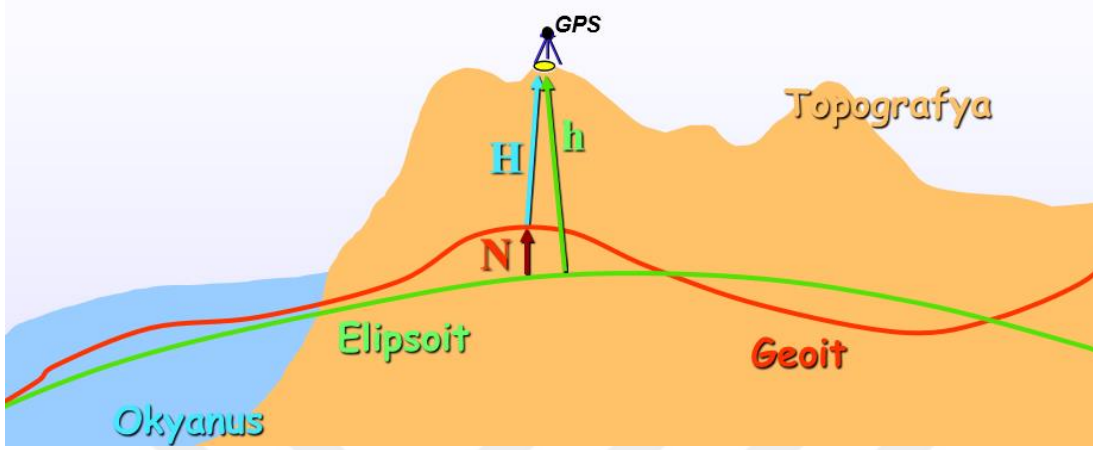


1. GİRİŞ

Noktalara ilişkin yükseklik bilgisinin tek anlamlı ve fiziksel gerçekliğe uygun olarak ifade edilmesi, topografik harita üretimi, su sistemlerinin inşası ve yönetimi, kıyı bölgelere ilişkin modelleme ve planlama çalışmaları, büyük yapıların aplikasyonu, mühendislik yapılarının inşası, taşkın izleme ve yönetimi, doğal afetlerle mücadele ve burada örneklendiremediğimiz bir çok mühendislik ve bilim alanına ilişkin çalışmalarda önem arz etmektedir. Nokta yüksekliklerinin çeşitli yöntemlere dayanılarak farklı referans yüzeylerine göre belirlenmesi Jeodezinin temel sorumluluklarındadır. Uydu teknolojilerindeki gelişmeler neticesinde, uydulara dayalı konum belirleme sistemleri (Global Navigation Satellite Systems-GNSS) farklı doğrulukta üç boyutlu (3B) nokta konum verisinin gerçek zamanlı ya da ölçme zamanı sonrasında elde edilmesinde yaygın bir biçimde kullanılmaktadır. GNSS teknikleri ile yüksek doğruluklu nokta konum bilgisinin üretilmesi hızlı ve ekonomik olmakla birlikte bu teknikler ile elde edilen yükseklikler kullanılan referans elipsoidine göre tanımlanırlar. Bu şekilde tanımlanan yükseklikler elipsoidal yükseklerdir ve geometrik olarak tarif edilirler. Yer gravite alanının fiziksel gerçekliğini ifade etmemekle birlikte referans elipsoidinin konumuna göre farklı büyüklükler alırlar. Bu nedenle nokta yükseklik bilgisini esas alan jeodezik uygulamalarda kullanışlı değildirler. Bir başka ifadeyle elipsoidal yükseklikler dikkate alınarak suyun akış yönüne karar verilemez. Çünkü sıvılar yer gravite alanına göre yüksekteki bir noktadan alçaktaki bir noktaya akar. Suyun akışını açıklayabilecek yükseklikler tek anlamlı olarak tanımlanan fiziksel yüksekliklerdir. Fiziksel yükseklikler yeryuvarının gravite potansiyeline bağlı olarak belirlenir (Hayden, 2013). Fiziksel yükseklikler bağlamında sıvı, potansiyeli yüksek olan yerden alçak olan yere akacaktır.

Elipsoidal yükseklikler ile fiziksel olarak anlamlı yükseklikler elde etmek mümkündür. Fiziksel yükseklikler yer gravite alanının eş potansiyelli bir yüzeyi olan Geoide referanslanır. Elipsoidal yükseklikler (h) ile geoide referanslanan ortometrik yükseklikler (H) arasındaki ilişki $H = h - N$ şeklinde ifade edilir. Verilen ilişkide N

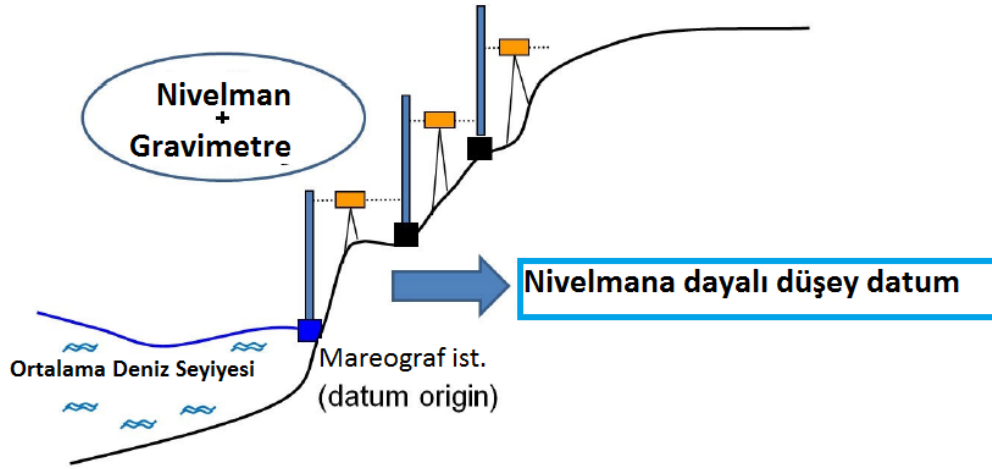
Geoit yüksekliğidir. Şekil 1. 1'de yükseklikler arasındaki ilişki şematik olarak gösterilmektedir (Ayan ve Deniz, 2000).



Şekil 1.1 : Elipsoidal yükseklik (h), ortometrik yükseklik (H) ve geoit ondülasyonu (N) ilişkisi (Hofmann-Wellenhof ve Moritz, 2005).

Ortometrik yükseklikler geleneksel olarak nivelman ölçmeleri ile elde edilir. Bu yükseklikler ortalama deniz yüzeyi (ya da geoit) sıfır yükseklik kabul edilerek elde edilir. Ortalama deniz yüzeyi referans alınarak ölçülen bu yükseklikleri fiziksel olarak anlamlı hale getirmek için gravite ölçmelerine de ihtiyaç vardır. Pratikte ortalama deniz yüzeyi eş potansiyel bir yüzey kabul edilir. Bu yüzeyin kıyılarda geoide yakınsadığı varsayılmaktadır. Ortalama deniz seviyesine dayalı olarak bölgesel yükseklik datumunun teşkil edilmesi ve gerçekleştirilmesinde kıyılarda tesis edilmiş bir (veya birden fazla) mareograf istasyonunda belirli bir zaman aralığında (genellikle en az 19 yıllık) gözlemlere dayalı olarak gerçekleştirilen deniz seviyesi gözlemleri değerlendirilmekte ve bu gözlemlere ilişkin zaman serilerinden filtreleme teknikleri ile ortalama deniz seviyesi hesaplanmaktadır (bkz. Şekil 1.2). Mareograf istasyonunda en az 19 yıllık gözlemlerden hesaplanan deniz seviyesi ülke yükseklik sisteminin başlangıcı ($H = 0$ m noktası) ya da bir diğer söylem ile düşey datumu kabul edilmekte ve mareograf istasyonundan sabit bir kara referans noktasına nivelman ile yükseklik bağlantısı kurulmaktadır (Vanıček ve diğ., 1980; Simav ve diğ., 2015). Karada tesis edilerek ortalama deniz seviyesinden olan yüksekliği nivelman ölçmeleri ile belirlenen noktaya kara röperi de denilmektedir. Ülke yükseklik datumu bir mareograf istasyonunda hesaplanan ortalama deniz seviyesine (ya da deniz yüzeyi topografyasının dikkate alınması ile geoide) bağlı olarak oluşturulması

sonrasında, belirlenen datumda fiziksel yükseklik bilgisi, ülke genelinde belirli aralıklar ile tesis edilen ülke düşey kontrol ağı noktalarına, nivelman ve gravite ölçüleri yardımıyla taşınır. Nokta yükseklik bilgisine gereksinim duyan uygulayıcılar geleneksel anlamda, ülke düşey datumunda hesaplanmış yükseklik referans ağı noktalarından çıkış olarak gerçekleştirdikleri nivelman ölçmeleri neticesinde yeni noktalara ilişkin yükseklik bilgisini üretirler (Simav ve diğ, 2015).



Şekil 1.2 : Mareograf istasyonunda deniz seviyesinin ölçülmesi ve kara röperine yükseklik taşınması (Amjadiparvar, 2015)

Mareograf istasyonlarında belirlenen ortalama deniz seviyesi, gelgit, atmosfer basıncı, rüzgar gibi geçici nedenlerle kısa süreli iklim etkisi gibi kalıcı nedenlerden dolayı değişiklik göstermektedir. Bu gibi kalıcı ve tekrarlayan nedenlerden dolayı ortalama deniz seviyesi başlangıç kabul edilerek bölgesel olarak oluşturulan düşey datumlar bölgeden bölgeye, ülkeden ülkeye farklılık gösterir. Günümüzde ortalama deniz yüzeyi sıfır kabul edilerek oluşturulan yüzlerce bölgesel düşey datum bulunmaktadır. Bu datumları birbiriyle ilişkilendirmek için sıfır kabul edilen referans noktaları arasındaki farkların bilinmesi gereklidir. Bu yüzden bölgesel düşey datumları birleştirmek için global bir yükseklik sistemi oluşturulması düşünülmüştür (Hayden, 2013). Bölgesel düşey datum birleştirme özellikle yeryuvarı gravite alanı uyduları ve altimetre uydularının katkıları neticesinde son yıllarda hassas bir biçimde gerçekleştirilebilir hale gelmiş ve Fiziksel Jeodezi ve Yer Gravite Alanının hesaplanması alanındaki bilimsel araştırmaların odaklandığı önemli bir çalışma konuları arasında yerini almıştır (Sanchez ve Sideris, 2017; Ihde ve diğ, 2017).

Nivelmana bağlı olarak oluşturulan bölgesel düşey datum mareograf istasyonlarındaki noktalarda ölçülen ortalama deniz seviyesi sıfır noktası veya yüzeyi kabul edilerek oluşturulur. Bu noktalarda tuzluluk değişimi, sıcaklık farklılıkları, meteorolojik etmenler vb sebeplerden kaynaklanan deniz yüzeyi topografyasının ihmal edilmesi gibi nedenlerden dolayı bölgesel düşey datum tam olarak global Geoit modeli yüzeyi ile çakışmaz (Torge, 2001). Deniz yüzeyi topografyası nedeniyle ortalama deniz yüzeyi (ODY) ile Geoit arasındaki farklar 2 metreye ulaşabilmektedir (Hofmann-Wellenhof ve Moritz, 2005).

Bölgesel yükseklik referans yüzeylerinin (düşey datum) global bir Geoit modeli aracılığıyla ilişkilendirilmesi, düşey datum birleştirme çalışmalarında temel yaklaşımdır. Bu bakımdan değerlendirilecek olursa bölgesel yükseklik datumlarının birleştirilmesinde referans alınacak global Geoit modelinin doğruluğu kritik öneme sahiptir.

Yer gravite alanı belirleme amaçlı uydularının (CHAMP, GRACE, GOCE) katkısı ile hesaplanan global jeopotansiyel modellerin (GPM) kullanılmasıyla birkaç santimetre doğruluklu Geoit modeli belirlemek mümkün olmaktadır. Özellikle Avrupa Uzay Ajansının (European Space Agency-ESA) projesi yer gravite alanı uydularından biri olan GOCE (Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer) yeryuvarının gravite alanının yüksek doğruluk ve znrlkle belirlenmesine imkan vermiştir. GOCE uydusu ile amaçlanan yüksek znrlkl (100 km) ve doğruluklu (gravite anomalisi: ± 1 mGal, geoit yksekligi: ± 1 cm) gravite alanı belirlemektir (Drinkwater ve diğ, 2003). GOCE uydusu ile cm doğruluklu geoit modeli oluşturularak bu modelin jeopotansiyelini (W_0) elde etme imkanı doğmuştur. GOCE uydusunun hedeflediği doğruluklar gözönüne alındığında bölgesel düşey datum birleştirmede bu uydudan elde edilen verilerin katkısı ile cm doğrulukta bir birleştirme sağlayabileceği düşünülmektedir.

Yer gravite alanı uyduları verileri ile hesaplanan global jeopotansiyel modeller küresel harmonik açınım katsayıları ile kullanıcılara sunulmaktadır. Bu kapsamda hizmet verecek bir veri merkezi olan Alman Yerbilimleri Enstitüsü (GFZ)' nde yer alan Uluslararası Global Yer Modelleri Merkezi (ICGEM –International Center for Global Earth Models) veri tabanında 1991' den bu yana hesaplanmış 100'  aşkın GPM mevcuttur.

Çalışma kapsamında gerçekleştirilen hesaplamalarda kullanılan global jeopotansiyel modeller ICGEM' den temin edilmiştir. Bu modellerin kullanılması ile yer gravite alanı parametreleri yine ICGEM' in hesaplama merkezi, IAG 2 no' lu çalışma grubu bünyesinde geliştirilen Geolab yazılımı ve NASA tarafından kullanıcılara sunulan Harmonic_Synthesis programları yardımı ile hesaplanmıştır.

Gerçekleştirilen tez çalışmasının amaçları,

- (i) Yer gravite alanı uydularının GPM' lerin iyileşmesine olan katkılarının belirlenmesi,
- (ii) Düşey datum birleştirme ve bu amaçla Türkiye düşey datumuna ilişkin W_0 hesaplanması
- (iii) GPM' lerin Küresel harmonik fonksiyonlar ile ifade edilirken sıfır ve birinci derece terimlerin irdelenmesi,
- (iv) GPM' lerde gel-git etkisinin irdelenmesi olarak sıralanabilir.

Bu tez altı bölümden oluşmaktadır. Birinci bölüm yükseklik, düşey datum ve GPM' ler ile ilgili genel bilgiler içermektedir. İkinci bölümde yükseklik sistemleri ve Türkiye' ye ilişkin düşey datumlar, üçüncü bölümde GPM' ler ile ilgili kısa bir bilgi verildikten sonra bu modellerin doğruluklarının hata derece varyanslarına ve GNSS/Nivelman verilerine göre irdelenmesi, dördüncü bölümde GPM' lerin sıfır ve birinci derece terimleri, beşinci bölümde kalıcı gel-git sistemleri ve son olarak altıncı bölümde ise bölgesel düşey datumun global datum ile ilişkilendirilmesi anlatılacaktır.



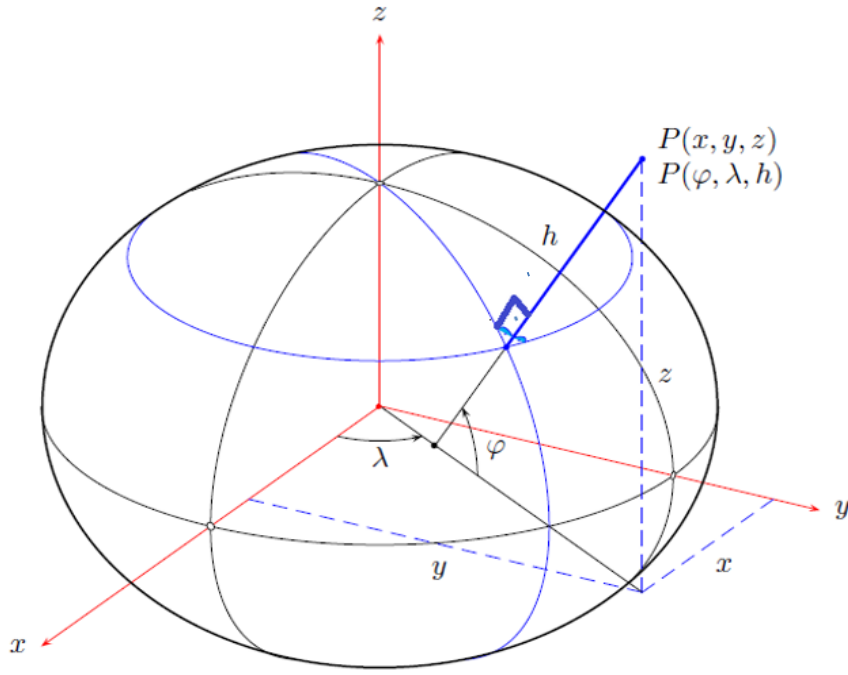
2. YÜKSEKLİK SİSTEMLERİ ve DÜŞEY DATUM

Yeryüzünde ya da yakınında bir noktanın konumu elipsoidal koordinat sisteminde elipsoidal enlem (ϕ), elipsoidal boylam (λ) ve elipsoidal yükseklik (h) ve ya X, Y, Z Kartezyen koordinatlar ile ifade edilir. Belirtildiği şekilde Jeodezik Koordinatlar Geoidi en iyi şekilde temsil eden referans bir geometri olarak dönül elipsoide referanslanırlar. Elipsoidal yükseklikler de yeryuvarı üzerindeki bir noktanın referans elipsoit yüzeyine elipsoit normali boyunca uzaklığıdır. Günümüzde yaygın olarak kullanılan elipsoidal yükseklikler uydulara dayalı konum belirleme teknikler ile belirlenmektedir.

Referans alınan yüzeye göre birçok yükseklik sistemi tanımlanmıştır. Bu sistemler arasında elipsoidal yükseklik sistemi gibi salt geometrik bir tanıma sahip olabileceği gibi, yer gravite alanını referans alan fiziksel ve tek anlamlı tanıma sahip yükseklik sistemleri de yer almaktadır. Elipsoidal yükseklikler uydu bazlı teknolojiler, fiziksel yükseklikler ise gravite ve nivelman ölçmelerinden elde edilmektedir. Bu iki yükseklik sistemi arasındaki ilişki Geoid yüksekliği veya ondülasyonu ile ifade edilmektedir. Bu bölümde, takip eden alt başlıklar altında, öncelikle yükseklik sistemleri, Geoid kavramı, gravite potansiyeli ve Geoidin hesaplanması kavramlarına ilişkin temel bilgiler anlatılacaktır.

2.1 Elipsoidal Yükseklikler

Gravite alanı ile ilişkili olmayan, tümüyle geometrik esaslara göre belirlenen yükseklik türü denildiğinde genellikle GPS (Global Positioning Systems) ile elde edilen elipsoidal yükseklikler anlaşılır (Üstün, 2006). Diğer bir deyişle bir noktadan elipsoit normali boyunca elipsoide kadar olan mesafe elipsoidal yükseklik olarak adlandırılır. Şekil 2.1' de yeryüzünde bir P noktasının Jeodezik Koordinat Sistemindeki koordinatları gösterilmiştir.

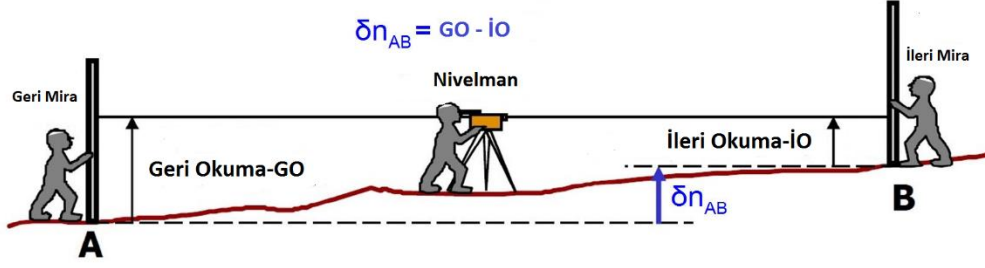


Şekil 2.1 : Elipsoidal koordinatlar (elipsoidal enlem, elipsoidal boylam ve elipsoidal yükseklik) (Üstün,2006).

