

**T.C.  
SAKARYA ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**17 AĞUSTOS 1999 İZMİT DEPREMİ SONRASI  
MARMARA BÖLGESİNDEKİ GRAVİTE ALANIN  
ZAMAN İÇİNDEKİ DEĞİŞİMİNİN BELİRLENMESİ**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**Jeofizik Müh. Gökhan ARSLAN**

**Enstitü Anabilim Dalı : JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ**

**Tez Danışmanı : Prof. Dr. Ruhi SAATÇILAR**

**Ocak 2012**

T.C.  
SAKARYA ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**17 AĞUSTOS 1999 İZMİT DEPREMİ SONRASI  
MARMARA BÖLGESİNDEKİ GRAVİTE ALANIN  
ZAMAN İÇİNDEKİ DEĞİŞİMİNİN BELİRLENMESİ**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**

**Jeofizik Müh. Gökhan ARSLAN**

**Enstitü Anabilim Dalı : JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ**

**Bu tez 12/01/2012 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından oybirliği ile kabul edilmiştir.**

**Jüri Başkanı**

**Üye**

**Üye**

**Prof. Dr. Levent GÜLEN**

**Prof. Dr. Ruhi SAATÇILAR**

**Doç. Dr. Semih ERGİNTAV**

## TEŞEKKÜR

Yüksek Lisans tezim esnasında kullandığım bilgi ve mesleki tecrübeleri edinmem de benden sabır, bilgi ve tavsiyelerini hiçbir zaman esirgemeyen ve devamlı yol gösterici olan çok değerli hocalarım Prof. Dr. Ruhi SAATÇILAR, Doç. Dr. Semih ERGİNTAV ve Doç. Dr. Uğur DOĞAN'a; tezin yapısının oluşmasında büyük katkıları olan ve yardımlarını esirgemeyen, deneyimlerini paylaşarak beni motive etmeye çalışan çok değerli çalışma arkadaşlarım Müh. Alpay BELGEN, Yük. Müh. Ali ÖZKAN, Yük. Müh. Zümer PABUCCU ve Dr. Rahşan Çakmak KOŞMA'ya, çalışmalarım boyunca tüm olanakları sağlayan TÜBİTAK MAM, Yer ve Deniz Bilimleri Enstitüsü Müdürü Sayın Doç. Dr. Sedat İNAN'a teşekkürü borç bilirim.

TARAL 1007 kapsamındaki ve 105G019 no'lu "Türkiye'nin Deprem Riski Yüksek –ancak tektonik rejimleri farklı- Bölgelerinde Deprem Davranışının Çok Disiplinli Yaklaşımlarla Araştırılması (TÜRDEP)" ve TARAL 1001 kapsamındaki ve 108Y152 no'lu "Marmara Bölgesi'ndeki Düşey Yerkabuğu Hareketlerinin Mutlak Gravite ve GPS ile Araştırılması" projelerinde görev almaktan, çok kısa süre de çok fazla mesleki deneyime sahip olmaktan ve bu projeler kapsamında elde edilen verileri tez çalışmam sırasında kullanma olanağı bulduğumdan dolayı çok şanslıyım. Bu şans için TÜBİTAK, MAM, Yer ve Deniz Bilimleri Müdürü Doç. Dr. Sedat İNAN ile Müdür Yardımcısı Doç. Dr. Semih ERGİNTAV ve Doç. Dr. Uğur DOĞAN'a tekrar çok teşekkür ederim.

Hayatımın tüm aşamasında olduğu gibi Yüksek Lisans eğitimim boyunca da bana olan güvenleri, destekleri ve sonsuz sevgileri için anneme ve ablalarıma sonsuz minnetlerimi sunarım.

# İÇİNDEKİLER

TEŞEKKÜR.....	ii
İÇİNDEKİLER .....	iii
KISALTMALAR LİSTESİ.....	vi
SİMGELER LİSTESİ.....	vii
ŞEKİLLER LİSTESİ .....	viii
TABLolar LİSTESİ.....	xii
ÖZET.....	xiii
SUMMARY.....	xiv
BÖLÜM 1.	
GİRİŞ.....	1
BÖLÜM 2.	
GRAVİTE YÖNTEMİ.....	4
2.1. Mikrogravite.....	7
BÖLÜM 3.	
ÇALIŞMA ALANI ve DEPREMSELLİĞİ .....	13
BÖLÜM 4.	
MARMARA BÖLGESİNDEKİ GRAVİTE DEĞİŞİMLERİNİN BELİRLENMESİ ve ANALİZİ .....	16
4.1. Ön Çalışmalar.....	18
4.1.1. Noktaların seçimi ve yeni noktaların oluşturulması.....	18
4.1.2. Bağlı gravite ölçümlerinin Planlanması.....	19
4.2. Kampanya Ölçümleri.....	20
4.3. Gravite Ölçülerinin Değerlendirilmesi.....	26
4.3.1. Ölçüm değerlerine düzeltme ve indirgemelerin uygulanması.....	26

4.3.2. Bağıl gravite ölçülerinin dengelenmesi.....	27
4.4. Gravite Değişimlerinin Belirlenmesi.....	29
<b>BÖLÜM 5.</b>	
<b>DEPREM ANI ve SONRASI GRAVİTE DEĞİŞİMİNİN MODELENMESİ YAKLAŞIMLARI.....</b>	<b>34</b>
5.1. Elastik Geri Sekme Teorisi.....	36
5.2. Viskoelastiklik Teorisi.....	38
<b>BÖLÜM 6.</b>	
<b>ANALİTİK ve SAYISAL MODELLEME YAKLAŞIMLARININ KARŞILAŞTIRILMASI .....</b>	<b>40</b>
6.1. Deprem Anında Analitik ve Sayısal Çözümlerin Karşılaştırılması.....	41
6.2. Deprem Sonrası Analitik ve Sayısal Çözümlerin Karşılaştırılması.....	43
6.3. Deprem Sonrası Analitik ve Sayısal Çözümlerle Deformasyonun Zamansal Değişiminin Analizi .....	44
6.4. Kaynak Gözlem Noktaları Konumlamasında Noktalararası Oran Değişimin Noktasal Deformasyona Etkisi.....	46
6.5. Deprem Anı ve Sonrası Deformasyon, Jeoid ve Gravite Alanın, Alansal Değişiminin İncelenmesi.....	49
<b>BÖLÜM 7.</b>	
<b>GRAVİTE ALAN DEĞİŞİMLERİNİN MODELLENEREK ANALİZİ.. ...</b>	<b>54</b>
7.1. Vikožite Değerinin Belirlenmesi .....	55
7.2. 1999 Depremleri Sonrası Marmara Bölgesi'ndeki Gravite Alanın Zaman İçindeki Değişiminin Belirlenmesi.....	56
<b>SONUÇLAR VE DEĞERLENDİRMELER.....</b>	<b>62</b>

KAYNAKLAR.....	68
EKLER.....	73
ÖZGEÇMİŞ.....	84

## KISALTMALAR LİSTESİ

AEKK	: Ağırlıklı En Küçük Kareler
BZKK	: Bitlis-Zagnos Kenet Kuşağı
DAF	: Doğu Anadolu Fayı
DSGN94	: German Basic Gravity Network 94
EAFZ	: Ege Açılma Fay Zonu
EUREF	: Europe Reference Frame
GPS	: Global Positioning System
KAF	: Kuzey Anadolu Fay hattı
MAM	: Marmara Araştırma Merkezi
SAR	: Synthetic Aperture Radar
TARAL	: Türkiye Araştırma Alanı
TÜBİTAK	: Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu: Türkiyenin
TÜRDEP	: Deprem Riski Yüksek –ancak tektonik rejimleri farklı- Bölgelerinde Deprem Davranışının Çok Disiplinli Yaklaşımlarla Araştırılması
YAS	: Yeraltı suyu
YDBE	: Yer ve Deniz Bilimleri Enstitüsü
YTÜ	: Yıldız Teknik Üniversitesi

## SİMGELER LİSTESİ

$D$	: Fay derinliği
$dc_{atm}$	: Ölçüm değerlerine katılan açık hava basıncı etkisi
$dg$	: Ölçüm değerlerine katılan YAS etkisi
$dw$	: YAS seviyesindeki değişim
$F$	: Çekim kuvveti
$g$	: Yerçekimi ivmesi
$G$	: Evrensel çekim sabiti
$g_{ayd}$	: Ölçüm değerine uygulanan indirgeme değeri
$H$	: Noktanın yüksekliği
$h_g$	: Gravimetrenin ölçüm noktasından göre yüksekliği
$h_m$	: Referans kütle ile gravimetre üstü arasındaki mesafe
$m_1, m_2$	: Çekim kuvvetini oluşturan kütleler
$m_E$	: Yerkürenin kütlesi
$P_n$	: Mutlak açık hava basıncı
$P_{atm}$	: Açık hava basıncı
$P$	: Porozite değeri
$V_s$	: S-dalgası hızı
$V_P$	: P-dalgası hızı
$u$	: Noktasal kayma miktarı
$x$	: Fayın uzunluğu
$\Delta U$	: Toplam kayma miktarı
$\mu_1, \mu_2$	: Elastik tabaka katılık değeri (kesme modülü)
$\rho$	: Yoğunluk
$\eta$	: Viskozite değeri
$\tau$	: Maxwell zamanı



## ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil 2.1.	Gravimetre referans kütle indirgemesi .....	8
Şekil 2.2.	Bağlı gravimetre aletlerinde görülen sistem ve taşıma drifti.....	11
Şekil 2.3.	Drift belirleme amaçlı özel ölçüm teknikleri .....	12
Şekil 3.1.	Türkiye ve civarı levha tektoniği ve hareketleri.....	13
Şekil 3.2.	Marmara Bölgesi'nin tektoniği ve depremselliği.....	15
Şekil 4.1.	Marmara Bölgesi'nde çalışma kapsamında ölçülen gravite noktaları.....	17
Şekil 4.2.	Gravite ölçüm noktaları.....	18
Şekil 4.3.	Bağlı gravite kampanya geçkileri.....	20
Şekil 4.4.	Scintrex firması tarafından üretilen ve ölçümlerde kullanılan CG5 AutoGRAV model gravimetre sistemi.....	21
Şekil 4.5.	Üçayak ile nokta merkezinin çakıştırılması.....	22
Şekil 4.6.	Gravite ölçüm istasyonları.....	22
Şekil 4.7.	Gravimetrelerin çekül doğrultusunda getirilerek en az 10 dk. Bekletilmesi.....	23
Şekil 4.8.	Gravimetrik ölçümlerde alınan bazı önlemler.....	23
Şekil 4.9.	Ölçüm anında gravimetre tarafından hesaplanan istatistiksel değerler.....	24
Şekil 4.10.	ALAN noktasının ölçüm değerlerine uygulanan düzeltme ve indirgemeler.....	27
Şekil 4.11.	Ekim ve Mayıs dönemlerine ait yıllık gravite hız değerlerinin karşılaştırılması.....	30
Şekil 4.12.	Marmara-doğu bölgesinde yer alan KUTE noktasının yıllık gravite alan hızının belirlenmesi.....	31

Şekil 4.13.	Marmara-doğu ve Marmara-batı bölgelerindeki noktaların hesaplanan yıllık gravite hız değerlerinin bölgesel bazda vektörel olarak gösterilmesi.....	32
Şekil 5.1.	Elastik Geri Sekme Teorisi.....	34
Şekil 5.2.	Yarısonsuz homojen ve elastik ortam.....	36
Şekil 5.3.	Yarısonsuz viskoz tabaka üzerinde elastik tabakanın yer aldığı ortam .....	38
Şekil 5.4.	Viskoelastik modellere örnekler.....	39
Şekil 6.1.	Sayısal ve analitik çözüm sonuçlarının karşılaştırılması için üretilen fay modeli.....	41
Şekil 6.2.	Deprem anında analitik ve sayısal çözüm sonuçlarının karşılaştırılması.....	42
Şekil 6.3.	Deprem anında analitik ve sayısal çözüm sonuçlarının karşılaştırılması.....	44
Şekil 6.4.	Faya 10 ve 100 km uzaklıktaki noktalarda deformasyonun zamansal değişimi.....	45
Şekil 6.5.	Deprem sonrası düşey deformasyon, jeoid ve gravite alanın zamansal değişimi.....	46
Şekil 6.6.	Farklı noktalararası oran değerine sahip gözlem noktalarının yakın ve uzak alandaki konumları.....	47
Şekil 6.7.	Farklı nokta oran değerine sahip sayısal çözüm sonucu ile analitik çözüm sonucunun karşılaştırılması.....	48
Şekil 6.8.	Deprem anında deformasyonun, jeoidin ve gravite alanın alansal incelemesi.....	50
Şekil 6.9.	Deprem sonrasında deformasyonun, jeoidin ve gravite alanın alansal incelemesi.....	51
Şekil 7.1.	CINA noktasında viskozite testi .....	55
Şekil 7.2.	Marmara-doğu bölgesinde yer alan CINA noktasına ait ölçülen ve model verilerinin zamansal gösterimi.....	57
Şekil 7.3.	Marmara-batı bölgesinde yer alan HSBT noktasına ait ölçülen ve model verilerinin zamansal gösterimi .....	57
Şekil 7.4.	Marmara-doğu bölgesinde yer alan noktaların model ve ölçülen gravite hız değerleri.....	59

Şekil 7.5.	Marmara-batı bölgesinde yer alan noktaların model ve ölçülen gravite hız değerleri.....	60
Şekil 7.6.	KUTE noktasına ait normalleştirilmiş ölçülen ve model gravite alan zaman serisi grafiği.....	61
Şekil 7.7.	BALI noktasına ait normalleştirilmiş ölçülen ve model gravite alan zaman serisi grafiği.....	61
Şekil Ek.1	Marmara-doğu bölgesindeki IBBT noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi .....	73
Şekil Ek.2	Marmara-doğu bölgesindeki KRDM noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi .....	73
Şekil Ek.3	Marmara-doğu bölgesindeki OVCT noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi .....	74
Şekil Ek.4	Marmara-doğu bölgesindeki KUTE noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi .....	74
Şekil Ek.5	Marmara-doğu bölgesindeki ERCT noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi .....	75
Şekil Ek.6	Marmara-doğu bölgesindeki CINA noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi .....	75
Şekil Ek.7	Marmara-doğu bölgesindeki OLUK noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi .....	76
Şekil Ek.8	Marmara-batı bölgesindeki BALI noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi .....	76
Şekil Ek.9	Marmara-batı bölgesindeki ALAN noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi .....	77
Şekil Ek.10	Marmara-batı bölgesindeki ASMT noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi .....	77
Şekil Ek.11	Marmara-batı bölgesindeki DOKU noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi .....	78
Şekil Ek.12	Marmara-batı bölgesindeki EVST noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi .....	78
Şekil Ek.13	Marmara-batı bölgesindeki GVNT noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi .....	79
Şekil Ek.14	Marmara-batı bölgesindeki HSBT noktasına ait model ve	

ölçülen gravite zaman serisi .....	79
Şekil Ek.15 Marmara-batı bölgesindeki HSRT noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi .....	80
Şekil Ek.16 Marmara-batı bölgesindeki KABI noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi .....	80
Şekil Ek.17 Marmara-batı bölgesindeki KOCB noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi .....	81
Şekil Ek.18 Marmara-batı bölgesindeki KVAK noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi .....	81
Şekil Ek.19 Marmara-batı bölgesindeki SEVK noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi .....	82
Şekil Ek.20 Marmara-batı bölgesindeki SVNT noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi .....	82
Şekil Ek.21 Marmara-batı bölgesindeki YENT noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi .....	83

## TABLULAR LİSTESİ

Tablo 3.1.	Marmara Bölgesi'nde son yüzyıl içinde olan depremler.....	14
Tablo 4.1.	Geçkilere ilişkin ölçüm planı.....	19
Tablo 4.2.	Marmara-doğu ve Marmara-batı bölgelerindeki noktaların veri seti.....	25
Tablo 4.3.	Marmara-batı bölgesi mayıs-2009 dönemi kampanya geçkilerine ve gravimetre aletine ait bilinmeyen sabitler.....	29

## ÖZET

Anahtar kelimeler: İzmit Depremi, Gravite, Viskoelastik Modelleme

Bu çalışmanın amacı; Marmara Bölgesi'nde 17 Ağustos 1999 İzmit Depremi sonucunda oluşan zaman bağımlı gravite alan değişimlerinin ölçülmesi ve analiz edilmesidir.

Amaç doğrultusunda kullanılan gravite alan verileri, “Türkiye'nin Deprem Riski Yüksek Jeo-Stratejik – ancak tektonik rejimleri farklı – Bölgelerinde Deprem Davranışının Çok Disiplinli Yaklaşımlarla Araştırılması - TÜRDEP” ve “Marmara Bölgesi'ndeki Düşey Yerkabuğu Hareketlerinin Mutlak Gravite ve GPS ile Araştırılması” projeleri kapsamında 2006-2011 yılları arasında gerçekleştirilen zamansal bağıl gravite kampanya ölçümleri sonucu elde edilmiştir.

Ölçümler, drift hatalarının kontrolü için gidiş-dönüş ölçüm tekniği temel alınarak gerçekleştirilmiştir. Ölçümler de gravite alan değerlerine katılan aletsel ve çevresel etkiler, gravite yöntemi kuramında yer alan ve çalışmanın amacına uygun olarak seçilen düzeltmeler ve indirgemeler ile ölçüm değerlerinden çıkarılmıştır. Düzeltme ve indirgeme işlemleri sonrasında farklı günlerde ölçülen geçkilerin, birbirleriyle birlikteliklerinin sağlanması ve belli bir düzeye indirgenmeleri için dengelenmiştir. Düzeltme, indirgeme ve dengeleme işlemleri; GRAVAP yazılımı kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Kampanyalar kapsamında belirlenen gravite alan değerlerinden, her bir ölçüm noktası için gravite zaman serileri oluşturulmuştur. Elde edilen zaman serilerine Ağırlıklı En Küçük Kareler Yöntemi uygulanmış ve yıllık gravite hız değerleri elde edilmiştir. Elde edilen gravite verilerinin, viskoelastik modelleme ile analiz edilmesine karar verilmiştir. Bu amaçla, yeryüzünde oluşan zaman bağımlı deformasyonların kaynağını oluşturan jeoid ve gravite alan değişimlerini hesaplayan bir sayısal model oluşturulmuştur.. Sayısal modelleme yaklaşımı ile istenilen duyarlılıkta ve optimum zamanda gerçekleştirilecek modelleme işlemi için uygun değişkenlerin belirlenmesi ve gerçekleştirilecek modelleme çalışmasının doğruluğu ve güvenilirliğinin tespit edilmesi önemlidir. Bu amaç doğrultusunda; referans analitik çözümler ve sayısal çözüm sonuçları karşılaştırılmıştır. Karşılaştırma sonucunda, sayısal modelin doğruluğu ve güvenilirliği için gerekli çalışma değerleri tespit edilmiştir.

Modelleme işleminde öncelikle; Marmara Bölgesi'nin gravite alan değişimleri temel alınarak, sünek yapıya sahip alt kabuk ve üst mantonun viskozite değerinin belirlenmesine yönelik testler yapılmıştır. Testler sonucunda yarısız viskoelastik ortam için viskozite değeri  $5 \times 10^{18}$  Pa.s civarı olarak belirlenmiştir. Modelleme işlemi sonrasında; Marmara-doğu ve Marmara-batı bölgelerinde model ve ölçülen gravite alan değişimleri arasındaki uyum incelenmiştir. İnceleme sonrasında Marmara-doğu bölgesinde, gravite değişimleri yüksek uyumla modellenebilmiş ve gravite değişime neden olan olaylar tanımlanabilmiştir.. Marmara-batı bölgesinde ise uzun dönem değişimler modellenebilmiş ama modelden elde edilen genlik değerleri ölçülen veriye göre düşük kalmıştır. Marmara-batı bölgesindeki model ve ölçülen veri arasındaki genlik farkının; salt 1999 depremleri sonucu oluşan deformasyonlar ile modellenmesinin yetersiz olmasından, bu bölgedeki kabuk yapısındaki yanal değişimlerden kaynaklandığı öngörülmüştür.

## ABSTRACT

Keywords: İzmit Earthquake, Gravity, Viscoelastic Modeling

The objective of this study is the measurement and analysis of the time dependent microgravity area changes occurring as a result of the August 17, 1999 İzmit Earthquake in the Marmara Region.

The microgravity data for this purpose were obtained by time dependent campaign measurements accomplished between the years 2006-2011 within the scope of the TUBITAK, MRC, Earth and Marine Sciences projects “TÜRDEP - multi-disciplinary earthquake research in high risk geostrategic regions of Turkey with different tectonic regimes and investigation of vertical displacements of the earth’s crust in the Marmara Region by absolute gravity and GPS”.

Round trip measurement technique was employed in order to control the drift errors. Instrumental and environmental effects that may be included in the measurement values are corrected and reduced according to the microgravity area theory and the scope of this study. After the correction and reduction operations, scaling is also performed in order to associate measurements performed at different days. Correction, reduction and scaling operations are accomplished using the GRAVAP software. Microgravity time series were created for each measurement location from the microgravity area values determined during the campaign. Weighted least squares regression was applied to the time series data obtained and annual micro gravity velocity values were obtained. It was decided to analyze the obtained microgravity data by viscoelastic modeling. For this purpose, a numerical model was created to compute the changes in the microgravity area and the geoid, constituting the source of time dependent deformations occurring on the earth. By the numerical modeling approach, it is significant to determine the suitable modeling parameters at the optimum time with the required accuracy. For this purpose, reference analytic solutions were compared against the numerical modeling solutions. The results showed that the numerical model is accurate and reliable.

Modeling operation was primarily done in the Marmara Region based on microgravity area changes and tests were performed in order to determine the viscosity values of the low crust of ductile structure and the upper mantle. After the tests, the viscosity value was determined as approximately  $5 \times 10^{18}$  Pa.s for semi-infinite viscoelastic medium. After the modeling operation, the harmony was investigated between the model and the measured microgravity area changes in the Eastern Marmara and the Western Marmara regions. After this investigation, microgravity changes could be modeled in high harmony in the Eastern Marmara region and the events could be identified inducing the microgravity changes. Long term changes could be modeled in the western Marmara region but the amplitude values obtained from the model were lower than the measured data. It is expected that the amplitude difference between the model and the measured data in the Western Marmara region is either a result of insufficient modeling using only the deformations occurring after the 1999 earthquake or the lateral changes in the crustal structure of this region.

## **BÖLÜM 1. GİRİŞ**

Son yüzyıl içinde bilim ve teknolojinin gelişiminde yaşanan yüksek ivmeli hareket, can ve mal kaybına neden olan doğa olaylarını anlama, yorumlama, doğa olaylarının oluşturacağı hasarlara karşı önlem alma ve onların öncesini, anını ve sonrasını modelleme imkanı sağlamaktadır. Bu kapsamda doğa olaylarının neden olduğu afetlerin, ülke ekonomisine vereceği zararların ve insanlar üzerinde oluşturduğu psikolojik etkilerin azaltılmasını amaçlayan çalışmalar, çok disiplinli olmasının yanı sıra, jeolojik, jeodezik ve jeofizik araştırmalar ekseninde gerçekleşmektedir.

Ülkemizde, jeolojik özelliklere, topoğrafik yapıya ve iklimsel şartlara bağlı olarak doğal afetler çok sık yaşanmaktadır. Ülkemizdeki doğal afetler oluşturdukları can ve mal kaybı oranına göre sıralanırsa, ilk sırayı depremler almaktadır ve doğal afetlerin %61'ini depremler oluşturmaktadır [1].

Depremselliği bu kadar yüksek olan ülkemizde deprem döngüsünün belirlenmesi ve oluşturduğu etkilerin azaltılmasına yönelik çalışmalar, başta yer bilimleri olmak üzere farklı disiplinler altında yürütülmektedir.

Deprem döngüsünün belirlenmesine yönelik jeodezik çalışmalar, 1906 San Francisco Depremi ile başlamış ve sonrasında aynı amaçla yapılan çalışmaların temelini oluşturan 'Elastik Geri Sekme Kuramı' tanımlanmıştır [2]. Günümüzde uzun dönem deprem döngüsünü belirlemeye yönelik jeodezik çalışmalarda, insan gücüne duyulan ihtiyacın azlığı, maliyetin düşüklüğü ve sürekli ölçüm alabilme imkanı sağlayan GPS (Global Positioning System – Küresel Konumlama Sistemi) ile uygun veri işlem yöntemleri kullanılarak santimetre altında gerçekleştirilebilmektedir. Ancak GPS, kabukta görülen yüzeysel deformasyonları yüksek başarı ile belirlerken, kabuk içindeki yoğunluk ve kütle değişimine bağlı içsel deformasyonlar hakkında bilgi üretmemektedir. Deprem mekanizmasını anlamaya yönelik jeofizik ve jeodezik



çalışmalarda, kabuk içindeki yoğunluk ve kütle değişimine bağlı içsel deformasyonlar hakkında bilgi üreten “Gravite Yöntemi” kullanılmaktadır.

Kabuk deformasyonun belirlenmesinde kullanılan yöntemlerden birisi olan gravite yöntemi’nde ölçümler; mutlak ve bağlı olmak üzere ikiye ayrılmaktadır. Bağlı gravite ölçümleri, mutlak gravite ölçümlerine göre maliyet, zaman, teçhizat ve insan gücü bakımından kolaylıklar sağlamaktadır [3]. Geniş alanlar bağlı ölçümlerle kontrol edilirken, mutlak ölçümler sayesinde farklı zaman ve bölgede alınan veriler ilişkilendirilmektedir. Gravite ölçümlerinde kullanılan ve günümüz teknolojisi ile üretilen bağlı ve mutlak gravimetreler, µgal doğruluğunda veri üretmektedir.

Gravite ölçümleri; çalışmaların amaca uygun olarak küresel, bölgesel ve yerel ölçeklerde gerçekleştirilmektedir. Küresel ölçekte gerçekleştirilen gravite ölçümleri ile levha tektoniği, deniz seviyesi değişimleri [4] vb etkiler ile oluşan gravite alan değişimlerinin belirlenmesi amaçlanmaktadır. Bölgesel (regional) ölçekte gerçekleştirilen gravite ölçümlerinde; yeraltı su seviyesi değişimleri, sismotektonik süreç, sismik aktivite öncesi, anı ve sonrası kabuksal değişimler [5] vb etkiler ile oluşan gravite alan değişimlerinin belirlenmesi amaçlanmaktadır. Daha küçük ölçekte yani yerel (local) olarak gerçekleştirilen gravite ölçümleri ise arkeolojik yapıların ve yer altı zenginliklerinin araştırılmasında, karstik boşluklar gibi etkiler ile oluşan gravite alan değişimlerinin belirlenmesi amaçlanmaktadır.

Bölgesel ölçekte sismik aktivite öncesi, anı ve sonrası kabuksal değişimlerin belirlenmesine yönelik gravite ölçümleri; gravite alanın zaman içinde değiştiği kabulü ile yapılmaktadır. Bu zamansal gravite alan değişimleri, bir günden daha uzun periyotlarda değişim göstermektedir ve gravite alanın zamansal değişimi olarak tanımlanmaktadır [6]. Zamansal gravite değişimleri; bölgenin tektonizması ile gelişen açılma, sıkışma ve çarpışma bölgeleri ile doğrudan ilişkilidir ve bu ilişki gravite yöntemi esasında yer alan serbest hava düzeltmesi (free-air correction) ile açıklanmaktadır [7].

Bölgesel ölçekte zamansal gravite ölçümleri ile bölge içinde yer alan aktif fay ve\veya fay sistemlerinin, bölgede oluşturduğu düşey deformasyonlardan deprem

potansiyelleri ve geometrileri hakkında düşey yönlü bilgi sağlamaktadır [5]. Bu kapsam ile Marmara Bölgesinde, KAF'ın Marmara Bölgesi'ndeki Kuzey Kolu üzerinde olan 1999 depremleri sonrası bölgesel gravite alan değişimlerinin ve düşey yerkabuğu hareketlerinin, kabuk deformasyonun belirlenmesi amacıyla çalışmalar yapılmıştır. Marmara Bölgesi'nde tez kapsamında ve öncesinde yapılan çalışmalar; "Gebze-Tuzla Arasındaki Bölgenin Mikrodeformasyon Özellikleri (2003-2005)", "Türkiye'nin Deprem Riski Yüksek Jeo-Stratejik – ancak tektonik rejimleri farklı – Bölgelerinde Deprem Davranışının Çok Disiplinli Yaklaşımlarla Araştırılması – TÜRDEP (2005-2010)" ve "Marmara Bölgesi'ndeki Düşey Yerkabuğu Hareketlerinin Mutlak Gravite ve GPS ile Araştırılması (2008-2011)" projeleridir.

Tez kapsamında; Marmara Bölgesi'nde 17 Ağustos 1999 İzmit Depremi sonucunda oluşan zamansal gravite alan değişimlerinin ölçülmesi ve analizi amaçlanmıştır. Amaç doğrultusunda noktasal gravite değişimleri, 2006-2011 yılları arasında 24 adet noktada gerçekleştirilen 8 adet bağıl gravite kampanya ölçümleri sonucu toplanılan veriler analiz edilerek, elde edilen bulgular, Bölüm.8'de verilmiştir.

## BÖLÜM 2. GRAVİTE YÖNTEMİ VE MİKROGRAVİTE

Yerkabuğu homojen ve anizotrop olup, farklı özgül ağırlıklı kayalardan oluşmaktadır. Gravite yöntemi; farklı yoğunluktaki kayaların oluşturduğu farklı yerçekimi ivme değerlerini ölçen jeofizik yöntemdir. Ölçülen büyüklük ise yerkürenin çekiminden ileri gelen yerçekimi ivmesinin düşey bileşenidir. Yerçekimi ivmesindeki değişimler, yeraltındaki yapıların yoğunluk farklılıklarından, yeryüzünde bulunan konumlarından ve Yer'in merkezine olan uzaklıklarından kaynaklanmaktadır.

Gravite yöntemi; Newton'un Birinci ve İkinci Kanunları'nı temel alarak, sorunlara çözüm üretmektedir.

Newton I. Kanunu'na (Evrensel Çekim Kanunu) göre, aralarında "r" kadar uzaklık bulunan ve kütleleri  $m_1$  ve  $m_2$  olan iki cismin aralarındaki çekim kuvveti aşağıda yer alan Eşitlik-(2.1) ile hesaplanmaktadır.

$$F = G \frac{m_1 \cdot m_2}{r^2} \quad (2.1)$$

Burada;

$F$  = Çekim kuvveti (gr.cm/sn<sup>2</sup>)

$G$  = Evrensel çekim sabiti ( $6.673 \times 10^{-8}$  cm<sup>3</sup>/gr.sn<sup>2</sup>) .

$m_1$  ve  $m_2$  = Çekim kuvvetini oluşturan kütleler (gr)

$r$  = Kütlelerin merkezleri arasındaki uzaklık (cm) 'dır.

Newton II. Kanunu'na (Hareket Kanunu) göre; serbest düşmeye bırakılan bir "m" kütlesi üzerine etki eden kuvvet, kütle ile hareketin ivmesinin "g" çarpımına eşittir. Hareket Kanunu'nu aşağıda yer alan Eşitlik-(2.2) ile tanımlanmaktadır.

$$F = m.g \quad (2.2)$$

Burada,

$F$ = Çekim kuvveti ( $\text{gr.cm/sn}^2$ ),

$g$ = Yerçekimi ivmesi ( $\text{cm/sn}^2$ ),

$m$  = Çekim kuvvetini oluşturan kütle 'dir (gr).

Newton'un I. ve II. Kanunları olan Eşitlik-(2.1) ve Eşitlik-(2.2) birbirine eşitlenirse;

$$g = G \frac{m_E}{r_E^2}$$

Eşitlik-(2.3) elde edilir. Bu eşitlik, gravite yöntemi ile yerkürenin yerçekimi ivmesinin hesaplanmasında kullanılmaktadır.

Burada;

$g$ = Yerçekimi ivmesi ( $\text{cm/sn}^2$ )

$G$ = Evrensel çekim sabiti ( $6.673 \times 10^{-8} \text{ cm}^3/\text{gr.sn}^2$ ).

$m_E$  = Yerkürenin kütlesi (gr)

$r_E$ = Ölçüm noktasında yarıçap (cm)'dir,

Gravite yöntemi'nde ölçümler; gravimetre aleti kullanılarak gerçekleştirilmekte ve ölçümler; mutlak ve bağıl olmak üzere ikiye ayrılmaktadır. Mutlak gravite ölçümleri ile noktanın gerçek gravite alan değeri belirlenmektedir. Bağıl gravite ölçümlerinde ise noktanın referans\baz noktasına göre bağıl değişimleri ölçülmekte ve referans noktasının bilinen mutlak gravite alan değerine göre bağıl gravite alan değeri belirlenmektedir. Yerküre'nin mutlak gravite alan değerini ölçmek için kullanılan yöntemler; "Ağırlık Düşürme Yöntemi" ve "Sarkaç Yöntemi"dir. Bağıl gravite ölçümlerinde ise kullanılan yöntem "Yaya Asılı Kütle Yöntemi"dir.

Gravite yöntemi; ölçümlerin amacına bağlı olarak küresel, bölgesel ve yerel ölçeklerde gerçekleştirilmektedir [3]. Küresel ölçekte (uzaysal uzanım  $> 10^4$  km) gerçekleştirilen ölçümlerde amaç;

- Deniz seviyesi değişimleri,
- Manto içi konveksiyon akımları,
- Levha tektoniği

kaynaklı değişimlerin belirlenmesidir.

Bölgesel ölçekte ( $10^4$  km  $>$  uzaysal uzanımı  $> 10^2$  km) gerçekleştirilen ölçümlerde amaç;

- Sismotektonik süreç,
- Sismik aktivite öncesi, anı ve sonrası kabuksal değişimler,
- Volkanik süreç,
- Temel kaya topoğrafyası,
- Bölgesel jeolojik çalışmalar,
- Maden aramaları

kaynaklı değişimlerin belirlenmesidir. Yerel ölçekte ( $10^2$  km  $>$  uzaysal değişim  $> 10^0$  km) gerçekleştirilen ölçümlerde amaç;

- İstasyonu çevreleyen birimlerin kütlelerindeki değişim,
- Yeraltı suyundaki değişim,
- Gravite noktasındaki yükseklik değişimi,
- Fay ve kırık yapıları,
- Maden aramaları,
- Yeraltı boşluklarının tespit,
- Gömülü yapı aramaları

kaynaklı değişimlerin belirlenmesidir.

Gravite ölçümlerinde, ölçüm değerlerine çevresel ve aletsel etkilerden kaynaklanan gürültüler katılmaktadır. Ölçüm değerlerine katılan gürültüler, gravite yöntemi kuramında yer alan düzeltmeler ve indirgemeler kullanılarak ölçüm değerlerinden

çıkarılmaktadır [8]. Gravite yönteminde yer alan düzeltmeler ve indirgemeler aşağıda yer almaktadır;

- Gel-git düzeltmesi;
- Enlem indirgemesi
- Yükseklik indirgemesi
  1. Serbest hava indirgemesi
  2. Bouguer indirgemesi
- Eötvös düzeltmesi
- İzostazi düzeltmesi
- Topoğrafya düzeltmesi'dir.

## 2.1. Mikrogravite

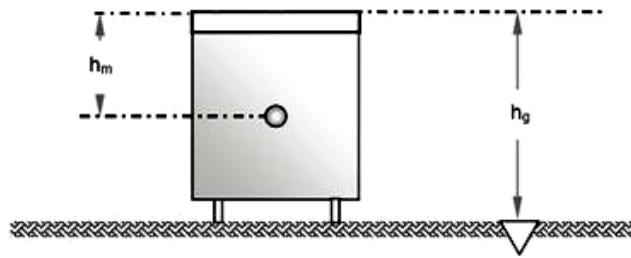
Gelişen teknoloji ve bilgi birikimi ile doğru orantılı olarak ölçüm yöntemlerinde kullanılan ölçerlerin, doğrulukları artmıştır. Bu değişime paralel olarak; gravite yönteminde “mGal” boyutunda yapılan ölçümler, günümüzde “μGal” boyutunda gerçekleştirilmektedir. Günümüz kullanılan gravimetrelerin doğrulukları  $\leq 10 \mu\text{Gal}$  'dir. Örnek olarak çalışma kapsamında kullanılan ve SCINTREX firması tarafından üretilen CG5 model gravimetrenin doğruluğu  $\leq 10 \mu\text{Gal}$  ve standart alan içinde tekrarlanabilirlikleri  $\leq 5 \mu\text{Gal}$  'dir [9].

Gravimetrelerin ölçüm doğruluğuna bağlı olarak gravite yönteminin uygulama alanları da artmıştır. Mikrogravite yöntemi öncesi gravite çalışmaları, genellikle maden ve petrol gibi mGal boyutunda anomaliler veren yapıların kütle, konum ve rezervlerinin belirlenmesi gibi çalışmalarda kullanılırken, günümüzde mikrogravite yöntemi ile arkeojeofizik araştırmalar, çevre jeofiziği araştırmaları, yerel ve bölgesel düşey yönlü deformasyonun belirlenmesi gibi μGal boyutundaki çalışmalarda kullanılmaktadır.

Mikrogravite yönteminde; mGal boyutunda gerçekleştirilen ölçümlerde dikkate alınmayan aletsel (drift, referans kütle yüksekliği) ve çevresel (yeraltı su seviyesi ve açık hava basıncı) etkiler de gürültü olarak ölçüm değerlerine katılmaktadır. Bu

etkilerin ölçüm değerlerinden kaldırılması amacıyla yöntemin kuramında yer alan düzeltmelere ve indirgemelere yenileri eklenmiş ve ölçüm stratejileri geliştirilmiştir.

Mikrogravite ölçümlerinde, noktanın gravite alan değerini önemli oranda değiştiren aletsel etkilerden biri “referans kütle yüksekliği” ile oluşan etkidir. Mikrogravite ölçümlerinde referans kütle yüksekliği etkisi; gravimetre referans kütle ile ölçüm noktası arasında kalan yükseklik farkından oluşmaktadır (Şekil 2.1).



Şekil 2.1. Gravimetre referans kütle indirgemesi  $h_m$ ; gravimetre referans kütle yüksekliği  $h_g$ ; nokta ile gravimetre yüksekliği arasındaki fark

Aynı noktalarda ve aynı gravimetre aleti kullanılarak; zamansal boyutta gerçekleştirilecek ölçümlerde, farklı uçayak yüksekliği nedeni ile referans kütle yüksekliği farklılık göstermektedir. Buna bağlı olarak da nokta gravite alan değerinde farklılıklar oluşmaktadır. Bu farklılığın giderilmesi amacıyla ölçüm değerleri, referans kütle yüksekliği indirgemesi ile ölçüm noktasına indirgenmektedir. Referans kütle yüksekliği indirgemesi; gravite yöntemi kuramındaki serbest hava indirgemesi (free air reduction) temel alınarak gerçekleştirilmektedir [10]. Referans kütle yüksekliğinin indirgenmesinde Eşitlik-(2.4) kullanılmaktadır.

$$g_{ayd} = (h_g - h_m) \times 0,3086 \quad (2.4)$$

Burada;

$g_{ayd}$ = Ölçüm değerine uygulanan indirgeme değeri (mGal),

$h_g$ = Gravimetrenin ölçüm noktasına göre yüksekliği (m),

$h_m$ = Referans kütle ile gravimetre üstü arasındaki mesafe (m),

Aynı nokta da farklı referans kütle yüksekliğine sahip gravimetre aleti ile gerçekleştirilen ölçümün, gravite alan değerine etkisini örneklendirmek mümkündür.

Üçayak yardımıyla nokta ile referans kütle arasındaki yüksekliği 10 cm arttırsak, nokta gravite alan değerinde  $\sim 30 \mu\text{Gal}$  azalış oluşacaktır (bkz Eşitlik-(2.4)). Özellikle düşey yönlü kabuk deformasyonunun belirlenmesi amacı ile yapılan zamansal gravite alan ölçümlerinde, referans nokta yüksekliği indirgemesinin göz ardı edilmesi; nokta da yoğunluk ve kütle değişimi olmaksızın anomali belirlenmesine ve hatalı yorumlanmasına sebep olacaktır. Hatalı yorumlamayı engellemek ve ölçülen noktaların başka çalışmalarda da kullanılmasına olanak sağlamak için her bir nokta da ölçülen gravite alan değerinin referans kütle yüksekliği ile noktalara indirgenmesi bu açıdan çok önemlidir.

Mikrogravite ölçümlerinde, topoğrafik ve mevsimsel koşullara bağlı olarak atmosferik basınçta meydana gelen değişimler, ölçüm değerlerine gürültü olarak katılmaktadır. Ölçüm değerlerinden, atmosferik basınç etkisi ile oluşan gürültünün kaldırılması gerekmektedir [11]. Atmosferik basınç etkisi Eşitlik-(2.5) ve Eşitlik-(2.6) yardımıyla hesaplanmakta ve ölçüm değerlerinden kaldırılmaktadır.

$$P_n = 1013,25 \times (1 - (0,0065H/288,15))^{5,2559} \quad (2.5)$$

$$dc_{atm} = 3 \times 10^{-4} (p_n - p_{atm}) \quad (2.6)$$

Burada;

$P_n$  = mutlak açık hava basıncı (hPa),

$H$  = noktanın yüksekliği (m)

$P_{atm}$  = açık hava basıncı (hPa)

$dc_{atm}$  = ölçüm değerlerine katılan açık hava basıncı etkisi ( $\mu\text{Gal}$ ).

Atmosferik basınç etkisi dikkate alınmadan gerçekleştirilecek mikrogravite ölçümlerinde, nokta gravite alan değerinde oluşacak etkiyi daha iyi anlaşılması için örneklendirebiliriz. Örnek olarak; Eşitlik-(2.5) kullanılarak deniz seviyesinde yer alan ve serbest hava basıncı 1000 hPa olan bir nokta da gravite alan değeri,



düzeltilmiş gravite alan değerinden 3,98  $\mu$ Gal fazla olacaktır. Aynı noktada Eşitlik-(2.6) kullanılarak serbest hava basıncını 1 hPa değiştirdiğimiz zaman, gravite ölçümlerine etkisi 0,3-0,4  $\mu$ Gal olacaktır. Özellikle serbest hava basıncı dikkate alınmadan gerçekleştirilecek zamansal gravite ölçümlerinde, farklı mevsimlerde belirlenen gravite alan değerlerinde farklar oluşacaktır. Bu farkın ölçüm değerlerinden çıkarılması amacıyla ölçüm değerlerine “serbest hava basıncı düzeltmesi” uygulanmakta ve farklı mevsimler arasındaki ölçümler birbirleriyle ilişkilendirilmektedir.

Özellikle zamansal gravite alan değişimlerinin belirlenmesine yönelik çalışmalarda, yeraltı su seviyesindeki belirsizlikler, ölçüm değerlerinde önemli sapmalar ve zıplamalar (ofset) oluşmasına neden olmaktadır. Başka bir deyişle, özellikle tektonik bölgelerde yeraltı su seviyesi değişimleri ile olmayan düşey değişimler belirlenecektir. Bu etkinin ölçüm değerlerinde giderilmesi veya tüm kampanyalarda aynı etkiyi oluşturması için iki farklı yol izlenmektedir. Birinci yol; bouguer düzeltmesi temelinde, tabaka modeli yaklaşımının esas alınması ve YAS seviyesi değişimlerinden kaynaklanan etkinin giderilmesidir. Bu yaklaşıma örnek olarak; noktanın porozite ve yeraltı su seviyesi bilindiğinde, YAS seviyesi değişiminden kaynaklanan etkinin Eşitlik-(2.7) kullanılarak, ölçüm değerlerinden kaldırılması verilebilir [12].

$$\frac{dg}{dw} = 42 \times p \quad (2.7)$$

Burada;

$dg$ = Ölçüm değerlerine katılan YAS etkisi ( $\mu$ Gal),

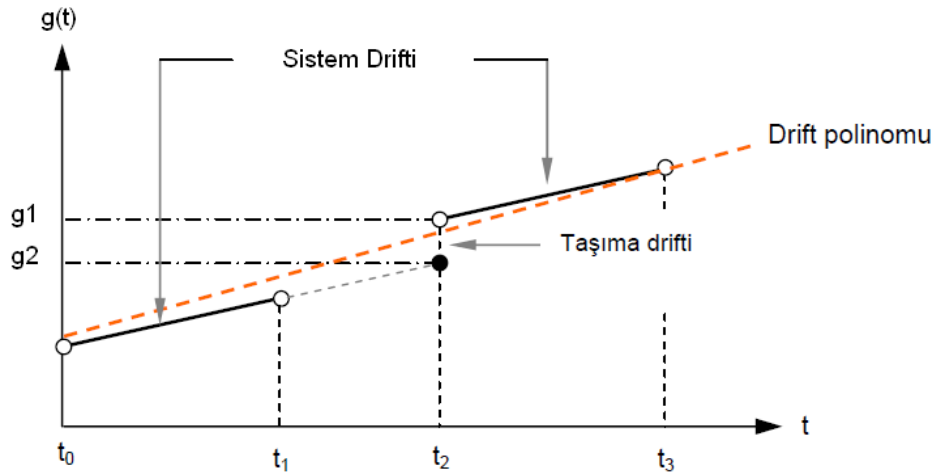
$dw$ = YAS seviyesindeki değişim (m),

$p$ = noktanın yer aldığı zeminin porozite değeri.

Örnek olarak; %30 poroziteye sahip bir zeminde yer alan nokta için YAS seviyesinde 1 m’lik değişim, nokta gravite alan değerinde 12,6  $\mu$ Gal’lik bir değişime neden olacaktır [13]. Ancak her bir gravite ölçüm noktasında, noktaya ait porozite ve YAS seviyesi değişimlerini bilme imkanı yoktur ve bu aşamada ikincil yol

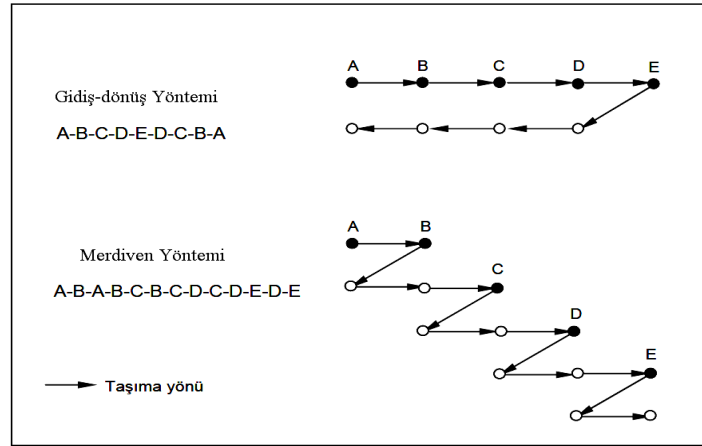
kullanılmaktadır. İkincil yol ise zamansal gravite kampanya ölçümlerinin eş dönemlerde gerçekleştirilmesidir. Eş dönemlerde gerçekleştirilen ölçümlerin sonuçları, YAS seviyesi kaynaklı etkinin hep aynı olduğu kabulü ile yorumlanmaktadır.

Mikrogravite ölçümlerine, gürültü olarak katılan önemli aletsel etkilerden bir diğeri de drift'tir ve bağıl gravimetrelerin mekanik yapısında, zamansal ve taşıma koşullarına bağlı olarak gelişim göstermektedir. Bağıl gravimetrelerde görülen drift; sistem ve taşıma drifti olmak üzere ikiye ayrılmaktadır (Şekil 2.2).



Şekil 2.2. Bağıl gravimetre aletlerinde görülen sistem ve taşıma drifti [9]

Sistem drifti; gravimetre üreticileri tarafından tanımlanmakta ve doğrusal modeller kullanılarak ölçüm değerlerinden kaldırılmaktadır. Ancak taşıma drifti, gravimetrelerin taşıma ve kullanım koşullarına göre değişim göstermektedir. Taşıma driftinin belirlenmesi ve ölçüm değerlerinden kaldırılması için özel ölçüm teknikleri geliştirilmiştir. Bu ölçüm tekniklerinden en bilinenleri ve kabul görenleri, “gidiş-dönüş” ve “merdiven” ölçüm tekniğidir (Şekil 2.3). Özel ölçüm teknikleri ile ölçümlerde tanımlanan taşıma drifti, ölçüm değerlerinden fonksiyonel modeller (drift polinomu) kullanılarak kaldırılmaktadır.

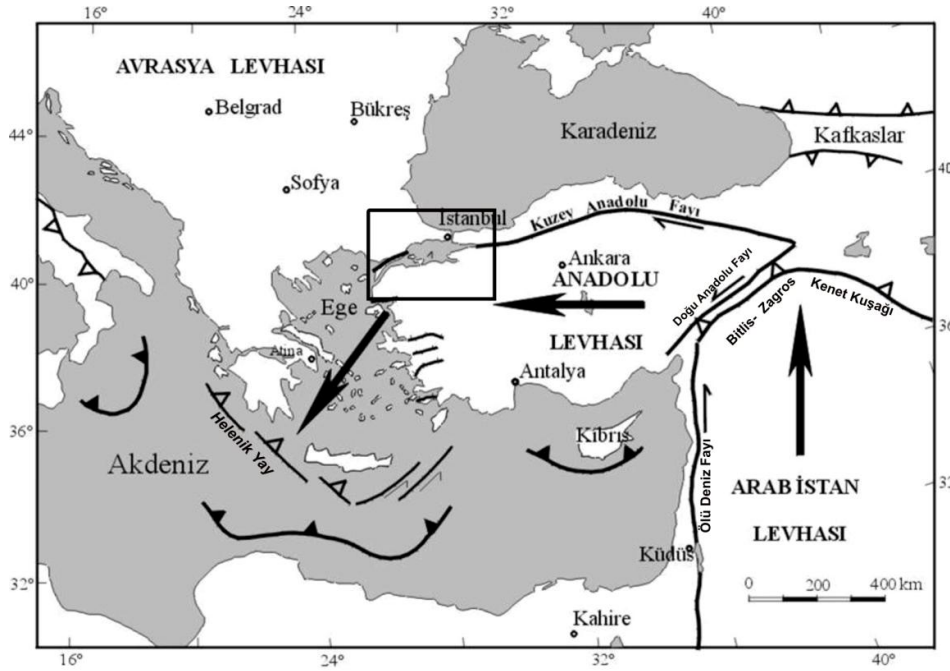


Şekil 2.3. Drift belirleme amaçlı özel ölçüm teknikleri [9]

Yeni eklenen düzeltmelere nazaran mevcut düzeltmelerde kullanılan değişkenlerin de gravimetre aletlerinin doğruluk sınırı içinde kalacak hassasiyette belirlenmesi gerekmektedir. Örnek olarak, yükseklik düzeltmesinde değişken olarak kullanılan noktanın yükseklik bilgisidir. Günümüzde kullanılan gravimetrelerin hassasiyetleri  $\leq 10 \mu\text{Gal}$  olduğu bilgisiyile, nokta yüksekliğinin en fazla  $\pm 30 \text{ mm}$  hata ile belirlenmelidir [6]. Bu nedenle yerküredeki düşey değişimlerin belirlenmesi istendiğinde aynı noktalarda gravite yöntemine ek GPS (Global Positioning System-Küresel Konumlama Sistemi) ile değişimlerin incelenmesi gerekmektedir [5].

### BÖLÜM 3. ÇALIŞMA ALANI VE DEPREMSELLİĞİ

Türkiye'nin depremselliği'ndeki büyük oran, Anadolu Levhası ve civarında görülen tektonik harekete bağlı olarak oluşmuş Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ), Bitlis-Zagros Kenet Kuşağı (BZKK) ve Ege Açılma Fay Zon'larındaki (Şekil 3.1) sismolojik aktiviteye bağlı olarak gelişim göstermektedir [10].



Şekil 3.1. Türkiye ve civarı levha tektoniği ve hareketleri. Levha tektoniği hareketleri bağlı olarak gelişen fay zonları [11]

KAFZ; Kuzey Anadolu Fayı (KAF). Karlıova'dan başlayıp Marmara Bölgesini geçerek Kuzey Ege'ye ulaşan yaklaşık 1200 km'lik baskın olarak doğrultu atımlı 100–1000 m arasında uzunluklara sahip fay segmentlerinden oluşan sağ yönlü doğrultu atımlı bir faydır [12]. Güncel hızı, joedezik yöntemlerle ortalama olarak yaklaşık 25 mm/yıl olarak belirlenmiştir [13, 8].

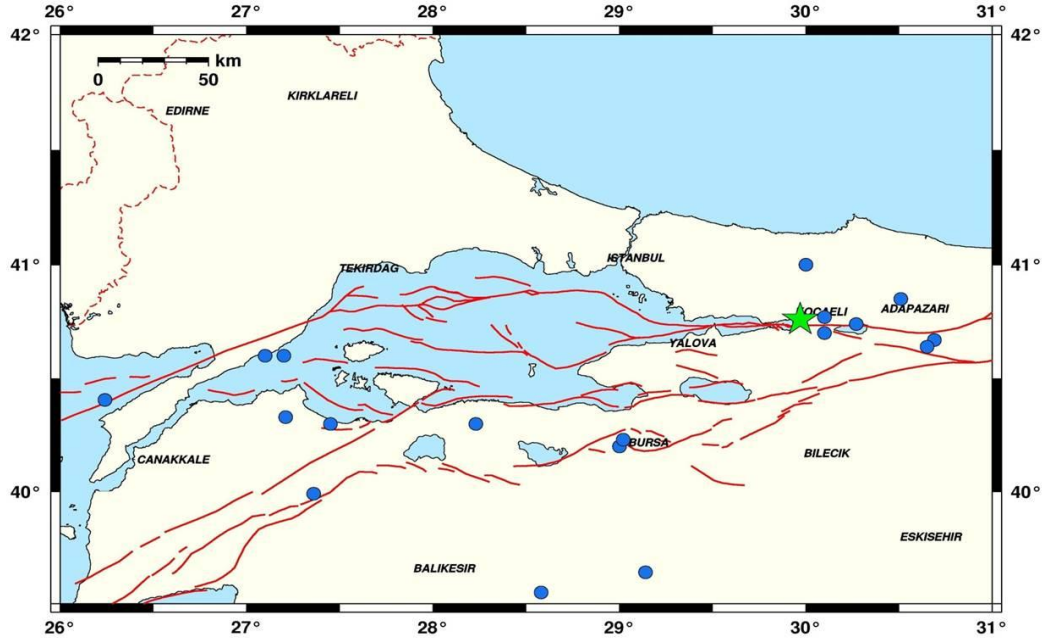
Tez kapsamında çalışılan Marmara Bölgesi'nin depremselliği; KAF Zonu'nun bölge içinde yer alan güney ve kuzey kolları üzerindeki fay segmentlerinin (Gönen-Yenice Fayı, Ganos Fayı vb) sismolojik aktivitesine bağlı olarak gelişim göstermektedir. Bölgenin depremselliğini temsilen 1912-2003 yılları arasında olan ve  $M \geq 5.5$  koşulunu sağlayan depremler Tablo 3.1'de sunulmaktadır [14].

Tablo 3.1. Marmara Bölgesi'nde son yüzyıl içinde olan depremler ( $M \geq 5.5$ )

<b>Tarih</b>	<b>Enlem</b>	<b>Boylam</b>	<b>Büyükük</b>
9 Ağustos 1912	40.6	27.2	7.3
10 Ağustos 1912	40.6	27.1	6.3
18 Kasım 1919	39.2	26.7	7.0
29 Mayıs 1923	41.0	30.0	5.5
2 Mayıs 1928	39.6	29.1	6.1
4 Ocak 1935	40.3	27.4	6.3
28 Ekim 1942	39.4	27.7	5.5
15 Kasım 1942	39.5	28.5	6.1
20 Haziran 1943	40.8	30.5	6.5
13 Kasım 1948	40.2	29.0	5.6
18 Mart 1953	39.9	27.3	7.2
6 Ekim 1964	40.3	28.2	7.0
22 Temmuz 1967	40.6	30.6	7.2
25 Mart 1969	39.2	28.4	5.5
5 Temmuz 1983	40.3	27.2	5.5
17 Ağustos 1999	40.7	29.9	7.4
17 Ağustos 1999	40.6	30.6	5.5
13 Eylül 1999	40.7	30.1	5.8
11 Kasım 1999	40.7	30.2	5.7
6 Temmuz 2003	40.4	26.2	5.7

Tablo 3.1'de verilmiş olan Marmara Bölgesi'ndeki depremleri bu bölgedeki yerel faylar [15, 16] ile ilişkilendirmek amacıyla, bu veriler Şekil 3.2'de yer alan harita üzerinde konumlandırılmıştır. Şekil 3.2'de yer alan harita ve bölge depremlerinin

konumları incelendiğinde son yüzyıl içindeki bölgenin depremselliği ve muhtemel deprem riski taşıyan bölgeleri daha iyi anlaşılacaktır.



Şekil 3.2. Marmara Bölgesi'nin tektoniği ve depremselliği. Kırmızı çizgiler; bölge faylarını temsil etmektedir. Mavi noktalar; bölgenin son yüzyıl içindeki ve  $M \geq 5.5$  olan depremlerini temsil etmektedir. Yıldız simgesi (yeşil), 17.08.1999 tarihinde olan ve  $M_w=7.4$  büyüklüğüne sahip İzmit Depremi'ni temsil etmektedir.

Marmara Bölgesi yüksek seviye de sismik tehlikeye sahiptir [10]. Tablo 3.1 ve Şekil 3.2'de sunulan yıkıcı depremler ışığında Marmara Bölgesi'nin deprem üretme potansiyelinin yüksek olduğu sonucuna varılmaktadır. KAF boyunca depremlerin batıya doğru göç ettiğinin bilinmesi nedeniyle 1999 depremleri sonrasında Marmara Bölgesi'nde kırılan alanın batı kısmında (İstanbul ve Batı Marmara) tehlikenin arttığı beklentisi içine girilmiştir [17, 18].

Marmara Bölgesi'nin ülke ekonomisinin (sanayi, tarım, turizm vb.) dinamosu konumunda olması ve nüfusunun daha yoğun olması, bölge depremselliğinin çok disiplinli çalışmalar ile kontrol altında tutulması ve önlemlerin alınması gerektiğini vurgulamaktadır. 1999 depremlerinde yaşanan can ve mal kayıpları, ülke ekonomisinin kötüleşmesi ve yaşanan sosyal sıkıntılar bu konuda en iyi örnektir.

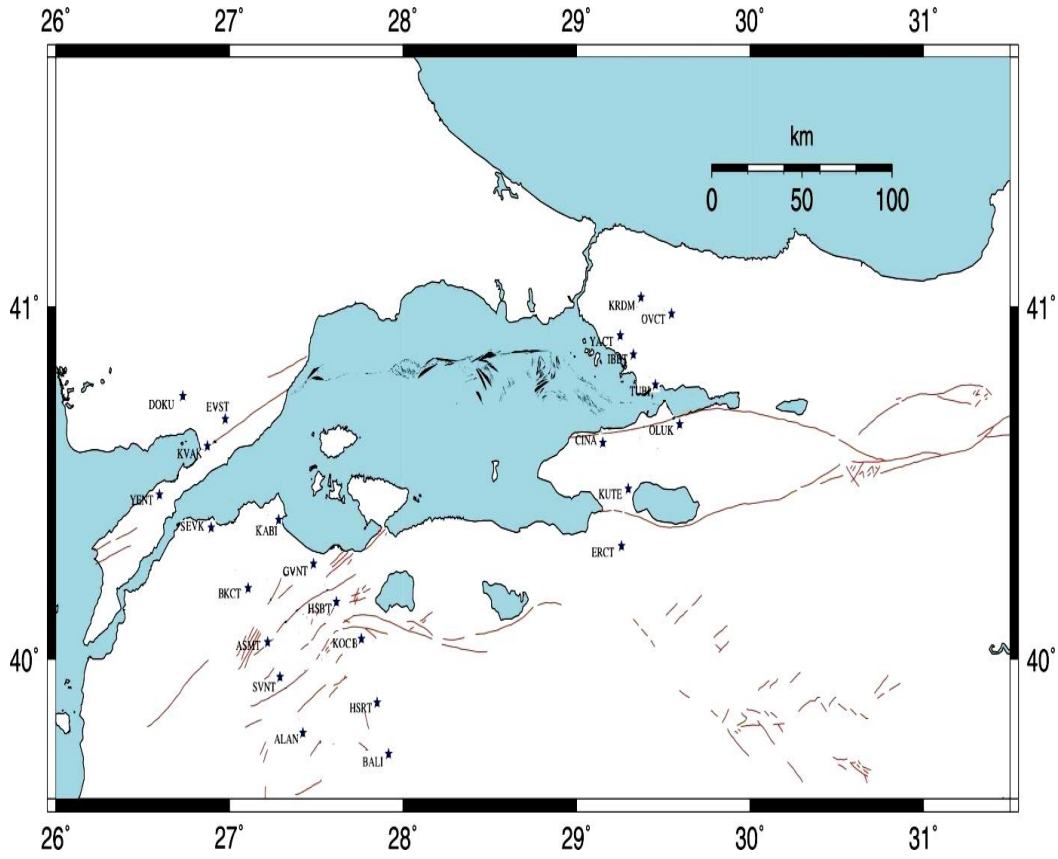
## **BÖLÜM 4. MARMARA BÖLGESİNDEKİ GRAVİTE DEĞİŞİMLERİNİN BELİRLENMESİ VE ANALİZİ**

Tez kapsamında kullanılan noktasal gravite alan verileri, “Türkiye’nin Deprem Riski Yüksek Jeo-Stratejik – ancak tektonik rejimleri farklı – Bölgelerinde Deprem Davranışının Çok Disiplinli Yaklaşımlarla Araştırılması-TÜRDEP” (105G019 numaralı TÜBİTAK 1007 Projesi) ile “Marmara Bölgesi’ndeki Düşey Yerkabuğu Hareketlerinin Mutlak Gravite ve GPS ile Araştırılması” (108Y152 numaralı TÜBİTAK 1001 Projesi) projeleri kapsamında 2006-2011 yılları arasında gerçekleştirilen bağıl gravite kampanya ölçümleri sonucu elde edilmiştir. Ölçümlerde temel amaç; Kuzey Anadolu Fayı’nın (KAF) Marmara Bölgesi’ndeki Kuzey Kolu üzerinde 17 Ağustos 1999 tarihinde olan İzmit Depremi’nin bölge gravite alan değişimine olan etkisinin belirlenmesi ve analiz edilmesidir. Bu amaç doğrultusunda noktalar, bölgede bulunan fayların kilitleme derinliğinin [2] kontrol edilmesini ve deformasyon alanlarının belirlenmesini sağlayacak şekilde faya yakın ve uzak alanlarda konumlandırılmıştır.

Marmara Bölgesi’nde bağıl gravite ölçümleri toplam 23 noktada gerçekleştirilmiştir. Bu 23 adet noktanın 15 tanesi tezin ilerleyen kısımlarında “Marmara-batı” olarak isimlendireceğimiz ve Çanakkale, Balıkesir ve Edirne illerini kapsayan bölge içinde yer almaktadır. Geri kalan 8 nokta ise tezin ilerleyen kısımlarında “Marmara-doğu” olarak isimlendireceğimiz ve Kocaeli, Bursa, Yalova ve İstanbul illerini kapsayan bölge içinde yer almaktadır (Şekil 4.1). Marmara-doğu ve Marmara-batı bölgelerinde sırasıyla yerel referans noktaları; ölçüm planlarında 999 sayısı ile tanımlanan TUBI ve 16 sayısı ile tanımlanan BKCT noktalarıdır.

TUBI ve BKCT noktalarının buldukları bölge içinde yerel referans\datum noktaları olarak seçilmelerindeki ana unsurlar; mutlak gravite değerlerinin bilinmesi, bölge içinde yer alan noktalara göre daha az deformasyona uğramaları ve bölgelerinin merkezlerinde bulunmalarıdır. Böylece geçki içindeki noktalar ile ağ içindeki diğer tüm geçkiler, aynı referans noktaya göre değerlendirilmiş ve ağ içindeki geçkiler arasında birliktelik sağlanmıştır.

Oluşturulan ağ sistemi içinde her bir geçkinin ölçümü, drift hatalarının kontrolü için gidiş ve dönüş ölçüm tekniği temel alınarak gerçekleştirilmiştir (bkz Bölüm 2.).



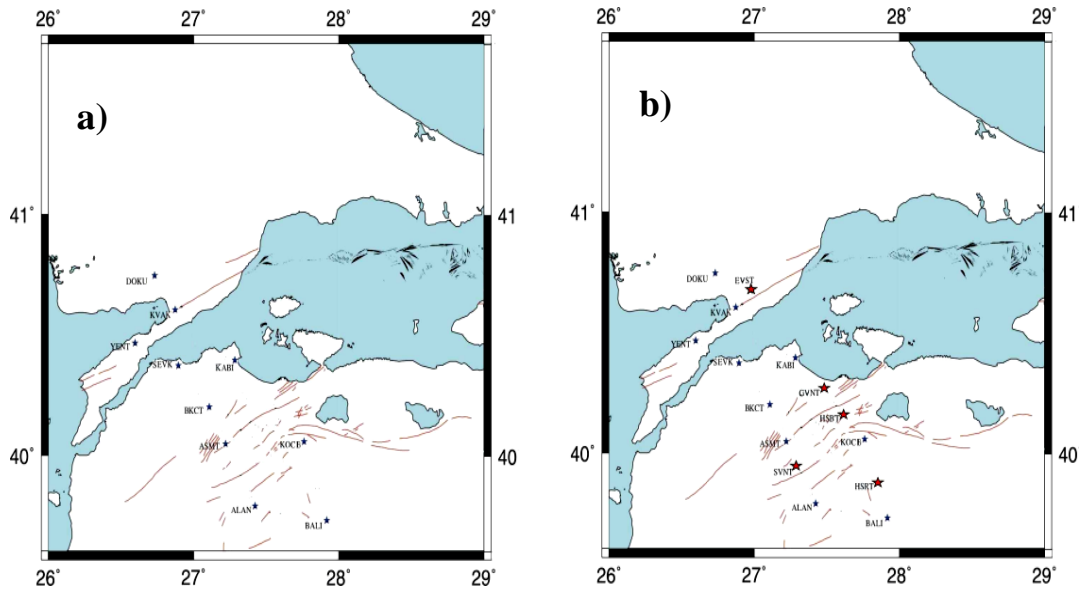
Şekil 4.1. Marmara Bölgesi'nde çalışma kapsamında ölçülen gravite noktaları. Kırmızı çizgiler, bölgedeki fayları temsil etmektedir. Yıldızlar, projeler kapsamında ölçümleri gerçekleştirilen noktaların konumlarını temsil etmektedir. Yıldız karakterlerinin yanında ise dört karakterli ölçüm noktalarının isimleri yer almaktadır.