Elipsoidal yüksekliğin tanımlanması için Dünyanın yer çekimi alanıyla ilgili hiçbir bilgiye gerek yoktur. Şekil 2.1’ de gösterildiği üzere h tamamen matematiksel bir niceliktir. Herhangi bir noktanın dünyanın şekline en uygun matematiksel modele göre düşey mesafesidir. Bununla birlikte, pek çok mühendislik ve bilimsel uygulama için, potansiyel farklılıkları temsil edebilecek fiziksel olarak anlamlı yükseklikler gereklidir. Fiziksel olarak anlamlı yükseklikler elde edebilmek için yer gravite alanının bilinmesine ihtiyaç vardır.

2.2 Fiziksel Yükseklikler

İki nokta arasındaki yükseklik farkının yer gravite alanının fiziksel gerçekliğine dayalı olarak ifade edildiği sistemlerdir. Fiziksel yüksekliklerin üretilmesinde nivelman ve gravite ölçmelerinden yararlanır. Şekil 2.2’ de geometrik nivelman ölçmesinin temel prensibi tarif edilmektedir.



Şekil 2.2 : Nivelmandan elde edilen iki nokta arasındaki geometrik yükseklik farkı (Amjadiparvar, 2015)

Geometrik yükseklik farklarını fiziksel olarak anlamlı yükseklik farklarına dönüştürmek için yer gravite alanı bilgisi gerekmektedir. Gravite ölçülerinden sağlanacak yer gravite alanı bilgisi ve geometrik yükseklik farkları bir araya getirildiğinde mühendislik uygulamalarında kullanılacak farklı fiziksel yükseklikler elde edilmektedir. Fiziksel yükseklikler jeopotansiyel kot, dinamik yükseklikler, ortometrik yükseklikler ve normal yükseklikler olmak üzere dört farklı şekilde sınıflandırılabilir.

2.2.1 Jeopotansiyel kot

Eşpotansiyel yüzeyler arasındaki yükseklik farkı dh ve aynı yerin gravite değeri g ölçülürse,

$$dW = -g \cdot dh \quad (2.1)$$

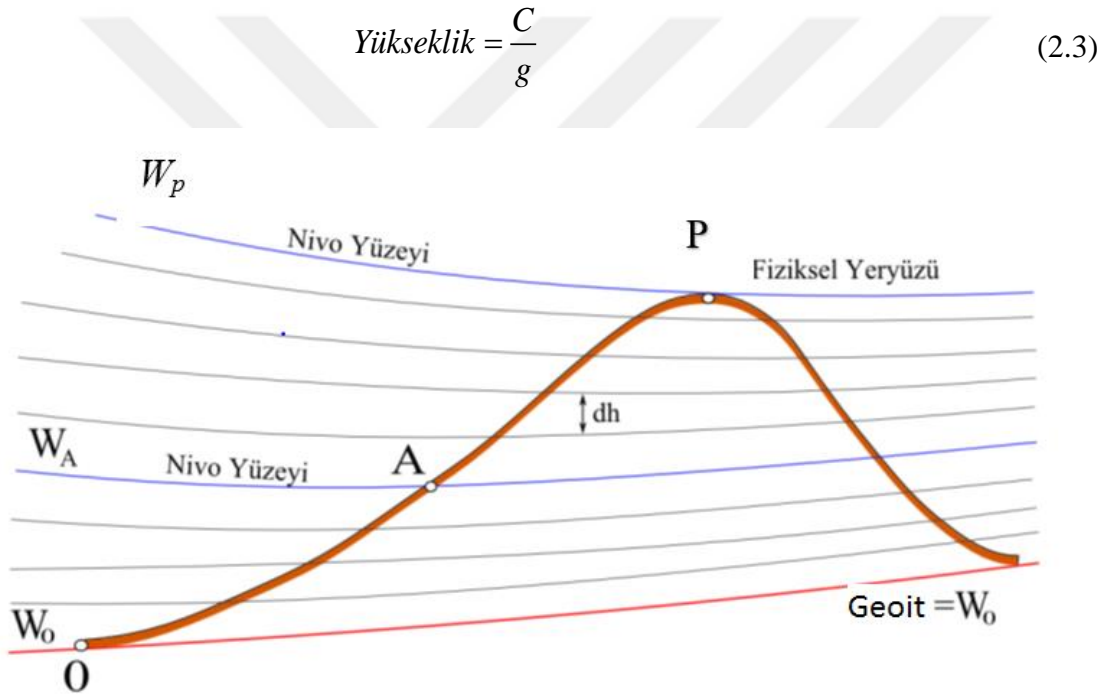
ile iki nivo yüzeyi arasındaki potansiyel farkı (dW) hesaplanabilir. Eşitlikteki negatif işaret gravitenin yüksekliğe bağlı olarak azalacağı, potansiyel farkının ise yüksekliğin artmasına bağlı olarak artacağını ifade etmektedir.

Eşpotansiyel yüzeyler (nivo yüzeyleri) sabit bir gravite potansiyeli değerine sahip kapalı ve sürekli yüzeylerdir. Nivelmandan elde edilen yükseklik farkları dh nivelman yoluna bağımlı olduğundan yüksekliklerin belirlenmesi için noktadan geçen eş potansiyel yüzeyin potansiyeli ile bölgesel geoit yüzeyinin potansiyeli farkı dikkate alınmalıdır. Bu fark jeopotansiyel sayı (kot) olarak adlandırılır, bkz. Eşitlik 2.2. (Hofmann-Wellenhof ve Moritz 2005):

$$C = W_o - W_p = \int_o^p g dH \quad (2.2)$$

Burada W_0 bölgesel geoidin potansiyeli, W_p ise P noktasındaki gravite potansiyelidir (Şekil 2.3). Jeopotansiyel sayı g.p.u birimindedir $1 \text{ g.p.u} = 1 \text{ kGalm} = 1000 \text{ Galm}$ 'dir.

Jeopotansiyel sayılar gravite değeri ile bölüldüğünde yükseklikler elde edilmektedir. Jeopotansiyel kot nivelman yoluna bağlı değildir. Bunun nedeni ise hangi yol izlenirse izlensin iki nokta arasındaki potansiyel farkın hep aynı olmasıdır. Ayrıca nivo yüzeylerinden her birine jeopotansiyel kotların yalnız bir tek değeri karşılık gelmektedir (Üstün, 2006). Şekil 2.3' te jeopotansiyel kot ve eşpotansiyel yüzeyler gösterilmiştir.



Şekil 2.3 : Jeopotansiyel kot tanımı ve eşpotansiyel yüzeyler (Amjadiparvar, 2015)

2.2.2 Dinamik yükseklikler

Dinamik yükseklikler, ortometrik yükseklikler ve normal yükseklikler jeopotansiyel kottan yükseklik elde edilirken seçilen g gravite değerine bağlı olarak türetilmektedir.

$$H_p^{\text{Dinamik}} = \frac{C_p}{\gamma_{45^\circ}} \quad (2.4)$$

Eşitlikte 2.4' te ifade edildiği gibi P noktasının dinamik yüksekliği ($H_p^{Dinamik}$), jeopotansiyel kotunun 45° enlemi için hesaplanan normal gravite değeri (γ_{45°) ile ölçeklendirilmesinden elde edilmektedir. Dinamik yükseklikler uzunluk biriminde olsalar da geometrik olarak bir şekil üzerinde gösterilemezler.

2.2.3 Ortometrik yükseklikler

Ortometrik yükseklik, P noktasından geçen çekül eğrisi boyunca ölçülen yüksekliklerdir ve çekül eğrisinin jeoidi (W_o) kestiği noktanın yüksekliği sıfırdır. Tanımdan anlaşılacağı üzere ideal koşullarda yükseklik farklarının ve gravite ölçülerinin noktadan geçen çekül eğrisi boyunca yapılması gerekir. P noktasının jeopotansiyel kotu başka yollardan belirlense bile çekül eğrisi boyunca ortalama \bar{g} değeri bilinmelidir. Topoğrafik kitlelerin yoğunluğu yaklaşık olarak bilindiğinden bu \bar{g} değerlerine belirli varsayımlarla yaklaşmak mümkündür (Üstün, 2006). P noktasının ortometrik yüksekliği C jeopotansiyel kotundan aşağıdaki biçimde elde edilir;

$$H = \frac{C_p}{\bar{g}} \quad (2.5)$$

ile tanımlanır. Burada

$$\bar{g} = \frac{1}{H} \int_0^H g dH \quad (2.6)$$

topografik kitleler içerisinde çekül eğrisi boyunca ölçülmesi gereken gerçek gravite değerlerinin ortalamasıdır.

Çekül eğrisi boyunca kütle yoğunluğu tam olarak bilinmediğinden \bar{g} değerinin bilinmesi mümkün değildir. Bu değer tam olarak bilinmediğinden türetilmesinde çeşitli modellerden yararlanılır. Bu amaçla Neithammer, Mader, Helmert vd. tarafından geliştirilen modeller kullanılmaktadır. Tüm bu modellerde çekül çizgisi boyunca yoğunluk değişimi bir varsayıma dayandığından, elde edilen gravite değerleri de yaklaşıktır. Uygulamada Helmert'in öne sürdüğü model ve kendi adıyla anılan "Helmert Ortometrik Yükseklikleri" kullanılmaktadır. Helmert Ortometrik yükseklikleri;

$$H^H = \frac{C_p}{g_p + 0.424H} \quad (2.7)$$

ile ifade edilmektedir. Burada; g_p Gal, H yüksekliği km birimindedir (Üstün, 2006).

Ortometrik yükseklikler geoide referanslıdır, ancak bu modelin doğruluğu ölçüsünde doğrudur.

2.2.4 Normal yükseklikler

Geometrik olarak daha anlamlı yükseklikler elde etmek için yer kabuğu yoğunluk hipotezini göz önüne almadan ortalama bir yer gravite alanı yaklaşımı kullanılır. Ortalama yer gravite alanı normal gravite alanına eşit kabul edilir. Kullanılan normal gravite alanı Dünya ile aynı kütleyle sahip, yer merkezli ve Dünya ile onun küçük eksenini etrafında dönen kendisi de bir eşpotansiyel yüzey olan elipsoidin normal gravite alanıdır. Diğer bir deyişle bu yaklaşımda yeryuvarı gravite alanının normal gravite alanı olduğu (yani $W=U$, $g=\bar{\gamma}$ ve $T=0$) kabul edilir. Böyle bir varsayıma karşılık gelen ortometrik yüksekliğe normal yükseklik denir. Jeopotansiyel kotu C_p olan bir nokta için normal yükseklik,

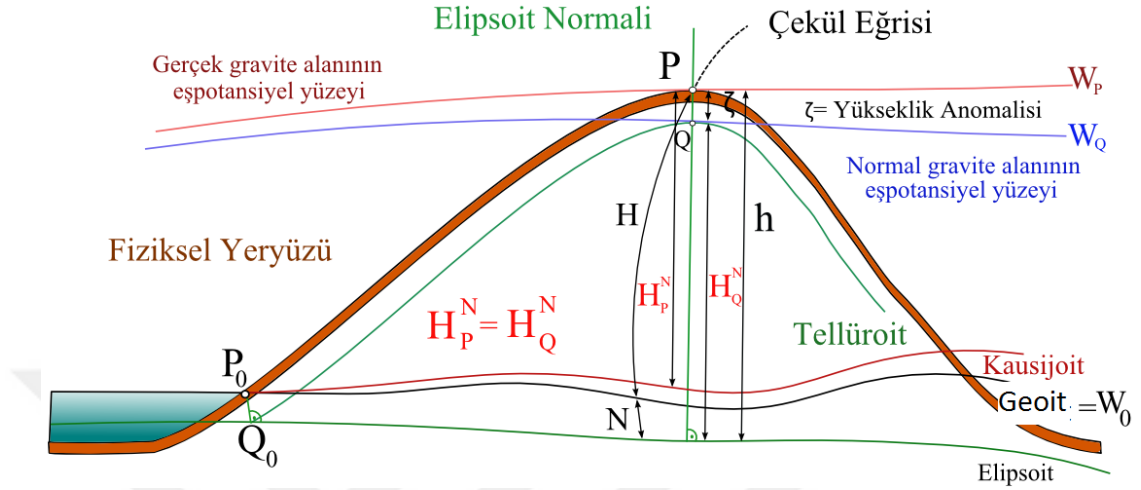
$$H^N = \frac{C_p}{\bar{\gamma}} \quad (2.8)$$

eşitliği ile ifade edilir. Burada $\bar{\gamma}$, çekül eğrisi boyunca ortalama normal gravite değeridir (Üstün 2006, Aydın 2014). Uygulamada $\bar{\gamma}$ değerine;

$$\bar{\gamma} \approx \gamma \left[1 - (1 + f + m - 2f \sin^2 \varphi) \frac{H^N}{a} + \frac{H^{N^2}}{a^2} \right], \quad m = \frac{\omega^2 ab}{kM} \quad (2.9)$$

eşitliği ile herhangi bir varsayıma gerek duyulmaksızın yaklaşılabilir (Gürses,2011). Eşitlikte γ normal gravite, φ enlem, a ve b elipsoidin büyük ve küçük yarı eksenleri, f basıklık, k Newton' un çekim sabiti ve M yerin kütleini ifade etmektedir. Fiziksel yeryüzünden normal yükseklik kadar aşağıya inildiğinde geoide çok benzeyen; denizlerde onunla çakışık, dağlık bölgelerde ise ondan en çok 2 m kadar sapan bir yüzeyle karşılaşılır. Bu yüzeye **kuazi-geoit** denir. Kuazi-geoit ile elipsoit arasındaki uzaklığa ise **yükseklik anomolisi** (ζ) adı verilir (Şekil 2.4). Yeryüzündeki bir noktadan yükseklik anomolisi kadar aşağıya inildiğinde ise fiziksel

yeryüzüne çok benzeyen başka bir yüzey meydana gelir. Bu yüzeye de **tellüroit** denir (Aydın, 2014).



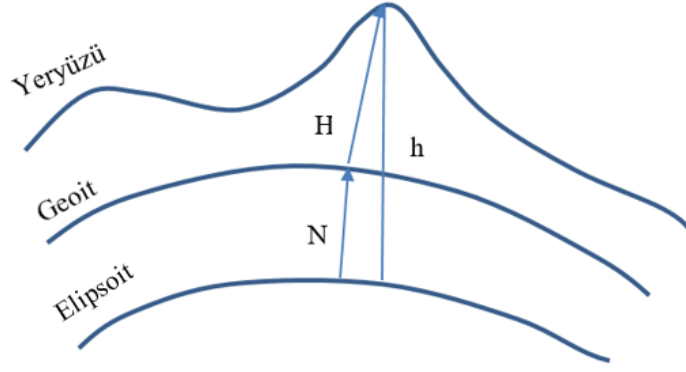
Şekil 2.4 : Normal yükseklik, yükseklik anomalisi, tellüroit ve kuazi-geoit (Gürses,2011)

2.3 Yükseklik Sistemleri Arasındaki İlişkiler

Geoit yüksekliği elipsoit normalisi boyunca referans elipsoidi ve geoit arasındaki uzunluk olarak tarif edilir. Herhangi bir noktanın geoit yüksekliği gravimetrik olarak belirlenebileceği gibi geometrik olarak da belirlenebilmektedir. Geometrik olarak belirlenen geoit yüksekliği, elipsoidal yükseklik ile ortometrik yükseklik arasındaki farktan elde edilmektedir (Şekil 2. 5):

$$N = h - H \quad (2.10)$$

Çekül eğrisinin eğriliğinden dolayı, çekül eğrisi ve elipsoit normalisi arasında bir sapma açısı oluşmaktadır. Bu açı çekül sapması adını alır. Çekül sapması ortalama 1 10' dir. Ancak nadir durumlarda 1' olabilmektedir (Heiskanen and Moritz, 1967). Çekül sapması sonucu oluşan yükseklik farkı milimetrenin altında olduğu için göz ardı edilebilmektedir (Jekeli, 2000).



Şekil 2.5 : Elipsoidal yükseklik (h), ortometrik yükseklik (H) ve geoit yüksekliği (N).

2.4 Gravite Potansiyeli ve Geoit

Gravite potansiyeli, çekim potansiyeli (V) ve merkezkaç potansiyelinin (Φ) toplamından oluşmaktadır:

$$W(r, \theta, \lambda) = V(r, \theta, \lambda) + \Phi(r, \theta, \lambda) \quad (2.11)$$

Burada (r, θ, λ) küresel koordinatlarıdır. Her noktada aynı gravite potansiyeline sahip olan yüzey eşpotansiyel yüzey olarak adlandırılmaktadır. Uzayda her noktadan bir eşpotansiyel yüzey geçer ve dolayısıyla uzayda sonsuz sayıda eşpotansiyel yüzey vardır. Eşpotansiyel yüzeyler birbirini kesmeyen ve birbirine paralel olmayan kapalı yüzeylerdir. Eşpotansiyel yüzeylerden biri bizim için çok önemli ve özeldir. Bu yüzey $W_0 =$ sabit gravite potansiyeline sahip durgun haldeki ODY' ne yakınsayan Geoitir (Gürses, 2011).

Günümüzde geoit yüzeyinin kütle deformasyonları ve kütle yer değişimlerinden dolayı zamanla değiştiği görülmektedir. Herhangi bir bölgedeki mareograf istasyonlarındaki ODY referans alınarak oluşturulan bölgesel düşey datum bölgesel geoidi temsil etmektedir. Genel olarak bölgesel datum ile global datum arasındaki fark 1-2 m ye kadar ulaşabilmektedir (Gerlach ve Rummel, 2013).

Laplace eşitliğini sağlayan sürekli ve sonlu fonksiyonlara küresel harmonik fonksiyonlar denilmektedir. Harmonik fonksiyonlar analitiktir ve küresel harmonik seriye açılabilir. Yer çekimi potansiyeli yer yüzeyindeki ve dışındaki noktalarda harmonik bir fonksiyondur. Diğer bir deyişle, yer çekimi potansiyeli Laplace denklemini $\Delta = V_{xx} + V_{yy} + V_{zz} = 0$ sağlamaktadır. Böylece, yerçekimi

potansiyeli, küresel harmonik fonksiyonlar ile uygun bir şekilde ifade edilebilir (Heiskanen and Moritz, 1967; Jekeli, 2000; Hayden, 2013):

$$V(r, \theta, \lambda) = \frac{GM}{R} \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{R}{r} \right)^{n+1} \sum_{m=0}^n [\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda] \bar{P}_{nm} \cos \theta \quad (2.12)$$

Burada G Newton'un yerçekimi sabiti, M yeryuvarının kütlesi, R yeryuvarının ortalama yarıçapı, n derece, m ise sırayı, \bar{C}_{nm} ve \bar{S}_{nm} n . derece ve m . sıradaki tam normalleştirilmiş küresel harmonik katsayıları, (r, θ, λ) küresel koordinatlar, \bar{P}_{nm} ise tam normalize edilmiş Legendre fonksiyonudur. Uygulamada seriyi sonsuza kadar genişletmek mümkün olmadığından eşitlik 2.11 de açılımın derecesi maksimum derecede (n_{max}) kesilmektedir.

$m = n = 0$ olduğunda eşitlik 2.11;

$$V_{00}(r, \theta, \lambda) = \frac{GM}{R} \quad (2.13)$$

olur. Böylece, sıfır dereceli terim basitçe homojen bir kürenin potansiyelini ve daha yüksek dereceli terimler böyle bir kürenin potansiyelinden sapmaları ifade eder.

Merkezkaç potansiyeli için Laplace eşitliği sıfıra eşit değildir ($\Delta\Phi=2\omega^2$). Bu yüzden merkezkaç potansiyelinin analitik bir fonksiyon olduğu ancak harmonik bir fonksiyon olmadığı anlaşılmaktadır. Gravite potansiyeli yerçekimi potansiyelinin ve merkezkaç potansiyelinin toplamından oluşan harmonik bir fonksiyon için yerçekimi potansiyelinin harmonik olması yeterlidir. Küresel koordinatlarla merkezkaç potansiyeli şu şekilde yazılabilir (Jekeli 2000):

$$\Phi(r, \theta) = \frac{1}{2} \omega_e^2 r^2 \sin^2 \theta \quad (2.14)$$

Burada ω_e Dünya'nın açısal dönme hızıdır, r potansiyel hesabının yapıldığı noktanın dönme eksenine dik mesafesi ve θ hesap noktasının tamamlanmış enlemidir.

2.5 Düşey Referans Sistemleri ve Bölgesel Düşey Datum

Ulusal/Uluslararası standartlarda yer gravite alanına dayalı fiziksel yükseklik bilgisi ihtiyacının karşılanması için atılması gereken ilk adım, düşey koordinat referans sisteminin tanımlanması ve oluşturulmasıdır (Simav ve diğ., 2015). Düşey datum

(\hat{W}_o), yükseklik sistemi (ortometrik, normal vb.) ve gelgit sistemi (sıfır, ortalama gelgit sistemi vb.) düşey referans sisteminin tanımlanması için gerekli öğelerdir. Düşey referans sistemlerinin pratikte:

- (i) Klasik Jeodezik Ağ (Düşey Kontrol Ağı- Nivelman Ağı) ,
- (ii) Geoit Modelleme olmak üzere iki farklı gerçekleştirim yöntemi vardır (Rummel ve Teunissen,1988; Ihde ve Augath, 2002; Simav ve diğ, 2015).

2.5.1 Türkiye 'de düşey datum belirleme çalışmaları

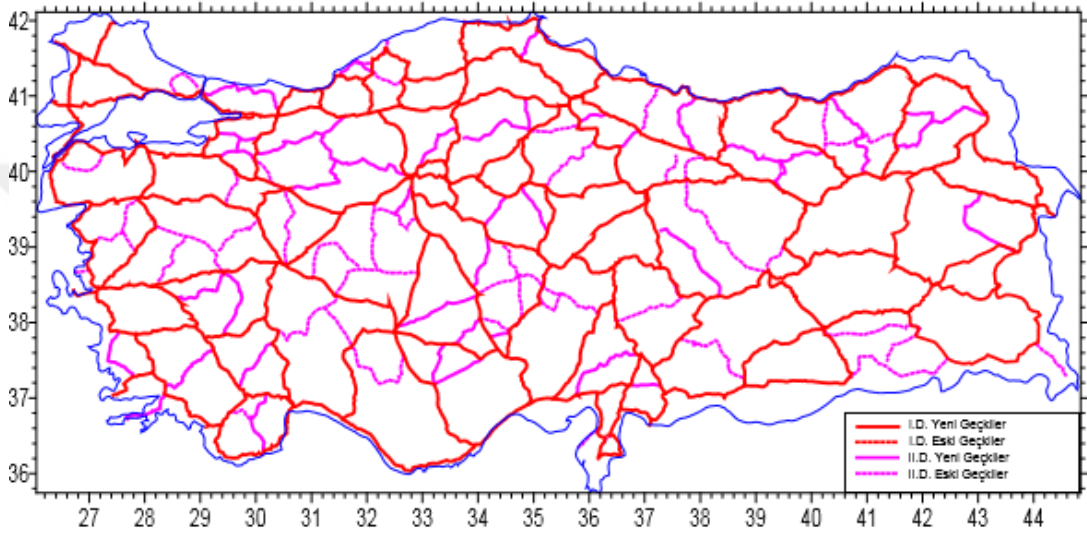
Türkiye Ulusal Düşey Kontrol Ağı (TUDKA 92) nokta yüksekliklerinin belirlenmesinde düşey datum olarak; Antalya mareograf istasyonunda 1936-1971 yılları arasında kaydedilen deniz seviyesi verilerinin yıllık ortalamalarının aritmetik ortalamaları alınarak elde edilen ortalama deniz yüzeyi kullanılmıştır (Ayhan ve Demir, 2002).

158 adet I nci derece ve 87 adet II nci derece geometrik nivelman geçkisinin ilk faz ölçüleri 1970 yılına kadar yapılarak Ülke Düşey Kontrol Ağı tesis edilmiştir. Gravite ağı ile ilgili çalışmalar 1956 yılında başladığından 1970 yılına kadar düşey kontrol noktalarında gravite ölçülmemiştir. 1973 yılından itibaren ikinci faz geometrik nivelman ölçüleri başlatılmıştır. Bu kapsamda günümüze kadar sürdürülen çalışmalarda daha önce tesis edilen geçki ölçüleri yenilenmiş, alt yapı nedeniyle tahrip olan geçkiler yerine yenileri, gerek duyulan yerlerde ise yeni geçkiler tesis edilmiş ve düşey kontrol noktalarında gravite ölçülmüştür. 1993 yılına kadar gerçekleştirilen ölçü çalışmaları ile 151 adet I nci derece ve 39 adet II nci derece geçki ölçüsü yenilenmiş, 2 yeni II nci derece geçki tesis edilerek ölçülmüştür (Demir ve Cingöz, 2002)

1985-1992 yıllarında yapılan çalışmalarla, 1973-1991 yıllarında ölçüsü yenilenen 151 adet I nci derece ve 35 adet II nci derece geçki ile 1970 yılından önce ölçülen 5 adet I nci derece geçkinin, gravite değerleri ile birlikte ilk değerlendirmesi yapılarak Türkiye Ulusal Düşey Kontrol Ağı-1992 (TUDKA-92) oluşturulmuştur. Ölçüsü yenilenmemiş 52 II nci derece geçki bu değerlendirmeye alınmamıştır (Demir ve Cingöz, 1999).

Türkiye Ulusal Düşey Kontrol Ağı (TUDKA-99) Şekil 2.6'da görüldüğü gibi 1970-1993 yıllarında ölçülen 151 adet I nci derece ve 41 adet II nci derece geçki ile 1970

yılından önce ölçülen 7 adet I nci derece ve 44 adet II nci derece geçki olmak üzere toplam 29316 km uzunluğunda, 243 geçki ve 25680 noktadan oluşan ağın dengelenmesiyle oluşturulmuştur. TUDKA-99 için düşey datum Antalya mareograf istasyonunda 1936-1971 yıllarında elde edilen anlık deniz seviyesi ölçülerinin ortalamasıyla belirlenmiştir. Dengelemede ölçü olarak jeopotansiyel sayılar alınmış ve tüm noktalarda jeopotansiyel sayı, Helmert ortometrik yükseklik ve Molodensky normal yüksekliği hesaplanmıştır.



Şekil 2.6 : Türkiye Ulusal Düşey Kontrol Ağı – 1999 (TUDKA99)(Demir ve Cingöz, 2002).

Uydu bazlı teknolojilerin gelişmesiyle ülkemizde de uydu bazlı konumlandırma sistemlerinin kullanıcılarının sayısı artmıştır. Buna bağlı olarak Harita Genel Komutanlığı (HGK) tarafından 1990'lı yıllardan sonra geoit modelleme çalışmalarına hız verilmiştir. 1991 yılında gravite, sayısal arazi modeli ve global jeopotansiyel model kullanılarak tüm Türkiye için ilk gravimetrik geoit modeli TG-91, en küçük karelerle kollasyon yöntemi ile hesaplanmıştır. Bu tarihten itibaren gravimetrik yöntemle üç farklı geoit modeli daha hesaplanmış ve kullanıcıların hizmetine sunulmuştur. 2008 yılında, EGM08 global jeopotansiyel modelin kullanıcılara açılmasıyla birlikte, Türkiye Hibrid Jeoidi-2009 (THG-09) hesaplanmıştır.

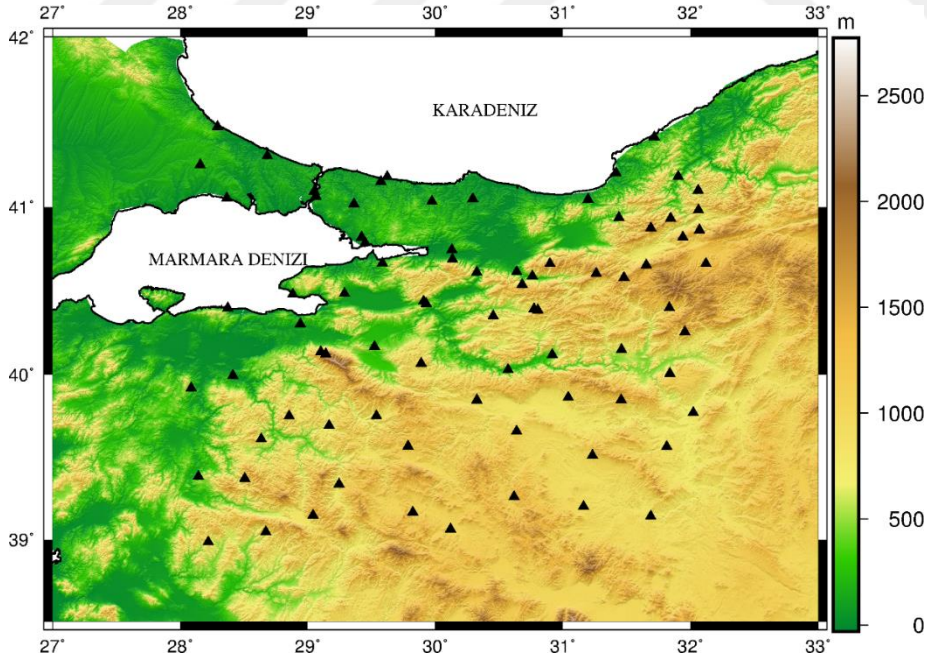
THG- 09'da kara alanlarına ilişkin yersel gravite ölçüleri Maden Tetkik Arama (MTA) ve Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) kurumlarından temin edilen ilave gravite verileri ile birlikte toplam 262,212 adettir. THG-09 jeoit modelinin ortalama doğruluğu ± 8 cm olup, gravite verisinin seyrek olduğu dağlık, sınır ve sulak

alanlarda modelin doğruluğu düşmektedir (Kılıçoğlu ve diğ, 2011; Simav ve diğ, 2015).

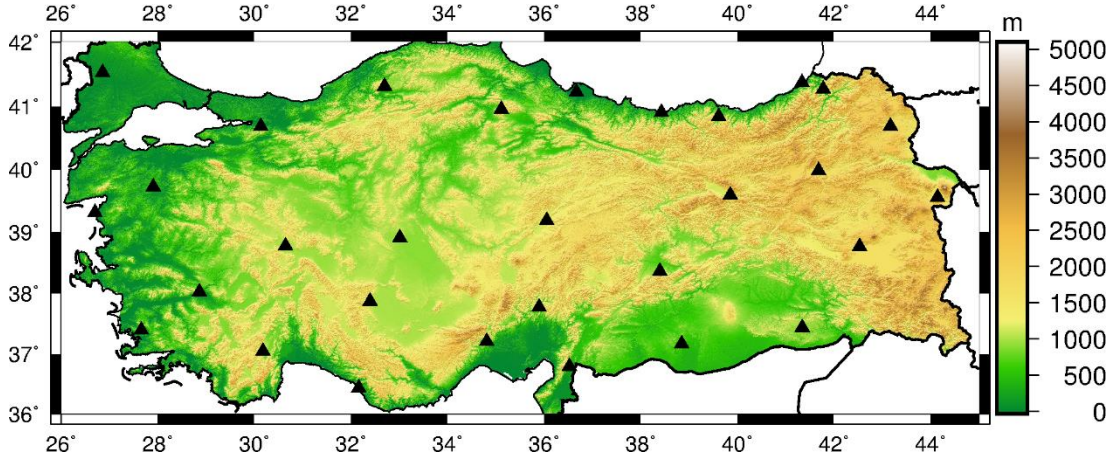
Mevcut durumda Türkiye düşey referans sistemine dayalı yükseklik belirleme için çalışma bölgeleri içirisine giren TUDKA ve geoit yüksekliği değerleri HGK tarafından sağlanmaktadır (Simav ve diğ, 2015; Url-1).

2.5.2 Türkiye Ulusal Temel GPS Ağı (TUTGA-99)

Ülkemizdeki tektonik plaka hareketleri ve depremler sonucu oluşan konum değişikliği nedenleriyle güncel jeodezik gereksinimleri büyük ölçüde karşılayamayan Türkiye Ulusal Yatay Kontrol Ağı yerine kullanılmak amacıyla, Harita Genel Komutanlığı tarafından 1997-1999 yılları arasında yapılan çalışmalarla uydu bazlı konumlandırmaya dayalı TUTGA-99 kurulmuştur. TUTGA-99 yapı olarak; ITRF-96 ve 1998.0 epoklu üç boyutlu koordinatları ve bu koordinatların zamana bağlı değişimi bilinen 1-3 cm doğruluklu 594 noktadan oluşan bir ağıdır. Bu noktaların ortometrik yüksekliği (H) ve geoit yüksekliği (N) bilinmektedir. Bu çalışma kapsamında TUTGA-99 'un Marmara bölgesinde bulunan 81 noktası kullanılmıştır ve ülke geneline yayılı 30 adet noktası kullanılmıştır (Şekil 2.7 ve Şekil 2.8).



Şekil 2.7 : I. Test veri grubu: topografik harita üzerinde 81 adet TUTGA noktasının dağılımı (~ 1 nokta/80 km).



Şekil 2.8 : II. Test veri grubu: topografik harita üzerinde 30 adet TUTGA noktasının dağılımı (~ 1 nokta/250 km).

Çizelge 2.1 : Kullanılan test veri grupları

	Tanımı	Dağılımı	Kapladığı Alan	Doğruluğu(cm)	Noktalar Sıklığı
I.Test Veri Grubu	81 nokta	Marmara Bölgesi	72.845 km ²	(φ, λ, h) 1.5 (H) 5	~ 80 km
II.Test Veri Grubu	30 nokta	Türkiye	783.562 km ²	(φ, λ, h) 1.5 (H) 5	~ 250 km



3. GLOBAL JEOPOTANSİYEL MODELLERİN DOĞRULUKLARININ İRDELENMESİ

İlk gravite alanı belirleme amaçlı uydu olan CHAMP (CHALLENGING Mini-Satellite Payload) 2000 yılının temmuz ayında görevine başladı. CHAMP uydusunu Mart 2002' de ikinci yerçekimi alanı belirleme amaçlı uydusu olan GRACE(Gravity Recovery and Climate Experiment) takip etti. Üçüncü uydu ise Mart 2009'da Avrupa Uzay Ajansı (ESA) tarafından başlatılan GOCE(Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer) dir. Geliştirilen bu uyduların verileri kullanılarak GPM'ler hesaplanarak yer gravite alanını ve zamansal değişimlerini yüksek doğruluk ve çözünürlük ile modellemek mümkün olmuştur.

GPM'ler, spektrumun farklı dalga boylarında yeryuvarının gravite alanını temsil eden bir küresel harmonik katsayılar setidir. Bu katsayılar Dünya'nın yerçekimi alanının farklı fonksiyonellerini hesaplamak için kullanılabilir. Ayrıca Bu katsayılar; uydu yörünge bozulmaları, uydu gravite gradyometresi, uydu altimetresi ve/veya gravimetre verilerinden elde edilmektedir. Bu kapsamda GPM'ler genel olarak 3 gruba ayrılır (Featherstone, 2002):

1. Yalnızca uydu gravite verilerinden hesaplanan modeller,
2. Uydu gravite verilerinin, uydu altimetre ve/veya yersel gravite verileri ile birleştirilmesi ile üretilen modeller,
3. Uydu bazlı ya da birleştirilmiş GPM'lerin belirli bir bölge için lokal gravite verileri iyileştirilmesi ile elde edilen modeller.

GOCE uydusunun amacı 100 km'den daha iyi bir konumsal çözünürlükte yeryuvarının statik gravite alanını 1 mGal doğruluk ile sağlamak ve buna dayanarak 1-2 cm doğruluğunda bir global geoid elde etmektir (Avşar ve diğ., 2015). GOCE uydusu görevini tamamlayınca kadar GOCE uydu verilerine dayalı bir çok global jeopotansiyel model (GPM) yayınlanmıştır. Uluslararası global yer modelleri merkezinin (ICGEM: International Center for Global Earth Models) internet sayfasında bu GPM' lere ücretsiz şekilde ulaşmak mümkündür (Url-2). GOCE uydusu verilerinin sağladığı iyileşme sayesinde bu uydunun bölgesel düzey datuamların birleştirilmesi ile

global bir yükseklik sistemi oluşturulmasına da büyük katkı sağladığı bir gerçektir. Bir GPM in herhangi bir uygulama için kullanılmak istendiğinde öncelikle bu modelin hatasının veya doğruluğunun ne kadar olduğu, uygulamada kullanılıp kullanılmayacağına karar vermeye imkan sağlayacaktır. Ayrıca bir modelin doğruluğu elde edilecek sonuçların doğruluğunu da etkilemektedir (Abbak, 2011).

Bir GPM' in doğruluğu irdelenirken temel olarak iki yöntem takip edilir. İlk yöntem, GPM'lerin spektral doğruluklarını veren hata derece varyansları üzerinden değerlendirmektir. İkinci yaklaşım ise, modelden hesaplanan geoid yüksekliği, gravite anomalisi, gravite bozukluğu ve çekül sapması bileşenlerinin yersel ölçülerle karşılaştırılmasıyla mutlak anlamda GPM' ler değerlendirilebilir (Tepeköylü ve Üstün, 2008). Bu bölümün amacı, Türkiye ve çevresindeki ülkelerin Düşey datumlarını birleştirme ve W_0 belirlenmesi için en iyi GOCE tabanlı GPM' i değerlendirmeler ve irdemeler sonucu belirlemektir. Bu amaçla, GPM' ler GPS nivelman veya mareograf istasyonlarındaki geoid yüksekliğini hesaplamak için kullanılmıştır.

3.1 Gravite Alanı Belirleme Amaçlı Uydular

Rummel ve diğ. (2002)' de yaptıkları çalışmada gravite alanı belirleme amaçlı uyduların amaçlarını şöyle sıralamıştır:

- farklı datumları birbirlerine bağlamak için global bir referans yükseklik sisteminin tanımlanması,
- özellikle alçak yörüngeli uyduların hassas yörüngelerinin belirlenmesi,
- cm doğruluklu global bir geoid modelinin oluşturulması,
- kutuplardaki buzul miktarlarının ve değişimlerinin kestirilmesi,
- yerin çekim alanındaki zamansal değişimlerin izlenmesi ve büyüklüklerinin belirlenmesi,
- yeryuvarının geometrik, fiziksel ve jeodinamik parametrelerinin ortaya çıkarılması.

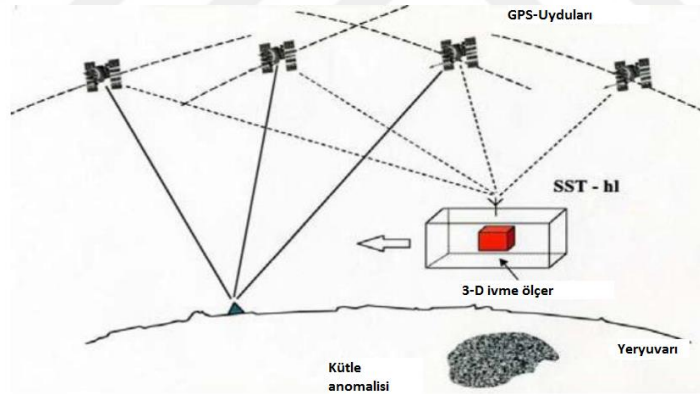
Bu amaçlar doğrultusunda gravite alanı belirleme amaçlı uyduları (CHAMP, GRACE, GOCE) yer gravite alanını üç şekilde belirleyebilir:

1. Alçak yörüngeli uydudan yüksek yörüngeli uyduya izleme ile (Satellite to Satellite Tracking- High to low, SST-hl)

2. Alçak yörüngede bulunan uydular ile uydudan uyduya izleme (Satellite to Satellite Tracking- low to low, SST-II)
3. Uydu gravite gradiometresi ile (Satellite Gravity Gradiometry, SGG)

3.1.1 CHALLENGING Mini-satellite Payload (CHAMP)

CHAMP (CHALLENGING Mini-satellite Payload) uydusu görevine başladığı 2000 yılından görevini tamamladığı 2010 yılına kadar 10 yıl boyunca jeodezik ve jeodinamik amaçlar için yeryuvarına ait gravite alan bilgisi sağlamıştır. CHAMP uydusu SST-hl tekniğine göre çalışmaktadır. Bu tekniğe göre daha yüksek yörüngedeki GPS uyduları ile alçak yörüngede bulunan gravite alanı belirleme amaçlı uydunun yörüngesi hassas bir şekilde belirlenir. Ayrıca uydunun merkezine yerleştirilmiş olan ivme ölçer ile uydunun hızı ve eğimi belirlenerek gravite alanı modellenir. SST-hl tekniği uydunun yörüngesinin belirlenmesini sağlar ve gravite alanının uzun dalga boyu ile ilgili ilgileri verir. Şekil 3.1 ' de SST-hl tekniğinin çalışma prensibi görülmektedir.