## 4.1. Ön Çalışmalar

### 4.1.1. Noktaların Seçimi ve Yeni Noktaların Oluşturulması

Çalışma kapsamında bağıl gravite ölçümleri yapılan 24 adet noktadan 19'u Marmara Bölgesi'nde çeşitli kurum ve kuruluşlar (Yıldız Teknik Üniversitesi, TÜBİTAK MAM Yer ve Deniz Bilimleri Enstitüsü, Darmstadt Teknik Üniversitesi-Almanya) tarafından benzer çalışmalarda kullanılmak üzere oluşturulmuş noktalardan seçilmiştir. Bu noktalara ek olarak, Marmara-batı bölgesinin tektonizması göz önünde bulundurulmuş ve 2006 yılında var olan noktalara ek olarak 5 adet yeni nokta (GVNT, SVNT, HSRT, HSBT ve EVST) tesis edilmiştir (Şekil 4.2). Oluşturulan 5 adet yeni nokta ile yerel fayların deformasyon alanlarını daha iyi sorgulayacak kapanımlar elde edilmiştir.



Şekil 4.2. Gravite ölçüm noktaları. (a) Varolan noktaların dizilimi, (b) Varolan noktalara 5 adet yeni nokta eklenerek oluşturulan yeni nokta dizilimi (yeni noktalar kırmızı yıldız ile gösterilmektedir.)

Bu kapanımlar, Marmara-batı bölgesinde Gönen, Ganos, Edincik ve Biga faylarını, Marmara-doğu bölgesinde ise KAF'ın Marmara Bölgesi'ndeki Güney ve Kuzey Kolları'nı tanımlayacak şekilde oluşturulmuştur. Noktalar, bölgedeki yerel aktif fayların kilitleme derinliğine bağlı olarak oluşturacakları deformasyon alanlarının

belirlenmesi amacıyla yakın ve uzak alanlarda konumlandırılmıştır. Bu amaçla Marmara-doğu bölgesinde yerel fayların yakın alan etkisi CINA ve KUTE noktalarında, uzak alan etkisi ise ERCT ve KRDM noktalarında yapılan bağıl gravite ölçümleri ile kontrol edilmiştir. Marmara-batı bölgesinde ise yerel fayların yakın alan etkisi KVAK, ASMT ve KOGB gibi noktalarda, uzak alan etkisi ise DOKU, HSRT ve SEVK gibi noktalar ile kontrol edilmiştir.

#### 4.1.2. Bağıl Gravite Ölçümlerinin Planlanması

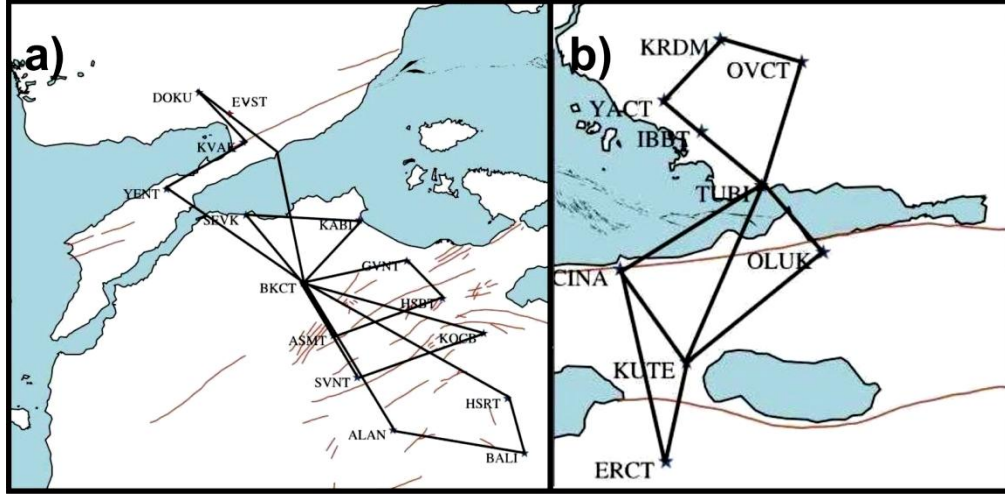
Çalışma kapsamında noktasal bağıl gravite ölçümleri öncesi yapılan planlama da statik ve taşıma drifti dikkate alınmış ve ölçümleri bir günde tamamlanacak geçkiler oluşturulmuştur (Tablo 4.1).

Tablo 4.1. Geçkilere ilişkin ölçüm planı

Geçki Numarası	Nokta Sayısı	Geçki Noktaları
Marmara-doğu 100	3	999 – 8 – 5
Marmara-doğu 200	3	999 – 7 – 5
Marmara-doğu 300	4	999 – 7 – 5 – 6
Marmara-doğu 400	5	999 – 1 – 2 – 3 – 4
Marmara-batı 500	3	16 – 20 – 22– 23– 21
Marmara-batı 600	4	16 – 18 – 19
Marmara-batı 700	4	16 – 17 – 15 – 12
Marmara-batı 800	3	16 – 11 – 13
Marmara-batı 900	4	16 – 10 – 99 – 14

Marmara-batı ve Marmara-doğu bölgelerinde yer alan ve farklı günlerde ölçümleri yapılan geçkilerdeki ölçü hatalarını azaltmak ve tüm geçkileri aynı referans noktaya bağlamak için ağlar, bal peteği şeklinde tasarlanmış ve her bir geçkinin diğer geçkiler ile en az bir noktasının ortak olması sağlanmıştır (Şekil 4.3). Böylelikle

veri işlem aşamasında geçkilerin önce kendi içinde, sonrasında ise ağ içinde dengelenmesi amaçlanmıştır.



Şekil 4.3. Bağlı gravite kampanya geçkileri. (a) Marmara-batı bölgesinde gerçekleştirilen bağlı gravite kampanya ölçümlerine ilişkin geçkiler, (b) Marmara-doğu bölgesinde gerçekleştirilen bağlı gravite kampanya ölçümlerine ilişkin geçkiler.

Bağlı gravite ölçümlerinde, ölçüm değerlerine katılan ve belirsizlikleri sebebiyle sağlıklı bir şekilde tanımlanamayan yeraltı su (YAS) seviyesi ve iklimsel (rüzgar, yağmur vb) koşullar önemli doğal gürültü kaynaklarıdır.

Ölçümlerden, sadece yer kabuğu yoğunluğu değişiminden kaynaklanan gravite değişimlerinin belirlenmesi amaçlanmaktadır. Amaç doğrultusunda; farklı mevsimsel koşullara ve YAS seviyesine bağlı olarak ölçüm değerlerine katılacak olan gürültülerin etkisini sabit tutmak için ölçümler, Mayıs ve Ekim olmak üzere iki eş dönemde gerçekleştirilmiştir. Böylelikle farklı mevsimsel koşullar ve YAS seviyelerinin farklı dönemlerdeki bağlı gravite kampanya ölçümlerine olan etkisi sorgulanmış, veri içinde izole edilmeye çalışılmıştır.

#### 4.2. Kampanya Ölçümleri

2006-2011 yılları arasında gerçekleştirilen bağlı gravite kampanya ölçümlerinde; YDBE envanterinde yer alan ve Scintrex firması tarafından üretilen iki adet CG5 AutoGRAV model gravimetre eş zamanlı olarak kullanılmıştır (Şekil 4.4). Her iki

gravimetrelerin kampanya bazlı okumaları ayrı ayrı veri işleme sokulmuştur. Noktadaki gravite alan değişiminin olası alet sorunu, operatör hatası veya noktasal yoğunluk değişimi nedeniyle oluşup oluşmadığının sorgulanması amacıyla her iki cihazın sonuçları karşılaştırılmıştır.



Şekil 4.4. Scintrex firması tarafından üretilen ve ölçümlerde kullanılan CG5 AutoGRAV model gravimetre sistemi

Bağlı gravite kampanya ölçümlerinde gravimetreler, kendi taşıma kutuları içinde ve emniyet kemeri bağlanarak taşınmıştır. Böylelikle noktalar arası ulaşımda gravimetrelerin mekanik yapısının özellikle de kütleliğin bağlı olduğu yayının istenmeyen boyutta salınması engellenmiştir.

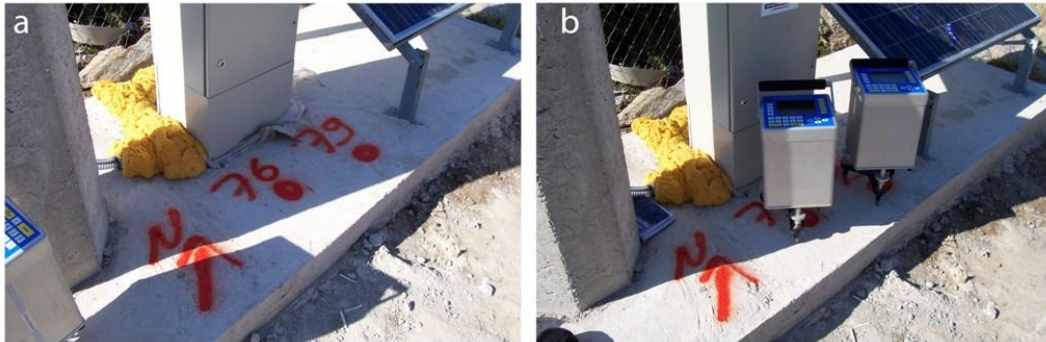
Marmara-batı ve Marmara-doğu bölgelerindeki geçkilerin ölçümleri, bölge referans nokta ölçümleri ile başlamış ve aynı gün içinde gidiş-dönüş\tekrarlı ölçüm tekniği gereği referans nokta ölçümleri ile tamamlanmıştır.

Ölçümlerde, hep aynı kütleliğin kaynaklanan yoğunluk değişiminin ölçülmesi amaçlanmıştır. Bu amaç ile gravimetrelerin düzeçlenmesinde kullanılan üçayağın merkezi ile noktaların merkezleri çakıştırılmıştır ve gravimetrelerin içinde yer alan kütle ile noktaların merkezlerinin çakışması sağlanmıştır. Gravimetreler bu konumda iken ölçümler gerçekleştirilmiş ve tüm kampanyalar da aynı kütle etkisinin ölçülmesi sağlanmıştır (Şekil 4.5).



Şekil 4.5. Üç ayak ile nokta merkezinin çakıştırılması

Zaman boyutunda gerçekleştirilen bağıl gravite kampanya ölçümlerinde en önemli doğal gürültü kaynaklarından biri de yerkürenin manyetik alan etkisidir. Ölçüm stratejimizin yüksek duyarlılıklı olması sebebiyle manyetik alan etkisinin tüm kampanya ölçümlerinde aynı etkiyi oluşturması amaçlanmıştır. Amaç doğrultusunda gravimetreler, ölçümler öncesi kuzey yönüne yönlendirilmiştir ve ölçümler, gravimetreler bu yönde iken gerçekleştirilmiştir (Şekil 4.6).



Şekil 4.6. Gravite ölçüm istasyonları. (a) Ölçüm noktaları, (b) Noktalarda yön bağımlı gravite ölçümlerin gerçekleştirilmesi.

Bağıl gravite kampanya ölçümlerinde gravimetreler, noktalar arasında ulaşımda kontrollü olarak taşınsa da mekanik yapılarında genliği taşıma koşullarına bağlı olarak değişen salınımların oluşması engellenememektedir. Noktasal ölçümler öncesi söz konusu salınımların sönümlenmesi amacıyla gravimetreler, her noktada çekül doğrultusuna getirilmiş ve bu konumda en az 10 dk. bekletilmiştir (Şekil 4.7).





Şekil 4.7. Gravimetrelerin çekül doğrultusunda getirilerek en az 10 dk. bekletilmesi

Atmosferik koşullardan kaynaklanacak etkileri azaltmak amacıyla ölçümler, çadır ve şemsiye gibi yardımcı malzemeler kullanılarak gerçekleştirilmiştir (Şekil 4.8).



Şekil 4.8. Gravimetrik ölçümlerde alınan bazı önlemler. (a) çadır kullanımı, (b) platform kullanımı, (c) şemsiye kullanımı.

Ölçümler esnasında ölçüm değerlerine katılan çevresel ve aletsel gürültüler, amaca uygun düzeltme ve indirgemeler ile ölçüm değerlerinden çıkarılmıştır. Aletsel ve çevresel gürültülerin ölçüm değerlerinden çıkarılması işlemlerinde kullanılmak üzere ölçümler ile eş zamanlı olarak atmosferik koşullar (açık hava basıncı, sıcaklık), gravimetre yüksekliği ve ölçüm zamanı kayıt altına alınmıştır.

Rüzgar, trafik vb kaynaklı çevresel gürültüler, gravimetrelerin ekranlarında yer alan ve ölçümler ile eş zamanlı olarak hesaplanan istatistiksel değerler ile kontrol

edilmektedir (Şekil.4.9). İstatistiksel değerlerden yararlanılarak, trafiğin durdurulması, ortamın hareketsizleştirilmesi gibi önlemler alınarak, yapay gürültülerin ölçümlere katılması engellenmektedir. Şayet ortam, yapay gürültü kaynaklarının engellenmesini mümkün kılmıyorsa, ölçümlerin tekrarlanması ya da ölçüm sayısının artırılması gibi kararlar, operator tarafından ölçüm anında alınmakta ve veri kalitesini artırmak için anlık olarak uygulanmaktadır.



Şekil 4.9. Ölçüm anında gravimetre tarafından hesaplanan istatistiksel değerler

İstatistiksel değerler yardımıyla yapılan kontrollere ek olarak, bağıl gravimetrelerin yazılımında yer alan sismik filtre yardımı ile ölçümlerin genel davranışına aykırı ve anlık olarak oluşan yüksek genlikli ve kısa süreli gürültüler, okunan gravite değerlerinin ortalamasına katılmadan bağıl gravimetreler tarafından çıkarılmaktadır. Böylece çevrede kontrolsüz olarak oluşan anlık gürültülerin noktasal bağıl gravite değişimine etkileri engellenmektedir.

Marmara-doğu ve Marmara-batı bölgelerinde 2006-2011 yılları arasında “Türkiye’nin Deprem Riski Yüksek Jeo-Stratejik – ancak tektonik rejimleri farklı –

Bölgelerinde Deprem Davranışının Çok Disiplinli Yaklaşımlarla Araştırılması-TURDEP” ile “Marmara Bölgesi’ndeki Düşey Yerkabuğu Hareketlerinin Mutlak Gravite ve GPS ile Araştırılması” Projeleri kapsamında gerçekleştirilen kampanyalar ile ölçülen nokta ve bu noktalara ait veri seti bilgisi Tablo.4.2’de sunulmuştur.

Tablo.4.2. Marmara-doğu ve Marmara-batı bölgelerindeki noktaların veri seti

Nokta	May.2006 [μgal]	May.2007 [μgal]	May.2008 [μgal]	May.2009 [μgal]	Ekim.2009 [μgal]	May.2010 [μgal]	May.2011 [μgal]	Ekim.2011 [μgal]
IBBT	+	- (Ölçülmedi)	+	+	+	+	+	- (Tahrip)
YACT	+	- (Ölçülmedi)	+	+	- (Tahrip)	- (Tahrip)	- (Tahrip)	- (Tahrip)
KRDM	+	- (Ölçülmedi)	+	+	+	+	+	+
OVCT	+	- (Ölçülmedi)	+	+	+	+	+	+
KUTE	+	+	+	+	+	+	+	+
ERCT	+	+	+	+	+	- ( hatalı)	+	+
CINA	+	+	+	+	+	- ( hatalı)	+	+
OLUK	+	+	+	+	+	+	+	+
ALAN	+	+	+	+	+	+	+	+
GVNT	+	+	+	+	+	+	+	+
HSBT	+	+	+	+	- ( hatalı)	+	+	+
KOCB	+	+	+	+	+	+	+	+
HSRT	+	+	+	+	+	+	- (tahrip)	- ( tahrip)
SVNT	+	+	+	+	- ( hatalı)	+	+	+
ASMT	+	+	+	+	- ( hatalı)	+	+	+
KABI	- ( hatalı)	- ( hatalı)	+	+	+	+	+	+
SEVK	- ( hatalı)	+	+	+	+	+	+	+
YENT	+	+	+	+	+	+	+	+
DOKU	- ( hatalı)	+	+	+	+	+	+	+



Tablo 4.2(devamı). Marmara-doğu ve Marmara-batı bölgelerindeki noktaların veri seti.

<b>KVAK</b>	- ( hatalı)	- ( hatalı)	+	+	+	+	+	+
<b>BALI</b>	+	+	+	+	+	+	+	+
<b>EVST</b>	Nokta oluşturulmadı	+	+	+	+	+	+	+

### 4.3. Gravite Ölçülerinin Değerlendirilmesi

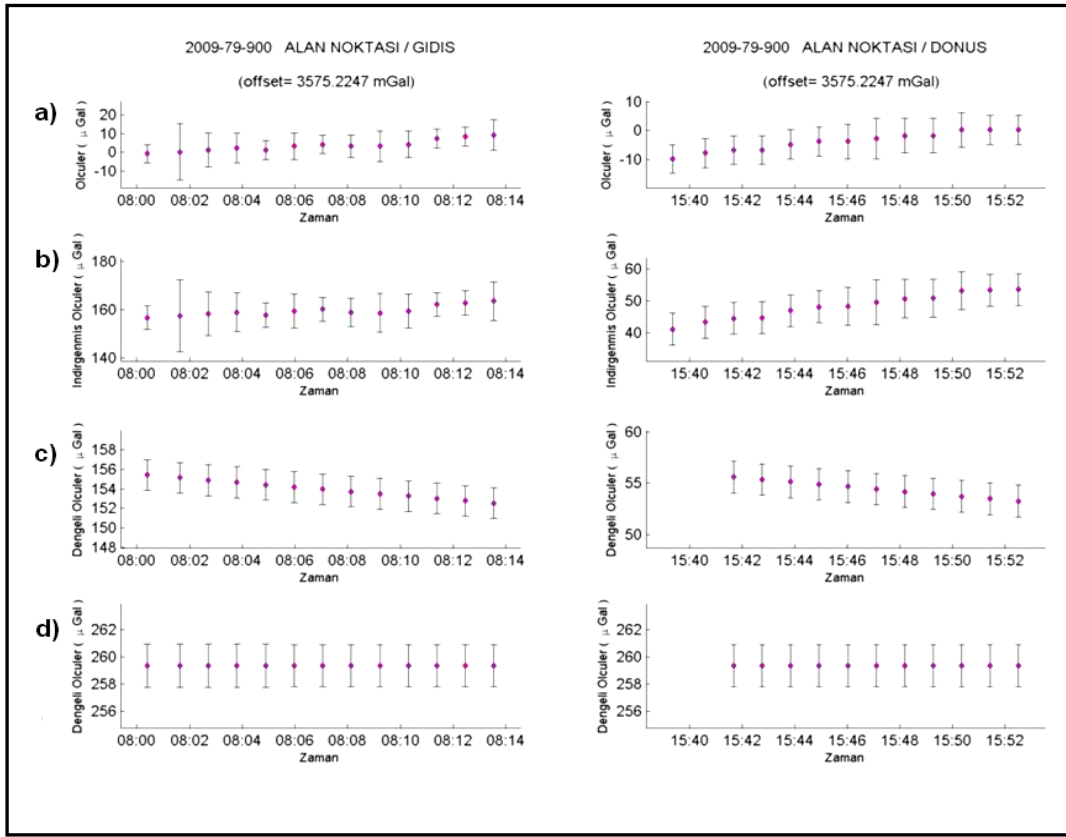
#### 4.3.1. Ölçüm Değerlerine Düzeltme ve İndirgemelerinin Uygulanması

“Türkiye’nin Deprem Riski Yüksek Jeo-Stratejik – ancak tektonik rejimleri farklı – Bölgelerinde Deprem Davranışının Çok Disiplinli Yaklaşımlarla Araştırılması-TURDEP” ve “Marmara Bölgesi’ndeki Düşey Yerkabuğu Hareketlerinin Mutlak Gravite ve GPS ile Araştırılması” Projeleri kapsamında 2006-2011 yılları arasında zamansal boyutta bağıl gravite ölçümleri gerçekleştirilen noktalarda, çalışmanın amacına uygun olarak ölçüm değerlerine;

- Referans kütle indirgemesi,
- Gel-git düzeltmesi,
- Atmosferik basınç düzeltmesi
- Drift düzeltmesi

uygulanmıştır (bkz Bölüm 2.). Tüm bu düzeltme, indirgeme işlemleri Münih Teknik Üniversitesi-Almanya, Jeodezi ve Navigasyon Enstitüsü tarafından geliştirilen GRAVAP yazılımı kullanılarak gerçekleştirilmiştir.

Ölçüm değerlerine katılan aletsel ve çevresel etkilerin amaca uygun düzeltmeler ve indirgemeler ile ölçüm değerlerinden kaldırılması işlemine örnek olarak Marmara-batı bölgesinde yer alan ALAN (Alancık-Çanakkale) noktasının mayıs-2008 dönemi ölçüm değerleri seçilmiştir. Ölçüm değerlerine uygulanan düzeltmeler ve indirgemeler Şekil.4.10’da sunulmuştur. Şekil 4.10’nun solunda kalan şekiller; geçki içinde ALAN noktasının gidiş ölçümüne, sağ tarafında kalan grafikler ise dönüş ölçümüne aittir.



Şekil 4.10. ALAN noktasının ölçüm değerlerine uygulanan düzeltme ve indirgemeler. (a) Arazi ölçüm değerleri, (b) referans kütle yüksekliği düzeltilmiş ölçüm değerleri, (c) Atmosferik etki ve gelgit düzeltilmiş ölçüm değerleri, (d) drift etkisi giderilmiş ve kendi içinde dengelenmiş noktasal bağıl gravite değerlerini temsil etmektedir.

#### 4.3.2. Bağıl Gravite Ölçülerinin Dengelenmesi

Bağıl gravimetreler ile birden fazla profil veya geçki üzerinden gerçekleştirilen gravite ölçümlerinde, geçkilerin birlikteliğinin sağlanması için belli bir düzeye indirgenmeleri gerekmektedir ve bu amaçla fonksiyonel modeller kullanılmaktadır. Çalışma kapsamında ölçümleri gerçekleştirilen geçkiler, Eşitlik-(4.1)'de yer alan fonksiyonel model kullanılarak kendi içlerinde dengelenmiştir ve bilinmeyenler hesaplanmıştır ( Tablo.4.3 ).

$$v = g - N_0 - \Delta F(z) + D(t) - L \quad (4.1)$$

Burada;

L : Noktadaki indirgenmiş; yaklaşık ayarlanmış (gravite birimine dönüştürülmüş) ve gelgit, hava basıncı ve yükseklik etkilerinden arındırılmış gravimetre okuması,

v : L gravite ölçüsünün düzeltilmesi,

g : Noktadaki bilinmeyen gravite,

$N_0$  : Bilinmeyen seviye (nivo) sabitesi,

$$\Delta F(z) = \sum_{k=1}^m y_k z^k : \text{Ayar fonksiyonu}$$

y : Bilinmeyen ayar parametreleri,

$$D(t) = \sum_{p=1}^s d_p (t - t_0)^p : \text{Drift fonksiyonu (t zamanının fonksiyonu)}$$

d : Bilinmeyen drift katsayıları,

anlamındadır.

Kampanyalara ait her bir geçkinin kendi içinde dengelenmesi sonrası, ağ bazında dengeleme işlemi gerçekleştirilmiş ve bilinmeyen sabitler hesaplanmıştır. Hesaplanan bilinmeyen sabitler kullanılarak farklı günlerde ölçümleri gerçekleştirilen geçkiler birbirleriyle ilişkilendirilmiştir.

Tablo 4.3. Marmara-batı bölgesi mayıs-2009 dönemi kampanya geçkilerine ve gravimetre aletine ait bilinmeyen sabitler

Geçki No	Seviye Sabitesi (Nivo) [ $\mu\text{m}/\text{s}^2$ ]	Drift Katsayısı [ $\mu\text{m}/\text{s}^2/\text{h}$ ]
500	9764637.63 $\pm$ 0.06	0.1440 $\pm$ 0.0025
600	9764640.22 $\pm$ 0.06	0.1423 $\pm$ 0.0025
700	9764642.21 $\pm$ 0.06	0.1338 $\pm$ 0.0013
800	9764644.69 $\pm$ 0.06	0.1568 $\pm$ 0.0016
900	9764635.32 $\pm$ 0.06	0.1252 $\pm$ 0.0018

Düzeltilme, indirgeme ve dengeleme işlemleri sonrası kampanyalar kapsamında ölçülen tüm noktalar için referans nokta baz alınarak gravite alan değerleri üretilmiştir.

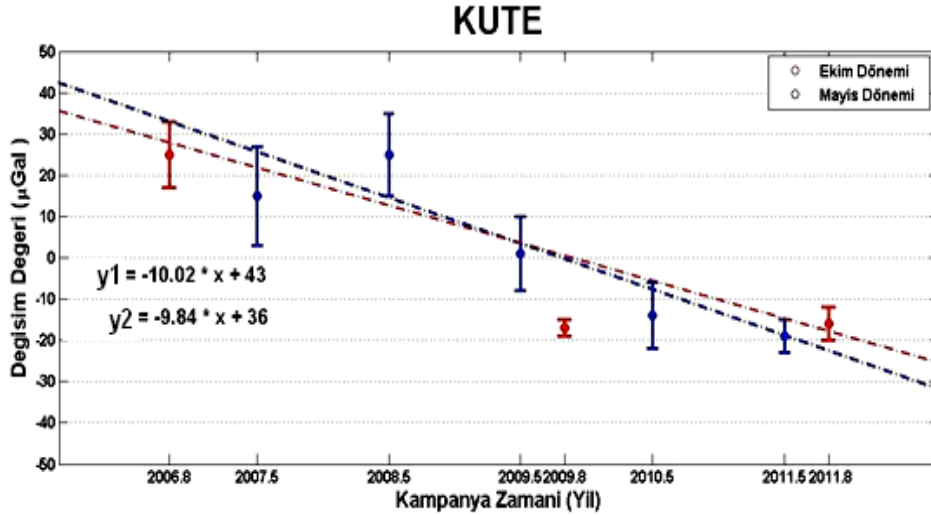
#### 4.4. Gravite Değişimlerinin Belirlenmesi

Marmaradoğu ve Marmarabatı bölgelerinde yer alan noktaların gravite alan değişimleri, TUBI noktasına indirgenmiştir. Değerlerin TUBI noktasına indirgenmesindeki temel unsur; TUBI noktasının gravite alan değeri ve koordinatlarının uluslararası ölçekte olmasıdır. TUBI noktasının gravite değeri; 2003-2005 yılları arasında gerçekleştirilen ölçümler öncesi, Alman Temel Gravite Ağı-94 ( German Basic Gravity Network 94 – DSGN94) [19] bağlanmış ve gravite değeri bu ağ temel alınarak üretilmiştir. Bu ölçümler sonrasında, TUBI noktasının gravite alan değerinde anlamlı bir değişim belirlenmemiştir. Ayrıca TUBI istasyonu, EUREF ( Europe Reference Frame) [20] istasyonudur ve koordinatları küresel ölçeklidir. Böylece ulusal ölçekte gerçekleştirilen ölçümler, uluslararası ölçekte olma özelliği de taşımaktadır.

Marmara-doğu ve Marmara-batı bölgelerindeki tüm noktalarda; TUBI noktasına indirgenen gravite değerlerinin ortalaması hesaplanmış ve noktaya ait dönemsel değerlerden çıkarılmıştır. Böylelikle noktasal değişimlerin daha sağlıklı gözlenmesi için farklı dönemlere ait gravite alan değerlerinin sıfır etrafında salınması (doğrusal trend analizi) sağlanmıştır.

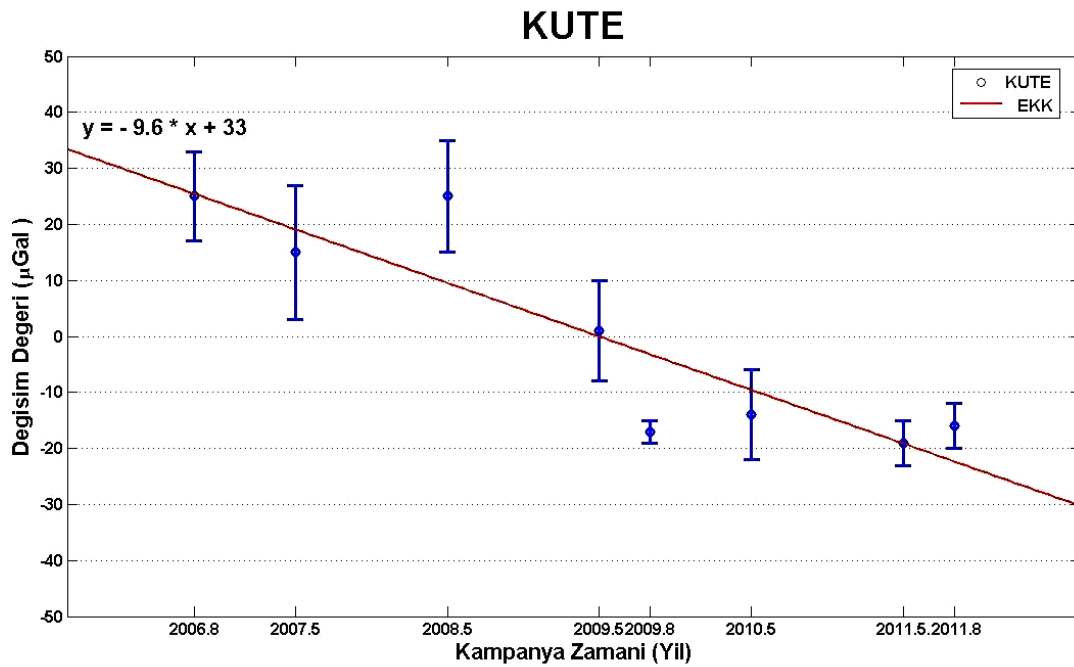
Marmara-doğu ve Marmara-batı bölgelerindeki noktalara uygulanan doğrusal trend analizi ile noktalara ait gravite zaman serileri hazırlanmıştır. Noktaların gravite zaman serilerine, “Ağırlıklı En Küçük Kareler (AEKK) Yöntemi [21]” uygulanarak yıllık gravite hız değerleri elde edilmiştir. Ancak, Bölüm 4.2.1’de açıklandığı gibi ölçümler mayıs ve ekim dönemlerinde gerçekleştirilmiştir. Farklı mevsimsel koşulların, gravite alan değişimlerinde azalan veya artan bir yönde etki oluşturup oluşturmayacağını sorgulamak için analiz yapılmıştır. Analizde; ekim ve mayıs dönemlerine ait ölçüm değerlerine, AEKK yöntemi uygulanmış ve ayrı ayrı hız kestirilmiştir. Farklı iki döneme ait hız değerleri analiz kapsamında karşılaştırılmıştır.

Karşılaştırma neticesinde; iki dönem hızları arasında önemli bir fark belirlenmemiştir (Şekil 4.11). Analiz sonucunda; her bir nokta da mayıs ve ekim dönemine ait verilerin ortak değerlendirilmesine ve bu dönemleri kapsayan tek bir hız değeri kestirilmesine karar verilmiştir (Şekil 4.12).



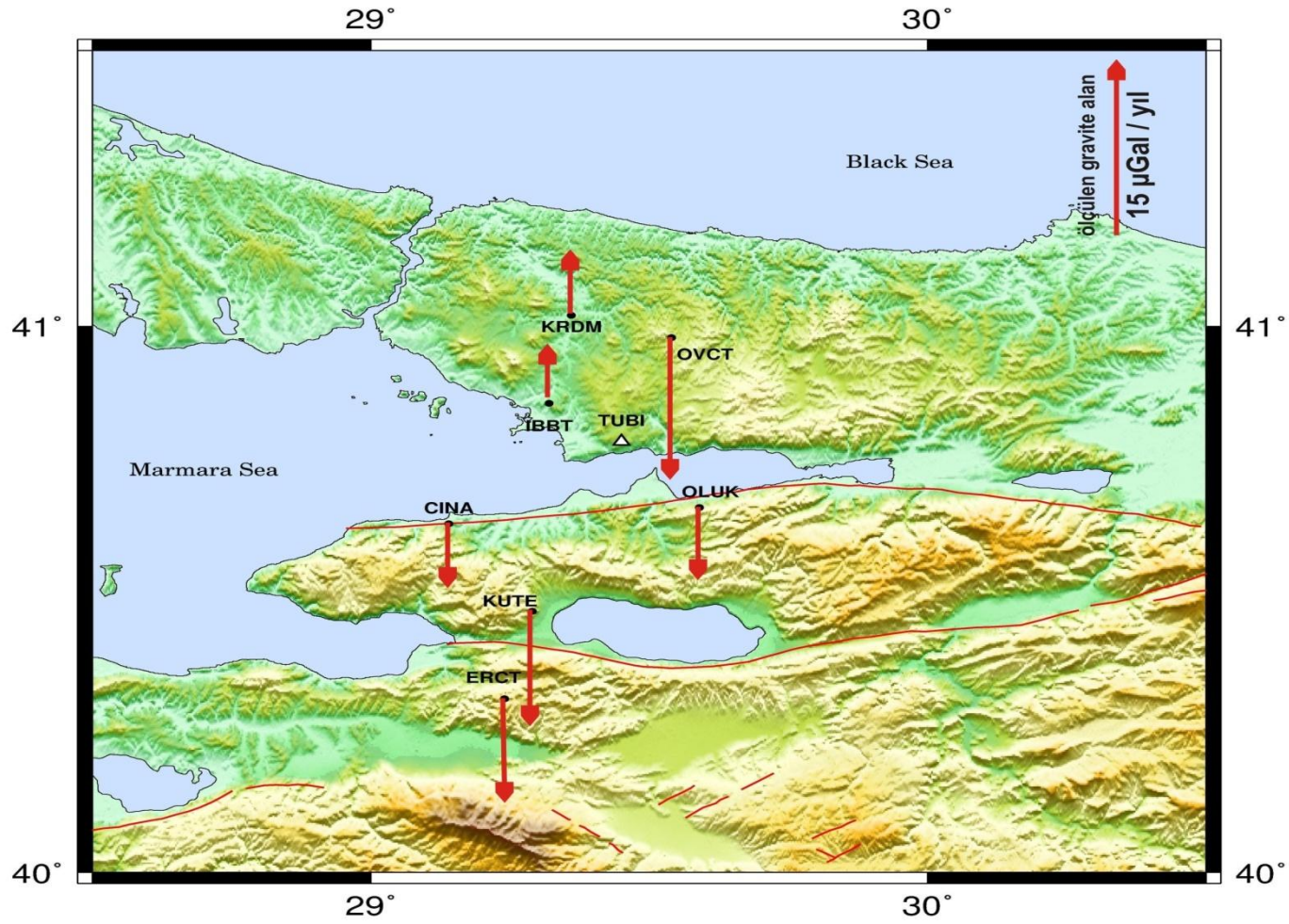
Şekil 4.11. Ekim ve Mayıs dönemlerine ait yıllık gravite hız değerlerinin karşılaştırılması. Mavi renk ile tanımlanan hata barları mayıs dönemindeki gravite alan değişimini temsil etmektedir. Kırmızı renk ile tanımlanan hata barları ise mayıs dönemindeki veriyi temsil etmektedir.  $y_1$  ve  $y_2$  olarak tanımlanan denklemler sırasıyla mayıs ve ekim dönemindeki gravite alan değişimlerinden AEKK yöntemi kullanılarak hesaplanan I. derece doğru denklemleridir.

Marmara-doğu ve Marmara-batı bölgelerindeki noktalarda belirlenen yıllık gravite alan değişimlerine örnek olması için Marmara-doğu bölgesinde yer alan KUTE noktasının yıllık gravite hızının belirlenmesi işlemi görsel olarak Şekil 4.12'de sunulmaktadır.



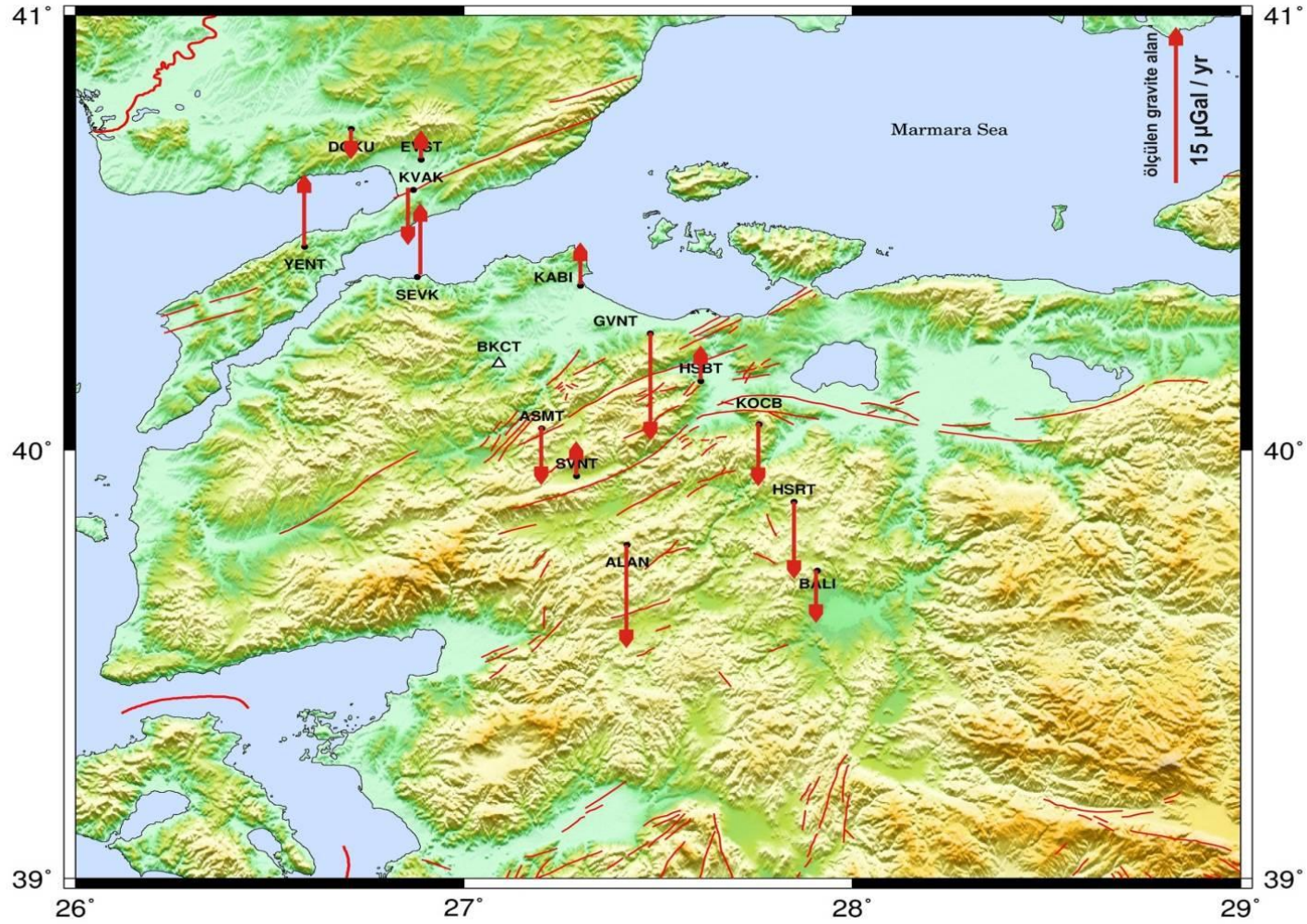
Şekil 4.12. Marmara-doğu bölgesinde yer alan KUTE noktasının yıllık gravite alan hızının belirlenmesi. Mavi renkli hata barları; kampanya bazlı gravite alan değişimlerini temsil etmektedir. Hata barlarını kesen kırmızı renkli kesiksiz çizgi, gravite alan değişimlerinin azalan yöndeki eğilimini gösteren ve AEKK yöntemi ile belirlenen doğrudur. Şeklin sol üst köşesinde yer alan eşitlik ise AEKK yöntemi ile kestirilen doğrunun denklemidir.

Marmara-doğu ve Marmara-batı bölgesindeki noktaların hesaplanan yıllık gravite hız değerleri, noktaların buldukları bölgelerin kabuk davranışları hakkında bilgi elde edilmesi amacıyla; bölgesel bazda birim vektöre endekslenerek, Şekil 4.13a ve Şekil 4.13b'de sunulmuştur.



Şekil 4.13a. Marmara-batı bölgesindeki noktaların hesaplanan yıllık gravite hız değerlerinin bölgesel bazda vektörel olarak gösterilmesi.





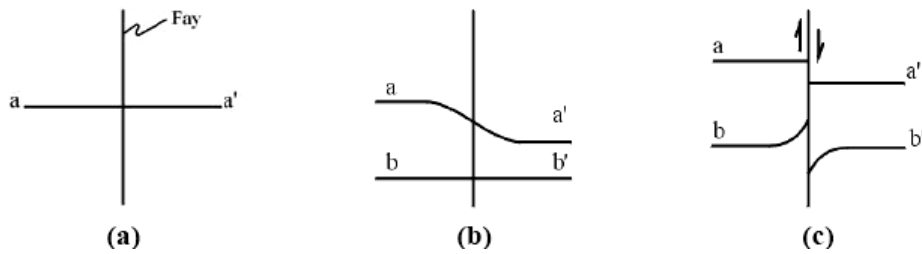
Şekil 4.13b. Marmara-batı bölgesindeki noktaların hesaplanan yıllık gravite hız değerlerinin bölgesel bazda vektörel olarak gösterilmesi.



## BÖLÜM 5. DEPREM ANI VE SONRASI GRAVİTE DEĞİŞİMİNİN MODELLENMESİ YAKLAŞIMLARI

Deprem, yerkabuğunda fay olarak adlandırılan kırıklar üzerinde biriken elastik deformasyon enerjisinin, aniden boşalması sonucunda meydana gelen yerdeğiştirme hareketinin neden olduğu karmaşık elastik dalga hareketleri ile oluşmaktadır. Deprem sonrasında, statik ve dinamik olmak üzere iki tür deformasyon meydana gelmektedir. Statik deformasyon; deprem sonrasında fayda meydana gelen kalıcı deformasyondur ve fayın toplam atım miktarı kadardır. Dinamik deformasyon ise fayın kırılması sırasında meydana gelen elastik dalgalar ile yayılan ve deprem dalgasının ortamdan geçtiği sırada sıkışma, yamulma, dönem hareketleri sonucu zamana bağlı oluşmaktadır. Statik deformasyon kalıcı deformasyon iken, dinamik deformasyon genelde kalıcı olmayan deformasyondur.

Yeryüzünde düşey, yatay veya eğim atımlı faylanma ile oluşan depremler; deprem öncesi, deprem anı ve deprem sonrası olmak üzere üç ana zaman dilimi içinde incelenmektedir (Şekil 5.1). Bu üç sismik zaman evresinde oluşan deformasyon “Elastik Geri Sekme - Elastic Rebound Theory” [1] teorisi ile basitçe elastik modellerle açıklanabilmektedir.



Şekil 5.1. Elastik Geri Sekme Teorisi [22]. (a) Gerilmesiz fay blokları (aa' profili, fay bloklarının hareketini temsil etmektedir. (b) Fay blokları üzerindeki hareketin kilitlenme noktası civarında oluşması. (c) Tektonik kuvvetlerin, kilitlenme noktası üzerindeki sürtünme kuvvetini yenmesi

Elastik Geri Sekme Teorisi'ne göre tam elastik bir ortamda yer alan gerilmesiz fay blokları tektonik kuvvetlerin etkisiyle, birbirlerine göre göreceli hareket etmek istemektedirler. Ancak bloklar arasında var olan sürtünme kuvveti, bu hareketi engellemektedir. Tektonik kuvvetler, sürtünme kuvvetini yenene kadar fay blokları üzerindeki herhangi bir noktada kilitlenme devam eder ve zaman bağımlı deformasyon fay yüzeyi civarında gerçekleşmektedir. (bkz Şekil 5.1b). Tektonik kuvvetlerin, kilitlenme noktası üzerinde sürtünme kuvvetini yenmesi ile birlikte, bloklar arasında ani bir yer değiştirme ve buna bağlı olarak yeryüzünde ani bir deformasyon gözlemlenmektedir (bkz Şekil 5.1c). Bu ani yer değiştirme; kilitlenme noktasında biriken birim deformasyon enerjisinin mekanik enerjiye dönüşerek, katmanların kırılma ve yırtılma hareketi şeklinde açığa çıkmasıdır. Depremden hemen sonraki dönemde faylanma ile boşalmamış deformasyonlar da artçı deprem süresince boşalarak ortam gerilmesiz olan ilk konumuna dönmektedir.

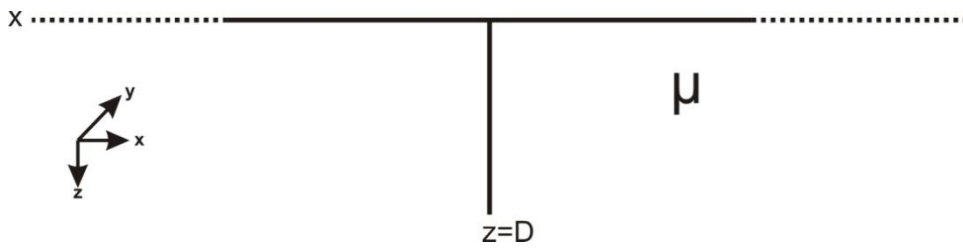
Ancak bu aşamaya kadar deprem döngüsünün tanımlanmasında genel yaklaşım jeodezik gözlem temellidir. Bununla birlikte gözlem teknolojisinde yaşanan gelişmeye bağlı olarak özellikle deprem sonrası evrenin, jeofizik modelleme yaklaşımları ile irdelenmesi gerekmektedir [23]. Zaman bağımlı deformasyonların tanımlanmasında kullanılan jeofiziksel modelleme yaklaşımları, poroelastik ve viskoelastik kökenlidir [24]. Poroelastik yaklaşımlar ile ortamdaki deprem sonrası yüklenmeye bağlı olarak yakın alandaki gözenek basıncında görülen değişimler modellenmektedir [25, 26]. Viskoelastik yaklaşımda; ilk anlarda deformasyonun kabuğun alt sınırı ile üst sınırı arasında anlık olarak gerçekleştiği ancak zamanla kabuğun kırılma kısmı altında yer alan ve sünek davranış gösteren kısım ile üst manto sınırına kadar indiği varsayılarak modelleme yapılmaktadır [27, 28]. Çünkü ağdalı\viskoz bir yapıya sahip olan alt kabuk ve üst manto; özellikle baskı sonrası eski şekline yavaş geri dönme gibi fiziksel özellikler sergilemektedir. Dolayısıyla deprem sonrası deformasyona uğrayan ortamın tekrar gerilmesiz ilk konuma dönmesini zamana yayarak yavaşlatmaktadır. Bu nedenle, genel anlamda deprem anında oluşan deformasyon elastik yerdeğiştirme teorisi ile tanımlanırken, deprem sonrası oluşan zaman bağımlı deformasyon ise yarı sonsuz viskoelastisite teorisi ile tanımlanmaktadır.

Çalışmanın bu kısmında, ilk olarak elastik kayma teorisi ile deformasyonların elde edilmesi ve ikinci aşamada ise ortamda viskoz özellik gösteren bir tabakanın bulunması durumunda sonuçların nasıl hesaplanabileceği tanımlanacaktır.

### 5.1. Elastik Geri Sekme Teorisi

Yerkabuğunun elastik özellikte olmasını temel alan deprem anı ve depremden hemen sonrasında sürtünmeye bağlı yenilmeye üst kabukta meydana gelen (afterslip) deformasyonların belirlenmesi amaçlı çalışmalarda kullanılmaktadır

Elastik Kayma Teorisi'nde deformasyonlar; yarısonsuz, homojen ve elastik bir ortam içinde yer alan bir fay modeli ile belirlenmektedir.



Şekil 5.2. Yarısonsuz homojen ve elastik ortam. x-ekseni yeryüzünü temsil ederken, z-ekseni ise elastik tabaka kalınlığını temsil etmektedir.  $\mu$ , elastik tabakanın katılığını rijitidesini temsil etmektedir.

Bu tür bir fiziksel ortam içindeki statik deformasyonlara, elastik ortam içinde yer alan noktasal kuvvetler neden olmaktadır. Fay yüzeylerinde oluşan toplam deformasyonu elde etmek için fay yüzeyinde yer alan tüm noktalar için çözüm üretilip, bir integral denklemi ile sonuçlar birleştirilmektedir. Steketee [29], Volterra formülünde verilen noktasal yerdeğiştirmelerin yeryüzündeki toplamını, yer değiştirme alanı  $u_i(x_1, x_2, x_3)$ 'yi şeklinde belirleyecek biçimde Eşitlik-(5.1)'da tanımlamıştır.

$$f_i + \mu \frac{\partial^2 u_j}{\partial x_j \partial x_i} + \mu \frac{\partial^2 u_i}{\partial x_j \partial x_j} = 0 \quad (5.1)$$

Savage [30], yeryüzü ile D derinliği arasında kilitli olan yarısonsuz doğrultu atımlı bir fay için Volterra Formülünü aşağıdaki şekilde basitleştirmiştir

$$u = \frac{\Delta U}{\pi} \tan^{-1}\left(\frac{x}{D}\right) \quad (5.2)$$

Eşitlik-(5.2)'de yer alan model, homojen yarısonsuz ortamlar için kullanılmaktadır. Ancak ortamın homojen ve tabakasız olması Yerküre'nin doğal olarak derinlikle değişim yapısına uygun değildir. Normalde, yerküre elastik yarı uzay üzerinde yer alan tabakaları temsil edecek şekilde modellenmektedir. Elastik bir tabakada gömülü sonsuz uzunluktaki doğrultu atımlı bir fay için yerdeğiştirme ise genel Green fonksiyonlarının basitleştirilmiş şekliyle aşağıdaki gibi tanımlanmıştır [31].

$$u = \frac{\Delta U}{\pi} \left[ \tan^{-1}\left(\frac{x}{D}\right) + \sum_{n=1}^{\infty} \left[ \frac{\mu_1 - \mu_2}{\mu_1 + \mu_2} \right] \times \left[ \tan^{-1}\left(\frac{x}{2nH + D}\right) - \tan^{-1}\left(\frac{x}{2nH - D}\right) \right] \right] \quad (5.3)$$

Eşitlik-(5.2) ve Eşitlik-(5.3)'deki modeller kullanılarak, sırasıyla tabakasız ve tabakalı kabuk modeli için istenilen noktada boyu sonsuz uzunlukta olan doğrultu atımlı bir fayın oluşturacağı deformasyonları hesaplamak mümkündür.

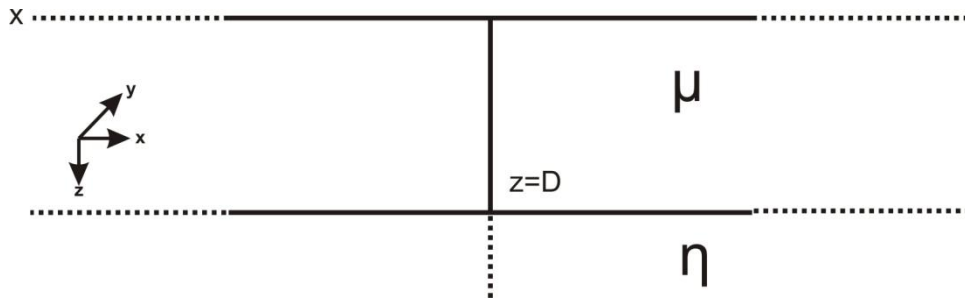
Deprem anında oluşan deformasyonları hesaplamak için tabakalı yarısonsuz ortamdaki sonsuz uzunlukta bir doğrultu atımlı faya ait analitik çözümler gözlemsel veri ile uyumlu sonuçlar üretirken, deprem sonrasında viskoz özellik gösteren katmanlardan kaynaklanan ivmeli değişimleri hesaplamada yetersiz kalmaktadırlar. Bu nedenle, izleyen kısımda probleme ait daha genel bir yaklaşım sunulmuştur.

## 5.2. Viskoelastisite Teorisi

Elastik kayma teorisi, deprem anında elastik gerilmeden kaynaklanan yerdeğiştirmeleri tanımlamaktadır. Ancak deprem anında uygulanan gerilimin, sünek yapıya sahip olan alt kabuk ve üst mantoda zaman içindeki viskoelastik rahatlamasını ve deprem sonrası kaymadan kaynaklanan deformasyonu hesaplayamamaktadır. Deprem sonrası, alt kabuk ve üst mantoda zaman içindeki viskoelastik rahatlamadan

kaynaklanan deformasyonun belirlenmesi için “Viskoelastisite Teorisi- Viscoelastic Rebound Theory” geliştirilmiştir [32].

Viskoelastisite Teorisi; ilk anlarda deformasyonların kırılğan üst kabukta olduğu, zaman içerisinde sünek alt kabuğa yayıldığı ve uzun aşamada viskoz üst mantoya kadar indiği kabulü ile yapılmaktadır [27]. Modelleme; en basit haliyle yerkabuğunu yarısonsuz viskoz tabaka üzerinde uzanan elastik tabakadan oluştuğunu kabul etmektedir (Şekil 5.3).



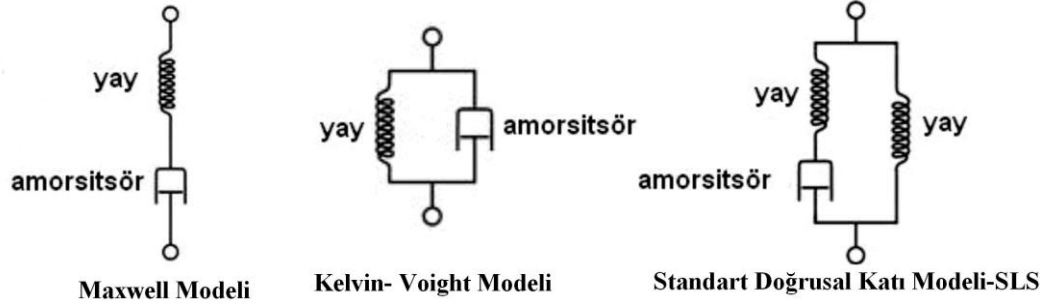
Şekil 5.3. Yarısonsuz viskoz tabaka üzerinde elastik tabakanın yer aldığı ortam. x-ekseni yeryüzünü temsil ederken, z-ekseni ise elastik tabaka kalınlığını temsil etmektedir.  $\mu$ , elastik tabakanın katılığını/rijitidesini,  $\eta$  ise viskoz ortamın viskozitesini/akmazlığını temsil etmektedir.

Nur ve Mavko [32], yarısonsuz tabakalı elastik modeli, yarısonsuz tabakalı viskoelastik model ekleyerek geliştirmişlerdir. Cohen [33], Nur ve Mavko tarafından geliştirilen modeli, “H” kalınlıklı bir elastik tabaka içinde ve “D” derinliğinde yer alan bir doğrultu atımlı faya ait bir model olarak düzenlemiştir. Cohen tarafından viskoelastik yarı uzay üzerinde yer alan ve “H” kalınlıklı elastik tabaka içinde “D” derinliğinde yer alan sonsuz uzunluktaki doğrultu atımlı fay için deformasyon modeline ait analitik çözüm Eşitlik-(5.4)’de verilmiştir.

$$\frac{u}{\Delta U} = \frac{1}{2} - \frac{1}{\pi} \tan^{-1} \left( \frac{x}{D} \right) + \sum_{n=1}^{\infty} V(x, t, n) \quad (5.4)$$

Viskoelastik modeller yerküreyi, elastikliği tanımlayan yay ve viskozluğu tanımlayan amartisör ile analogik olarak modellemektedirler. Viskoelastik modeller; amortisörün sayısı ve konumlarına göre değişim göstermektedirler. Viskoelastik modelleri, yay ve

amortisörün konum ve sayısına göre; Maxwell, Kelvin-Voight ve Standart Doğrusal Katı (Standart Linear Solid) modelleri ile örneklendirebiliriz (Şekil 5.4) [34].



Şekil 5.4. Viskoelastik modellere örnekler

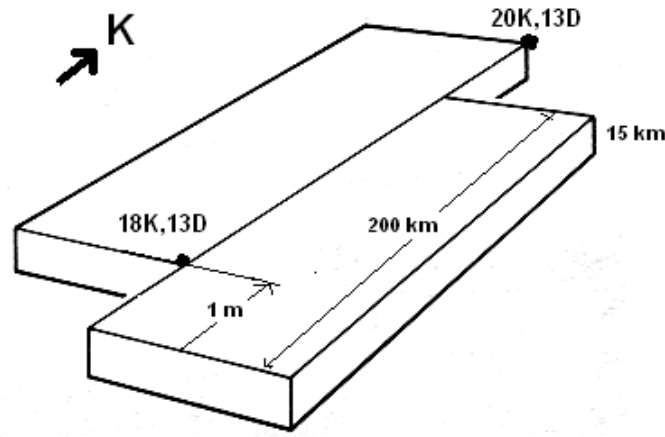
## **BÖLÜM 6. ANALİTİK VE SAYISAL MODELLEME YAKLAŞIMLARININ KARŞILAŞTIRILMASI**

Analitik modelleme yaklaşımları; basit yapıların ya da geometrik şekillerin oluşturduğu etkileri, basit matematiksel eşitlikler kullanılarak ifade edildiği modelleme yaklaşımlarıdır. Sayısal modelleme yaklaşımları; analitik modelleme yaklaşımlarının tersine daha karmaşık\heterojen yapıların oluşturduğu etkileri, daha karmaşık daha fazla hesaplama gerektiren ve bu özellikleri nedeniyle ölçülen ile model veri arasında daha iyi uyumun sağlandığı modelleme yaklaşımlarıdır [36].

Çalışma kapsamında sayısal modelleme yaklaşımı kullanılarak, farklı zamanlarda ölçülen bağıl gravite alan değişimleri analiz edilecektir. Bu kapsamda sayısal modelleme yaklaşımımız; Wang tarafından oluşturulan algoritma olup, adı geçen yayında verilen PSGRN ve PSCMP olarak isimli iki adet kodun kullanımını temel almaktadır. Bu yaklaşımda, yerküre çok tabakalı viskoelastik gravitasyonel yarı uzay olarak modellenmektedir. PSGRN ve PSCMP kodları, yeryüzünde oluşan deformasyonları belirlemek ile beraber jeoid ve gravite alan değişimlerini de hesaplamaktadır [35].

Çalışma kapsamında kullanılacak sayısal modelleme yaklaşımı ile istenilen duyarlılıkta ve optimum zamanda gerçekleştirilecek modelleme işlemi için uygun değişkenlerin belirlenmesi ve gerçekleştirilecek modelleme çalışmasının doğruluğu ve güvenilirliğinin tespit edilmesi amaçlanmaktadır. Bu amaç doğrultusunda Bölüm.5'te yer alan analitik çözüm sonuçları ile sayısal çözüm sonuçları karşılaştırılmıştır.

Analitik ve sayısal çözüm sonuçlarının karşılaştırılmasında, model bir fay ve bu fayda oluşan bir depremi temsil eden fay yüzeyi toplam atım miktarları Şekil 6.1'de gösterilmiştir.



Şekil 6.1. Sayısal ve analitik çözüm sonuçlarının karşılaştırılması için üretilen fay modeli

PSGRN ve PSCMP kodlarının sonsuz uzunluktaki doğrultu atımlı fay modeli için ürettiği sonuçların doğruluğunu test etmek amacıyla; analitik çözümler olan yarısonsuz tabakalı elastik ortam modeli [30] ve yarısonsuz tabakalı viskoelastik ortam modeli [33] sonuçları ile kodların sonuçları karşılaştırılmıştır. Bu karşılaştırmalar da elastik tabakaya ait katılık değeri ( $\mu$ )  $7.5 \times 10^9$  Pa ve viskoelastiklik yarısonsuz tabaka için viskozite değeri ( $\eta$ )  $3 \times 10^{19}$  Pa.s olarak alınmıştır.

Karşılaştırma sonuçlarının gösterildiği grafikler de noktasal deformasyon ile fayın derinliği ve toplam atım miktarının arasındaki ilişkinin sorgulanması amaçlanmıştır. Bu amaç doğrultusunda; x-eksenindeki faya dik nokta konumları, fay derinliği (D) ile normalleştirilirken, y-ekseninde yer alan noktasal yerdeğiştirme miktarları deprem anı toplam kayma miktarı (U) ile normalleştirilmiştir.

### 6.1. Deprem Anında Analitik Çözüm ve Sayısal Çözümünün Karşılaştırılması

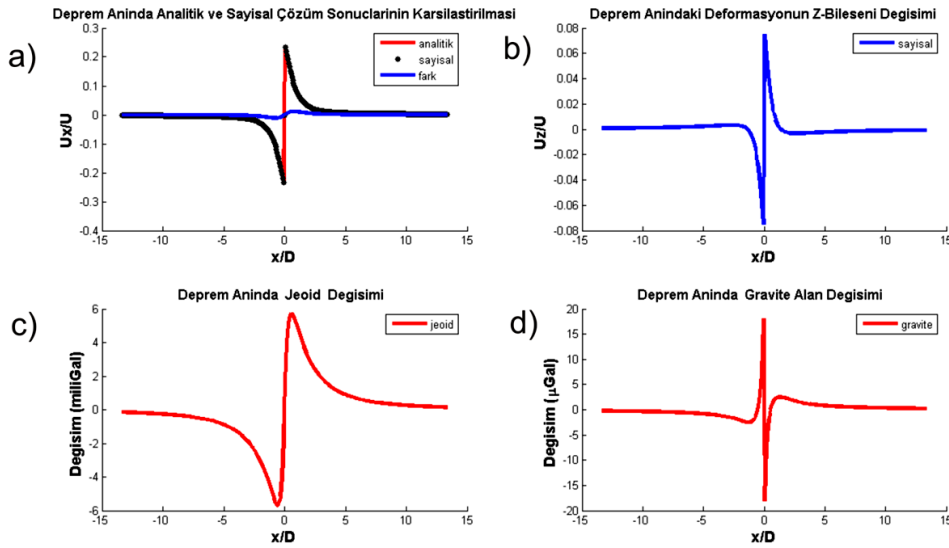
Doğrultu atımlı bir faya dik konumlanan profil üzerindeki noktalarda, analitik ve sayısal çözüm yaklaşımları ile deprem anındaki noktasal yatay deformasyonlar hesaplanmış ve her iki çözüm sonuçları karşılaştırılmıştır. Karşılaştırmaya ait sonuçlar Şekil 6.2a'de yer alan grafik ile sunulmuştur.

Tez çalışmasının amacı doğrultusunda, doğrultu atımlı bir fayın deprem anında oluşturacağı noktasal düşey deformasyonlar, jeoid ve gravite alan değişimleri



hesaplanmıştır. Gravite yöntemi kuramında yer alan yükseklik indirgemesi temelinde, düşey deformasyon-jeoid ve düşey deformasyon-gravite alan değişimleri arasındaki ilişki sorgulanmıştır.

Deprem anındaki deformasyonun yatay bileşeni için analitik ve sayısal çözüm sonuçlarının karşılaştırıldığı ve Şekil 6.2a'da yer alan grafik incelendiğinde; her iki sonucun faya yakın alanda ufak farklar ile uzak alanda ise tam anlamıyla çakıştığı görülmektedir. Faya yakın alanda analitik ve sayısal çözüm sonuçları arasındaki fark genel değişimin eğilimine bakarak yorumlandığında, ihmal edilebilir ölçekte olduğu görülmektedir. Yakın alanda analitik ve sayısal çözüm sonuçları arasındaki farkın temel nedeni; yüksek genlikli değişimlerin yeterli sıklıkta sayısal olarak örneklenmemesidir. Örnekleme sıklığı artırılarak, bu fark azaltılabilir ama bu da hesaplama zamanını artıracaktır.