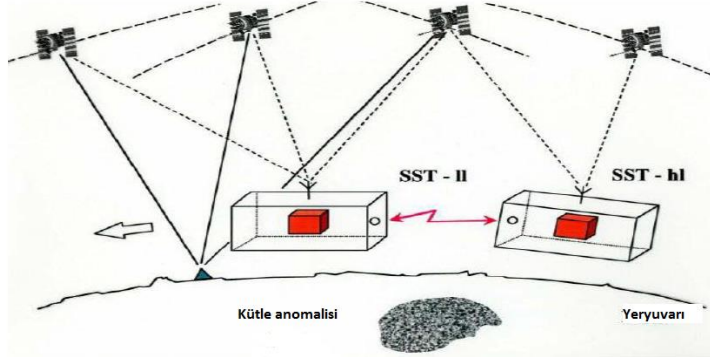


Şekil 3.1 : SST-hl tekniğinin çalışma prensibi (Rummel ve diğ, 2002).

3.1.2 Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE)

GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) uydusu 2002' de yeryuvarı gravite alanını daha hassas bir şekilde modellemek için fırlatılan ikinci uydudur. GRACE uydusu aynı yörüngede aralarında yaklaşık 200 km uzaklık bulunan iki uydudan oluşur. Her iki uydunun ağırlık merkezine yerleştirilmiş ivme ölçerler uydulardaki gravitasyonel olmayan ivmelenmeleri (örneğin, atmosfer sürüklenmesi vb.) ölçer. Böylece sadece gravitasyonel değişimlerin sonucu oluşan ivmelenmeler modellenebilir (Ayan ve Akyılmaz, 2006). GRACE uydusu SST-II tekniğini göre

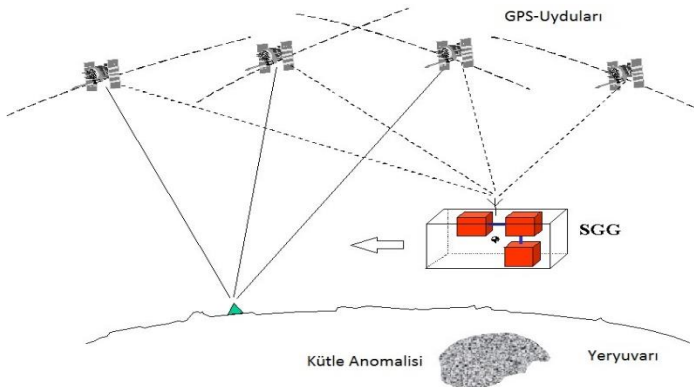
çalışır bu teknikte temel prensip iki alçak yörüngeli uydu arasındaki mesafe farkının ve hız farkının ölçülmesidir. Şekil 3.2’de SST-II tekniğinin ölçme prensibi gösterilmiştir.



Şekil 3.2 : SST-II tekniğinin çalışma prensibi (Rummel ve diğ, 2002).

3.1.3 Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer (GOCE)

GOCE (Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer) uydusu 4 yılı aşan görev süresi boyunca yer garvite alanını modellemek için veri sağlamıştır. Bu veriler sayesinde bir çok GPM oluşturulmuştur (Gruber ve diğ, 2014; ICGEM, 2014; Avşar ve diğ, 2015). Gradyometre içeren ilk uydu olma özelliğine sahiptir. Uydu gradyometresi 3 çift ivme ölçer içermektedir. Gradiometer içerdiğinden dolayı SGG tekniği ile çalışır. SGG tekniğinde gravite ivmelerindeki değişimler gradyometre ile üç boyutta gözlemlenir. Bu tekniğe ek olarak GOCE uydusu SST-hI tekniğini de hassas konum bilgisi için kullanır. Şekil 3.3’ de SGG tekniğinin çalışma prensibi görülmektedir.



Şekil 3.3 : SGG tekniğinin çalışma prensibi (Rummel ve diğ, 2002).

3.2 Global Jeopotansiyel Modeller

Dünya'nın dışındaki uzayda yeryüzünün gerçek yerçekimi potansiyelini yaklaşık olarak hesaplayan matematiksel fonksiyona Global Jeopotansiyel Model denir.

Global jeopotansiyel modeller, spektrumun farklı dalga boylarında yeryuvarının gravite alanını temsil eden bir küresel harmonik katsayılar setidir. Bu katsayılar; uydu yörünge bozulmaları, uydu gravite gradyometresi, uydu altimetresi ve/veya gravimetre verilerinden elde edilmektedir. Diğer bir deyişle GPM' ler yeryuvarı gravite alanını tanımlayan matematiksel bir fonksiyondur.

Yeryuvarının dış çekim alanı ve fonksiyonları (bozucu potansiyel, gravite anomalisi, çekül sapması bileşenleri vb.), GPM'ler kullanılarak küresel harmonik serilerle ifade edilebilir. Buna göre geoit yüksekliği, küresel koordinatları (r, θ, λ) bilinen bir noktada Bruns formülü yardımıyla,

$$N = \frac{GM}{r\gamma} \sum_{n=2}^{n_{max}} \left(\frac{R}{r}\right)^n \sum_{m=0}^n [\Delta\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda] \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \quad (3.1)$$

şeklinde yazılabilir (Hofmann-Wellenhof ve Moritz, 2005). Eşitlikte, GM evrensel çekim sabiti ile yeryuvarının kütlesi çarpımını, kısaca yer merkezli çekim sabitini, γ normal graviteyi, R yeryuvarının ekvatorial yarıçapını, n_{max} açılımın maksimum derecesini, \bar{C}_{nm} ve \bar{S}_{nm} n . derece ve m . sıradaki tam normalleştirilmiş küresel harmonik katsayıları, $\bar{P}_{nm}(\cos \theta)$ ise tam normalleştirilmiş birinci tür bütünleşik Legendre fonksiyonunu temsil eder. $\Delta\bar{C}_{nm}$, gerçek gravite alanının kuşak harmonik katsayılarından ($m=0$), normal gravite alanının katsayılarının çıkarılması ile belirlenir (Avşar ve diğ, 2015).

3.3 GPM' lerin Doğruluklarının Derece Varyans Değerlerine Bağlı Olarak İrdelenmesi

Global jeopotansiyel modellerin doğruluğu, modeli oluşturan küresel harmonik katsayılar $(\bar{C}_{nm}, \bar{S}_{nm})$ ve onların standart sapma değerleri $(\sigma_{C_{nm}}, \sigma_{S_{nm}})$ yardımıyla ifade edilir. Standart sapma değerleri, modeli oluşturan katsayıların en küçük karelerle kollokasyon çözümü ile birlikte elde edilir (Rapp, 1994; Abbak, 2011).

Bir GPM' in nasıl bir performansa sahip olduğunun değerlendirilmesinin bir yolu sinyal derece varyansları ya da hata derece varyanslarına bakmaktır. Sinyal derece

varyansları bir GPM' in farklı bantlardaki içeriğini göstermektedir. Bu amaçla küresel harmonik katsayılar kullanılarak sinyal derece varyansı aşağıdaki gibi hesaplanabilir:

$$C_n^2 = R^2 \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{nm}^2 + \bar{S}_{nm}^2) \quad (3.2)$$

Burada n ve m küresel harmonik katsayılarının derecesi ve sırasıdır, \bar{C}_{nm} ve \bar{S}_{nm} tamamen normalize edilmiş küresel harmonik katsayılarıdır ve R, ortalama yeryuvarı yarıçapıdır. Eşitlik 3.2 'de küresel harmonik katsayılar yerine standart sapmaları kullanılarak hata derece varyansları eşitlik 3.3' de olduğu gibi elde edilir.

$$\sigma_{C_n}^2 = R^2 \sum_{m=0}^n (\sigma_{C_{nm}}^2 + \sigma_{S_{nm}}^2) \quad (3.3)$$

Burada $\sigma_{C_{nm}}$ ve $\sigma_{S_{nm}}$ küresel harmonik katsayıların standart sapmalarıdır (Abbak, 2011).

Sinyal derece varyansı ve hata derece varyansının hesaplanmasındaki amaç küresel harmonik katsayıların derecesi ile sinyalin gücü ve hata miktarı arasındaki ilişkiyi ifade etmektir.

Benzer bir yaklaşımla, yer gravite alanını belirlemeye yönelik görev yapan uyduların (CHAMP, GRACE, GOCE) performansları da sinyal derece varyansları ya da hata derece varyanslarına bakılarak değerlendirilebilir (Tepeköylü ve Üstün, 2008).

Diğer bir deyişle sinyal derece ve hata derece varyansları GPM' in spektral doğrulukları hakkında bilgi vermektedir

3.4 Global Jeopotansiyel Modellerin GPS/Nivelman Verileri İle Doğruluklarının İrdelenmesi

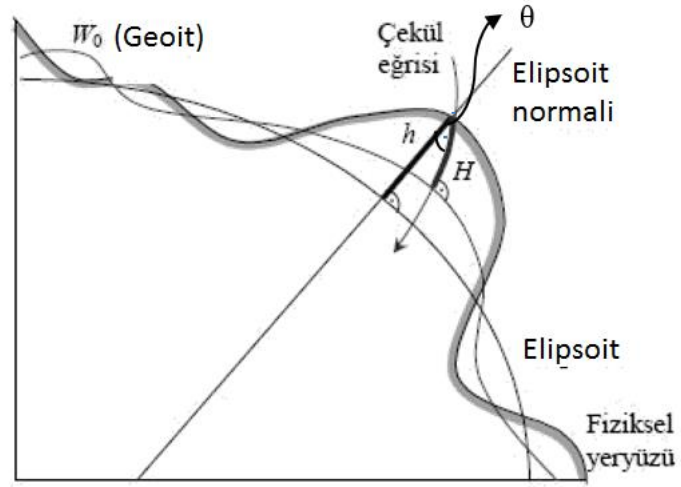
GPM'lerin üretilmesi sürecinde global veri dağılımının yetersiz ve farklı doğruluklarda olması, bu modellerin doğruluklarını sınırlandıran başlıca etkenlerdir. Buna göre GPM'lerden hesaplanacak büyüklüklerin doğruluk seviyeleri bölgeden bölgeye değişmektedir. GPM'lerin doğruluğu, modelin parametre kestirim değerlerinin analizi ya da modelden hesaplanan geoit yüksekliği, gravite anomalisi vb. büyüklüklerin yersel ölçüler ile karşılaştırılması ile belirlenebilir (Abbak, 2011; Tepeköylü ve Üstün, 2008). GPS (Global Positioning System) ölçmelerinden

elipsoidal yükseklikler (h) elde edilebilmektedir. Nivelman ölçmelerinden ise ortometrik yükseklikler (H) elde edildiğinden bu noktadaki geoit yüksekliği (N);

$$N = h - H \quad (3.4)$$

eşitliği ile elde edilebilmektedir.

Ortometrik yüksekliklerin çekül eğrisi boyunca ifade edilmesi ve çekül eğrisinin elipsoit normali üzerine iz düşümünün “ $\cos \theta$ ” çarpanı kadar farklı bir uzunluğa karşılık gelmesi nedeniyle eşitlik 3.4 ile ifade edilen geoit ondülasyonu büyüklüğü yaklaşık bir büyüklüktür. Ancak θ çekül sapmasının en fazla $1'$ büyüklükte olabileceği gözönüne alındığında, bunun hesaba etkisinin milimetre mertebesinde olacağı değerlendirilerek ihmal edilebilir (Fotopoulos, 2003; Avşar ve diğ., 2015).



Şekil 3.4 : Çekül eğrisi ve elipsoit normali ilişkisi

GPM 'lerin performanlarının değerlendirilmesi GPS/nivelman verilerinden elde edilen geoit yükseklikleri ($N^{GPS/Nivelman}$) ile GPM'ler yardımıyla elde edilen geoit yüksekliklerinin (N^{GPM}) (bkz. Eşitlik 3.1) eşitlik 3.5 'de farklarının alınarak karşılaştırılmasıyla yapılır:

$$\Delta N = N^{GPS/Nivelman} - N^{GPM} \quad (3.5)$$

GPM'ler ve GNSS/nivelman ile elde edilen geoit yüksekliklerinin karşılaştırılması ihmal edilmemesi gereken bazı hataları içerir. Bunlar;

- Küresel harmonik açılımların komisyon ve omisyon(atlama) hataları
- Sistematik ve sistematik olmayan ölçme hatalarını
- Datum farklılıklarını ve kayıklıklarından kaynaklı sistematik hatalar
- Nivelman ağındaki distorsiyonlar

olarak sayılabilir. Bu hatalar GPM'lerin değerlendirilmelerini etkilemektedir ve mutlaka dikkate alınmaları gerekir.

Spektral iyileştirme yaklaşımı (Spectral Enhancement Method-SEM) GPM'lerden elde edilen geoit yükseklikleri ile GPS/Nivelman geoit yüksekliklerini olabildiğince spektral anlamda tutarlı ve karşılaştırılabilir hale getirmektedir (Hayden, 2013). Diğer bir deyişle modeller ile GPS/Nivelman verilerini karşılaştırabilmek için spektral iyileştirme yaklaşımı kullanılarak omisyon hatası giderilmelidir. GPS/Nivelman verileri gravite sinyalinin tüm spektrumunu içeriyor olmasına rağmen, global jeopotansiyel modelden üretilen büyüklüğün (Geoit ondülasyonu, gravite anomalisi vb.) modelin maximum açınım derecesi ile kısıtlıdır. Modeller açınım dereceleri itibariyle yer gravite alanının uzun ve orta dalga boylu sinyallerini ifade etmektedirler

Modellerden hesaplanan büyüklükler yersel veriler ile karşılaştırılmadan önce gravite alanı spektrumunun kısa dalga boylu bileşenleri ultra-yüksek çözünürlüklü jeopotansiyel model ve sayısal yükseklik modeli verileri ile tamamlanmalıdır. Spektral İyileştirme Yöntemi (Spectral Enhancement Method - SEM) kullanılarak iyileştirmede yüksek frekanslı bileşenler EGM2008 modelinden elde edilirken 2190 derece/mertebe üzerindeki bileşenler Artık Arazi Modeli (Residual Terrain Model - RTM) ile elde edilmektedir (Işık, 2016).

Bu çalışmada spektral iyileştirme yapılırken EGM 2008 modeli geoit ondülasyonları ve serbest hava gravite anomalilerinin hesabında yüksek derece ve sıradaki terimleri tamamlamak için kullanılmıştır. Gravite alanının çok yüksek frekanslı bileşenleri, GRAVSOF programının TC modülü kullanılarak RTM efekti (RTE) hesaplanarak elde edilmiştir (Tscherning ve diğ, 1992; Işık, 2016).

$$\Delta N = N^{GNSS/Nivelman} - N^{GPM} - N^{EGM} - N^{RTE} \quad (3.6)$$

3.5 Sayısal Uygulama: GPM'lerin Türkiye' de Test Edilmesi

Bu çalışma kapsamında güncel yer gravite alanı belirleme amaçlı uydu verilerinin katkıları ile hesaplanmış ultra-yüksek çözünürlüklü global jeopotansiyel modellerin;

- ✓ EGM 2008 ($n_{\max}=2190$), [A, G, S(Grace)] *
 - ✓ GOCO05c ($n_{\max}=720$), [(see model), A, G, S]
 - ✓ GECO ($n_{\max}=2190$), [EGM2008, S(Goce)]
 - ✓ EIGEN-6C4 ($n_{\max}=2190$), [A, G, S(Goce), S(Grace), S(Lageos)]*
- } 1.Grup

yanısıra, spectral iyileştirme yaklaşımı ile orta çözünürlükte yalnızca uydu verilerinden hesaplanan:

- ✓ GOCO05S ($n_{\max}=280$), [(see model), S]
 - ✓ GGM05S ($n_{\max}=180$), [S(Grace)]*
 - ✓ ITSG-GRACE 2014s ($n_{\max}=200$), [S(Grace)]
 - ✓ GO_CONS_GCF_2_TIM_R5 ($n_{\max}=280$), [S(Goce)]
 - ✓ JYY_GOCE04S($n_{\max}=230$), [S(Goce)]*
- } 2.Grup

modelleri de test edilmiştir.

Test edilen modellere ilişkin detaylı bilgilere Tablo 3.1' de verilen kaynaklardan erişilebilir. Tabloda;

S: Uydu gözlemlerinden elde edilen veriler

G: Gravite verileri

A: Altimetre verileri

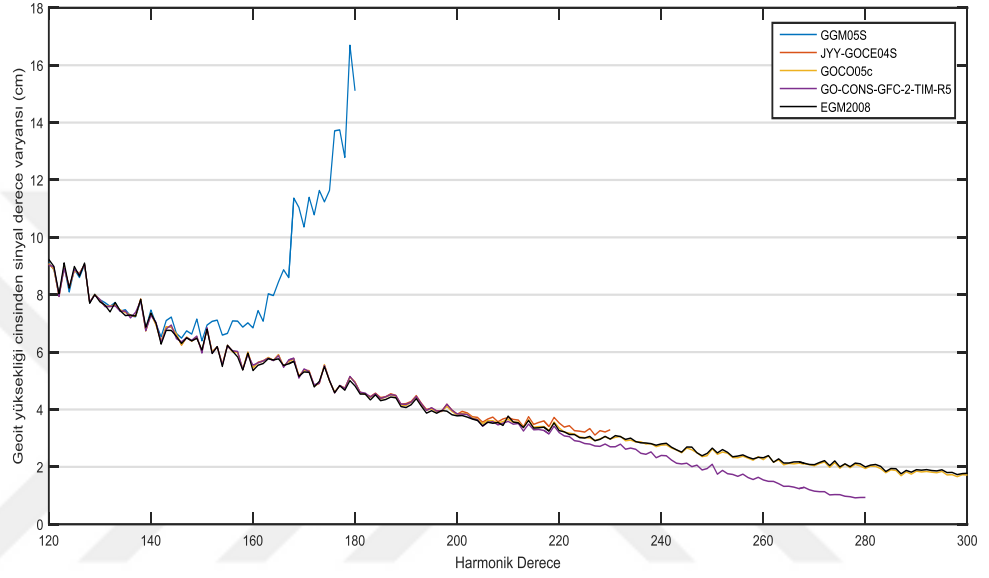
olarak ifade edilmektedir.

Çizelge 3.1: Test edilen modeller ile ilgili bilgiler.