Şekil 6.2. Deprem anında analitik ve sayısal çözüm sonuçlarının karşılaştırılması (a) Analitik ve sayısal çözüm sonuçlarından hesaplanan yatay deformasyonların karşılaştırılması. (b) Deprem anındaki düşey deformasyon. (c) Deprem anındaki jeoid değişimi. (d) Deprem anındaki gravite alan değişimi

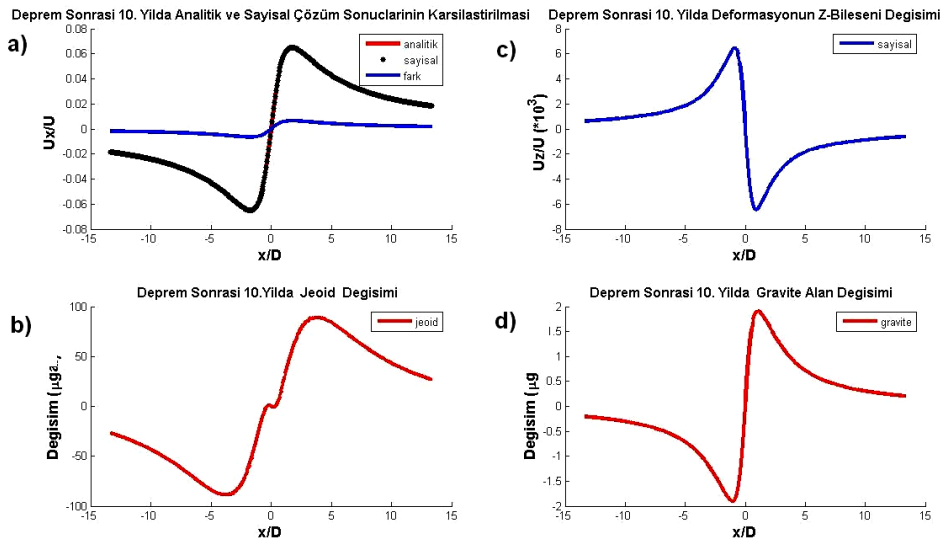
Şekil 6.2b'de ise gözlem noktalarında deprem anındaki deformasyona bağlı olarak  $\pm 8$  cm aralığında gelişen yükseklik değişimi görülmektedir. Şekil 6.2c ve Şekil 6.2d ise yükseklik değişimine bağlı olarak sırasıyla jeoid ve gravite alandaki değişimler grafiklendirilmiştir. Gravite Yöntemi Esası'nda yer alan yükseklik düzeltmesi gereği yoğunluğu  $2.67 \text{ gr/cm}^3$  olan kabukta 1 cm'lik yükseklik değişimi yaklaşık olarak 2

$\mu\text{Gal}$ 'lik bir değişime neden olmaktadır. Tez çalışmasının amacı doğrultusunda; Şekil 6.2d'de yer alan gravite alan değişimini, gravite yöntemi esasında yer alan yükseklik düzeltmesi temelinde düşey yönlü deformasyon ile ilişkilendirsek, düşey yönlü  $\pm 8$  cm'lik bir değişimin aynı noktalarda yaklaşık olarak  $\pm 16$   $\mu\text{Gal}$ 'lik bir değişime neden olması beklenmektedir ve gravite alan değişimin bu aralıkta geliştiği görülmektedir

## 6.2. Deprem Sonrası Analitik Çözüm ve Sayısal Çözümünün Karşılaştırılması

Bölüm 6.1'de yapılan karşılaştırmaya benzer olarak bu başlık altında; deprem sonrası 10. yılda düşey deformasyon-jeoid ve düşey deformasyon-gravite alan değişimleri arasındaki ilişki sorgulanmıştır. Sorgulama amaçlı yapılan karşılaştırma da Bölüm 6.1'de tartışılan sonuçlara benzer olarak yatay deformasyon için analitik ve sayısal çözüm sonuçlarından elde edilen değişimlerin; faya yakın alanda ufak farklarla, uzak alanda ise tam anlamıyla çakıştığı görülmektedir. Faya yakın alanda analitik ve sayısal çözüm sonuçları arasında, yüksek genlikli değişimlerin yetersiz örneklenmesinden dolayı fark belirlenmiştir.

Deprem sonrası 10. yılda doğrultu atımlı bir fayın oluşturacağı noktasal düşey deformasyona bağlı olarak, jeoid ve gravite alan değişimlerinin belirlenmesi amacıyla yapılan teste; Şekil. 6.3a'da yer alan düşey deformasyonun  $\pm 0.8$  cm aralığında değiştiği belirlenmiştir. Bölüm 6.1'de de tartışıldığı gibi düşey deformasyon-gravite alan değişimi ilişkisinden, düşey deformasyonla ters orantılı olarak gravite alan değişiminin  $\pm 1.6$   $\mu\text{Gal}$ 'lik bir aralıkta değişmesi gerekmektedir. Şekil 6.3d'de yer alan gravite alan değişimi beklendiği üzere  $\pm 1.6$   $\mu\text{Gal}$ 'lik bir aralıkta değişmektedir. Sayısal çözüm sonuçlarından deprem anındaki gravite alan değişiminin, düşey yönlü deformasyon etkisinde geliştiği belirlenmiştir. Düşey deformasyonda görülen değişime bağlı olarak jeoid'in de  $\pm 100$   $\mu\text{Gal}$ 'lik bir aralıkta değişmektedir.

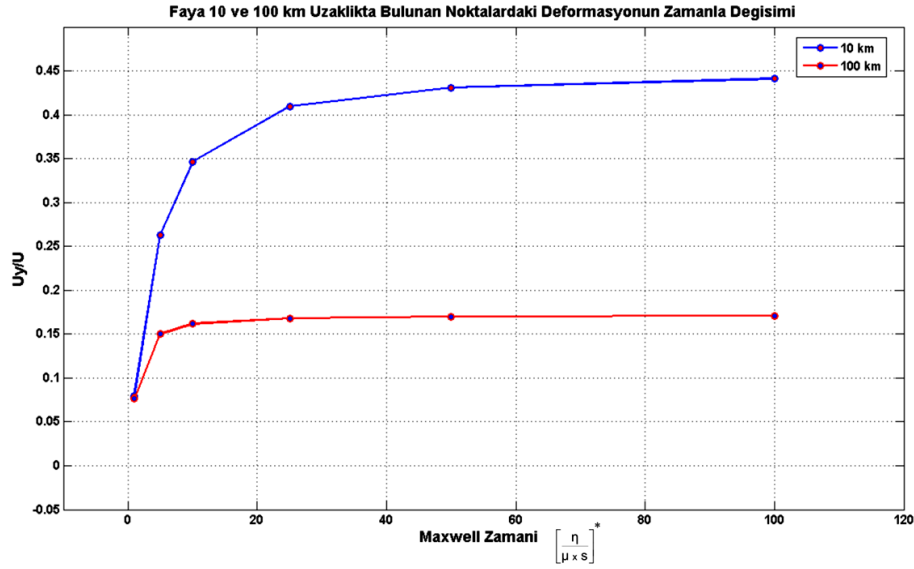


Şekil 6.3. Deprem anında analitik ve sayısal çözüm sonuçlarının karşılaştırılması (a) Analitik ve sayısal çözüm sonuçlarından hesaplanan yatay deformasyonların karşılaştırılması (b) Deprem sonrası 10. yılda düşey deformasyon (c) Deprem sonrası 10. yılda jeoid değişimi (d) Deprem sonrası 10. yılda gravite alan değişimi

### 6.3. Analitik ve Sayısal Çözüm Deprem Sonrası Deformasyonun Zamansal Değişimi

Deprem öncesi ve deprem anı baskı ve gerilmeler ile deformasyona uğrayan bölgede deprem aktivitesi sonrası gerilmersiz ilk konuma dönüş isteği görülmektedir. Bu ilk konuma dönüş elastiklik özelliği olan kabuğun alt sınırı ve üst sınırı arasında anlık olarak gerçekleşirken, alt ve sünek kabuk ile üst manto sınırında zaman bağımlı olarak gerçekleşmektedir [5, 28]. Burada zamanı belirleyen en önemli etkenler; elastik tabakanın fiziksel özellikleri ( $V_s$ ,  $V_p$ ,  $\rho$ ) ve yarısonsuz viskoelastik tabakanın viskozite değeridir. Elastik tabakanın katıllık değeri ile viskoelastik yapının viskozite değerinden hesaplanacak maxwell zamanı ( $\tau = \eta / \mu$ ), deformasyona uğrayan yapının ilk konuma dönüş isteği belirlenmektedir.

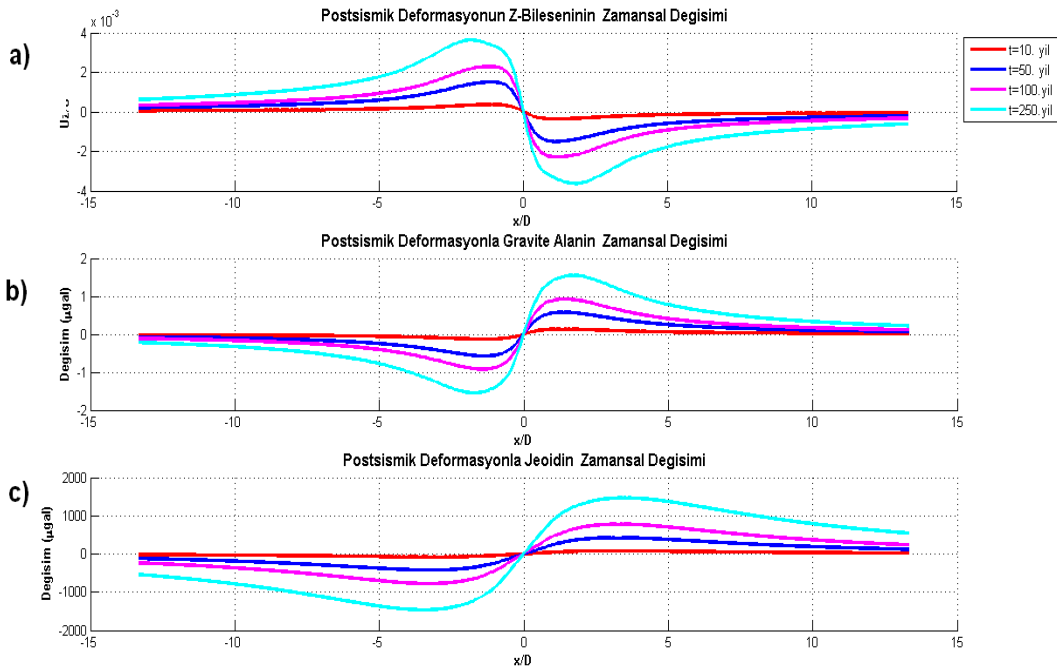
Faya yakın ve uzak alanda yer alan noktalarda yatay deformasyonun zamansal değişiminin gözlemlenmesi amacıyla sırasıyla faya uzaklıkları 10 ve 100 km olan iki noktada seçilmiştir ve bu noktalardaki deformasyonun zamansal değişimi Şekil 6.4'te yer alan grafik ile sunulmuştur.



Şekil 6.4. Faya 10 ve 100 km uzaklıktaki noktalarda deformasyonun zamansal değişimi

Şekil 6.4'te yer alan grafik incelendiğinde, tektonik kuvvetler tarafından deprem anına kadar yüksek gerilme uygulanan yakın alanda ve faya uzaklığı 10 km olan noktada, deprem sonrası gerilmesiz konuma dönüşün yüksek genliklerde geliştiği belirlenmiştir. Tektonik kuvvetler tarafından deprem anına kadar yakın alana göre daha az gerilme uygulanan uzak alanda ve faya uzaklığı 100 km olan noktada, deprem sonrası gerilmesiz konuma dönüşün faya yakın alana göre daha düşük genliklerde geliştiği belirlenmiştir.

Deprem sonrası noktasal düşey deformasyonun, jeoidin ve gravite alanının zaman içindeki değişimlerinin belirlenmesi amacıyla deprem sonrası zamanları 10, 50, 100 ve 250 yıl olan sayısal çözüm sonuçları Şekil 6.5'te yer alan grafikler ile sunulmuştur.



Şekil 6.5. Deprem sonrası düşey deformasyon, jeoid ve gravite alanın zamansal değişimi (a) deprem sonrası düşey deformasyonun zamansal değişim (b) deprem sonrası gravite alanın zamansal değişim (c) deprem sonrası jeoid'in zamansal değişim

Seçilen zaman dilimlerinde düşey deformasyon, jeoid ve gravite alan değişimlerinin yer aldığı grafikler, uzay boyutunda incelendiğinde; faya yakın alanlarda yüksek genliklerde, faya uzak alanlarda ise faya yakın alanlara nazaran daha düşük genliklerde değişim gözlemlenmektedir. Düşey deformasyon, jeoid ve gravite alan değişimlerinin yer aldığı grafikler, zaman boyutunda incelendiğinde; değişimlerin 10, 50, 100 ve 250. yılda kümülatif olarak arttığı ve deformasyona bağlı değişimlerin yakın alandan uzak alana doğru göç ettiği, yayıldığı görülmektedir.

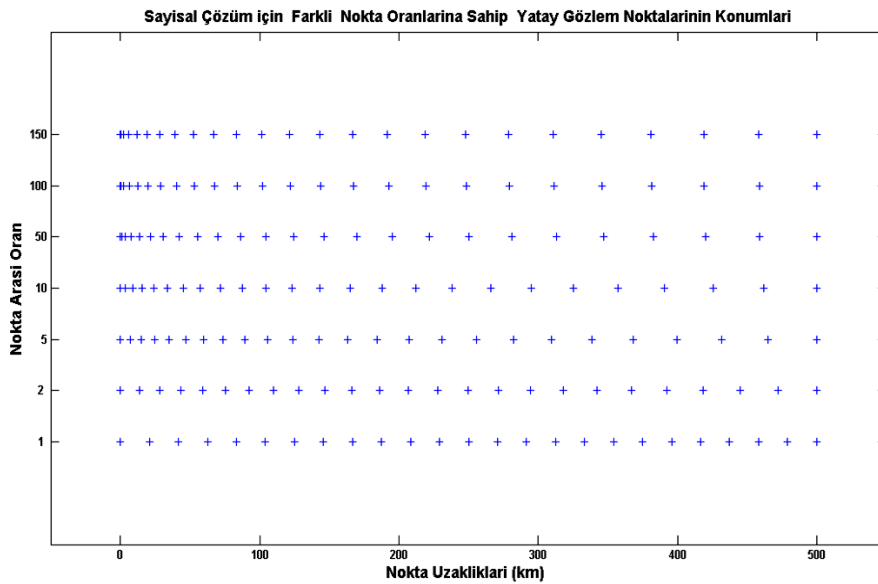
#### 6.4. Kaynak Gözlem Noktaları Konumlamasında Noktalararası Oran Değişimin Noktasal Deformasyona Etkisi

Sayısal modelleme işlemlerinde yapılan matematiksel işlemin yoğunluğu ile doğru orantılı olarak model sonuçlarının üretimi için harcanan zamanın miktarı da artmaktadır. Bu nedenle istenilen duyarlılıkta ve optimum zamanda gerçekleştirilmesi hedeflenen modelleme işlemlerinde, hedefe uygun değişkenlerin girdi olarak tanımlanması gerekmektedir.

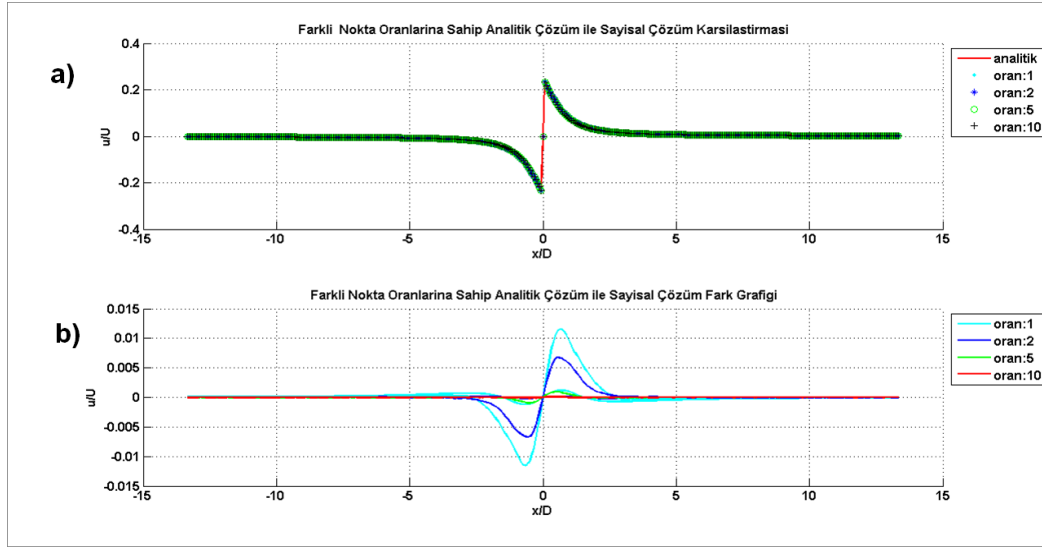
Sayısal çözüm kodlarından biri olan PSGRN kodunda istenilen duyarlılıkta ve optimum zamanda gerçekleştirilecek modelleme işlemi için dikkate alınması gereken en önemli değişkenlerden biri “noktalararası oran” dır. Noktalararası oran; değişim genliğinin yüksek olduğu yakın alanlarda daha sık ve değişim genliğinin düşük olduğu alanlarda daha seyrek nokta örneklemesini sağlamaktadır.

Şekil 6.6’da 500 km uzunluğuna sahip bir profilde yer alan 25 adet gözlem noktasının, farklı noktalararası oranlar ile yakın ve uzak alandaki konumları görülmektedir.

Çalışma kapsamında ve amacına uygun olarak gerçekleştirilecek sayısal modelleme işleminde, istenilen duyarlılıkta ve optimum zamanda çözüm üretmesini sağlayacak noktalararası oran değerinin belirlenmesi hedeflenmiş ve hedef doğrultusunda 1, 2, 5, 10 noktalararası oran değerine sahip sayısal çözüm sonuçları ile analitik çözüm sonuçları karşılaştırılmıştır. Karşılaştırmaya ait sonuçların yer aldığı grafikler, Şekil 6.7’de sunulmaktadır.



Şekil 6.6. Farklı noktalararası oran değerine sahip gözlem noktalarının yakın ve uzak alandaki konumları



Şekil 6.7. Farklı nokta oran değerine sahip sayısal çözüm sonucu ile analitik çözüm sonucunun karşılaştırılması (a) Analitik çözüm ile farklı oran değerlerine sahip sayısal çözüm sonuçlarının karşılaştırılması (b) Farklı nokta oran değerine sahip sayısal çözüm sonuçları ile analitik çözüm sonuçlarının farkı

Şekil 6.7a'daki grafikte; farklı noktalararası orana sahip sayısal çözüm sonuçları ile analitik çözüm sonucu yer almaktadır., Farklı noktalararası oran değerine sahip sayısal çözüm sonuçlarından analitik çözüm sonucu çıkartılmış ve sonuçlar Şekil.6.7b'de yer alan grafik ile sunulmuştur. Şekil 6.7b'de yer alan grafikler incelendiğinde; Noktalararası oranı 1, 2, 5 ve 10 olan profillere ait fark grafikleri incelendiğinde; yakın alanda yapılan seyrek örnekleme nedeniyle analitik ve sayısal çözüm arasındaki fark, noktalararası oran değeri ile ters orantılı olarak değiştiği belirlenmiştir. Ancak test aşamasında noktalararası oran değeri 10 olan sayısal çözüm sonucu ile analitik çözüm sonucunu temsil eden grafik birebir uyduğu görülmektedir. Bu nedenle tez çalışması kapsamında istenilen duyarlılıkta ve optimum zamanda gerçekleştirilmesi hedeflenen modelleme işleminde hedefin tutturulmasında en önemli değişkenlerden biri olan noktalararası oran değeri, 10 olarak belirlenmiş ve tez çalışması kapsamında gerçekleştirilecek modelleme işleminde bu değer kullanılmaya karar verilmiştir.

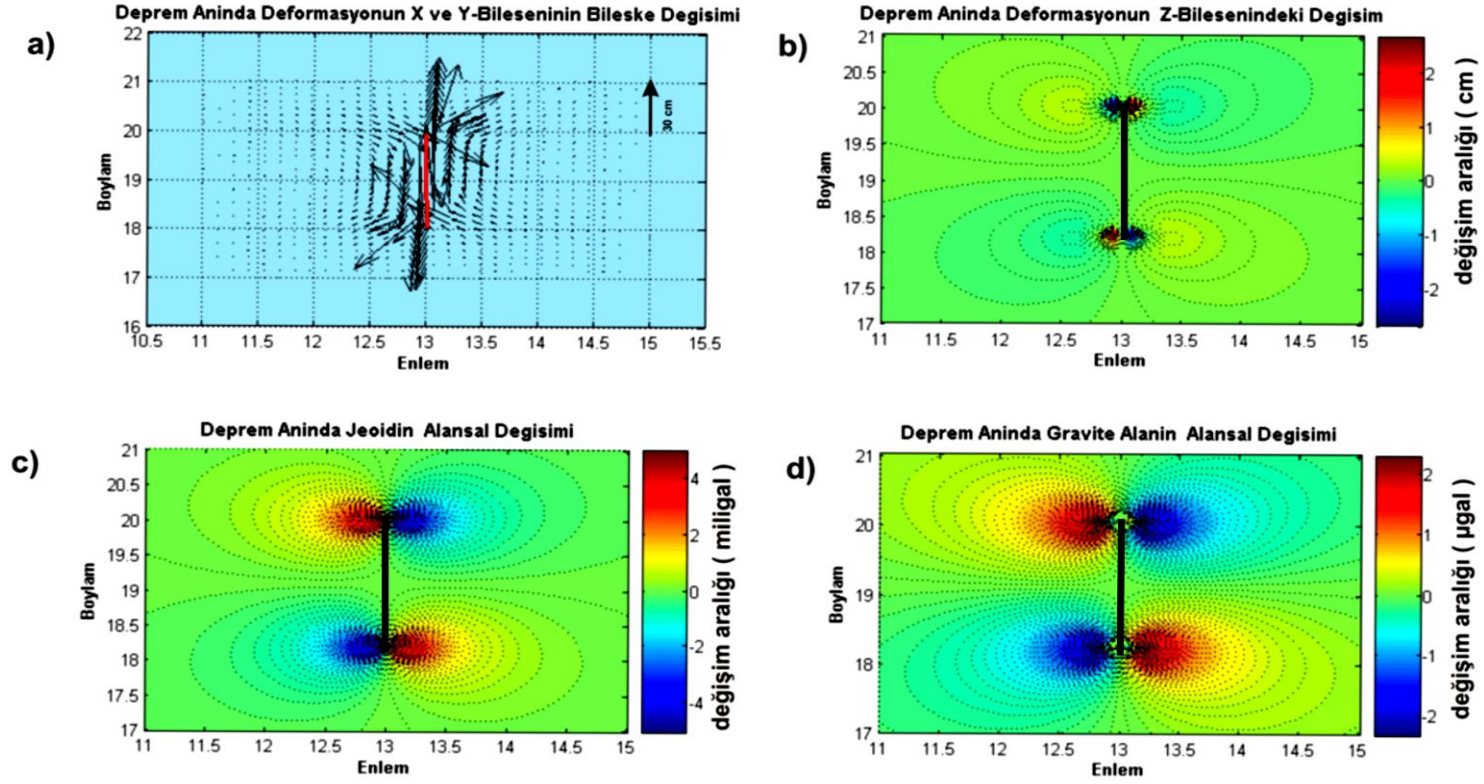
### 6.5. Deprem Anı ve Sonrası Deformasyon, Jeoid ve Gravite Alanın Alansal Değişiminin İncelenmesi

Bu bölüm altında yapılacak deprem anı ve sonrası deformasyon, jeoid ve gravite alan değişimlerinin alansal incelemesi, Marmara-doğu ve Marmara-batı bölgelerinde yer alan noktalardaki gravite alan değişimlerinin sorgulanmasında ve değişim nedenlerinin belirlenmesinde yol gösterici olacaktır.

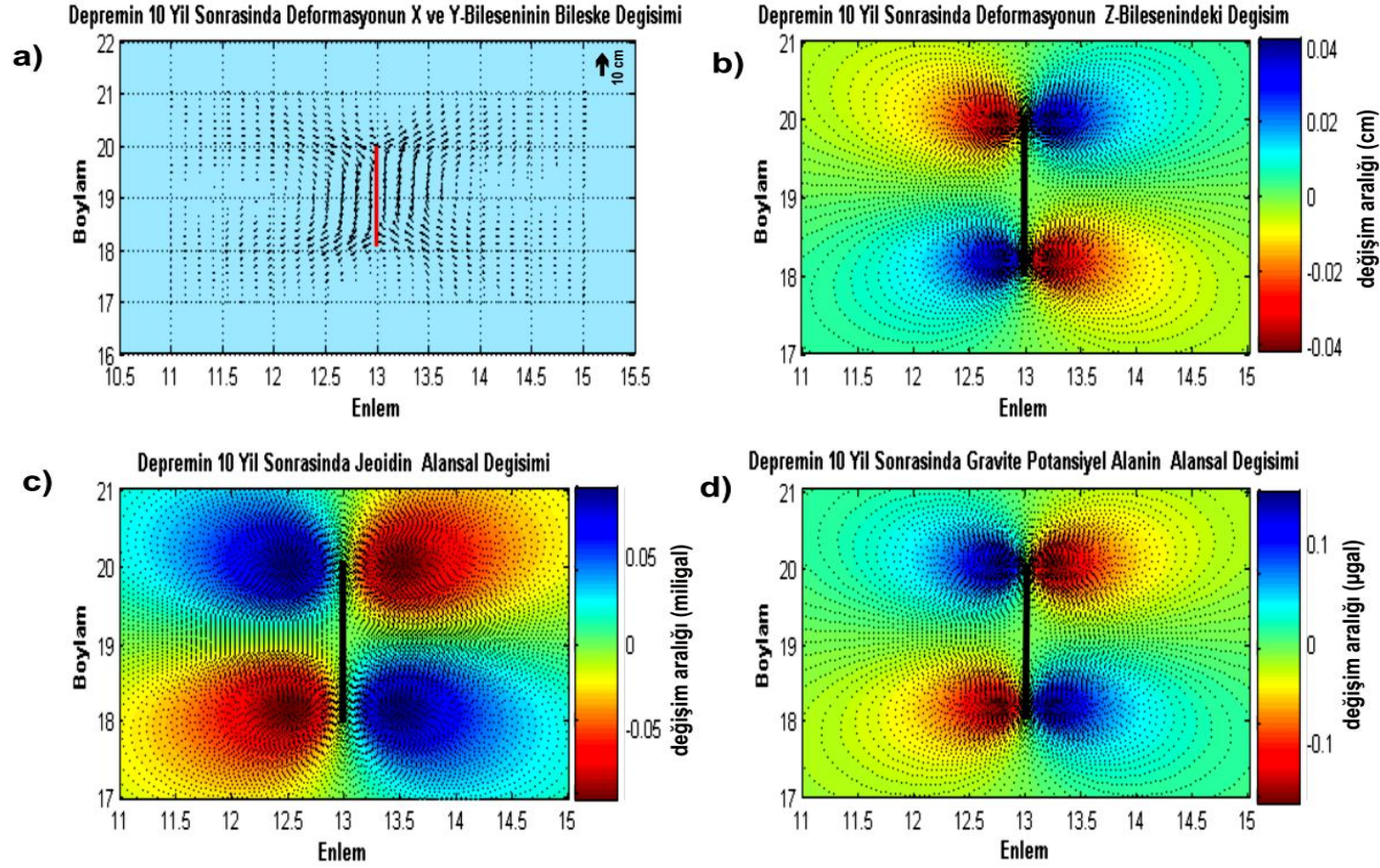
Bu amaçla ilk olarak deprem anı, sonrasında ise deprem sonrası 10. yıl için alansal inceleme gerçekleştirilecektir. Deprem anı ve sonrası için deformasyon, jeoid ve gravite alan değişimlerinin alansal incelenmesinde; sonlu uzunluktaki sol yönlü doğrultu atımlı bir fay modeli oluşturulmuştur (bkz Şekil 6.1). Alansal inceleme serbest uzay içinde gerçekleştirilmiş ve alansal incelemenin zihinlerde daha iyi yer tutması açısından hiçbir gerçekçiliği olmayan  $16^{\circ}$ - $22^{\circ}$  enlemleri ve  $11^{\circ}$ - $15^{\circ}$  boylamları arasında kalan bir uzay ile tanımlanmıştır. Fay modeli bu sanal uzay içinde  $20^{\circ}$ K- $13^{\circ}$ D ve  $18^{\circ}$ K- $13^{\circ}$ D koordinatları arasında yerleştirilmiştir.

Deprem anı ve sonrası 10. yıldaki deformasyon, jeoid ve gravite alan değişimlerinin alansal incelenmesi için Şekil 6.8 ve Şekil 6.9'da yer alan grafikler hazırlanmıştır. Şekil 6.8a ve Şekil 6.9a'da noktasal yatay deformasyonlardan elde edilen bileşke vektörler gösterilirken, Şekil 6.8b ve Şekil 6.9b'de ise yer değiştirmenin z-bileşenindeki değişimler kontür haritaları ile gösterilmektedir. Blok hareketlerinin daha sağlıklı gözlemlenmesi amacıyla Şekil 6.8a ve Şekil 6.9a'da yer alan vektörler, sırasıyla 5 ve 20 faktörü ile çarpılarak büyütülmüştür. Şekil 6.8.c,d ve Şekil.6.9.c,d'de deprem anı ve 10 yıl sonrası için belirlenen jeoid ve gravite alan değişimleri, kontür haritaları ile gösterilmektedir.





Şekil 6.8. Deprem anında deformasyonun, jeoidin ve gravite alanın alansal incelemesi (a) Deprem anında deformasyonun x ve y-bileşenindeki alansal değişimin bileşke vektörleri (kırmızı çizgi fayı temsil etmektedir) (b) Deprem anında deformasyonun z-bileşenindeki alansal değişim (siyah çizgi fayı temsil etmektedir) (c) Deprem anında jeoid'in alansal değişimi (siyah çizgi fayı temsil etmektedir) (d) Deprem anında gravite alanının alansal değişimi (siyah çizgi fayı temsil etmektedir)



Şekil 6.9. Deprem sonrasında deformasyonun, jeoidin ve gravite alanının alansal incelemesi (a) Deprem sonrası deformasyonun x ve y-bileşenindeki alansal değişimin bileşke vektörleri (kırmızı çizgi fayı temsil etmektedir) (b) Deprem sonrası deformasyonun z-bileşenindeki alansal değişim (siyah çizgi fayı temsil etmektedir) (c) Deprem sonrası jeoidin alansal değişimi (siyah çizgi fayı temsil etmektedir) (d) Deprem sonrası gravite alanının alansal değişimi (siyah çizgi fayı temsil etmektedir)

Şekil 6.8a ve Şekil 6.9a'da yer alan ve yatay deformasyonun bileşkesinden oluşan vektörler, sonlu uzunluğa sahip ve sol yönlü doğrultu atımlı fayın deprem anı ve sonrası postsismik süreçteki davranışını sergilemektedir. Şekil 6.8a ve Şekil 6.9a'da yer alan grafiklerden de görüldüğü gibi vektörler, fayın uç noktalarında dönüş hareketi sergilerken, fay blokları üzerinde ise doğrusal hareket sergilemektedir. Fayın uç bölgelerinde\yakın alanlarda görülen yüksek açılı dönüş hareketine bağlı olarak faya uzak bölgelerde, yakın bölgelerine nazaran daha düşük açılı dönüş hareketi sergilenmektedir.

Deprem anı ve sonrası deformasyonun sonlu bir fay üzerinde olması nedeniyle fay bloklarının uç noktalarında kilitlemeler oluşmaktadır ve kilitleme noktalarına bağlı olarak da gözlem noktalarında açılma ve sıkışma alanları gelişmektedir. Bu açılma ve sıkışma alanları yakın alanda özellikle fay bloklarının uç bölgelerinde en büyük değerleri alırken, faya uzak alanlarda daha düşük değerler almaktadır. Deprem anında ve sonrasında deformasyona bağlı olarak fay bloğu ve bloğun içinde yer aldığı uzayda, sıkışma ve açılmaya bağlı olarak sırasıyla yüksekliğin artması veya azalması yönünde değişimler gözlemlenmektedir.

İnceleme alanı içinde yer alan gözlem noktalarında, deformasyonun z-bileşeninde görülen değişimler, jeoid ve gravite alanda değişimlerin oluşmasına neden olmaktadır (bkz Bölüm.2). Şekil 6.8c,d ve Şekil 6.9c,d'de yüksekliğin arttığı noktalarda; jeoid ve gravite alanda azalmalar gözlemlenirken, yüksekliğin azaldığı noktalarda; jeoid ve gravite alanda artımlar gözlemlenmektedir.

Deformasyonun, jeoid ve gravite alan değişimlerinin faya olan uzaklık ile ilişkisi incelendiğinde; deformasyon, jeoid ve gravite alan değişimlerinin, uzaklığın fonksiyonu ile ters orantılı değiştiği görülmektedir. Bu değişimin sebebi; faya olan uzaklık ile deformasyon enerjisinin ters orantılı olarak sönümlenmesidir.