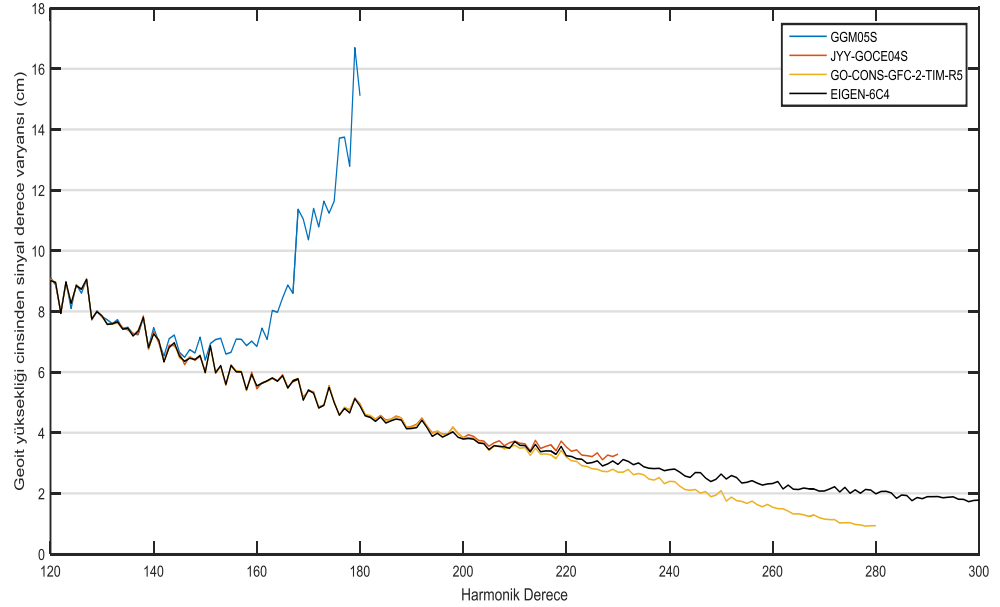
Model	Yıl	n_{max}	Veriler	Referans
GOCO05c	2016	720	A, G, S	Pail ve diğ., 2016
GECO	2015	2190	EGM2008, S(Goce)	Gilardoni ve diğ., 2015
EIGEN-6C4	2014	2190	A, G, S(Goce), S(Grace), S(Lageos)	Förste ve diğ., 2015
EGM 2008	2008	2190	A, G, S(Grace)	Pavlis ve diğ., 2008
GOCO05S	2015	280	(see model), S(Goce)	Mayer – Gürr ve diğ., 2015
GGM05S	2014	180	S(Grace)	Tapley ve diğ.
ITSG-GRACE 2014s	2014	200	S(Grace)	Mayer – Gürr ve diğ., 2014
JYY-GOCE04S	2014	230	S(Goce)	Yi ve diğ., 2013
GO_CONS_ GFC_2_TIM_R5	2014	280	S(Goce)	Brockmann ve diğ., 2014

3.5.1 Global jeopotansiyel modellerin sinyal derece ve hata derece varyansları

Bir GPM' in nasıl bir performansa sahip olduğunun değerlendirilmesinin bir yolu sinyal derece varyansları ya da hata derece varyanslarına bakmaktır. Sinyal derece varyansları bir GPM' in farklı bantlardaki içeriğini göstermektedir. Şekil 3.5 ve Şekil 3.6 'da yüksek ve orta çözünürlüklü modellerin sinyal derece varyans grafikleri görülmektedir.



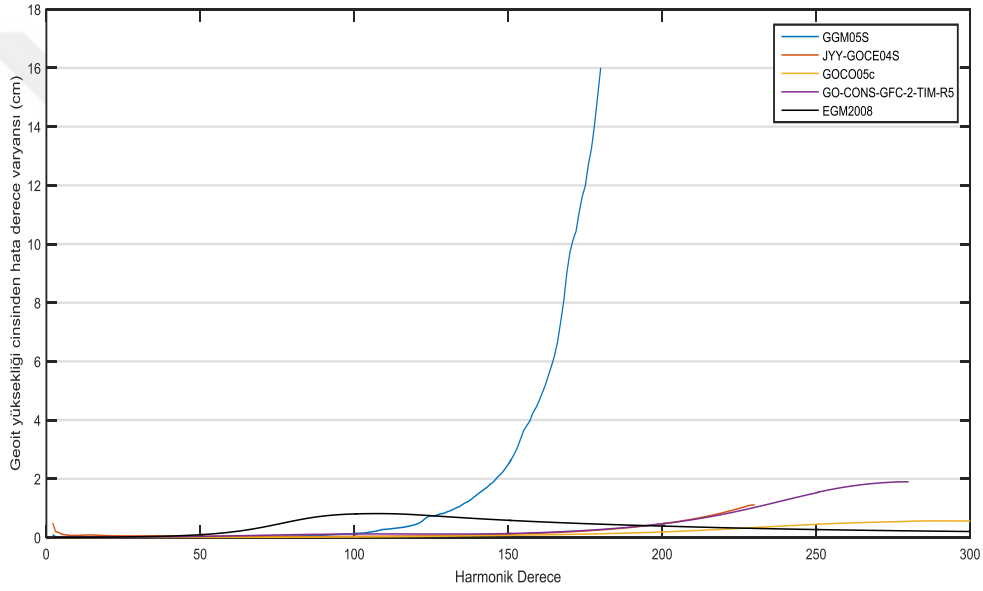
Şekil 3.5 : 5 farklı GPM' in sinyal derece varyansı



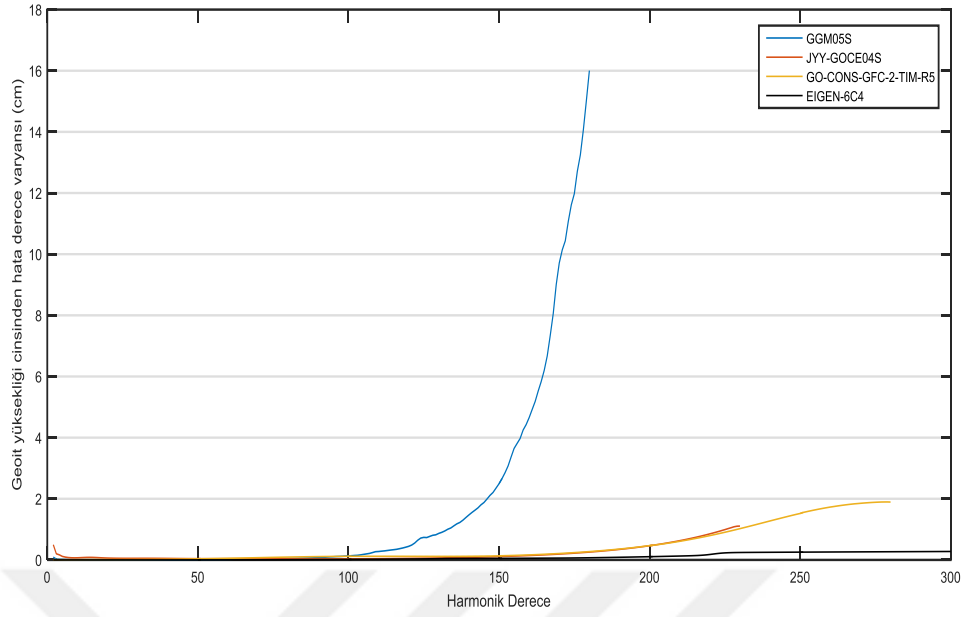
Şekil 3.6 : 4 farklı GPM' in sinyal derece varyansı

Sinyal derece varyansları incelendiğinde GGM05S modelinin 150' inci dereceden sonra diğerlerine göre sinyalinde iyileşme olduğu fakat GOCO05S, JYY_GOCE04S, GO_CONS_GFC_2_TIM_R5(sonraki kısımlarda metinde TİM R5 olarak kısaltılacaktır), GOCO05C, EIGEN_6C4 ve EGM2008 modellerinin ise sinyallerinin gücünü kaybettiği görülmektedir.

Sinyal derece varyansı ve hata derece varyansının hesaplanmasındaki amaç küresel harmonik katsayıların derecesi ile sinyalin gücü ve hata miktarı arasındaki ilişkiyi ifade etmektir. Hata derece varyans grafikleri GPM' ler için Şekil 3.7 ve Şekil 3.8' de gösterilmiştir.



Şekil 3.7 : 5 farklı GPM'in hata derece varyans



Şekil 3.8 : 4 farklı GPM'in Hata derece varyans

Şekil 3.7 ve Şekil 3.8'deki hata derece varyans grafikleri incelendiğinde GGM05S 100' ücnü dereceden sonra hata mikratının arttığı ve bu modelin bu dereceden sonra kullanılmasının doğru olmadığı görülecektir. JYY-GOCE04S ve TIM_R5 modelinin 155 dereceden sonra hata miktarının arttığı optimum derecesinin 155 olduğu görülmektedir. EIGEN_6C4 ve EGM2008 modelleri ise yersel veri içerdiğinden dolayı 0-300 derece arasında sinyallerinin hatası GGM05s' e göre daha düşüktür.

3.5.2 Global jeopotansiyel Modellerin GPS/Nivelman Verileri İle İrdelenmesi

- ✓ Global jeopotansiyel modellerin doğruluklarının GPS/Nivelman verileri ile irdelenmesi amacıyla ultra yüksek çözünürlüklü modeller 81 ve 30 GPS/Nivelman noktasında Graflab programı kullanılarak N_{GPM} elde edilmiş ve bu değerler $N_{GPS/Nivelman}$ ile karşılaştırılmış sonuçlar çizelge 3.2' de verilmiştir. Karesel Ortalama hata değerleri Erol (2007)' un tezindeki 2. 29' eşitliğinde verilen $m = \sqrt{\mu^2 + \sigma^2}$ formülüne dayanarak hesaplanmıştır. Burada μ ortalama değer, σ ise standart sapmadır (Sen ve Srivastava, 1990).

Çizelge 3.2 : Ultra yüksek çözünürlüklü GPM'lerin GPS/Nivelman noktalarında test edilmesi sonucu elde edilen istatistikler($\Delta N = N_{GPS/Nivelman} - N_{GPM}$)(birimler cm'dir)

1.veri seti (81 nokta)	Model	n_{max}	Min	Mak	Ortalama	Standart Sapma	KOH
	GOCO05c	720	-27.4	44.3	6.9	17.9	19.2
GECO	2190	-32.6	44.2	7.2	17.4	18.9	
EIGEN-6C4	2190	-29.4	36.3	5.5	13.6	14.7	
EGM2008	2190	-42.3	52.2	6.8	15.9	17.3	

1.veri seti (30 nokta)	Model	n_{max}	Min	Mak	Ortalama	Standart Sapma	KOH
	GOCO05c	720	-23.4	67.9	5.5	18.4	19.2
GECO	2190	-20.1	88.6	9.4	21.0	23.0	
EIGEN-6C4	2190	-12.3	62.5	8.4	15.9	18.0	
EGM2008	2190	-27.6	62.6	8.1	15.7	17.6	

Çizelge 3.2 incelendiğinde ultra yüksek çözünürlüklü modellerin 81 noktadaki standart sapma değerlerinin daha düşük olduğu görülmektedir. Bunun sebebinin ise 30 noktalı veri setinin nokta doğruluğu ve Türkiye geneli gravite verisinin yetersizliği olduğu düşünülmektedir. 81 noktalı veri seti Marmara Bölgesinde bulunduğundan bu bölgede gravite verisinin daha yoğun olmasına bağlı olarak, bu bölgede modellerin performanslarının daha yüksek olduğu ön görülmüştür.

Ayrıca global jeopotansiyel modellerin doğruluklarının GPS/Nivelman verileri ile irdelenmesi amacıyla yalnızca uydu verilerinden hesaplanan modellerin maksimum dereceleri ve bu modellerin spektral iyileştirme sonucu elde edilen 2190 açınım derecesine sahip modelleri kullanılarak 81 GPS/Nivelman noktasında Graflab programı ile N_{GPM} elde edilmiş ve değerler $N_{GPS/Nivelman}$ ile karşılaştırılmış sonuçlar çizelge 3.3' de verilmiştir.

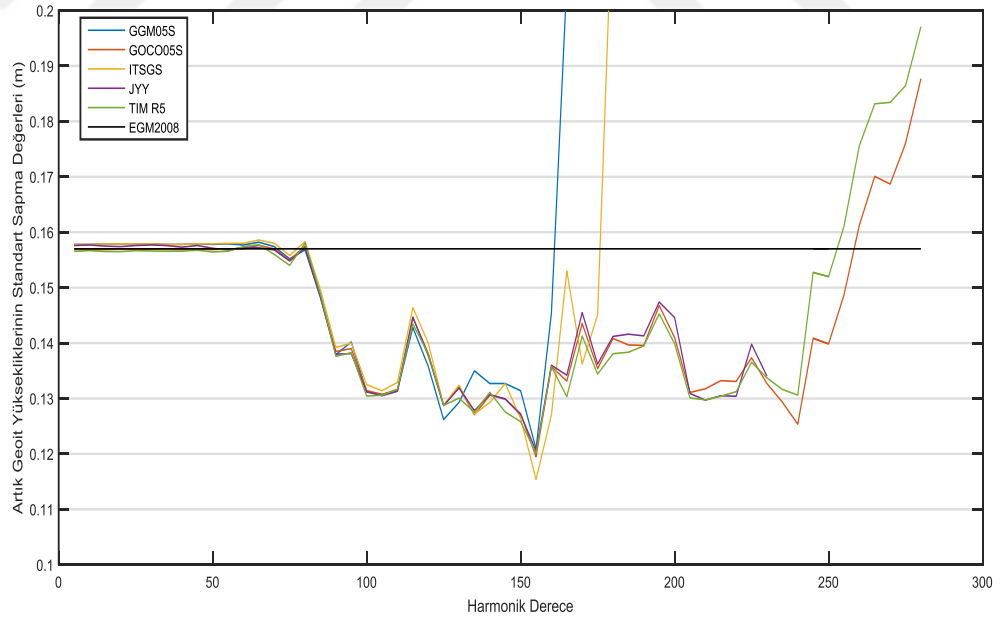
Çizelge 3.3 : Yalnızca uydu verilerinden hesaplanan ve spektral iyileştirme sonucu elde edilen GPM'lerin 81 GPS/Nivelman noktalarında test edilmesi sonucu elde edilen istatistikler($\Delta N = N_{GPS/Nivelman} - N_{GPM}$)(birimler cm'dir).

Model	n_{max}	Min	Mak	Ortalama	Standart Sapma	KOH
GOCO05s	280	-45.7	65.5	10.4	26.3	28.3
GOCO05s	155+	-34.4	33.1	6.1	12.0	13.5
GGM05S	180	-92.6	166.7	30.4	65.9	72.5

Çizelge 3.3 (devam) : Yalnızca uydu verilerinden hesaplanan ve spektral iyileştirme sonucu elde edilen GPM'lerin 81 GPS/Nivelman noktalarında test edilmesi sonucu elde edilen istatistikler($\Delta N = N_{GPS/Nivelman} - N_{GPM}$)(birimler cm'dir).

Model	n_{max}	Min	Mak	Ortalama	Standart Sapma	KOH
GGM05S	155+	-42.4	31.9	4.1	11.8	12.5
ITSG-Grace2014s	200	-	177.2	-0.4	77.5	77.6
ITSG-Grace2014s	155+	-64.2	2.2	-21.2	10.5	23.6
JYY_GOCE04S	230	-59.1	80.7	10.6	33.6	35.2
JYY_GOCE04S	155+	-34.4	32.0	5.9	12.1	13.5
GO_CONS_TIM_R5	280	-49.2	68.5	9.5	27.3	28.9
GO_CONS_TIM_R5	155+	-35.3	32.5	5.5	12.1	13.3

Çizelge 3.3 incelendiğinden spektral iyileştirme sonucu elde edilen modellerin daha yüksek doğrulukta olduğu görülecektir. Şekil 3.9' da ise yalnızca uydu verilerinden hesaplanan modeller EGM 2008 modeli referans alınarak artık geoit yükseklikleri karşılaştırılmıştır.



Şekil 3.9 : Artık geoit yüksekliğinin standar sapma değerleri

Şeki 3.9 ile gösterilen siyah çizgi ile gösterilen EGM 2008 'n maksimum derecesinde 81 TUTGA noktasında hesaplanan artık geoit yüksekliklerinin standart sapmasının ifade etmekte olup performansı değerlendirilen modeller için eşik

değerdir. GGM05S ve ITSG modelleri 100-160 derece arasında EGM 2008'den daha iyi performans göstermektedir. Optimum dereceleri olan 155'ten sonra iki modelin de standart sapmaları ani bir şekilde yükselmektedir. TIM_R5 ve GOCO05S modelleri yaklaşık 100- 250 dereceleri arasında EGM 2008'den daha iyi performans göstermektedir. Bu modellerin performansı 240' inci dereceden sonra düşmektedir. JYY_GOCE04S modeli için ise 100' den sonra EGM eşğini geçmekte olup maksimum derecesine kadar EGM'den daha iyi sonuç vermektedir.



4. GLOBAL JEOPOTANSİYEL MODELLERİN SIFIRINCI ve BİRİNCİ DERECE TERİMLERİNİN İRDELENMESİ

Önceki bölümlerde ayrıntılı biçimde ifade edildiği şekilde Dünyanın yerçekimi potansiyeli (V) sonsuz bir dizi küresel harmonik ile ifade edilebilir. GPM katsayıları şeklinde sunulan modeller uydu ve yersel gözlemlerden elde edilmektedir. Yeryuvarının tamamında homojen dağılmış yoğun ve sık gravite verisinin mevcut olmaması nedeniyle GPM ler belirli bir dereceye kadar açınımına sahiptirler.

Eşitlik 2.4' teki küresel harmonik açınımına dayanarak bir GPM den hesaplanan gravite potansiyeli W_{GPM} olarak ifade edilirse, normal elipsoidin gravite potansiyeli U_E olarak ifade edilmektedir.

Bir noktadaki GPM den hesaplanan gravite potansiyeli ile normal elipsoidin gravite potansiyeli arasındaki fark ($W_{GPM} - U_E$) bozucu potansiyel (T_{GPM}) olarak ifade edilmektedir (Venicek ve diğ., 1987):

$$T_{GPM} = \frac{GM_{GPM} - GM_E}{r} \dots + \frac{GM_{GPM}}{r} \sum_{n=2}^{n_{max}} \left(\frac{a_G}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n [\Delta \bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda] \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \quad (4.1)$$

Eşitliğin sağ tarafındaki ilk terim bozucu potansiyeldeki sıfır dereceli terimdir. Bu terim GPM' in ifade ettiği yeryuvarı kütlesi ile normal elipsoidin kütleleri arasındaki farkı ifade etmektedir.

Fiziksel jeodezinin sınır değer probleminin formülasyonuna göre gravimetrik olarak belirlenmiş geoitte sıfır ve birinci derece terimler ihmal edilebilir. Günümüzde uydulara dayalı konumlama tekniklerinin özellikle de GPS' in yaygın olarak kullanılması ile yükseklik kontrolü için bu terimler dikkate alınabilir.

Yeryuvarının kütlesi tam olarak bilinmediği gibi normal elipsoidin merkezinin yeryuvarının merkezine göre konumu da tam olarak bilinmemektedir. Bu yüzden çeşitli geometrik yorumlar kullanılarak yer gravite alanının sıfır ve birinci derece terimleri kestirilmektedir (Heiskanen ve Moritz, 1967).

4.1 Global Jeopotansiyel Modellerde Sıfıncı Derece Teriminin İrdelenmesi

Bozucu potansiyel Bruns eşitliğine göre pratikte geoid yüksekliği olarak ifade edilebilmektedir. Bu yükseklik elipsoit normal boyunca geoid ve elipsoit arasında kalan mesafedir. Elipsoit ile geoid ile arasındaki potansiyel farkını hesaplayan genelleştirilmiş Bruns formülü (Heiskanen ve Moritz, 1967) kullanıldığında geoid yüksekliği (N);

$$N = \frac{T_{GPM} - W_o - U}{\gamma} \quad (4.2)$$

olarak verilmektedir. Burada W_o geoid yüzeyindeki gravite potansiyeli, U elipsoit yüzeyindeki normal gravite potansiyeli, γ ise elipsoit yüzeyindeki normal gravite değeridir.

Sıfıncı derece terimi içeren geoid yüksekliği jeopotansiyel katsayılar ile ifade edildiğinde:

$$N = \frac{GM_{GPM} - GM_E}{r\gamma} - \frac{W_o - U}{\gamma} \dots \quad (4.3)$$
$$+ \frac{GM_{GPM}}{r\gamma} \sum_{n=2}^{n_{max}} \left(\frac{a_G}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n [\Delta \bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{S}_{nm} \sin m\lambda] \bar{P}_{nm}(\cos \theta)$$

olmaktadır. Bu yüzden sıfıncı derece geoid yüksekliği:

$$N_0 = \frac{GM_{GPM} - GM_E}{r\gamma} - \frac{W_o - U}{\gamma} \quad (4.4)$$

olmaktadır. Buradaki GM_{GPM} ve GM_E sabitleri GPM' den ve referans elipsoidinden elde edilmektedir. Böylelikle eşitlik 4.4' deki ilk terim kolaylıkla belirlenebilmektedir. İkinci terim ise indirgenmelidir. Basitçe yazdığımızda eşitlik 4.4:

$$N_0 = \delta(GM) - \delta W \quad (4.5)$$

δW terimi GPM ile ifade edilen geoidin gravite potansiyeli ile referans elipsoidin normal potansiyeli arasındaki farkı ifade eder ve bu terim $\delta(GM)$ ' yi de içermektedir. Buna dayalı olarak iki yeryüvarı modelli arasındaki kütle farkının belirgin olması beklenir. δW değeri ekvator da 0.0042 m, kutuplarda ise 0.0076 m olduğundan ihmal edilebilecek kadar küçüktür. Böylelikle eşitlik 4.4' te verilen sıfıncı derece geoid yüksekliği yaklaşık olarak:

$$N_0 \approx \frac{GM_{GPM} - GM_E}{r\gamma} \quad (4.6)$$

eşitliği ile tahmin hesaplanabilmektedir. Bununla birlikte, bu yöntemle tahmin edilen sıfıncı derece terim her modelde geoidin kütesinin doğruluğuna bağlı olarak bir değer alacaktır.