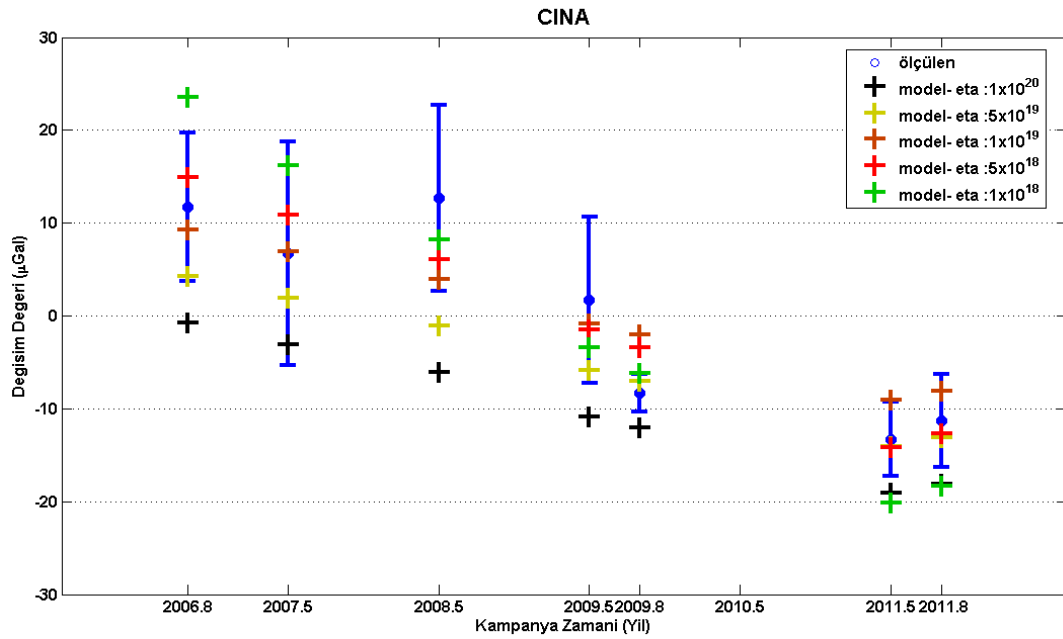
## **BÖLÜM 7. GRAVİTE ALAN DEĞİŞİMLERİNİN MODELLENEREK ANALİZİ**

Marmara Bölgesi'ndeki noktalarda, "Türkiye'nin Deprem Riski Yüksek Jeo-Stratejik – ancak tektonik rejimleri farklı – Bölgelerinde Deprem Davranışının Çok Disiplinli Yaklaşımlarla Araştırılması-TÜRDEP" ve "Marmara Bölgesi'ndeki Düşey Yerkabuğu Hareketlerinin Mutlak Gravite ve GPS ile Araştırılması" projeleri kapsamında 17 Ağustos 1999 İzmit Depremi sonrası oluşan ve 2006-2011 yılları arasında gerçekleştirilen bağıl gravite kampanya ölçmeleri ile belirlenen zamansal gravite alan değişimleri, modellenerek analiz edilmiştir.

Modelleme işlemleri; PSGRN ve PSCMP kodlarından oluşan sayısal çözüm yaklaşımı ile gerçekleştirilmiştir. PSGRN ve PSCMP kodlarında en önemli girdi parametreleri; bölge kabuk yapısını tanımlayan kabuk hız modeli, bölgede etkisinin belirlenmesi istenen depreme ait fay geometrisi ile fay yüzeyi kayma modeli ve bölgenin sünek yapıya sahip alt kabuk ve üst mantonun viskozite değeridir. Modelleme çalışması kapsamında; kabuk hız modeli tanımlamasında, Karabulut [37] tarafından Marmara Bölgesi için sunulan kabuk hız modeli, fay geometrisi ve fay yüzeyindeki kayma değerleri tanımlaması için Çakır [38] tarafından sunulan 17 Ağustos 1999 İzmit Depremi fay geometrisi ve fay yüzeyi kayma modeli kullanılmıştır. Ancak, Marmara Bölgesi'nin sünek yapıya sahip alt kabuk ve üst mantonun gravite alan değişimleri temel alınarak, viskozite değerinin belirlendiği bir çalışma ve kaynak bulunmamaktadır. Viskozite değerinin belirlendiği çalışmalar, GPS ve SAR (Synthetic Aperture Radar- Sentetik Açıklıklı Radar) verilerinin baz alındığı çalışmalar ekseninde yoğunlaşmaktadır. Bu çalışmalarda da viskozite değeri; farklı modelleme yaklaşımları, farklı tabaka kabulleri ( $V_s$ ,  $V_p$ ,  $\rho$  vb), farklı zaman dilimlerinin modellenmesi gibi nedenlerden dolayı değişim göstermektedir. [28, 39] Bu nedenle; çalışmanın modelleme yaklaşımına ve gravite alan verilerine en uygun viskozite değerinin belirlenmesine yönelik testler yapılmıştır.

### 7.1. Viskozite Değerinin Belirlenmesi

Viskozite değerini belirlenmesi amacıyla yapılan testlerde; Marmara-doğu bölgesinde (yakın alanda) yer alan noktalardaki zamansal gravite alan değişimlerinin, 17 Ağustos 1999 İzmit Depremi sonrası alt kabuk ve üst mantoda oluşan viskoelastik rahatlamanın etkisiyle geliştiği kabulü yapılmıştır. Bu kabul ile Marmara-doğu bölgesinde yer alan noktalarda, zaman boyutundaki ölçülen gravite alan değişimleri ile model gravite alan değişimlerini karşılaştıracak, viskozite değerinin belirlenmesi amaçlanmıştır. Amaç doğrultusunda yapılan literatür taramasında, küresel boyutta gerçekleştirilen modelleme çalışmaları sonucu sünek alt kabuk ve üst mantonun viskozite değerinin  $10^{18} - 10^{20}$  Pa.s aralığında değiştiği belirlenmiştir [28] ve yapılacak testlerde, bu aralığın kullanılmasına karar verilmiştir. Marmara Bölgesi'ndeki alt kabuk ve üst mantonun viskozite değerinin belirlenmesine yönelik test çalışmasında, test edilecek viskozite değerleri;  $1 \times 10^{18}$ ,  $5 \times 10^{18}$ ,  $1 \times 10^{19}$ ,  $5 \times 10^{19}$  ve  $1 \times 10^{20}$  olarak seçilmiştir. Marmara-doğu bölgesindeki her bir nokta da farklı viskozite değerlerinden hesaplanan model gravite alan değerleri ile ölçülen gravite alan değerlerini içeren grafikler hazırlanmış ve ölçülen ve model gravite alan değerleri arasındaki uyum incelenmiştir. Farklı viskozite değerlerinden hesaplanan model gravite alan değerleri ile ölçülen gravite alan değerleri arasındaki uyumu incelemek için hazırlanan grafiklere örnek olarak; CINA noktasına ait grafik Şekil 7.1'de sunulmuştur.



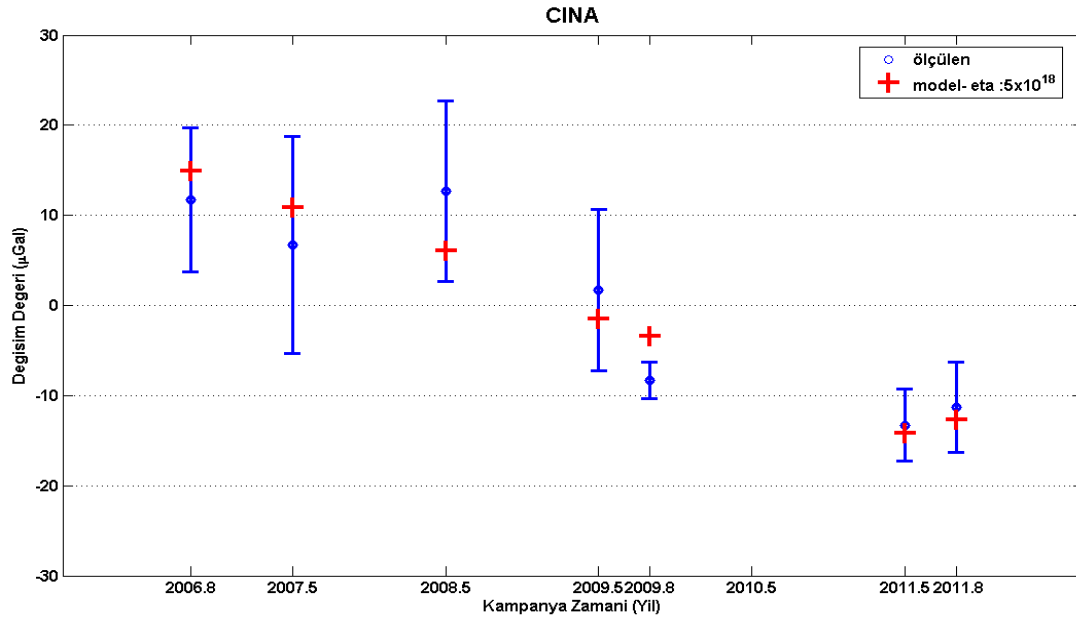
Şekil 7.1. CINA noktasında viskozite testi

Marmara-doğu bölgesinde yer alan tüm noktalarda, farklı viskozite değerlerine sahip model gravite alan değişimleri ile ölçülen gravite alan değişimlerinin uyumu incelendiğinde; ölçülen gravite alan değişimleri ile en iyi uyumun, viskozite değeri  $5 \times 10^{18}$  Pa.s olan model gravite alan değişimleri ile olduğu belirlenmiştir. Bu uyumdan yola çıkılarak, Marmara Bölgesi'nde alt kabuk ve üst manto viskozite değerinin  $5 \times 10^{18}$  Pa.s civarında olduğu önerilmektedir.

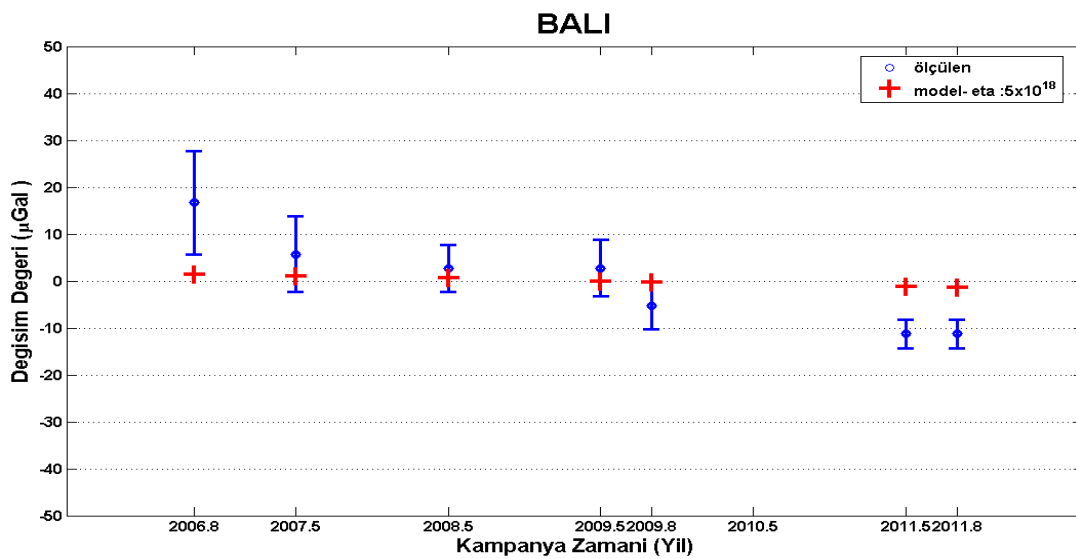
## 7.2. 1999 Depremleri Sonrası Marmara Bölgesi'ndeki Gravite Alanın Zaman İçindeki Değişiminin Belirlenmesi

Marmara Bölgesi'nin sünek alt kabuğun ve üst mantonun viskozite değeri belirlendikten sonra; viskozite değeri ve kabuk hız modeli, PSGRN kodu içinde ve fay geometrisi ile fay yüzeyi kayma modeli ise PSCMP kodu içinde tanımlanmıştır. PSGRN ve PSCMP kodları, 2006-2011 yılları arasında gerçekleştirilen gravite kampanya ölçmeleri ile eş zamanlı model gravite alan değişimleri hesaplayacak şekilde koşturulmuştur ve her bir nokta için zaman boyutundaki model gravite alan değişimleri hesaplanmıştır.

Marmara-batı ve Marmara-doğu bölgesindeki her bir nokta da model gravite alan değişimleri ile ölçülen gravite alan değişimlerini içeren gravite zaman serisi grafikleri hazırlanmıştır. Hazırlanan grafiklere, sırasıyla yakın ve uzak alanda yer alan noktaları temsilen Şekil 7.2 ve Şekil 7.3'te yer alan CINA ve BALI noktalarına ait grafikler sunulmuştur.



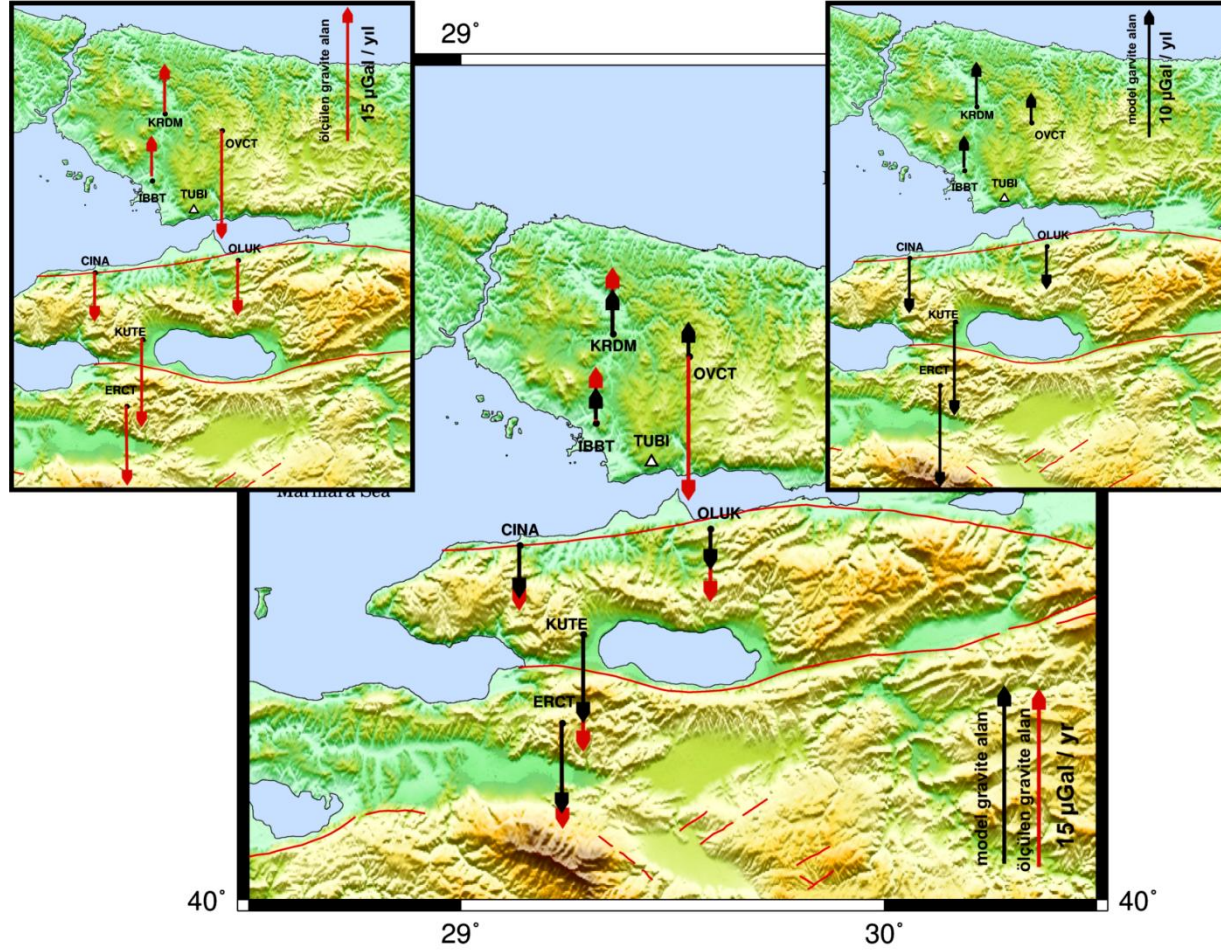
Şekil 7.2. Marmara-doğu bölgesinde yer alan CINA noktasına ait ölçülen ve model verilerinin zamansal gösterimi



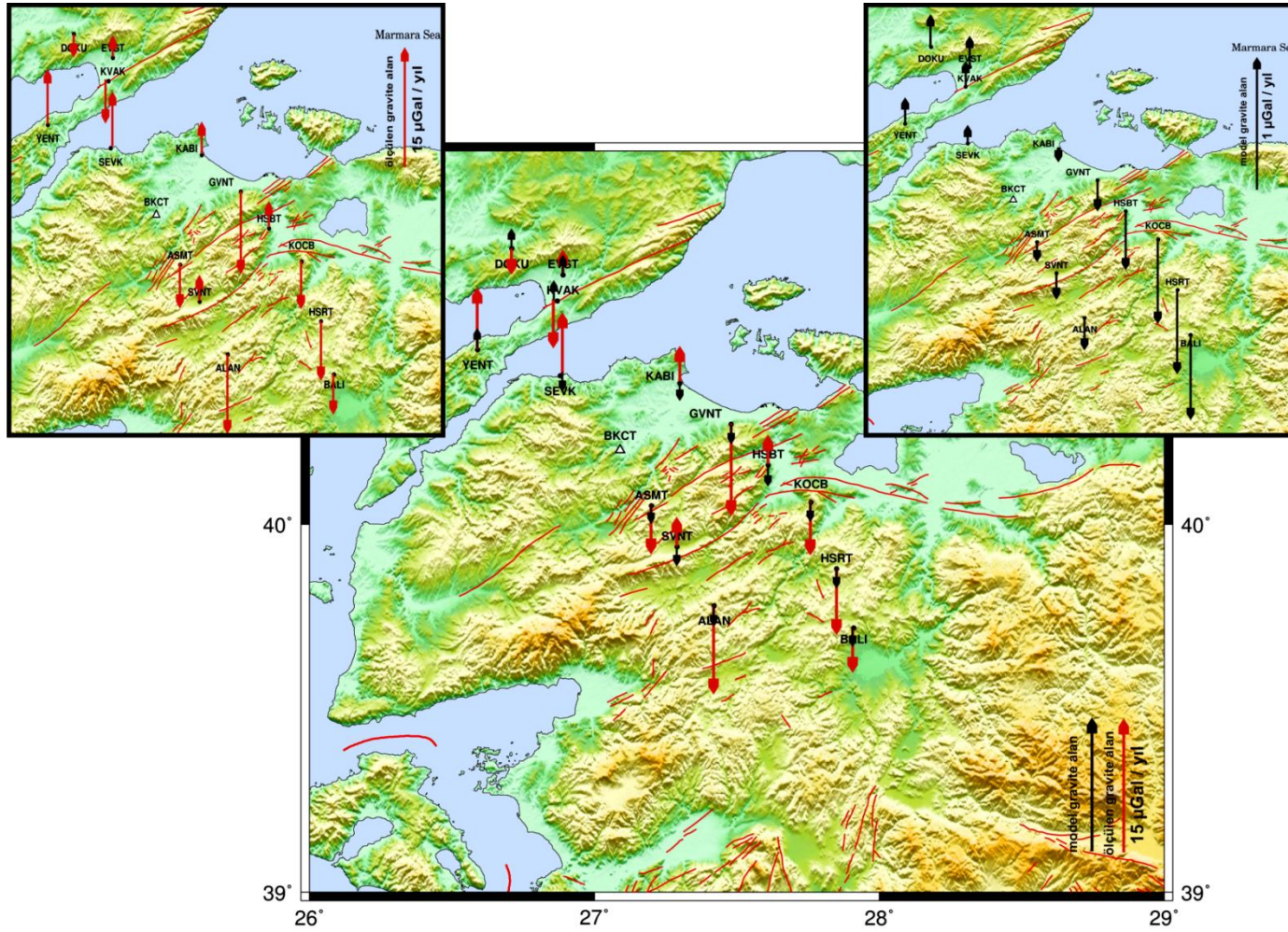
Şekil 7.3. Marmara-batı bölgesinde yer alan HSBT noktasına ait ölçülen ve model verilerinin zamansal gösterimi

Marmara-doğu ve Marmara-batı bölgelerinde yer alan tüm noktalarda, model ve ölçülen gravite alan değişimlerinden AEKK yöntemi kullanılarak yıllık gravite hız değerleri hesaplanmıştır. Noktasal olarak hesaplanan model ve ölçülen yıllık gravite hız değerleri birim vektörlere endeksenerek, her ikisinin bir arada yer aldığı bölge haritaları Şekil 7.4 ve Şekil 7.5’de sunulmuştur. Ayrıca bölge haritalarının sağ ve sol üst köşelerinde sırasıyla bölge noktalarının ölçülen ve model gravite alan değişimlerinden hesaplanan hızlar, ayrı ayrı haritalar ile gösterilmiştir. Bu haritalar ile model gravite alan değişimlerinin hesaplanmasında kullanılan kabuk yapısı ile ölçmelerin gerçekleştiği kabuk yapısı arasındaki olası yanal süreksizliklerden ileri gelen etkinin belirlenmesi amaçlanmıştır.



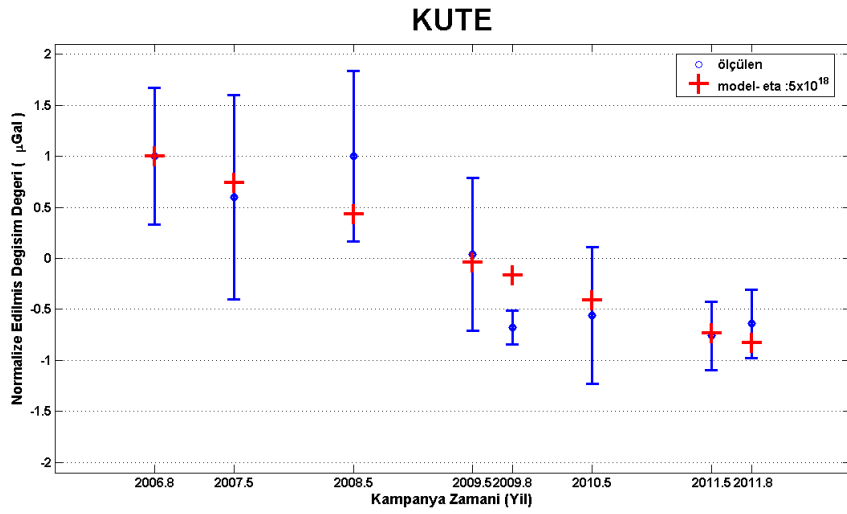


Şekil 7.4. Marmara-doğu bölgesinde yer alan noktaların model ve ölçülen gravite hız değerleri

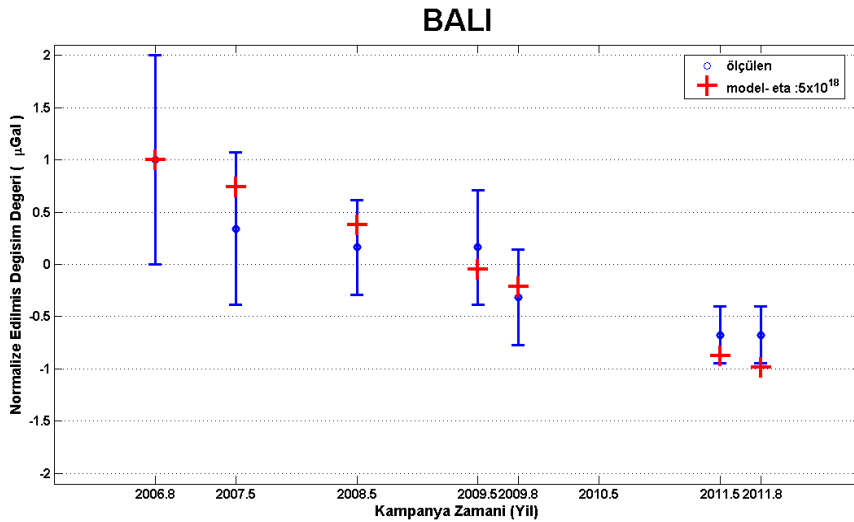


Şekil 7.5. Marmara-batı bölgesinde yer alan noktaların model ve ölçülen gravite hız değerleri

Ayrıca; model gravite alan değişimlerinin hesaplanmasında kullanılan kabuk yapısı ile ölçmelerin gerçekleştiği kabuk yapısı arasındaki olası yanal süreksizlikten ileri gelen etkinin belirlenmesine ek olarak normalleştirilmiş ölçülen ve model gravite alan değişimlerinden oluşan zaman serisi grafikleri hazırlanmıştır. Grafiklere örnek olarak, yakın alanda yer alan KUTE noktasına ve uzak alanda yer alan BALI noktasına ait grafikler sırasıyla Şekil 7.6 ve Şekil 7.7’de sunulmuştur.



Şekil 7.6. KUTE noktasına ait normalleştirilmiş ölçülen ve model gravite alan zaman serisi grafiği



Şekil 7.7. BALI noktasına ait normalleştirilmiş ölçülen ve model gravite alan zaman serisi grafiği

## **BÖLÜM 8. SONUÇLAR ve DEĞERLENDİRMELER**

Tez kapsamında; 17 Ağustos 1999 İzmit Depremi sonrası sünek alt kabuk ve üst mantoda viskoelastik rahatlamaya bağlı olarak gelişen deformasyonun bölge gravite alan değişimlerine olan etkisinin belirlenmesi amaçlanmıştır. Amaç doğrultusunda tamamlanan çalışmanın sonuçları ve değerlendirmeleri maddeler halinde aşağıda verilmiştir.

1. Çalışma kapsamında kullanılan zamansal gravite alan değişimleri, “Türkiye’nin Deprem Riski Yüksek Jeo-Stratejik-ancak tektonik rejimleri farklı Bölgelerinde Deprem Davranışlarının Çok Disiplinli Yaklaşımlarla Araştırılması-TÜRDEP” ve “Marmara Bölgesi’ndeki Düşey Yerkabuğu Hareketlerinin Mutlak Gravite ve GPS ile Araştırılması” projeleri kapsamında 2006-2011 yılları arasında gerçekleştirilen bağıl gravite kampanya ölçmelerinin değerlendirilmesi ile elde edilmiştir ( bkz Tablo 4.2).

2. Ölçülen gravite alan değişimlerine gravite yöntemi esasında yer alan ve çalışmanın amacına uygun olarak seçilen yükseklik düzeltmesi, Gel-git etkisi düzeltmesi, açık hava basıncı düzeltmesi, drift düzeltmesi ve alet iç sıcaklığı düzeltmesi uygulanmıştır. Düzeltilmiş ve indirgenmiş gravite alan değişimleri, geçkilerin birlikteliğinin sağlanması ve belli bir düzeye indirgenmeleri için ilk olarak geçki içinde sonrasında ise ağ içinde dengelenmiştir (bkz Şekil 4.10). Ölçüm değerlerine uygulanan düzeltme, indirgeme ve dengeleme işlemleri GravAP yazılımı kullanılarak gerçekleştirilmiştir.

3. Düzeltme, indirgeme ve dengeleme işlemleri sonrasında noktalara ait gravite zaman serileri oluşturulmuştur.

4. Mayıs ve ekim dönemlerinde gerçekleştirilen kampanya ölçmelerine ait gravite alan değişimlerinden, Ağırlıklı En Küçük Kareler Yöntemi (AEKK) kullanılarak, aynı noktanın farklı dönemlerine ait yıllık gravite hız değerleri hesaplanmış ve sonuçlar karşılaştırılmıştır (bkz Şekil 4.11). Karşılaştırma sonucunda aynı noktanın farklı dönemlere ait gravite alan değişimlerinden hesaplanan yıllık gravite hız değerleri arasında mantıklı bir fark belirlenmemiştir. Karşılaştırma sonucuna bağlı olarak her noktanın yıllık gravite hız değerinin belirlenmesinde mayıs ve ekim dönemlerine ait verilerin ortak değerlendirilmesine karar verilmiştir (bkz Şekil 4.12).

5. Marmara Bölgesi'nde 17 Ağustos 1999 İzmit Depremi'nin etkisiyle oluşan zaman bağımlı gravite alan değişimlerinin analizi; sayısal modelleme yaklaşımı ile gerçekleştirilmiştir. Bu kapsamda sayısal modelleme yaklaşımında Wang (2006) tarafından yazılan ve PSGRN ve PSCMP olarak isimlendirdiği iki adet kod kullanılmıştır. Bu iki yeni kodun çalışma da kullanılmasının ana sebebi; yeryüzünde oluşan deformasyonları belirlemek ile beraber jeoid ve gravite alan değişimlerini de hesaplamasıdır.

6. PSGRN ve PSCMP kodları ile kullanılarak gerçekleştirilen modelleme çalışmasında, kabuk hız modeli tanımlamasında Marmara Bölgesi için Karabulut (2003) tarafından sunulan kabuk hız modeli, fay geometrisi ve fay yüzeyindeki kayma değerleri tanımlaması için Çakır (2003) tarafından sunulan 17 Ağustos 1999 İzmit Depremi fay geometrisi ve fay yüzeyi kayma modeli kullanılmıştır. Çalışma da modelleme yaklaşımına ve gravite alan verilerine en uygun viskozite değerinin



belirlenmesine yönelik testler yapılmıştır. Testler sonucunda; yarısonsuz viskoelastik ortam için viskozite değeri  $5 \times 10^{18}$  Pa.s civarı olarak belirlenmiştir (bkz Şekil 7.1)

7. Marmara-batı ve Marmara-doğu bölgesindeki her bir nokta için model gravite alan değişimleri ile ölçülen gravite alan değişimlerini içeren gravite zaman serisi grafikleri hazırlanmıştır (bkz Şekil 7.2,3) ve her bir noktada ölçülen ve model gravite alan değişimleri arasındaki uyum incelenmiştir.

8. Marmara-doğu ve Marmara-batı bölgelerinde yer alan tüm noktalarda, model ve ölçülen gravite alan değişimlerinden Ağırlıklandırılmış En Küçük Kareler (AEKK) yöntemi kullanılarak, yıllık gravite hız değerleri hesaplanmıştır. Noktasal olarak hesaplanan model ve ölçülen yıllık gravite hız değerleri birim vektörlere endeksenerek, her ikisinin bir arada yer aldığı bölge haritaları ile sunulmuştur (bkz Şekil 7.4,5). Ayrıca bölge haritalarının sağ ve sol üst köşelerinde sırasıyla bölge noktalarının ölçülen ve model gravite alan değişimlerinden hesaplanan hızları birim vektöre endeksenerek, ayrı ayrı gösterilmiştir. Bu haritaların oluşturulmasında; model gravite alan değişimlerinin hesaplanmasında kullanılan kabuk yapısı ile ölçmelerin gerçekleştiği kabuk yapısı arasındaki olası yanal süreksizlik etkisinin belirlenmesi amaçlanmıştır.

9. Marmara-doğu bölgesinde yer alan tüm noktaların zaman boyutundaki model ve ölçülen gravite alan değişimlerine ait yıllık hız değerleri arasındaki uyum incelendiğinde; yön ve değişim genliği bakımından uyumlu olduğu belirlenmiştir.

10. Marmara-doğu bölgesinde ölçülen ve model gravite alan değişimlerinden elde edilen hız değerleri arasındaki uyumun; bölge kabuk yapısındaki yanal süreksizliklerin, 1999 Depremleri sonrası yerkabuğunun viskoelastik rahatlamasının yakın alanda baskın olması sebebiyle ölçüm değerlerinde beklenen oranlarda etki oluşturmasından kaynaklandığı öngörülmektedir.

11. Marmara-doğu bölgesinde yer alan noktalarda ölçülen gravite alan değişimleri ile model gravite alan değişimleri kendi içlerinde normalleştirilmiş ve grafiklendirilmiştir. Noktasal bazda hazırlanan grafikler incelendiğinde; model gravite alan değişimlerinin, ölçülen gravite alanların standart sapmaları ile belirlenen değişim aralığı içine kaldığı ve bu nedenle her iki veri arasında uyum olduğu belirlenmiştir. (bkz Şekil 7.6).

12. Bölgede daha önceleri yapılan benzer çalışmaların sonuçları (Ergintav, 2007) ile uyumlu olarak KAFZ'nun Marmara Bölgesi içinde yer alan Kuzey Kolu üzerindeki noktaların gravite alan değişimlerinin arttığı, kolun güneyinde kalan noktalarda ise gravite alan değişimlerinin azaldığı belirlenmiştir.

13. Marmara-doğu bölgesinde özellikle fayın güney bloğu üzerinde ve faya yakın alan yer alan CINA ve OLUK noktaları ile ve uzak alanda yer alan KUTE ve ERCT noktalarının yıllık gravite hız değerleri incelendiğinde, deformasyonun faya yakın alandan uzak alana doğru göç ettiği belirlenmiştir. Bu göçün zamanla Marmara-batı bölgesinde yer alan noktalara ulaşacağı ve bu noktalardaki model ve ölçülen gravite alan değişimleri hızlarının artacağı öngörülmektedir.