Sıfır dereceli terim geoidin yerin merkezine göre olan sapmasını göstermektedir. Fakat bu sapma geoid yükseklik farklarını etkilememektedir.

4.2 Global Jeopotansiyel Modelin Birinci Dereceli Teriminin İrdelenmesi

Global jeopotansiyel modelin harmonik açılım ifadesinde birinci dereceli terim, yeryuvarının merkezi ile elipsoidin merkezi arasındaki kayıklığı ifade eder. ΔX , ΔY ve ΔZ yer kütle merkezinin koordinatları olsun. Elipsoit üzerindeki jeodezik enlem (ϕ) ve boylamı (λ) ile birinci dereceli terimin geoid yüksekliği;

$$N_1 = \Delta X \cos \phi \cos \lambda + \Delta Y \cos \phi \sin \lambda + \Delta Z \sin \phi = N_g - N_h + N_o \quad (4.7)$$

ile elde edilmektedir (Heiskanen and Moritz, 1967; Rapp and Rummel 1976; Kirby ve Featherstone, 1997). Burada N_o sıfıncı dereceli terim, N_g gravimetrik olarak elde edilen geoid yüksekliği ve N_h ise geometrik olarak tahmin edilen geoid yüksekliğidir. N_h GPS den elde edilen elipsoidal yükseklik (h) ve nivelmandan elde edilen ortometrik yükseklik farkından elde edilmektedir.

$$N_h = h_{GPS} - H_{Nivelman} \quad (4.8)$$

(ϕ, λ, N_h) bir dizi gözlem ve N_g ise bir GPM maximum açılım derecesi ile elde edilirse, bilinmeyenler (ΔX , ΔY , ΔZ ve N_o) en küçük kareler teknikleri ile hesaplanabilir.

Birinci dereceden küresel harmonik katsayının gerekçesi geoidin merkezi ile normal elipsoidin merkezinin çakışık olmaması olduğundan dolayı, gravite merkezinin hesaplanan (ΔX , ΔY , ΔZ) koordinatlarından hareketle birinci derece ve sıradan katsayılar (dönen cismin mekaniği teorisi gereğince) hesaplanabilmektedir:

$$\Delta X = \frac{1}{M} \iiint xdM \quad \Delta Y = \frac{1}{M} \iiint ydM \quad \Delta Z = \frac{1}{M} \iiint zdM \quad (4.9)$$

burada (x, y, z) elipsoidal sistemdeki kartezyen koordinatlarıdır. Ayrıca Küresel harmonik analiz normalleştirilmemiş harmonik katsayılarını vermektedir (Heiskanen and Moritz, 1967):

$$A_{10} = G \iiint xdM \quad A_{11} = G \iiint ydM \quad B_{11} = G \iiint zdM \quad (4.10)$$

Normalleştirilmemiş harmonik katsayılar ile eşitlik 4.3 deki normalleştirilmiş katsayılar arasındaki ilişki:

$$\bar{C}_{10} = \frac{A_{10}}{GM_a \sqrt{3}} \quad \bar{C}_{11} = \frac{A_{11}}{GM_a \sqrt{3}} \quad \bar{S}_{11} = \frac{B_{11}}{GM_a \sqrt{3}} \quad (4.11)$$

şeklinde. Denklemler 4.9 ve 4.10 ile yerin kütle merkezi ile referans elipsoidinin merkezinin(oriijini) çakışık olması durumunda potansiyelin küresel harmonik açılımında birinci dereceli terim olmayacağı ifade edilmiştir

Böylelikle, eşitlik 4.9, 4.10, 4.11'deki terimler gibi birinci dereceli terimin tam normalize edilmiş küresel harmonik katsayıları şu şekilde ifade edilebilirler:

$$\bar{C}_{10}^{GPM} = \frac{\Delta Z}{GM_a \sqrt{3}} \quad \bar{C}_{11}^{GPM} = \frac{\Delta X}{GM_a \sqrt{3}} \quad \bar{S}_{11}^{GPM} = \frac{\Delta Y}{GM_a \sqrt{3}} \quad (4.12)$$

Bu yüzden eşitlik 4.7' deki geometrik yaklaşım kullanılarak birinci derece ve sıradaki küresel harmonik katsayılar da olduğu gibi geoitteki sıfır ve birinci dereceli terim tahmin edilebilmektedir.

Stokes' un genel eşitliğinde Geoit ondülasyonu, yerçekimi alanının sıfıncı ve birinci derece terimleri hakkında herhangi bir bilgi içermemektedir. Sıfıncı dereceden terim Dünya'nın kütlesi ile ilgili bir sabittir, geoit ondülasyonundaki birinci dereceli terim ise yer gravite merkezinin referans elipsoidinden sapmasını ifade eder (Kirby ve Featherstone, 1997).

4.3 Sayısal Uygulama: Global Jeopotansiyel Modeller için Sıfırncı Derece Terimlerin Hesabı

1. GECO ve TIM_R5 modelleri kullanılarak ortalama yer elipsoidi ile GRS 80 elipsoidinin geoid ondülasyonları ve gravite anomalileri cinsinden sıfırncı dereceli terim aşağıdaki çizelgelerde verildiği hesaplanmıştır. Sıfır dereceli terim hesabı yapılırken ICGEM hesap servisi kullanılmış, teorik değer ayrıca hesaplanmıştır.

Çizelge 4.1 : GECO modeli(81 nokta) kullanılarak hesaplanan sıfır dereceli terimin geoid ondülasyonlarında ve gravite anomalilerindeki değeri

	N_0 (cm)	Δg (mgal)
Minimum	-94.2	0.134
Maksimum	- 94.6	0.160
Standart Sapma	± 0.09	± 0.004
KOH(RMS)	± 94.4	± 0.145

Çizelge 4.2 :GECO modeli(30 nokta) kullanılarak hesaplanan sıfır dereceli terimin geoid ondülasyonlarında ve gravite anomalilerindeki değeri

	N_0 (cm)	Δg (mgal)
Minimum	-93.8	0.126
Maksimum	- 94.6	0.158
Standart Sapma	± 0.01	± 0.006
KOH(RMS)	± 94.3	± 0.144

Çizelge 4.3 : TIM_R5 modeli(81 nokta) kullanılarak hesaplanan sıfır dereceli terimin geoid ondülasyonlarında ve gravite anomalilerindeki değeri(GRS 80 ile ortalama yer elipsoidi arasındaki fark)

	N_0 (cm)	Δg (mgal)
Minimum	-93.7	0.144
Maksimum	-93.7	0.146
Standart Sapma	± 0.00	± 0.000
KOH(RMS)	± 93.7	± 0.145

Çizelge 4.4 : TIM_R5 modeli(30 nokta) kullanılarak hesaplanan sıfır dereceli terimin geoid ondülasyonlarında ve gravite anomalilerindeki değeri(GRS 80 ile ortalama yer elipsoidi arasındaki fark)

	N_0 (cm)	Δg (mgal)
Minimum	-93.7	0.144
Maksimum	-93.7	0.146

Çizelge 4.4 (devam) : TIM_R5 modeli(30 nokta) kullanılarak hesaplanan sıfır dereceli terimin geoit ondülasyonlarında ve gravite anomalilerindeki değeri(GRS 80 ile ortalama yer elipsoidi arasındaki fark)

	N_0 (cm)	Δg (mgal)
Standart Sapma	± 0.00	± 0.000
KOH(RMS)	± 93.7	± 0.145

2. 1. adımda hesaplanan farklar $N_0 \approx \frac{GM_{GPM} - GM_E}{r\gamma} = -93.5$ teorik değeri ile

Çizelge 4.5 ve Çizelge 4.6 verildiği gibi karşılaştırılmış uyumlu olup olmadığı irdelenmeye çalışılmıştır.

Çizelge 4.5 : GECO modeli kullanılarak teorik ve hesaplanan N_0 arasındaki fark (iki test veri grubu sonuçları)

	DN_0 (cm)	DN_0 (cm)
Minimum	-0.01	-0.01
Maksimum	-0.05	-0.00
Standart Sapma	± 0.00	± 0.00
KOH(RMS)	± 0.01	± 0.01

Çizelge 4.6 : TIM_R5 modeli kullanılarak teorik ve hesaplanan N_0 arasındaki fark (iki test veri grubu sonuçları)

	DN_0 (cm)	DN_0 (cm)
Minimum	-0.00	-0.00
Maksimum	-0.00	-0.00
Standart Sapma	± 0.00	± 0.00
KOH(RMS)	± 0.00	± 0.00

3. GECO modeli kullanılarak ortalama yer elipsoidi ile WGS 84 elipsoidinin geoit ondülasyonları sıfıncı dereceli terim Çizelge 4.7' de verildiği hesaplanmıştır.

Çizelge 4.7 : GECO ve TIM_R5 (81 nokta) kullanılarak hesaplanan geoit ondülasyonlarında sıfır dereceli terim

	N_0 (cm)(GECO)	N_0 (cm)(GO_CONS)
Minimum	-40.8	-40.7
Maksimum	- 41.9	- 41.3
StandartSapma	± 0.32	± 0.17
KOH(RMS)	± 41.41	± 40.97

GECO ve GO_CONS_GCF_2_TIM_R5 modelleri kullanılarak hesaplanan ortalama yer elisoidi ve GRS 80 elipsoidi arasındaki farkın yaklaşık 93 cm olduğu , ortalama

yer elipsoidi ve WGS 84 arasındaki farkın ise yaklaşık 41 cm olduğu gözlemlenebilmektedir. Bu değerlerin hesaplanan teorik değerden sapma göstermediği ve uyum içinde olduğu çizelgelerde de görülmüştür. Ayrıca her iki elipsoid için gravite anomalilerindeki değişim göz önünde bulundurulmayacak kadar küçüktür.





5. KALICI GELGİT ve GELGİT SİSTEMLERİ

5.1 Temel Tanımlar

Bazı jeodezik parametreler gelgit değişimlerinden etkilenir. Gözlemler ile doğrudan erişilebilen Dünya'nın çevresindeki yerçekimi potansiyeli Ay'ın, Güneş'in ve diğer gezegenlerin gelgit çekimi potansiyelleri ile Dünya'nın kendi çekim potansiyelinin bileşkesinden oluşmaktadır. Gelgit potansiyeli kalıcı ve periyodik (zamana bağlı) etkilerden oluşmaktadır. Benzer şekilde bir bölgedeki konum gözlemleri gelgit etkisinin neden olduğu katı yer deformasyonlarından etkilenmektedir. Bu etkilerde kalıcı ve periyodik olmak üzere iki bileşene sahiptir (Petit ve Luzum, 2010).

Geoitte güneşin ve ayın yeryüzünde neden olduğu kalıcı deformasyonlardan etkilenir (Hughes ve Bingham, 2008). Bu kalıcı deformasyonları diğer bir deyişle kalıcı gelgit etkilerini 3 farklı sistemde tanımlamak mümkündür.

Gel-gitten bağımsız (Tide-free, TF) sistemi: Bu sistemde oluşturulan geoit modelinde Güneş'in ve Ay'ın doğrudan ve dolaylı tüm etkileri kaldırılır. Eşitlik 5.1'de herhangi bir anda hesaplanan geoidin anlık gravite potansiyeli, eşitlik 5.2' de ise bu potansiyelin bağımsız gelgit sisteminde ifadesi yer almaktadır:

- Ölçülen geoit (anlık geoit) (t epoğunda):

$$W = W_0 = V_{\text{çekim}} + \Phi_{\text{merkezkaç}} + V_{\text{gelgit}}^{\text{kalıcı}} + V_{\text{gelgit}}^{\text{periyodik}} + V_{\text{deformasyon}}^{\text{kalıcı}} + V_{\text{deformasyon}}^{\text{periyodik}} \quad (5.1)$$

- Gel-gitten bağımsız (tide-free) geoit

$$W = W_0 = V_{\text{çekim}} + V_{\text{merkezkaç}} \quad (5.2)$$

Sıfır gel-git (Zero-tide, ZT) sistemi: Bu sistemle oluşturulan geoit modelinde Güneş'in ve Ay'ın doğrudan etkileri kaldırılır fakat yeryüzünün elastik deformasyonu ile ilgili dolaylı etkiler bırakılır.

- Sıfır gel-git (zero-tide) geoit (Jeodezi/Jeodinamik):

$$W = W_0 = V_{\text{çekim}} + \Phi_{\text{merkezkaç}} + V_{\text{deformasyon}}^{\text{kalıcı}} \quad (5.3)$$

Ortama gel-git (Mean-tide, MT) sistemi: Bu sistemde kalıcı gelgit etkisi kaldırılmaz (Albertella ve Rummel, 2009).

- Ortalama (mean) geoid (oşinografi) (\approx Ortalama okyanus yüzeyi):

$$W = W_0 = V_{\text{çekim}} + \Phi_{\text{merkezkaç}} + V_{\text{tidal}}^{\text{kalıcı}} + V_{\text{deformasyon}}^{\text{kalıcı}} \quad (5.4)$$

Pratikte kullanılan bu üç sistemde bir gelgit sisteminden diğer sisteme geoidin şekli değişiyorken, gravite potansiyeli bir sistemden diğerine (W_0) değişmez (IAG, 1995). Yani her üç sistemde ortalama deniz yüzeyine en iyi uyan yüzey değişir fakat bu yüzeyin gravite potansiyeli değişmez.

Potansiyel alan ve normal potansiyel alanı, üç farklı kalıcı gelgit sistemi altında tanımlamak mümkündür. Fakat genelleştirilmiş Bruns formülünden geoid ondülasyonu hesaplamak için Potansiyel alan ve normal potansiyel alanı aynı kalıcı gelgit sisteminde tanımlamak gerekir. Neyse ki bu oldukça pratik bir şekilde gerçekleştirilebilir. Kalıcı gelgit sistemi değiştirmenin etkisi yalnızca $C_{2,0}$ teriminde görülür. Bu hem potansiyel alan ($C_{2,0}$) hem de normal potansiyel alan ($C^*_{2,0}$) için geçerlidir. $C_{2,0}$ terimindeki değişim $C^*_{2,0}$ daki değişim ile aynıdır; yani, gelgit sistemleri arasında geoidin şeklindeki değişim ile elipsoidin şeklindeki değişim aynıdır. Bruns eşitliğinden görülecektir ki üç kalıcı gelgit sisteminde hesaplanan geoid ondülasyonlarında kullanılan formüller açısından bir farklılık yoktur. Gelgit sistemleri arasında geoid ondülasyonlarının dönüşümü yapılırken kullanılan formüller de farklılıklar görülmektedir (Lemoine ve diğ., 1998; Rapp, 1989). Bir sistemden diğer sisteme geoid ondülasyonları net bir şekilde değişmektedir fakat bu değişim yalnızca değişmeyen bir elipsoide kıyasla geoidin şeklindeki geometrik değişimi anlamına gelir (Smith, 1998).

İki farklı gelgit sisteminde olan çekim potansiyellerinin aynı gelgit sistemine getirmek için çekim potansiyeli hesabında kullanılan küresel harmonik katsayının $C_{2,0}$ değişmesi gerekir. İkinci dereceden zonal harmonik katsayıları cinsinden gelgit sistemleri arasındaki ilişki aşağıdaki şekilde ifade edilebilir:

$$\begin{aligned}\bar{C}_{2,0}^{(MT)} - \bar{C}_{2,0}^{(ZT)} &= 1 \times \frac{(-0.198m)r^3\gamma}{a^2GM\sqrt{5}} = -1.39 \times 10^{-8} \\ \bar{C}_{2,0}^{(ZT)} - \bar{C}_{2,0}^{(TF)} &= k \times \frac{(-0.198m)r^3\gamma}{a^2GM\sqrt{5}} = k \times (-1.39 \times 10^{-8})\end{aligned}\quad (5.5)$$

Burada k Love sayısıdır.

Ayrıca her sistemde geoit çeşidine karşılık gelen bir elipsoit vardır. Bunlar gel-gitten (TF) bağımsız elipsoit, ortalama gel-git (MT) elipsoit and sıfır gel-git (ZT) elipsoididir. Üç sistemde de elipsoit parametreleri farklıdır. Her üç sistemde elipsoidler farklı olduğu gibi geoit ondülasyonları da farklı olacaktır. Bir sistemden diğerine geoit ondülasyonları dönüştürme denklemleri (Fecher, 2008; Albertella ve Rummel, 2009):

$$\begin{aligned}N_{MT} - N_{ZT} &= 9.9 - 29.6 \sin^2\varphi \text{ [cm]} \\ N_{ZT} - N_{TF} &= k(9.9 - 29.6 \sin^2\varphi) \text{ [cm]} \\ N_{MT} - N_{TF} &= (1 + k)(9.9 - 29.6 \sin^2\varphi) \text{ [cm]}\end{aligned}\quad (5.6)$$

şeklinde olmaktadır. Burada k Love sayısıdır ve bu sayı dünyanın kalıcı deformasyonu için tam olarak bilinmemektedir. Yalnızca tahmin edilmektedir. Bu değer tam olarak bilinmeyişi gel-gitten bağımsız sistemi geleneksel hale getirmiştir. Örneğin love değeri EGM 96(Earth Gravitational Model 1996) jeopotansiyel modeli için $k=0,3$ olarak kabul edilmiştir (Albertella ve Rummel, 2009).

Ayrıca bir sistemden diğerine ortometrik yükseklik dönüşüm denklemleri ise:

$$\begin{aligned}H^{ZT} &= H^{MT} + (0.099 - 0.296 \sin^2\varphi) \text{ m} \\ H^{TF} &= H^{MT} - 0.68(0.099 - 0.296 \sin^2\varphi) \text{ m}\end{aligned}\quad (5.7)$$

olarak verilmektedir (Tocho ve Vergos, 2015; Kotsakis ve diğ, 2011). Burada φ jeodezik enlemdir.

5.2 Sayısal Uygulamalar

5.2.1 Gel-git etkisinin geoit ondülasyonlarında test edilmesi

EIGEN-6C4 ve EGM 2008 (Earth Gravitational Model 2008) modelleri kullanılarak 81 TUTGA noktalarında inverse distance weighting yöntemine göre 3 farklı gelgit sisteminde hesaplanan geoit ondülasyonları arasındaki fark Çizelge 5. 1' de görüleceği gibi santimetre (cm) mertebesindedir.

Çizelge 5.1 : Geoit ondülasyonlarında (N) gel-git etkisi.

EIGEN-6C4	TF-MT(cm)	TF-TZ(cm)	MT-TZ(cm)
Minimum	2.3	0.5	1.8
Maksimum	3.9	0.9	3.0
Standart Sapma	± 0.4	± 0.1	± 0.3
RMS	± 3.2	± 0.7	± 2.5
EGM 2008	TF-MT(cm)	TF-TZ(cm)	MT-TZ(cm)
Minimum	2.2	0.5	1.7
Maksimum	3.9	0.9	3.0
Standart Sapma	± 0.4	± 0.1	± 0.3
RMS	± 3.2	± 0.7	± 2.5

5.2.2 Gel-git etkisinin ortometrik yüksekliklere etkisinin test edilmesi

Ortometrik yüksekliklerde gelgit etkisinin görülebilmesi amacıyla 81 ve 30 TUTGA noktasında 3 farklı gelgit sistemindeki ortometrik yükseklikler çizelge 5.2' de verildiği gibi karşılaştırılmıştır. Bir sistemden diğerine ortometrik yüksekliklerdeki farkın cm mertebesinde olduğu gözlemlenmektedir.

Çizelge 5.2 : Ortometrik yüksekliklerde (H) gel-git etkisi.

81 Nokta	TF-MT(cm)	TF-TZ(cm)	MT-TZ(cm)
Minimum	1.2	3.0	1.8
Maximum	2.1	5.2	3.1
Standart Sapma	± 0.2	± 0.6	± 0.3
RMS	± 1.7	± 4.2	± 2.5
30 Nokta	TF-MT(cm)	TF-TZ(cm)	MT-TZ(cm)
Minimum	0.4	0.9	0.5
Maximum	2.1	5.2	3.1
Standart Sapma	± 0.6	± 1.4	± 0.8
RMS	± 1.4	± 3.5	± 2.1

Geoit ondülasyonlarında gelgit etkisi EIGEN-6C4 ve EGM 2008 modelleri için bir gel-git sisteminden diğetine minimum 0.5 maksimum 3.9 cm değışim gösterdiğı gözlemlenmektedir. Ortometrik yüksekliklerde ise gelgit etkisi 81 noktada minimum 1.2 cm maksimum 5.2 cm olduğı gözlemlenmiştir.

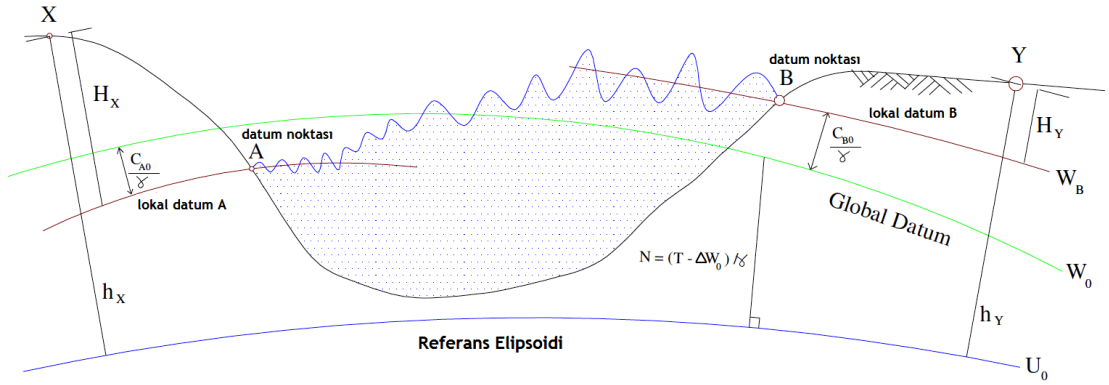
Bir gel-git sisteminden diğetine cm mertebesinde bir değışim olması özellikle geoit modellemede 1 cm doğruluk hedefleniyorsa mutlaka dikkate alınması gereken bir değerdir.





6. BÖLGESEL DÜŞEY DATUMUN GLOBAL DATUM İLE İLİŞKİLENDİRİLMESİ

Günümüzde çok sayıda bölgesel yükseklik sistemi bulunmaktadır. Bunun sebebi her yükseklik sisteminin mareograf istasyonlarında ölçülen ortalama deniz seviyesini (ODY) referans alınmasıdır. Mareograf istasyonlarında ortalama deniz yüzeyi gelgit, atmosfer basıncı, rüzgar gibi geçici nedenlerle kısa süreli iklim etkisi gibi kalıcı nedenlerden dolayı değişiklik göstermektedir. Bu nedenlerden dolayı mareograf istasyonlarındaki ortalama deniz yüzeyi geoit ile çakışmaz. Her bir bölgenin düşey datumu mareograf istasyonlarındaki ODY' ne referans alındığı için global datumdan (geoitten) farklılık göstermektedir (Şekil 6.1). Türkiye düşey datumu olan Türkiye Ulusal Düşey Kontrol Ağı (TUDKA) mareograf istasyonlarındaki ODY başlangıç yüzeyi alınarak oluşturulduğu için global datumdan farklılık göstermektedir.



Şekil 6.1 : Global datum ve local datum ilişkisi (M. Paringit ve E. Paringit, 2015).

Global düşey datum diğer bir adıyla geoit tüm kıtalar ve okyanuslar için ortak bir referans yüzeyidir. Local düşey datumları birleştirmek için öncelikle global bir düşey datum belirlemek gerekir. Global bir düşey datum belirlemenin ilk adımı da genel bir geoit modelinin belirlenmesidir. Uydu bazlı jeodezik tekniklerin gelişmesi ile bölgesel düşey datumların global bir yükseklik sistemi altında birleştirilmesi oldukça kolaylaşmıştır. Gravite alanı belirleme amaçlı uydularından özellikle ESA'nın geliştirdiği GOCE uydusu yükseklik sistemleri arasındaki potansiyel farkları doğrudan sağlayarak yükseklik sistemlerinin birleştirilmesine olanak sağlamıştır

(Gerlach ve Rummel 2013). GOCE uydusunun datum birleştirmede kullanılmasının en temel nedeni doğru bir global geoidin hesaplanmasını olanaklı kılmasıdır ve böylelikle prezisyonlu bir yükseklik sistemi birleştirmesine olanak sağlamaktadır (Rummel 2001). Bu bölümde Türkiye için sıfır yükseklik potansiyeli (\hat{W}_0) hesaplamaları anlatılacak ve lokal düşey datum birleştirme için Türkiye ile Global Düşey Datum (W_0) ofsetleri değerlendirilecektir.

6.1 Bölgesel Düşey Datum Gravite Potansiyeli (\hat{W}_0) Hesabı

Bölgesel düşey datumlarına ilişkin (sıfır yükseklik potansiyeli olarak ifade edilen) \hat{W}_0 hesaplanması bölgeden bölgeye değişen düşey datumları global bir datum ile ilişkilendirilmesi için oldukça önemlidir. \hat{W}_0 hesaplamasının farklı yaklaşımları bulunmaktadır. Genel olarak bu yaklaşımları iki ana sınıfta kategorize edebiliriz. Birinci yöntemde, GPS/Nivelman ve GPM'ler kullanılarak \hat{W}_0 hesaplanmaktadır. İkinci yöntemde ise, bir jeodezik sınır değer problemi içinde gravite anomalisini farklı lokal düşey datum bölgelerinde kullanarak \hat{W}_0 hesaplanmasıdır (Tocho ve Vergos, 2015; Grigoriadis ve diğ, 2014). Yapılan çalışma kapsamında kullanılan yöntem birinci yöntemdir ve bu yöntem anlatılacaktır.

6.1.1 GPM ve GPS/Nivelman noktaları ile \hat{W}_0 hesabı

Bu yöntem ile \hat{W}_0 hesabında bir GPM ve GPS/Nivelmandan hesaplanan yüzey gravite değerleri ve geoid yükseklikleri kullanılır. \hat{W}_0 hesabında jeopotansiyel sayı kullanılmaktadır. Jeopotansiyel sayının, “i” noktasından geçen bir eş potansiyel yüzey (W_i) ile bir referans eş potansiyel yüzeyi (W_0) arasındaki potansiyel fark olduğu daha önceki bölümlerde ayrıntılı olarak anlatılmıştı. Konvansiyonel geoid genellikle referans alınan jeopotansiyel yüzeydir ve global bir datumun (W_0) başlangıç yüzeyidir. Fakat lokal geoid lokal bir datumun (\hat{W}_0) referans yüzeyidir. Öyleyse, herhangi bir i noktası için konvansiyonel ve lokal jeopotansiyel kot;

$$\begin{aligned}\hat{C} &= \hat{W}_o - W_i \\ C &= W_o - W_i\end{aligned}\quad (6.1)$$

şeklinde ifade edilmektedir. Ayrıca Lokal datum ile global datum arasındaki jeopotansiyel sayı farkı da şu şekilde ifade edilebilir;

$$\Delta C = W_o - \hat{W}_o \quad (6.2)$$

Eşitlik 6.2 ' de olduğu gibi her bir referans noktasındaki değerlerin ortalaması alınarak W_o eşitlik 6.3 'da olduğu gibi hesaplanabilir

$$W_o = \frac{\sum_{i=1}^m W_o}{m} = \hat{W}_o - \frac{\sum_{i=1}^m \Delta C_o}{m} \quad (6.3)$$

Burada;

$$\Delta C_o = (h_i - H_i^{Helmert} - N_i - N_0) \bar{g}_i^{Helmert} \quad (6.4)$$

formülüyle hesaplanmaktadır. N_0 ise sıfır dereceli küresel harmonik terimin belirli bir referans elipsoidine göre GPM 'in geoit ondülasyonlarına katkısını göstermektedir. Bu çalışmada N_0 Heiskanen ve Moritz (1967) tarafından verildiği şekilde:

$$N_0 = \frac{GM - GM_0}{R\gamma} - \frac{W_0 - U}{\gamma} \quad (6.5)$$

ile hesaplanmaktadır. GM_0 referans elipsoidine göre yerçekimi sabiti, U normal gravite potansiyelidir. Ayrıca helmert ortometrik yükseklikleri de;

$$H_i^{Helmert} = \frac{C_i}{\bar{g}_i^{Helmert}} = \frac{W_o - W_i}{\bar{g}_i^{Helmert}} \text{ ve } \bar{g}_i^{Helmert} = g_i + 0.0424H_i \quad (6.6)$$

eşitlikleri ile elde edilmektedir. Eşitlik 6.6 'da tüm sayısal hesaplamalar için referans elipsoidi olarak GRS 80 elipsoidi kullanılmıştır (Moritz 2000). Petit ve Luzum

tarafından 2010’ da Dünya’nın yer merkezli yerçekimi sabiti GM ve geoitteki gravite potansiyeli W_0 sırasıyla $GM = 398,600,4415 \times 10^9 m^3 s^{-2}$ ve $W_0 = 62,636,856.0 m^2 s^{-2}$ olarak verilmiştir. Dünya’nın ortalama yarıçapı 6,378,136.3 m alınmaktadır ve elipsoit üzerindeki normal gravite γ değeri somigliana formülünden hesaplanmaktadır (Moritz, 2000; Tocho ve Vergos, 2015). Burada kullanılan Helmert ortometrik yükseklikleri gel-gitten bağımsız sistemindedir. Çalışma kapsamında kullanılan TUDKA ortometrik yükseklikleri ortalama gel-git sisteminde olduğu için eşitlik 5.7’ deki dönüşüm denklemleri kullanılarak gel-gitten bağımsız sistemine dönüştürülmüştür.

6.2 Bölgesel Düşey Datumun Global Datumdan (Geoitten) Farkının İrdelenmesi

Düşey datum birleştirme son yıllarda jeodizinin en temel problemlerinden biri olmuştur. Yükseklik sistemlerinin birleşmesi ile ilgili son yıllarda birçok araştırması tarafından yapılan çalışmalar bulunmaktadır: Colombo (1980), Rummel ve Teunissen (1988), Heck ve Rummel (1990), Rapp ve Balasubramania (1992), Xu (1992), Rummel ve Ilk (1995), Jekeli (2000), Burşa vd. (2004), sideris vd. (2013), Amjadiparvar (2015) ve Hayden (2013) vb.

Ortalama deniz yüzeyi başlangıç yüzeyi kabul edilerek oluşturulan lokal düşey datumlar global datumdan farklılıklar göstermektedir. Datum farklılıklarını hesaplamak için bölgesel geoit yükseklikleri ile GPM’ den hesaplanan geoit yükseklikleri karşılaştırılır:

$$\delta N^{(i)} = -N_0 + (h_p - H_p^{(i)} - N_p) \quad (6.7)$$

Bölgesel geoit yükseklikleri çeşitli şekillerde elde edildiği gibi elipsoidal yükseklik ile fiziksel yüksekliklerin farkından da elde edilmektedir. GPM ‘den hesaplanan geoit yükseklikleri ise, gravite alanı küresel harmonik fonksiyonları ile hesaplanmaktadır.

Ayrıca datum farklılıkları gravite potansiyeli farklarından da eşitlik 6.8’ de olduğu gibi hesaplanabilmektedir.

$$\delta \widehat{W}_o = W_o - \widehat{W}_o \quad (6.8)$$

Her ne kadar yeterli veri grubu oluşsa 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 göz ardı edilmiş olur. Yok sayılan frekanslardan dolayı *atlama hatası* meydana gelir (Abbak, 2011).

6.3 Sayısal Uygulamalar

- ✓ Ultra yüksek çözünürlüklü (EGM 2008, EIGEN-6C4) ve orta çözünürlüklü (JYY_GOCE04S, GGM05S) modeller kullanılarak bölgesel düzeyde datuma ilişkin gravite potansiyeli (\hat{W}_o) değeri hesaplanarak Çizelge 6.1’ de verilmiştir.

Çizelge 6.1 : Geoit yükseklik farkları ve GOCE\GRACE GPM’ lerine dayalı olarak hesaplanan Türkiye için sıfır yükseklik potansiyeli (\hat{W}_o) değerleri.

TUTGA 81	Artık Geoit Yükseklikleri(cm) ($N_{GPS/Niv.} - N_{model}$)					Gravite potansiyeli ve $W_o = \dots 53.4000 \text{ m}^2/\text{s}^2$ göre farklar	
	min	mak	ort	std	koh	\hat{W}_o (m^2/s^2)	$\approx \delta N$ (cm)
GGM (180)	-92.6	166.7	30.4	65.9	72.5	62636850.5152	29.4
JYY (230)	-59.1	80.7	10.6	33.6	35.2	62636852.4494	9.7
EIGEN (2190)	-29.4	36.3	5.5	13.6	14.6	62636852.9543	4.5
EGM08 (2190)	-42.3	52.2	6.7	15.9	17.3	62636852.8248	5.9

- ✓ Ultra yüksek çözünürlüklü (EGM 2008, EIGEN-6C4) ve orta çözünürlüklü (JYY_GOCE04S, GGM05S) modellerin spektral iyileştirme sonucu optimum

dereceleri ve EGM 2008 kombinasyonları kullanılarak bölgesel düşey datuma ilişkin gravite potansiyeli (\hat{W}_o) değeri hesaplanmıştır (Çizelge 6.2).

Çizelge 6.2 : Geoit yükseklik farkları ve GOCE\GRACE GPM' lerin optimal derecelerine ve EGM 2008 kombinasyonlarına dayalı olarak hesaplanan Türkiye için sıfır yükseklik potansiyeli (\hat{W}_o) değerleri.

TUTGA 81	Artık Geoit Yükseklikleri(cm) ($N_{GPS/Niv.} - N_{model}$)					Gravite potansiyeli ve $W_o = \dots 53.4000 \text{ m}^2/\text{s}^2$ göre farklar	
	Model (d/o)	min	Mak	ort	std	Koh	\hat{W}_o (m^2/s^2)
GGM05S (155+)	-42.4	31.9	4.1	11.8	12.5	62636853.0929	3.1
JYY (155+)	-34.4	32.0	5.9	12.1	13.5	62636852.9097	5.0
EIGEN (2190)	-29.4	36.3	5.5	13.6	14.6	62636852.9543	4.5
EGM08 (2190)	-42.3	52.2	6.7	15.9	17.3	62636852.8248	5.9

81 adet test noktası için GPS\nivelman verileri ile bölgesel düşey datuma ilişkin gravite potansiyeli değeri hesaplanmıştır. Çizelge 6.1' de orjinal açınım derecesine sahip modeller kullanılarak hesaplamalar gerçekleştirilmiştir. Her bir GPM modelinden elde edilen gravite potansiyeli büyüklükleri 2015 yılı IUGG (International Union of Geodesy and Geophysics- Uluslararası Jeodezi ve Jeofizik Birliği) toplantısında resmi olarak kabul edilen yeryuvarı gravite potansiyeli ($W_o=62636853.4$) değeri ile karşılaştırılmıştır. Çizelge 6.2' de ise spectral iyileştirme yapılmış modeller kullanılarak hesaplamalar gerçekleştirilmiştir ve her bir GPM modelinden elde edilen gravite potansiyeli büyüklükleri 2015 yılı IUGG toplantısında resmi olarak kabul edilen yeryuvarı gravite potansiyeli değeri ile karşılaştırılmıştır.

Elde edilen sonuçlara göre global geoit ile bölgesel düşey datum arasındaki farklar cm cinsinden tabloların son sütununda verilmektedir. Elde edilen sonuçlar göstermiştir ki Türkiye Ulusal Düşey Kontrol Ağı Datumu global geoidten yaklaşık 5-6 cm yukarıdadır.

7. SONUÇ ve ÖNERİLER

Son yıllarda gravite belirleme amaçlı uyduların ortaya çıkması ve gelişmesi ile yeryuvarı gravite alanının modellenmesi yani global jeopotansiyel modellerin(GPM) oluşturulması oldukça kolay hale gelmiştir. Yüksek çözünürlüklü gravite belirleme amaçlı uydularından biri olan GOCE uydusunun görevini tamamlamasıyla 1-2 cm doğruluklu ve 100 km çözünürlüklü bir geoit modeli elde edilmesi beklenmektedir. Bu amaçla bu çalışma kapsamında temel amaç EGM 2008 (Earth Gravity Model 2008) gibi yüksek çözünürlüklü modellerden faydalanarak datum birleştirme ve Türkiye Ulusal Düşey Kontrol Ağına(TUTKA) için jeopotansiyel hesabını yapmaktır. Datum birleştirme için bölgesel datumun global datumdan farkları irdelenerek datum birleştirme sağlanabilmiştir. Böylelikle komşu ülkelerle ve global datum ile birleştirmenin yapılabilmesi amaçlanmıştır.

Bölgesel yükseklik referans yüzeylerinin (düşey datum) global bir Geoit modeli aracılığıyla ilişkilendirilmesi, düşey datum birleştirme çalışmalarında temel yaklaşımdır. Bu bakımdan değerlendirilecek olursa bölgesel yükseklik datumlarının birleştirilmesinde referans alınacak global Geoit modelinin doğruluğu kritik öneme sahiptir.

Bu çalışma kapsamında datum birleştirme ve jeopotansiyel hesabı için GPM' lerin doğrulukları irdelenmiştir. Bu irdelemede sinyal derece, hata derece varyansları ve GPS/Nivelman verileri dikkate alınmıştır. Sinyal derece varyansları incelendiğinde GGM05S modelinin 150' inci dereceden sonra diğerlerine göre sinyalinde iyileşme olduğu fakat GOCO05S, JYY_GOCE04S, GO_CONS_GFC_2_TIM_R5, GOCO05C, EIGEN_6C4 ve EGM2008 modellerinin ise sinyallerinin gücünü kaybettiği görülmektedir.

Hata derece varyans grafikleri incelendiğinde GGM05S 100' ücnü dereceden sonra hata mikratinın arttığı ve bu modelin bu derceden sonra kullanılmasının doğru olmadığı görülecektir. JYY-GOCE04S ve TIM_R5 modelinin 155 dereceden sonra hata miktarının arttığı optimum derecesinin 155 olduğu görülmektedir. EIGEN_6C4 ve EGM2008 modelleri ise yersel veri içerdiğinden dolayı 0-300 derece arasında sinyallerinin hatası GGM05s' e göre daha düşük olduğu söylenebilmektedir.

Sinyal derece varyansı ve hata derece varyansının hesaplanmasındaki amaç küresel harmonik katsayıların derecesi ile sinyalin gücü ve hata miktarı arasındaki ilişkiyi ifade etmektir.

Global jeopotansiyel modellerin doğruluklarının GPS/Nivelman verileri ile irdelenmesi amacıyla ultra yüksek çözünürlüklü modeller 81 ve 30 GPS/Nivelman noktasında Graflab programı kullanılarak N_{GPM} elde edilmiş ve bu değerler $N_{GPS/Nivelman}$ ile karşılaştırılmıştır. Ultra yüksek çözünürlüklü modellerin 81 noktadaki standart sapma değerlerinin daha düşük olduğu görülmektedir. Bunun sebebinin ise 30 noktalı veri setinin nokta doğruluğu ve Türkiye geneli gravite verisinin yetersizliği olduğu düşünülmektedir. 81 noktalı veri seti Marmara Bölgesinde bulunduğundan bu bölgede gravite verisinin daha yoğun olmasına bağlı olarak, bu bölgede modellerin performanslarının daha yüksek olduğu ön görülmüştür.