14. Marmara-batı bölgesinde yer alan tüm noktaların zaman boyutundaki model ve ölçülen gravite alan değişimlerine ait yıllık hız değerleri arasındaki uyum incelendiğinde; yön bakımından uyumlu ancak değişim genliği bakımından aralarında oransal farklılıklar olduğu belirlenmiştir.

15. Marmara-batı bölgesinde, ölçümler ve modele ait yıllık gravite hız değerleri arasındaki uyumsuzluk için iki temel sebep öngörülmektedir. Bunlar;

a) Elde edilen sonuçlar, 1999 Depremleri sonrası yerkabuğunun viskoelastik rahatlamasının uzak alan da baskın boyutta görülmemesi nedeniyle bölge kabuk yapısındaki yanıl süreksizlik etkilerinin ölçüm değerlerinde baskın olarak görülmesiyle açıklanabilir.

b) Bir diğ er neden ise Marmara-batı bölgesi ve Marmara-doğ u bölgesi arasındaki kabuk kalınlığı farkıdır. 1-D Modelleme aşamasında kullanılan ve tım Marmara bölgesi için tanımlanan ortalama kabuk kalınlığı, Marmara-doğ u bölgesinin kapsadığı alan içinde gerçekleştirilen çalışma sonucu elde edilmiştir. Bu nedenle; Marmara-batı bölgesinin viskoelastik rahatlamasını temsil eden model gravite alan değişimleri, Marmara-doğ u bölgesi kabuk kalınlığı temel alınarak belirlenmiştir. Ancak, farklı amaçlar için yapılan çalışmalar da Marmara-batı bölgesi ve civarı kabuk yapısının, Marmara-doğ u ve civarı kabuk yapısına göre daha ince olduğu belirlenmiştir [40]. Marmara-doğ u bölgesi kabuk yapısına göre Marmara-batı bölgesi kabuk yapısının daha ince olması; elastik tabakadaki deformasyonun daha kısa süre de yarı sonsuz viskoelastik ortama iletilmesine ve viskoelastik tepki daha kısa sürede daha yüksek genliklerde yeryüzünde gözlenmesine sebep olacaktır. Bu nedenle Marmara-batı bölgesinin kabuk kalınlığı ile model de tanımlanan kabuk kalınlığı arasındaki fark, model ve ölçülen gravite alan değişimleri arasında yn bakımından uyumlu, genlik bakımından farklı oluşmaktadır.

16- Marmara-batı bölgesinde yer alan noktalarda ölçülen gravite alan değişimleri ile model gravite alan değişimleri kendi içlerinde normalleştirilmiş ve grafiklendirilmiştir. Noktasal bazda hazırlanan grafikler incelendiğinde, model ve ölçülen gravite alanın eş değişim genliği içinde ve genel anlamda yönlerinin değişim oranları açısından uyum içinde oldukları belirlenmiştir (bkz Şekil 7.7).

17- Bölüm 6.5'te deprem sonrası deformasyonun, jeoid ve gravite alan değişiminin alansal incelenmesi kapsamında yapılan uygulamalarda fayın uç kısımlarında ve fayın yönüne bağlı olarak açılma ve sıkışma bölgelerinin oluştuğu belirlenmiştir (bkz Şekil 6.9). Açılma ve sıkışma alanlarında oluşan ve kuvvet çiftleri Şeklinde gelişen deformasyon alanlarının, yakın alandan uzak alana doğru azaldığı belirlenmiştir. Uygulama sonuçları ile paralel olarak Biga ve Kapıdağ Yarımadaı içinde kalan noktalarda model gravite alan değişimleri azalırken, Gelibolu



Yarımadası içinde kalan noktaların gravite alan değişimlerinde artım görülmektedir. Model gravite alan değişimleri ile genel anlamda uyumlu olarak Biga ve Kapıdağ Yarımadaı içinde kalan noktalara ait ölçülen gravite alan değişimleri azalırken, Gelibolu Yarımadaı içinde kalan noktaların gravite alan değişimleri artmaktadır.

18- Bu genel davranışın aksine SEVK, KVAK, DOKU, HSBT ve SVNT noktalarında model ve ölçülen gravite alan değişimleri arasında ters korelasyon belirlenmiştir. SEVK ve DOKU noktasında oluşan ters korelasyonun; SEVK noktasının Çanakkale- Balıkesir karayoluna çok yakın olması ve ölçmeler esnasında trafiğe bağılı olarak oluşan gürültülerin ölçüm değerlerine katılması olarak öngörülürken, DOKU noktasının Dokuzdere Göleti'ne çok yakın olması ve su yüksekliğı değişimine bağılı olarak farklı dönemlerde farklı kütle etkisiyle oluştuğı öngörülmektedir. SVNT, HSBT ve KVAK noktalarındaki ters korelasyonun; bu noktaların bölge yerel aktif faylarına çok yakın olduğı ve faylar üzerindeki gerilmelere bağılı olarak oluştuğı öngörülmektedir. Ancak SVNT, HSBT ve KVAK noktasındaki değişimlerin faylar üzerindeki gerilmelere bağılı olarak geliştiğı sonucuna kesin olarak varmak için bölgenin farklı disiplinli yaklaşımlar ile de araştırılması ve sonuçlarının birbirleriyle karşılaştırılması önerilmektedir.

19- Çalışma bölgesinde deprem sonrası deformasyonun belirlenmesi amacıyla gerçekleştirilen çalışmalar kapsamında; ölçümler, kabukta görülen yüzeysel deformasyonlar temelinde gerçekleştirilmiştir. Ancak, farklı bir çalışma olarak Ergintav ve diğ. [5] tarafından 1999 depremleri sonrası postsismik deformasyona bağılı olarak bölgesel bazda oluşan kütle ve yoğunluk değişiminin (kabuk içi dinamizminin) belirlenmesine yönelik gravite ve GPS ölçümleri gerçekleştirilmiştir. Tez çalışması kapsamında bir adım ileriye gidilmiş ve Ergintav ve diğ.[5] tarafından gerçekleştirilen çalışmanın amacı ile aynı amaca sahip, ancak farklı zamanları temsil eden gravite alan verileri, sayısal çözüm yaklaşımı ile modellenerek analiz edilmiştir.

## KAYNAKLAR

- [1] AKDAĞ, E., Mali Yapı ve Denetim Boyutları ile Afet Yönetimi, T.C. Sayıştay, Araştırma/İnceleme/Çeviri Dizisi:10, 2002
- [2] REID, H. F., The Mechanics of the Earthquake, The California Earthquake of April 18, 1906, Report of the State Investigation Commission, Vol.2, Carnegie Institution of Washington, Washington, D.C., 1910
- [3] GERSTENECKER, C. ve DEMİREL, H., Yeryuvarı Gravite Alanı-Önemi, Ölçme veYorumlama, TUJK 2005 Yılı Bilimsel Toplantısı, Jeoit ve Düşey Datum Çalıştayı, 22-24 Eylül 2005, KTÜ, Trabzon, 118-133, 2006
- [4] BILHAM, R., Earthquakes and sea level, space and terrestrial metrology on a changing planet. Geophysics 29, 1-29, 1991
- [5] ERGİNTAV, S., DOĞAN, U., GERSTENECKER, C., ÇAKMAK, R., BELGEN, A., DEMİREL, H., AYDIN, C., REILINGER, R., Snapshot (2003–2005) of the 3D Postseismic Deformation for the 1999, Mw=7.4 İzmit Earthquake in the Marmara Region, Turkey, By First Results of Joint Gravity and GPS Monitoring, Journal of Geodynamics, 44/1-2: 1-18, 2007
- [6] ATZBACHER, K. ve GERSTENECKER, C., Secular Gravity Variations: Recent Crustal Movements or Scale Factor Changes?, Journal of Geodynamics, 18: 107-121, 1993
- [7] RYMER, H., Corrections to the Bouguer gradient for volcanic regions, Geophys. J. Int., 104 ,1991
- [8] MCCLUSKY, S., BALASSANIAN, S., BARKA, A., DEMİR, C., ERGİNTAV, S., GEORGIEV, I., GURKAN, O., HAMBURGER, M., HURST, K., KAHLE, H., KASTENS, K., NADARIYA, M., OUZOUNIS, A., PARADISSIS, D., PETER, Y., PRILEPIN, M., REILINGER, R., SANLI, I., SEEGER, H., TEALEB, A., TOKSOZ, M. N., VEIS, G., GPS constraints on plate kinematics and dynamics in the Eastern Mediterreanean and Caucasus. J. geophys. Res..(105): 5695-5719, 2000

- [9] AYDIN, C., Marmara Bölgesi gravite değişimlerinin belirlenmesi için model tasarımı, Doktora Tezi, Yıldız Teknik Üniversitesi, 131 syf, 2007
- [10] ÖZENER, H., TURGUT, B., DOĞRU, A., HALICIOĞLU, K., GÜRKAN O., Kuzey Anadolu Fay Zonu batı ve doğu kesimlerinde güncel kabuk hareketlerinin jeodezik yöntemler ile belirlenmesi, TMMOB Harita ve Kadastro Mühendisleri Odası, 11. Türkiye Harita Bilimsel ve Teknik Kurultayı, 2-6 Nisan 2007, Ankara, 2007
- [11] OKAY, A.I., KAŞLILAR-ÖZCAN, A., İMREN, C., BOZTEPE-GÜNEY, A., DEMİRBAĞ, E., KUŞÇU İ. Active faults and evolving strike-slip basins in the Marmara Sea, northwest Turkey: a multichannel seismic reflection study. *Tectonophysics*, 321, 189-218, 2000
- [12] KETİN, İ., Türkiye Jeolojisine genel bir bakış. İTÜ Yayını, 1259 syf., 1983
- [13] MCCLUSKY, S., BALASSANIAN, S., BARKA, A., DEMİR, C., ERGINTAV, S., GEORGIEV, I., GURKAN, O., HAMBURGER, M., HURST, K., KAHLE, H., KASTENS, K., NADARIYA, M., OUZOUNIS, A., PARADISSIS, D., PETER, Y., PRILEPIN, M., REILINGER, R., SANLI, I., SEEGER, H., TEALEB, A., TOKSOZ, M. N., VEIS, G., GPS constraints on plate kinematics and dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus. *J. geophys. Res.*(105): 5695-5719, 2000
- [14] TAN, O., TAPIRDAMAZ, M., YÖRÜK, A., The earthquake catalogues for Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, Vol. 17, pp. 405-418, 2008
- [15] ŞAROĞLU, F., Türkiye diri fay haritası, Mineral Research and Exploration Institute, Ankara, Turkey, 1992
- [16] ARMİJO, R., MEYER, B., NAVARRO, S. ve KING, G., Asymmetric slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart: a clue to propagation processes of the North Anatolian Fault? *Terra Nova*, 13, 80-86, 2002
- [17] TOKSÖZ, N. M., SHAKAL, A. F., ANDREW, J. M., Space-time migration of earthquakes along the North Anatolian fault zone and seismic gaps, *Pageoph*, 117, 1258-1270, 1979
- [18] BARKA, A., The 17 August 1999 Izmit Earthquake, *Science*, 285, 5435, 1858-1859, 1999

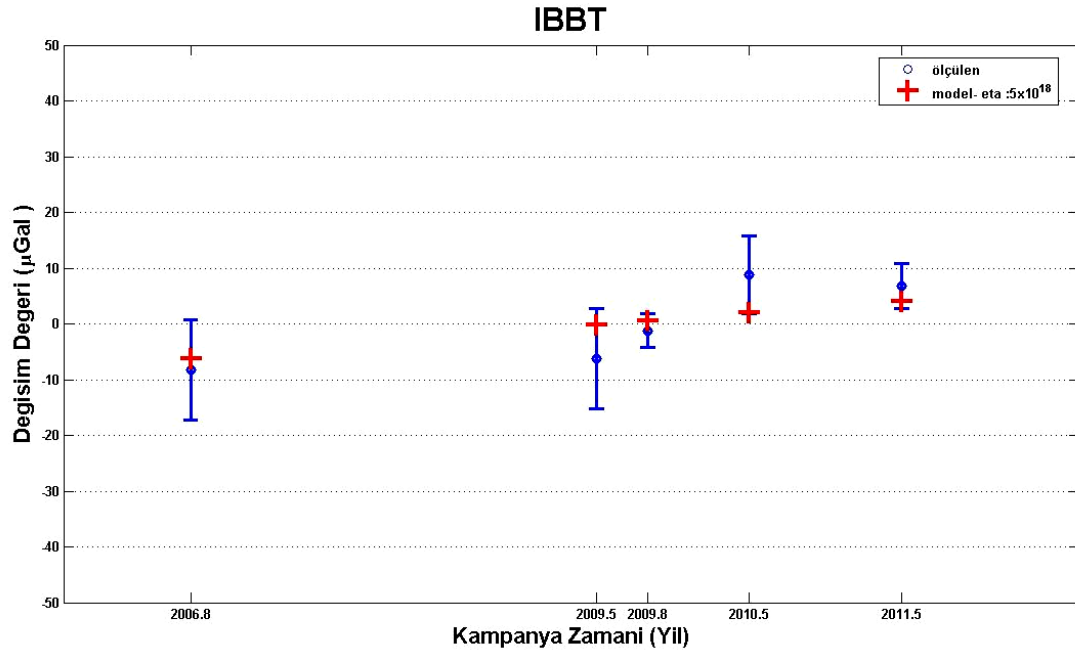
- [19] TORGE, W., FALK, R., FRANKE, A., REINHART, E., RICHTER, B., SOMMER, M., WILMES, H., Das Deutsche Schweregrundnetz 1994 (DSGN94). Band I., DGK, B309, Munchen, 1999
- [20] DENİZ, R., AYAN, T., GÜRKAN, O., ÖZTÜRK, E., ÇELİK, N. R., Uluslararası Jeodezik Referans Sistemleri ve CBS, TUJK 2003 Yılı Bilimsel Toplantısı, Coğrafi Bilgi Sistemleri ve Jeodezik Ağlar Çalıştayı, 24-25-26 Eylül, Konya, 2003
- [21] BAŞOKUR, A. T., Doğrusal ve doğrusal olmayan problemlerin ters-çözümü, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası Eğitim Yayınları No:4, Ankara
- [22] KEAREY, P., VINE, F.J., Global Tectonics, Blackwell Scientific Publications, Oxford. Park, R. G., 1990
- [23] ÇAKMAK, R., Jeodezik çalışmalarla Marmara Bölgesinde deprem döngüsünün belirlenmesi ve modellerle açıklanması, Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, 153 syf., 2010
- [24] FEIGL K. L., and THATCHER W., Geodetic observations of post-seismic transients in the context of the earthquake deformation cycle, Comptes Rendus - Geoscience, 338, 1012 – 1028, 2006
- [25] PEDERSEN, R. JONSSON, S., ARNADOTTIR, T., SIGMUNDSSON, F., and FEIGLE, K. L., Fault slip distribution of two June 2000 Mw=6.5 earthquakes in South Iceland estimated from joint inversion of InSAR and GPS measurements, Earth and Planetary Science Letters, 213, 487-502, 2003
- [26] JONSSON, S., SEGALL, P., PEDERSEN, R., ve BLORNSSON, G., Post-earthquake ground movements correlated to pore-pressure transients, Nature, 424, 179-183, 2003
- [27] ERGİNTAV, S., McCLUSKY, S., HEARN, E. H., REILINGER, R. E., ÇAKMAK, R., HERRING, T., OZENER, H., LENK, O., and TARI, E., Seven years of postseismic deformation following the 1999, M=7.4 and M=7.2, Izmit-Düzce, Turkey earthquake sequence, Journal of Geophysical Research, 114, B07403, doi:10.1029/2008JB006021, 2009
- [28] HEARN, E. H., McCLUSKY, S., ERGİNTAV, S., and REILINGER, R. E., Izmit earthquake postseismic deformation and dynamics of the North Anatolian Fault Zone, Journal of Geophysical Research, doi:10.1029/2008JB006026, 2009

- [29] STEKETEE, J. A., On Volterra's dislocations in a semi-infinite elastic medium, *Canadian Journal of Physics*, 36:(2) 192-205, 10.1139/p58-024,1958
- [30] SAVAGE, J. C., Effect of crustal layering upon dislocation modelling, *journal of geophysical research*, vol.92, no: b10, pp.10, 595-10, 600, doi:10.1029/JB092iB10p10595, 1987
- [31] RYBICKI, K., The elastic residual field of a very long strike-slip fault in the presence of a discontinuity, *Society of America*, vol. 61, no. 1, 79-92, 1971
- [32] NUR, A., and MAVKO, G., Postseismic viscoelastic rebound, *Science*, 183, 204-206, 1974
- [33] COHEN, S. C., Numerical models of crustal deformation in seismic zones, *Advances in Geophysics*, 41, 133-231, 1999
- [34] LAKES, R. S., *Viscoelastic Materials*, Cambridge University Press, 2009
- [35] WANG, R., LORENZO MARTIN, F., ROTH, F., PSGRN/PSCMP - a new code for calculating co- and post-seismic deformation, geoid and gravity changes based on the viscoelastic gravitational dislocation theory. *Computers and Geosciences*, 32, 4, 527-541, doi: 10.1016/j.cageo.2005.08.006, 2006
- [36] ORUÇ, B., *Teori ve örneklerle jeofizikte modelleme*, Kocaeli Üniversitesi Yayınları No:227, Kocaeli, 2006
- [37] KARABULUT, H., ÖZALAYBEY, S., TAYMAZ, T., AKTAR, M., SELVİ O., KOCAOĞLU, A., Tomographic image of the shallow crustal structure in the Eastern Marmara, *Geophysical Research Letters*, vol. 30, no. 24, 2277, doi:10.1029/2003GL018074, 2003
- [38] ÇAKIR, Z., CHABALIER, J. B., ARMIJO, B., MEYER, B., BARKA, A., PELTZER, G., Coseismic and early post-seismic slip associated with the 1999 Izmit earthquake (Turkey) from SAR interferometry and tectonic field observations, *Geophys. J. Int.*, Vol. 155, 93–110, 2003
- [39] MOTAGH, M., HOFFMANN, J., KAMPES, B., BAES, M., ZSCHAU, J., Strain accumulation across the Gazikoy–Saros segment of the North Anatolian Fault inferred from Persistent Scatterer Interferometry and GPS

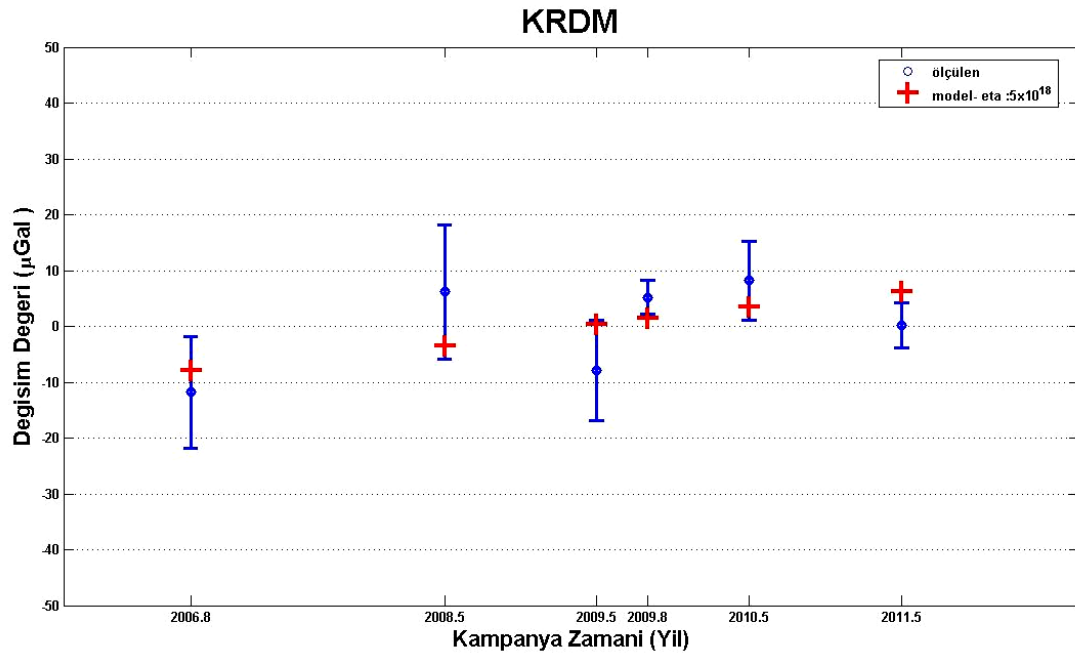
measurements, Earth and Planetary Science Letters,  
doi:10.1016/j.epsl.2007.01.003, 2007

- [40] PFISTER, M., RYBACH, L., ŞİMŞEK S., Geothermal reconnaissance of the Marmara Sea region (NW Turkey): surface heat flow density in an area of active continental extension, *Tectonophysics* 291, 77–89, 1998

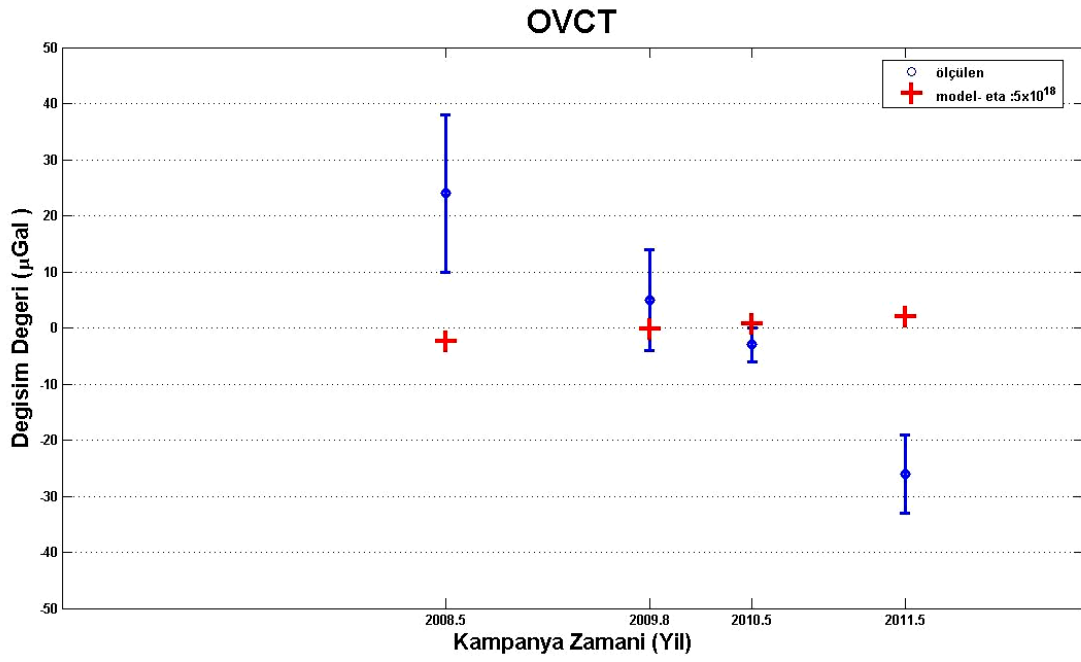
## EKLER



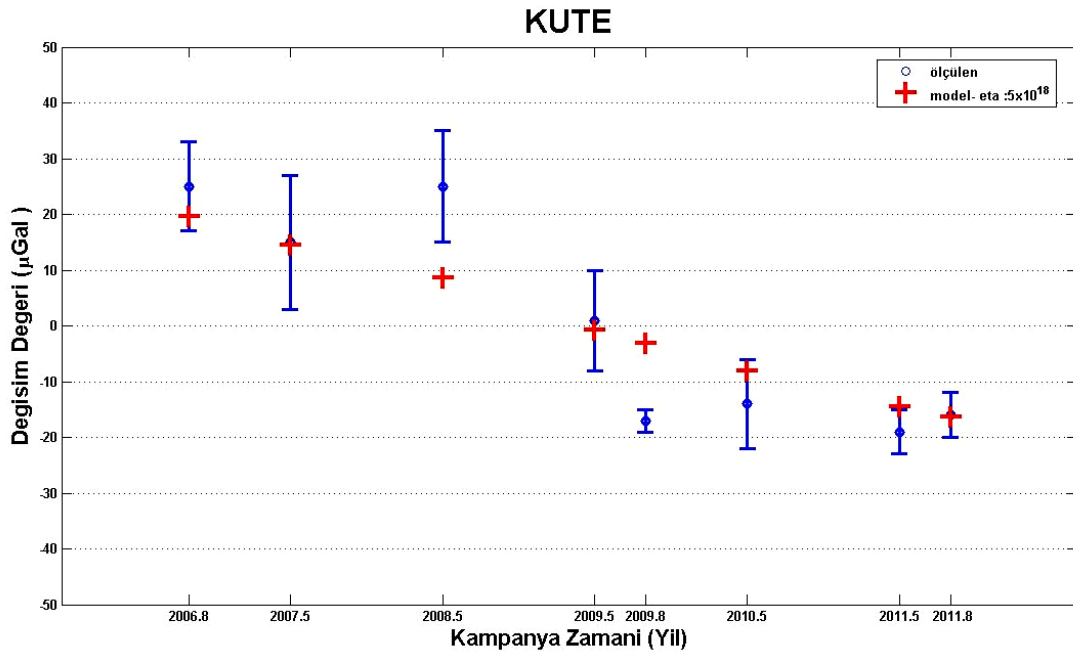
Şekil EK.1. Marmara-doğu bölgesindeki IBBT noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi



Şekil EK.2. Marmara-doğu bölgesindeki KRDM noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi

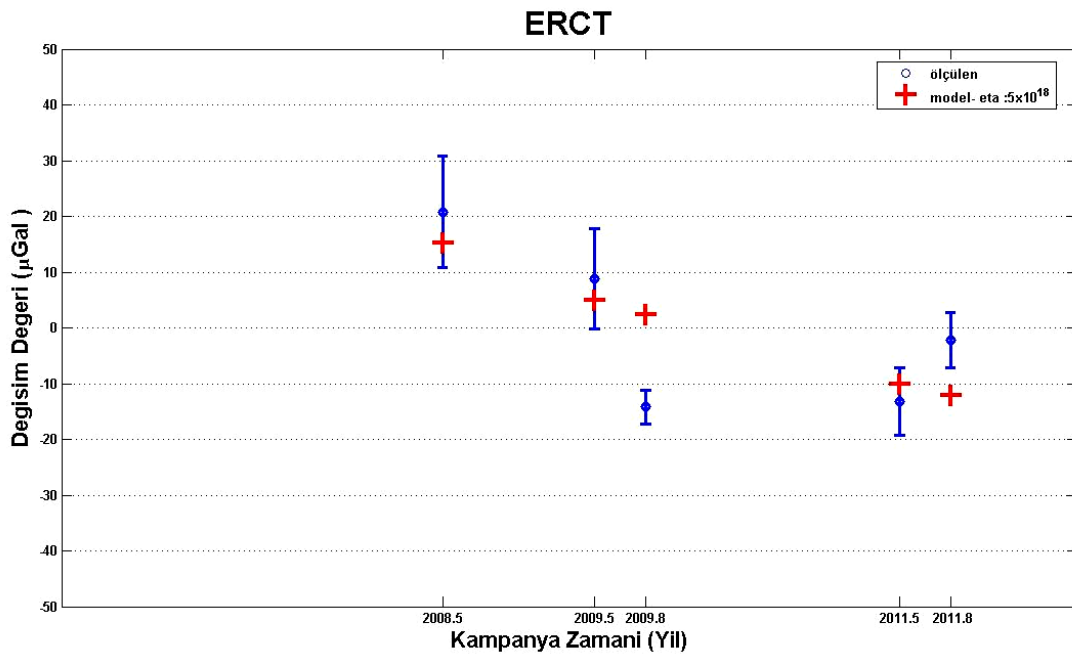


Şekil EK.3. Marmara-doğu bölgesindeki OVCT noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi

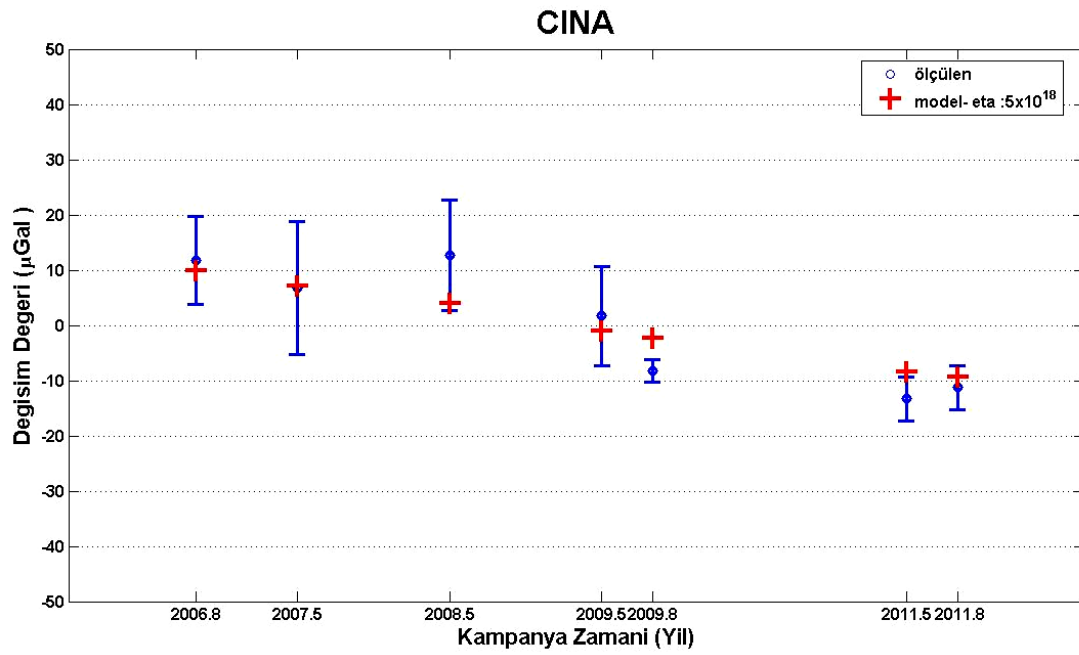


Şekil EK.4. Marmara-doğu bölgesindeki KUTE noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi

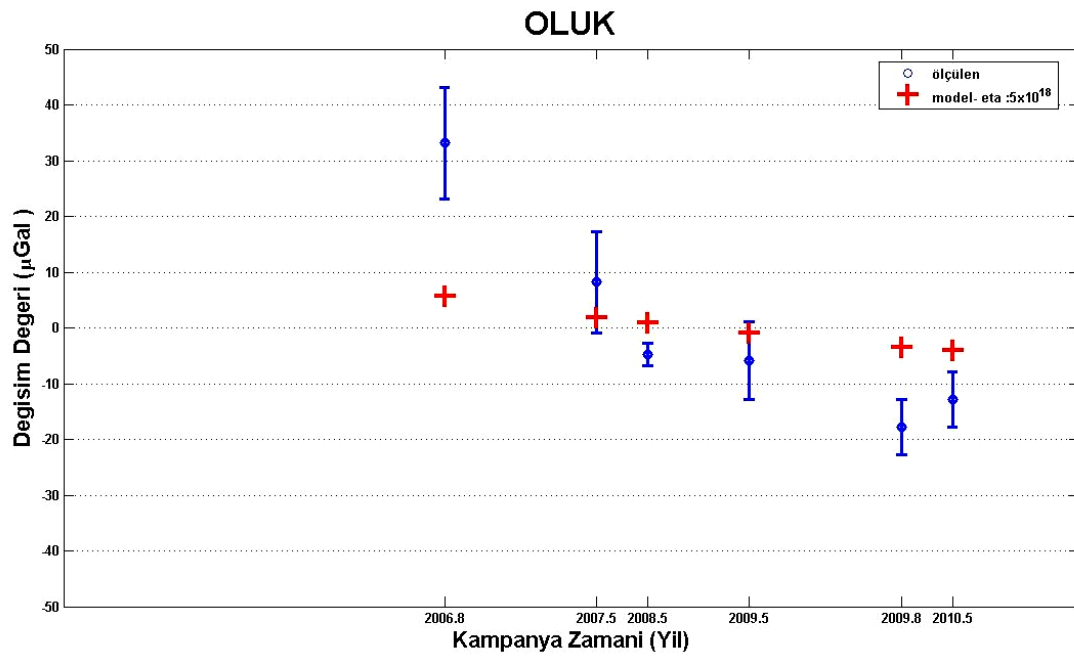




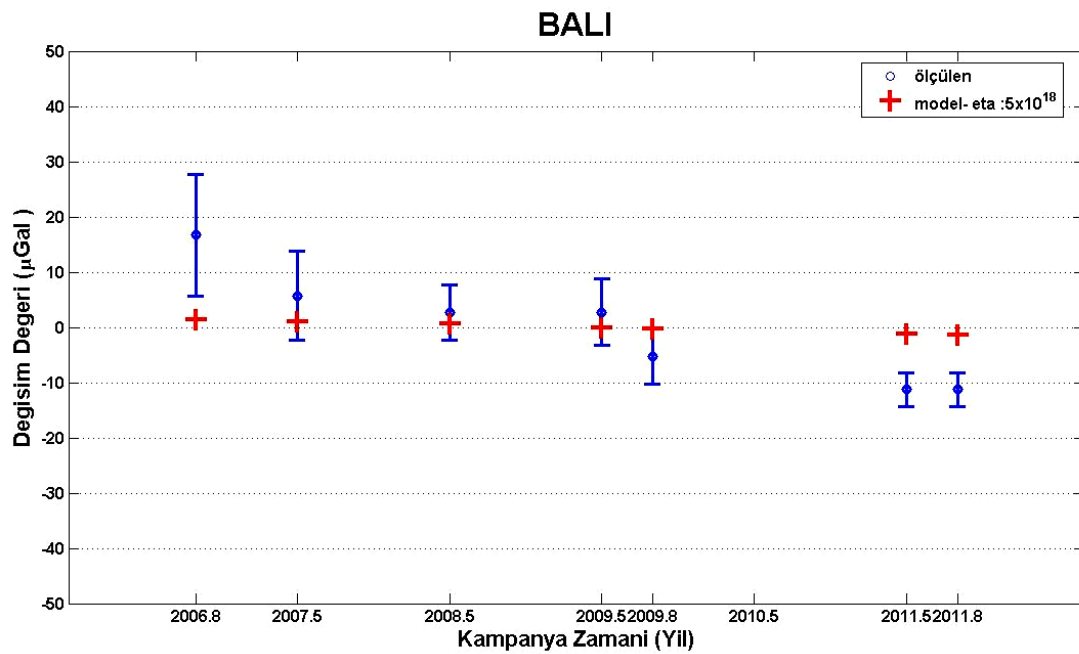
Şekil EK.5. Marmara-doğu bölgesindeki ERCT noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi



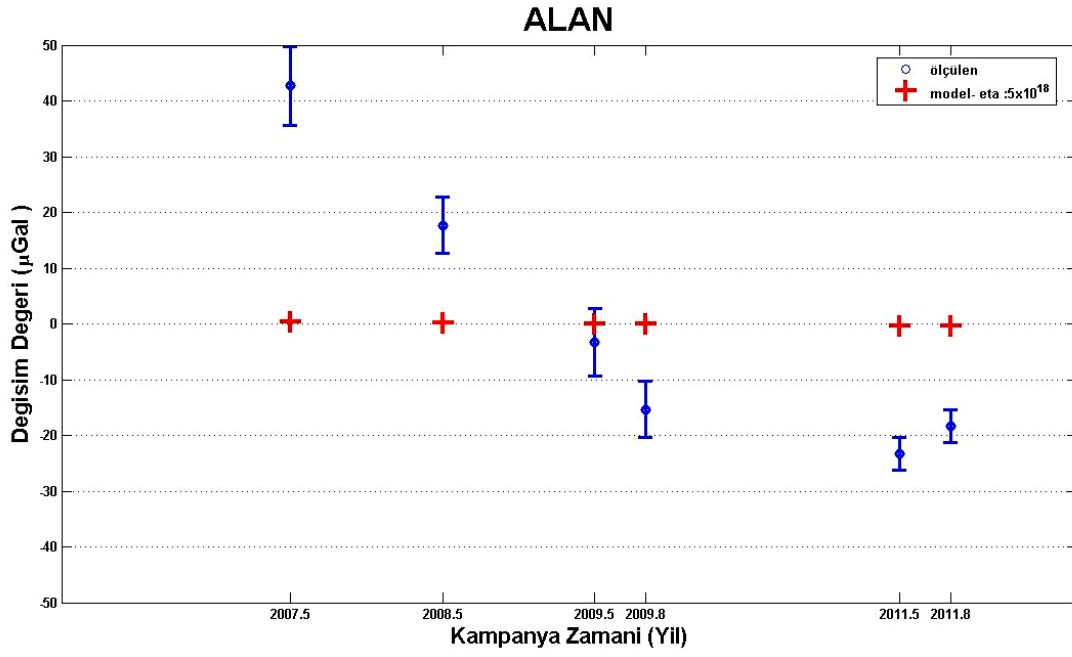
Şekil EK.6. Marmara-doğu bölgesindeki CINA noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi



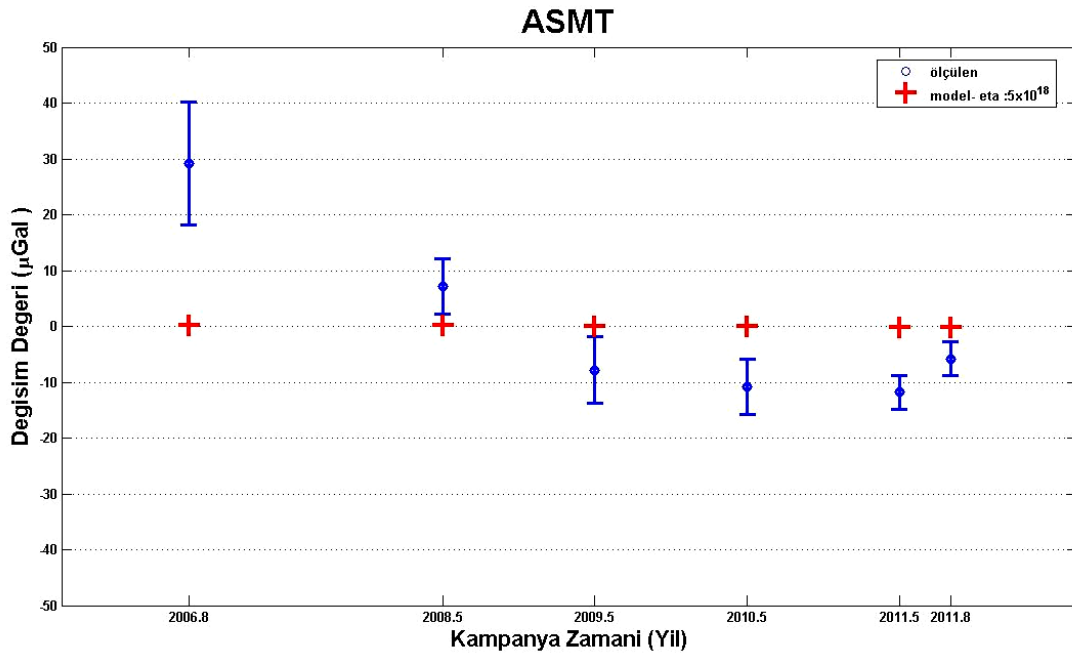
Şekil EK.7. Marmara-doğu bölgesindeki OLUK noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi



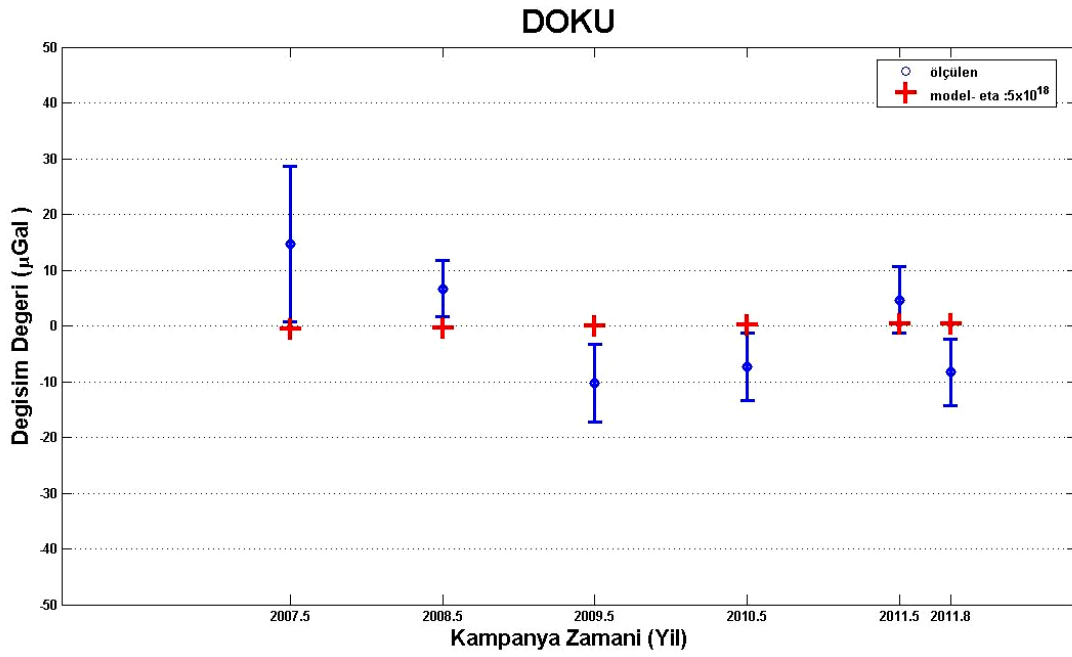
Şekil EK.8. Marmara-batı bölgesindeki BALI noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi



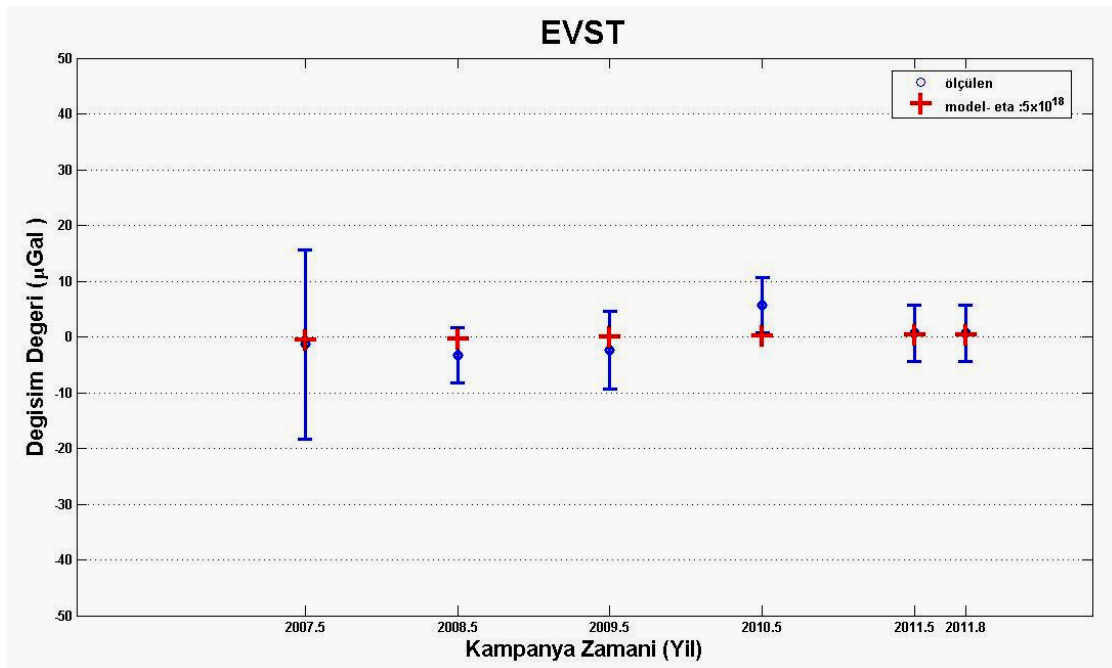
Şekil EK.9. Marmara-batı bölgesindeki ALAN noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi



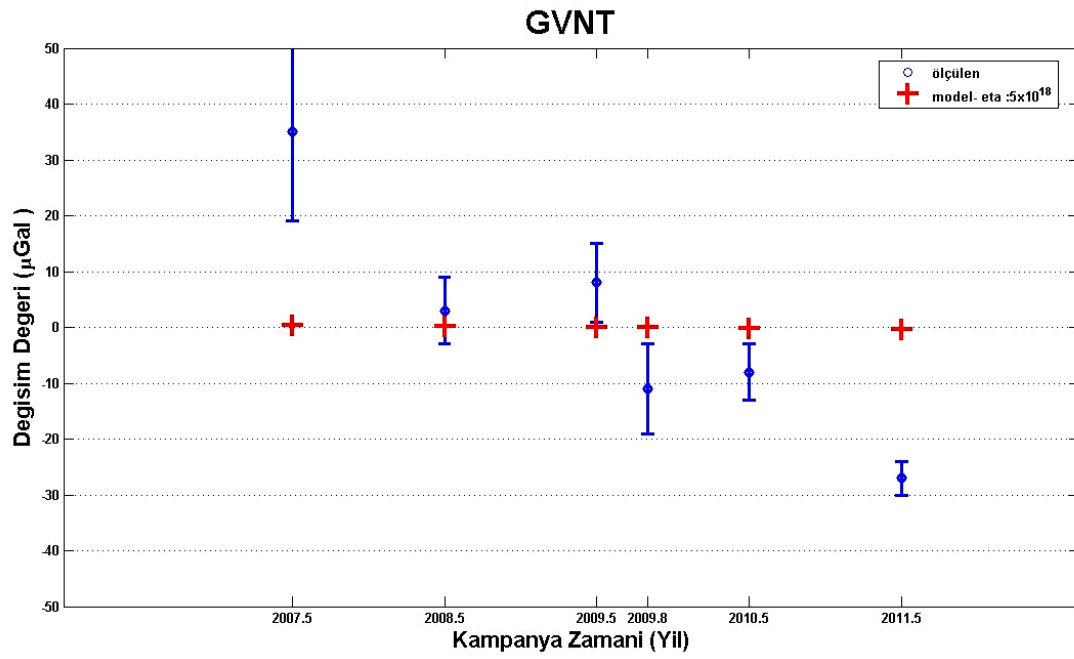
Şekil EK.10. Marmara-batı bölgesindeki ASMT noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi



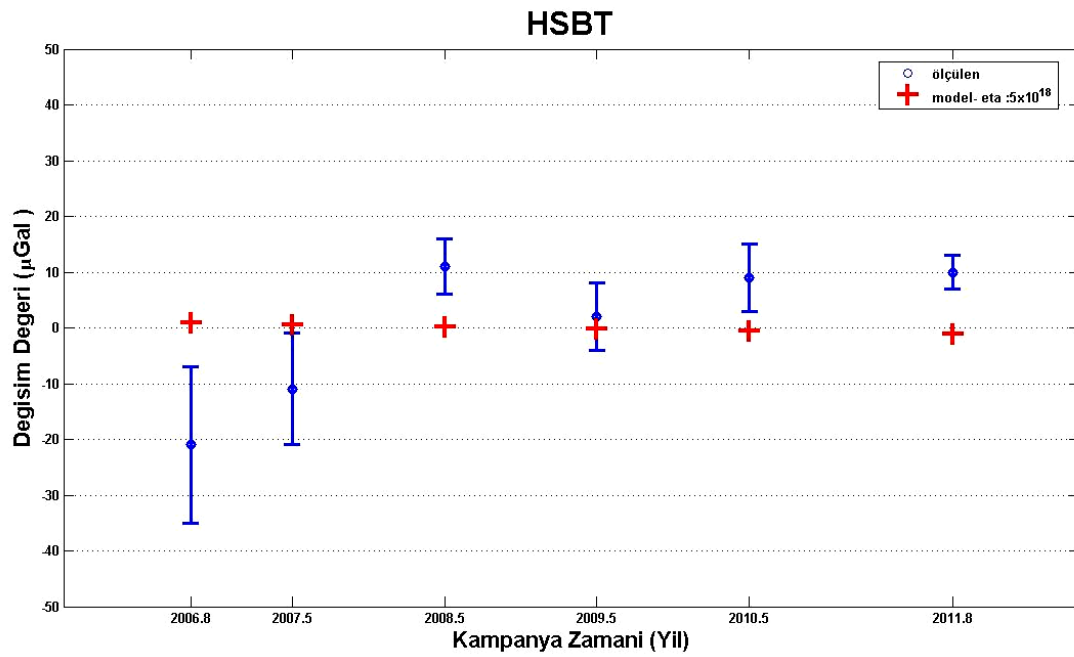
Şekil EK.11. Marmara-batı bölgesindeki DOKU noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi



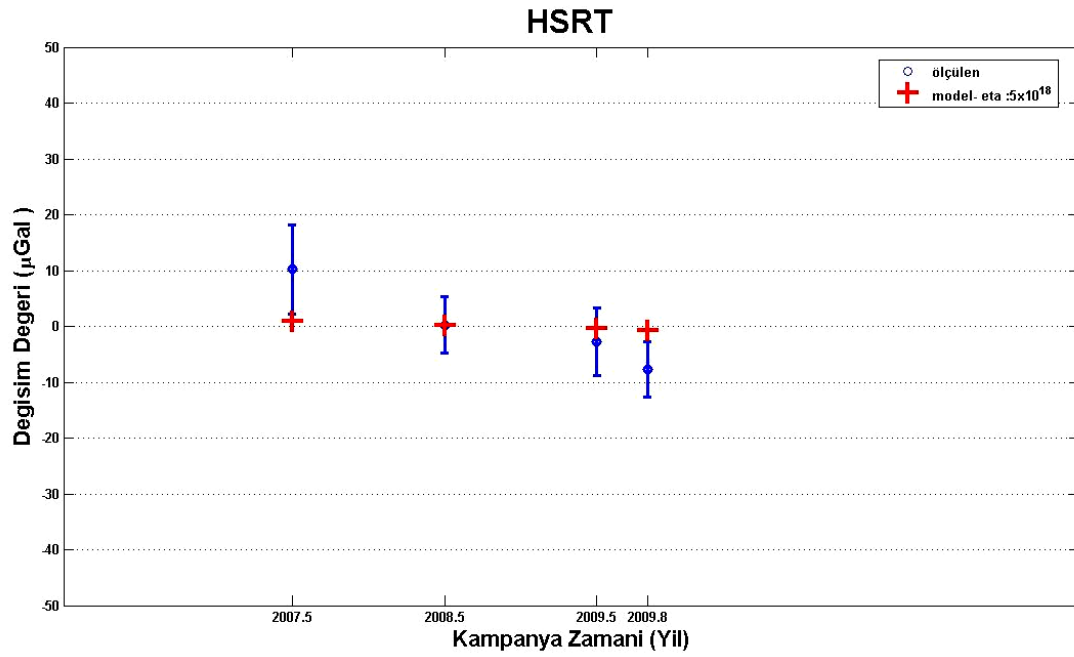
Şekil EK.12. Marmara-batı bölgesindeki EVST noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi



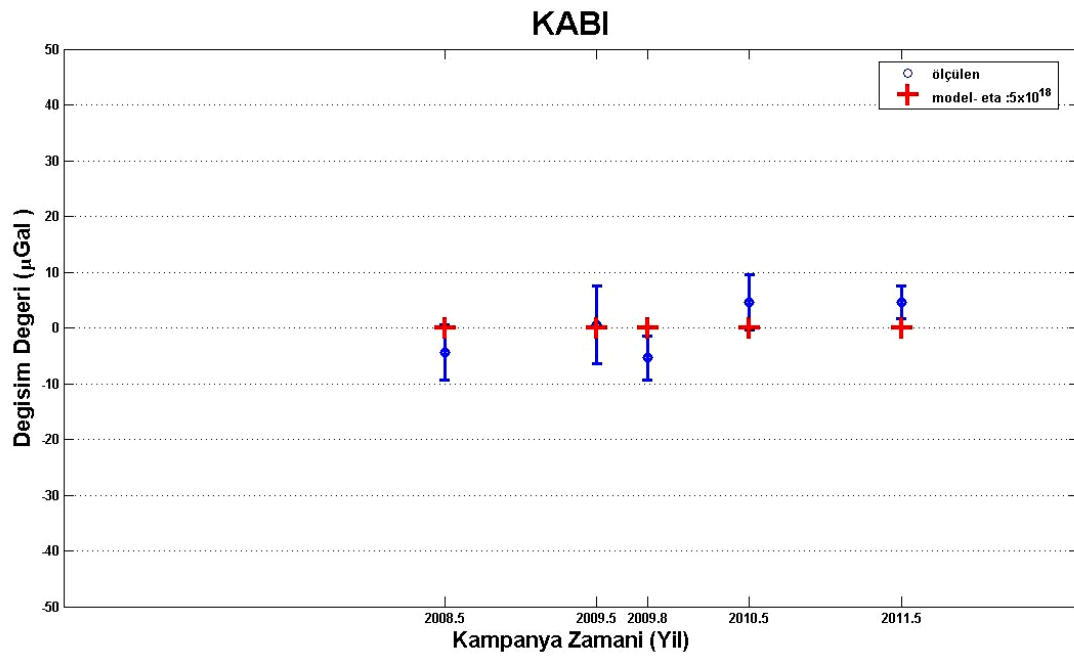
Şekil EK.13. Marmara-batı bölgesindeki GVNT noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi



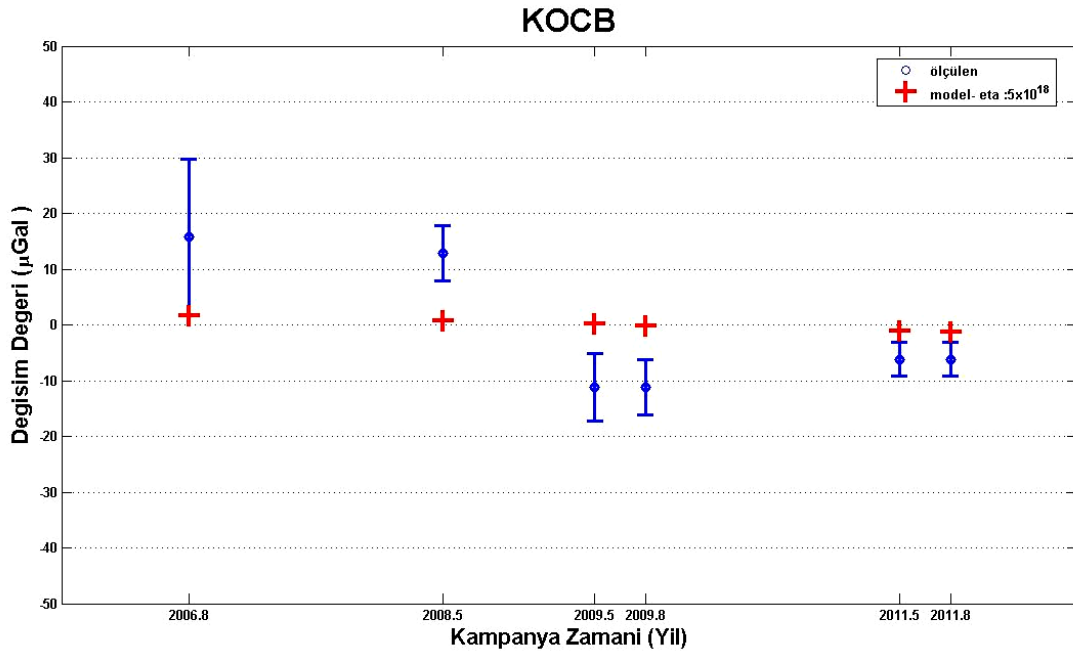
Şekil EK.14. Marmara-batı bölgesindeki HSBT noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi



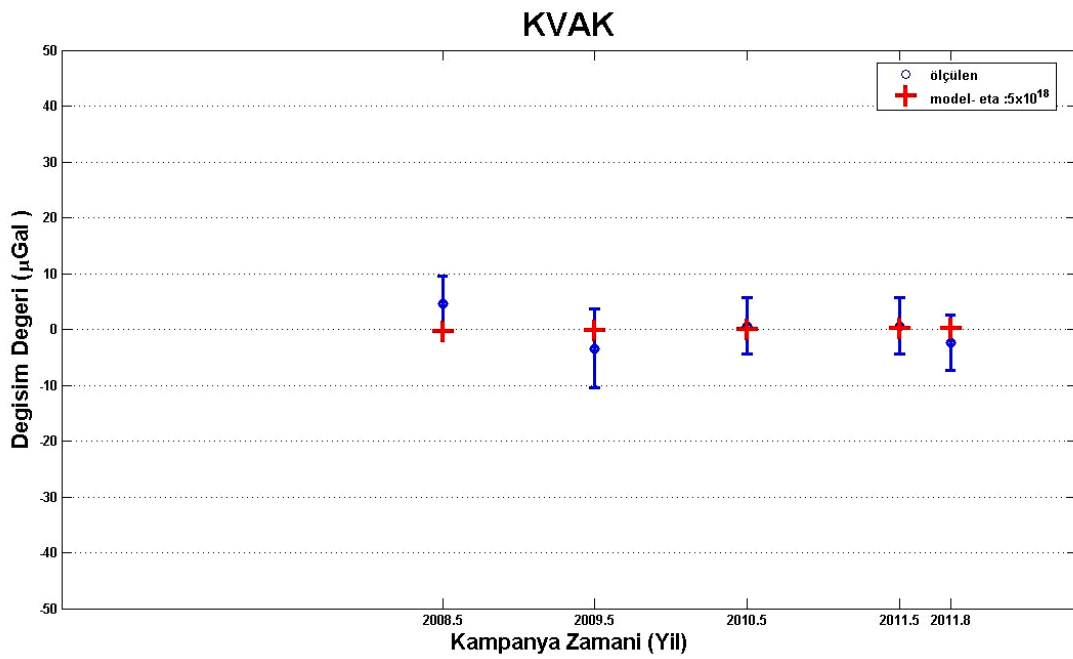
Şekil EK.15. Marmara-batı bölgesindeki HSRT noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi



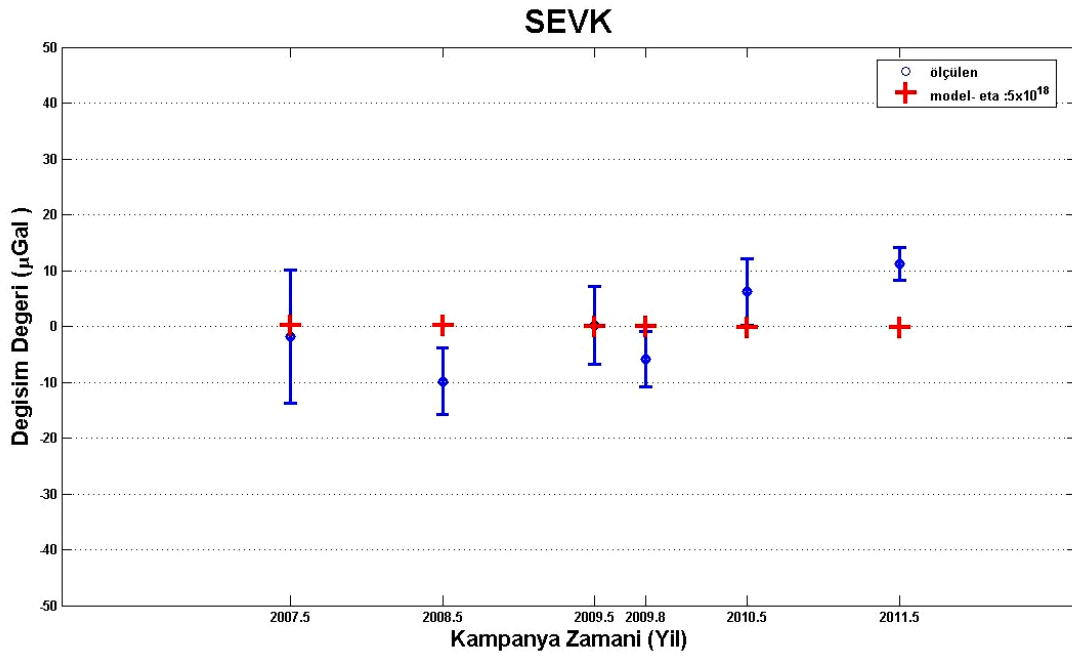
Şekil EK.16. Marmara-batı bölgesindeki KABI noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi



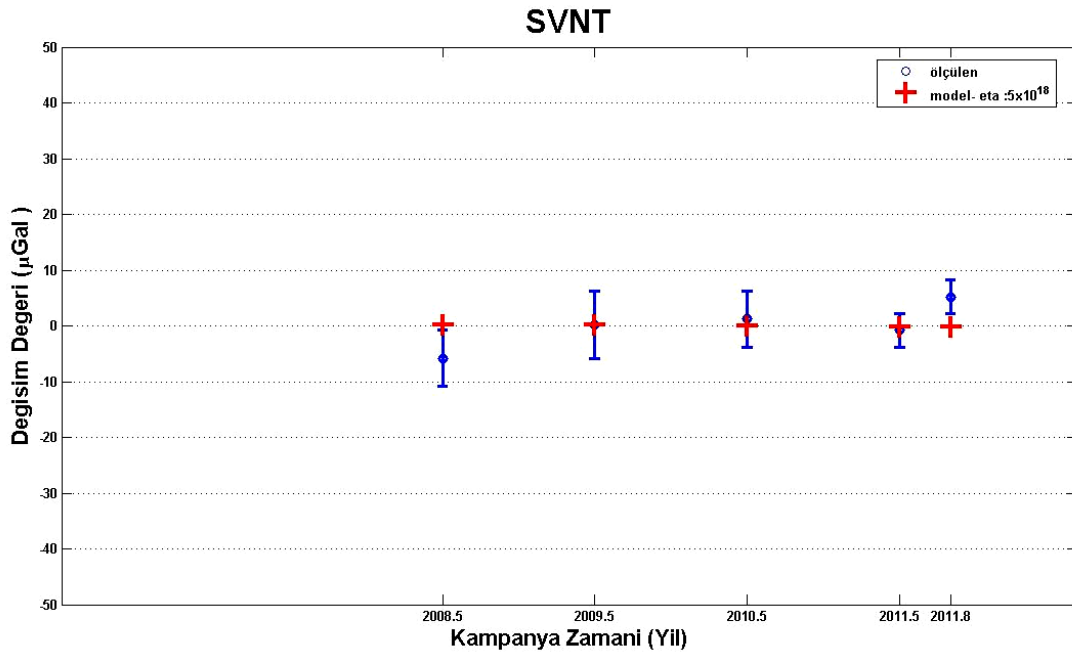
Şekil EK.17. Marmara-batı bölgesindeki KOCB noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi



Şekil EK.18. Marmara-batı bölgesindeki KVAK noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi

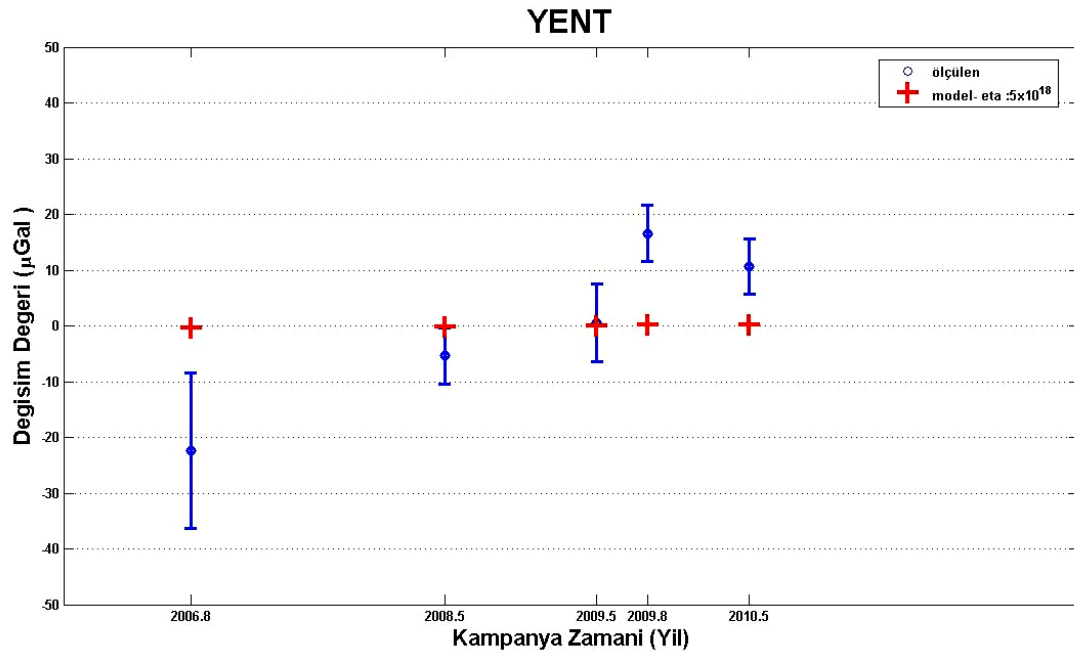


Şekil EK.19. Marmara-batı bölgesindeki SEVK noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi



Şekil EK.20. Marmara-batı bölgesindeki SVNT noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi





Şekil EK.21. Marmara-batı bölgesindeki YENT noktasına ait model ve ölçülen gravite zaman serisi

## ÖZGEÇMİŞ

Gökhan ARSLAN, 14.04.1983 tarihinde İstanbul'da doğdu. İlk ve orta eğitimini Gelibolu'da, lise eğitimini ise İzmit'te tamamladı. 2001 yılında başladığı Ankara Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü'ndeki eğitimini 2006 yılında tamamladı. Eylül 2008 döneminde SAÜ Fen Bilimleri Enstitüsü'nde yüksek lisans eğitime başladı. 2006 yılı ekim ayında işe başladığı TÜBİTAK, MAM, Yer ve Deniz Bilimleri Enstitüsü'nde halen çalışmaktadır.