Ayrıca global jeopotansiyel modellerin doğruluklarının GPS/Nivelman verileri ile irdelenmesi amacıyla yalnızca uydu verilerinden hesaplanan modellerin maksimum dereceleri ve bu modellerin spektral iyileştirme sonucu elde edilen 2190 açınım derecesine sahip modelleri kullanılarak 81 GPS/Nivelman noktasında Graflab programı ile N_{GPM} elde edilmiş ve değerler $N_{GPS/Nivelman}$ ile karşılaştırılmıştır. Spektral iyileştirme sonucu elde edilen modellerin daha yüksek doğrulukta olduğu sonucuna varılmıştır.

Tüm bunlara ek olarak GPM'lerin doğruluklarının irdelenmesi amacıyla yalnızca uydu verilerinden hesaplanan modeller EGM 2008 modeli referans alınarak artık geoit yükseklikleri karşılaştırılmıştır. Sonuçlar incelendiğinde ise, GGM05S ve ITSG modelleri 100-160 derece arasında EGM 2008'den daha iyi performans gösterdiği, optimum dereceleri olan 155'ten sonra iki modelin de standart sapmaları ani bir şekilde yükseldiği görülecektir. TIM_R5 ve GOCO05S modelleri yaklaşık 100- 250 dereceleri arasında EGM 2008'den daha iyi performans gösterdiği, bu modellerin performansının ise 240' inci dereceden sonra düşmekte olduğu söylenebilmektedir. JYY_GOCE04S modeli için ise 100' den sonra EGM eşliğini geçmekte olup maksimum derecesine kadar EGM'den daha iyi sonuç vermektedir.

Fiziksel jeodezinin sınır değer probleminin formülasyonuna göre gravimetrik olarak belirlenmiş geoitte sıfır ve birinci derece terimler ihmal edilebilmektedir. Bu çalışma kapsamında sıfır dereceli terim hesabı yapılırken ICGEM hesap servisi kullanılmış, teorik değer ayrıca hesaplanmıştır. Sıfırcı dereceli terimin; GECO ve

GO_CONS_GCF_2_TIM_R5 modelleri kullanılarak hesaplanan ortalama yer elipsoidi ve GRS 80 elipsoidi arasındaki farkın yaklaşık 93 cm olduğu, ortalama yer elipsoidi ve WGS 84 arasındaki farkın ise yaklaşık 41 cm olduğu gözlemlenmiştir. Bu değerlerin hesaplanan teorik değer ile uyumlu olduğu gözlemlenmiştir. GRS 80 ve WGS 84 elipsoidinin elipsoidal parametreleri aynı olmasına rağmen ortalama yer elipsoidi ile aralarındaki fark farklıdır. Bunun temel sebebi ise evrensel çekim sabiti ile yeryuvarının kütlesi çarpımının (GM) elipsoidler için farklı olmasıdır.

Geoit, güneşin ve ayın yeryüzünde neden olduğu kalıcı deformasyonlardan (Gel-git) etkilenir. Bu yüzden GPM oluşturulurken hangi gel-git sisteminde olduğunun bilinmesi önemlidir. Geoit ondülasyonlarında gelgit etkisi EIGEN-6C4 ve EGM 2008 modelleri için bir gel-git sisteminden diğerine minimum 0.5 maksimum 3.9 cm değişim gösterdiği gözlemlenmektedir. Ortometrik yüksekliklerde ise gelgit etkisi 81 noktada minimum 1.2 cm maksimum 5.2 cm olduğu gözlemlenmiştir.

Bir gel-git sisteminden diğerine cm mertebesinde bir değişim olması özellikle geoit modellemede 1 cm doğruluk hedefleniyorsa mutlaka dikkate alınması gereken bir değerdir.

81 adet test noktası için GPS\nivelman verileri ile bölgesel düşey datuma ilişkin gravite potansiyeli değeri hesaplanmıştır. Her bir GPM modelinde elde edilen gravite potansiyeli büyüklükleri 2015 yılı IUGG (International Union of Geodesy and Geophysics- Uluslararası Jeodezi ve Jeofizik Birliği) toplantısında resmi olarak kabul edilen yeryuvarı gravite potansiyeli ($W_0=62636853.4$) değeri ile karşılaştırılmıştır. Elde edilen sonuçlar göstermiştir ki Türkiye Ulusal Düşey Kontrol Ağı Datumu global geoidten yaklaşık 5-6 cm yukarıdadır.

Tüm bu sonuçlar incelendiğinde Türkiye için cm doğruluklu bir geoid modeli hedefleniyorsa gel-git sisteminin, sıfır deceli ve birinci dereceli terimlerin göz önünde bulundurulması gerekmektedir. Ayrıca Türkiye için W_0 hesabı yapılırken GOCE verisi içeren iyileştirilmiş modellerden birinin kullanılması daha uygun olacağı ifade edilebilmektedir.



KAYNAKLAR

- Abbak, R.A.** (2011). *Global yerpotansiyel modellerinin spektral yöntemlerle değerlendirilmesi ve jeoit belirleme için yerel olarak iyileştirilmesi*. (Doktora Tezi). Selçuk Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya.
- Albertella, A. & Rummel, R.** (2009). On the spectral consistency of the altimetric ocean and geoid surface: a one-dimensional example. *Journal of Geodesy*, 83(9), 805–815.
- Amjadiparvar, B.** (2015). *Height Datum Unification with the Boundary Value Problem Approach*. (Doktora Tezi). University of Calgary, Graduate Program In Geomatics Engineering, Calgary, Canada.
- Avşar, N.B., Erol, B. & Kutoğlu, Ş.H.** (2015). Türkiye’de Güncel GOCE Global Jeopotansiyel Modellerinin Değerlendirilmesi. *TMMOB Harita ve Kadastro Mühendisleri Odası: 15. Türkiye Harita Bilimsel ve Teknik Kurultayı*, Ankara, Türkiye, 25-28 Mart 2015.
- Aydın, C.** (2014). *Fiziksel Jeodezi, Ders Notları*. Yıldız Teknik Üniversitesi, İnşaat Fakültesi, Harita Mühendisliği Bölümü.
- Ayhan, M.E & Demir, C.** (1992). Türkiye Ulusal Düşey Kontrol (Nivelman) Ağ-1992 (TUDKA-92). *Harita Dergisi*, 109.
- Ayan, T. & Akyılmaz, O.** (2006). Yeryuvarı gravite alanının Grace uydu verilerinden bulanık çıkarım verileri ile modellenmesi. *Harita Dergisi*, 135, 10-25.
- Ayan, T. & Deniz, R.** (2000). *Fiziksel Jeodezi Ders Notları*. İstanbul Teknik Üniversitesi, İnşaat Fakültesi, Geomatik Mühendisliği Bölümü.
- Burša, M., Kouba, J., Müller, A., Radej, K., True, S.A., Vatrt, V. & Vojtišková, M.** (2001). Determination of geopotential differences between local vertical datums and realization of a world height system. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 45, 127–132.
- Burša M., Kenyon S., Kouba J., Šima Z., Vatrt V. & Vojtišková M.** (2004). A global vertical reference frame based on four regional vertical datums. *Stud. Geophys. Geod.*, 48, 493-502.
- Colombo, O.L.** (1980), *A world vertical network* (OSU Report No. 296). The Ohio State University, Columbus, U.S.A.
- Demir, C. & Cingöz A.** (2002). Türkiye Ulusal Düşey Kontrol (Nivelman) Ağ-1999 (TUDKA-99). *TUJK 2002 yılı Bilimsel Toplantısı: Tektonik ve Jeodezik Ağlar Çalıştayı*, İznik, Türkiye, 10-12 Ekim 2002.
- Drinkwater M.R., Floberghagen R., Haagmans R., Muzi D., Popescu A.** (2003). *GOCE: ESA’s first Earth Explorer Core mission, Earth Gravity Field from Space from Sensors to Earth Sciences*. The Space Sciences Series of ISSI’ın İçinde, (Beutler G.B., Drinkwater M.R., Rummel R.,

von Steiger R., Ed.), (Vol. 18, ss.419–432) Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands.

- Erol, B.** (2007). *Investigations on Local Geoids for Geodetic Applications*. (Doktora Tezi). İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Featherstone, W.E.** (2002). Expected contributions of dedicated satellite gravity field missions to regional geoid determination with some examples from Australia, *Journal of Geospatial Engineering*, 4(1), 1–19.
- Fecher, T.** (2008). *Methodische Grundlagen von kombinierten Schwerefeldmodellen*. Forschungseinrichtung Satellitengeodäsie. (Tez). Technische Universität München, Institut für Astronomische und Physikalische Geodäsie, München, Germany.
- Fotopoulos, G.** (2003), An analysis on the optimal combination of geoid, orthometric and ellipsoidal height data.(Doktora Tezi). University of Calgary, Geomatik Mühendisliği Bölümü, Calgary, Kanada.
- Gerlach, C & Rummel, R.** (2013). Global height system unification with GOCE: a simulation study on the indirect bias term in the GBVP approach. *J Geod*, 87, 57–67.
- Gilardoni, M., Reguzzoni, M. & Sampietro, D.** (2015). GECO: a global gravity model by locally combining GOCE data and EGM2008. *Studia Geophysica et Geodaetica*. DOI:10.1007/s11200-015-1114-14.
- Grigoriadis, V.N., Kotsakis, C., Tziavos, I.N. & Vergos, G.S.** (2014) Estimation of the geopotential value W_0 for the local vertical datum of continental Greece using EGM08 and GPS/leveling data, *International symposium on gravity, geoid and height Systems(GGHS2012): IAG Symp*, vol 141, (249-255). Venice, Italy.
- Gruber, Th., Rummel, R., HBF Team.** (2014). GOCE Gravity Field Models – Overview and Performance Analysis, *Proceedings of the 3rd International Gravity Field Service General Assembly (IGFS 2014)*, Shanghai, China, June 30-July 6.
- Gürses, H.B.**(2011). *Şeritvari Projelerde Ortometrik Yükseklik Hesabı İçin Bir Yaklaşım*. (Yüksek Lisans Tezi). Selçuk Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya.
- Hayden, T.** (2013) *Geopotential of the Geoid-Based North American Vertical Datum*. (Yüksek Lisans Tezi). Department of Geomatics Engineering, University of Calgary, Calgary, Canada.
- Heck B. & Rummel R.** (1990). Strategies for solving the vertical datum problem using terrestrial and satellite geodetic data. *IAG Symposium Series*, 104, 116-128, Springer, Berlin.
- Heiskanen, W.A. & Moritz, H.** (1967). *Physical geodesy*. San Francisco, W.H. Freeman and Company.
- Hofmann-Wellenhof, B. & Moritz, H.** (2005). *Physical Geodesy*, Second Edition, Springer, Wien, New York, ISBN-10 3-211-33544-7.
- Hughes, C. W. & Bingham, J. R.** (2008). An Oceanographer’s Guide to GOCE and the Geoid. *Ocean Science Discussions*, 4, 15–29.

- Ihde J. & Augath W.** (2002). *The European Vertical Reference System (EVRS), Its relation to a World Height System and to the ITRS*, Proceedings of the IAG 2001 Scientific Assembly, Budapest, Hungary, IAG Symposia, Vol. 125, 7883, Springer Berlin.
- Işık M.S.** (2016). *An Investigation On The Contribution Of Goce Satellite Mission To Regional Geoid Modelling In Turkey*. (Yüksek Lisans Tezi). İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Jekeli C.** (2000). *Heights, the geopotential, and vertical datums*. (OSU Report No. 459). The Ohio State University, Columbus, Ohio.
- Kirby, J. F.; Featherstone, W. E.** (1997). A study of zero- and first degree terms in geopotential models over Australia, *Geomatics Research Australasia*, 66, 93–108.
- Kılıçoğlu, A., Direnç, A., Yıldız, H., Bölme, M., Aktuğ, B., Simav, M., Lenk, O.** (2011). Regional gravimetric quasigeoid model and transformation surface to national height system for Turkey (THG09). *Studia Geophysica et Geodaetica*, 55, 557578.
- Kotsakis C., Katsambalos K. and Ampatzidis D.** (2011). Estimation of the zero-height geopotential level W_0^{LVD} in a local vertical datum from inversion of co-located GPS, levelling and geoid heights: a case study in the Hellenic islands. *Journal of Geodesy*. doi: 10.1007/s00190-011-0530-7.
- Lemoine, F.G., Kenyon, S.C., Factor, J.K., Trimmer, R.G, Pavlis, N.K., Chinn D.S.,....., Olson, T.R.** (1998). The Development of the Joint NASA GSFC and the National Imagery and Mapping Agency (NIMA) Geopotential Model EGM96 (Report No. 206861). Maryland: NASA Technical Report NASA/TP1996\8206861.
- Mayer-Guerr, T., Zehentner, N., Klinger, B. & Kvas, A.** (2014). ITSG-Grace2014, *Institute of Geodesy*.
- Mayer-Gürr, T., et al.** (2015): The combined satellite gravity field model GOCO05s. *EGU 2015*, Vienna, April 2015.
- Moritz, H.** (2000) Geodetic reference system 1980. *Journal of Geodynamics*, 74(1), 128–133, <http://dx.doi.org/10.1007/s001900050278>.
- Pail, R., Goiginger, H., Mayrhofer, R., Schuh, W.-D., Brockmann, J.M., Krasbutter, I., Hoek, E. & Fecher, T.** (2010) Global gravity field model derived from orbit and gradiometry data applying the time-wise method, *Proceedings of ESA Living Planet Symposium*, Bergen, Norway, 28 June - 2 July 2010, ESA SP-686.
- Pail, R., Gruber, T. & Fecher, T.** (2016). GOCO Project Team (2016): The Combined Gravity Model GOCO05c. GFZ Data Services. <http://doi.org/10.5880/icgem.2016.003>.
- Paringit M.C.R. & Paringit E.C.** (2015). Vertical Datum Unification in the Philippines from Analysis of Tide Stations. *International Journal of Geomatics And Geosciences*, 6(2), 0976 – 4380.

- Pavlis, N.K., Holmes, S.A., Kenyon S.C. & Factor, J.K.** (2008): An Earth Gravitational Model to Degree 2160: EGM2008, *2008 General Assembly of the European Geosciences Union, Vienna, Austria*, April 13-18, 2008.
- Petit G. & Luzum B.** (2010). Frankfurt am Main: Verlag des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie. IERS Conventions 2010, IERS Technical Note (36). ISBN 3-89888-989-6.
- Rapp, R.H.** (1989). The treatment of permanent tidal effects in the analysis of satellite altimeter data for sea surface topography. *Manuscripta Geodaetica*, 14(6), 368372.
- Rapp R.H. & Balasubramania N.** (1992). A conceptual formulation of a world height system (OSU Report No. 421). The Ohio State University, Columbus, U.S.A.
- Rapp, R.H.** (1994). Global geoid determination.. In P. Vanicek and N. T. Christou(eds.), *In Geoid and Its Geophysical Interpretations* (pp. 57-76). CRC Press, Ann Arbor.
- Rapp, R. H. & Rummel, R.** (1976). Comparison of Doppler derived undulations with gravimetric undulations considering zero-order undulations of the geoid, *Proceedings of the First International Symposium on Satellite Doppler Positioning*, (pp. 389-397). Las Cruces.
- Rummel, R** (2001). Gravity, Geoid and Geodynamics, IAG Symposia Series. In Sideris M. (Ed.), *Global unification of height systems and GOCE* (vol. 123, 12-19). Springer.
- Rummel, R. & Teunissen, P.** (1988), *Journal of geodesy. Height datum definition, height datum connection and the role of the geodetic boundary value problem* (Vol. 62, 477–498). doi:10.1007/BF02520239.
- Rummel R. & Ilk K.H.** (1995). Height datum connection - the ocean part., *Allgemeine Vermessungsnachrichten*, 8-9, 321–330.
- Rummel R., Balmino G., Johannessen J., Visser P. & Woodworth P.** (2002) Dedicated gravity field missions-principles and aims. *Journal of Geodynamics*, 33(1), 3-20.
- Sánchez, L. & Sideris, M.G.** (2017) *Vertical datum unification for the International Height Reference System (IHRIS)* . *Geophysical Journal International* 209(2), 570-586, 10.1093/gji/ggx025.
- Sen, A. and Srivastava, R.M.** (1990). *Regression Analysis: Theory, Methods and Applications*. Springer Texts in Statistics, Springer, New York.
- Sideris M.G., Rangelova E. & Amjadiparvar B.** (2013). First Results on Height System Unification in North America using GOCE, *IAG Symp.*, 138, Springer-Verlag, Accepted.
- Simav, M., Yıldız, H., Cingöz, A., Sezen, E., Demirsoy, N.S., Akpınar, İ., , Doğan, U.** (2015). Türkiye Yükseklik Sisteminin Modernizasyonu ve Gravite Altyapısının İyileştirilmesi Projesi, *TMMOB Harita veKadastro Mühendisleri Odası: 15.Türkiye Harita B ilimsel ve Teknik Kurultayı*, Ankara, Türkiye: 25-28 Mart.

- 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.
- Tapley, B. D., Flechtner, F., Bettadpur, S.V. & Watkins, M.M.** (2013) The status and future prospect for GRACE after the first decade, *Eos Trans.*, Fall Meet. Suppl., Abstract G22A-01.
- Tepeköylü, S. & Üstün, A.,** (2008), Türkiye’deki GPS/nivelman verileriyle global jeopotansiyel modellerin değerlendirilmesi, *Harita Dergisi*, 139, 49–65.
- Tocho, C. & Vergos, G.S.** (2015). Estimation of the Geopotential Value W_0 for the Local Vertical Datum of Argentina Using EGM2008 and GPS/Levelling Data W_{LVD} , C. Rizos, P. Willis (editors), *IAG 150 Years: International Association of Geodesy Symposia 143*. Springer International Publishing Switzerland.
- Torge, W.** (2001). *Geodesy*, 3rd edition, Walter de Gruyter, Berlin New York.
- Tscherning, C., Forsberg, R. & Knudsen, P.** (1992). The Gravsoft package for geoid determination. In *Proc. 1. continental workshop on the geoid in Europe, Prague*, 327-334.
- Üstün, A.** (2006). *Fiziksel Jeodezi, Lisans Ders Notları*. Selçuk Üniversitesi, Jeodezi ve Fotogrametri Mühendisliği Bölümü, Konya.
- Ihde J., Sánchez L., Barzaghi R., Drewes H., Foerste Ch., Gruber T., Liebsch G., Marti U., Pail R. & Sideris M.** (2017). *Definition and proposed realization of the International Height Reference System (IHR)*. *Surveys in Geophysics* 38(3), 549-570, 10.1007/s10712-017-9409-3.
- IAG.** (1995). *Report of Special Commission SC3, Fundamental constants*. Paris: International Association of Geodesy.
- ICGEM,** (2014), International Centre for Global Earth Models (ICGEM), from <http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/>.
- Vanicek, P., Kleusberg, A., Chang, R. G., Fashir, H., Christou, N., Hofman, M., Kling, T. & Arsenault, T.** (1987). The Canadian Geoid, Technical Report (Report No: 129), Department of Surveying Engineering, University of New Brunswick, Fredericton, Canada.
- Yi, W., Rummel, R. & Gruber, T.** (2013). Gravity field contribution analysis of GOCE gravitational gradient components. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 174-202, DOI: 10.1007/s11200-011-1178-8.
- Url-1** < <http://www.hgk.msb.gov.tr/>>, erişim tarihi 11.12.2016.
- Url-2**<<http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/>>, erişim tarihi 01.01.2017.



ÖZGEÇMİŞ



Ad-Soyad : Meral ARSLAN
Doğum Tarihi ve Yeri : 15.09.1990
E-posta : ulmez@itu.edu.tr

ÖĞRENİM DURUMU:

Lisans : 2014, İstanbul Teknik Üniversitesi, İnşaat Fakültesi,
Geomatik Mühendisliği

UNVANLAR:

İstanbul Teknik Üniversitesi: Geomatik Mühendisi

Recep Tayyip Erdoğan Üniversitesi: Araştırma Görevlisi

YABANCI DİL

İngilizce : Orta seviyede